地球深部探査船「ちきゅう」の下北半島沖慣熟航海コア試料―物性変動から 予測される古環境変動―

青池 寛*・西 弘嗣**・坂本竜彦***・飯島耕一***・土屋正史***・平 朝彦****・倉本真一*・ 眞砂英樹*・下北コア微化石研究グループ****

*海洋研究開発機構地球深部探査センター(CDEX)・**北海道大学大学院理学研究院・***海洋研究開発機構極限環境生物圏領域・**** 海洋研究開発機構(JAMSTEC)・******相田吉昭(宇都宮大学,農学部生物生産科学科 aida@cc.utsunomiya-u.ac.jp),秋元和實(熊本 大学沿岸域環境科学教育研究センターakimoto@sci.kumamoto-u.ac.jp),堂満華子(滋賀県立大学環境科学部 domitsu.h@ses.usp.ac.jp), 林 広樹(島根大学総合理工学部 hayashi@riko.shimane-u.ac.jp),長谷川四郎(熊本大学大学院自然科学研究科 shiro@sci.kumamoto-u. ac.jp),北里 洋(独立行政法人海洋開発機構 kitazatoh@jamstec.go.jp),池原 実(高知大学海洋コアセンター ikehara@kochi-u.ac.jp), 岩井雅夫(高知大学理学部 iwaim@kochi-u.ac.jp),丸山俊明(山形大学理学部地球環境学科 maruyama@sci.kj.yamagata-u.ac.jp), 尾田太良(東北大学大学院理学研究科 odam@mail.tains.tohoku.ac.jp),岡田尚武(北海道大学 okavp@general.hokudai.ac.jp),大井剛志 (熊本大学大学院自然科学研究科 odam@mail.tains.tohoku.ac.jp),大金 薫(東北大学大学院理学研究科 ogane@mtc.biglobe.ne.jp),佐 藤時幸(秋田大学工学資源学部地球資源学科 toki@keigo.mine.akita-u.ac.jp),酒井豊三郎(宇都宮大学農学部生物生産科学科 toyo. s.sakai@nifty.ne.jp),為木紀毅(東北大学大学院理学研究科 norinori@m.tains.tohoku.ac.jp),谷村好洋(国立科学博物館地学研究部 tanimura@kahaku.go.jp),高嶋礼詩(北海道大学創成研究機構 rtaka@cris.hokudai.ac.jp),内田淳一(応用地質株式会社 uchida-junichi@ oyonet.oyo.co.jp),山崎 誠(秋田大学工学資源学部地球資源学科 yamasaki@ipc.akita-u.ac.jp)

Paleoceanographic history of offshore Shimokita Peninsula for the past 800,000 years based on primary analyses on cores recovered by D/V CHIKYU during the shakedown cruises

Kan Aoike*, Hiroshi Nishi**, Tatsuhiko Sakamato***, Koichi Iijima***, Masashi Tsuchiya***, Asahiko Taira****, Shin' ichi Kuramato*, Hideki Masago* and Shimokita Core Research Group

*Center for Deep Earth Exploration (CDEX), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokohama Institute for Earth Science, 3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa, 236-0001 (bluepond@jamstec.go,jp; s.kuramoto@jamstec.go,jp; masagoh@jamstec.go,jp); **Department of Natural History Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, Kita-10, Nishi-8, Kita-Ku, Sapporo 060-0810 (hnishi@mail.sci.hokudai.ac.jp); ***Geobiosphere Evolution Research Team, Earth and Life History Research Program, Institute of Biogeosciences, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Natsushima-cho 2-15, Yokosuka 237-0061 (tats-ron@jamstec.go,jp); kiijima@jamstec.go,jp; tsuchiyam@jamstec.go,jp); ****Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061 (ataira@jamstec.go,jp)

Abstract. D/V CHIKYU shakedown cruises of CK05-04 Leg 2 (16 Nov. – 14 Dec. 2005) and CK06-06 (6 Aug. – 29 Oct. 2007) were carried out off Shimokita Peninsula of the Northeast Japan. During these two cruises, three continuous cores of 47 m, 71 m and 365 m long were recovered from the seafloor of about 1200 m water depth at Holes C9001A, C9002A/B and C9001C, respectively. Cuttings samples were collected from Hole C9001D from 522 to 647 mbsf in penetration depth using riser drilling. The onboard laboratory systems integration test including primary processing and measurements of the recovered cores were performed for laboratory performance evaluation and laboratory staff training.

Two coring sites (C9001 and C9002) are located in Hidaka Trough that is a forearc basin under tectonic effects of both subduction and arc-arc collision. Cored sediments at four holes (C9001A, C9002A/B, C9001C) are mainly composed of diatomaceous silty clay, and divided into four lithologic units based on the lithology at Hole C9001C. Unit A is characterized by common intercalations of tephra/sand, while Unit B is rarely found in tephra/sand intercalations. Unit C is composed of a unconsolidated sands, and the Unit D is similar to the Unit A that is common intercalations of tephra/sand layers. The integrated stratigraphy based on micropaleontology, tephrochronology and magnetostratigraphy suggests that a bottom age of Hole C9001C at 365 mbsf is assigned to about 780 ka, and the geological age of Hole C9001D ranges from 1.05 to 1.65 Ma. The sedimentation rate is high and nearly constant of 62 cm/kyr at Hole C9001C and is low of about 17 cm/kyr at Hole C9001D. The core of Hole C9001C has a continuous sequence without hiatus although the disturbance interval is recognized around 130 mbsf.

Based on the age model, the volcanic activity around the Northwest Pacific is thought to decrease during approximately 250-640 ka of Unit B of C9001C using magnetic susceptibility data and the stratigraphy of tuff layers. The physical measurements of various methods revealed that two different lithology of Clays A and B are recognized in the sediments. The Clay A contains abundant diatoms during high productivity period, while Clay B is affected by inflow of high terrigenous clastics or low diatom productivity. These clays suggest a cyclic sedimentation controlled by the Milankovitch cycles.

Key Words: CHIKYU, Shimokita, stratigraphy, lithology, primary analyses



図1. A)下北沖の掘削地点. 図中には深度,地震波探査の側線,以前の掘削地点を示している. C9001とC9002地点は2005年に掘削された. B) ODSR03-BSに沿う地震波探査図. 図中のUnitは岩相ユニットを示す. 青池(2008)から引用.

Fig. 1. A) Index map showing the Drilling/Coring sites of the Shimokita Peninsula with bathymetry, seismic survey track lines and existing bore hole locations. HPCS coring locations C9001 and C9002 were drilled in late November 2005. B) N-S seismic cross-section along ODSR03-BS (line location is shown in Fig. 1). Data acquisition was R/V Polar Princess in 2003. The strong reflection layers are recognized in the upper part of Hole C9001C and weak and chaotic layers exist in the lower. The former is correlated with Unit A of Hole C9001C and the latter corresponds to the Unit B. This discontinuous boundary between two units declines to the north, but the age-gap is not recognized based on the biostratigraphic results. Both figures are referred from Aoike (2008).

はじめに

1968年に開始された深海掘削計画は, DSDP (Deep Sea Drilling Project), IPOD (International Phase of Ocean Drilling), ODP (Ocean Drilling Program) と継続され, 統合国際深海掘削計画 (Integrated Ocean Drilling Program: IODP)が2003年10月より開始された.この計画が従来 の掘削計画と大きく異なる点は、複数の掘削プラット フォームを統合して使用することにある. 我が国が地球 深部探査船「ちきゅう」,米国が従来のライザーレス掘削 船JOIDES Resolution 号, 欧州が浅海や極域などの掘削 を行う特定任務掘削船を提供する計画である. このうち, 「ちきゅう」は2001年に建造が開始され、2005年7月末 に竣工し, IODP Expedition 314/315/316のNanTroSEIZE Stage 1 (2007年9月21日~2008年2月5日) で初運用さ れた. この初航海では巨大地震の発生を引き起こす原因 となっている南海トラフ断層帯の掘削に着手し、大きな 成果を上げつつある(たとえば, Strasser et al., 2009; 木 村・木下,2009など).「ちきゅう」はライザー掘削ので きる特別な科学掘削船である. ライザー掘削とは、泥水 と呼ばれる特殊な流体を船上のポンプからドリルパイプ に送り込み、地層の圧力と孔内の圧力バランスを保ちな がら掘削する方法で、海底下7,000mまで掘り抜く能力 をもっている.また,突発的に高圧流体(水,ガス,油 など)が噴出することを防ぐ装置(噴出防止装置, BOP) を設置するため、ガスの多い地層などをより安全に掘削 できる(平ほか,2005). これに対して,ライザーレス掘 削システムは,従来の深海掘削船で用いられてきた方法 で,ドリルパイプだけで掘り進み,海水を注入して掘り 屑を押し出す方式である.深海掘削計画では,米国がそ の創成期からライザーレス掘削船を用いて掘削を行って いる.これに対して,「ちきゅう」は両方の掘削方式を使 用することができるマルチタスクの掘削船である.

「ちきゅう」は、掘削が問題なく行われるように下北半 島東方沖をテスト海域として、国際運用前の2005年から 2006年に慣熟航海とよばれる試験航海を行った(図1, 表1). 2005年度のCK05-04 Leg 2航海では,水深約1,200 m の2地点(C9001とC9002)を掘削し,9001A,C9002A, C9002Bの3孔でコアを採取した.コアを採取する方法に は、水圧式ピストンコア採取システム(Hydraulic Piston Coring System: HPCS), 伸縮式コア採取システム (Extended Shoe Coring System: ESCS),回転式掘削コ ア採取システム(Rotary Core Barrel: RCB) などがあ る. 2005年度ではHPCSのみを使用し, 2006年度はHPCS とESCSを併用し掘削試験を行った(表1). 2006年には, 初のライザー掘削も実施した.これらの航海では,実際 の掘削計画と同じようにコア処理が行われ、船上の分析 機器による非破壊計測,個別試料の分析,岩相記載も実 施された.

下北半島地域は高緯度地域に位置するが,津軽暖流の ような黒潮の分岐暖流と冷水塊である親潮が合流する海 洋学的にもきわめて特異な場所である.そのため生物生

表1. 掘削地点の位置.

Table 1. Summary of holes drilled D/V CHIKYU Shakedown Cruises. H: HPCS (Hydraulic Piston Coring System); X: ESCS (Extended-shoe Coring System)

Expedition	Site	Hole	Longitude	Latitude	Water Depth (m)	Top Depth (mbsf)	Bottom Depth (mbsf)	Core (m)	Core Length	Eecovery (%)	Method	On Hole
901	C9001	A	142°12'01.97"E	41°10'35.90"N	1183	(2).	(48.5).	1H-5H	50.44	108	HPCS	26-Nov-05
	C9002	A B	142°12'01.97"E	41°11'01.20"N	1179	0 23.31	26.21 70.81	1H-3H 1H-5H	28.03 52.72	107 111	HPCS HPCS	27-Nov-05 28-Nov-05
902	C9001	В	142°12'05.70"E	41°10'37.52"N	1180	0	540				NC	15-16 August 2006
		C C C	142°12'04.86"E 142°12'04.86"E 142°12'04.86"E	41°10'38.28"N 41°10'38.28"N 41°10'38.28"N	1180	301.7 320.7 320.7	301.66 320.66 365.33	1H-33H 34X-37X 38H-40H	333.19 24.59 26.71	110 65 (86) 104	HPCS ESCS HPCS	18-23 August 2006 18-23 August 2006 18-23 August 2006
		D	142°12'01.97"E	41°10'35.90"N		0 522	522 647				NC Riserless NC Riser	18-23 August 2006 2 August to 25 October, 2006

産が高く、よい漁場となっている.また、この地域には 大量のメタンハイドレートの存在も報告されている(大 澤ほか, 2002; Taira et al., 2005). このように、下北沖 は古海洋学や資源科学の面からも重要な地域として再認 識されており、Marion Dufresne号を使用したInternational Marine Global Change Study (IMAGES) 計画でも,幾 つかの連続性のよいコア試料が採取された(川幡ほか, 2006;「化石」79号特集号を参照). これまで, この地域 で掘削されたコアは数万年程度の記録に限られているが (Ahagon et al., 2003; Ohkushi et al., 2005; Uchida et al., 2004など),津軽暖流および親潮の流入・流失のタイミ ング (Koizumi et al., 2006; Kuroyanagi et al., 2006) な ど,重要な古海洋学的な変化を明らかにした.今回,報 告する「ちきゅう」航海(CK06-06航海)のC9001Cの コアは全長365mで、最下部はBrunhes-Matuyama地磁気 逆転境界(約78万年前)に達する,日本近海で採取され た最初のコアといえる.青池(2008)では、岩相と年代 の予察的な報告を行ったが、堂満ほか(2010)が微化石 と酸素同位体比から再検討し、コア最下部の地質年代は Brunhes-Matuyama境界付近(約78万年前)であること が確認された.

一方,深海掘削計画のようなコア堆積物の研究では, 船上で密度や帯磁率のような堆積物の物性値の測定が行 われる.これらのデータは,堆積物の性質を表すだけで なく,古生物学的なデータとあわせて古環境指標や年代 学的な研究にも用いられる. たとえば, 放散虫や珪藻の 含有量は密度などの物性値と関連しているため、物性値 の変動から含有化石の変化を推定する試みもなされてい る (Ikehara et al., 2006; Lyle et al., 2002).今回の慣熟 航海においても,船上で多くの物性測定がなされたが, これらのデータは古生物や古海洋の研究にとっても初期 データとして有用である.含有化石と物性値の関係を明 らかにしていれば、船上で測定した物性値から微化石の 変化量を知る手がかりを得ることができる. このような 観点から、本論では下北沖の慣熟航海のコアから得られ た物理学的、化学的、地質学的な一次解析データを記述 することを主要な目的とした.本論文で記述した一次解 析データは、今後の下北沖の海域の古海洋研究の重要な 基礎的データとなり、この地域の古生物学的な研究にも 有用となるに違いない.年代モデルに関しては、下北微 化石研究グループが報告書を作成しているが、堂満ほか (2008), 青池(2008) に一部が引用されているだけで ある.近年,堂満ほか(2010)によって微化石と酸素同 位体比をあわせて最終的な年代モデルが作成されたので, このモデルに従って考察を行う.

下北沖におけるコア採取行程の概説

地球深部探査センター(Center for Deep Earth Exploration:CDEX)は,「ちきゅう」の慣熟航海の候補

表2.	下北沖コア中にみられる擾乱.	

Tab	le :	2.	Summary	of	particular	core	disturbances	of	Shimokita	Cores.
-----	------	----	---------	----	------------	------	--------------	----	-----------	--------

Exp.	Site	Hole	Core	Disturbance
All except 1st core				open cracks and vesicular voids due to gas expansion and mud loss from puncutred holes for gas discharge.
901	C9001	А	2H	vertical cracks yeilded due to abnormal shooting.
902	C9001	С	8H	vertical flow-out (?) structure, up to 3 cm width, composed of relatively dense silty clay yielded in 0 ~ 9.6 m, not cutting through layers in the lowermost part of core.
			32H	core liner bending at the lowermost part of core during core handling at the rig floor.
			34X	soopy zone (gas void) in 6.6 ~ 7.8 m.
			38H	crumbled loose sand not retaining original structure.
			39H	cored without core liner in the core barrel and newly packed to cut core liners onboard.
			40H	pierced by a metal bar in order to pull the core snagged in the core barrel

地として日本近海の12カ所を検討し,最終的に下北半島 東方沖を選定した.その後,2002年から2003年にかけ て多くの事前調査をこの地域で行った.それらには,深 部構造を把握するための二次元マルチチャンネル地震波 探査,浅部高精度二次元マルチチャンネル地震探査,サ イドスキャンソナー探査,シングルチャンネル地震波探 査,ピストンコア採取,海潮流調査などが含まれる.そ の結果から,北海道南部から延びる堆積盆「日高トラフ」 に位置する西海域(水深1,000m付近)と東海域(2,000m 付近)が最も安全な掘削地点として決定した.このうち, 西海域の2地点(C9001とC9002)で実際の掘削が行わ れた(図1).C9002地点はC9001の北方約800mに位置 する.

2005年11月16日から12月14日の期間に最初のCK05-04 Leg 2 航海(CK05-04 とよぶ)が行われた. この航海 では、C9001A (0~48.5 mbsf, mbsf は meter below sea floorの略語), C9002A (0~26.2 mbsf), C9002B (23.3 ~70.8 mbsf) の3孔をすべて HPCS で掘削し, C9001A 孔は全長50.44m, C9002地点ではA孔で26.21mとB孔 で52.72mのコア試料をそれぞれ採取した(表1). 但し, C9001A 孔の最初のコア(1H)は海底面下2 mbsf から回 収された.翌年,2006年8月6日から10月26日まで2回 目のCK06-06航海が実施され、同じC9001地点でC孔が 掘削され365.3mの連続コアが得られた. C9001C孔では 1H~33Hと38H~41Hの間がHPCS, 34Xから37Xまで ESCSを用いた(表1). 36Xは回収時に喪失した. その 後,C9001D孔で初のライザー掘削試験を実施し,522か ら647 mbsfまでの深度を掘削した.この層準からカッティ ングス(cuttings)を5mおよび10m間隔で船上に回収 した(青池,2008). カッティングスとは,掘削された地 層の掘り屑でパイプ中を循環している泥水とともに船上 まで運ばれる.この掘り屑を用いて岩相,微化石分析, 地球化学分析などを行うことができる.

今回の航海では、C9001A-2Hコア採取時の異常シュー

ティングに伴う鉛直クラックとC9001C-8Hコアの"フ ローアウト"構造がみられ,掘削時に生じた顕著な擾乱 としてあげられる(表2)."フローアウト"構造とは,コ アの下部は正常な堆積状態を示すが,コアの途中から最 上部にかけてシルト質粘土が筒状に抜けているようにみ える構造である.C9001C孔では,コアを半分に切断す る(半裁という)前に土質工学試験(三軸圧縮試験)と 間隙水・微生物研究用としてホールラウンドコア試料 (10 cm程度の長さのコア試料をライナーごと切り取った もの)を採取したため,7つのセクション(1セクション は約1.5 m)で,その部分が欠如している.

船上におけるコアの研究手法

深海掘削計画では,船上で様々な物性,化学的な計測 を行う.その概要はODPのホームページ(http://www. odplegacy.org/poerations/のEngineering and science operations)でも詳細に解説され、マニュアルまでダウ ンロードできるようになっている.本航海で行った作業 工程や機器の機能に関しては,JAMSTECから航海の報 告書が出版されている(Aoike, 2006, 2007).船上にお ける研究手法の概要は,青池(2008)と一部重複する が,船上で使用する専門用語が多いので解説を含めて改 めて記述を行う.

掘削され船上に回収されたコアは、コアを切断する区 画(Core cutting area)に運ばれる.本海域ではガスハ イドレートの存在が指摘されていたので、すぐに電子温 度計または赤外線サーモビューカメラによって表面温度 を測定し、ハイドレートの有無(低温異常の有無)を確 認した.次に、含まれているガスによるコアの膨張や擾 乱を防ぐため、コアライナー(コアが入っているプラス チェックチューブ)に孔を開けガス抜きを行った.回収 された全長約9.5 mの各コアにはコア番号がつけられ、通 常1.5 mごとに切断される.切断された各コアはセクショ ンとよばれ,上位から下位に番号がつけられる(通常1 から7程度).このとき,コア掘削の手法により,H (HPCS),X(ESCS),R(RCB)(たとえば1H,35X) などのツールを特定する記号がつく.その後の測定は, すべてこのセクションごとに行われる.通常,セクショ ン1からは安全確認のためのガス測定用(ヘッドスペー スガスやボイドガス)の試料,コア先端のコアキャッ チャー(もっとも下位の部分で堆積物にささる部分)か ら微化石用の試料(約5 cmの厚さ)を採取する.今回は, ガス測定は両航海でおこなったが,微化石試料はC06-06 航海のみで採取した.

セクションに分割されたコア試料は、そのまま研究室 区画へ移動される.研究室区画の作業は、「ちきゅう」も JOIDES Resolution もほぼ同じである.研究室の区画に 設置されている装置の機能に関しては、Aoike (2007) に記述されている.運ばれたコアは、最初にX線CTス キャナー (X-ray CT scanner:XCT)、マルチセンサー コアロガー (Multi-Sensor Core Loggers:MSCL)など による非破壊計測を行う.MSCLでは、y線透過率密度、 P波速度、帯磁率、非接触電気比抵抗、自然y線放射量 などを計測する.CK06-06航海では、間隙水・微生物分 析用のホールラウンドコア試料も採取し、熱伝導率の計 測も加えた.また、CK05-04航海では測定後に三軸圧縮 試験用のホールラウンドコア試料を一部のセクションか ら採取した(青池,2008).

次に、各セクションは半裁(縦割り)され、アーカイ ブハーフとワーキングハーフとよばれる半円柱状のコア に二分される.通常,前者は保存用で非破壊の物性測定 は行うが、コアから試料は採取しない. この半裁コアは 保管前にデジタルイメージスキャン、肉眼による岩相記 載 (Visual Core Description: VCD), カラースペクトル 測定,超伝導磁力計による古地磁気測定を行う(Aoike, 2007). CK05-04航海ではXRFコアロガー計測(X-ray Fluorescence Core Logger, XRFCL) による化学分析も 行った. CK06-06 航海では VCD データは, J-CORES と よばれる「ちきゅう」のデータベースへ入力した. ワー キングハーフは、そこからチューブやキューブ状の道具 で二次試料を採取し、それらを船上で分析して堆積物の 一次データを得るために使用される.CK05-04航海では, ワーキングハーフに関しても, 試料を採取する前に再度 MSCL測定,貫入試験,剪断試験などを行ったが,CK06-06航海ではこれらの試験は省略した.一方,コアから採 取された個別の試料を用いて、船上の測定装置を用いて 含水率・密度(Moisture and Density: MAD)の測定, クーロメーターによる全炭酸塩炭素・全炭素・全窒素・ 全硫黄などの測定を行った(Aoike, 2007). CK06-06航 海では、これに加えて堆積物のロックイーバル(Rock Eval:RE)による炭化水素分析, XRD (X-ray diffraction) による鉱物分析,間隙水のICP-AES,滴定装置,イオン



図2. 珪藻質シルト岩の顕微鏡写真. 珪藻が多く,ナノ化石や海綿 の骨針を含む.

Fig. 2. Microscope photograph of diatomaceous silty clay (C9001A-2H-6, 68cm) that is main lithology of the core sediments, containing abundant diatoms with common nannofossils and sponge spicules.

クロマトグラフなどによる無機化学分析など,有機・無 機化学に関する測定も追加し,すべての分析機器が正常 に作動するかどうかを検証した.

下北沖における層序と岩相ユニット

本慣熟航海から得られた堆積物は、いずれも塊状で暗 オリーブ灰色~オリーブ黒色のシルト質粘土からなり, シルト,砂,火山灰層を挟む単調な堆積物である.主要 な堆積物であるシルト質粘土は、生物源粒子が30~40% を占め、それ以外では石英と粘土鉱物が多く、長石、フ ランボイダル黄鉄鉱,黒雲母,輝石,角閃石,海緑石, 緑泥石,火山ガラスを伴う.また,ときおり軽石,スコ リア,チャートや砂岩などの堆積岩礫,貝化石片も含ま れる.全体的に生物擾乱が強く,葉理の発達は稀にしか みられない.明瞭な葉理構造がC9001A孔では11.5~ 12 mbsf と 19~19.5 mbsf, C9002A 孔の11 mbsf, C9001C 孔の11.5~12 mbsf, 31 mbsf, 35 mbsf, 78 mbsf, 79 mbsf, 97 mbsf, 356.5 mbsf と 362 mbsf 付近に数 cm の幅でみら れる(青池,2008). 堆積物には多くの微化石を含まれ る. 微化石は珪藻が主体で, 珪質海綿骨針, 浮遊性有孔 虫, 底生有孔虫, 石灰質ナノ化石, 渦鞭毛藻, 放散虫も 含まれる (図2).

掘削された堆積物のもう一つの特徴は、シルトから細 粒砂からなる層や火山灰層を頻繁に挟むことである(図 3、4). 一般に数mmから10cm程度の厚さの層が多い が、20cmをこえる場合もある.シルト・砂層は、石英、 長石、岩片、粘土鉱物などを主体とするが、明らかにス コリア片や苦鉄鉱物を多く含み、火山起源と考えられる 砂層もある.これらの層の多くは、明瞭な下面と級化層



図3. C9001A, C9002A, C9002Bのコアの岩相と対比. 帯磁率, テフラ層, 砂層を用いて対比を行った. Tはテフラ, Sは砂層を示す. 高い帯 磁率はテフラの層準と一致している.

Fig. 3. Lithologic columnar sections at C9001A, C9002A and C9002B and correlation between three cores based on magnetic susceptibility and key beds of tephra and sand layers. Code numbers of T and S show intercalations of tephra and sand layers from top to bottom, respectively. High values of magnetic susceptibility coincide with tuff layers.



図4. C9001CおよびC9001D孔における岩相.

理で特徴づけられるタービダイト層で、漸移的な下面を もつ層、レンズ状やパッチ状の層もある. C9001A孔と C9002A/B孔(約70 mbsf までの深度)では、火山灰層を 26枚(T1~T26)、砂層を29枚(S1~S29)認識する ことができ(図3)、鍵層としてコア間の対比に有効であ る. このうち, T11 (C9001A孔で28.40~28.56 mbsf, C9002B孔で29.47~29.62 mbsf, C9001C孔で30.30 ~30.39 mbsf に挟在) とT17 (C9001A孔で45.11~ 45.22 mbsf, C9002B孔で46.85~46.95 mbsf, C9001C孔 で47.46~47.83 mbsf に挟在)は,主要鉱物の組成や屈折 率などを検討した結果,軽石を伴う特徴的な珪長質火山 灰層で,T11は支笏第一テフラ(Spfa-1,42~44 ka,町 田・新井,2003)に同定された(表3).また,細粒の珪 長質火山灰であるT21(C9002B孔で53.24~53.29 mbsf, C9001C孔で54.35~54.38 mbsf に挟在)は,阿蘇4テフ ラ(Aso-4:85–90 ka;町田・新井,2003)とみなされて いる(表4).支笏第一テフラは,海洋酸素同位体比ス テージのMIS 3,阿蘇4テフラはMIS 5 にそれぞれ対比 されている(青木・新井,2000;町田ほか,2003).

掘削された4本のコアは、岩相の特徴、帯磁率の変化、 火山灰層を用いて対比することができ、C9002AとBの2 孔のコアはC9001A孔の上部と下部に、またC9001A、 C9002A, C9002B孔の3本は、C9001C孔の上部75mに 相当すると考えられる(図3,5).これらの結果を総合 すると、本地域の岩相は4つの岩相ユニットに区分でき る (図4). 最上部のUnit A (C9001C-1HからC9001C-17H, 0~158 mbsf)は、塊状シルト質粘土からなりシ ルト・砂層や火山灰層を頻繁に挟在する.火山灰層の挟 在する頻度は平均0.7枚/mである.このユニット下部(ユ ニットA')には、土石流堆積物(124~132 mbsf)とス ランプ堆積物(132~135mbsf)が挟まれる. Unit B (C9001C-18HからC9001C-37H, 158~340 mbsf)は、 やはり塊状シルト質粘土からなるが、砂層・火山灰層が ほとんど挟まれない. Unit Bの中部(203~207 mbsf) に含泥礫シルト質粘土層が挟まれる. Unit C (C9001C-38H, 340~348 mbsf)は, 固結度の低い細~中粒砂か らなる. Unit D (C9001C-39HからC9001C-41H, 348~ 365 mbsf)は、再びUnit Aと同様に、砂・火山灰層を挟 在するシルト質粘土となる. ライザー掘削では, C9001D 孔で回収されたカッティングスの岩相も, 固結した珪藻 質のシルト質粘土岩であり, 岩相に関しては上位の地層 と変わらないものと判断される (Fig. 4). また, ガスハ イドレートを含む層がC9001C孔の195mbsf以深にある シルト〜細粒砂層や火山灰層の12層準で確認された(青 池,2008).

船上コアにおける機器計測の結果

物性

マルチセンサーコアロガー(MSCL)による非破壊の 物性計測では,帯磁率(Magnetic susceptibility:MS), y線密度(Gamma-ray attenuation bulk density:GRA), 電気比抵抗(Electric resistivity:ER),自然y線放射 量(Natural gamma-ray radiation:NGR),色反射率

Fig. 4. Lithologic summary section of Holes C9001C and C9001D with magnetic susceptibility and stratigraphic division.

|--|

Table 3. Results of analysis for identifying two tephra layers (T11 and T17) intercalated in the cores of Hole C9001A.

.			Refractive Index									
No.	Sample	Major	V	olcanic Glass			al	Correlative				
		Component	Range	Mean±Std	Ν	Туре	Range	Mean±Std	Ν	Mineral		
	C9001A3H6						1.7	1.7	2	bronzite		
T11	24-27	pm >> PI >	1.499-1.504	1.5016±0.0009	71	pm	1.704-1.706	1.705±0.001	4	hypersthene	Spfa-1	
	28.55-28.58		1.5149	1.5149	1	pm	1.708-1.717	1.711±0.003	26	hypersthene	(40-44 ka*)	
	(mbsf)	r opx					1.730-1.735	1.732±0.001	31	ferrohypersthene		
	C9001A5H4	Lt > pm ≥	<u>1.510-1.527</u>	<u>1.5172±0.0048</u>	22	pm						
T17	78-80	PI >> Opx >	<u>1.528-1.533</u>	1.5306±0.0014	28	pm	1.703-1.707	1.705±0.001	70	hypersthene	unknown	
	45.10-45.12	Cpx > Opq	<u>1.534-1.541</u>	1.5373±0.0016	27	pm	1.716-1.721	1.719±0.002	3	hypersthene	UNKNOWN	
	(mbsf)	>> Hb	<u>1.547-1.564</u>	1.5541±0.0087	3	SC						

Measurement was performed by Kyoto Fission-Track Co., Ltd. using RIMS[™]. Refractive indices with an underbar are of unhydrated volcanic glass. * : Machida and Arai (2003). Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Hb: hornblende, Opq: opeque mineral, PI: plagioclase, Lt: volcanic lithic, pm: pumice, sc: scoria.



図5. C9001 および C9002 地点の4本のコアの岩相対比. 帯磁率と火山灰層に基づいて対比できる. 年代と化石帯は, 青池 (2008), 堂満ほか (2010) より引用.

Fig. 5. Correlation of four cores of Holes C9001A, C9002A, C9002B and C9001C based on magnetic susceptibility and tephra key

beds. The right column represents lithologic units and microfossil zones of calcareous nannofossils, diatoms and radiolarians (Aoike, 2008; Domitsu et al., 2010).



図6. C9001A孔における物性および化学測定のデータ. 化学組成は非破壊のX線コアロガーにより測定した. すべてのプロットは測定値の まま示している.

Fig. 6. Columnar profiles of physical, chemical and magnetic properties with lithology at Hole C9001A. All plotted data are no filtering ones in each profile. Chemical compositions are measured using non-destructive X-ray Fluorescence Core Logger (XRFCL).



図7. C9002AおよびB孔における物性および化学測定のデータ.

Fig. 7. Columnar profiles of physical, chemical and magnetic properties with lithology at Holes C9002A/B. All plotted data are no filtering ones in each profile as same as Fig. 6.



図8. C9001C孔のコアにおける物性および化学測定のデータ.

Fig. 8. Petrophysical properties of Hole C9001C obtained by onboard non-destructive measurements. Periodic variations of physical properties are recognized throughout the sequence.



 図9. 非破壊のコアロガーで測定したC9002AおよびB孔における SiO₂/Al₂O₃, CaO/K₂O, y 線密度(GRA)密度のデータ.

Fig. 9. Plots of comparison between SiO₂/Al₂O₃ and GRA bulk density (left) and CaO/K₂O (right) at Holes C9002A/B. Bulk chemical compositions are measured using non-destructively XRF Core Logger. SiO₂/Al₂O₃ represents roughly diatom/aluminosilicates ratio, while CaO/K₂O shows approximately calcareous fossils/clay ratio. (Commission internationale de éairage (CIE) three dimensional color coordinate system とよばれ, CIE a*, CIE b*, CIE L* がある) などで特徴がみられた(図6~ 8). しかし、P波速度については空隙が多いため、信頼 性のあるデータは得られなかった. MSは、磁性鉱物を 多く含む火山灰層や砂層で高い値を示し、肉眼的に明瞭 な火山灰層や砂層の層準とも一致することから, 薄層あ るいは肉眼的に不明瞭な層の認識に有効な手段となった. また, MSの変化パターンは同じ層準では類似した結果 を示すことから、火山灰などの鍵層と同じように、コア 間の詳細な対比の手段としても使用できる(図3,5). C9001C孔では, MSはUnit Aで高く(平均15.67× 10⁻³SI), Unit Bで低く(平均8.85×10⁻³SI), Unit D で再び高くなる(平均10.08×10⁻³SI)(図4). この変 化は,砂・火山灰層の挟在する頻度とシルト質粘土に含 まれる磁性鉱物の量に依存していると考えられる.

GRAと個別試料のMAD全密度は、Unit A, B, Dで 平均1.32~1.33 g/cm³で、コア深度が深くなるほど圧密 の進行により増加している(図6~8). 但し、MAD全密 度は一般にGRAより高い値を示すことが多い、Unit Cの 砂層が高いMADの値を示すのは、間隙水が抜けている ために測定値が高くなっていると推定されている(図8). NGRは、カリウムを含む粘土鉱物の含有量に比例して大 きくなるが、これも圧密の進行に伴いコアの下部ほど高 くなっている(図6~8).

ERは、表層部では0.1~1程度であるが、10mbsfより 深くなると1~10と高くなり、変動を繰り返す(図6~ 8).分散は大きいものの、密度の高い層準で低く、低密 度部で高くなる傾向を示すようである.通常、低密度部 では間隙水量は大きくのでERは低くなるが、本コアで は逆の傾向を示している(図6~8).これは、分解され て発生するガスが多いため、密度が低いにもかかわらず 間隙水の量が少ないためと推定されている(青池,2008). MSCLによる色指数のうち、CIE a* (redness/greenness) とCTE L* (lightness)は細かく変動し、深度に対する傾 向はあまりみられない.これに対して、CIE b* (yellowness/ blueness)はコアの下部に向かい徐々に減少しており、下 部ほど黄色みを帯びていることを示す(図8).

超伝導磁力計による古地磁気測定では、未固結な砂層 であるUnit CとUnit A下部の異常堆積ゾーン(含泥礫層 やスランプ)を除き、伏角は60°程度で全て正磁極期の 堆積物である.古地磁気強度(Paleomagnetic intensity) は、全体として表層20mbsfまで急激にその値は小さく なり、さらに130mbsfまで徐々に減少するが、それより 下位ではおおよそ一定となる(図8).

堆積物の無機化学組成

C9002A/Bでは,XRFコアロガーによる非破壊の全岩 化学組成分析を行い,70mbsfまでの主要元素の鉛直分布



図10. 船上でC9001C孔より採取した堆積物やガス試料の物性測定, 無機分析, 有機分析の結果. Fig. 10. Plots of measurement results for solid discrete samples and gas samples from cores of Hole C9001C.



図11. C9001C孔における間隙水分析の結果.

Fig. 11. Plots of measurement results for interstitial water samples from cores of Hole C9001C.

Tephra	Sample	Major	Chemical Composition						Refractive Index				Correlativo
No.	Sample	Component	l	Unit	Range	Mean ± Std	Ν	Object	Range	Mean ± Std	N Ob	ject	Correlative
			SiO ₂		53.78-55.33	54.61 ± 0.76							
			TiO ₂		0.10-0.29	0.22 ± 0.07							
T21	C9002B4		Al_2O_3	0.60-1.74	1.00 ± 0.34			1 697-1 706 1 600 ± 0	1.600 ± 0.005	10 C	Орх		
	H2		FeO⊺	FeO [⊤]	14.59-17.97	17.04 ± 2.78			1.007-1.700	1.030 ± 0.003	¹⁹ (ς (γ)	
	20-25.4	bw >> Hb > PI > Opx > Cpx > Qz	MnO wt%	0.44-1.99	0.88 ± 0.44		-					Aso-4	
	E2 24		MgO	gO aO	22.71-26.74	24.86 ± 2.14	6	Орх					(85-90 ka*)
	53.24- 53.20		CaO		1.10-1.53	1.36 ± 0.26			1.509-1.513	3 1.510 ± 0.001	Ve		<u>ר</u> (גדי די ד
	(mbcf)		Na₂O		0.00-0.03	0.02 ± 0.01					voica	can	
	(indsi)		K₂O		0.02-0.04	0.02 ± 0.01					10 or		
			Total		100.01-100.98	100.41 ± 0.35).41 ± 0.35				GI (a55 n)	
			Mg#		62.71-76.51	72.81 ± 5.11	-				('''	

表4. C9001A孔にみられるテフラ層T21の特徴(眞砂ほか, 2007より引用) Table 4. Results of analysis for identifying tephra layer (T21) intercalated in the cores of Hole C9001A.

Data is based on Masago et al. (2007) and Machida and Arai (2003). Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Hb: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz, bw: bubble-wall volocanic glass

を明らかにした(図6,7). これらのうち,Kの変動 (K_2O)はNGRと良く似たパターンを示しており,粘土 鉱物の含有量を反映している.またCaの変動(CaO)は 炭酸塩含有量,すなわち石灰質化石の産出量を示してい る.粘土鉱物量との比率(CaO/K₂O)からみると,その 変動はより明瞭となり,千年単位の変動周期も認められ る(図9).また,スミヤスライドの観察からSiO₂は珪 藻,Al₂O₃は砕屑物の量と考えることができるので,SiO₂/ Al₂O₃比は,珪藻量の変動を示すと考えられる.この比 は,密度の増減とは逆相関となっている.したがって, 本コアの堆積物の密度は,珪藻化石の含有量に大きく依 存しており,珪藻量が増加すると密度は小さくなること が明らかとなった(図9).

堆積物の有機化学組成

C9001A孔における,全炭酸塩炭素とCHNS/O元素分析計による全炭素から求められる全有機炭素含有量(Total Organic Carbon:TOC)は,表層で最も高く2wt%で,下位では減少するものの依然として1.2wt%程度と高い値を示す(図6).C9001C孔では,Rock Eval(RE)分析計によるTOC分析もC9001A孔の傾向と同様であった(図10).また,CHNS/O元素分析計による全窒素含有量は,表層5m付近まで0.3wt%程度で最も高く,それ以深では0.15~0.25wt%の間で変動し,全体としてはコア下部に向かって緩やかに減少する.全硫黄は一部を除き,0.6~1.7wt%の間で変動している(図6,10).

RE分析では有機物の熟成度指数に関する分析を行う (図10).それらは通常,掘削の際の安全モニタリングに 使用される.石油根源岩に含まれるビチュメンの多くは 250~300°C付近で蒸発するが,これを遊離態の炭化水 素として検出した量がS₁である.S₂は,高温域(300~ 600°C)で石油根源岩中のケロジェンおよびビチュメン が熱分解されて炭化水素や酸素化合物を生成したもので, 根源岩がもつオイル生成ポテンシャルとみなされる. S₃ は, 300~390°Cで生成するケロジェンの含酸素構造に 由来したCO₂の量である.ケロジェン中のHとOの存在 量は, S₂とS₃の全有機炭素(TOC)に対する割合を用い て,水素指数(Hydrogen Index:HI=S₂/TOC),酸素指 数(Oxygen Index:OI=S₃/TOC)として評価される. また,HIとOIから石油根源岩のケロジェン型を推定す ることができる.

C9001C孔のS₁~S₃値は層準による変動はあるが 0.5 mg/g以下で,全体として深度とともに減少する一般 的な変化を示す.TOCの高い層準では高くなる.S₁/TOC は1.5よりかなり低いので,現地性の有機物であること を示している.OI値は,海洋堆積物では150以下の値を 示すが,砂層(320 mbsf付近)を除きその範囲で変動す る.HI値は平均約200程度で,緩やかな増減を繰り返す. OI値とHI値から分類されるケロジェンのタイプはII型 (海成の泥質堆積物に一般にみられるタイプ,海生プラン クトン,花粉,胞子など)である.ガスクロマトグラフ による各コアのヘッドスペースガスのメタン値は,約 150 mbsf 以深で大きな値を示すようになり,幾つかの大 きなピークがみられる(図10).

間隙水化学

船上における間隙水(Interstitial water)の分析は,機 器で堆積物を圧縮して含まれている水を絞り出し,その 化学成分を分析する.C9001C孔の間隙水分析では,ア ルカリ度,アンモニア,臭素,塩分,マグネシウムイオ ンが深度とともに緩やかに増加していることが示されて いる(図11).アルカリ度については表層5mで急激な 減少が見られる.一方,カルシウムイオンには深度とと もに減少する傾向が見られる.カリウムイオンは表層か ら140 mbsf付近までは徐々に増加し,ほぼ一定の値を示 した後,220 mbsfで減少し,それ以降は再びほぼ一定と



図12. C9001C-26HにみられるClay A と Clay B の2つの特徴的な岩相の物性データの違い. Clay A は珪藻が多く, Clay B に砕屑物を主体と すると推定されるが, その違いが帯磁率, 密度などの物性値に反映されている.

Fig. 12. Characteristics of physical properties in two major clays. Clay A is olive black and relatively abundant diatoms with lower MS, NGR (Natural Gamma radiation) and BD (bulk density), and higher electrical resistivity (ER) and CIE a* (redness-greenness). Clay B is dark olive gray and relatively abundant in clastic grains with high MS, NGR, and BD and low ER and CIE a*. This typical example is found in Core C9001C-26H

なる.シリカイオンの変化は,表層から中部(140 mbsf) に向かい減少し,その後は深度とともに増加する.バリ ウムイオンには特徴的に150~180 mbsfと320 mbsf以深 の2層準に大きなピークがみられる.

議論

下北コアの地質年代に関して

1. 統合層序からみたコアの地質年代

C9001A, C9002A/B孔のテフラについて顕微鏡観察と EPMAによる火山ガラスと斜方輝石組成,火山ガラスと 重鉱物の屈折率に基づきT11を支笏第1(Spfa-1,42-44ka, 町田・新井,2003)と同定した(表3).また,T21は阿 蘇4(Aso-4,80-85ka,町田・新井,2003)の可能性が 示唆されている(表4).また,C9001A孔に関してもT11 とT17を別途検討し,T11については同様に支笏第1と同 定された(表3).また,古地磁気の測定からC9001C孔 はすべて正磁極であるので,Brunhes正磁極帯に対比さ れる(青池,2008).

これらと微化石の結果をあわせると、C9001Cおよび D孔の年代決定に使用できる示準面は、火山灰層が2,放 散虫が6,珪藻が4,ナノ化石が4,有孔虫が1,古地磁 気が1層準の総計18の示準面である(堂満ほか,2008;青 池,2008;堂満ほか,2010). 微化石の示準面には、放散 虫化石 Lychnocanoma nipponica sakaiiの消滅(50 ka), ナ ノ化石 Emiliania huxleryiの出現(250 ka), Pseudoemiliania lacunosa 消滅(451 ka) などがあげられる.テフラとナ ノ化石の結果から、コア C9001C は約62 cm/kyrの堆積速 度を示し、不整合など欠如している部分がない(青池, 2008). 堂満ほか(2010)では、微化石の産出リストや 酸素同位体比の結果も記述されているが、青池(2008) の結果が示すように、C9001C 孔の最下部はBrunhes 正磁 極帯の基底付近に対比されることが再確認されている. 一方、C9001D 孔における堆積速度はそれよりも遅く、 1/3 程度(約17 cm/kyr)で、500 mbsf 付近(約0.9 Ma) に堆積速度の変換点があるのかもしれない(堂満ほか、 2010).

2. 日本周辺の更新統堆積物の堆積速度

これまで日本周辺で掘削されたコアの堆積速度は,北 海道や津軽海峡周辺では約50 cm/kyr以上の高い値を示 し,日本海や太平洋地域では約30 cm/kyr以下の値が多い (山根・大場,1999; Ahagon *et al.*, 2003 など).しかし, 1995年から開始された IMAGES 計画により採取されたコ ア研究のように高解像度で年代を決定すると,各地域で のパターンはそれほど単純ではない.知床沖オホーツク 海 (MD01-2412)と下北半島沖 (MD01-2409)では,一 般に40 cm/kyrをこえる高い堆積速度を示す (Ueshima *et al.*, 2006; Sakamoto *et al.*, 2006).特に,知床沖オホー ック海(MD01-2412)では0~20kaの期間,下北半島 沖 (MD01-2409) では10~15 kaの期間には80 cm/kyr をこえる高い堆積速度を示す(Kuroyanagi et al.,2006; Sakamoto et al., 2006). ところが, 銚子沖 (MD01-2421) では堆積速度は周期的に変化し、40 cm/kyrをこえる時期 と30 cm/kyr程度の遅い時期が約25 kyr程度の周期で繰り 返す (Ueshima et al., 2006). 四国沖 (MD012422/012423) では0~10kaまでは増加するが、それ以降は急激に減少 し、15 ka以降は20 cm/kyr以下の低い値を示す(池原ほ か,2006). 40 cm/kyrをこえるのは10 kaまでの時期だけ である. 東シナ海 (MD98-2195) では, そのほとんど (0~40 ka) が40 cm/kyrより高い堆積速度を示す (Kawahata and Ohshima, 2004; Kawahata et al., 2006). 沖縄トラフ (MD01-2398, MD98-2196)では、表層から3.5mまで は両コアとも約19 cm/kyr程度である. それ以降, 南の 石垣島南方沖の MD01-2398では堆積速度は遅くなり5~ 6 cm/kyr程度であるが,北のトカラ海峡付近の MD98-2196では早い時期(30 cm/kyr以上, 20~25 ka, 130~ 175 ka) と遅い時期(10 cm/kyr以下, 25~130 ka)を 繰り返す(氏家・氏家,2006).

これに対して, 今回掘削された下北コアの堆積速度を 計算すると、C9001C孔では約62 cm/kyr、C9001D孔で は約17 cm/kyrと低くなる(青池, 2008; 堂満ほか, 2010). 今回の掘削ではC9001A, C9002A/Bの3孔の詳細な年代 はいまだに公表されていないが,下北半島沖の IMAGES 航海の結果(MD01-2409)と同様の約80 cm/kyr 程度と 推定される. これらの堆積速度は,他の地域のコア試料 と比較してもかなり高いといえる. 北海道や下北など北 太平洋の速い堆積速度は、堆積物が珪藻質であることも 考慮すれば、やはり高い生物生産に起因すると考えられ る.しかし、これまでの掘削されたほとんどのコアが数 万年の年代であるため、それより古い時代の環境変動は 十分に検討されていない. 唯一, 本航海の下北コアのみ がBrunhes正磁極帯の基底まで連続的に古海洋や古気候 を研究するための試料を採取することのできるコアであ る. 今後,本コアを使用してIMAGESコアで行ったよう な高解像度の研究を行えば,古海洋の解明に大きく貢献 することが期待される.

物性の測定値から推定される岩相の変化と古環境

1. 粘土堆積物の物性

掘削された下北コアの堆積物は,主として均質な珪藻 質シルト質粘土から構成されているが,肉眼やスミアス ライドの観察から明瞭に2つの岩相,Clay A と Clay B に 区分されることが指摘されている(青池,2008).Clay A は,オリーブ黒色の粘土で珪藻を多く含み,Clay B は暗 オリーブ灰色の粘土で石英,粘土鉱物,磁性鉱物などの 陸源性の砕屑物に富む.さらにClay A は,帯磁率,密度, 自然 y 線放射量が小さく,電気比抵抗と色相 CIE a*の値 (赤相)が高い傾向をもつ(図12).これらの特徴は、磁 性鉱物や粘土鉱物が比較的少なく、珪藻が相対的に多い ため空隙率が大きい、空隙にガスが多い可能性がある、 などの堆積物の性質が大きな影響を及ぼしている.一方、 Clay Bは、逆に、帯磁率、密度、自然y線放射量が高く、 比抵抗と色相 CIE a*の値が小さい(緑相).これは磁性 鉱物や粘土鉱物が多く、珪藻が少ないため逆に空隙率が 小さいこと、などに起因すると考えられる(青池,2008). また、本論文で示したように、C9002A/B孔のコア試料 のSiO₂/Al₂O₃比もGRAの密度の変化と相関しており、 珪藻量の変動が化学組成と密度変化に影響を与えている (図9).

珪藻量と堆積物の物性の間に密接な関係があることは, 本コア以外にも知られている. 北太平洋で実施された ODPLeg 145では珪質堆積物 (opal) と密度 (GRA) の 間には明確な逆相関関係がみられる (Kotilainen and Shackleton, 1995). また, 同じ下北沖で採取されたMD01-2409や十勝沖のGH02-1030コアでも、後氷期や完新世後 期では珪藻の量が多いと,間隙水量が高く,密度が低く なる傾向を示すことが指摘されている (Ikehara et al., 2006). さらに,赤道太平洋を掘削した ODP Leg 199 に おいても, 放散虫や珪藻の含有量が物性値と関連してい ることが報告されている(Lyle et al., 2002). ここでも 珪藻を多く含む堆積物は、粘土を主体とする堆積物より も密度(GRA, MAD)は低くなり、ナノ化石軟泥の密 度は放散虫軟泥よりも高くなる. 掘削を行う海域におい て、このような物性と堆積物の構成粒子(粘土鉱物や微 化石)の関係を十分に理解すれば,船上の非破壊装置で 迅速に堆積物の種類やその量比を推定することができる. これを利用すれば、コアがうまく採取できない堆積物で あってもLoggingなどにより得られた物性値から堆積物 の推定できる可能性がある.

2. 堆積物の周期性

古環境や古気候の周期性は,最終的に堆積物に反映さ れる.本航海でも、Clay AとClay Bの異なる岩相が認め られ,それが交互に現れることが示されている(青池, 2008). Clay A堆積時には相対的に珪藻量が増大し、Clay B堆積時には砕屑物量が増加することになるが、生物生 産量と陸源砕屑物の供給量の関係には、いままでのとこ ろ明確な仮説は示されていない.通常,温暖期には珪藻 の生産量が増加するとともに高海水準のため陸源性物質 の供給量が減少し(Clay Aの堆積),寒冷期には珪藻が 減少するが低海水準であるため陸源物質の供給が増大す る(Clay Bの堆積)と考えられる.予察的な周期性解析 に基づくと,物性のうち,珪藻の生産量を反映している と考えられる帯磁率、密度、自然 y 線放射量の変動には、 いずれも2万年程度の周期が認められ、4万年に相当する 周期もみられる(阿波根,私信).しかし,氷期-間氷期 の10万年周期とは一致していないようである. すなわち,

物性の変化には明らかにミランコビッチ周期の影響が示 唆される部分がみられる. さらにダンスガード-オシュ ガー振動など,それより短周期の変動がみられるかは, もっと高解像度の解析を行わなくてはならない. 今後, 酸素同位体比の結果を加味して詳細な検討を行う必要が ある.

古生物学的なデータを連続的に高解像度で得るには, 多くの層準から試料を得なければならず,膨大な時間と 労力を必要とする.これに対して,物性値は測定点を増 やすことでデータの解像度を上げることができるので, 周期解析には最も適している.特に,非破壊のコアロガー などを使用すればデータの連続性や解像度に関しては, 古生物のそれとは比べものにならない.したがって,古 生物学的な情報と物性値の関係が明瞭になったものを proxyとして使用すれば,従来にない高解像度でその周 期性を議論することができるようになる.今回の下北沖 の物性値のデータは珪藻化石の産出量の周期性を示唆し, そのような一例としてあげることができるが,詳細は今 後の研究を待たねばならない.

3. 火山灰層と帯磁率

本航海では、帯磁率も火山性堆積物の識別に有効であ ることが示された.火山灰層の帯磁率は明瞭なピークを 示すので,不明瞭な層であっても識別が可能となる.こ れにCTスキャンを加えると薄層であってもかなりの精 度で火山性起源の層を認識できる.また、C9001C孔の 結果をみると、Unit AとBの違いは帯磁率にも現れてお り、158 mbsfを境として上位では高い値を示すことが多 く,下位では高い値はほとんどみられない.また,Unit Dに関してもUnit Bよりは高い値を示すことが多い(図 8). この傾向はスミヤスライドの観察でも確かめられて おり、帯磁率の高い値は火山起源の堆積物と推定される. 青池(2008)が既に指摘しているように、下北沖のコア 中に挟まれる火山灰層の多くは安山岩質から流紋岩質で, 東北日本や南北海道の火山活動に起因するとみなされる. そのため、火山灰層の増減はこれらの地域での火山活動 の頻度を反映していると考えることができる.

年代モデルから考えると, Unit Aは現在から250 ka, Unit Bは250~640 kaの期間にあたる(堂満ほか, 2010). したがって, Unit Bの火山灰層があまりみられない期間 は, これらの地域で火山活動が減退していたことが示唆 される.一方, Unit D(348~365 mbsf)は再び火山灰 層が多くなるので, 640~800 kaの期間も火山活動が活 発な時期であったと考えられる.

一方,第四紀の東北日本弧の火山活動の開始時期は,約1.5 Maで(Kimura, 1996; Kimura and Yoshida, 2006),特に東北日本の本州地域および南北海道地域では700 ka頃から開始され,さらに活発化したのは300~200 ka頃であると考えられている.下北コアにおける火山灰の頻度は,大局的にはこのような陸上の火山活動の時期と一

致するとみなされる.陸上の火山活動の歴史は海洋堆積 物にも記録されるので、帯磁率の強度を用いてコア中の テフラ層を有効に識別することができれば、物性値を使 用して火山活動の頻度を議論できるようになるかもしれ ない.

まとめ

地球深部探査船「ちきゅう」の慣熟航海期間中の,CK05-04 Leg 2航海(2005年11月16日~12月14日)とCK06-06 航海(2006年8月6日~10月26日)において掘削訓 練が行われ,C9001A(0~48.5 mbsf),C9002A(0~ 26.2 mbsf),C9002B(23.3~70.8 mbsf),C9001C(0~ 365 m)の2地点4孔からコア試料を採取した.また, C9001D(0~647 mbsf)からは,カッティングスを522 から647 mbsfの区間で5 m及び10 mの間隔で採取した. コア堆積物は,オリーブ黒色からオリーブ灰色の塊状の 珪藻質シルト質粘土を主体とし,微化石を多く含み,Unit AからDまでの4つの岩相ユニットに区分できる.この うちUnit B は火山灰層や砂層に乏しい点で他のユニット と異なり,Unit C は細粒~中粒砂からなる.

本コアでは、物性と堆積物の組成が密接に結びついて いることが明らかになった.火山灰層の挟在する頻度と 帯磁率の大きさが一致することから、火山活動の活発期 は0~250ka, 静穏期は250~640kaと推定できる.ま た,物性から粘土堆積物はClay AとClay Bに二分される が、両者は基本的に珪藻と陸源性物質の量比により識別 される.このように下北沖では、コアの物性を測定する ことで、堆積物の組成をある程度推定できることがわかっ た.物性値の周期解析からは、このClay A/Clay Bの繰 り返しがミランコビッチサイクルに関連している可能性 が示唆される. 今後, 詳細な周期性に関係に関しては, 酸素同位体比層序との正確な対比が望まれる.本論では、 下北沖での掘削試料を使い、一次データの記述とそれら の解析によって得られた周辺海域の環境変動や堆積過程 を推定した. さらなる詳細な検討は今後に期待するが, 古い過去にさかのぼれるような連続コア試料を数多く採 取できれば,地球環境変動の解明に大きな進展をもたら すものと期待される.

謝辞

CK06-06航海では「ちきゅう」研究区画の評価のため, 国内外の多くの研究者に乗船頂き,船上計測環境や手法 の改善・開発に関する貴重な御意見・御助言を数多く賜っ た.株式会社京都フィッショントラックにはC9001Aコ アのテフラ分析をして頂いた.ここに感謝申し上げる. また,JAMSTECの阿波根直一博士と北海道大学の沢 田 健博士には周期解析と有機地球化学分析に関して有 益な助言をいただいた. さらに,本研究の一部には,日 本学術振興会の基盤研究(A)(課題番号:17204043,代 表:尾田太良),文部科学省の若手研究(B)(課題番号: 20740291,代表者:堂満華子)の研究助成を使用し,東 北大学21世紀COE「先端地球科学技術による地球の未来 像創出」と北海道大学21世紀COE「新自然史科学創成一 自然界における多様性の起源と進化」から支援をいただ いた.

文献

- Ahagon, A., Ohkushi, K., Uchida, M. and Mishima, T., 2003. Middepth circulation in the northwest Pacific during the last deglaciation: Evidence from foraminiferal radiocarbon ages. *Geophysical Research Latters*, **30**, 2097, doi: 10.1029/2003GL018287.
- Aoike, K., 2006. *Cruise Report CK05-04 Leg 2 (Pre-Expedition #901)*.
 40p. (with Appendix figures), Science and Planning Department, Center for Deep Earth Exploration and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Tokyo.
- Aoike, K., 2007. CK06-06 D/V Chikyu Shakedown cruise offshore, Shimokita Laboratory Operation Report. 73p. (with Appendix figures), Science and Planning Department, Center for Deep Earth Exploration and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Tokyo.
- 青池 寛, 2008.「ちきゅう」下北半島沖慣熟航海掘削コアについ て. 月刊地球, 30, 142–149.
- 青木かおり・新井房夫,2000. 三陸沖海底コア KH94-3, LM-8の後期 更新世テフラ層序. 第四紀研究, **39**, 107-120.
- 堂満華子・青池 寛・尾田太良・西 弘嗣・CK06-06DV ちきゅう 下北コア研究グループ, 2008.「ちきゅう」慣熟航海CK06-06 で得 られた下北コア C9001C の年代モデルの予察結果.日本古生物学 会2008年年会(東北大学,仙台市)講演予稿集, 73.
- 堂満華子・西 弘嗣・内田淳一・尾田太良・大金 薫・平 朝彦・ 青池 寛・下北コア微化石研究グループ,2010.地球深部探査船 「ちきゅう」の下北半島慣熟航海コア試料の年代モデル.化石, (87),47-64.
- 池原 実・村山雅史・多田井修・外西奈津美・大道修宏・川幡穂 高・安田尚登, 2006. 四国沖から採取された2本のIMAGESコア を用いた第四紀後期におけるテフラ層序. 化石, (79), 60-76.
- Ikehara, K., Ohkushi, K., Shibahara, A. and Hoshiba, M., 2006. Change of bottom water conditions at intermediate depths of the Oyashio region, NW Pacific over the past 20,000 yrs. *Global and Planetary Change*, 53, 78–91.
- Kawahata, H. and Ohshima, H., 2004. Vegetation and environmental record in the northern East China Sea during the late Pleistocene. *Global and Planetary Change*, **41**, 251–273.
- Kawahata, H., Nohara, M., Aoki, K., Minoshima, K. and Gupta, L. P., 2006. Biogenic and abiogenic sedimentation in the northern East China Sea in response to sea-level change during the Late Pleistocene. *Global and Planetary Change*, **53**, 108–121.
- 川幡穂高・西 弘嗣・丸山俊明, 2006. 西太平洋における IMAGES (International Marine Global Change Study) コアを用いた高時 間解像度の環境復元の意義. 化石, (79), 18–20.
- Kimura, J.-I., 1996. Near-synchroneity and periodicity of back-arc propagation of Quaternary explosive volcanism in the southern segment of Northeastern Honshu Arc, Japan: A study facilitated by tephrochronology. *Quternary International*, **34-36**, 99–105.
- Kimura, J.-I. and Yoshida, T., 2006. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan Arc. *Journal of Petrology*, 47, 2185–2232.
- 木村 学・木下正高, 2009. 付加体と巨大地震発生帯南海地震の解

明に向けて.281p.,東京大学出版会,東京.

- Koizumi, I., Tada, R., Narita, H., Irino, T., Aramaki, T., Oba, T. and Yamamoto, M., 2006. Paleocenographic history around the Tsugaru Strait between the Japan Sea and the Northwest Pacific Ocean since 30 cal kyr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 36–52.
- Kotilainen, A. T. and Shackleton, N. J., 1995. Rapid climate variability in the North Pacific Ocean during the past 95,000 years. *Nature*, 37, 323–326.
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., Narita, H., Ohkushi, K. and Aramaki, T., 2006. Reconstruction of paleoenvironmental changes based on the planktonic foraminiferal assemblages off Shimokita (Japan) in the northwestern North Pacific. *Global and Planetary Change*, 53, 92–107.
- Lyle, M. W., Wilson, P. A., Janecek, T. R., et al., 2002. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 199 [CD-ROM].
- 町田 洋・新井房夫,2003.新編火山灰アトラス―日本列島とその 周辺―.336p.,東京大学出版会,東京.
- 町田 洋・大場忠道・小野 昭・山崎晴雄・河村善也・百原 新, 2004. 第四紀学. 323p., 朝倉書店, 東京.
- 眞砂英樹・飯島耕一・青池 寛・土屋正史,2007. CK05-04-2及び CK06-06航海で採取された下北沖テフラの岩石学的記載.日本地 質学会第114年学術大会講演要旨 (O-62),92.
- 大串健一・根本直樹・村山雅史・中村俊夫・塚脇真二,2000. 底生 有孔虫から推定される過去2万年間の親潮域における海洋環境. 第四紀研究,**39**,427-438.
- Ohkushi, K., Ahagon, N., Uchida, M. and Shibata, Y., 2005. Foraminiferal isotope anomalies from northwestern Pacific marginal sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, doi: 10.1029/2004 GC000787.
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩, 2002. 三陸~日高沖前 弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル. 石油 技術協会誌, 67, 38-51.
- Sakamoto, T., Ikehara, M., Uchida, M., Aoki, K., Shibata, Y., Kanamatsu, T., Harada, N., Iijima, K., Katsuki, K., Asahi, H., Takahashi, K., Sakai, H. and Kawahata, H., 2006. Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during the past 120 kyr: Age model and ice-rafted debris in the IMAGES Core MD01-2412. *Global and Planetary Change*, 53, 58–77.
- Strasser, M., Moore, F. M., Kimura, G., Kitamura, Y., Koph, 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 Geoscience*, 2, 648–652.
- Taira, A., Curewitz, D., Yohroh, T., Hashimoto, A., Ibusuki, A., Maruyama, T., Okano, T., Sasakawa, S. and Tanaka, H., 2005.
 Shimokita Area Site Survey: Northern Japan Trench Seismic Survey, Offshore Northern Honshu, Japan. *CDEX Technical Report*, 2, CDEX/JAMSTEC, 1–156.
- 平 朝彦・徐 垣・末廣 潔・木下 肇,2005,地球の内部に何が 起こっているのか? 277p.,光文社新書,東京.
- Uchida, M., Shibat, Y., Ohkushi, K., Ahagon, N. and Hoshiba, M., 2004. Episodic methane release events from Last Glacial marginal sediments in the western North Pacific. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 5, 1–14.
- Ueshima, T., Yamamoto, M., Irino, T., Oba, T., Minagawa, M., Narita, H. and Murayama, M., 2006. Long term Aleutian Low dynamics and obliquity-controlled oceanic primary production in the midlatitude western North Pacific (Core MD01-2421) during the last 145,000 years. *Global and Planetary Change*, 53, 21–28.
- 氏家由利香・氏家 宏, 2006. 沖縄トラフおよび石垣島南方で採取 された IMAGES コアに基づく過去約25万年間の表層・中層水の 変動. 化石, (79), 43–59.