潮岬海底谷に露出する南海トラフ分岐断層付近の付加体堆積物の構造・組織・物性と流体移動

Structure, texture, and physical properties of accretionary prism sediments and fluid flow near the splay fault zone in the Nankai Trough, off Kii Peninsula

Abstract

Shionomisaki Canyon, off Kii Peninsula, SW Japan, cuts through five E–W-trending ridges developed in the Nankai accretionary prism. Using the submersible SHINKAI 6500, we investigated outcrops along the eastern canyon wall in the landward-most ridge. Four dives yielded information on lateral variations in the structure, texture, and physical properties of sediments along the splay fault zone in the accretionary prism. The ridge itself is disrupted by E–W-trending gullies that continue to bifurcations in the splay fault. Southward (seaward) dipping strata are predominant in gently folded, commonly steeply inclined sediments of gravity flow origin. The south-younging sequence is consistent with the radiolarian biostratigraphy. The sediments in this region are Pliocene to Recent in age (<4.3 Ma). Detailed observations reveal soft-sediment deformation structures such as web structure, vein structure, and deformation bands. The distribution of structures and chemosynthetic biocommunities (vesicomyid bivalves and tube worms) marks the position of faults that accompany active cold seepages. Porosity decreases southward toward the splay fault, showing a negative correlation with the age of the sedimentation (i.e., older sediments have higher porosity). This finding indicates progressive tectonic compaction toward the splay fault. The uniaxial compressive strength of sandstone, as calculated from a needle penetration test, shows a marked increase above the deduced fault zones. We attribute this finding to the precipitation of carbonate cement from CaCO_3 -saturated fluids that migrated along the splay fault and its bifurcations. Sandstones with high pore-connectivity and permeability, located above the faults, acted as a channel through which CaCO_3 -saturated fluids migrated. The related cementation acted to strengthen the frontal part of the ridge, which may act as an indenter for the inner wedge and as a backstop for the outer wedge. The proposed model accounts for the southward decrease in porosity behind the ridge front.

Key words: Nankai Trough, accretionary complex, splay fault, submarine canyon, fluid flow, physical property, AMS, structure, Shionomisaki, SHINKAI 6500

安間 了^{*1} 小川勇二郎^{*1†1}
川村喜一郎^{*2} Gregory Moore^{*3}
佐々木智之^{*4†2} 川上俊介^{*1†3}
平野 聡^{*5†4} 太田哲平^{*1}
遠藤良太^{*1†5} 道口陽子^{*1†6}
YK05-08 Leg 2 乗船研究者^{*6}

Ryo Anma^{*1}, Yujiro Ogawa^{*1†1},
Kiichiro Kawamura^{*2}, Gregory Moore^{*3},
Tomoyuki Sasaki^{*4†2},
Shunsuke Kawakami^{*1†3},
Satoshi Hirano^{*5†4}, Teppei Ota^{*1},
Ryota Endo^{*1†5}, Yoko Michiguchi^{*1†6},
and YK05-08 Shipboard Science Party^{*6}

2009年8月28日受付.

2010年8月13日受理.

^{*1} 筑波大学大学院生命環境科学研究科
Graduate School of Life and Environmental Sciences,
University of Tsukuba, Ten-no dai 1-1-1,
Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan

^{*2} 深田地質研究所
Fukada Geological Institute

^{*3} ハワイ大学マノア校
SOEST, University of Hawaii at Manoa

^{*4} 東京大学工学系研究科
School of Engineering, The University of Tokyo

^{*5} 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター
IFREE4, JAMSTEC

^{*6} YK05-08 乗船研究者: 八木勇治・林謙一郎 (筑波大学)・Yildirim Dilfi (マイアミ大学)・山口飛鳥 (東京大学)・横山俊治 (高知大学)・土岐知弘 (琉球大学)・佐野 守 (日海事)

^{†1} 現所属: 東電設計株式会社
Present Address; Tokyo Electric Power Services Co., Ltd.

^{†2} 現所属: 東京大学大気海洋研究所
Present Address; Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo

^{†3} 現所属: (株) アースアプライザル
Present Address; Earth-Appraisal Co., Ltd.

^{†4} 現所属: (株) マリン・ワーク・ジャパン OD
科学技術部高知海洋課
Present Address; Dept. OD Sci. Tech. Support, Marine Works Japan Ltd.

^{†5} 現所属: 国際石油開発帝石株式会社
Present Address; INPEX CORPORATION,

^{†6} 現所属: 原子力安全基盤機構
Present Address; Japan Nuclear Energy Safety

Organization

Corresponding author; R. Anma,
ranma@sakura.cc.tsukuba.ac.jp

Fig. 1. Bathymetric map of the Nankai Trough. Data were acquired during cruises YK02-02, YK03-03, and YK05-08 using the Sea-Beam 2112 system on the R/V Yokosuka operated by JAMSTEC. Open circles: holes drilled by D/V Chikyu during IODP Expeditions 314, 315, and 316. Stars: epicenters of the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes.

はじめに

南海トラフの付加体研究は、1980年代に始まる日仏KAI-KO計画、海洋研究開発機構（JAMSTEC）や東京大学海洋研究所（現大気海洋研究所）を中心とする数多くの地球物理学的調査・潜航調査によっておおきく進展し、2007年9月からは地球深部探査船「ちきゅう」による南海トラフ震源断層の掘削が開始された。しかし、これまでの調査は海溝陸側斜面に沿って重点的に行われてきており、付加体を深く侵食する海底谷の調査は、天竜海底谷（川村ほか, 1999; Soh and Tokuyama, 2002; Kawamura et al., 2009）と潮岬海底谷（安間ほか, 2002）の例を除いてほとんど行われていない。これは、平坦な地形を得意とする地球物理学的探査では狭い海底谷は研究の対象とならなかったこと、海溝陸側斜面でも露頭や冷湧水の湧出がみられること（Fujioka and Taira, 1989; Ogawa et al., 1996, 1997; 芦ほか, 2002; Henry et al., 2002）、エネルギー資源と期待されるメタンハイドレートが南海トラフ陸側斜面に広範囲に分布しており（Ashi et al., 2002; Colwell et al., 2004）、これらの研究によって十分な科学的成果が上げられていたこと（Kobayashi, 2002）などに理由が求められる。しかしながら、海溝陸側斜面の調査では、付加体のごく上部の構造しか観察できないこと、またメ

タンハイドレートが広範囲に分布する南海トラフでは、ハイドレート安定領域上部に観測点が位置するため、より深部の水理情報が得られにくいなどの不利がある。

一方、付加体を形作る上で重要な役割を果たすと考えられるデコルマンや衝上断層の地球物理学的・水理学的な知見は、国際深海掘削計画（ODP）による掘削調査やJAMSTEC地球深部探査センターを中心とする高精度三次元反射法探査によって格段の進歩を遂げた（倉本ほか, 2000）。室戸岬沖合のODP 808孔の調査では、デコルマンを挟んで、その下位では急激な間隙率上昇がみとめられ、この高間隙率帯が水道になっていることが示唆された（Taira et al., 1992）。芦ほか（2002）は活動的断層が推定される地域に沿って冷湧水が分布していることを示した。また、Moore et al. (2001) はODP Leg 131で行われた足摺沖および室戸沖のトランセクトに沿った6地点での掘削により、四国海盆に堆積した付加前の堆積物の岩相や組成、それに付随する水理学的性質は島弧方向で大きく異なることを報告した。Park et al. (2002b) は、足摺岬沖合のプレート境界の上に、境界と平行な極性の反転を伴う深部強反射面を認めた。この反射面は流体に富んだ境界面であることを示唆する。Bangs et al. (2004, 2009) は、南海トラフのデコルマンや分岐断層からの反射波の振幅は島弧横断方向に沿っても、島弧方向に沿

ても変化することを示した。また, Moore et al. (2007) は地震波探査から南海トラフに発達する分岐断層系が起伏にとんだ三次元的形状をもつことを示し, 分岐断層系の活動は時間とともに陸側に発達した断層へと移動したことを示した。Nakanishi et al. (2002a) は, 地震波速度構造から天竜灘から室戸沖にかけての付加体断面構造を推定し, 付加体と基盤岩の分布と形状が島弧方向で大きく異なることを示した。これらの成果は, 付加体内での断層の発達や水理学的特性を理解するためには複数の測線に沿って調査を行い, 比較検討する必要があることを示唆する。

海底谷に露出する付加体断面の潜航調査は, 掘削調査と並んで反射法断面構造を検証する有効な手段である。海底谷調査は, 陸上における沢登り調査と同様に, 地質構造断面の観察に最適な環境を提供する。筆者らのグループは, 潮岬海底谷に沿って露出する南海トラフ分岐断層付近の付加体断面を観察するため, JAMSTEC の支援のもと「しんかい 6500」による計 4 回の潜航調査を行った。海底掘削が鉛直方向の情報をもたらすのに対して, 小論では潮岬海底谷断面に沿ったほぼ水平方向の構造・組織・物性の変化を報告するとともに, 分岐断層帯付近における水理地質学的な考察を行う。

潮岬海底谷海域のテクトニックな背景

潮岬海底谷は紀伊半島潮岬沖合の付加体中に発達する南北方向の海底侵食地形である (Fig. 1)。南海トラフ海域に発達する付加体の地形は単純ではない。最近の地震波探査によって, 南海トラフ付加体の下位に位置し, 北西方向に年間 4.5 cm (Seno et al., 1993) の速度で移動するフィリピン海プレートの上には, さまざまな起伏が存在することが見いだされている。潮岬海底谷の東側では, 東北東-南南西方向に伸びる古銭洲海嶺 (Nakanishi et al., 2002b; Park et al., 2003; Kodaira et al., 2003) が沈み込んでおり, 天竜海底谷付近の付加体地形に大きな影響を及ぼしたようである (Cochonat et al., 2002)。また, 室戸沖でも海山の沈み込みが報告されており (Cummins et al., 2002; Takahashi et al., 2003; Bangs et al., 2006), 震源断層の運動を規制していると考えられる (Kodaira et al., 2002)。このような海山, あるいは海嶺の沈み込みは, 室戸沖や天竜海底谷に見られるように付加体地形の屈曲や凹地形を伴っている。

一方, 潮岬海底谷付近の付加体地形は直線的で連続性もよく, 海山沈み込みによる顕著な地形的な擾乱は受けていないようである。潮岬海底谷には, 構造的改変を受けていない, 典型的な付加体構造が保存されていることが期待できる。潮岬海底谷は, 南海付加体中に 5 列にわたって東西方向に延長するリッジを深く (比高 800 m 以上) 侵食している (Fig. 2)。地震波探査により明らかにされた熊野海盆南縁に発達する分岐断層 (Fig. 1 の splay fault: Park et al., 2002a, 2003) の西方延長は, 海溝側から 5 列目のリッジ (第 5 リッジ) 前縁部に推定される (Fig. 2)。芦ほか (2009) は, 第 5 リッジ南縁で潮岬海底谷の河床の拡張が見られること, 分岐断層は右横ずれ成分を伴うことを指摘した (Fig. 2)。

調査海域は, 1944 年東南海地震のラプチャーゾーンの西

Fig. 2. Bathymetric map showing the locations of five E-W-trending ridges around Shionomisaki Canyon. See Fig. 1 for the location of this area. Star: estimated position of the sediments in the study area (see Fig. 3) at 0.43 Ma ago.

端 (Ichinose et al., 2003; Baba et al., 2006), 1946 年南海地震ラプチャーゾーンの東端 (Baba et al., 2002; Cummins et al., 2002) にあたり (Fig. 1), 過去数次にわたる南海・東南海巨大地震のセグメント境界付近に位置している (寒川, 1992; Satake, 1993; Cummins et al., 2002; Hori et al., 2004; Baba and Cummins, 2005)。Kodaira et al. (2006) は潮岬海底谷付近の屈折波・反射波地震波探査を行い, 南海地震・東南海地震震源域境界に沿って沈み込む海洋地殻と堆積物を変位する断層が存在すること, 潮岬はほぼ直下に大きな地震波速度をもつ岩体が存在することを推定した。

調査海域の北東側ではゆっくりしたすべりを伴う地震 (slow earthquake) が観測されており (Ozawa et al., 2002), プレート境界付近に存在する高間隙水圧が原因である可能性が指摘された (Kodaira et al., 2004)。潮岬近傍の海底では 2004 年の紀伊半島南東沖地震 ($M_w=7.5$) に前後して低角逆断層に沿った浅部超低周波地震が観測され, 付加体内での活動であることが推定された (Obara and Ito, 2005; Ito and Obara, 2006a, b; 小原, 2007, 2009)。室戸沖の ODP808 掘削孔では, このような付加体での超低周波地震の発生に伴って水圧が上昇することが観測された (Davis et al., 2006)。しかしながら, 深部起源の流体が付加体表層で湧きだしている直接的な証拠は見出されていない。

Fig. 3. Distributions of chemosynthetic biocommunities, sample locations, and structures. (a) Distribution of vesicomyid bivalves (mainly *Calyplogena nautiliei*) and vestimentiferan tubeworms. Dashed lines: fault zones. ①: splay fault, ②~④: bifurcations of the fault, ⑤: boundary fault to the north. An ENE-WSW-trending ridge ("Transverse Ridge" at 33° 02.2' N) crosses the mid-axis of the canyon. (b) Tracks of dive surveys (6K#579, 6K#889-891) by the submersible SHINKAI 6500 and sample localities. The locality numbers are referred to in the text. (c) Orientations of selected bedding planes. Numbers along the N-S axis indicate distance (m) from a reference point at 33° 01.6' N and are referred to in the figures and table. (d) Pseudo-3D section across the fifth ridge at Shionomisaki Canyon. The N-S profiles along 136° 07' E and 136° 05.55' E, and along the mid-axis of the canyon, are shown, with information on the distribution of faults, chemosynthetic biocommunities, and sample localities.

研究方法

潮岬海底谷東側斜面に露出する第5リッジの露頭をトラバースするように、「しんかい6500」による4回の潜航調査(YK00-08航海で実施された6K#579潜航: 観察者: 安間: パイロット: 佐々木・吉梅 (JAMSTEC), およびYK05-08航海で実施された6K#889潜航: 観察者: 安間: パイロット: 柳谷・

植木 (JAMSTEC), 6K#890潜航: 観察者: Moore: パイロット: 川間・千田 (JAMSTEC), 6K#891潜航: 観察者: 小川: パイロット: 飯島・松本 (JAMSTEC)) を行った (Fig. 3). 6K#579潜航は海底谷東側斜面を登るように実施したが, YK05-08航海で実施した3潜航は水深3,400 mから水深3,100 mに調査深度を設定し, 付加体断面に沿った堆積物の物性変化を得ることを企図した。

Fig. 4. Precision test of the method of structural measurement used in this study. The true dip and strike of planar structures were estimated from video images. The orientations of bedding planes in three neighboring outcrops were measured from various angles. Data for each outcrop are coincident within an error range of approximately 20 (diameter of circles in the figure).

「しんかい 6500」の観察窓から地質構造や独立栄養生物群集分布状況を目視観察しながら、据付のマニピュレータを用いて付加体堆積物やシロウリガイ類試料の採取を行った。据付の2台の船外ビデオカメラを用いて露頭や生物の分布状況、採取した試料の位置と方位などを撮影記録した。付加体内部に発達する面構造の方位はビデオ映像から読み取った。ビデオカメラの収差の影響を避けるため、映像中心部でビデオ

カメラの振り角（固定船外ビデオカメラは船首方位、可動式船外ビデオカメラについては船首方位＋映像に示される振り角）に対する面構造の走向を、またビデオカメラが水平であると仮定して見通し法で傾斜を読み取り、面構造の見かけのS-poleをもとめた。見かけのS-pole方位をビデオカメラの伏角（固定船外ビデオカメラは -25° 度、可動式船外ビデオカメラは映像に示される伏角）について補正し、真の面構造方位を得た。この手法で最も誤差が大きいと予想されるのは、見通し法によって読み取った見かけの面構造方位である。50度程度で傾斜する3つの露頭において、複数の方向から撮影した地層面のビデオ映像を解析し、ステレオ投影図上で読み取り精度（precision）を検討したところ、それぞれの露頭で走向・傾斜とも直径20度程度の範囲にプロットされた（Fig. 4）。記載では統計的に得られた数値をそのまま使用するが、条件のよい場合でも走向・傾斜とも $\pm 10^\circ$ 程度の誤差が見込まれる。

回収された付加体堆積物試料については、物性変化を調べるため、潜航後直ちに針貫入試験を行うとともに、潜航ビデオで確認しながらおよその方位を復元し、岩石カッターで半割して断面に見られる構造を記載した。試料は湿らせた紙タオルとビニール製ラップで包み、常温で保存した。保存試料から薄片観察用試料、岩石磁気・帯磁率異方性測定用、間隙率測定用試料を研究室で切り出し、薄片観察と物性測定に供した。また、試料を分取して放散虫化石を抽出し、堆積年代を見積もった。

針貫入試験（岡田ほか, 1985; 土木学会, 1991）は軟岩ペネトロ計SH-70（株式会社丸東製作所）を使用して、試料回収後船上で直に行った。水圧から解放された試料（とくに泥

Table 1. Porosity, strength, and magnetic properties of rocks from Shionomisaki Canyon (YK05–08 Leg2).

Sample	Rock type	Y-axis (m)	X-axis (m)	Depth (m)	Porosity (%)	n	Strength (MPa)	Susceptibility (SI)	AMS (P')	AMS (T)	n	HF/LFx100 (%)	n	Domain
891R1	mudstone	1950	-220	3370	49.9	1	-	1.41E-04	1.01	-0.68	1	62.5	1	para
891R2	mudstone	1940	-190	3350	42.7~45.8	2	1.2	1.68~5.93E-04	1.04~1.06	0.07~0.55	2	78.4	1	mixed
	siltstone	1940	-190	3350	40.1~46.5	8	1.2	1.07~5.24E-04	1.01~1.05	-0.70~0.01	11	74.9~82.5	5	mixed
891R3	mudstone	1760	-150	3340	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-
891R4	mudstone	1760	-140	3340	56.7	1	0.5	1.13~1.52E-04	1.06~1.08	0.73~0.91	3	-	-	para
891R5	mudstone	1360	-230	3220	49.3~53.5	2	0.6	1.47~1.48E-04	1.01~1.02	0.12~0.24	3	66.9~73.3	2	para
891R6	mudstone	1070	-180	3190	53.8~57.3	5	0.6	1.22~1.79E-04	1.01~1.02	0.04~0.88	3	74.4~85.3	4	para
889R1	siltstone	550	-910	3450	42.5~43.4	2	2.0	1.56E-04	1.04	0.71	1	69.3	1	para
891R7	siltstone	430	-180	3120	47.3	1	-	1.50E-04	1.03	-0.24	1	76.5	1	para
891R8	siltstone	320	-100	3120	46.9	1	2.8	-	-	-	-	8.8	1	PSD
889R2	sandstone	310	-530	3380	34.3~38.4	2	0.1	-	-	-	-	12.4	1	PSD
889R3	siltstone	150	-570	3390	45.6	1	1.2	1.85~2.20E-04	1.03~1.04	0.05~0.32	2	84.9	1	para
889R4	sandstone	-180	-600	3410	35.3~35.4	2	12.9~19.2	5.66~8.05E-04*	1.01	0.12~0.40	3	28.3	1	PSD
889R6	sandstone	-260	-580	3390	-	-	0.5	30.1E-04*	1.04	0.56	1	-	-	ferro
889R7	sandstone	-460	-560	3370	31.5	1	2.0	8.23~127E-04*	1.01~1.06	0.16~0.57	6	2.8	1	PSD
	mudstone	-460	-560	3370	31.3	1	0.6	7.53~9.38E-04*	1.14~1.16	0.60~0.67	2	-	-	ferro
890R1	mudstone	-515	-550	3390	-	-	0.1	1.49~1.64E-04	1.03	0.56~0.65	2	90.4	1	para
890R2	siltstone	-720	-520	3380	11.3	1	19.2	1.03~1.16E-04	1.02~1.05	-0.19~0.35	3	84.7	1	para
890R3	sandstone	-990	-490	3360	10.3	1	19.2	3.65~3.96E-04*	1.01~1.02	-0.28~0.52	2	42.8	1	PSD
890R4	sandstone	-1300	-480	3360	19.2	1	37.8	4.35~5.22E-04*	1.02~1.03	0.20~0.51	2	52.5	1	PSD
890R5	mudstone	-1480	-320	3390	65.7	1	0.1	1.18E-04	1.02	0.61	2	73.3	1	para

Sample position: N-S (Y-axis: N is positive) and E-W (X-axis: E is positive) distance from the reference point centered at $33^\circ 01.6' \text{ N}$, $136^\circ 05.3' \text{ E}$. Asterisks indicate samples with a suspected ferromagnetic contribution. AMS: anisotropy of magnetic susceptibility, represented by intensity (P') and shape (T) parameters. HF/LF is magnetization at high field (HF) against low field (LF); the number is a measure of the paramagnetic contribution (in %). "PSD" indicates ferromagnetic minerals with a pseudo-single domain. "para", "ferro", and "mixed" indicate a dominant paramagnetic contribution, ferromagnetic contribution, and a mixture of both, respectively, as deduced from the total susceptibility.

質試料)は試料回収直後から割れ目が発達するため、簡便・迅速な針貫入試験は原位置での強度を見積もるためには有用な手法である。試料に針を押し込み、そのときの貫入量(mm)と針貫入抵抗値(N)を測定し、以下の経験式に代入して一軸圧縮強度に換算した。

$$Y = 0.978 X + 2.621$$

ここで、Yは一軸圧縮強度(kN/m²)の対数値、Xは針貫入勾配(N/mm; 針貫入抵抗値/貫入量)の対数値である。経験式は軟岩ペネトロ計SH-70に付属しているものを使用した。測定は均質な砂質および泥質堆積物について行った。経験式への粒径の影響は考慮していないが、原位置に近い状態でのおよそその傾向が得られた。記述にはMPaに換算した強度値を使用した。

ヒステリシスおよび残留保磁力(Hcr)測定は、直径2 mm以下の小片を割り取り、産業技術総合研究所設置のMicroMag 2900/3900を使用して行った。高磁場(600~700 mT)および低磁場(0.01~0.05 mT)における磁化の比(Table 1, HF/LF)から強磁性鉱物に対する常磁性鉱物の磁化への寄与率を算出した。強磁性鉱物の寄与率が大きな試料に関しては、残留保磁力、飽和磁化(Ms)、飽和残留磁化(Mr)および保磁力(Hc)から磁区構造を推定した。

帯磁率異方性測定は、7 ccの立方体試料を切り出し、JAMSTEC地球内部ダイナミクス領域(当時は地球内部変動研究センター)設置の帯磁率異方性測定器Kappabridge KLY-3S (AGICO社製)を使用して行った。帯磁率異方性は、岩石試料に異なる方向から磁場をかけたときに試料が獲得する誘導磁化強度を方位ごとに測定し、異方性の三次元対称テンソルの固有値($K_{\max}$, K_{int} , $K_{\min}$)を求めることによって得られる(Borradaile, 1988; 安間, 2003)。得られた $K_{\max}$, K_{int} , $K_{\min}$ から面構造(F)、線構造(L)、異方性形状(T)、異方性強度(P)パラメータをJelinf (1981)に従って算出した。なお採取試料の原位置での方位が正確に復元できないため、小論では異方性の方位については論じない。間隙率は分取した試料の乾重量・湿重量および粒子密度から算出した。粒子密度の測定には、JAMSTEC地球内部ダイナミクス領域設置のベンタピクノメータ(Quantachrome社製)を使用した。

また、薄片で多量の炭酸塩膠着物質が確認された試料については、炭酸塩鉱物を分離し、酸素および炭素の安定同位体比を測定した。測定にはJAMSTEC地球内部ダイナミクス領域設置のIsoPrimeを使用した。

潜航観察結果と付加体堆積物

1. 大規模断層位置の推定

シービームによる海底地形図、利用できる地震波探査データ(Park et al., 2002a, 2003; Moore et al., 2007など)、潜航による地形観察、化学合成生物群集の分布などを総合して南海トラフ分岐断層およびその派生断層の位置を推定した(Fig. 3a)。活動的断層を示唆する二種類の海底地形が認められた。一つめは、付加体スケールで発達するリッジ(Fig. 2)基部の遷急点やリッジ上部に認められる東西方向の起伏地形である。リッジ上部の起伏地形基部の延長は、海底谷斜面に発達する東西方向のガリーとなって地形に現れる(Fig. 3a)。

二つめは、海底谷中軸部に海底谷を横断して発達する凸地形である(Fig. 3aのtransverse ridge)。侵食が卓越する海底谷中軸部に発達する凸地形は、上流から流されてきた堆積物が溜まったデブリか、活動的な造構運動による構造的ものである可能性がある。889R1地点(Fig. 3b)でこの凸地形の下流側斜面を観察したところ、南南西―北北東に延びるシルト〜細粒砂径の堆積岩露頭(Fig. 5a)が確認された。したがって、この地形は堆積性のもではなく、断層などの造構運動によって形成されることが示唆される。

リッジ南側の基部で斜面が緩やかになる遷急点の位置は、transverse ridge基部の遷急点の位置よりも海側に位置する。これらの地形学的特徴から、段差が最も顕著である第5リッジ南縁に陸側に傾斜する分岐断層の主断層(Fig. 3aの①)、海底谷東側斜面に小規模なガリーとなって現れるその派生断層(Fig. 3aの②~④)、また第5リッジの北縁となっている東北東―西南西方向の緩やかな凹地に北縁断層(Fig. 3aの⑤)の位置を推定した。派生断層③と④のあいだで東西方向の地形的高まりが第5リッジ上部から西に向かって張り出しており、派生断層③と④は逆向きの走向移動成分をもつことが示唆される(Fig. 3c)。

2. 化学合成生物の分布状況

本海域では、6K#579潜航によって海底谷東側斜面中央部にシロウリガイとハオリムシの仲間が分布することが初めて報告された(安間ほか, 2002)。YK05-08航海でも、主断層①および派生断層③付近の東西方向のガリー底に沿ってシロウリガイ類(Figs. 6a-6c)やハオリムシ類(Fig. 6d, 889B2試料)の生息が確認された(Fig. 3a)。891R8地点(Fig. 3b)では、雁行状に配列した*Calypptogena nautilei*のコロニーを発見した。このような化学合成生物の分布は、断層に沿って湧出する冷湧水に規制されていると考えられる(Oga-

(←) **Fig. 5.** Photographs of outcrops taken from the submersible. See Fig. 3b for location details. (a) Outcrop of siltstone at site 889R1 on the leeward slope of a transverse ridge (see Fig. 3a). Field of view (FOV): ~2 m. (b) Southward (seaward)-dipping strata in gently folded gravity-flow deposits at site 889R3. FOV: ~4 m. (c) Northward-dipping fracture cleavage developed in mudstones at site 889R6. The cleavage developed obliquely to the basal surface of a sandstone layer (indicated by the dashed line), which dips steeply to the south. FOV: ~4 m. (d) Horizontal strata close to site 890R5 at the southernmost part of the study area. FOV: ~4 m. (e) Sub-horizontal conglomerates with imbricate pebble clasts and interbedded silty layers (between sites 890R2 and 890R3). FOV: ~4 m. (f) Sub-vertical joints developed in horizontal strata close to the outcrop shown in (d). FOV: ~2 m. (g) Consolidated sandstone with deformation bands collected at site 889R4. Arrows indicate up and the north direction. (h) Friable sandstone with web structure at site 889R7. Numbers at top right in (a)–(f) indicate the heading of the submersible (°) and depth (m).

Fig. 6. Photographs of chemosynthetic biocommunities. (a) *Calyptogena nautiliei* half-buried in mud, exposing the hinge-side to seawater. FOV: ~ 1 m. (b) Dissolved *Calyptogena* shell suggesting a shallow carbonate-compensation depth ($\sim 3,400$ m). (c) Vesicomysid bivalves observed on a sandy flat bottom along the northern boundary fault (Fig. 3a), showing a different habit from that of *C. nautiliei*. FOV: ~ 1 m. (d) Vestimentiferan tubeworms. FOV: ~ 1 m.

wa et al., 1996). 派生断層②～④の区間では、斜面全体にシロウリガイ類が認められた。また、ガリーに沿って東側から流下してきたデブリ堆積物には、シロウリガイ類の貝殻が頻繁に巻き込まれている。後述のように、この区間とはくに変形構造の発達著しく、斜面全体に冷水活動が行き渡っているようである。

YK05-08 航海で潮岬海底谷斜面から採取されたシロウリガイ類 (Fig. 3a の北から 891B1, 889B1, 890B1, B2, B3) は、すべて *C. nautiliei* である (鑑定は奥谷喬司博士 (JAMSTEC) による)。 *C. nautiliei* は蝶番を上方に向け、開口部を泥底に埋めて生息している (Fig. 6a)。海底面上に露出する *C. nautiliei* 蝶番側は例外なく溶けて薄化しており (Fig. 6b)、この海域の炭酸塩補償深度以深に観察点 (水深 3,420 $\sim$ 3,370 m) が位置していることを示唆する。

第5リッジ北縁断層⑤の凹地中央部にも、東北東—西南西方向に伸びるシロウリガイ類 (?) のコロニーが観察された (Fig. 3a)。このコロニー中の貝は水管を海水中に出して平坦な砂地に林立しており (Fig. 6c)、生息状況が *C. nau-*

tiliei とは異なる。

3. 層相および地質構造

潮岬海底谷の東側斜面 (Fig. 3) 上には南北方向に連続性のよい階段状の露頭が観察された (YK05-08 Leg 2 Shipboard Scientific Party, 2005)。ビデオ映像では、マリンスノー堆積物によって表面が薄く覆われた露頭に、不連続な平坦面としてさまざまな面構造が認められた。連続性のよい面構造で互層の層理面 (Figs. 5b-5e) やラミナが認められる場合は、これを地層面と認定した。層理面が明瞭に認められる露頭でこれに斜交する penetrative な面構造が認められるとき (Fig. 5c)、あるいは分岐する penetrative な面構造が認められる場合は、これを破断劈開 (fracture cleavage) と認定した。これらを明瞭に切断する non-penetrative な割れ目 (Fig. 5f) は、明らかに変位を伴っている場合は断層、変位の認められないものは節理として認定した。地層面とは明瞭に認定できないものの連続性のよい平坦面も認められた。これらの大部分は地層面か層平行の破断劈開と推定される。

調査海域全体から得た地層面 (+層平行破断劈開) と地層

Fig. 7. Stereoplots (equal area, lower hemisphere) showing contoured poles to bedding and layer-parallel fracture cleavage (left), and fracture cleavage developed oblique to bedding (center). Also presented is a rose diagram showing the strikes of joints (right). Bedding planes are folded about an axis plunging 14° to the west. Fracture cleavage is folded about the same axis, indicating that folding continued after the development of the cleavage. Fractures mainly strike N-S and WNW-ESE.

に斜交する破断劈開のS-pole ステレオ投影図をFigs. 7a, 7bに、割れ目のローズダイアグラムをFig. 7cにそれぞれ示す。地層面のS-poleは北東70度程度に極大をもち、南西に緩やかに傾斜する地層が卓越していることを示す。また地層は西に14度プランジした褶曲軸をもって褶曲する。破断劈開は地層面とほぼ同じ褶曲軸をもって褶曲する。南北および西北西-東南東走向の準垂直割れ目が卓越する。

Fig. 8aに南北断面上での地層面(実線)と破断劈開面(破線)の見かけの傾斜、Fig. 8bに潜航海域ごとにプロットした地層面および破断劈開のS-pole ステレオ投影図を示す。また、Fig. 3cには最も信頼できると判断した地層面の走向・傾斜を示した。以降の露頭・試料採取位置(Table 1)の記載は、北緯33度01.6分、東経136度05.3分を基準点とする座標系で示す。記述には基準点からの南北距離(Fig. 3c縦軸)と試料採取位置(Figs. 3b, 3d)を併用する。

調査海域北部6K#891潜航地域の地層は主に締まりの悪いシルト質泥からなる。シルト基質支持の細礫を含む層も採取された(891R2, R7; Fig. 3b, 3d)。数センチメートル厚の細粒砂層を挟むことがある(891R8)が、砂層は軟弱で水で洗うと流されてしまう程度である。水深3,390 m~3,090 mの測線に沿って、地層は200 m程度の波長をもつ開いた褶曲をしている。褶曲軸は西側に17度プランジする(Fig. 8b)。地層に準平行な破断劈開が部分的に発達し、地層面とほぼ同じ褶曲軸をもって褶曲する(Fig. 8b)。北縁断層⑤付近(1,660 m地点)ではほぼ垂直な地層が認められた(Fig. 8a)。1,070 m地点では、vein structureをもつ泥質岩(891R6)が採取された。

調査海域中央部水深3,450 m~3,360 mの側線に沿って実施した6K#889潜航地域の地層は、やや締まりの悪いシルト層と比較的緻密な砂岩や礫混じりの砂岩からなる。全体的に砂質岩が優勢となり、厚さ1 m近い砂岩層も認められる。最北部で北側に傾斜する面構造(地層面かは不明)が認められたものの、それ以外では緩やかにあるいは急角度で南西に傾斜する砂岩優勢シルト互層が付加体を構成している

(Fig. 5b)。南部の-170 m地点および-260 m地点(889R6)の泥質部には、南側に急角度で傾斜する層理面に斜交して北側に緩やかに傾斜する破断劈開が観察された(Fig. 5c)。6K#889潜航地域では全体として西に50度プランジする褶曲軸を持ち、南側に押し被せた褶曲をしている(Fig. 8b)。-180 m地点で採取された緻密な砂質岩試料(889R4)には、細粒物質が脈状に入り込んだ黒色の変形帯が発達する(Fig. 5g)。これは、室戸沖ODP 1174孔や熊野灘の南海トラフ震源断層掘削で報告されたdeformation band(Ujije et al., 2004; Kinoshita et al., 2009)や房総半島の西崎層で報告されたdark band(Michiguchi and Ogawa, in press)と同様な産状を示す。複雑な構造が認められた-460 m地点の砂質岩(889R7)にはweb structureが発達している(Fig. 5h)。これらは割れ目に沿った流体移動を伴う軟堆積物の変形を示唆する(小川ほか, 2006)。

調査海域南部の6K#890潜航地域では、水深3,500 m地点に着底し、水深3,390 m~3,360 mの側線に沿って露頭観察と試料採取を行った。-515 m地点では均質で比較的締まりがよいシルト質泥岩(890R1)が採取された。-720 m地点では準垂直な地層の一部の層準にポーセラナイト様の均質で緻密なシルト岩(890R2)が発達する。鏡下では構成粒子に他の泥質岩との顕著な差は見られない。-1,480 m地点付近(Fig. 5d)には、垂直方向の割れ目が発達する、ほぼ水平な締まりの悪い泥質層(890R5)が分布する(Fig. 5f)。6K#890潜航で採取された泥質岩の性状は多様であるが、砂質岩は比較的緻密な細粒~中粒砂岩である(890R3, R4)。6K#890潜航地域北部の-420 m地点では準垂直な地層に対して、北へ緩やかに傾く破断劈開が発達しており、6K#889潜航地域南部から連続した変形構造と考えられる。地層面の走向は変化に富むが、-720 m地点で地層は準垂直になる。さらに南側では全般的に緩やかに南に傾斜する地層が卓越する。890R4地点(-1,300 m)では地層は局地的に北側に傾斜する。

890R2地点と890R4地点の間には、ほぼ水平な礫層が分

Fig. 8. Orientations of bedding and fracture cleavage at each dive area. (a) Apparent dips shown in cross-section. Solid line: bedding plane, thin dashed line: fracture cleavage. (b) Stereoplots (equal area, lower hemisphere) showing the orientations of bedding (above) and fracture cleavage (below) for each dive area. Bedding in the northern domain (area 6K#891) is openly folded about an axis that plunges 17° to the west. Fracture cleavage shows a similar pattern in this area. Bedding in the central domain (area 6K#889) is folded about an axis that plunges 50° to the west. These strata contain a sub-horizontal to moderately dipping fracture cleavage. Bedding data in the southern domain (area 6K#890) are concentrated around a sub-horizontal point maximum. Sub-horizontal fracture cleavages are dominant, except for four sub-vertical data points.

布する (Fig. 5e: -890 m 付近). 径 10 cm 程度以下の砂泥質垂円礫～垂角礫が北西側に傾斜した覆瓦構造を示し、北西側からの礫の供給を示唆する。この礫岩層には節理がほとんど発達しておらず、周囲の変形した地層を不整合に覆うものと考えられる。

調査海域全体の地質は主に砂とシルトの互層からなるが、南側ほど砂質岩が多くなる。調査海域北部では地層は 200 m 程度の波長をもって褶曲するが、中央部では大きく南側に傾斜し、さらに南部では地層はほぼ水平になる (Fig. 7a)。調

査海域中央部を中心に北傾斜の破断劈開が発達する。調査海域中央部から南側に行くほど構造的に上位の地層が露出している。この付近で行われた反射法地震波探査断面では、陸側 (北) 傾斜の構造が顕著である (例えば, Park et al., 2002a, 2003) のに対して、観察した海底には海側 (南) 傾斜の地層が卓越している。

4. 堆積物の構成粒子

調査地域の砂岩優勢砂シルト互層中の砂岩部には火山碎屑性粒子 (火山ガラスや火山岩片) が多く、また泥質部にも凝

Fig. 9. Photograph of a thin section and photomicrographs of the sampled rocks. (a) Foliation in siltstone (transverse direction) truncated by a gravity flow deposit (top right) of volcaniclastic to siliciclastic composition. Arrows indicate up and the north direction (approximate). Sample 891R2. (b) Close-up view of the area indicated by the small square in (a). Fragments of benthic foraminifera (indicated by the pointing finger) preserved in gravity flow deposits below the carbonate compensation depth. (c) Silt including foraminifera shells at site 890R5. (d) Radiolarian microfossils preserved at site 891R7. Inset: *Lithatractus santaeannae santaeannae* (?) preserved at site 891R2. No evidence of a phase transition (e.g., opal-A to opal-CT) was observed. (e) Calcite cementation within pore space in volcaniclastic sediments at site 890R3. (f) Calcite crystals developed along the (001) cleavage of biotite grains (site 890R4).

灰質の基質（火山ガラスと変質物）が見られた。砂サイズの珪質碎屑性鉱物の80～90％程度は軽鉱物（斜長石＞石英＞正長石）からなり、残りの20～10％を占める重鉱物は黒雲母＞斜方輝石≧角閃石＞単斜輝石が主である。このほかに、磁鉄鉱を含む複数の不透明鉱物と粘土鉱物が認められた。891R2地点（Fig. 3b）で採取した火山碎屑性－珪質碎

屑性堆積物の薄片（Fig. 9a）には、砂泥互層の層理面を切って堆積した、リップアップ・クラストを含み有孔虫化石の破片を保存する粗粒碎屑性堆積物（Fig. 9b）が観察された。泥質層には放散虫化石が見られるものの有孔虫化石は全く保存されておらず、潜航観察位置は炭酸塩補償深度より深いことから、粗粒碎屑性堆積物は炭酸塩補償深度以浅の堆積物が

Time (Ma)	Epoch	Chron	Magnetic Polarity	Radiolarian Zone		Shionomisaki Megasplay FZ Samples	Radiolarian Event Related to This Study
				Middle-High Latitude (NW Pacific)	Low Latitude		
0	Pleistocene	Late	n	<i>B. aquilonaris</i>	<i>B. invaginata</i>	6K#890R5	LO <i>Stylactractus universus</i> <i>Lamprocyrtis neoheteroporos</i> → <i>Lamprocyrtis nigrinae</i> → LO <i>Eucyrtidium matsuyamai</i> <i>Lamprocyrtis heteroporos</i> → <i>Lamprocyrtis neoheteroporos</i> <i>Theocorythium vetulum</i> → <i>Theocorythium trachelium trachelium</i> <i>Phormostichoartus doliolum</i> → <i>Phormostichoartus corbula</i> FO <i>Eucyrtidium matsuyamai</i> <i>Haeckeloella inconstans</i> → <i>Haeckeloella</i> sp. aff. <i>inconstans</i> → FC <i>Cycladophora davisiana</i> → LO <i>Dictyophimus robustus</i>
1		Middle	n	<i>S. universus</i> (<i>A. angelinum</i>)	<i>C. tuberosa</i> <i>S. universus</i> <i>Amphirhopalum ypsilon</i>	6K#579R2	
2		Early	r	<i>Eucyrtidium matsuyamai</i>	<i>Anthocyrtidium angulare</i>	6K#891R1	
3		Late	n	<i>Cycladophora sakaii</i>	<i>Pterocanium prismatium</i>	6K#891R5	
4	Pliocene	Early	r	(<i>Dictyophimus robustus</i>)	<i>Lychnodictyum audex</i> <i>P. doliolum</i>		

Fig. 10. Radiolarian biostratigraphy of the sediments within Shionomisaki Canyon. The depositional age was determined from mudstones/siltstones at sites 891R1, 891R5, and 890R5. The most likely depositional age and possible depositional age for sample 579R2 are from Anna et al. (2002). Magnetic polarity: Gradstein et al. (2004); middle- to high-latitude radiolarian zones: Motoyama and Maruyama (1998), Motoyama et al. (2004), Kamikuri et al. (2004); low-latitude radiolarian zones: Sanfilippo and Nigrini (1998). Radiolarian events used to estimate the depositional ages are listed in the right-hand column. FO: first occurrence, FC: first consistent/common occurrence, LO: last occurrence, →: transition.

再移動した重力流堆積物と考えられる。底棲および浮遊性有孔虫化石が保存されている地層は、このほかにも北から891R1地点・891R5、R6地点・579R2地点・890R5地点に見られた (Fig. 9c)。したがって、炭酸塩補償深度以浅からの重力流堆積物は、本調査海域全体に分布している。泥質部には生物による堆積構造の擾乱が一般的に認められる。

派生断層④から主断層①の区間で採取された砂質岩の一部には、炭酸塩鉱物による膠着を受けているものがある。膠着作用は主断層①の直上で最も著しい。890R3およびR4の砂質岩骨格粒子は基質支持で、基質の炭酸塩鉱物の中に浮いているように見える (Fig. 9e)。また、碎屑性黒雲母の (001) 劈開面に沿って炭酸塩鉱物が成長していることが観察された (Fig. 9f)。890R4試料から分離した炭酸塩膠着物質は $\delta^{13}\text{C} = -1.6\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O} = -2.4\text{‰}$ の海水の値に近い炭素・酸素同位体比をもつ (平野ほか, 2006)。

5. 放散虫化石年代

調査地域から得られた放散虫化石年代をFig. 10にまとめた。890R5, 891R1および891R5地点 (Fig. 3b) の3つの泥～シルト質試料から、500個体以上の十分な多様性を示す放散虫化石が分離された。これらのほかに891R2, R6, R7地点の泥質試料から数10個体の放散虫化石が分離され、また889R3地点からも保存状態の悪い放散虫化石が薄片で確認された (Fig. 9d)。

891R1試料からは、*Hafeliella inconstans*, *Thecosphaera dedoensis*, *Thecosphaera* sp. aff. *Miocenica*, *Sphaeropyle langii*, *Axoprunum angelinum*, *Didymo-*

cyrtis tetrathalamus, *Spongaster* sp. aff. *pentas*, *Spongaster tetras tetras*, *Spmellaria* genn. et. spp., *Lamprocyrtis heteroporos*, *Theocorythium vetulum*, *Phormostichoatus doliolum*などの年代決定などに有効な個体が確認された。この試料の放散虫化石群集には中高緯度と低緯度の両方に特徴的な種が混在している。各々の種の生存期間から*Eucyrtidium matsuyamai*帯 (1.98 Ma～1.03 Ma: Motoyama et al., 2004; Kamikuri et al., 2004; 中高緯度群集) と*Pterocanium prismatium*帯 (2.78 Ma～1.65 Ma: Sanfilippo and Nigrini, 1998; 低緯度群集) が重複する時期における堆積 (1.98 Ma～1.65 Ma) が示唆された。

891R5試料は、*Thecosphaera dedoensis*, *Axoprunum angelinum*, *Cycladophora sakaii*, *Lithopera bacca*などの年代決定に有効な種を含む。この試料の群集から、891R1よりもやや古い*Cycladophora sakaii*帯 (4.3 Ma～1.98 Ma: Motoyama et al., 2004; 中高緯度群集) における堆積が示唆された。890R5試料からは、*Amphirhopalum ypsilon*, *Didymocyrtis tetrathalamus*, *Cycladophora davisiana davisiana*, *Lamprocyrtis nigrinae*, *Theocorythium trachelium trachelium*, *Botryostrobus aquilonaris*などの種が確認された。この試料の群集から、*Botryostrobus aquilonaris*帯 (0.43 Ma以降: Motoyama et al., 2004) における堆積が示唆される。

上記の結果に加えて、安間ほか (2002) では579R2地点における露頭近傍の転石から放散虫化石の産出を報告しており、中期更新世の*Axoprunum angelinum*帯 (1.03 Ma～

Fig. 11. Porosity profile along a N-S transect through the study area, showing depositional ages based on radiolarian fossils. The horizontal axis shows the distance along the N-S profile from the reference point (see Fig. 3). Shaded area: distribution of chemosynthetic biocommunities. Solid circles: data for mudstones. Squares: data for sandstones. P: siltstone with porcellanite-like appearance.

0.43 Ma: 本山・丸山, 1998; Sakai, 1980) における堆積を推定した。 *Axoprunum angelinum* 帯は, Motoyama et al. (2004) および Kamikuri et al. (2004) による *Stylatractus universus* 帯 (中高緯度群集) と一致する。 579R2 群集は 891R1 群集から系統的に進化したと考えられる種 (*Lamprocrytis neoheteroporos* など) を含んでいることから, 891R1 群集の堆積期以降の堆積である。これらの年代は, 最北端でやや若くなる 891R1 を除いて, 891R5 地点から南側に向かって若くなる傾向を示す。

南北断面に沿った物性変化

4 回の潜航調査で, 南北方向に露出する付加体断面の 22 地点から試料を採取し, 各種物性・組織を定量的に測定した。測定項目および結果を Table 1 に示す。南北座標を横軸 (m) に取り, 間隙率と一軸圧縮強度を縦軸にプロットしたものを Fig. 11 および Fig. 12 に示す。また, 岩石磁気測定結果を Fig. 13 に, 帯磁率異方性の変化を Fig. 14 および Fig. 15 にそれぞれ示した。これらの図の斜線部は, 潜航観察によって化学合成生物群集が認められた範囲で, 活動的断層に沿う冷湧水帯の存在が推定される部分である。 Fig. 12 中の①～⑤は, Fig. 3a の断層に対応する。

これらの図は, すべて砂質岩と泥質岩に分けてプロットした。基質支持の礫混じりのシルト質試料はシルト部で測定を行い, 泥質岩として扱った。なお, 試料の状態によって, す

べての試料につき同等の実験を行うことができなかった。肉眼観察で粒径分布が不均質な試料については同一試料から複数の供試体を切り出して測定を行ったので, 試験項目ごとに試料分布にばらつきが生じた (Table 1)。また, 北側で泥質岩, 南側で砂質岩がおもに採取された。北側の 6K#891 潜航域で見られた砂質層は, 洗うと水に流れるほど脆弱であったので各種測定は行っていない。

1. 間隙率

間隙率は試料採取地点ごとのデータのまとまりがよい (Fig. 11)。図に示した水深 3,220 m 以浅で採取された試料以外は, すべて水深 3,340 m から 3,450 m の間で採取した (Table 1)。放散虫化石から推定された泥質岩の堆積年代もあわせて図中に示す。

最北部の 1,940 m 地点で採取された泥質岩 (891R1, R2) はやや小さな間隙率をもつが, 砂質岩・泥質岩の間隙率は南に向かって小さくなる傾向が顕著である。 -720 m と -990 m 地点で採取されたポーセラナイト様泥質岩 (890R2; Fig. 11 中の P) と砂質岩 (890R3) は, 10 % 程度の最も低い間隙率をもつ。測定した試料の中では泥質岩よりも砂質岩の間隙率が小さい。

一般に, 堆積物の圧密 (consolidation) は, 累進的埋没に伴って生じる経年的な間隙率減少ととらえられる (Maltman, 1994)。本研究で得た結果は, これと逆の傾向を示した。すなわち, 最も古い堆積年代を示す 891R5 露頭 (1,360 m 地

Fig. 12. Uniaxial compressive strength estimated from a needle penetration test. Thick dashed line with numbers ①–⑤: positions of faults. The strength of sandstone increases above faults ①, ②, and ③. The strength of mudstone increases gradually to the south, in the section between fault ⑤ and fault ③, despite decreasing water depth. Symbols are the same as in Fig. 11.

点)から890R4露頭(−1,300 m地点)までの区間で、構造的上位に位置する南側の堆積物ほど間隙率は小さくなる。調査海域最南端の890R5露頭(−1,480 m地点)から採取された泥質岩は、この傾向から外れて、最も若い年代と高い間隙率をもつ。

2. 一軸圧縮強度

針貫入試験から見積もった一軸圧縮強度をTable 1とFig. 12に示す。

泥質岩の一軸圧縮強度は南から北まで一般的に3 MPa以下と極軟弱(土木学会, 1991)である。北縁断層⑤から派生断層③の区間では、泥質岩の一軸圧縮強度は、水深が浅くなるにもかかわらず、南側に向かって徐々に増加する傾向が読み取れる(Fig. 12)。派生断層③より南側の水深3,330 mから3,390 mの範囲で採取した泥質岩試料は、ポーセラナイト様を呈する中硬質の泥質岩(890R2: Fig. 12中のP)を除き、すべて1.2 MPa以下の極軟弱である。

砂質岩試料では3 MPa以下の一軸圧縮強度をもつ極軟弱の砂層に挟まれるように、13 MPa程度の軟質砂岩と19 MPa以上の強度をもつ中硬質から硬質の砂質岩がみられる。砂質岩の一軸圧縮強度は、調査海域南部の主断層①直上で採取した890R4試料(−1,300 m地点)で最大値を示し、そこから北側の890R3試料(−990 m地点)へと小さくなっていく。派生断層②直上では889R4砂岩(−180 m地点)が大きな強度をもつ(Fig. 3d)。砂質岩の一軸圧縮強度は、

冷湧水を伴う断層帯の直上で著しく大きくなる傾向がある。この傾向は主断層①で最も顕著である。大きな一軸圧縮強度をもつ砂岩の間隙は、炭酸塩鉱物からなる膠着物質で充填されている(Fig. 9e, 9f)。

3. 岩石磁気と帯磁率異方性組織

YK05-08航海の3潜航によって得られた堆積物試料は、磁鉄鉱(強磁性鉱物)を含む複数の不透明鉱物、粘土鉱物や黒雲母>斜方輝石≧角閃石>単斜輝石などの常磁性鉱物を含んでおり、これら全てが帯磁率異方性に寄与する。ヒステリシス曲線をFig. 13aに、強磁性鉱物に対する常磁性鉱物の磁化への寄与率($HF/LF \times 100$)と全帯磁率をTable 1に示す。ヒステリシス測定を行った砂質岩はすべてループを描き、強磁性鉱物の寄与が大きいことを示唆する。ほかの砂質岩試料も高い全帯磁率と小さな HF/LF 比をもち、全ての砂質岩試料で強磁性鉱物の大きな寄与が見込まれる(Table 1)。泥質岩はヒステリシス測定した11試料のなかでは、ループを描き小さな HF/LF 比をもつ891R8を除き、強磁性鉱物の寄与が小さい。ほかの泥質岩試料では、889R7に大きな全帯磁率をもつ試料が見られ(Table 1)、同試料の砂岩部は大きなループを描く(Fig. 13a)ことから、強磁性鉱物の寄与が大きいことが示唆される。また、891R2試料の一部にやや大きな全帯磁率をもつ試料が見られた。強磁性鉱物の寄与が大きい試料についてDayプロット(Fig. 13b)を作成したところ、すべての試料が擬単磁区(pseudo-single domain)をも

Fig. 13. Hysteresis data (a) used to estimate the ferromagnetic and paramagnetic contributions listed in Table 1, and a Day plot (b) for ferromagnetic samples. Sample numbers with an asterisk indicate data for sandstones; others are data for mudstones. Most mudstone samples have a high paramagnetic contribution, except for 891R8. All the measured sandstones have strong ferromagnetic contributions. SD, PSD, and MD in the Day plot indicate single domain, pseudo-single domain, and multi-domain grains, respectively.

Fig. 14. Shape and intensity of sediment fabrics deduced from anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Left: plot of the lineation parameter (L) against the foliation parameter (F). Right: plot of the shape parameter (T) against fabric intensity (P'). *: mudstone samples with a high ferromagnetic contribution. Other symbols are the same as in Fig. 11.

つことが示された。また、顕微鏡観察において逆の帯磁率異方性をもつ常磁性鉱物は認められなかった。したがって、強磁性鉱物の包有関係の影響を無視できるならば、帯磁率異方性は岩石組織の形状を反映していると考えられる (安間, 2003)。しかしながら、強磁性鉱物の他鉱物との包有関係は単純ではなく、強磁性鉱物の寄与が大きな場合、帯磁率異方性と岩石組織の対応は保障されないため、議論と考察は常磁性鉱物の寄与が大きな試料を中心に行う。

帯磁率異方性測定によって得られたF-L (foliation-linea-

tion) ダイアグラムと P' -T (異方性強度-異方性形状) ダイアグラムをFig. 14に示す。砂質岩は異方性強度 (P') の大きな 889R7 試料を除いて、F-L ダイアグラムの原点付近に集中する^{脚注1)}。プロレート (prolate: $K_{max} > K_{int} = K_{min}$ で、 T 値は負の値を取る) 組織を示す 890R3 の一供試体を除いて、

脚注1) Line 471: 異方性の小さな試料については、 P' と T ではなく P と μ パラメータを使用するのがよいとされる (Ujiié et al., 2003) が、ここではより一般的に用いられている P' および T を使用する。どちらのパラメータを使用しても傾向は同じである。

Fig. 15. Plots of fabric shape (left) and fabric intensity (right) against distance from the reference point. *: sandstones and mudstones with a strong ferromagnetic contribution. Prolate-type fabrics ($T < 0$) are concentrated in the northernmost part of the study area (891R1 and R2).

すべてオブレート (oblate: $K_{\max} = K_{\text{int}} > K_{\min}$ で T 値は正) 組織をもつ。泥質岩はプロレート型とオブレート型のフィールドに幅広く分布する。強磁性鉱物の寄与が大きな試料 (Fig. 14 中の*) は異方性が大きい。帯磁率異方性パラメータの分布範囲は後期中新世の三浦層群 (Kanamatsu et al., 1996, 2001; Kanamatsu and Herrero-Bervera, 2006; Yamamoto, 2006) とほぼ一致する。

異方性形状 (T) と異方性強度 (P') を試料採取位置の南北座標に対してプロットしたものを Fig. 15 に示す。泥質岩の帯磁率異方性形状 (Fig. 15a) は、分散が大きいものの、北縁断層⑤から派生断層③の間では、分散の上限・下限とも緩やかにオブレート型から平面型 (plane fabric: $K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$ で、 $T \sim 0$) に移行していく傾向がある。プロレート型組織をもつ泥質岩は、北縁断層⑤北側 (1,950 m 地点) の 891R1, R2 試料に集中する。

泥質岩の異方性強度 (P' : Fig. 15 右) は、-460 m 地点の 889R7 試料以外は、1.08 以下の低い値をもつ。889R7 試料の異方性強度には強磁性鉱物の含有量が大きな影響を及ぼしていると考えられる。北縁断層⑤付近で異方性強度は比較的大きい。北縁断層⑤から派生断層③の間では、異方性強度が南に向かってやや増加していく傾向にある。主断層①南側の 890R5 試料 (-1,480 m 地点) はオブレート型の組織と比較的小さな異方性強度をもつ。砂質岩では異方性形状・強度とも顕著な傾向は見られなかった。

考 察 と 議 論

1. 付加体変形を受けた堆積物と海溝斜面堆積盆堆積物

調査海域南端で採取された 890R5 は、高い間隙率と小さな一軸圧縮強度、弱いオブレート型の組織をもち、保存の良い有孔虫化石を含む 0.43 Ma 以降に堆積した水平な重力流堆

積物である。潮岬沖合海域におけるユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの移動速度は、北西方向に年間 4.5 cm 程度と見積もられる (Seno et al., 1993)。フィリピン海プレートの上に位置する堆積物は、これよりも遅い速度で水平移動したはずである。したがって、0.43 Ma 以降に堆積した 890R5 は、最大に見積もっても採取位置から南東に 20 km 程度の地点 (Fig. 2 星印) で堆積した。890R5 は海溝陸側斜面に発達した海溝斜面堆積盆堆積物であろう。

一方、古い堆積年代 (1.98 Ma 以前) をもつ 891R5 試料も保存の良い有孔虫化石をふくむ重力流堆積物である。また、付近の 891R2 地点でもリップアップ・クラストと有孔虫化石を保存する粗粒碎屑性堆積物が採取された。これらの堆積物は年代的に、四国海盆堆積物が付加されたもの、あるいはごく初期に付加体変形に巻き込まれた海溝斜面堆積盆堆積物である両者の可能性がある。四国海盆堆積物としても、有孔虫化石の保存の良さから海溝軸に沿って (あるいはそれを回り込んで) 流入した堆積物 (例えば, Pickering et al., 1992) ではなく、海溝陸側斜面から直接流入した (Shimamura, 1989) 可能性が大きい。

付加体変形を被った堆積物と未変形の見溝斜面堆積盆堆積物の境界はどこに引かれるであろうか? やや若い年代 (1.03 Ma~0.43 Ma) を示す 579R2 試料 (290 m 地点) は、変形が集中する南傾斜の地層から採取された。また、891R5 露頭以南では南向きの間隙率減少傾向が見られ、一連の造構作用を受けているようである。最南端の 890R5 露頭のみこの傾向から外れることから、分岐断層主断層①にこの境界を引くのが最も適当であろう。

-890 m 付近で観察された準水平で節理を伴わない礫層は、北西側から礫が供給されていることから、付加体成長と逆断層変位に伴ってリッジ前縁部に発達した堆積盆堆積物あ

Fig. 16. Summary of structures and cementation along the fifth ridge. Sediments with the oldest depositional age are distributed between fault zones ④ and ⑤. The northern boundary fault ⑤ is an antithetic fault with reverse displacement. Fault zones ③ to ⑤ form a positive flower structure with open folds developed inside the structure. South of fault zone ③, the sediments young toward the south. Bedding planes between fault zones ② and ③ dip steeply to the south and are folded about a plunging axis. Sub-horizontal fracture cleavage dips gently to the north, and the obliquity between cleavage and bedding indicates the vergence of the faults. Faults ① and ② have propagated upward toward sub-horizontal strata in the south. The youngest age of sediments at the southern end of the section indicates they were deposited in a trench-slope basin. Carbonate cementation (hatched area) was commonly observed above fault zones ①, ②, and ③.

るいは海底谷に沿った段丘の堆積物であろう。

2. 分岐断層帯付近の付加体地質断面構造

Fig. 16 に調査地域の付加体断面構造の解釈を示す。潜航観察では地層の上下判定は得られなかったが、級化層理や斜交層理などの堆積構造が見られた試料で地層の逆転を示すものはなかった。ほぼ垂直な地層については地層面と破断劈開との関係を考慮して断面構造を推定した。

最も古い堆積年代を示す 891R5 試料（水深 3,220 m）は、北縁断層⑤の北側で採取された若い 891R1 試料（水深 3,370 m）よりも浅い水深で採取されている。また、891R5 より南側では堆積物の年代は若くなっていく。これらから第 5 リッジ付近における付加堆積物隆起の中心は 891R5 地点付近であったと考えられる。したがって、第 5 リッジ南側基部の遷急点と transverse ridge 基部の遷急点の位置のずれから陸側に傾斜すると推定される分岐断層①は逆断層である。また、北縁断層⑤は北落ちの断層であることが明らかである。本海域では南北圧縮の褶曲構造は観察されるが、同方向の伸張構造は見られないことから、北縁断層⑤は antithetic な逆断層であると推定される。

派生断層③と派生断層②の間では、化学合成生物群集の分布、破断劈開や deformation band あるいは脱水を伴う変形構造が普遍的に見られ、最も活動的な変形を被った部分と考えられる。観察された破断劈開が軸面劈開であると仮定すると、地層面と軸面劈開との斜交性から、派生断層②、③は南向きのフェルゲンツをもつ褶曲に関連した衝上断層であると判断される。分岐断層①は、若い海溝斜面堆積盆堆積物に向かって衝上しており、南海トラフ分岐断層 (Park et al., 2002a, 2003; Moore et al., 2007; Kinoshita et al., 2009; Strasser et al., 2009) の主体である。

斜めに沈み込むフィリピン海プレートがもたらす圧縮場は、割れ目方位に反映されるであろう。この地域に発達する東南東－西北西の割れ目 (Fig. 7c) は、熊野灘のIODP

C0001 孔で推定された最大水平圧縮応力軸の方位 (Kinoshita et al., 2009) と平行であり、テクトニックな応力に規制されていると考えられる。

第 5 リッジ南縁では、右横ずれによる河床の拡張が指摘されている (芦ほか, 2009)。フィリピン海プレートの斜め沈み込み成分が、これらの断層の変位によって一部解消されているかもしれない。Martin et al. (2010) は南海トラフ震源断層掘削域で、分岐断層の北側に右横ずれ成分を伴う負のフラワー構造が発達していることを報告した。本海域では、北縁断層⑤は antithetic な逆断層であると推定されるので、全体として正のフラワー構造を形成している。海底谷斜面基部の地形のずれ (Fig. 3 参照) から判断して、派生断層③、④は逆向きの走向移動成分を伴っていると考えられる (Fig. 16)。派生断層④から派生断層②の区間で地層は西に 50 度傾斜する褶曲軸をもつ。このような急角度をもって島弧方向に傾く褶曲構造はこれまでの地震波断面では報告されていない。潮岬海底谷形成に伴う斜面基部の侵食と側方圧からの解放、東南東－西北西方向の広域圧縮応力による付加体堆積物の lateral extrusion と西への傾動といった一連のプロセスによって、これらの構造は発達したと考えられる。

3. 南海トラフ付加体堆積物の組織の発達

北縁断層⑤から分岐断層①の区間に分布する泥質堆積物の間隙率は、構造的・層序学の上位の南側に向かって小さくなる (Fig. 11)。この傾向は、単純な累進的埋没による上載荷重の増加に伴う圧密では説明がつかない。また、南海トラフ付加体で 30 % 以下の間隙率をもつ堆積物はほとんど報告されていない (例えば, Kinoshita et al., 2009)。

北縁断層⑤と派生断層③の区間では、南に向かって泥質岩の間隙率は小さくなるとともに、帯磁率異方性の強度 (P') は大きくなる。このような傾向は、もともとの埋没深度が南側で深く、より強い定方向配列が達成されていたためかもしれない。一方帯磁率異方性の形状は、ばらつきが大きく明瞭

Fig. 17. Carbon and oxygen isotopic ratios of cement from Shionomisaki Canyon (star). Fault-related veins usually have low O and high C isotopic ratios. Data source: Nojima faults: Arai et al. (2003); Shimanto fault-related calcite vein: Yamaguchi et al. (2004), Yamaguchi et al., (2007); San Andreas Fault: Pili et al. (2002); Eastern Nankai: Sakai et al. (1992); Cascadia: Kulm and Suess (1990) and Teichert et al. (2005); contact metamorphism: Baumgartner and Valley (2001); veins and cement from Tenryu Canyon: Kawamura et al. (2009); cement from Shionomisaki Canyon: Hirano et al. (2006).

ではないがオプレート型からプロレート型へと変化していく傾向がある。一般に上載荷重増加に伴う堆積物の圧密によって、間隙率は減少し、組織はオプレート型になり、圧密の進行によって異方性 (P') も次第に大きくなる。圧密を受けた堆積物が剪断変形あるいは側方圧縮を受けると、既存のオプレート組織が再構成される過程で異方性強度を減じながら平面型からプロレート型の組織に移行していくと考えられる (Kanamatsu et al., 1996, 2001; Ujiie et al., 2003; Yamamoto, 2006)。北縁断層⑤と派生断層③の間では、波長~200 m 程度の褶曲が発達しており、テクトニックな側方圧縮を被ったことを示す。観察された間隙率およびプロレート型組織の分布も、テクトニックな変形の影響を被ったためと考えられる。すなわち、南側から押し込んでくるフィリピン海プレートの運動によって、南側から堆積物が徐々に圧縮され、地層の褶曲に伴って剪断変形を受けながらプロレート型の組織を発達させたのであろう。破断劈開は地層面とほぼ同じ褶曲軸をもって褶曲しており、破断劈開形成後も褶曲変形が継続し

たことを示唆する。

付加体形成を再現した砂箱モデル実験では、変形はbackstop 側から生じる (Mulugeta and Koyi, 1992; Yamada et al., 2006)。Koyi (1995) は、backstop 側からimbricate sheet の圧密・強度増加が進行すると、変位をおこす逆断層はより前弧側に移り、さらに段階的な変形圧密を発達させることを示した。本海域ではbackstop である本州弧側とは逆の、南側からの圧縮を受けたと考えられる。付加体構造形成メカニズムやデコルマンの境界条件には、モデルとプロトタイプの間大きな矛盾はないと思われる。モデル実験では通常backstop として剛板を使用している。このため、大きく変わらうるのは、backstop の境界条件である。北縁境界断層北側の古期付加体 (Kimura et al., 2007 によるinner wedge) 上部は、モデル実験のように強固なbackstop としては働いていなかった可能性が大きい。

調査域最北端で採取された 891R1 試料は、北縁断層⑤を挟んで南側の泥質岩よりも、やや低い間隙率と小さな一軸圧

Fig. 18. Schematic models that account for cementation above active zones of cold seepage. Vertical scale is exaggerated and arbitrary. (a) Fault seal model. Fault seal materials with low permeability act to concentrate fluid flow beneath the fault plane, precipitating carbonate cement. The zone of fluid flow is eventually hardened, the zone of stress localization moves forward, and a new fault plane is developed beneath the cemented zone. However, this model does not explain the distribution of cement observed in the present study. (b) CaCO_3 -saturated fluids repeatedly migrate along a fault plane and precipitate carbonate in areas close to sandstones with high pore-connectivity and permeability. In both models, a strengthened ridge front is formed, which may act as an indenter for the inner wedge, and as a backstop for the outer wedge. A new splay fault may form behind the ridge front, whereas frontal imbricate thrust sheets may propagate forward in the outer wedge.

縮強度、そしてプロレート型の組織をもつ。これは、891R1 泥質岩が北縁断層の活動とそれに伴う剪断変形の影響を受けたためであろう。北縁断層付近では化学合成生物群集も広く分布しており、現在も活発な冷湧水を伴って活動していると考えられる。派生断層③より南側では、間隙率は南側に向かって引き続き減少していくものの、上述のような帯磁率異方性や強度の系統的な変化は見られない。

−460 m 地点と 310 m 地点の砂岩 (889R7 および 889R2) は、どちらも一軸圧縮強度が 2 MPa 以下と軟質である。こ

れに挟まれる 889R4 砂岩 (−180 m) は、ほぼ同様な間隙率をもつものの一軸圧縮強度は 19 MPa に達する (Fig. 12)。これは、一軸圧縮強度の増加は堆積物の側方圧縮によって獲得されたのではなく、砂岩の粒子骨格を癒着し強度を大きくする何らかの要因が影響していたことを示唆する。炭酸塩質膠着物質が粒子骨格を癒着したことによって、砂岩の強度が大きくなっている。この炭酸塩膠着物質 (Fig. 16 に網目で示した領域) は、分岐断層①の北側の砂質岩の間隙をほぼ埋め尽くしている (Fig. 9e, 9f)。本研究での観察によると、

炭酸塩鉱物による膠着と一軸圧縮強度の増加は、断層（冷湧水帯）の直上で生じている。

4. 分岐断層帯付近の水理地質と付加体の変形

過去に流体が移動した証拠（炭酸塩膠着物質）は、現在の冷湧水帯・断層の直上で観察された。890R4 試料から分離した炭酸塩膠着物質は $\delta^{13}\text{C} = -1.6\%$ 、 $\delta^{18}\text{O} = -2.4\%$ の海水の値に近い炭素・酸素同位体比をもつ（Fig. 17; 平野ほか, 2006）。炭素同位体比は海溝陸側斜面の表層近くに発達するメタンハイドレート起源のもの（例えば, Toki et al., 2004）と比べて明らかに大きい。

Epstein et al. (1953) の式

$$t = 16.5 - 4.3(\delta - \delta_w) + 0.14(\delta - \delta_w)^2$$

を使用して炭酸塩鉱物の形成温度を見積もると、27°C という値が得られる（平野ほか, 2006）。ここで δ と δ_w はPDB スケールで換算した試料の酸素同位体比とSMOW スケールで計算した周囲の海水の酸素同位体比であり、 $\delta^{13}\text{C}$ は0に近いので、 $\delta_w = 0$ （海水の値）と仮定した。この温度は、海底の水温（およそ4°C）よりも高いが、高い熱流量（例えば, Yamano et al., 2003）を勘案すると、膠着作用は現在の海底面のごく近傍（数百m までの深さ）で生じたと考えられる。

四国海盆のように高い熱流量が観測される場所（山野ほか, 2000; Yamano et al., 2003; Kido and Fujiwara, 2004）では、熱の移流に伴う元素移動が生じたり堆積物—間隙水の反応が促進され、ある層準で選択的に鉱物の沈積・膠着作用が生じて、その後の変形様式を規制するかも知れない。例えば, Moore et al. (2001) は、室戸沖でLower Shikoku Basin Facies のほぼ同時代の層準（～5.9 Ma—7 Ma）が物性・力学境界を形成していること、Spinelli et al. (2007) はopalの溶解と沈着が力学境界に影響を与えていることを論じた。また、Ujiie et al. (2003) は自生粘土鉱物がデコルマン帯における組織発達や間隙圧の上昇を規制していることを論じている。

しかしながら、本海域で推定される断層は、明らかにいくつもの層準を切っており、活発な冷湧水を伴っている。本海域の放散虫化石は保存状態が良好で（Fig. 9d）、opal-Aが溶解したりopal-CTが沈積したとする証拠は認められない。また、随所で見られた炭酸塩生物殻も溶解していない。したがって、トラフ底プロセスが付加体中での分岐断層の位置や流体移動を規制しているのではなく、現位置付近で形成された分岐断層に沿って炭酸塩に飽和した流体が入り込んで膠着作用を引き起こしたものと考える。

You and Gieskes (2001) は、摂氏 300 度を超える温度ではCa 斜長石のアルバイト化により、降温条件下では摂氏 60 度以下で不安定化した炭酸塩鉱物あるいは硬石膏の溶出により、間隙水中のCa 濃度が急激に増加することを示した。天竜海底谷における分岐断層の延長と考えられる東海スラスト付近で採取された炭酸塩膠着物質および炭酸塩鉱物脈の炭素・酸素同位体比は明らかに深部からの流体の影響を受けており（Fig. 17; Kawamura et al., 2009）、この考察を支持する。890R3 およびR4 の砂質岩骨格粒子は、炭酸塩鉱物の基

質の中に浮いているように見え（Figs. 9e, 9f）、高い流体圧をもった流体の浸透が予想される。

南海トラフにおけるこれまでの研究によると、高い間隙水圧をもつ流体の移動は、シールされたデコルマンや断層帯の下位で生じる（例えば, Taira et al., 1992）。それでは炭酸塩鉱物による膠着が断層の直上で生じているのはなぜだろうか？ Fig. 18 に考え得る2つのモデルを示す。（a）は高い間隙水圧をもつ流体の移動がシールされた断層帯の下位で生じたとする。炭酸塩に飽和した流体は断層に沿って流れ、断層下位に膠着物質を沈積する。膠着物質によって断層帯下位は強度を増加し、新たな断層はこの強化帯の下側に発達するであろう。このモデルは、分岐断層に沿った振幅の大きな連続的反射面をよく説明する。しかしながら、観察された地質構造は南傾斜を示し、膠着物質は（局所的に発達するポーセラナイト様泥質岩を除いて）砂岩部のみに発達しているため、このモデルは実情にそぐわない。（b）は断層に沿って流れてきた炭酸塩に飽和した流体が、透水性の高い砂岩部に選択的に炭酸塩膠着物質を沈着させたとするモデルである。このモデルは、観察事実をよく説明する。また、このような不均質な膠着物質の分布は、分岐断層より陸側では反射面はより不連続・不明瞭になる傾向を説明するかも知れない。付加体堆積物の間隙率が30%を割ることはまれであることから、（b）のようなタイプの膠着作用はごく局所的に生じているのであろう。

付加体内部の地震波速度構造は、最近Nakanishi et al. (2008) やPark et al. (2010) などによって明らかにされつつある。とくにPark et al. (2010) が示した地震波速度構造断面では、分岐断層の上位に、海側に傾斜した高速度領域が部分的に発達していることが示された。このような高速度層の分布は、われわれが観察した膠着物質の分布とよく一致する。

いずれのモデルにせよ、膠着物質はリッジ前縁部を強化する。フィリピン海プレートの沈み込みに伴い、強化されたリッジは陸側に押し込まれていく。強化されたリッジ前縁部は、陸側のinner ridge に対してはindenter として作用し、海側のouter ridge に対しては付加体中央部に生じたback-stop として作用する。このため、強化されたリッジ前縁部の陸側の堆積物では陸側に向かって、海側では海側に向かって、間隙率の大きな堆積物の圧密は進むであろう（Fig. 18 右下）。これは、Moore et al. (2007) によって指摘された、outer ridge における海側へのインブリケーションの発達と分岐断層の活動の陸側への移動、第5リッジ北縁のantithetic 逆断層の形成をよく説明する。最も盛んな冷湧水活動は派生断層③～②の区間で生じており、この海域での分岐断層の活動中心はすでに陸側へ移動しているかも知れない。

Strasser et al. (2009) は、2 Ma 程度の若い付加体堆積物が分岐断層に沿って、1.55 Ma まで遡る海溝斜面堆積盆堆積物に衝突したことを示した。潮岬海底谷断面では、これよりも明らかに若い1.03～0.43 Ma の堆積物も変形に巻き込まれている。このように変形に巻き込まれた堆積物は、海溝斜面堆積盆あるいは海溝斜面に堆積した堆積物が、強化された

リッジに押し込まれた結果かも知れない。

ま と め

潜航調査によって、南海トラフ分岐断層を横断する構造・物性・組織プロファイルが得られた。この海域の地層は、4.3 Ma 以降の堆積年代をもつ重力流堆積物からなり、南傾斜・南側上位の構造をもつ。分岐断層は下位の褶曲した付加体堆積物を上位の海溝陸側斜面堆積盆の堆積物に向かって衝上している。南側の若い地層に向かって小さくなる間隙率はこれらの地層が南側からのテクトニックな側方圧縮を受けたことを示唆する。帯磁率異方性組織もこれを支持する。分岐断層とその派生断層の上位で堆積物の一軸圧縮強度は顕著に増加する。方解石膠着物が強度増加を担っている。断層の上位の透水性のよい砂岩層は炭酸塩に飽和した流体移動の流路となって炭酸塩鉱物が沈殿した。この過程は現位置に近い付加体内で生じた。膠着作用によって強度が増加したリッジ前縁部は、陸側のinner ridge に対してはindenter として、海側のouter ridge に対してはbackstop として作用し、リッジ前縁部の前後に対称的な変形様式をもたらしたであろう。

謝 辞

この研究を支えてくださった海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の関係者皆様に厚くお礼申し上げます。とくに、「よこすか」の石田貞夫船長・青木高文一等航海士・田淵邦治機関長、「しんかいチーム」の今井義司指令・櫻井利明副指令・佐々木義高氏・須田福男氏、本文中で名前をあげたパイロットの方々にはお世話になった。帯磁率異方性測定とピクノメータの使用に関しては、JAMSTEC 地球内部ダイナミクス領域の金松敏也博士と坂本竜彦博士に便宜を図っていただいた。ヒステリシス測定にあたっては産業技術総合研究所の山崎俊嗣博士に便宜を図っていただいた。JAMSTEC の奥谷喬司博士・加藤千明博士・藤原義弘博士には、生物試料の採取・同定にあたって助言をいただいた。マリン・ワーク・ジャパンの土田和枝氏には帯磁率異方性測定を手伝っていただいた。安定同位体比測定にあたっては、JAMSTEC 地球内部ダイナミクス領域の北里 洋博士・坂井三郎博士に便宜を図っていただいた。産業技術総合研究所の鈴木清史博士、京都フィッシュントラックの檀原 徹氏、岩野英樹氏、山下 透氏、奥野博子氏、山形大学の本山 功博士、筑波大学の安達修子博士、戸上 愛氏らには付加体堆積物の微化石や構成鉱物の組成などについて有益な助言を頂いた。査読者の高知大学の橋本善孝博士、JAMSTEC (現筑波大学) の氏家恒太郎博士、担当編集委員の柏木健司博士のコメントにより、小論は大幅に改善された。また、大阪大学の廣野哲朗博士には、小論を投稿する機会を頂いた。これらの方々には厚くお礼申し上げます。

文 献

安間 了 (Anma, R.), 2003, 帯磁率異方性測定法 (AMS 法). 資源環境地質学 (*Resource and Environmental Geology*), 資源地質学会, 279-284.

- 安間 了・川上俊介・山本由弦 (Anma, R., Kawakami, S. and Yamamoto, Y.), 2002, 潮岬海底谷沿いの付加体断面とシロウリガイコロニーの産状: 6K#522, 6K#579 潜航報告. JAMSTEC 深海研究 (*JAMSTEC Jour. Deep Sea Res.*), **20**, 59-75.
- 新井崇史・塚原弘昭・森清寿朗 (Arai, T., Tsukahara, H. and Morikiyo, T.), 2003, カルサイトの炭素・酸素同位体比から見た野島断層浅部破砕帯のシール過程の解明. 地学雑 (*Jour. Geogr.*), **112**, 915-925.
- 芦 寿一郎・川村喜一郎・木下正高 (Ashi, J., Kawamura, K. and Kinoshita, M.), 2009, 南海付加体の海底観察・観測. 木村 学・木下正高編 (Kimura, G. and Kinoshita, M., eds.), 付加体と巨大地震発生体 [*Accretionary Prisms and Megathrust Seismogenic Zones*]*, 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 65-122.
- 芦 寿一郎・倉本真一・森田澄人・角替 潤・後藤秀作・小島茂明・岡本拓士・石村豊穂・井尻 暁・土岐智弘・工藤新吾・浅井聡子・内海 真生 (Ashi, J., Kuramoto, S., Morita, S., Tsunogai, U., Goto, S., Kojima, S., Okamoto, T., Ishimura, T., Ijiri, A., Toki, T., Kudo, S., Asai, S. and Utsumi, M.), 2002, 熊野沖南海トラフ付加ブリズムの地質構造と冷水湧水-YK01-04 Leg2 熊野沖調査概要一. JAMSTEC 深海研究 (*JAMSTEC Jour. Deep Sea Res.*), **20**, 1-8.
- Ashi, J., Tokuyama, H. and Taira, A., 2002, Distribution of Methane hydrate BSRs and its implication for the prism growth in the Nankai Trough. *Marine Geol.*, **187**, 177-191.
- Baba, T. and Cummins, P. R., 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.
- Baba, T., Cummins, P. R., Hori, T. and Kaneda, Y., 2006, High precision slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake inferred from tsunami waveforms: Possible slip on a splay fault. *Tectonophysics*, **426**, 119-134.
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uehira, K., 2002, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 59-73.
- Bangs, N. L. B., Gulick, S. P. S. and Shipley, T. H., 2006, Seamount subduction erosion in the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone. *Geology*, **34**, 701-704.
- Bangs, N. L. B., Moore, G. F., Gulick, S. P. S., Pangborn, E. M., Tobin, H. J., Kuramoto, S. and Taira, A., 2009, Broad, weak regions of the Nankai Megathrust and implications for shallow coseismic slip. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **284**, 44-49.
- Bangs, N. L., Shipley, T. H., Gulick, S. P. S., Moore, G. F., Kuramoto, S. and Nakamura, Y., 2004, Evolution of the Nankai Trough decollement from the trench into the seismogenic zone: Inferences from three-dimensional seismic reflection imaging. *Geology*, **32**, 273-276.
- Baumgartner, L. P. and Valley, J. W., 2001, Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow. *Rev. Mineral. Geochem.*, **43**, 415-467.
- Borradaile, G. J., 1988, Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, **156**, 1-20.
- Cochonat, P., Cadet, J. P., Lallemand, S. J., Mazzotti, S., Nouze, H., Fouchet, C. and Foucher, J. P., 2002, Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAICO-Tokai' 96 cruise). *Marine Geol.*, **187**, 193-202.
- Colwell, F., Matsumoto, R. and Reed, D., 2004, A review of the gas hydrates, geology, and biology of the Nankai Trough. *Chem. Geol.*, **205**, 391-404.
- Cummins, P. R., Baba, T., Kodaira, S. and Kaneda, Y., 2002, The 1946 Nankai earthquake and segmentation of the Nankai Trough. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 75-87.
- Davis, E. E., Becker, K., Wang, K., Obara, K., Ito, Y. and Kinoshita, M., 2006, A discrete episode of seismic and aseismic deformation of the Nankai trough subduction zone accretionary prism and incoming Philippine Sea plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **242**, 73-84.

- 土木学会 (Japan Society of Civil Engineers), 1991, 軟岩の調査・試験の指針(案) (*Proposed Testing Methods for Soft Rock*). 土木学会 (Japan Soc. Civil Engin.), 124p.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. and Urey, H. C., 1953, Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **64**, 1315-1326.
- Fujioka, K. and Taira, A., 1989, Tectono-Sedimentary settings of seep biological communities—a synthesis from the Japanese subduction zones. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, TERRAPUB, Tokyo, 577-602.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A., 2004, *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 589p.
- Henry, P., Lallemand, S., Nakamura, K., Tsunogai, U., Mazzotti, S. and Kobayashi, K., 2002, Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths. *Marine Geol.*, **187**, 119-143.
- 平野 聡・山口飛鳥・小川勇二郎・安間 了・グレッグ ムーア・イルディリム ディレク・川村喜一郎・YK05-08 Leg2 乗船研究者 (Hirano, S., Yamaguchi, A., Ogawa, Y., Anma, R., Moore, G. F., Dilek, Y., Kawamura, K. and YK05-08 Leg2 Shipboard Science Party), 2006, 潜航調査により得られた付加体活断層近傍の炭酸塩セメントおよび鉱物脈の産状と安定同位体比, ブルーアースシンポジウム (*JAMSTEC Blue Earth Symp., Abstr.*), PS82.
- Hori, T., Kato, N., Hirahara, K., Baba, T. and Kaneda, Y., 2004, A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 215-226.
- Ichinose, G. A., Thio, H. K., Somerville, P. G., Sato, T. and Ishii, T., 2003, Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (Ms 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms. *Jour. Geophys. Res.*, **108**, 2497, doi: 10.1029/2003JB002393.
- Ito, Y. and Obara, K., 2006a, Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02311, doi: 10.1029/2005GL025270.
- Ito, Y. and Obara, K., 2006b, Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09302, doi: 10.1029/2006GL025883.
- Jelinek, V., 1981, Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 63-67.
- Kamikuri, S., Nishi, H., Motoyama, I. and Saito, S., 2004, Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific Ocean, ODP Leg 186. *Island Arc*, **13**, 191-226.
- Kanamatsu, T. and Herrero-Bervera, E., 2006, Anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic studies in relation to the tectonic evolution of the Miocene-Pleistocene accretionary sequence in the Boso and Miura Peninsulas, central Japan. *Tectonophysics*, **418**, 131-144.
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E. and Taira, A., 2001, Magnetic fabrics of soft-sediment folded strata within a Neogene accretionary complex, the Miura group, central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**, 333-343.
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E., Taira, A., Saito, S., Ashi, J. and Furumoto, S., 1996, Magnetic fabrics developed in the Tertiary accretionary complex in the Boso and Miura Peninsulas of central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 471-474.
- Kawamura, K., Ogawa, Y., Anma, R., Yokoyama, S., Kawakami, S., Dilek, Y., Moore, G. F., Hirano, S., Yamaguchi, A., Sasaki, T. and YK05-08 Leg 2 and YK06-02 Shipboard Scientific Parties, 2009, Structural architecture and active deformation of the Nankai Accretionary Prism, Japan: submersible survey results from the Tenryu Submarine Canyon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **121**, 1629-1646.
- 川村喜一郎・小川勇二郎・藤倉克則・服部陸男・町山栄章・山本智子・岩井雅夫・広野哲朗 (Kawamura, K., Ogawa, Y., Fujikura, K., Hattori, M., Machiyama, H., Yamamoto, T., Iwai, M. and Hirono, T.), 1999, 「かいこう」が見た天竜海底谷出口付近の南海付加体最前縁部の地形および地質構造. *JAMSTEC 深海研究 (JAMSTEC Jour. Deep Sea Res.)*, **14**, 379-388.
- Kido, Y. and Fujiwara, T., 2004, Regional variation of magnetization of oceanic crust subducting beneath the Nankai Trough. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, Q03002, doi: 10.1029/2003GC000649.
- Kimura, G., Kitamura, Y., Hashimoto, Y., Yamaguchi, A., Shibata, T., Ujiie, K. and Okamoto, S., 2007, Transition of accretionary wedge structures around the up-dip limit of the seismogenic subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **255**, 471-484.
- Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemand, S., Screaton, E. J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K. T. and the Expedition 314/315/316 Scientists, 2009, *Proc. IODP*, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi: 10.2204/iodp.proc.314315316.2009
- Kobayashi, K., 2002, Tectonic significance of the cold seepage zones in the eastern Nankai accretionary wedge—an outcome of the 15 year's KAICO projects. *Marine Geol.*, **187**, 3-30.
- Kodaira, S., Hori, T., Ito, A., Miura, S., Fujie, G., Park, J. O., Baba, T., Sakaguchi, H. and Kaneda, Y., 2006, A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B09301, doi: 10.1029/2005JB004030.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J. O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y., 2004, High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, **304**, 1295-1298.
- Kodaira, S., Kurashimo, E., Park, J. O., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S., Iwasaki, T., Hirata, N., Ito, A. and Kaneda, Y., 2002, Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone. *Geophys. Jour. Intern.*, **149**, 815-835.
- Kodaira, S., Nakanishi, A., Park, J. O., Ito, A. and Tsuru, T., 2003, Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1339, doi: 10.1029/2002GL016595.
- Koyi, H., 1995, Mode of internal deformation in sand wedges. *Jour. Struct. Geol.*, **17**, 293-300.
- Kulm, L. V. D. and Suess, E., 1990, Relationship between carbonate deposits and fluid venting: Oregon accretionary prism. *Jour. Geophys. Res.*, **95**, 8899-8915.
- 倉本真一・平 朝彦・Bangs, N. L.・Shipley, T. H.・Moore, G. F.・EW99-07, 08 航海乗船研究者 (Kuramoto, S., Taira, A., Bangs, N. L., Shipley, T. H., Moore, G. F. and EW99-07, 08 Shipboard Science Parties), 2000, 南海トラフ付加体の地震発生帯—日米 3D 調査概要. 地学雑誌 (*Jour. Geogr.*), **109**, 531-539.
- Maltman, A., 1994, *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, Cambridge, 362p.
- Martin, K. M., Gulick, S. P. S., Bangs, N. L. B., Moore, G. F., Ashi, J., Park, J. O., Kuramoto, S. and Taira, A., 2010, Possible Strain Partitioning Structure Between the Kumano Forearc Basin and the Slope of the Nankai Trough Accretionary Prism. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Q0AD02, doi: 10.1029/2009GC002668.
- Michiguchi, Y. and Ogawa, Y., in press, Implication of dark bands in Miocene-Pliocene accretionary prism, Boso Peninsula, central Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (in press).
- Moore, G. F., Bangs, N. L., Taira, A., Kuramoto, S., Pangborn, E. and Tobin, H. J., 2007, Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation. *Science*, **318**, 1128-1131.
- Moore, G., Taira, A., Klaus, A., Becker, L., Boeckel, B., Cragg, B. A., Dean, A., Fergusson, C. L., Henry, P., Hirano, S., Hisamitsu, T., Hunze, S., Kastner, M., Maltman, A. J., Morgan, J. K., Murakami, Y., Saffer, D. M., Sanchez-Gomez, M., Screaton, E. J., Smith, D. C., Spivack, A. J., Steurer, J., Tobin, H. J., Ujiie, K., Underwood, M. and Wilson, M., 2001, New insights into deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism: Results of Ocean Drilling Program Leg 190. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**, 1058, doi: 10.1029/2001GC000166.

- 本山 功・丸山俊明(Motoyama, I. and Maruyama, T.), 1998, 中・高緯度北西太平洋地域における新第三紀珪藻・放散虫化石年代尺度: 地磁気極性年代尺度CK 92 およびCK 95 への適合. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **104**, 171-183.
- Motoyama, I., Niitsuma, N., Maruyama, T., Hayashi, H., Kamikuri, S., Shiono, M., Kanamatsu, T., Aoki, K., Morishita, C., Hagino, K., Nishi, H. and Oda, M., 2004, Middle Miocene to Pleistocene magneto-biostratigraphy of ODP Sites 1150 and 1151, northwest Pacific: Sedimentation rate and updated regional geological timescale. *Island Arc*, **13**, 289-305.
- Mulugeta, G. and Koyi, H., 1992, Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. *Tectonophysics*, **202**, 319-333.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Miura, S., Ito, A., Sato, T., Park, J.-O., Kido, Y. and Kaneda, Y., 2008, Detailed structural image around splay-fault branching in the Nankai subduction seismogenic zone: results from a high-density ocean bottom seismic survey. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B03105, doi: 10.1029/2007JB004974, 2008.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J. O. and Kaneda, Y., 2002a, Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai Trough seismogenic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 255-263.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Mochizuki, K., Sato, T., Kasa-hara, J., Takahashi, N., Suyehiro, K., Tokuyama, H., Segawa, J., Shinohara, M. and Shimamura, H., 2002b, Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun-OBS seismic profiling. *Marine Geology*, **187**, 47-62.
- 小原一成 (Obara, K.), 2007, スロー地震と水. 地学雑 (*Jour. Geogr.*), **116**, 114-132.
- 小原一成 (Obara, K.), 2009, フィリピン海プレート沈み込みに伴う浅部および深部スロー地震群. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **115**, 437-447.
- Obara, K. and Ito, Y., 2005, Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth Planets Space*, **57**, 321-326.
- Ogawa, Y., Fujioka, K., Fujikura, K. and Iwabuchi, Y., 1996, En echelon patterns of *Calypptogena* colonies in the Japan Trench. *Geology*, **24**, 807-810.
- Ogawa, Y., Kobayashi, K., Hotta, H. and Fujioka, K., 1997, Tension cracks on the oceanward slopes of the northern Japan and Mariana Trenches. *Marine Geol.*, **141**, 111-123.
- 小川勇二郎・田中勝法・鈴木清史 (Ogawa, Y., Tanaka, K. and Suzuki, K.), 2006, 未固結～半固結堆積物中の変形構造形成の解釈. 地学雑 (*Jour. Geogr.*), **115**, 326-352.
- 岡田 滋・泉谷泰志・飯塚友之助・堀内澄夫 (Okada, S., Izumiya, Y., Iizuka, T. and Horiuchi, S.), 1985, 針貫入試験による軟弱な地山強度の推定. 土と基礎 (*Soils and Foundations*), **33**, no.2, 35-38.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yarai, H. and Nishimura, T., 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, Central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.
- Park, J. O., Fujie, G., Wijerathne, L., Hori, T., Kodaira, S., Fukao, Y., Moore, G. F., Bangs, N. L., Kuramoto, S. and Taira, A., 2010, A low-velocity zone with weak reflectivity along the Nankai subduction zone. *Geology*, **38**, 283-286.
- Park, J. O., Moore, G. F., Tsuru, T., Kodaira, S., and Kaneda, Y., 2003, A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **217**, 77-84.
- Park, J. O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R. and Kaneda, Y., 2002a, Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science*, **297**, 1157-1160.
- Park, J. O., Tsuru, T., Takahashi, N., Hori, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y., 2002b, A deep strong reflector in the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implication for underplating and interseismic shear stress release. *Jour. Geophys. Res.*, **107**, 2061, doi: 10.1029/2001JB0000262.2002.
- Pickering, K. V., Underwood, M. and Taira, A., 1992, Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: Flow collapse and reflection. *Geology*, **20**, 1099-1102.
- Pili, E., Poitrasson, F. and Gratier, J.-P., 2002, Carbon-oxygen isotope and trace element constrains on how fluids percolate faulted limestones from the San Andreas Fault system: partitioning of fluid sources and pathways. *Chem. Geol.*, **190**, 231-250.
- Sakai, H., Gamo, T., Ogawa, Y. and Boulegue, J., 1992, Stable isotopic ratios and origins of the carbonates associated with cold seepage at the eastern Nankai trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 391-404.
- Sakai, T., 1980, Radiolarians from sites 434, 435, and 436, Northwest Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project. In von Huene, R. and Nasu, N. et al., eds., *DSDP, 56, 57 (Pt. 2)*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 695-733.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C., 1998, Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleont.*, **33**, 109-156.
- Satake, K., 1993, Depth distribution of coseismic slip along the Nankai trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data. *Jour. Geophys. Res.*, **98**, B3, 4553-4565.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A. E., 1993, A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with Nuvel I and geological data. *Jour. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- Shimamura, K., 1989, Topography and sedimentary facies of the Nankai deep sea channel. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, TERRAPUB, Tokyo, 529-556.
- Soh, W. and Tokuyama, H., 2002, Rejuvenation of submarine canyon associated with ridge subduction, Tenryu Canyon, off Tokai, central Japan. *Marine Geol.*, **187**, 203-220.
- 寒川 旭 (Sangawa, A.), 1992, 地震考古学 [*Seismo-archaeology*]*. 中公新書 (Chukoshinshyo), 251p.
- Spinelli, G. A., Mozley, P. S., Tobin, H. J., Underwood, M. B., Hoffman, N. W. and Bellow, G. M., 2007, Diagenesis, sediment strength, and pore collapse in sediment approaching the Nankai Trough subduction zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **119**, 377-390.
- Strasser, M., Moore, G. F., Kimura, G., Kitamura, Y., Kopf, A. J., Lallemant, S., Park, J. O., Screaton, E. J., Su, X., Underwood, M. B. and Zhao, X., 2009, Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge. *Nature Geosci.*, **2**, 648-652.
- Taira, A., Hill, I., Firth, J., Berner, U., Bruckmann, W., Byrne, T., Chabernaud, T., Fisher, A., Foucher, J.-P., Gamo, T., Gieskes, J., Hyndman, R., Karig, D., Kastner, M., Kato, Y., Lallemant, S., Lu, R., Maltman, A., Moore, G., Moran, K., Olafsson, G., Owens, W., Pickering, K., Siena, F., Taylor, E., Underwood, M., Wilkinson, C., Yamano, M. and Zhang, J., 1992, Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism: -Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131-. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 431-450.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Park, J. O. and Diebold, J., 2003, Heterogeneous structure of western Nankai seismogenic zone deduced by multichannel reflection data and wide-angle seismic data. *Tectonophysics*, **364**, 167-190.
- Teichert, B. M. A., Bohrmann, G. and Suess, E., 2005, Chemohermes on hydrate ridge-Unique microbially-mediated carbonate build-ups growing into the water column. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **227**, 67-85.
- Toki, T., Tsunogai, U., Gamo, T., Kuramoto, S. and Ashi, J., 2004, Detection of low-chloride fluids beneath a cold seep field on the Nankai accretionary wedge off Kumano, south of Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 37-47.
- Ujiie, K., Hisamitsu, T. and Taira, A., 2003, Deformation and fluid pressure variation during initiation and evolution of the plate boundary decollement zone in the Nankai accretionary prism. *Jour. Geophys. Res.*, **108**, 2398, doi: 10.1029/2002JB002314.
- Ujiie, K., Maltman, A. J. and Sanchez-Gomez, M., 2004, Origin of de-

- formation bands in argillaceous sediments at the toe of the Nankai accretionary prism, southwest Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **26**, 221-231.
- 氏家恒太郎・山口飛鳥・木村 学・久光敏夫・平 朝彦(Ujiie, K., Yamaguchi, A., Kimura, G., Hisamitsu, T. and Taira, A.), 2006, プレート境界断層が海溝から地震発生深度にかけて発達する際の流体挙動. 地学雑誌(*Jour. Geogr.*), **115**, 353-366.
- Yamada, Y., Baba, K. and Matsuoka, T., 2006, Analogue and numerical modeling of accretionary prisms with a decollement in sediments. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **253**, 169-183.
- 山口飛鳥・木村 学・草場陽子・柴田伊廣・山口はるか・岡本伸也(Yamaguchi, A., Kimura, G., Kusaba, Y., Sibata, T., Yamaguchi, H. and Okamoto, S.), 2007, 鉾物脈の安定同位体比から見た四万十帯延岡衝上断層の流体移動像. 日本地質学会第114年学術大会講演要旨(114th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 134.
- 山口飛鳥・氏家恒太郎・木村 学・松本 良(Yamaguchi, A., Ujiie, K., Kimura, G. and Matsumoto, R.), 2004, 四万十帯牟岐メランジュにおける方解石脈の炭素・酸素同位体比. 地球惑星科学関連合同大会予稿集(*Abstr. 2004 Japan Earth Planet. Sci. Joint Meet.*), J036-015.
- Yamamoto, Y., 2006, Systematic variation of shear-induced physical properties and fabrics in the Miura-Boso accretionary prism: The earliest processes during off-scraping. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 270-284.
- Yamano, M., Kinoshita, M., Goto, S. and Matsubayashi, O., 2003, Extremely high heat flow anomaly in the middle part of the Nankai trough. *Phys. Chem. Earth*, **28**, 487-497.
- 山野 誠・木下正高・松林 修・中野幸彦(Yamano, M., Kinoshita, M., Matsubayashi, O. and Nakano, Y.), 2000, 南海トラフ付加体の温度構造と間隙流体による熱輸送. 地学雑誌(*Jour. Geogr.*), **109**, 540-553.
- YK05-08 Leg 2 Shipboard Scientific Party, 2005, *Cruise Report of YK05-08 Leg 2*, JAMSTEC, Yokosuka, 112p.
- You, C. F. and Gieskes, J. M., 2001, Hydrothermal alteration of hemipelagic sediments: experimental evaluation of geochemical processes in shallow subduction zones. *Appl. Geochem.* **16**, 1055-1066.

(要 旨)

安間 了・小川勇二郎・川村喜一郎・Gregory Moore・佐々木智之・川上俊介・平野 聡・太田哲平・遠藤良太・道口陽子・YK05-08 Leg 2 乗船研究者, 2010, 潮岬海底谷に露出する南海トラフ分岐断層付近の付加体堆積物の構造・組織・物性と流体移動. 地質雑誌, **116**, 637-660. (Anma, R., Ogawa, Y., Kawamura, K., Moore, G., Sasaki, T., Kawakami, S., Hirano, S., Ota, T., Endo, R., Michiguchi, Y. and YK05-08 Shipboard Science Party, 2010, Structure, texture, and physical properties of accretionary prism sediments and fluid flow near the splay fault zone in the Nankai Trough, off Kii Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **116**, 637-660.)

「しんかい 6500」による潜航調査から南海トラフ分岐断層付近の構造・物性・組織プロファイルを得た. 地層は 4.3 Ma 以降の堆積年代をもつ南傾斜・南側上位の重力流堆積物からなる. 分岐断層は下位の付加体堆積物を上位の海溝斜面堆積盆堆積物へ衝上させる. 南側へ小さくなる間隙率と泥質岩に発達する平面型組織は地層がテクトニックな側方圧縮と剪断を受けたことを示唆する. 断層の上位で堆積物の一軸圧縮強度は顕著に大きくなる. 方解石膠着物が大きな強度を担っている. 断層上位の透水性のよい砂岩層は炭酸塩に飽和した流体移動の流路となって方解石が沈殿した. この過程は現位置に近い付加体内で生じた. 膠着作用によって強度が増加したリッジ前縁部は, 陸側の inner ridge に対しては indenter として, 海側の outer ridge に対しては backstop として作用し, リッジ前縁部の前後に対称的な変形様式をもたらしたであろう.