

3.1.1. 東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人海洋研究開発機構・海洋工学センター海底地震・津波ネットワーク開発部・地球内部変動研究センタープレート挙動解析研究プログラム	部長	金田義行	kaneday@jamstec.go.jp
	上級研究員	朴 進午	jopark@jamstec.go.jp
	研究員	尾鼻浩一郎	obanak@jamstec.go.jp
	研究員	仲西理子	ann@jamstec.go.jp

(c) 業務の目的

東南海・南海地震の想定震源域において人工震源を用いた広角反射・屈折法調査と反射法調査を実施し、想定震源域におけるプレート形状等の把握を目指す。

広角反射・屈折法調査は、想定震源域の境界領域や、想定されるアスペリティ及びその周辺域を調査対象として、既存の測線を考慮し、トラフ軸に垂直な海陸を統合した測線やトラフ軸に平行な測線において実施し、プレート境界面の巨視的な形状などの大構造の把握や、想定震源域と陸域の間の地震波速度構造の把握を目指す。

また、反射法調査は、既存の反射法調査の測線とあわせて面的な情報が得られるよう未実施の領域で行い、分岐断層の分布とその形状、海山などのプレート境界浅部の形状や地震波の反射強度分布の把握を目指す。なお、東南海地震と南海地震の境界域では稠密反射法調査を実施し、詳細な空間的不均質構造評価を行い、プレート境界域からの分岐断層の発達機構の解明を目指す。加えて地震活動とプレート境界域や地殻構造との対比を行い、地殻構造が地下の応力場に与える影響を空間的に評価する事を目的として、短期的な機動的な地震観測を実施する。

(d) 5カ年の年次実施計画

1) 平成15年度

東南海・南海地震の想定震源域において広角反射・屈折法調査をトラフ軸に平行な測線で実施し、既往の探査結果と併せてトラフ軸に沿った東西方向の大構造の変化を把握した。また、昭和南海地震の際のアスペリティがあると考えられている土佐沖において、短期型自己浮上式海底地震計による機動的な地震観測を開始した。

2) 平成16年度

東南海地震と南海地震の想定震源域の境界領域である紀伊半島沖において広角反射・屈折法による海陸統合構造調査を実施した。このデータからプレート境界面の巨視的な形状などの大構造の把握や、想定震源域と陸域の間の地震波速度構造の把握を目指した解析を行った。

前年度に土佐沖に設置した短期型自己浮上式海底地震計の回収及び解析を行い、地震活動とプレート境界域や地殻の構造との対比を行った。また、昭和東南海地震の際のアスペリティがあると考えられている紀伊半島沖東部海域において短期型自己浮上式海底地震計による機動的な地震観測を開始した。

3) 平成17年度

四国沖を中心に既存の反射法調査の測線を考慮して広域2次元反射法調査を実施し、分岐断層の分布とその形状、海山などのプレート境界浅部の形状や地震波の反射強度分布の把握を目指した。特に、東南海地震と南海地震の境界領域である紀伊半島沖においては、稠密反射法調査を実施し、詳細な空間的不均質構造評価を行い、プレート境界域からの分岐断層の発達機構の解明を目指した。

また、前年度に紀伊半島沖東部海域に設置した短期型自己浮上式海底地震計の回収及び解析を行い、地震活動とプレート境界域や地殻の構造との対比を行った。

なお、3年度目にあたるため、本調査研究で実施された調査の中間的なとりまとめを行った。

4) 平成18年度

昭和東南海地震の際のアスペリティがあると考えられている紀伊半島沖東部の深部プレート境界域を対象とした広角反射・屈折法による海陸統合構造調査を実施し、プレート境界面の巨視的な形状などの大構造の把握や、想定震源域と陸域の間の地震波速度構造の把握を目指す。

5) 平成19年度

最近の研究成果で、1944年東南海地震の震源モデルのアスペリティの位置がこれまでよりも東側にシフトしていることが示唆されている。アスペリティが存在すると想定されている海域を含む海域から東海沖における広域な広角反射/屈折法調査を実施し、東南海地震/想定東南海地震震源境界域の構造イメージングを行い、その構造要因の抽出を目指す。また、最終年度にあたるため、本調査研究で実施された調査のまとめを行う。

(e) 平成18年度業務目的

昭和東南海地震のアスペリティが存在する海域を含む海陸統合構造調査を実施し、トラフ側から陸側震源域の深部に至る構造イメージングを目指す。尚、海陸統合調査測線はJAMSTECにおいて実施した既往海域構造調査測線と接続した測線配置により広域な構造評価を目的とする。

また、16年度実施した広角反射法・屈折法調査データの解析を推進し、震源域深部構造の把握を行い、地震発生場を規定する構造要因の抽出等を目指す。さらに、17年度に取得した志摩半島から東海沖にかけての機動的な地震観測データや稠密反射法調査データの解析にもとづき、総合的な地殻活動の評価を行う。

(2) 平成18年度の成果

(a) 業務の要約

1) 機動的な地震観測

志摩半島沖を中心とした紀伊半島沖から東海沖にかけての南海トラフで自己浮上型海底地震計(OBS)30台を用いて平成17年に行われた機動的な地震観測のデータについて、周辺で実施された構造

探査の結果を参考にした3次元構造による震源決定を行い詳細な震源分布を明らかにすると共に震源メカニズムの解析を行い、不均質な地殻構造がプレート境界型の巨大地震に及ぼす影響について検討を行った。

2) KY06-13 広角反射・屈折法調査

東南海地震の破壊域分布を規定する地下構造要因を明らかにするため、今年度は東南海地震の破壊域において広角反射・屈折法調査を実施した。調査では、津波データ解析により1944年東南海地震の破壊が集中していたと推定されている熊野灘・志摩半島南方に位置する海底面の高まり付近の地下構造を明らかにすることと、破壊域下限を規定する構造要因の解明をすすめた。

海陸構造調査測線の陸域構造調査分については、国立大学法人・東京大学地震研究所・地震地殻変動観測センターに再委託した。

3) 広域2次元および稠密反射法探査データの解析

南海トラフ地震発生帯のセグメント化の原因を解明するため、四国沖～東海沖南海トラフにおいて広域2次元反射法調査を実施し、プレート境界浅部の形状や沈み込む堆積層のイメージングを行った。また、東南海地震の破壊域におけるプレート境界断層や分岐断層の発達機構を明らかにするため、昨年度実施した熊野灘における稠密反射法調査（擬似3次元反射法調査）で取得したデータの解析を行い、プレート境界浅部の形状や沈み込む堆積層の高精度イメージングを行った。

(b) 業務の実施方法

1) 機動的地震観測

南海トラフ周辺では地殻構造探査によって詳細な地殻構造が得られており、巨大地震の破壊と地殻構造の不均質との関連が指摘されている [e.g., Kodaira et al., 2002 (7)]。紀伊半島沖で発生した1944年東南海地震に関しては、津波から推定された破壊域 [Baba and Cummins, 2005 (2)] の東縁部において、沈み込んだ海山と思われる海洋性地殻の不整形構造が確認されており、東南海地震の破壊伝播に影響を及ぼした可能性が指摘されている [Nakanishi et al., 2002a (10)] (図1)。過去のOBSによる地震観測では、東南海地震の破壊域の地震活動はあまり活発でない様子が捉えられている [Obana et al., 2004 (14), 2005 (15)]。一方、東南海地震の破壊域東縁では、比較的活発な地震活動が観測されており、その中には震源が深さ10kmより浅いものが含まれている [Fujinawa et al., 1983 (4)]。構造探査から推定された海洋性地殻上面の深度を考えると、これらの地震は上盤である付加体内部で発生している可能性がある。これらの地震活動の空間的分布と詳細な地殻構造を比較し、地殻構造が地下の応力場や巨大地震の破壊伝播に与える影響を空間的に評価する事を目的とした機動的な地震観測を2005年3月から6月かけて1944年東南海地震の破壊域東縁で30台のOBSを用いて実施した(表1)。昨年度までの解析では、OBSによる観測の半年前に発生した紀伊半島南東沖地震の余震活動に加えて、Nakanishi et al. [2002a (10)] が指摘した沈み込む海山の周囲のクラスター状の地震活動の存在が確認されている。本年度は、3次元地震波速度構造モデルに基づいて詳細な震源分布を明らかにすると共に、震源メカニズムの解析を行った。

3次元速度構造を用いた震源決定では、観測海域の周辺でこれまでに実施されている多くの地殻構造探査の結果 [Kodaira et al., 2006 (9); Nakanishi et al., 2002b (11), 2002c (12), 2006 (13), Takahashi et al., 2002a (19)] (図2)を参考にして、震源決定に用いる3次元P波速度構造

を作成した(図3)。また、Takahashi et al. [2002b(20)] が足摺岬沖で求めたポアソン比の構造を参考にP波速度に応じて3段階の V_p/V_s を仮定してS波速度モデルを作成した。これらの3次元速度モデルを用いて、グリッドサーチによる震源決定を行った。その結果、約3000個の地震について、誤差5km以内で震源が決定された(図4)。また、OBSで観測されたP波の初動極性を用いて震源メカニズムの解析も行った。その際、震源からの射出角や方位は3次元速度モデルを用いて計算し、震源決定の誤差が及ぼす影響も考慮した解析を行った [Hardebeck and Shearer, 2002(5)]。

表1 志摩半島沖自己浮上型海底地震計設置位置

観測点番号	緯度		経度		水深(m)
1	33 °	16.14'	137 °	16.89'	3713
2	33 °	22.47'	137 °	23.76'	3577
3	33 °	28.46'	137 °	31.37'	3973
4	33 °	34.78'	137 °	39.28'	3920
5	33 °	19.64'	137 °	6.75'	3016
6	33 °	24.62'	137 °	14.32'	3102
7	33 °	31.69'	137 °	21.00'	2864
8	33 °	37.68'	137 °	28.61'	3323
9	33 °	43.28'	137 °	36.45'	2433
10	33 °	26.52'	137 °	3.46'	1893
11	33 °	31.62'	137 °	11.26'	2108
12	33 °	40.00'	137 °	17.37'	2311
13	33 °	46.72'	137 °	25.30'	1671
14	33 °	52.51'	137 °	33.99'	1835
15	33 °	33.71'	136 °	59.13'	2024
16	33 °	41.24'	137 °	6.40'	1986
17	33 °	49.10'	137 °	14.06'	1761
18	33 °	56.48'	137 °	21.54'	965
19	34 °	2.02'	137 °	32.68'	1666
20	33 °	43.50'	136 °	56.48'	1999
21	33 °	51.02'	137 °	4.40'	1974
22	33 °	57.69'	137 °	10.74'	1801
23	34 °	4.46'	137 °	19.59'	1365
24	34 °	11.71'	137 °	29.47'	1268
25	33 °	49.05'	136 °	44.21'	1909
26	33 °	52.78'	136 °	54.24'	1169
27	34 °	0.04'	136 °	47.45'	1034
28	34 °	1.67'	136 °	59.26'	1123
29	34 °	7.35'	137 °	8.09'	1611
30	34 °	12.20'	137 °	18.14'	1105

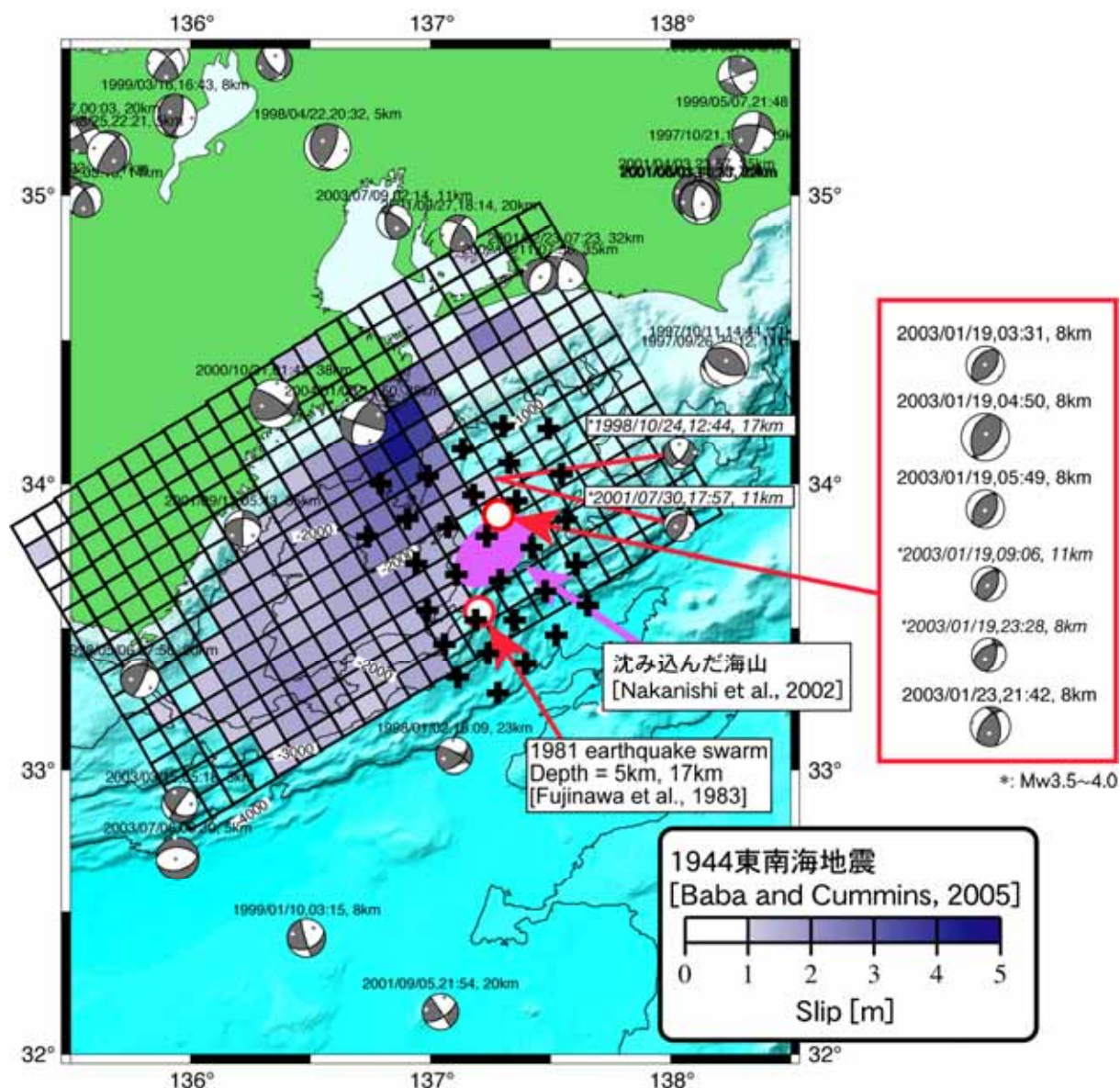


図1 1944年東南海地震破壊域周辺の地震活動

メカニズムは防災科学技術研究所 F-net による 1997 年 9 月から 2004 年 8 月の期間の Mw4.0 以上（一部 Mw3.5 以上）のもの。Baba and Cummins (2005)による東南海地震の滑り量分布と Nakanishi et al. (2002a) による沈み込んだ海山を重ねて表示。+：海底地震計設置位置。

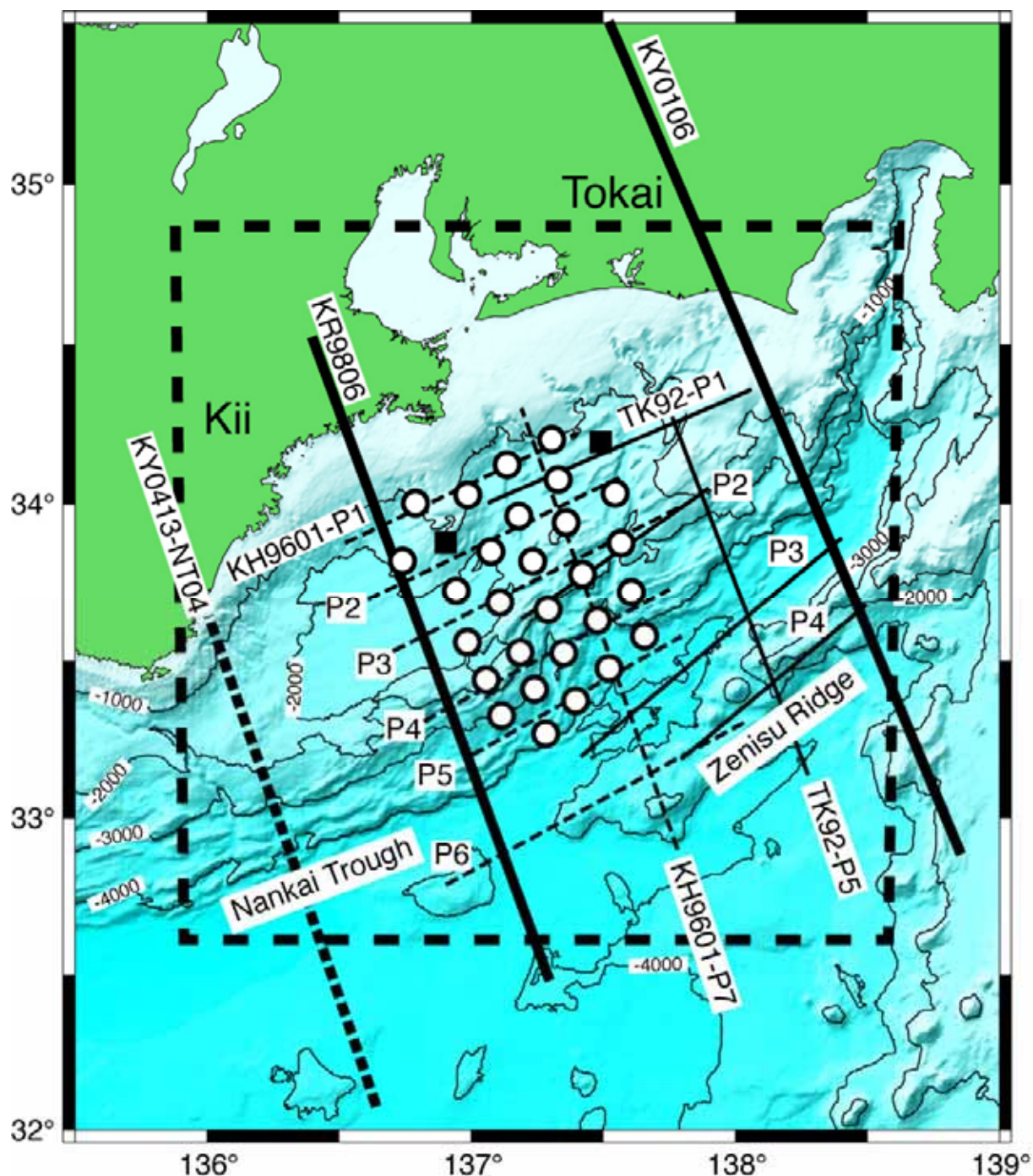


図2 志摩半島沖の OBS 設置位置（ : 解析に使用した OBS。 : 解析に使用できなかった OBS）と周辺の構造探査測線
 太い破線で囲まれた範囲は、震源探索を行った範囲。

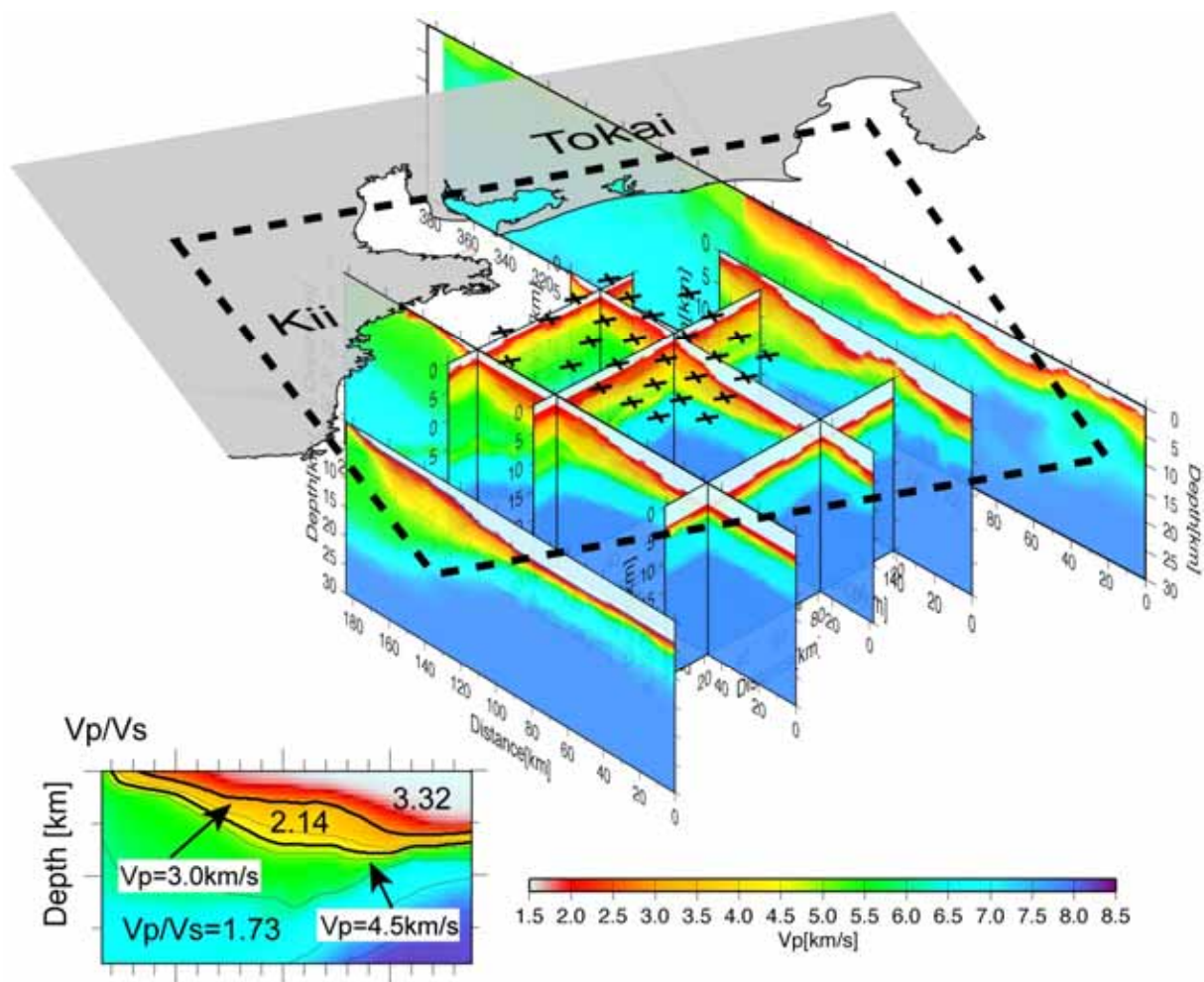


図3 震源決定に用いた3次元地震波速度構造
Vp/Vsは左下に示す。

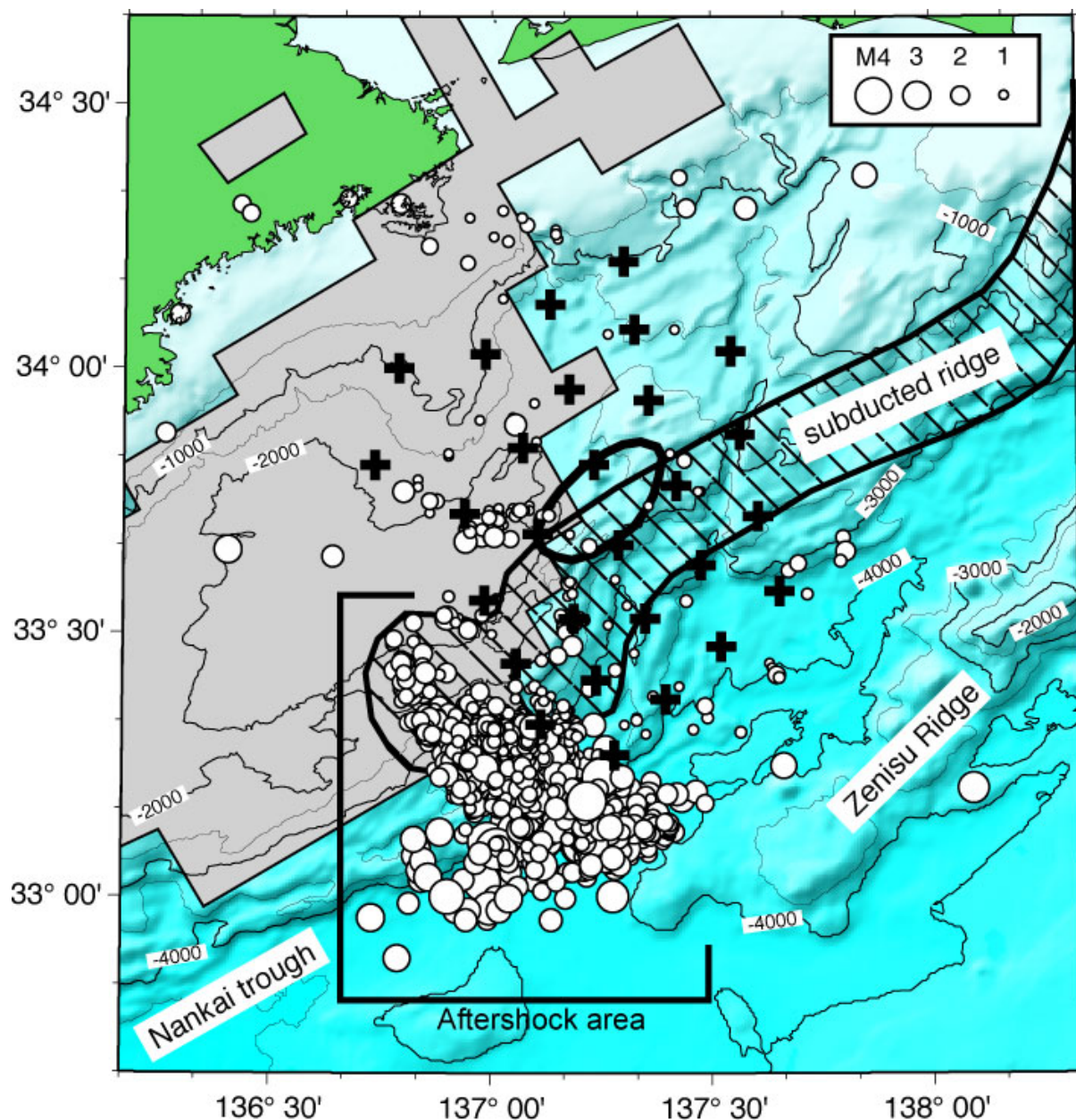


図4 海底地震計観測で得られた震央分布

グレーの領域は 1944 年東南海地震の際の滑り量が 1m を超える領域 [Baba and Cummins, 2005]。楕円は沈む込む海山 [Nakanishi et al., 2002]。網掛けの領域は沈み込む海嶺 [Park et al., 2003]。

2) KY06-13 広角反射・屈折法調査

南海トラフ域では、海溝型巨大地震がセグメント化して繰り返し発生するのが特徴である。近年の海洋研究開発機構(旧海洋科学技術センター)の一連の研究により、1944年東南海地震、1946年南海地震の破壊域の上限やセグメント境界は沈み込む海洋性プレートの形状や上盤構造の不均質性によって規定されていることが明らかになってきた[たとえば Kodaira et al., 2000(6), 2003(8), 2006(9)]。また、地震時の滑り量分布が空間的に不均質であり、大きく滑った場所とそうではない場所が存在していることが明らかになってきた[たとえば Baba and Cummins, 2005(2)]。しかし、たとえば1944年の東南海地震については、破壊域の下限を規定する構造要因や、地震時滑り量の不均質性の構造要因などは未だに明らかになっていない。

そこで今年度は、これらの構造要因を解明することを主目的として、2006年11月から12月にかけて、熊野灘の東南海地震の破壊域で海底地震計とエアガンアレイを用いた広角反射・屈折法調査を実施した。

海底地震計は2本の測線(図5、NT06およびHQ0601測線)に沿って設置した。設置位置を表2に示す。NT06測線はトラフ軸に直交しており主にプレート沈み込みの概要を捉えることを目指している。一方、HQ0601測線はトラフ軸と平行であり、1944年東南海地震の滑り量分布が海溝軸に沿う方向でドラスティックに変化する要因を解明することを目指している。両測線は局所的に大きな滑り量が集中していたと考えられている志摩半島南に位置する海底面の高まりで交差させている。エアガン発振は、海底面の高まり付近の地下構造の特徴を三次元的に推定する試みとして、両測線と45度の角度で交差する第三の測線上でも実施した。

破壊域下限は海岸線付近の深部に位置しており、この付近の構造を捉えるためには海陸を跨いだ調査が必須である。そこで、本調査時には、東京大学地震研究所に委託して、NT06測線の陸側延長上に地震計を展開し、海域におけるエアガン発振データを陸上でも収録した。また、通常の調査では解明が困難な深部に位置する破壊域下限付近を捉えるために、NT06測線の北部では計5回のエアガン発振を実施し、スタックによるS/Nの向上を目指した。

得られた記録例を図6に示す。いずれも測線の端付近までシグナルが追え、良好なデータが得られていることが確認できる。現在までのところ、NT06測線について初動トモグラフィ解析[Zhang et al., 1998(21)]を進めているところである(図7)。今後は、陸上データとの統合および反射波走時マッピング手法[Fujie et al., 2006(3)]等の別の解析方法もあわせて適用してNT06測線の解析を進めるとともに、同様の解析手法によりHQ0601測線のデータ解析も進め、東南海地震の破壊域を特徴付ける構造要因の解明を目指していく予定である。

表2 海底地震計の設置位置

Site06 は交点である。

海底地震計設置位置

NT06				HQ0601			
Site	Lat(N)	Lon(E)	Depth(m)	Site	Lat(N)	Lon(E)	Depth(m)
1	34-04.9436	136-47.0310	526	51	33 22.8857	136 03.8352	1712
2	34-03.2074	136-48.5929	700	52	33 24.5615	136 06.3645	1595
3	34-01.4760	136-50.1375	874	53	33 26.2274	136 08.9006	1687
4	33-59.7429	136-51.6819	851	54	33 27.9058	136 11.4283	1796
5	33-58.0049	136-53.2224	996	55	33 29.5777	136 13.9697	1895
6	33-56.2797	136-54.7750	1076	56	33 31.2526	136 16.5177	1944
7	33-54.5414	136-56.3127	1046	57	33 32.9339	136 19.0351	1957
8	33-52.7928	136-57.8846	1496	58	33 34.5757	136 21.5869	1993
9	33-51.0506	136-59.4333	1813	59	33 36.2626	136 24.1263	2026
10	33-49.3203	137-00.9798	2021	60	33 37.9537	136 26.6718	2050
11	33-47.5837	137-02.5161	1993	61	33 39.6134	136 29.2451	2058
12	33-45.8553	137-04.0754	1991	62	33 41.2876	136 31.7811	2058
13	33-44.1232	137-05.6005	1968	63	33 42.9357	136 34.3175	2021
14	33-42.3751	137-07.1304	1985	64	33 44.6118	136 36.8817	2018
15	33-40.6451	137-08.6560	1851	65	33 46.2783	136 39.4219	2011
16	33-38.9193	137-10.2136	1311	66	33 47.9518	136 41.9585	1984
17	33-37.1715	137-11.7660	1741	67	33 49.6194	136 44.5290	1864
18	33-35.4248	137-13.3028	2492	68	33 51.2922	136 47.0746	1527
19	33-33.6860	137-14.8246	2484	69	33 52.9477	136 49.6391	1318
20	33-31.9575	137-16.3681	2932	70	33 54.6105	136 52.1959	1165
21	33-30.2165	137-17.9092	3213	71	33 57.9236	136 57.3273	943
22	33-28.4736	137-19.3833	2938	72	33 59.5785	136 59.9000	1131
23	33-26.7143	137-20.9024	3238	73	34 01.2428	137 02.4577	1547
24	33-24.9937	137-22.4963	3477	74	34 02.9075	137 05.0019	1638
25	33-23.2773	137-24.0126	3481	75	34 04.5647	137 07.5934	1596
26	33-21.5312	137-25.5142	3889	76	34 06.2108	137 10.1792	1740
27	33-19.7827	137-27.0691	3924	77	34 07.8797	137 12.7287	1779
28	33-18.0157	137-28.5830	4176	78	34 09.5248	137 15.3089	1293
29	33-16.2824	137-30.1159	3965	79	34 11.1752	137 17.8790	1168
30	33-14.5312	137-31.6415	3966	80	34 12.8348	137 20.4582	1066
31	33-12.8276	137-33.1873	3999	81	34 14.4765	137 23.0454	1005
32	33-11.0815	137-34.6821	3843	82	34 16.1219	137 25.6300	1023
33	33-09.3288	137-36.1655	3632	83	34 17.7782	137 28.2164	1127
34	33-07.5499	137-37.6973	3370	84	34 19.4107	137 30.7891	1153
35	33-05.8600	137-39.1959	3183	85	34 21.0779	137 33.3743	947
36	33-04.1025	137-40.7467	2997	86	34 22.7234	137 35.9657	859
37	33-02.3584	137-42.2669	2696	87	34 24.3607	137 38.5848	973
38	33-00.6191	137-43.7933	3221	88	34 26.0102	137 41.1432	774
39	32-58.8235	137-45.3172	3790	89	34 27.6624	137 43.7404	742
40	32-57.0936	137-46.8283	3763	90	34 29.3206	137 46.3550	667
41	32-55.3574	137-48.2811	4186				
42	32-53.6250	137-49.8455	4162				
43	32-51.8669	137-51.3558	4091				
44	32-50.1135	137-52.8648	4050				
45	32-48.3744	137-54.3676	3953				
46	32-46.6244	137-55.9018	3864				
47	32-43.1421	137-58.9017	3702				
48	32-39.6545	138-01.9211	3666				
49	32-36.1529	138-04.9164	3868				
50	32-32.6411	138-07.8728	4035				

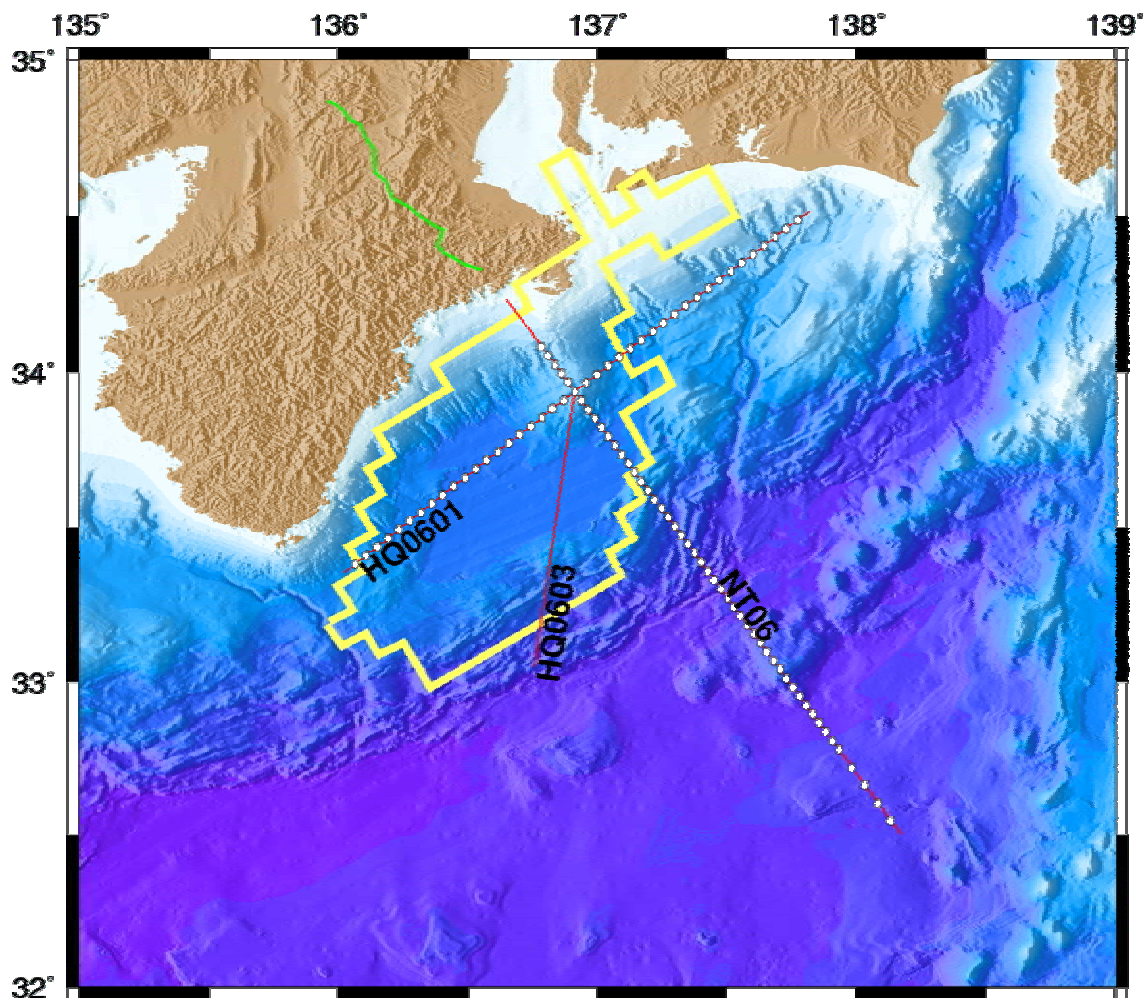


図5 緑線は陸上測線を示す。白丸がOBSの設置位置、赤線がエアガン測線を示す調査海域
黄色の枠は津波データ解析により推定された1944年東南海地震の破壊域[Baba and Cummins, 2005]。

3.1.1. 東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究

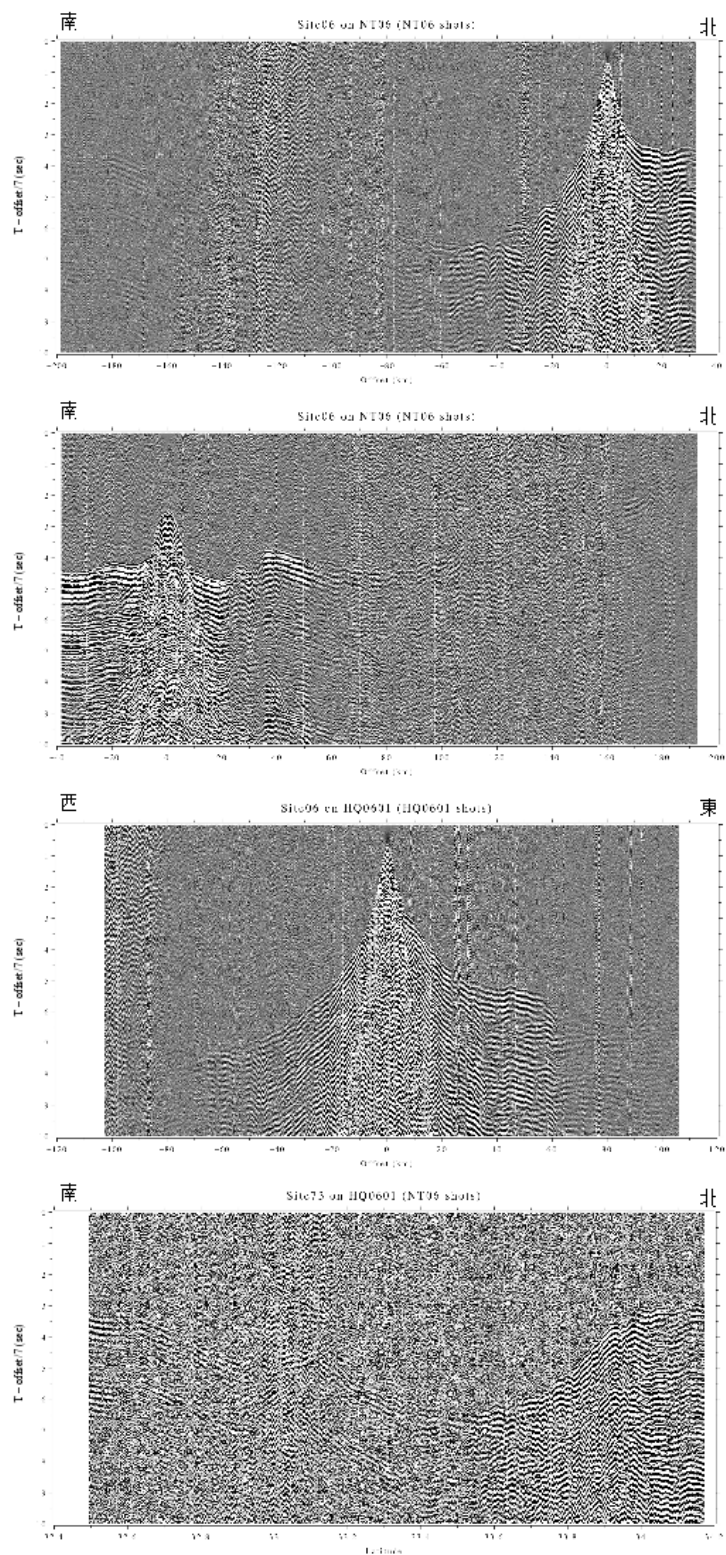


図6 記録例

全て7km/secでのリダクション、5-20Hzのバンドパスフィルタが適用してある。上二枚がNT06測線上の海底地震計の記録(S006が交点、S046が南端から5番目の海底地震計)。三枚目がHQ0601測線上の記録(交点の海底地震計)。一番下は、HQ0601測線上にある海底地震計でNT06測線のエアガン信号を観測した記録(交点の3台東にある海底地震計)。一番下のみ、横軸が緯度になっている。

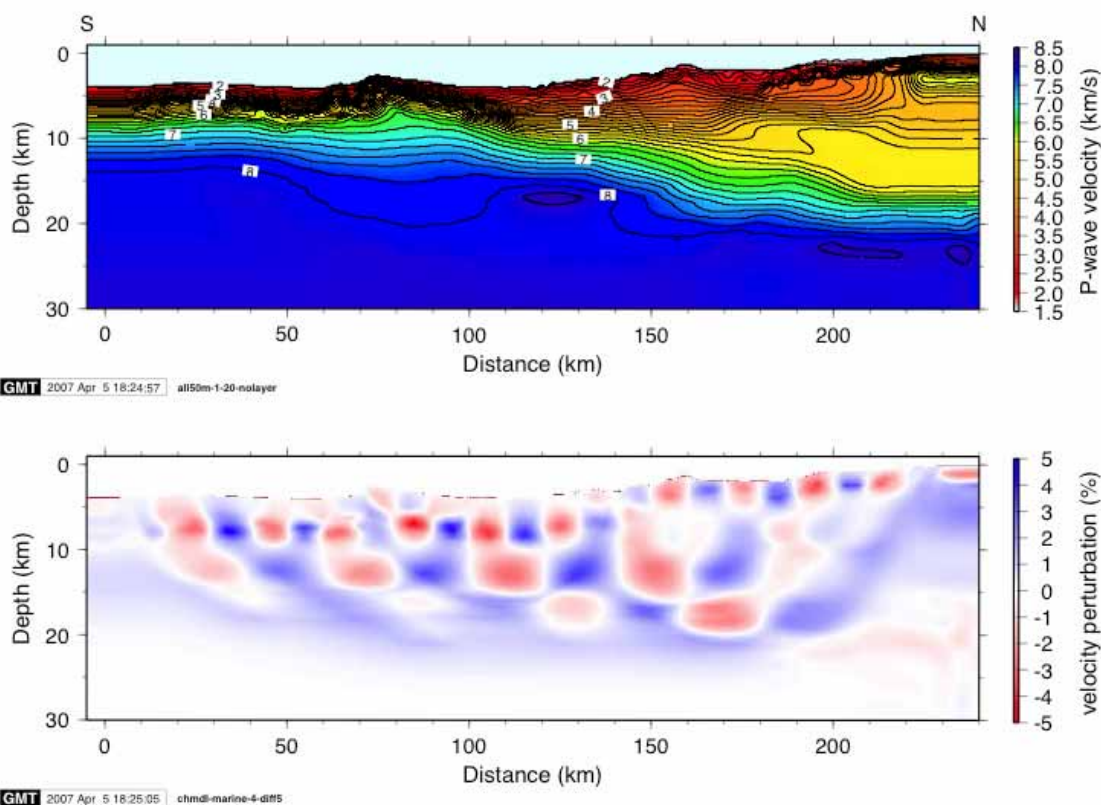


図7 NT06 測線の初動トモグラフィ結果(暫定版)

上図が結果構造、下図がチェッカーボードテストの結果である。深さ 15~20km 程度までよく解けている。

3) 広域 2 次元および稠密反射法探査データの解析

南海トラフではマグニチュード 8 クラスの海溝型巨大地震が繰り返し発生しており、地震学的研究や歴史資料からその繰り返し周期や破壊域のセグメント化が世界で最も良く調べられている地震発生帯の一つである[例えば, Ando, 1975(1)]。近年の海洋研究開発機構(旧海洋科学技術センター)の一連の研究により、1944 年東南海地震、1946 年南海地震の破壊伝播は主に沈み込むプレートの形状によって規定されていることが明らかになってきた[Kodaira et al., 2000(6); Park et al., 2003(17)]。最近、巨大地震破壊域のセグメント化については、沈み込む堆積層がプレート境界断層の摩擦特性を規定している可能性が提案され、沈み込む堆積層の役割はますます重要となっている。また、沈み込むプレートの形状や堆積層は、プレート境界から派生し、更に巨大地震破壊域上限を規定する分岐断層[Park et al., 2002(16)]の発達機構や挙動にも影響を及ぼしている可能性も提案されている。

本年度は、昨年度に取得した南海・東南海地震のセグメント境界付近における 2 次元反射法データと、東南海地震の震源域内で分岐断層が発達する海域で実施した稠密反射法調査(擬似 3 次元反射法調査)データを解析した。

a) 2 次元反射法データ解析

昨年度、南海・東南海地震のセグメント境界を規定する地殻構造を解明することを目指して、NT0504H 測線(図8)において2次元反射法データを取得した。今年度は重合前深度マイグレーション処理により、高分解能のP波速度構造や反射イメージを得るための解析を行った。

まず最初に、取得したデータに周波数フィルタや多重反射除去などの前処理を施し、予備的なRMS速度(海面から反射面までの2乗平均速度)構造を構築した。この予備的なRMS速度構造を用いて重合前時間マイグレーションを適用した結果、5つの顕著な反射波フェイズが認められた。これらのフェイズをよりよくイメージできるようにRMS速度構造を修正し、再び重合前時間マイグレーションを適用するという処理を構造モデルが収束するまで繰り返し実施し、最終的なRMS速度構造モデルを得た。

次にRMS速度構造モデルを区間速度(実際速度)構造モデルに変換し、重合前深度マイグレーションを実行した。重合前深度マイグレーションでイメージされた反射面がよりクリアになるように区間速度構造モデルを修正し、再度重合前深度マイグレーションを適用するという作業を繰り返すことにより、最終的な区間速度構造モデルと重合前深度マイグレーションイメージを得た。その結果を図9に示す。

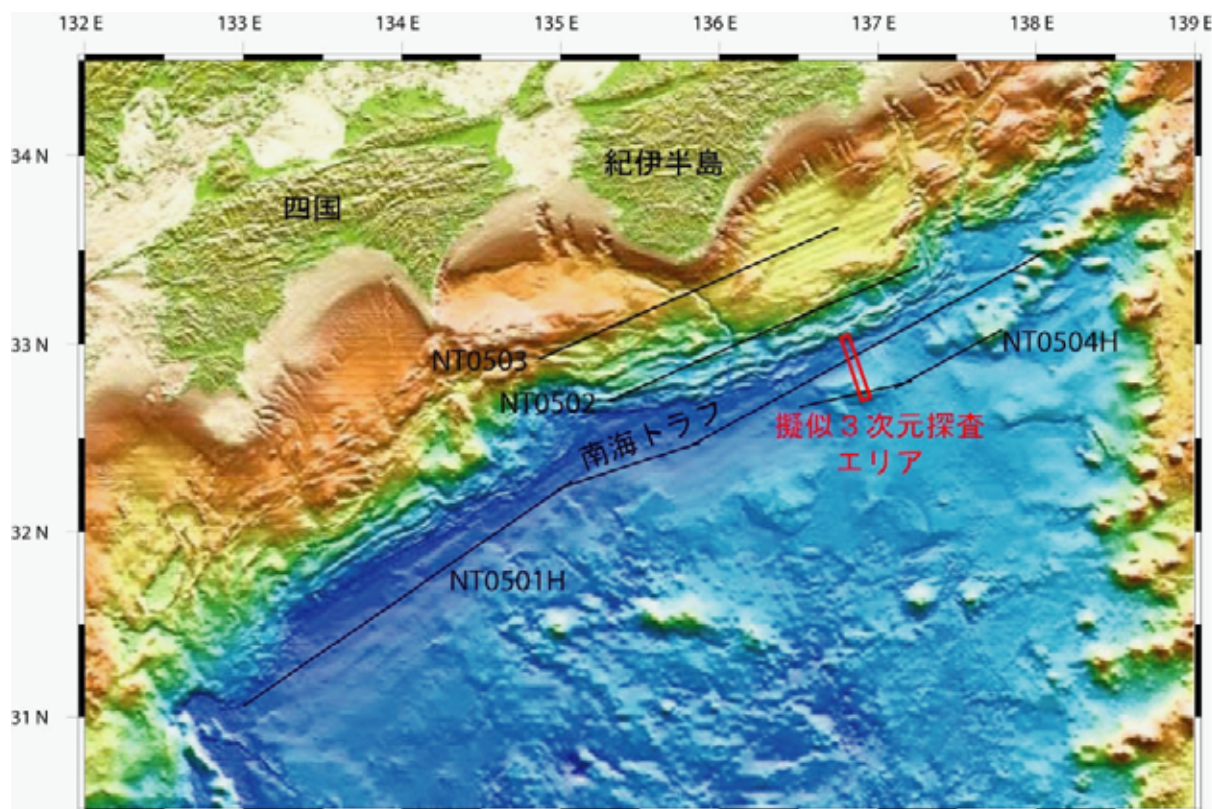


図8 平成17年度「かいいい」反射法調査の測線図

広域2次元探査測線(KR05-12航海)は黒い実線で、稠密2次元(擬似3次元)反射法調査(KR06-02航海)エリアは赤色ボックスで示す。

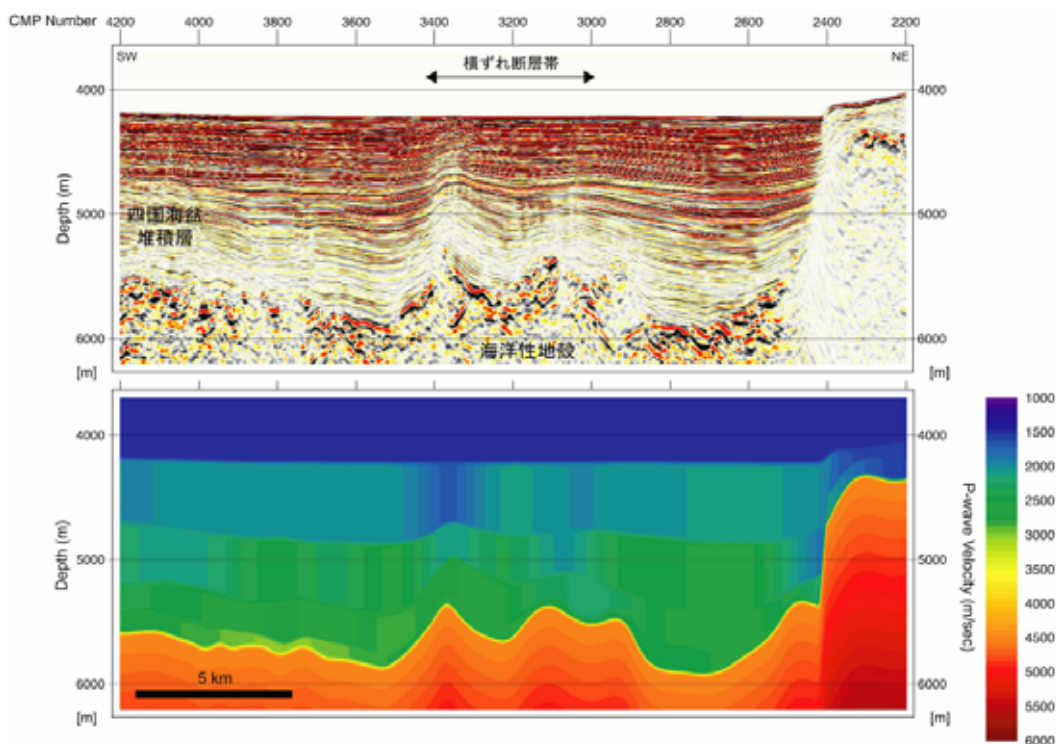


図9 紀伊半島南東沖測線 NT0504H の重合前深度マイグレーション断面図（上）とP波速度構造モデル（下）

b) 稠密反射法調査(擬似3次元反射法調査)データ解析

3次元的なデータは2次元データと比較して、ジオメトリ設定(発振点、受信点の正確な座標設定)などの前処理が複雑かつ膨大であり、正しい地下構造イメージングには適切な前処理が必須である。ここでは、図10に示す数々の前処理を注意深く施し、マイグレーション処理用の入力データを作成した。

3次元的なデータ解析は、データ量および計算量が膨大であることを除けば、基本的に2次元反射法データ解析と同じであり、速度構造モデルの修正とマイグレーション処理を逐次的に実行することにより最終的な速度構造モデルを得る。RMS速度構造を求めるまでの解析手順を図11に、求まった最終的なRMS速度構造の一部を図12に示す。また、区間速度構造を求める手順を図13に、最終的に求まった区間速度構造モデルの一部を図14に示す。

最終的な区間速度モデルで実施した重合前深度マイグレーションイメージを2次元断面として切り出したものを図15~図24に示す。図15~17はインライン方向(南北方向)の断面図であり、沈み込むフィリピン海プレートの海洋性地殻や四国海盆堆積層が明瞭にイメージングできている。陸側付加体先端部の変形が特徴的であるほか、海洋性地殻とマンツルの境界面として知られているモホ面や、海洋性地殻内部の逆断層変形(intracrustal thrust)がイメージングできている点は注目し得る。図18~21はクロスライン方向(東西方向)の断面図であり、南海トラフに沿った、沈み込むフィリピン海プレートの海洋性地殻や四国海盆堆積層の横方向の変化が認められる。図22~24は深度4km、5km、6kmでスライスした断面であり、海洋性地殻上面からの反射が強く認められることや、沈み込む堆積層の振幅が空間的に顕著に変化することが確認できる。

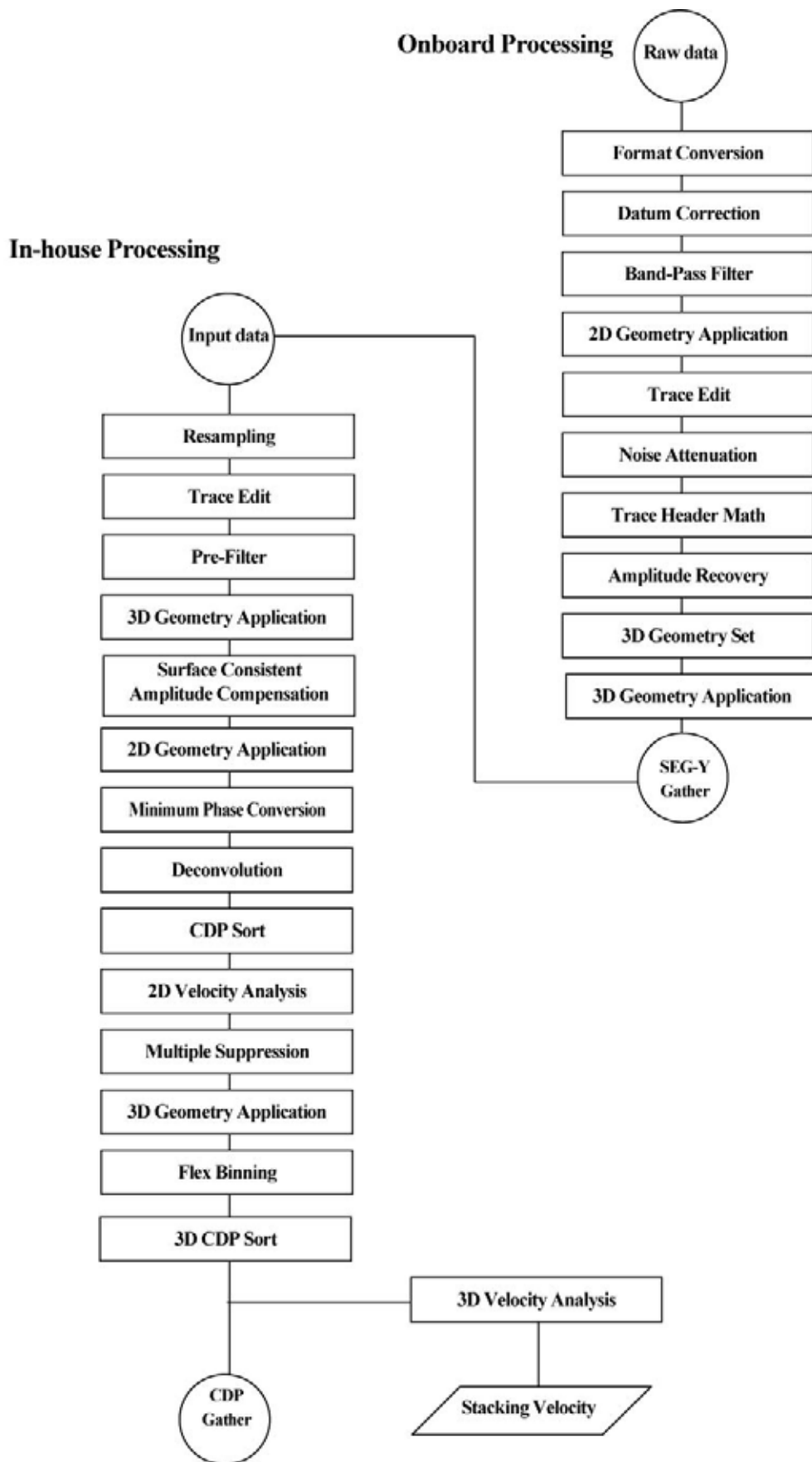


図 10 稠密反射法調査（擬似 3 次元反射法調査）データの前処理流れ図

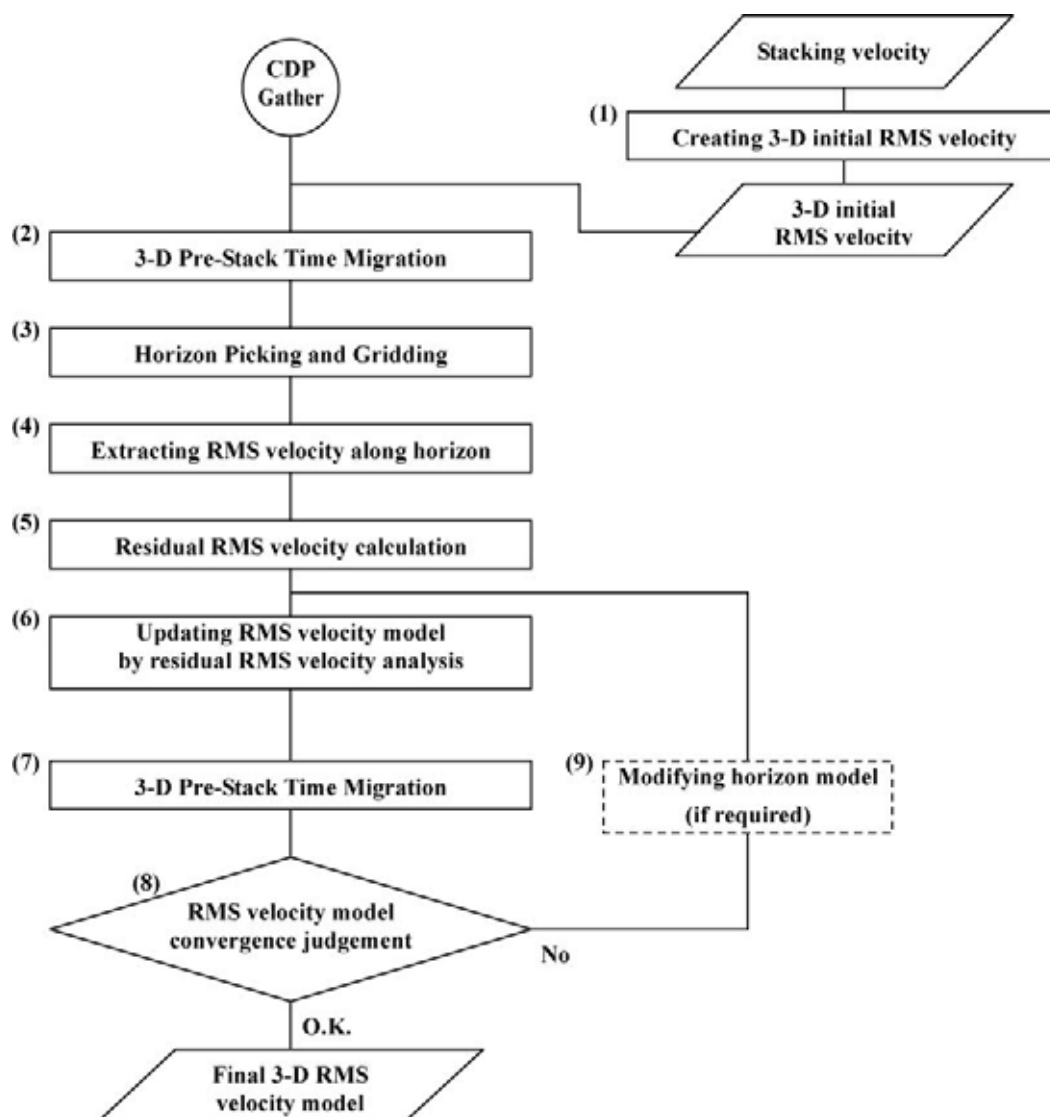


図 11 稠密反射法調査（擬似 3 次元反射法調査）データを用いた RMS 速度構造モデル構築の解析流れ図

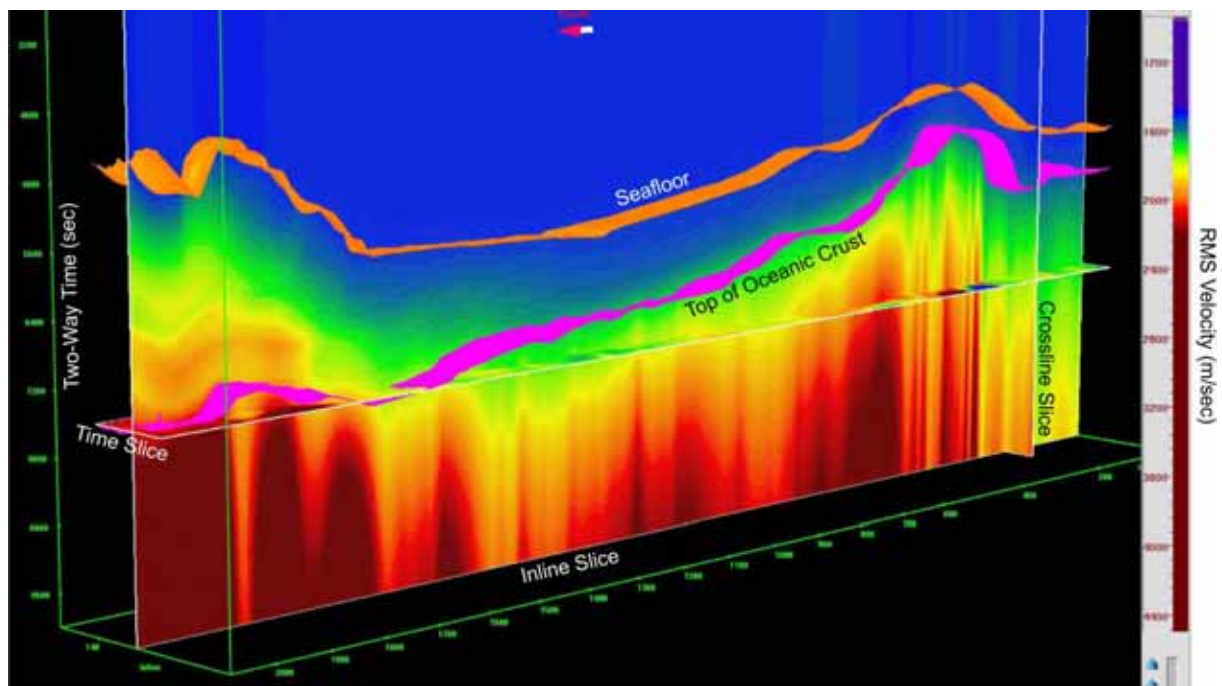


図 12 稠密反射法調査（擬似 3 次元反射法調査）データを用いて構築された最終的な 3 次元 RMS 速度モデル図

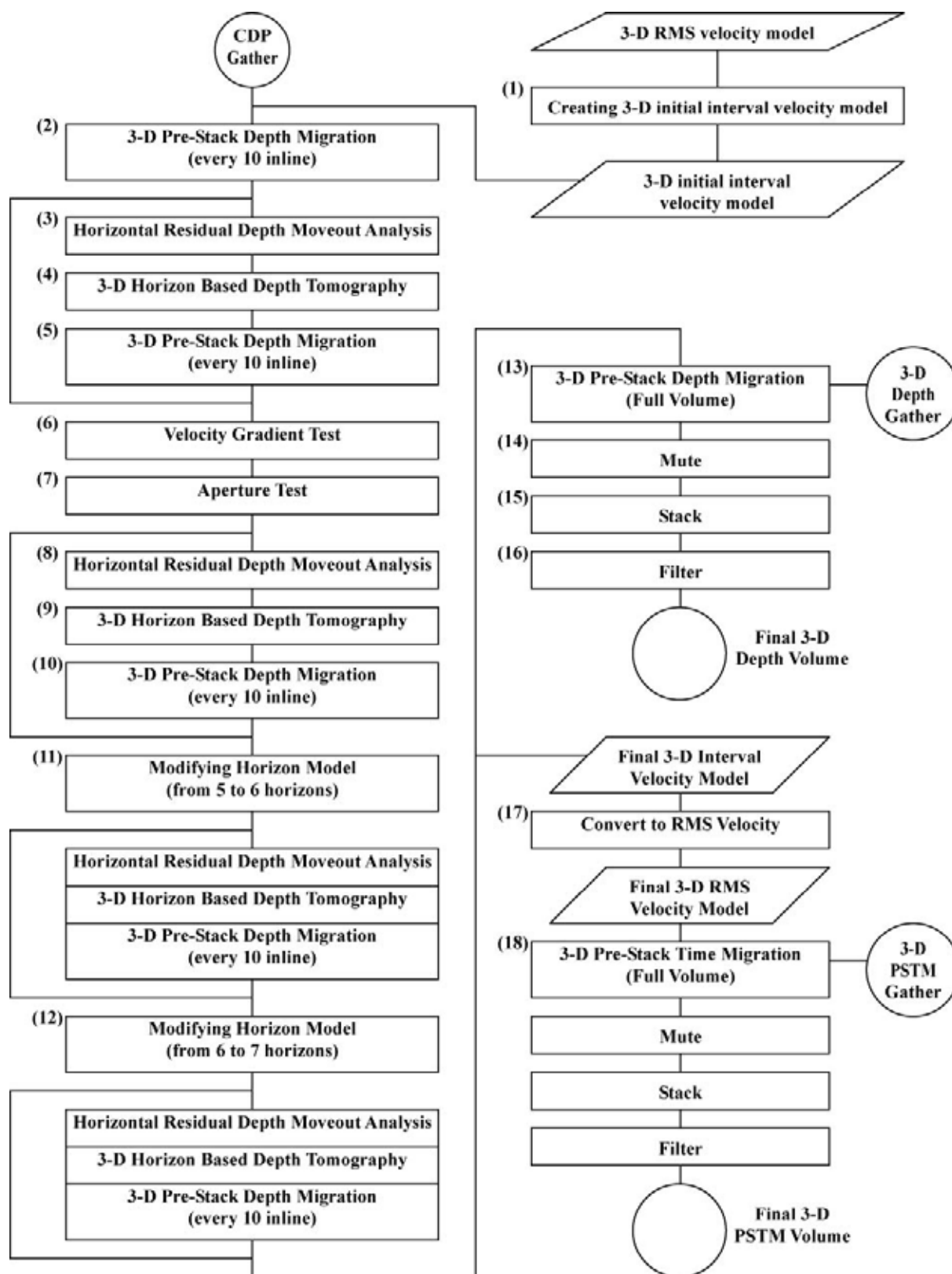


図 13 稠密反射法調査（擬似 3 次元反射法調査）データを用いた 3 次元重合前深度マイグレーションの解析流れ図

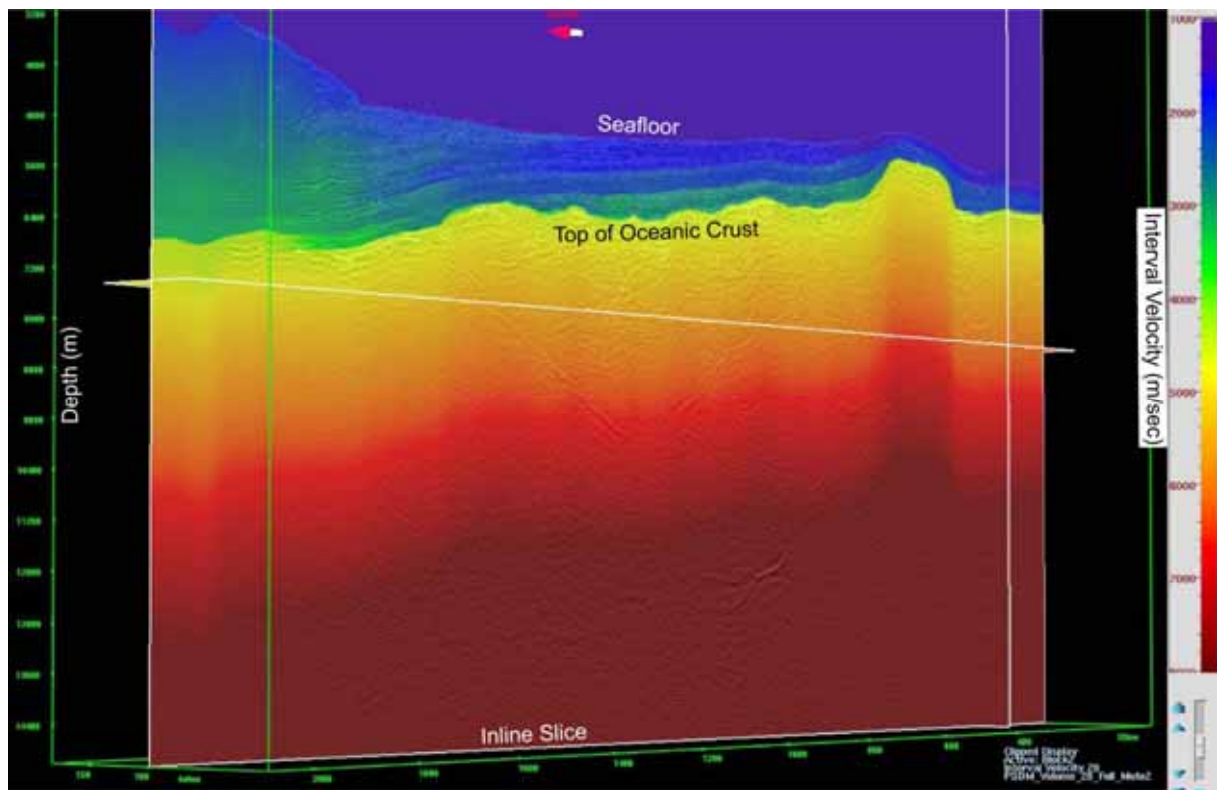


図 14 稠密反射法調査（擬似 3 次元反射法調査）データを用いて構築された最終的な 3 次元区間速度構造モデル図

3.1.1. 東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究

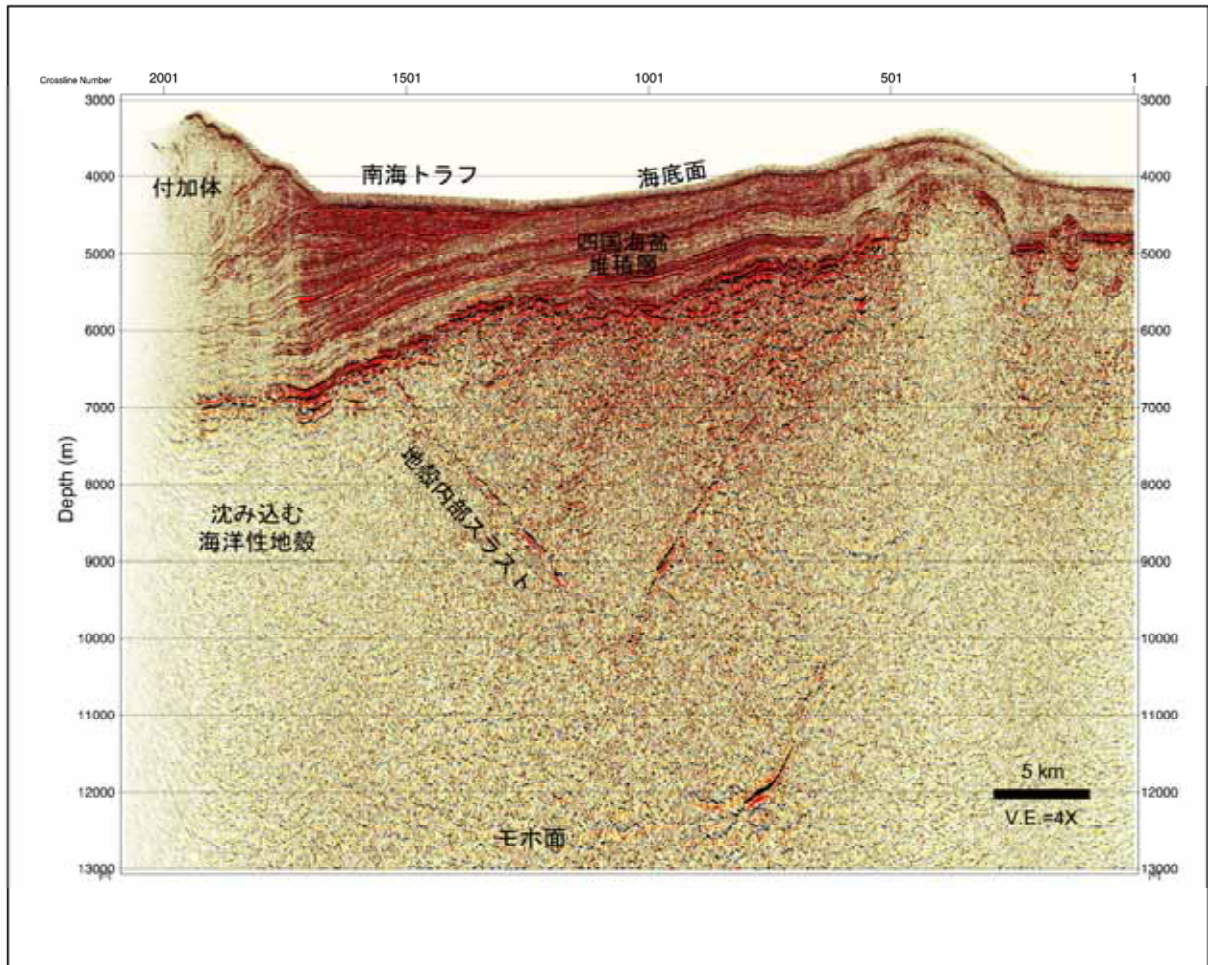


図 15 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Inline 番号 90 の断面図

3.1.1. 東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究

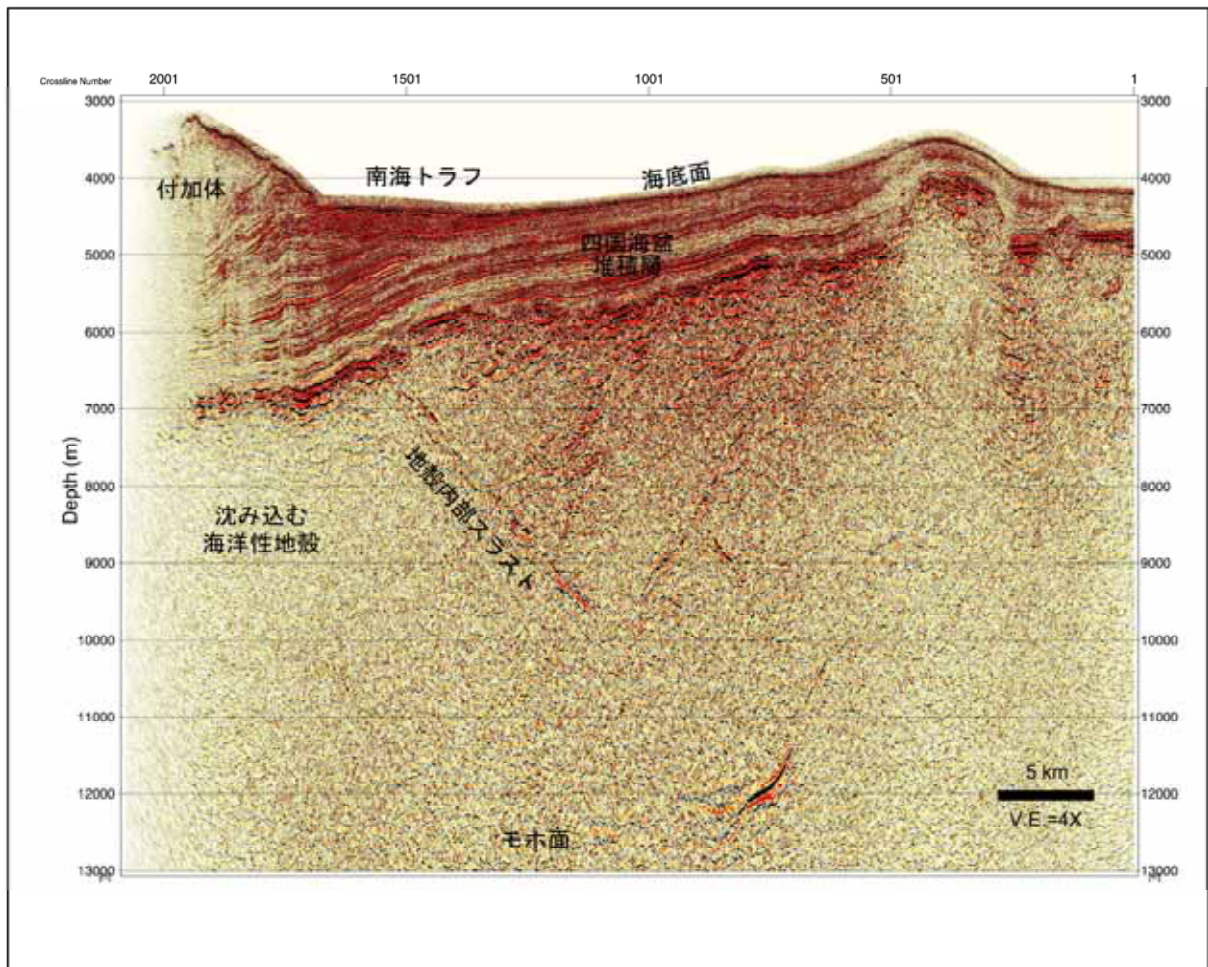


図 16 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Inline 番号 100 の断面図

3.1.1. 東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究

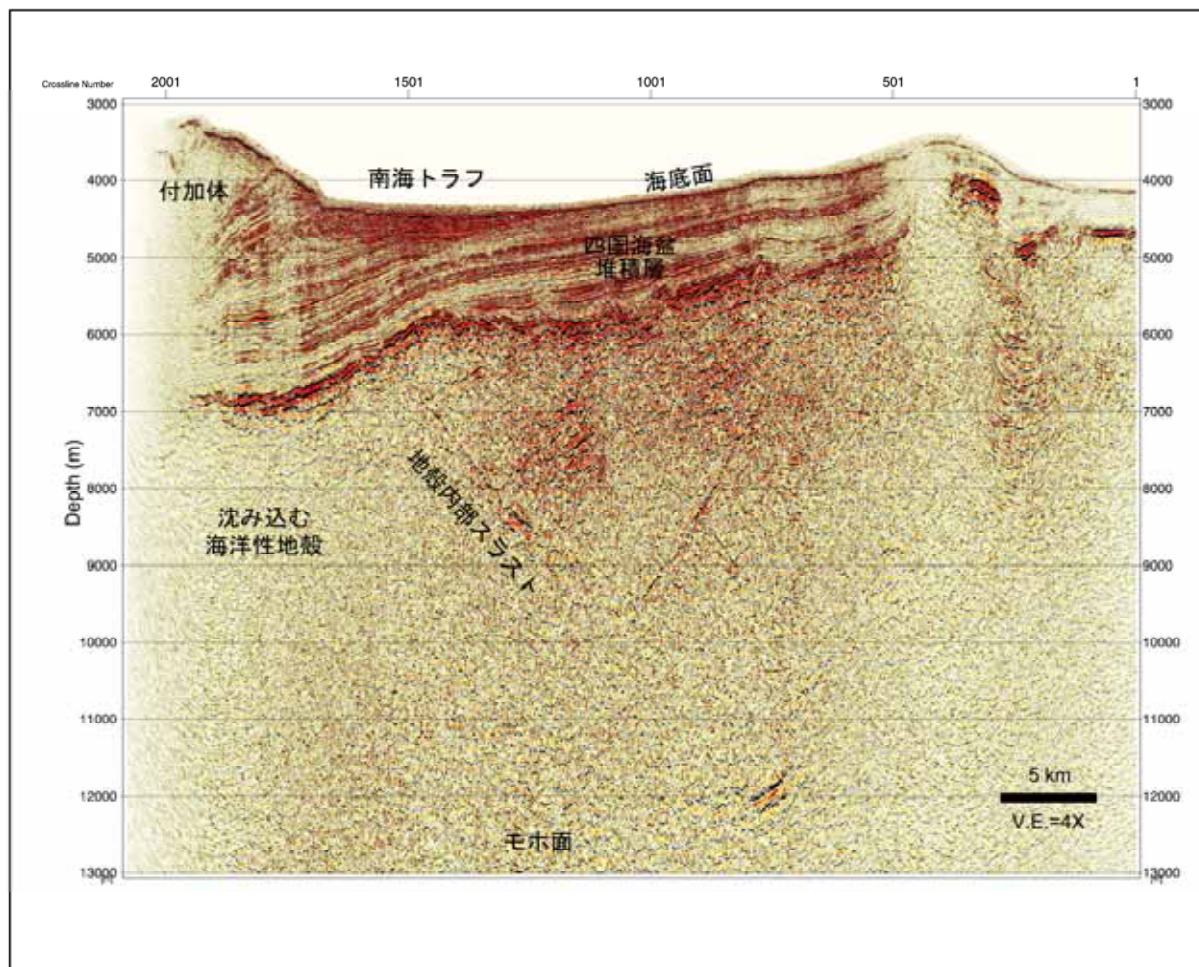


図 17 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Inline 番号 110 の断面図

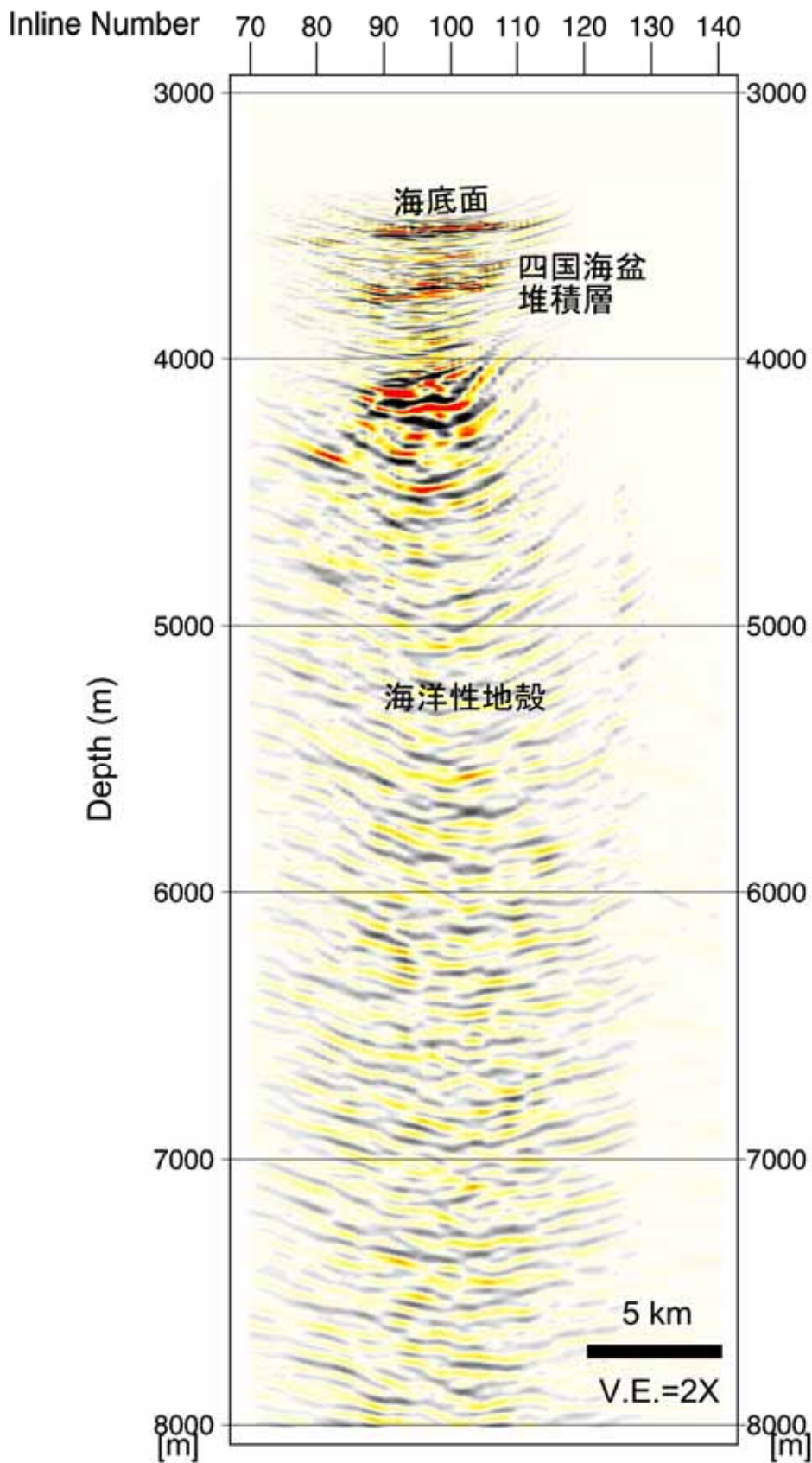


図 18 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Crossline 番号 400 の断面図

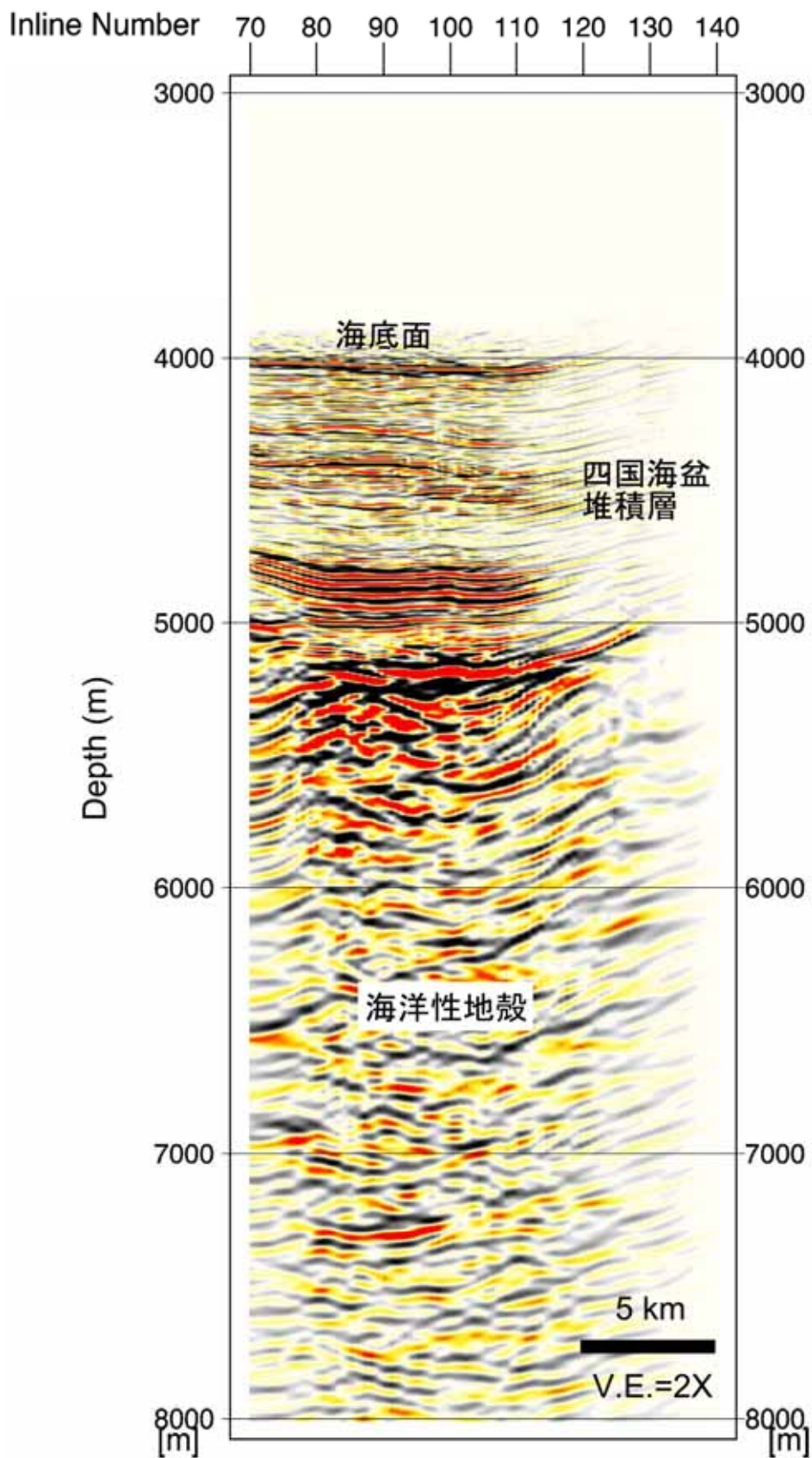


図 19 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Crossline 番号 800 の断面図

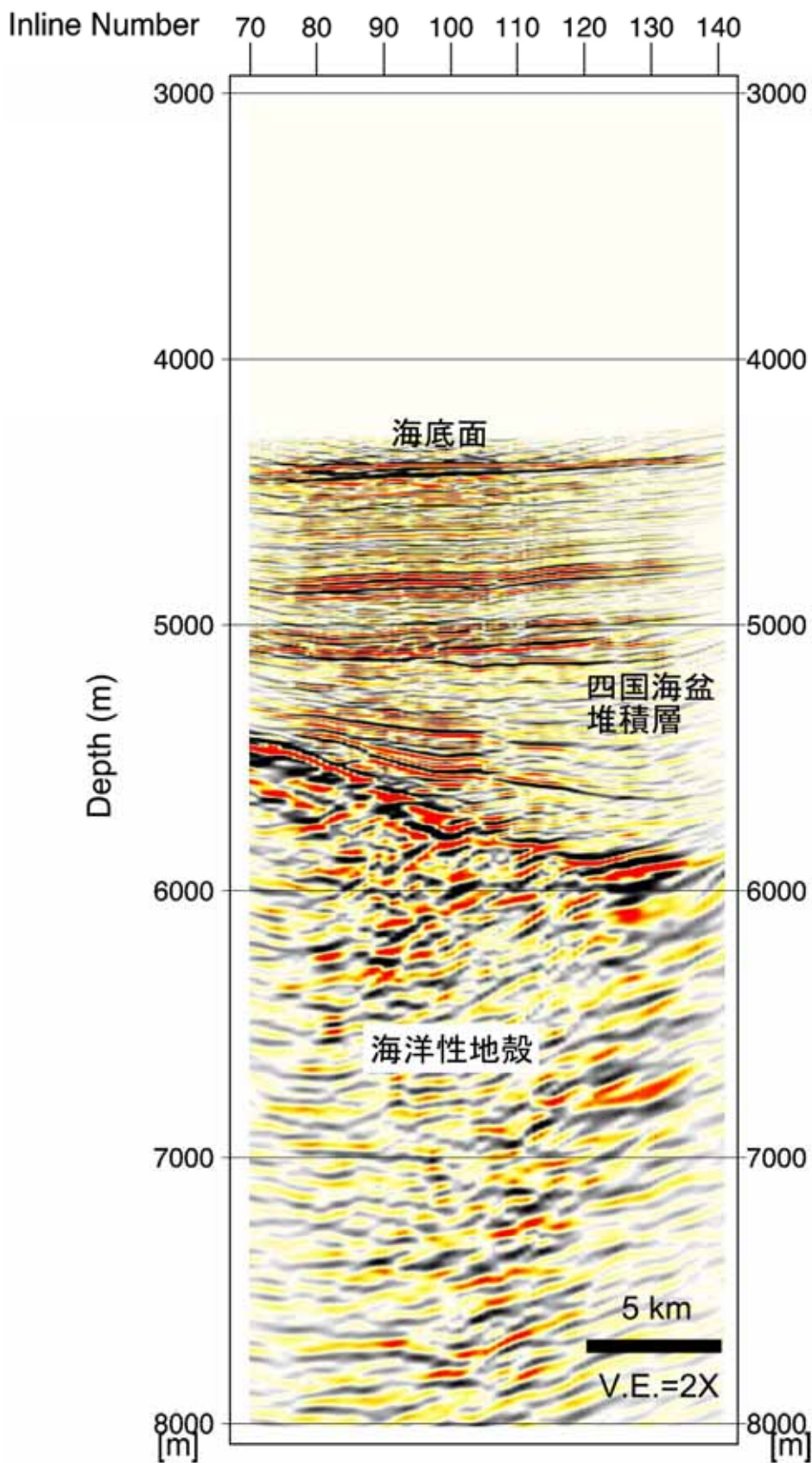


図 20 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Crossline 番号 1200 の断面図

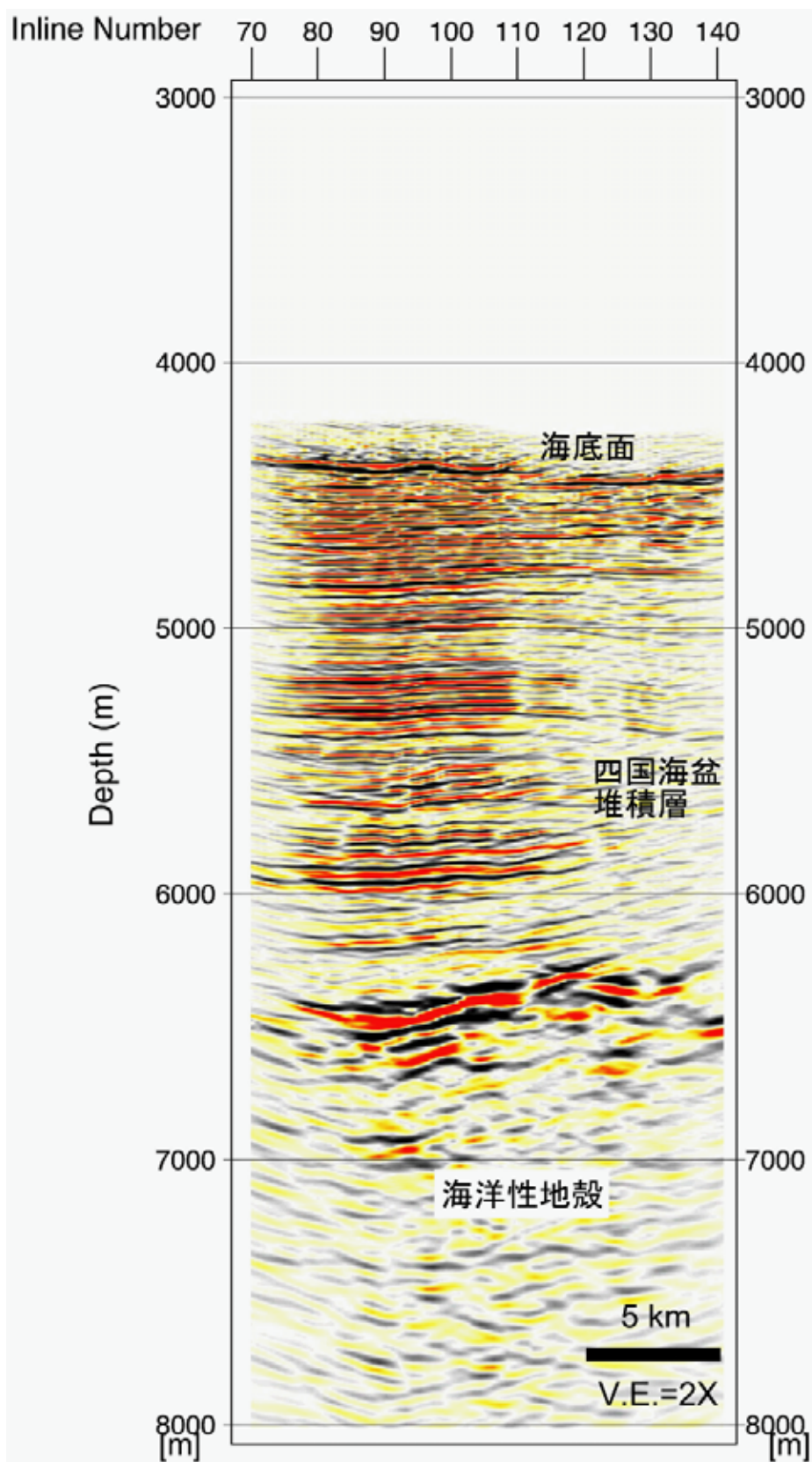


図 21 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた Crossline 番号 1600 の断面図

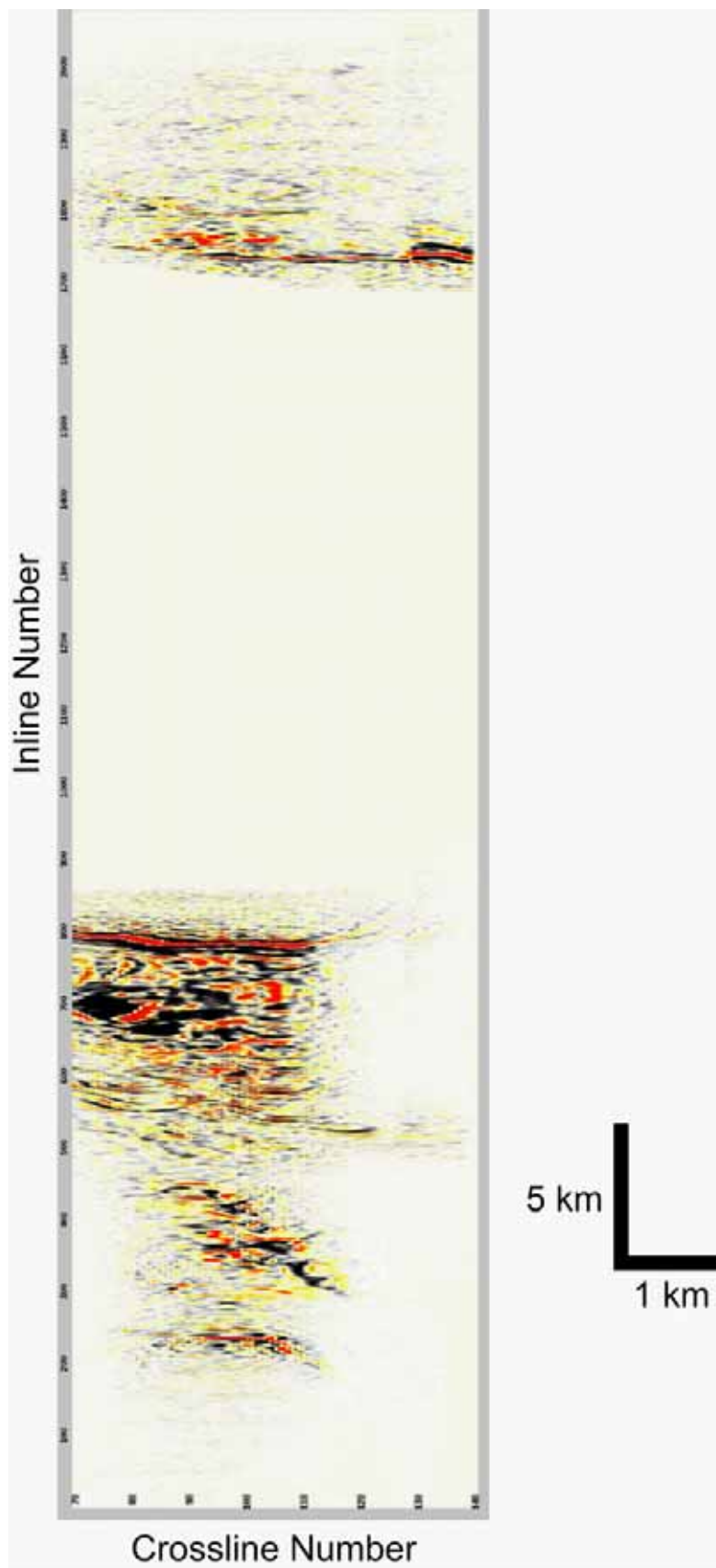


図 22 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた深度スライス 4 km のマップ
図中の色は、反射振幅強度を示す。

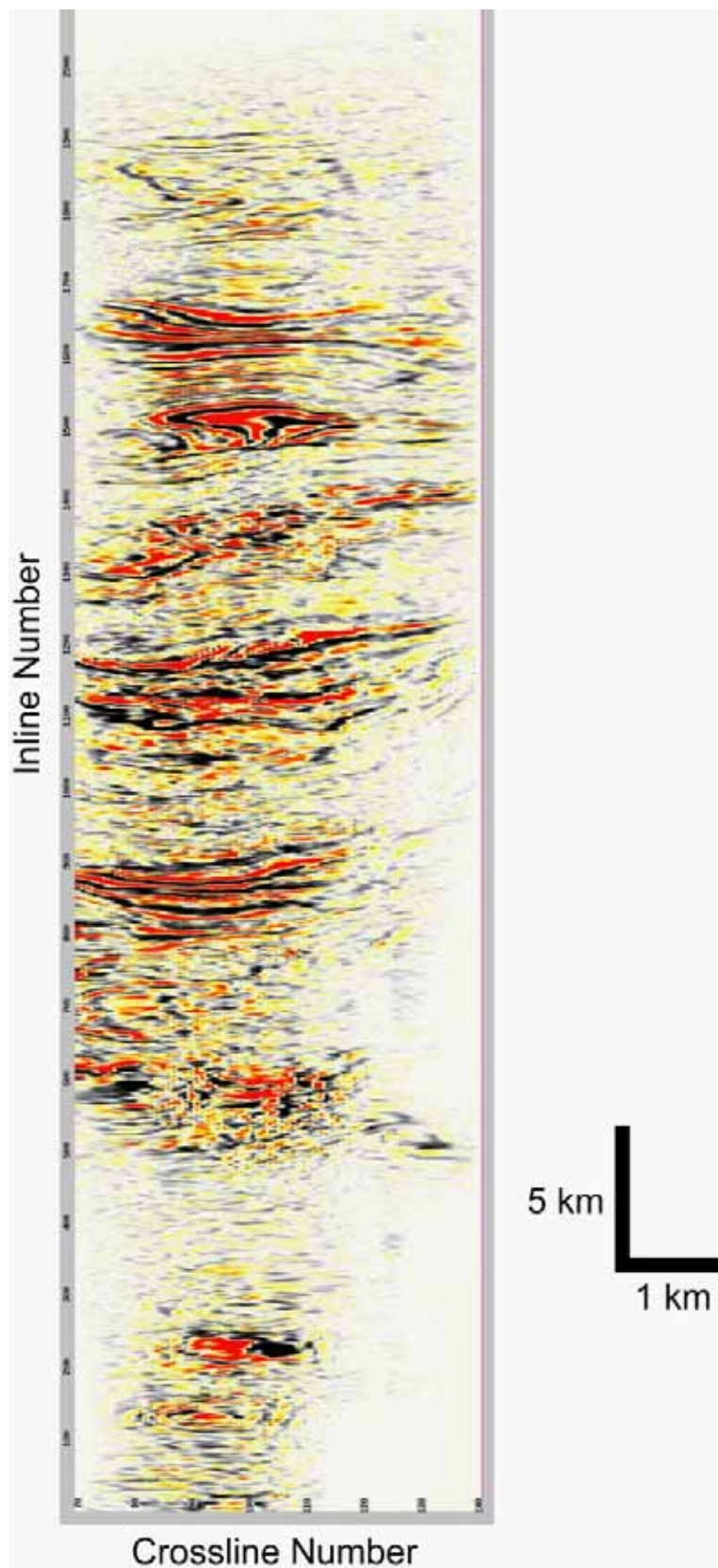


図 23 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた深度スライス 5 km のマップ
図中の色は、反射振幅強度を示す。

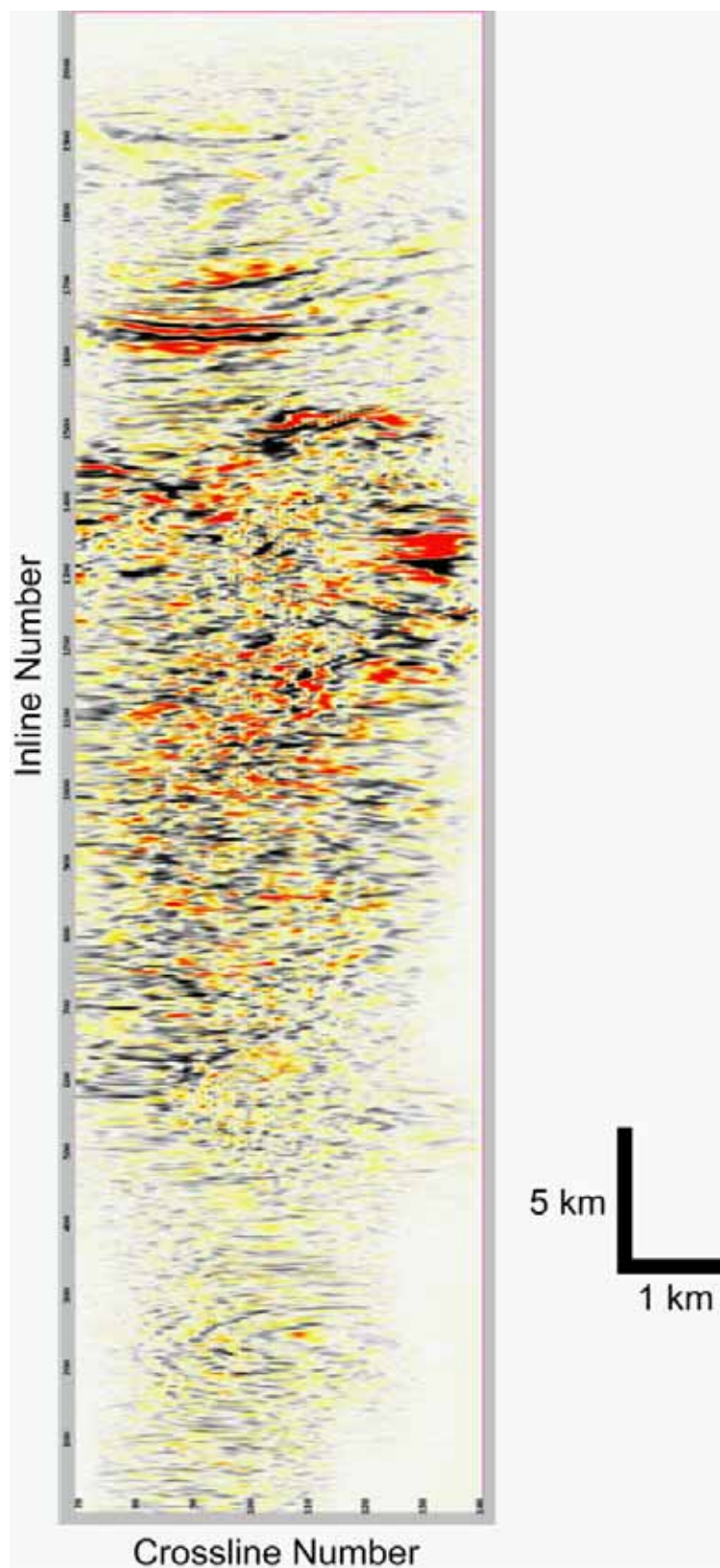


図24 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた深度スライス6 kmのマップ
図中の色は、反射振幅強度を示す。

(c) 業務の成果

1) 機動的地震観測

2005年の観測において観測された地震の大半は、2004年9月の紀伊半島南東沖の余震と思われるが、沈み込む海山の周囲でもいくつかの地震が観測されている。余震域のひろがりや本震発生直後 [Sakai et al., 2005(18)] とあまり変化は無く、その多くは沈み込む海洋性地殻および最上部マントル内で発生している(図25: KR9806)。一方、沈み込む海山の周囲では、地震の多くは海洋性地殻上面より浅い付加体内部に震源が決定されている(図25: KH9601-P7, P3)。余震域の地震は、本震のメカニズムと同様に南北方向のP軸を示すが(図26(a)のメカニズムA)、海山の西側の海洋性地殻内の地震(図26(a)のB)は北西-南東方向のP軸を示している。更に、海山西側の付加体内部の地震(図26(a)のC)は、海洋性地殻内の地震に比べて時計回りに回転した西北西-東南東方向のP軸を示している。この震源メカニズムは、沈み込む海山によって海山の西側で生じた付加体の変形をあらわしていると考えられる。沈み込む海山の北側では、フィリピン海プレートの沈み込み方向とほぼ平行な北西-南東方向のP軸を持つ逆断層の地震が発生している(図26(b)のD)。また、海山の東には、沈み込む海嶺による付加体の変形をあらわしていると思われる付加体を切る逆断層が発達している(図26(a))。このように海山付近から東側では海山や海嶺の沈み込みに伴う付加体の変形が顕著であるのに対し、西側ではそのようなものは見られない。つまり、海山付近を境界として東西で沈み込む海底地形の違いによってプレート間固着の空間的不均質が生じていると考えられる。

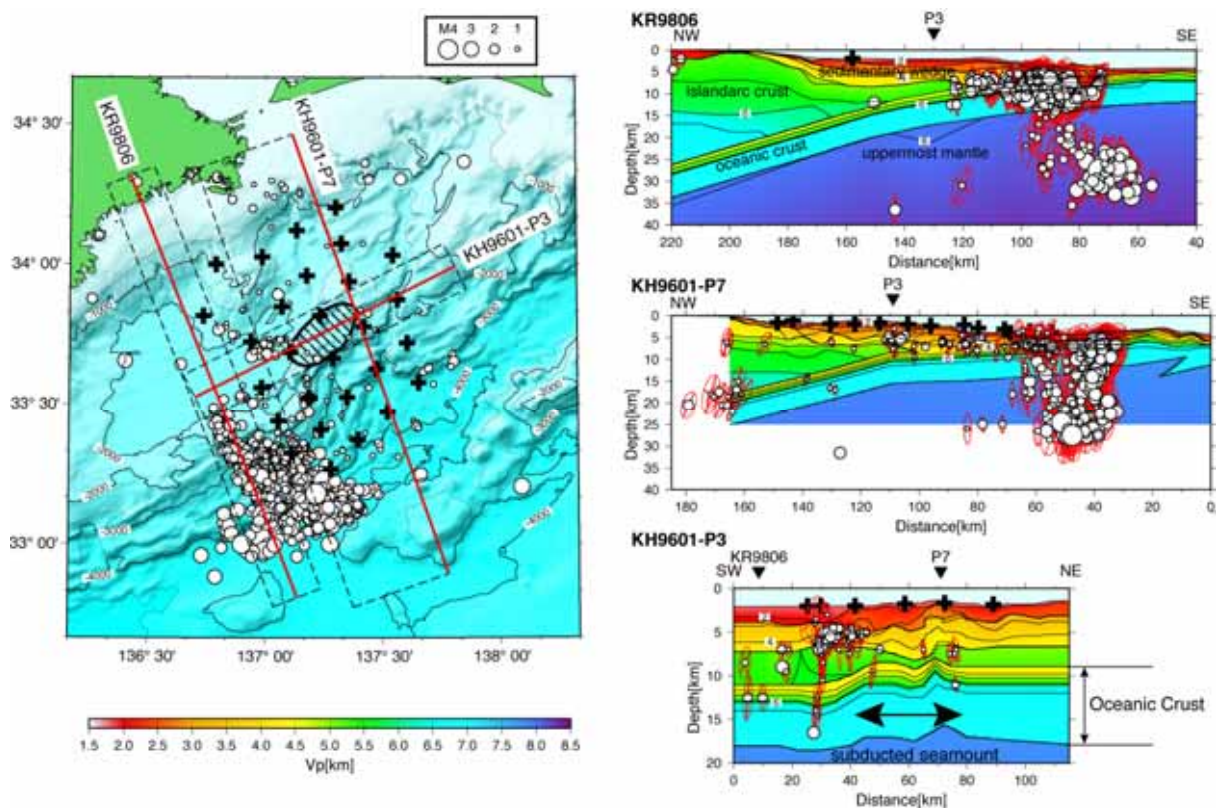


図25 Nakanishi et al. [2002a, 2002c]による構造探査の結果に投影した震源分布

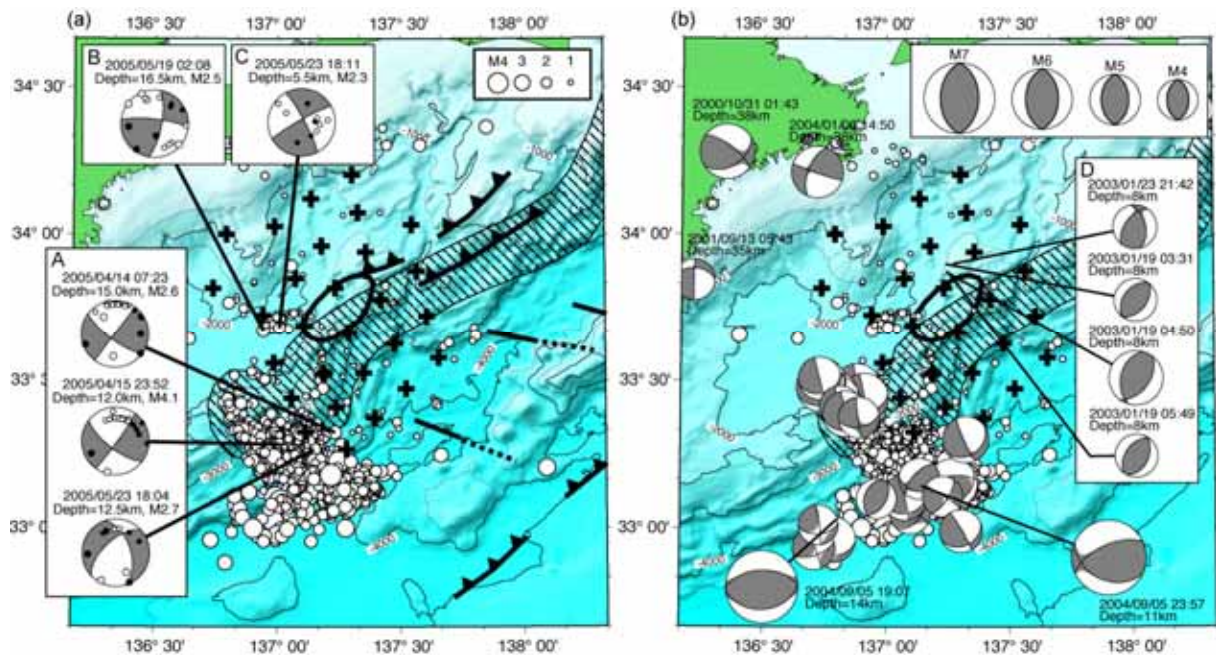


図 26 (a)海底地震計で観測された初動極性から決定した震源メカニズム。Takahashi et al. [2002] による断層も一緒に示してある。

(b)防災科学技術研究所 F-net による 1997 年 9 月から 2004 年 9 月までの $M_{\text{L}}4.0$ 以上の地震の震源メカニズム。沈み込む海山 [Nakanishi et al., 2002] の位置を楕円で、海嶺 [Park et al., 2003] を網掛けで示す。

2) KY06-13 広角反射・屈折法調査

1944年東南海地震の破壊域を横切る測線を実施した構造調査を実施し、良好なデータを得た。解析は緒に就いたばかりであるが、初動走時トモグラフィにより暫定的ながらも沈み込み方向でのP波速度構造モデルを得た。その結果、沈み込む海洋性プレート上面に顕著な起伏が見られている。更なる定量的な解析が必須ではあるが、海洋性プレート上面には起伏が存在している可能性が高いと考えられる。

3) 広域2次元および稠密反射法探査データの解析

南海トラフに沿って沈み込む堆積層や海洋性地殻最上部の連続的イメージングに成功した。特に、図9に示してある測線NT0504Hの重合前深度マイグレーション断面図では、CMP番号3000-3400付近において海洋性地殻の隆起と、その上面堆積層の激しい変形が認められる。堆積層の変形は、海底面まで及んでおり、比較的最近の活動を示唆する。この変形場所は2004年9月に紀伊半島南東沖で発生した地震の震源域とほぼ一致している。従って、この海洋性地殻や堆積層の変形は、紀伊半島南東沖地震(2004年9月)を起こした横ずれ断層との密接な関連性が考えられる。また、同図のP波速度構造モデルでは、同様にCMP番号3000-3400付近においてP波速度の顕著な低下(約300 m/sec)が認められる。これは、横ずれ断層の活動によって断層ガウジが形成され、流体の関与または間隙率の増加が原因として考えられる。

今回の稠密反射法調査(擬似3次元反射法調査)データを用いた3次元イメージング解析で、南海トラフ軸付近の高分解能地殻構造が明らかになった。その一例として、Inline番号100の重合前深度マイグレーション断面図を図27に示す。南海トラフ軸付近では、trough turbidite fillの下部において3つの四国海盆堆積層(Unit A, Unit B, Unit C)が付加体先端部の下に沈みこんでいる様子がイメージングできた。各堆積層は上部のturbidite layerと下部の泥岩層として構成されている。Unit Aは地質年代Pliocene - Quaternaryの上部四国海盆堆積層に相当し、Unit BとUnit Cは地質年代middle - late Mioceneの下部四国海盆堆積層に相当する。特に、CMP番号1500-1600付近では、Unit Aの重なり構造が認められ、上位の層が向斜構造を示し、その上部のtrough turbidite fillも隆起している構造が捉えられた。これは、フィリピン海プレートの斜め沈み込みによって、Unit Aの内部でスラスト断層が発達し、oblique slip up lateral ramp構造が形成されたことを示す。Unit Bは、沈み込み前後の層厚がほぼ一定となり、堆積物のcompaction作用だけでは説明できず、おそらくcompaction作用が卓越している可能性が考えられる。海洋性地殻の最上部形状は極めて不規則であり、Unit Cがその最上部表面を覆っている。

昨年度は、日本の調査船としては、史上初めて、科学目的の擬似3次元反射法調査(稠密反射法調査)によるデータ取得に成功した。今年度は、高精度の3次元構造イメージング処理にも成功し、3次元反射法データの取得から解析までの一連のプロセスを完結できたことになる。これで、日本の海洋地球科学コミュニティとしては、3次元反射法地震探査データの取得、解析、解釈の経験や知識を保有することになった。

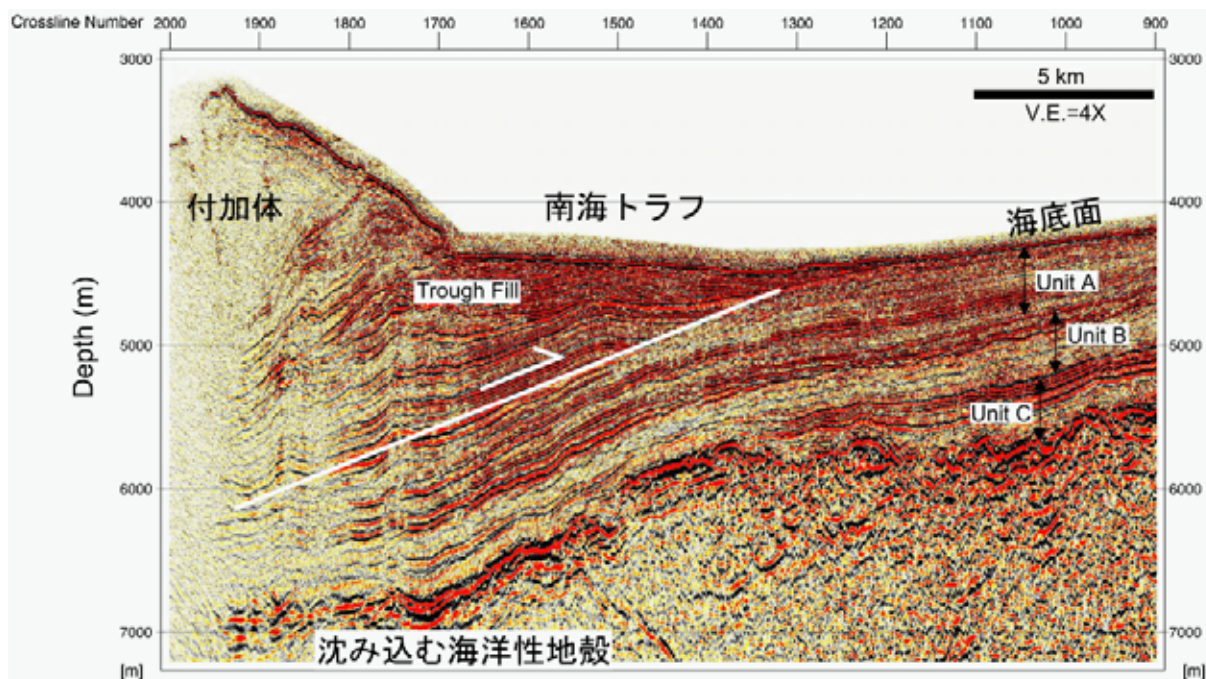


図27 3次元重合前深度マイグレーション処理の結果として得られた InLine 番号 100 の南海トラフ軸付近の拡大断面図

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 機動的地震観測

志摩半島沖を中心とした紀伊半島沖から東海沖にかけての南海トラフで自己浮上型海底地震計 30 台を用いた自然地震観測の結果、2004 年 9 月に発生した紀伊半島南東沖の地震の余震が、本震発生直後とほぼ同じ領域で依然継続していることが分かった。一方、1944 年東南海地震の破壊域東縁では、沈み込む海山の周囲でクラスター状の地震活動が付加体内部で発生しており、海山の沈み込みによってプレート間固着度の空間的不均質が生じている可能性が示された。海山から東側では、沈み込む海嶺の影響が顕著であるのに対し、西側ではその影響はあまり見られない。つまり、沈み込む海底地形の違いにより東西でプレート間固着の空間的不均質が生じていると考えられる。この事が、1944 年東南海地震の際の破壊の伝播に影響を及ぼした可能性が考えられる。

2) KY06-13 広角反射・屈折法調査

1944 年に発生した東南海地震の破壊域を規定する構造要因を明らかにするための構造調査を実施した。本調査の焦点は、破壊域下限を規定する構造要因および、地震時滑り量分布の空間不均質性を規定する構造要因を解明する点にある。破壊域下限は海陸境界付近の深部に位置しているので、繰り返し同じ場所でエアガン発振をすることにより深部からの信号を増幅し、海陸に展開した地震計で観測を行なった。また滑り量が集中していると考えられている志摩半島南に位置する海底面の高まり付近の構造を捉えるために、測線はこの位置で交差するように設定した。

遠方でもシグナルが確認できる良質なデータが得られている。これまでのところ、初動走時トモグラフィにより沈み込み方向の暫定的構造を得た。その結果、沈み込む海洋性プレート上面の形状がフラットではない可能性が考えられる。

データ解析は緒に就いたばかりであり、本格的な構造解析は今後の課題である。まずは海域のデー

タを用いて沈み込むプレート形状の概要を捉えることと、海溝軸に沿う方向での破壊域分布を規定する構造要因の抽出を行なう。さらに、陸上において取得したエアガンデータとも統合して、破壊域下限を規定する構造要因を解明していく。

3) 広域 2 次元および稠密反射法探査データの解析

今年度は、昨年度に測線 NT0504H に沿って取得した高分解能 2 次元反射法データを用いた重合前深度マイグレーション処理を行った。その結果、地震性横ずれ断層の高精度イメージングに成功し、更に、その断層付近で P 波速度が顕著に低下することが明らかになった。これは、地層の断層活動と物性変化が密接に関連することを強く示唆する結果である。また、昨年度に取得した稠密反射法調査(擬似 3 次元反射法調査)データを用いた重合前深度マイグレーション処理を行った。その結果、南海トラフで沈み込んでいるプレート境界の形状や堆積層の高精度 3 次元イメージングに成功し、3 次元 P 波速度構造が明らかになった。南海トラフ軸付近では、trough turbidite fill の下部において異なる音響特性と P 波速度を持つ 3 つの四国海盆堆積層が付加体先端部の下に沈みこんでいる様子が詳細にイメージングできた。特に、今回の稠密反射法調査(擬似 3 次元反射法調査)領域は、2007 年秋から予定している統合国際深海掘削計画(IODP)の南海トラフ震源域掘削計画(NanTroSEIZE)の 3 つの掘削サイトをカバーしている。今後、高精度 2 次元および 3 次元反射法データと IODP 掘削資料データを統合的に解析することで、沈み込む堆積層の物性変化を空間的に明らかにすることが重要である。南海トラフに沿った構造と物性変化は、南海・東南海地震発生帯のセグメント化を解明する上で、極めて重要な手掛りとして期待される。最終的には、東南海地震の破壊域におけるプレート境界断層や分岐断層の発達機構や挙動を明らかにすることを目指す。

(e) 引用文献

- 1) Ando, M. (1975), Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- 2) Baba, T., and P. R. Cummins (2005), Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08305, doi:10.1029/2004GL022320.
- 3) Fujie, G., A. Ito, S. Kodaira, N. Takahashi, Y. Kaneda (2006), Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travelt ime mapping method, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157, 72-85.
- 4) Fujinawa, Y., T. Eguchi, M. Ukawa, H. Matsuzawa, T. Yokota, and M. Kishio (1983), The 1981 earthquake swarm off the Kii peninsula observed by the ocean bottom seismometer array, *J. Phys. Earth*, 31, 407-428.
- 5) Hardebeck, J. L., and P. M. Shearer (2002), A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2264-2276.
- 6) Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, Y. Kaneda (2000), Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquake, *Science*, 289, 104-106.
- 7) Kodaira, S., E. Kurashimo, J.-O. Park, N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Ito, and Y. Kaneda (2002), Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone, *Geophys. J. Int.*, 149,

815-835.

- 8) Kodaira, S., A. Nakanishi, J.-O. Park, A. Ito, T. Tsuru, and Y. Kaneda (2003), Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL016595.
- 9) Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J.-O Park, T. Baba, H. Sakaguchi, Y. Kaneda(2006), A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.* 111, B09301, doi:10.1029/2005JB004030.
- 10) Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, J. Kasahara, K. Suyehiro, and H. Shimamura (2002a), Crustal structure around the eastern end of coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, *Tectonophysics*, 354, 257-275.
- 11) Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, K. Mochizuki, T. Sato, J. Kasahara, N. Takahashi, K. Suyehiro, H. Tokuyama, J. Segawa, M. Shinohara, and H. Shimamura (2002b), Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun-OBS seismic profiling, *Mar. Geol.*, 187, 47-62.
- 12) Nakanishi, A., N. Takahashi, J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura (2002c), Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107(B1), 2007, doi:10.1029/2001JB000424.
- 13) Nakanishi, A., S. Kodaira, S. Miura, A. Ito, T. Sato, J. O. Park, K. Obana, and Y. Kaneda (2006), Subduction structure of the Nankai trough subduction seismogenic zone, related to intraslab earthquakes, paper presented at 12th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins (SEISMIX2006), Hayama, Japan, 24-29 September.
- 14) Obana, K., S. Kodaira, and Y. Kaneda (2004), Microseismicity around rupture area of the 1944 Tonankai earthquake from ocean bottom seismograph observations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222(2), 561-572.
- 15) Obana, K., S. Kodaira, and Y. Kaneda (2005), Seismicity in the incoming/subducting Philippine Sea plate off the Kii Peninsula, central Nankai trough, *J. Geophys. Res.*, 110, B11311, doi:10.1029/2004JB003487.
- 16) Park, J. -O., T. Tsuru, S. Kodaira, P. R. Cummins, and Y. Kaneda (2002), Splay fault branching along the Nankai subduction zone, *Science*, 297, 1157-1160.
- 17) Park, J.-O., G. F. Moore, T. Tsuru, S. Kodaira, and Y. Kaneda (2003), A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 77-84.
- 18) Sakai, S., T. Yamada, M. Shinohara, H. Hagiwara, T. Kanazawa, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda (2005), Urgent aftershock observation of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake using ocean bottom seismometers, *Earth Planet. Space*, 57, 363-368.
- 19) Takahashi, N., H. Amano, K. Hirata, H. Kinoshita, S. Lallemant, H. Tokuyama, F. Yamamoto, A. Taira, and K. Suyehiro (2002a), Faults configuration around the eastern Nankai trough deduced by multichannel seismic profiling, *Mar. Geol.*, 187, 31-46.

- 20) Takahashi, N., S. Kodaira, A. Nakanishi, J.-O. Park, S. Miura, T. Tsuru, Y. Kaneda, K. Suyehiro, and H. Kinoshita (2002b), Seismic structure of western end of the Nankai trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2212, doi:10.1029/2000JB000121.
- 21) Zhang, J., U.-S. Brink and M. N. Toksoz, Nonlinear refraction and reflection travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103. 29743-29757, 1998.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
尾鼻浩一郎、小平秀一、伊藤亜妃、神谷眞一郎、金田義行	紀伊半島沖南海トラフにおける不整形地殻構造の沈み込みに関連した地震活動	日本地震学会2006年度秋季大会	2006年10月31日
尾鼻浩一郎、小平秀一、伊藤亜妃、神谷眞一郎、金田義行	紀伊半島沖南海トラフにおける不整形地殻構造の沈み込みに関連した地震活動	ブルーアース'07「しんかいシンポジウム」	2007年3月9日
Koichiro Obana, Shuichi Kodaira, and Yoshiyuki Kaneda	Seismicity related to heterogeneous structure along the western Nankai trough off Shikoku Island	<i>Geophys. Res. Lett.</i> , 33, L23310, doi:10.1029/2006GL028179	2006年12月13日
朴進午、鶴哲郎、野徹雄、瀧澤薫、佐藤壮、金田義行	High-resolution 3-D Seismic Reflection Survey in the Nankai Subduction Zone off Kumano of Kii Peninsula, SW Japan	日本地震学会2006年度秋季大会	2006年10月31日
朴進午、鶴哲郎、野徹雄、瀧澤薫、佐藤壮、金田義行	High-resolution 3-D Seismic Reflection Study in the Nankai Subduction Zone off Kii Peninsula, SW Japan	米国地球物理連合2006年度秋季大会	2006年12月12日
朴進午、鶴哲郎、野徹雄、瀧澤薫、佐藤壮、金田義行	High-resolution 3-D Seismic Reflection Study in the Nankai Trough off Kii Peninsula	ブルーアース'07「しんかいシンポジウム」	2007年3月8日

野徹雄、朴進午、鶴哲郎、 瀧澤薫、小平秀一、金田 義行、樋泉昌之、佃薫、 清水賢、橋本結、柴田英 紀、鈴木啓吾、高江洲盛 史、小島信夫、溝田あゆ み、栗原梢、野口直人、 井戸美帆	「かいいい」による3 次元反射法地震探査の 実施と将来	ブルーアース'07「し んかいシンポジウ ム」	2007年3月8 日
--	-----------------------------------	-------------------------------	---------------

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1)特許出願

なし。

2)ソフトウェア開発

なし。

3)仕様・標準等の策定

なし。

(3) 平成19年度業務計画案

1944年に発生した東南海地震の破壊域(地震時滑り量)分布については、熊野灘西部に破壊が集中していたとする説と、東部に集中していたとする説があるなど、現在でも議論が続いている。この原因の一つは、震源面であるプレート境界面形状の不均質性が充分には把握できていないことにあり、プレート沈み込みに関する詳細な構造を熊野灘全体で捉えていく必要がある。

そこで平成19年度は、未だ詳細な構造調査が実施されていない熊野灘東部を中心とした海域における構造調査を実施する。調査測線は熊野灘東部におけるプレート沈み込みに関する構造を把握するためのトラフ軸直交測線と、熊野灘の東部と西部の違いを把握するためのトラフ軸平行測線を設定する。この二本の測線を平成18年度までに実施した調査測線とあわせて解析することにより、東南海地震の破壊域全体におけるプレート境界付近の構造不均質性を詳細にイメージングすることを目指す。