

## 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

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\*

\*高知大学海洋コア総合研究センター・\*\*高知大学大学院理学研究科自然環境科学専攻・\*\*\*独立行政法人産業技術総合研究所 [現所属 東京大学海洋研究所]・\*\*\*\*東京大学海洋研究所/独立行政法人産業技術総合研究所/東北大学大学院理学研究科

## Late Quaternary tephrostratigraphy of two IMAGES cores taken from the off Shikoku in the Northwest Pacific

Minoru Ikehara\*, Masafumi Murayama\*, Osamu Tadai\*, Natsumi Hokanishi\*\*\*, Nobuhiro Daido \*\*, Hodaka Kawahata\*\*\*\*, and Hisato Yasuda\*

\*Center for Advanced Marine Core Research, Kochi University, Nankoku 783-8502, Japan (ikehara@cc.kochi-u.ac.jp); \*\*Department of Natural Environmental Science, Graduate School of Science, Kochi University, Kochi 780-8520, Japan; \*\*\*Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba-higashi 1-1-1, Ibaraki, 305-8567, Japan (n.hokanishi@aist.go.jp); \*\*\*\*Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai 1-15-1, Nakano-ku, Tokyo 164-8639, Japan (kawahata@ori.u-tokyo.ac.jp) /Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology /Graduate School of Science, Tohoku University

**Abstract.** Tephrostratigraphy is very useful tool to reconstruct the past time framework for marine sediment cores. Northwestern Pacific has many widespread tephtras that can serve as time markers, because many volcanoes in the region had repeated large eruptions from the middle Pleistocene to the Holocene. Two IMAGES cores MD012422 and MD012423 were collected from the lower part of continental slope basin off Shikoku and from the central Tosa Basin, respectively. Here we report that the lithostratigraphy, age model, and tephrostratigraphy of these cores.

Upper 14 m part of core MD012422 was affected by a significant mechanical extension, which was inferred from the magnetic fabric analyses. Six tephra layers are described in core MD012422 and MD012423. Holocene tephtras of two cores are correlated to the Kikai-Akahoya (K-Ah) tephra from the Kikai Caldera on the southern Kyushu, and the Aira-Tn (AT) tephra from Aira Caldera was also obtained in core MD012422. The eruption age of AT tephra was estimated to be 28.1-28.3 cal kyr based on AMS <sup>14</sup>C dating of planktonic foraminifera. A tephra layer, which is located at near MIS 4/5 boundary in MD012422, is correlated to the Aira-Iwato (A-Iw) tephra, based on the refractive indices of volcanic glass shards, orthopyroxene, and hornblende. A tephra layer, which is corresponded to the late MIS 5.5, is correlated to the Aira-Fukuyama (A-Fk) tephra. Ata-Toihama (Ata-Th) tephra was also identified in the MIS 8.1 section of core MD012422. Kakuto (Kkt) tephra was also identified in the MIS 9.2 of core MD012422. The relationship between these tephra layers and oxygen isotopic stratigraphy is important for discussing the revised tephrochronology and distribution of widespread tephtras during the middle to late Pleistocene.

**Key words:** tephrostratigraphy, long piston core, X-ray CT scanner, oxygen isotope stratigraphy, anisotropy of magnetic susceptibility

### はじめに

日本列島およびその周辺の海域には、日本列島弧、朝鮮半島、アリューシャン列島、カムチャッカ半島などに位置する火山を起源とする数多くのテフラが分布している(例えば、町田・新井, 1988; 1992; 2003)。それらのテフラは、堆積物に時間面を挿入する年代指標として重要であり、また、陸上—海洋間のそれぞれ、あるいは、

相互の広域対比の手段としても非常に有効である。特に、海洋コアを用いた古海洋変動研究においても、テフラは年代モデルを構築する際に大きく貢献してきた。これらのテフラの中で、九州の阿蘇カルデラ、鬼界カルデラなどから噴出した火山灰は、より広域に分布することから広域テフラと呼ばれ、地質試料の同一時間面を特定する鍵層として重要な役割を果たしている。

四国沖の北西太平洋は、複数の大規模火山が存在する

表1. コア地点一覧.

Table 1. Core locations.

Core	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Recovery (m)
MD012422	32°08.7'N	133°51.8'E	2,737	47.3
MD012423	32°50.1'N	133°45.9'E	1,042	36.4

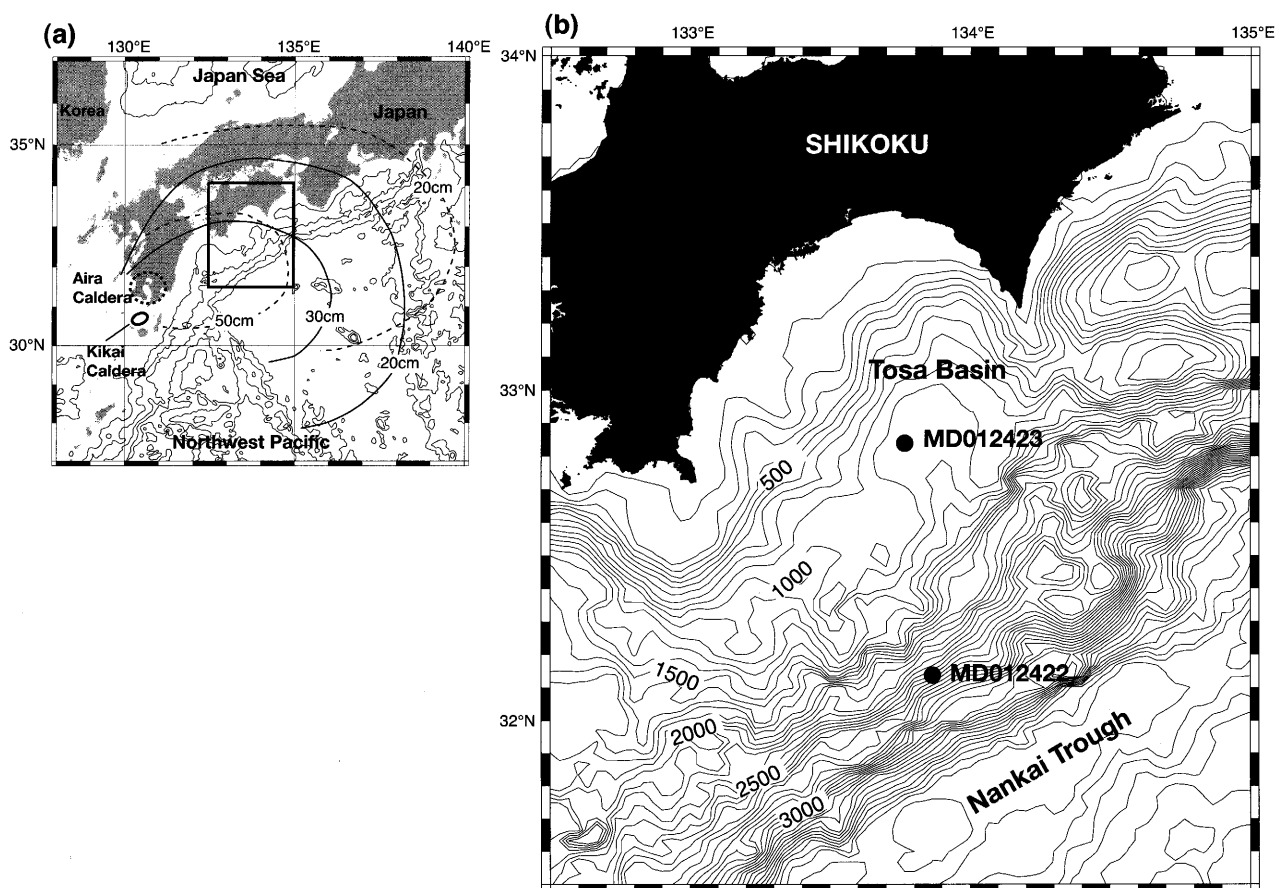


図1. コア採取地点および広域テフラの給源の位置。(a) 鬼界カルデラおよび始良カルデラの位置, および, 日本列島および北西太平洋における鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) (実線) と始良 Tn テフラ (AT) (点線) の分布範囲を示す等層厚線図 (町田・新井, 2003 を改変). 図中の四角は図 (b) の位置を示す. (b) MD012422 および MD012423 の採取地点.

Fig. 1. Map showing the core locations in this study and original locations of widespread tephra. (a) Locations of the Kikai Caldera and Aira Caldera. Isopach contours of the Kikai-Akahoya (K-Ah) tephra (solid lines) and Aira-Tn (AT) tephra (dashed lines) in and around Japan (modified from Machida and Arai, 2003). Bold square shows the figure (b). (b) Core locations of MD012422 and MD012423.

九州地方の偏西風の風下側に位置することから, 広域テフラ層序を検討する上で最適な海域である. 広域テフラの代表例である鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 町田・新井, 1978), および, 始良 Tn テフラ (AT: 町田・新井, 1976) は, 四国沖の大陸斜面下部海盆から採取されたピストンコアからもその産出が報告されている (村山ほか, 1993). しかしながら, AT よりも古い時代におけるテフラ層序は, より古い時代をカバーしている利用可能な海洋コア試料が限られていることから, ほとんど進展していない.

本研究では, International Marine Past Global Changes

Study (IMAGES) プロジェクトによって, 四国沖の土佐海盆および大陸斜面下部海盆から新たに採取されたジャイアントピストンコアの岩相層序を明らかにするとともに, 年代モデルを構築し, コア中に挟在するテフラを同定することによって, 第四紀後期における九州東方沖でのテフラ層序を明らかにすることを目的とした.

## 試料および分析

### 海洋コア試料

本研究に用いたコア試料は, IMAGESプログラムによっ

て運用されている *R/V Marion Dufresne* による WEPAMA 航海 (2001年実施) によって、四国沖から採取された2本のジャイアントピストンコア (MD012422, MD012423) である (表1, 図1). MD012422 コア (以下2422と略す) は、大陸斜面下部海盆 (水深2737m) から採取され、コア全長は47.3 mである。MD012423 コア (以下2423と略す) は、土佐海盆中央部 (水深1042m) から採取され、コア長は36.4mである。2422 コアは、船上で半裁され、ワーキングハーフを高知大学に持ち帰った。一方、2423 コアは、ホールコアの状態を高知大学に持ち帰り、後述する非破壊計測を行ったのち、半裁した。

### X線CTスキャナおよびマルチセンサーコアロガーによる非破壊計測

2422 コア, 2423 コアともに、高知大学海洋コア総合研究センターに設置されたX線CTスキャナーシステム PRATICO (日立メディコ社製) を用いたX線透過画像撮影 (スキャノグラム; 0.88 mm/pixel) を行った。2422 コアは、半裁後のワーキングハーフを用いてX線CT撮影を行ったが、2423 コアではホールコアで撮影を行った。また、マルチセンサーコアロガー (MSCL, GEOTEK 社製) を用いた非破壊物性測定 (帯磁率, ガンマ線密度, 弾性波速度, 電気比抵抗), 分光測色計 CM-2022 (ミノルタ社製) を用いた堆積物の色彩測定を行った。いずれの計測も2 cm間隔で行われた。また、MSCLに設置された CCD ラインスキャンカメラによって、コア表面のデジタルイメージ撮影 (0.12 mm/pixel) を行った。

### 火山ガラスの屈折率測定

両コアで観察されたテフラ層を同定するために、堆積物から取り出した火山ガラスの屈折率を測定した。各テフラ層から火山ガラスを20~30個抽出し、個々のガラスの屈折率を測定した。測定には、高知大学海洋コア総合研究センター設置の温度変化型屈折率測定装置 RIMS2000 (京都フィッシュトラック社製) を用いた。一方、2422 コアで認められた3枚のテフラ層については、各種分析 (全鉱物組成分析, 重鉱物分析, 火山ガラス形態分類, 火山ガラスおよび斜方輝石の屈折率測定) を (株) 京都フィッシュトラックに依頼した。

### 有孔虫殻の酸素同位体比測定

堆積物中に含まれる浮遊性有孔虫 *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) (殻サイズ, 180~250  $\mu\text{m}$ ) を実体顕微鏡下で拾い出し、それらの化石殻の酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) を測定した。2422 コアの酸素同位体比測定は、産業技術総合研究所設置の安定同位体比質量分析計 OPTIMA (Micromass 社製) を用いた。2423 コアの酸素同位体比測定は、海洋研究開発機構地球内部変動研究センターによって高知大学海洋コア総合研究センター設置の安定同位体比質量分析計 IsoPrime (Micromass 社製) を用

いた。それぞれの質量分析計には自動炭酸塩前処理装置 MultiPrep (Micromass 社製) が装着されている。いずれの装置での測定においても、同時に測定した標準試料 NBS19 を基に国際標準試料 VPDB (PeeDee ベレムナイト) からの偏差を求め同位体比として表した。同一試料を繰り返し測定した際の精度 (標準偏差) は、いずれの装置でも0.1%以内である。

### 放射性炭素年代測定

2422 コアの上部15 mの14層準, および、2423 コアの上部10.3 mの9層準において、加速器質量分析計 (AMS) を用いた浮遊性有孔虫殻の放射性炭素年代測定を行った。測定には、殻サイズ250~355  $\mu\text{m}$  の *Globorotalia inflata* (d'Orbigny) を用いた。測定は Christian-Albrechts-University Kiel に依頼した。半減期は5568年を用いた。得られた放射性炭素年代値は Bard *et al.* (1988) によるリザーバー年代 (400年) を用いて補正した後、 $^{14}\text{C}$  年代値が24000年より新しい層準については CALIB 5.01 プログラム (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦 (カレンダー) 年代 (cal kyr) に換算した。また、 $^{14}\text{C}$  年代値が24000年より古い層準については、Bard *et al.* (1998) によってサンゴ試料において U-Th 年代と  $^{14}\text{C}$  年代を比較し算出された換算式を用いて、暦年代に換算した。

### 帯磁率異方性の測定

堆積物中の磁性鉱物粒子のファブリックを解析するために帯磁率異方性の測定を行った。帯磁率異方性は、2422 コアからプラスチック製キューブによって定方位で連続的に採取した試料を用い、海洋研究開発機構設置の帯磁率計 Kappabridge KLY-3S (AGICO 社製) によって測定した。2422 コアにおける測定試料数は計237個であり、深さ方向における平均的な分析間隔は約20 cmである。Kappabridge は、任意の XYZ 軸で低磁場 (0.04 mT) での帯磁率を測定することによって、試料中に含まれる磁性鉱物粒子の配列を異方性楕円体として表現することができる。異方性楕円体は最大軸 (Kmax), 中間軸 (Kint), 最小軸 (Kmin) をもつ。また、帯磁率異方性は、上述の3軸の要素を組み合わせることによって、以下に示すパラメーターで表現することも可能である。

$$L \text{ (lineation)} = K_{\text{max}}/K_{\text{int}}$$

$$F \text{ (foliation)} = K_{\text{int}}/K_{\text{min}}$$

$$K_{\text{max}} \text{ Inclination}$$

L 値および F 値は、それぞれ異方性楕円体の伸長度及び扁平度を表す値である。Kmax Inclination は、最大軸方向の水平面からの傾きを示す。

### コアの岩相および基礎的物性データ

大陸斜面下部海盆から採取された2422 コアは、一般に灰オリーブ色を呈する均質なシルト質粘土からなり、一部に

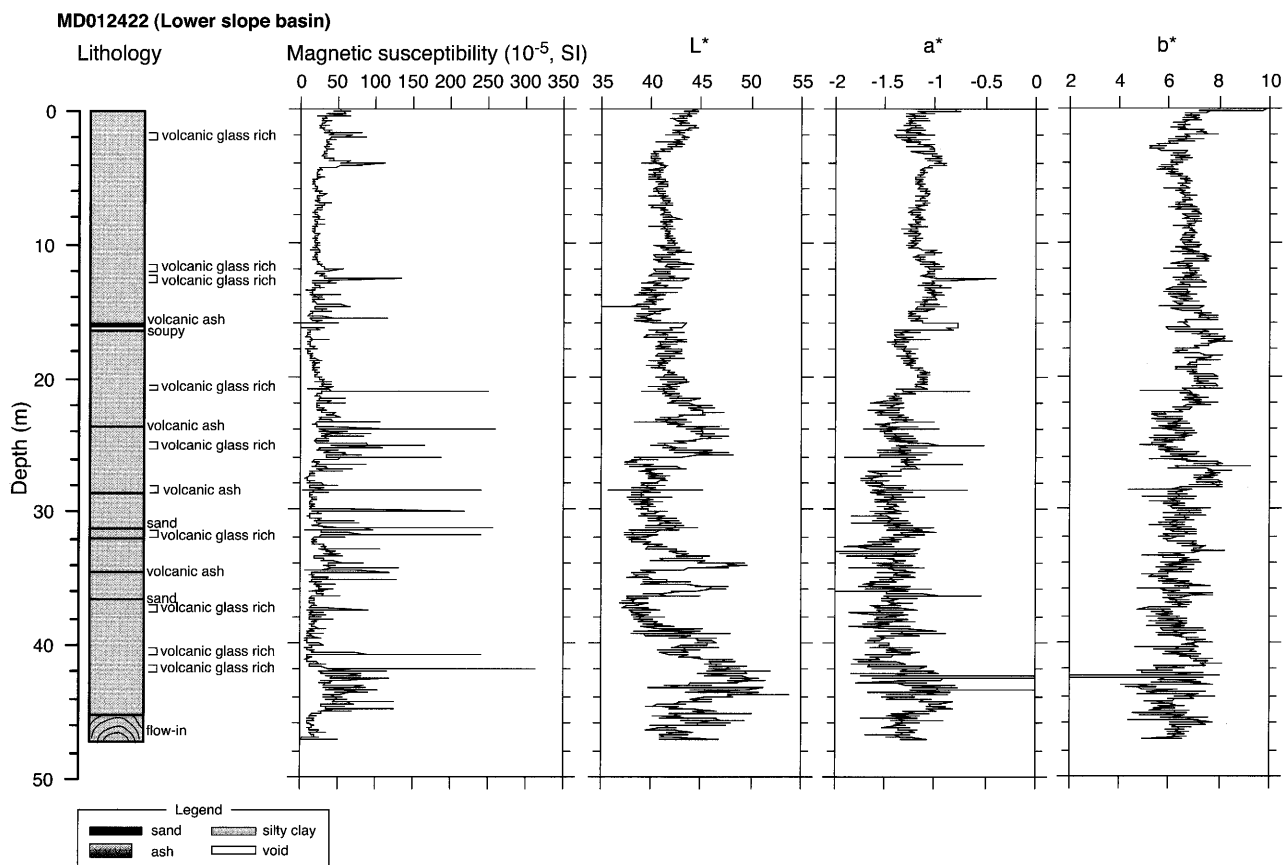


図2. MD012422の岩相柱状図および非破壊計測結果. 左から岩相柱状図, 帯磁率, 堆積物表面の明度 ( $L^*$ ), 色彩 ( $a^*$ ,  $b^*$ ).

Fig. 2. Lithology and results of non-destructive measurements of core MD012422. From left to right, lithology, magnetic susceptibility, lightness ( $L^*$ ), and color variations ( $a^*$  and  $b^*$ ).

火山灰を挟在する (図2). また, このコアの16.05~16.38 m には, ガスハイドレートが融解した痕跡と考えられているスープ状擾乱層が認められる (山本ほか, 2002). また, 明瞭なテフラ層が6枚 (12.76~12.78 m, 16.02~16.04 m, 23.81~23.89 m, 31.86~31.90 m, 34.38~34.39 m, 36.38~36.41 m) 挟在する. 2422コアの帯磁率は, 所々で高い傾向を示すが, 特に20 m以深の層準ではイベント的に帯磁率が高くなる層準が多数認められる (図2). また, 約45.3 m以深ではフローインに伴う二次的堆積構造が認められた.

一方, 土佐海盆から採取された2423コアは, 一般に灰オリーブ色を呈する均質なシルト質粘土を主体とするが, 約9 mより下位の層準では, より暗色 (オリーブ黒) の砂層が多数挟在する (図3). ほとんどの砂層の層厚は数 cm であるが, 一部には層厚が1 mに達する砂層も存在する. 図4に2423コアのX線CT画像を示すが, それぞれの砂層は, 下位層との境界が明瞭で, かつ, 上方細粒化を示す. したがって, これらの砂層は混濁流起源のタービダイトと解釈され, 土佐海盆では, 約9 mより深い層準で頻りにタービダイトが観察されている (図4). このコアの年代に関しては後述するが, コアトップより約9 mの層準は約17 cal kyrに相当する. したがって, 土

佐海盆では約17 cal kyrを境として堆積場のセッティングが, 頻りにタービダイト層が形成される環境から, タービダイトがほとんど形成されない環境へと大きく変化したことがわかる. 深海底におけるタービダイトは, 一般に大陸棚上で発生した混濁流によって粗粒な砂やシルトが深海底に運搬され堆積したものである. この混濁流の発生メカニズムとしては, 高濁度河川水の直接流入, 高波・潮汐による下降流から発生するイグニティブフロー, 大陸棚の懸濁層から発生する下降流, 火山碎屑物の流入による高密度流の発生などが挙げられる (例えば, 中嶋, 2000). 2423コアにおいてタービダイト層が頻りに挟在する層準はおおよそ最終氷期に相当することから, 氷河性海水準変動による海面低下に伴って, 大陸棚から前弧海盆における堆積物運搬プロセスが大きく変化し, 氷期にはよりタービダイトが形成されやすいセッティングとなっていたと解釈される. 一般に, タービダイトの堆積は間氷期よりも氷期に増加する傾向にあると考えられているが, 最近の研究から, 北西アフリカ沖大西洋の海底谷付近のコア解析に基づき, タービダイトの堆積が酸素同位体比ステージ (Marine Isotope Stage: MIS) 2やMIS 6の氷期や, 氷期から間氷期への移行期に多く, 間氷期には明らかに少ないことが報告されている (Wein *et al.*, in

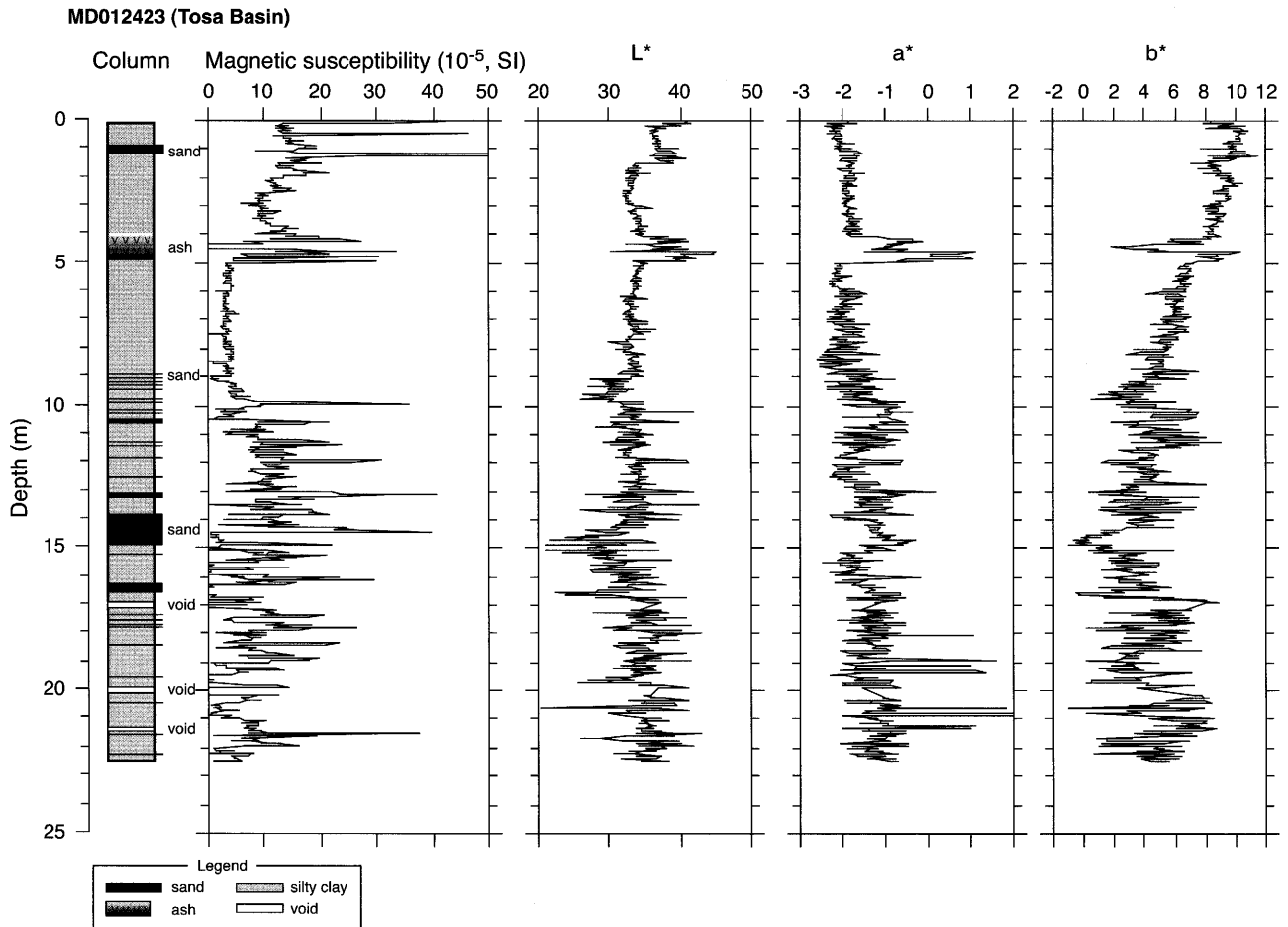


図3. MD012423の岩相柱状図および非破壊計測結果. 左から, 岩相柱状図, 帯磁率, 堆積物表面の明度 ( $L^*$ ), 色彩 ( $a^*$ ,  $b^*$ ).

Fig. 3. Lithology and results of non-destructive measurements of core MD012423. From left to right, lithology, magnetic susceptibility, lightness ( $L^*$ ), and color variations ( $a^*$  and  $b^*$ ).

press).

一方, 混濁流が主に流下するチャネルの位置が変化することによるタービダイト堆積場の移動によっても, 2423コア中でのタービダイト挟在パターンの変化を解釈することが可能である. しかしながら, これまで土佐海盆内で最終氷期まで達する長尺コアが採取されたことはないため, 土佐海盆内でのタービダイト分布の地域性に関する情報は無い. 今後, 詳細なタービダイト発生機構や土佐海盆内におけるタービダイト分布に関する研究が期待される.

また, 2423コアでは, 後述するようにコア揚収後に生じたガスボイドが頻繁に観察される (図4). 特に, 深度17m付近 (セクション12) と20m付近 (セクション14) では, 20 cm程度のガスボイドが存在する (図4). 本コアは, 土佐海盆でのコアリング時にコアバレルが大きく折れ曲がった. また, コアリング直後, 甲板上でコアバレルからコアライナー (塩化ビニールインナーチューブ) を取り出し1.5m毎に切断していく際には, 堆積物内のガス遊離に伴うコア内部の圧力上昇によって, 堆積物がコアライナー中でスライド移動し, 切断面から堆積物が

押し出されてくることが生じた. また, コアライナーにドリルでガス抜き穴を開けた際には, ガスと同時に泥水も噴出した. このガスと泥水が噴出した層準では, ライナーの温度が低下し, ライナー表面に水滴が凝縮した (山本ほか, 2002). したがって, 2423コアで観察されるガスボイドは, コアを海底から船上へ揚収した際の温度上昇に伴うガスハイドレートの分解に起因する可能性がある.

## 2本のコアの年代モデル

### MD012422コアの堆積年代の推定および堆積速度の変化

図5に2422コアの年代モデルに関わるいくつかのデータをまとめて図示した. 浮遊性有孔虫 (*G. ruber*) の $\delta^{18}O$ は,  $-2.4 \sim 0$  ‰の間で変化しており, 深度方向へ周期的に増減を繰り返している (図5b). その大局的な変動パターンは, 酸素同位体比標準曲線 (Imbrie *et al.*, 1984; Martinson *et al.*, 1987) とよく一致し, 図中の破線のような対比が可能である. これらの対比に基づき, 年代未知のコア試料の対応深度に, 年代基準面 (MIS) を設定した (表2). また, コア上部15 mでは浮遊性有孔虫の放射

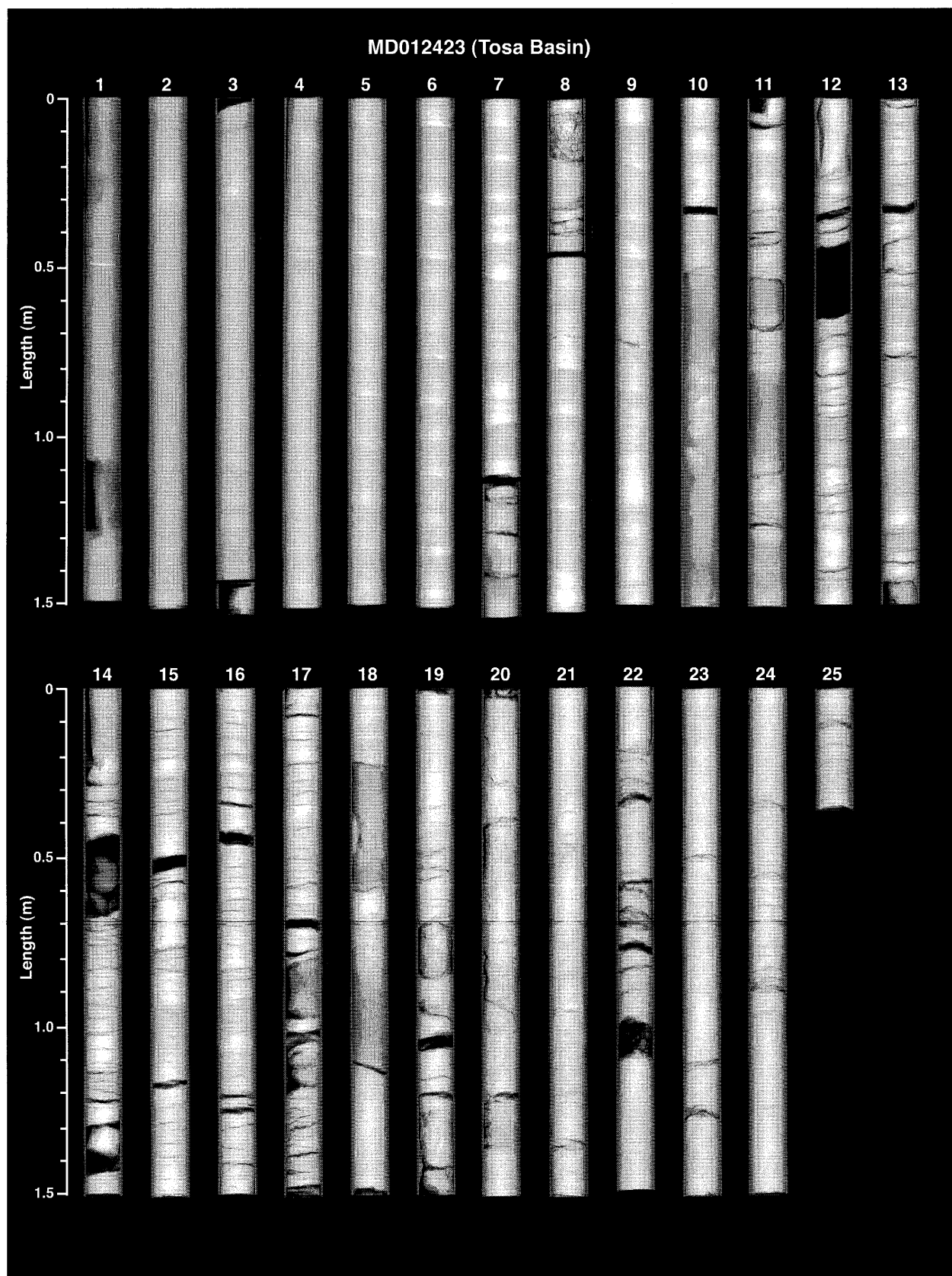


図4. MD012423のX線CT画像. 各カラムの上を示した数字はセクション番号.

Fig. 4. X-ray CT photograph of core MD012423. Numbers of each column indicate number of section.

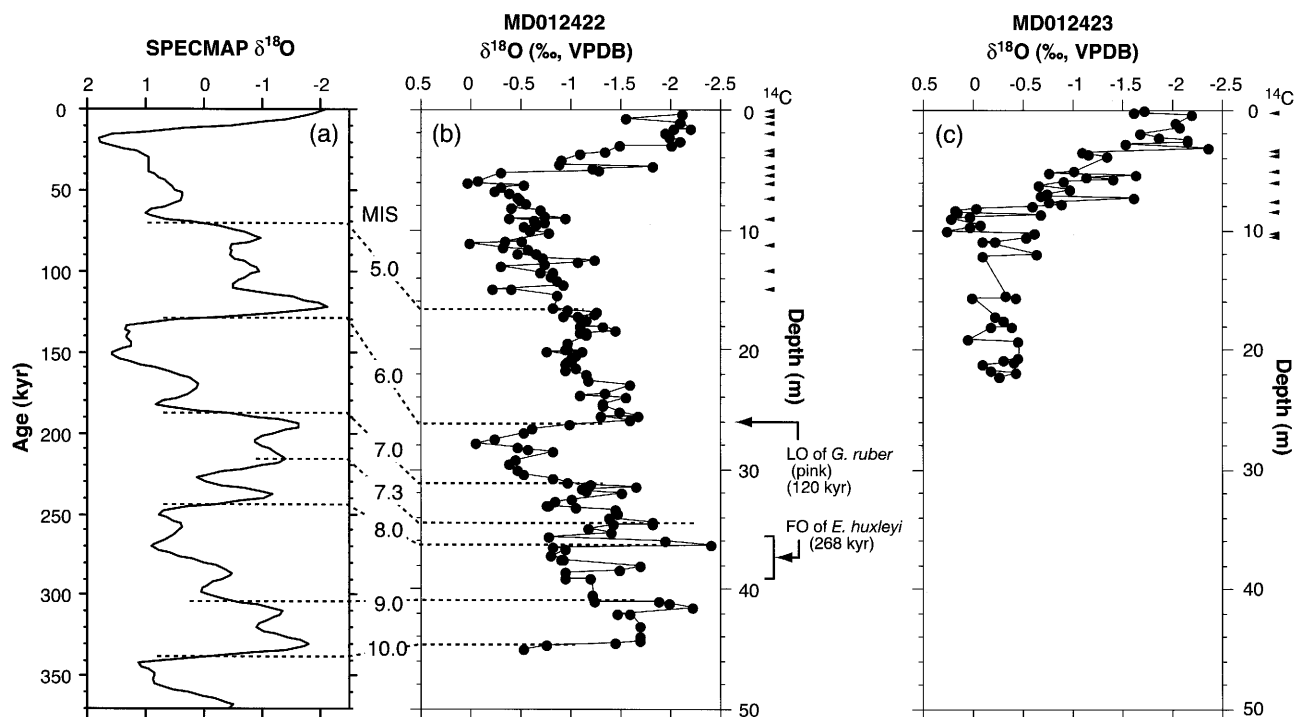


図5. MD012422およびMD012423における酸素同位体比層序と年代モデル。(a) SPECMAPプロジェクトによる酸素同位体比標準曲線 (Imbrie *et al.*, 1984)。(b) 2422コアにおける浮遊性有孔虫 *Grobigerinoides ruber* の酸素同位体比曲線。(a) (b) 間の対比層準を点線で示した。図中の数字は酸素同位体ステージ (MIS) 区分を示す。また、図の右側には、放射性炭素年代測定の層準 (▲), および, *G. ruber* (pink) の絶滅層準 (LO) と石灰質ナノ化石の *Emiliania huxleyi* の初出現層準 (FO) も示した。*G. ruber* (pink) の絶滅年代は Thompson *et al.* (1979) より引用し, *E. huxleyi* の初出現年代は Thierstein *et al.* (1977) を引用した。(c) 2423コアにおける浮遊性有孔虫 *G. ruber* の酸素同位体比曲線。図の右側には、放射性炭素年代測定の層準 (▲) を示した。

Fig. 5. Oxygen isotopic stratigraphy and age model for cores MD012422 and MD012423. (a) Standard oxygen isotopic curve (Imbrie *et al.*, 1984). (b) Oxygen isotopic curve of planktonic foraminifera *Grobigerinoides ruber* at core MD012422. Dashed lines show correlation points between SPECMAP and MD012422. Stratigraphic levels of radiocarbon datings, a last occurrence of *G. ruber* (pink) and a first occurrence of *Emiliania huxleyi* are also shown in the right side of figure b. Age of LO of *G. ruber* (pink) from Thompson *et al.* (1979). Age of FO of *E. huxleyi* from Thierstein *et al.* (1977). (c) Oxygen isotopic curve of planktonic foraminifera *G. ruber* at core MD012423.

表2. MD012422 コアの酸素同位体比層序による年代基準。  
Table 2. Marine isotope stages in the core MD012422.

Depth (m)	MIS event*	Age (kyr)	Age sources
16.91	5.0	73.91	Martinson <i>et al.</i> (1987)
26.79	6.0	129.84	Martinson <i>et al.</i> (1987)
30.71	7.0	189.61	Martinson <i>et al.</i> (1987)
34.11	7.3	215.54	Martinson <i>et al.</i> (1987)
36.23	8.0	244.18	Martinson <i>et al.</i> (1987)
40.93	9.0	301.00	Imbrie <i>et al.</i> (1984)
44.62	10.0	339.00	Imbrie <i>et al.</i> (1984)

\*MIS : marine isotope stage

性炭素年代測定値 (カレンダー年代) が14層準で得られている (表3, 図5b)。したがって, コア上部の40070年 (15.04 m) までは放射性炭素年代値を基にし, それより古い層準については酸素同位体層序を基にして, それぞれの年代間を堆積速度一定と仮定して年代モデルを構築した。

上述の酸素同位体比層序による年代推定は, 異なる2種の生層序学的データからも支持される。浮遊性有孔虫

*G. ruber* は一般的には白色を呈するが, 石灰質殻そのものがピンク色を呈する個体の産出が認められ, インド洋・太平洋域ではそのピンク色の *G. ruber* は約12万年前に絶滅したことが知られている (Thompson *et al.*, 1979)。2422コアにおける *G. ruber* (pink) の絶滅層準はおおよそ26 mであり, この層準はMIS 5.5に相当することから, 上述の年代モデルと整合的である (図5)。また, コア深度33~44 mの任意の計5層準について, 石灰質ナノ化石 *Emiliania huxleyi* (Lohmann) の産出状況を走査型電子顕微鏡にて観察し, その初出現層準 (first occurrence datum: FO) を検討した。その結果, 深度36 mの堆積物では *E. huxleyi* が明瞭に産出するが, 39 mではほとんど産出しない。よって, 36~39 mの間に *E. huxleyi* の初出現層準が存在する可能性が高い (図5)。*E. huxleyi* の初出現年代は, 約268 kyrと推定されている (Thierstein *et al.*, 1977) が, 琉球海溝のピストンコアにおける同種の初出現年代は約285 kyrであると報告されており (Ahagon *et al.*, 1993), 海域によって若干異なる可能性もある。しかし, これらの年代は, いずれもMIS 8の氷期に相当する。2422コアの $\delta^{18}\text{O}$  曲線 (図5b) では, MIS 8は不明瞭であるが, MIS 7



表3. MD012422コアの浮遊性有孔虫殻の放射性炭素年代値.

Table 3. Radiocarbon ages of planktonic foraminifera in core MD012422.

Sample depth (m)	Mid-depth (m)	Species	Conventional age (yr)	Reservoir corrected age (-400 yr)	error (yr)	Calibrated age (yr)	Lab. No
0.075-0.149	0.11	<i>G. inflata</i>	405	5	±25	Modern	KIA 18289
0.572-0.646	0.61	<i>G. inflata</i>	2,955	2,555	±30	2,730	KIA 18290
1.367-1.441	1.40	<i>G. inflata</i>	4,795	4,395	±35	5,040	KIA 18291
2.069-2.143	2.11	<i>G. inflata</i>	5,775	5,375	±40	6,190	KIA 18292
3.570-3.644	3.61	<i>G. inflata</i>	10,720	10,320	±70	11,940	KIA 18293
3.867-3.941	3.90	<i>G. inflata</i>	11,140	10,740	±70	12,720	KIA 18294
4.770-4.844	4.81	<i>G. inflata</i>	12,870	12,470	±90	14,330	KIA 18295
5.382-5.431	5.41	<i>G. inflata</i>	13,380	12,980	±90	15,510	KIA 18296
6.072-6.146	6.11	<i>G. inflata</i>	14,290	13,890	+100/-90	16,550	KIA 18298
7.600-7.649	7.62	<i>G. inflata</i>	16,370	15,970	±120	18,940	KIA 18300
9.027-9.102	9.06	<i>G. inflata</i>	18,280	17,880	±150	21,140	KIA 18301
11.271-11.346	11.31	<i>G. inflata</i>	22,490	22,090	±240	26,010	KIA 18302
13.467-13.529	13.50	<i>G. inflata</i>	28,770	28,370	+360/-340	33,160	KIA 18936
15.028-15.052	15.04	<i>G. inflata</i>	35,060	34,660	+800/-730	40,070	KIA 18937

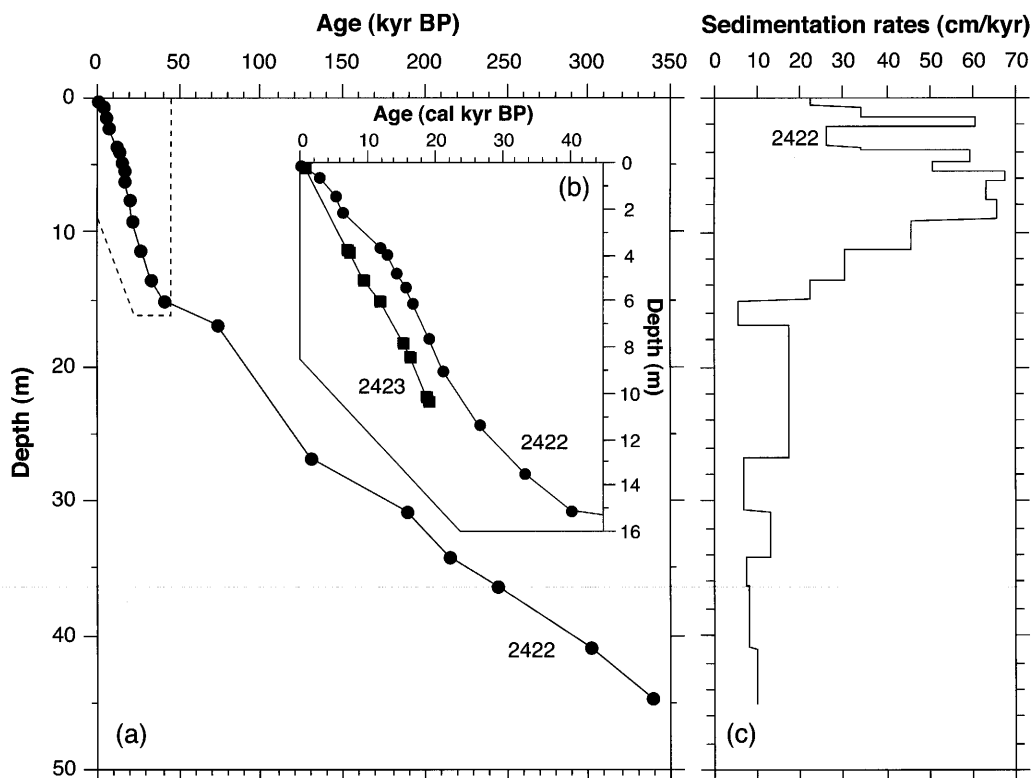


図6. (a) MD012422の深度-年代プロット. 点線はb図の範囲を示す. (b) MD012422およびMD012423の深度-年代プロットの拡大図. (c) MD012422における堆積速度変化.

Fig. 6. (a) Depth-age plots of MD012422. Dashed square shows the location of figure b. (b) Depth-age plots of MD012422 and MD012423. (c) Sedimentation rates of MD012422.

の3つの亜間氷期 (MIS 7.1, 7.3, 7.5) に相当する $\delta^{18}\text{O}$ の低下ピークが31~36.5 mに認められる. したがって, この石灰質ナンノ化石による生層序学的情報も上述の酸素同位体比層序による年代モデルと整合的であり, 約37 m付近の相対的に $\delta^{18}\text{O}$ が重い値を示す層準をMIS 8と認定した (図5). これらの年代モデルに基づく, 2422コアの最下部 (45.01 m) はMIS 9/10境界付近の343 kyrであ

ると推定される.

各年代基準面の間を堆積速度一定と仮定して, 各深度における平均堆積速度を算出した. その結果, 一般的には間氷期に堆積速度が大きく, 氷期に小さい傾向を示した (図6). ただし, 約3万年前以降では, それより古い層準に比べて非常に大きい堆積速度を示すことが明らかとなった (図6c). コア全体の平均堆積速度は13.1 cm/kyr



表4. MD012423 コアの浮遊性有孔虫殻の放射性炭素年代値。  
Table 4. Radiocarbon ages of planktonic foraminifera in core MD012423.

Sample depth (m)	Mid-depth (m)	Species	Conventional age (yr)	Reservoir corrected age (-400 yr)	error (yr)	Calibrated age (yr)	Lab. No
0.201-0.276	0.24	<i>G. inflata</i>	1,005	605	± 30 BP	719	KIA 21724
3.781-3.806	3.79	<i>G. inflata</i>	6,320	5,920	± 40 BP	7,016	KIA 21725
3.831-3.856	3.84	<i>G. inflata</i>	6,505	6,105	± 50 BP	7,222	KIA 21726
5.005-5.030	5.02	<i>G. inflata</i>	8,385	7,985	± 50 BP	9,194	KIA 21727
5.967-6.016	5.99	<i>G. inflata</i>	10,405	10,005	± 55 BP	11,923	KIA 21728
7.731-7.780	7.76	<i>G. inflata</i>	13,050	12,650	+ 80 / -70 BP	15,158	KIA 21729
8.347-8.371	8.36	<i>G. inflata</i>	13,750	13,350	± 80 BP	16,108	KIA 21730
10.099-10.124	10.11	<i>G. inflata</i>	15,590	15,190	± 90 BP	18,746	KIA 21731
10.299-10.352	10.33	<i>G. inflata</i>	15,830	15,430	± 90 BP	18,886	KIA 21732

であり、最大値は69.2 cm/kyr、最小値は6.6 cm/kyrであった。堆積速度が急増する約3万年前より古い層準における平均堆積速度は10.8 cm/kyrであった。約3万年前以降の速い堆積速度は、コア採取時の機械的な堆積物の引き延ばし効果によって、層厚が二次的に伸長している可能性が指摘されており（例えば、Thouveny *et al.*, 2000）、後述する通り帯磁率異方性による検討を行った。

#### MD012423 コアの堆積年代の推定

2423 コアにおける *G. ruber* の  $\delta^{18}\text{O}$  は、-2.4~0.3 ‰の間で変化しており、深度8~9 mで最も重い値を示す（図5c）。この酸素同位体比曲線に基づくと、2423 コアの深度20 m付近がMIS 3に相当すると考えられる。また、2423 コアでは、上部10.3 mの9層準から放射性炭素年代が得られている（表4、図5c）。図6bに示したように、各年代値に基づく深度-年代プロットは、年代の逆転は認められず整合的である。深度10.3 m以深の層準では、タービダイト層が多数認められるため（図3）、連続的なサンプリングおよび酸素同位体比イベントの設定が行えなかった。そのため、10.3 m以深の堆積年代に関する情報は現時点で抽出できていない。したがって、2423 コアは10.3 m以浅の層準のみ、年代モデルを構築し、各層準における堆積年代の推定を行った。2423 コアにおいて、鬼界アカホヤテフラ層を除いた堆積物（0~10.3 m）の平均堆積速度は、約49 cm/kyrである。

#### 帯磁率異方性を用いた2422 コアの機械的な引き延ばし効果の評価

帯磁率異方性（Anisotropy of Magnetic Susceptibility）は、岩石試料の粒子ファブリックを磁性鉱物粒子の配列から解析する手法であり、近年では、深海底コアなどの未固結堆積物にも応用され、古流向解析や変形構造の解析などに用いられている（例えば、川村ほか、2002）。異方性楕円体の伸長度を示すL値は、2422 コア上部で高く、多少ばらつくものの約12 mより下位では低い傾向をとる（図7b）。これは、コア上部では磁性鉱物がある一定の方

向に向いて配列していることを表している。また、L値はコア最上部でも低い値を示す。一方、異方性楕円体の扁平度を示すF値は、ところどころで高い値を示す層準が認められるが、コア全体としては一様に1.05以下の低い値をとる傾向にある（図7c）。

また、異方性楕円体の最大軸の水平面からの角度を示すKmax Inclination (Kmax Inc.) は、コア上部で明らかに高く、約80°を示す（図7d）。Kmax Inc. は、コア上部から約14 mまでに徐々に減少し、そこから約40 mまでは10~20°の低い値をとる。また、コア最下部でKmax Inc. は再び高い値を示している。これらの傾向は、コア上部では、堆積物中の磁性鉱物粒子がある一定の方向に配列し、かつ、その方向が水平面からほぼ垂直であることを示している。一般的に半遠洋性の堆積環境においては、泥やシルトなどの碎屑粒子が深海底に静的に堆積した際には、それらの長軸は特定の方向性を持たない。その後の埋没に伴う初期続成過程による圧密および脱水などによって、粒子の再配列が進行し、伸長度が増加する可能性が高くなる。2422 コアにおいても、14~40 mまでのL値とF値およびKmax Inc. の傾向は、磁性鉱物が水平面に近い面状に配列しており、一般的な圧密の効果を示していると解釈される。

しかしながら、2422 コアにおいては、L値はコア上部で高く、しかも、Kmax Inc. はほぼ垂直に立っている（図7）。これらの帯磁率異方性の特徴は、コア上部のみに働く何らかの変形プロセスの影響が大きく寄与していることを示唆している。このようなコア上部に影響を及ぼす変形プロセスとしては、ピストンコアラーに特有の過剰な陰圧による堆積物の引き延ばし効果が挙げられる。

Thouveny *et al.* (2000) は、IMAGES プログラムにおいて北大西洋ポルトガル沖から採取されたピストンコアの岩石磁気学的研究を行った。その中で、彼らは帯磁率異方性による堆積粒子ファブリックの変化と堆積速度の関係について議論している。MD952042 コアでは、上部10 mにおいて、L値が高く、Kmax Inc. が70~90°を示す（Thouveny *et al.*, 2000）。また、コア上部10 mの堆積速度（33 cm/kyr）は、それより下位の堆積速度（13 cm/kyr）

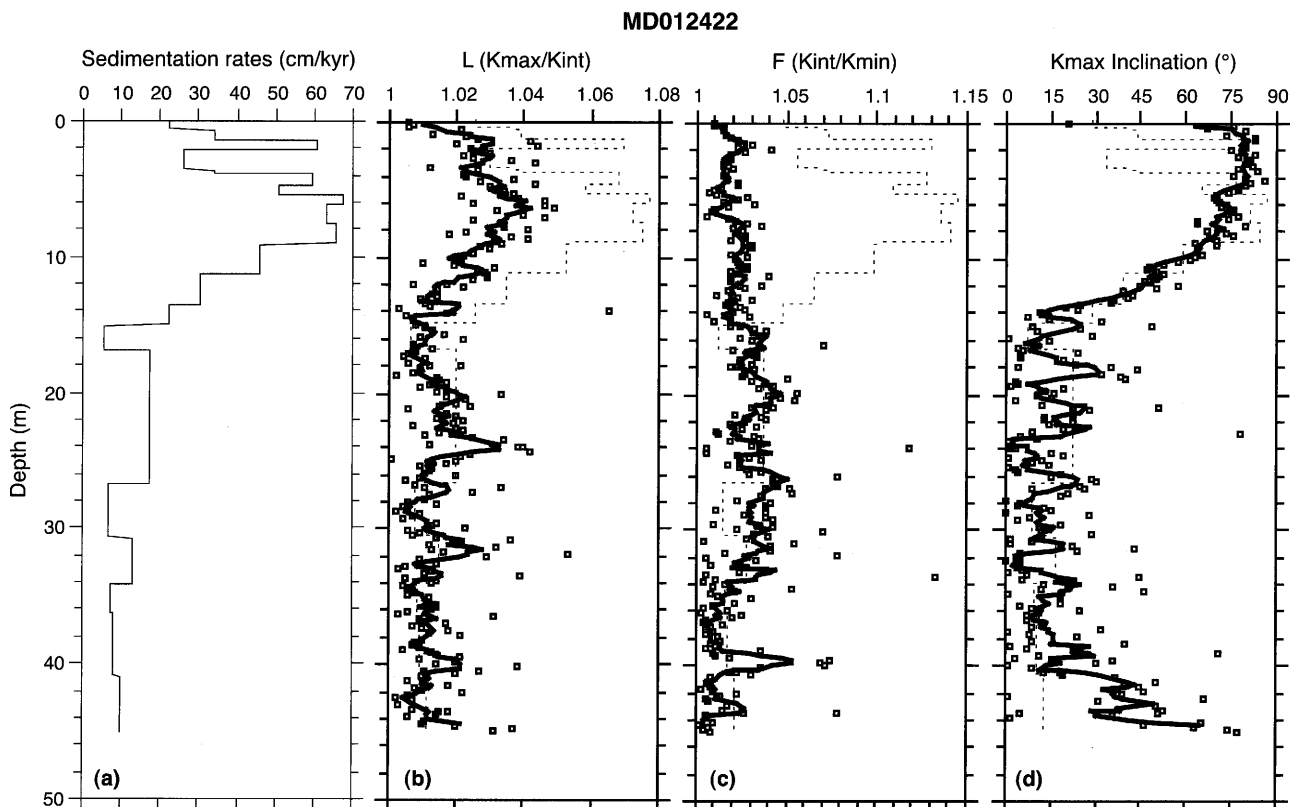


図7. MD012422における (a) 平均堆積速度, (b) L 値 (異方性楕円体の伸長度) (c) F 値 (異方性楕円体の扁平度), (d) Kmax inclination (最大帯磁率方向の水平面からの傾き)の変動. 図 (b) ~ (d) の実線は, 各層準の帯磁率異方性データの5点移動平均で表した. 図 (b) ~ (d) には, 平均堆積速度も破線で示した.

Fig. 7. Vertical changes of magnetic properties of the core MD012422. (a) sedimentation rates, (b) L value (prolateness of magnetic ellipsoid), (c) F value (oblateness of magnetic ellipsoid), and (d) Kmax inclination. Bold lines of each figure are also smoothed curve with a 5 point running mean. Sedimentation rates were also plotted in the each figure by dashed line.

よりも約2.5倍大きい. したがって, 彼らはコア上部10 mの堆積物は, IMAGESプログラムで用いられているCalypsoコーラーによる機械的な引き延ばし効果によって, 見かけ上層厚が大きくなっており, 算出された堆積速度は初生値を反映していないと結論した.

本研究で用いたMD012422コアも, MD952042コアと同様にCalypsoコーラーを用いて採取されたものである. 2422コア全体の平均堆積速度は, 13.1 cm/kyrであるが, コア上部で最大68 cm/kyrを示し, 約14 mより上位と下位では堆積速度曲線の傾向が大きく異なる (図7a). 堆積速度が大きく変化する層準 (約14 m) は, 帯磁率異方性のL値やKmax Inc.がそれより下位の小さい値から, コア上部に向かって増加する層準とほぼ一致する. また, 上位14 mでのL値の変化曲線と堆積速度の変化パターンは, 概ね一致する傾向を示し, L値が相対的に高い層準では堆積速度も大きい (図7b). このような採泥器による機械的な引き延ばし効果は堆積構造にも現れており, 約8.88 mに存在する厚さ5 mm程度の砂層, および, 約12.77 mに挟在するテフラ層は, コア断面の中央部が上位方向に湾曲した構造 (凸) を示しており, その変位はより上位に位置する8.88 mの砂層の方が明らかに大きい. よって,

2422コアでは, コア上部14 mまでが採泥器の陰圧による引き延ばし効果の影響が大きいと解釈される. しかしながら, 上部14 mにおける堆積速度やL値は一樣に変化しているわけではなく, 両者とも深度3 m前後で明らかに低下する傾向を示す (図7b). したがって, この間の堆積物が一樣に引き延ばされている訳ではなく, 岩相や物性の違いなどによって不均質に引き延ばされている可能性も指摘できる.

#### 四国沖長尺 (IMAGES) コアのテフラ層序

##### MD012422コアのテフラの特徴

肉眼岩相観察から2422コアにおいて明瞭にテフラ層が認められたのは, 深度12.76~12.78 m, 16.02~16.04 m, 23.81~23.89 m, 31.86~31.90 m, 34.38~34.39 m, 36.38~36.41 mの6層である (表5). それぞれの層厚は2 cm, 2 cm, 8 cm, 4 cm, 1 cm, 3 cmである. ここでは便宜的に上位から12.78テフラ, 16.04テフラ, 23.89テフラ, 31.90テフラ, 34.39テフラ, 36.41テフラと呼ぶ. 以下に各テフラの特徴を記す.

12.78テフラ (12.76~12.78 m) の構成粒子の粒径は,

基底部で中粒砂大であるが、全体として上方細粒化傾向を示す。本層に含まれる火山ガラスは、バブルウォール型および繊維状軽石型を主体とする。火山ガラスの屈折率は、1.500～1.501であった。

16.04テフラ (16.02～16.04 m) の構成粒子の粒径は、基底部で粗粒砂大であるが、全体として上方細粒化傾向を示す。本層に含まれる火山ガラスは、珪長質軽石型を主体とし、淡褐色の火山ガラスもまれに認められる。火山ガラスの屈折率は、1.498～1.500である。重鉱物としては、斜方輝石、不透明鉱物を多く含み、単斜輝石、黒雲母、アパタイト、緑色角閃石を少量含む。斜方輝石の屈折率は、1.718～1.728で、そのモード値は1.721である。

23.89テフラ (23.81～23.89 m) の構成粒子の粒径は、基底部で中粒砂大であるが、全体として上方細粒化傾向を示す。本層は灰白色 (N7) を呈する。下位層との境界は明瞭であるが、上位層との境界は色相、粒径ともに漸移的である。本層に含まれる火山ガラスは、珪長質軽石型を主体とし、鉱物粒子に付着している火山ガラスも多く認められる。火山ガラスの屈折率は、1.501～1.504である。重鉱物としては、緑色角閃石、斜方輝石、不透明鉱物、単斜輝石を多く含み、アパタイトを少量含む。斜方輝石の屈折率は、1.714～1.718で、そのモード値は1.715～1.716である。

31.90テフラ (31.86～31.90 m) の構成粒子の粒径は、極細粒砂～中粒砂大であり、本層の上下の境界は不明瞭である。本層に含まれる火山ガラスは、珪長質軽石型を主体とし、スコリアもまれに認められる。火山ガラスの屈折率は、1.510～1.515である。重鉱物としては、不透明鉱物、斜方輝石、単斜輝石を多く含み、緑色角閃石、アパタイトを少量含む。斜方輝石の屈折率は、1.704～1.710で、そのモード値は1.706である。

34.39テフラ (34.38～34.39 m) の構成粒子の粒径は、中粒砂～粗粒砂大である。本層に含まれる火山ガラスは、バブルウォール型および繊維状軽石型を主体とする。火山ガラスの屈折率は、1.502～1.507であった。また、不透明鉱物が多産する。

36.41テフラ (36.38～36.41 m) の構成粒子の粒径は、シルト～中粒砂大であり、上方細粒化の傾向を示す。本層の下位層との境界は明瞭である。本層に含まれる火山ガラスは、繊維状軽石型およびバブルウォール型を主体とする。火山ガラスの屈折率は、1.499～1.502であった。

一方、肉眼観察では明瞭な層としては認められないが、鏡下観察からは計4枚の火山ガラス濃集層が認められた。以下にその特徴をまとめる。深度1.47～2.24 m (2.24テフラ) の堆積物中にはバブルウォール型の火山ガラスが卓越する。火山ガラスの屈折率は1.510～1.513であった (表5)。深度11.87～12.05 m (12.05テフラ) の堆積物には、バブルウォール型および繊維状軽石型の火山ガラスが卓越する。火山ガラスの屈折率は、1.498～1.501であった。深度21.17 m (21.17テフラ) 付近の堆積物には、スコリア

質火山ガラスが多産する。火山ガラスの屈折率は測定できなかった。深度41.87～42.08 m (42.08テフラ) の堆積物には、繊維状軽石型およびバブルウォール型の火山ガラスが卓越する。火山ガラスの屈折率は、1.497～1.503であった。

#### MD012422 コアのテフラの同定とテフラ層序

MD012422 コアに挟在する各テフラ層の層位関係、火山ガラスの形態および屈折率などの特徴に基づき、各テフラの同定を行った。

##### 1. 鬼界アカホヤテフラ (K-Ah)

2.24テフラはバブルウォール型の火山ガラスを主体することから、大規模な爆発的噴火に伴う火山灰と推定される。本テフラの火山ガラスの屈折率は1.510～1.513であり、K-Ahの屈折率 (1.508～1.516) (町田・新井, 2003) と概ね一致する。また、酸素同位体比曲線との層位関係 (図8) から、2.24テフラは完新世中期に挟在することが明瞭であることから、K-Ahであると同定した。ただし、2422 コアでは、K-Ahは明瞭な層構造を成さない。

##### 2. 始良 Tn テフラ (AT)

12.05テフラ、および、12.78テフラの火山ガラスはいずれもバブルウォール型を主体することから、大規模な爆発的噴火に伴う火山灰と推定される。火山ガラスの屈折率はそれぞれ1.498～1.501、1.500～1.501であり、きわめて分散度が低く、均質なマグマが一気に噴出したことを示唆する。2422 コアの酸素同位体比層序と放射性炭素年代値に基づく年代モデルから見積もった両テフラの年代は、28.3 cal kyrと30.8 cal kyrである (表5)。上位の12.05テフラは、肉眼では明瞭な層としては観察されなかったが、鏡下では11.87～12.05 mで火山ガラスが卓越することから、生物擾乱によってテフラと半遠洋性堆積物の混合が進行した結果であると考えられる。火山ガラスの屈折率や堆積年代に基づく、これらのテフラは南九州の始良カルデラを噴出源とする火山灰であると考えられる。より上位に位置する12.05テフラが始良 Tn テフラ (AT) であり、下位に位置する12.78テフラが始良深港テフラ (A-Fm)、あるいは、始良大塚テフラ (A-Ot) に相当する可能性が高い。AT、A-Fm、A-Otの火山ガラスの屈折率は、それぞれ1.498～1.501、1.499～1.502、1.499～1.501 (町田・新井, 2003) であり、ほとんど一致している。長岡ほか (2001) による九州南部における陸上露頭の調査によると、A-Fmは始良カルデラから東北東方向の分布軸をもち、宮崎平野では20 cm以下の層厚の粗粒火山灰層として観察される。一方、A-Otは始良カルデラから北東方向の分布軸をもち、宮崎平野では水成のシルトや砂層中に5～10 cmの粗粒火山灰として観察される (長岡ほか, 2001)。両者の噴出量の推定値は、A-Fmが $4.9 \times 10^{12}$  kg、A-Otが $0.63 \times 10^{12}$  kgと推定されている (長岡ほか, 2001) ことから、A-Fmの方が総噴出量は多く、より遠方である四国沖の海底にも火山灰が降下し、沈積した可能性が高いと考えら

表5. MD012422およびMD012423から産出したテフラの火山ガラス屈折率.

Table 5. Tephra and their refractive index in sediment cores MD012422 and MD012423.

Tephra code	Core	Depth in core (m)	Thickness (cm)	Estimated age ( <sup>14</sup> C yr BP)	Estimated age (cal yr BP)	Tephra name	Mineral assemblage <sup>a</sup>	Glass type <sup>b</sup>	Refractive index of glass (n)	Refractive index of orthopyroxene (γ)	Refractive index of hornblende (η)	Lab <sup>c</sup>
2.24tephra	MD012422	(1.47-2.24)	-	5.8	6.7	K-Ah		bw, pm	1.510-1.513 (16)	-	-	CMCR
12.05tephra	MD012422	(11.87-12.05)	-	24.2	28.3	AT		bw, pm	1.498-1.501 (20)	-	-	CMCR
12.78tephra	MD012422	(12.76-12.78)	~2	26.3	30.8	A-Fm?		bw, pm	1.500-1.501 (30)	-	-	CMCR
16.04tephra	MD012422	(16.02-16.04)	~2	55.4	58.0	A-lw	opx, opq	pm	1.498-1.500 (30)	1.718-1.728 (30)	-	KFT
21.17tephra	MD012422	(21.17)	-	98.0	98.0	?		-	-	-	-	CMCR
23.89tephra	MD012422	(23.81-23.89)	8	113.4	113.4	A-Fk	ghb, opx, opq, cpx	pm	1.501-1.504 (30)	1.714-1.718 (30)	1.671-1.683 (32)	KFT
31.90tephra	MD012422	(31.86-31.90)	4	198.6	198.6	?	opq, opx, cpx	pm	1.510-1.515 (30)	1.704-1.710 (30)	-	KFT
34.39tephra	MD012422	(34.38-34.39)	1	219.2	219.2	?		bw, pm	1.502-1.507 (30)	-	-	CMCR
36.41tephra	MD012422	(36.38-36.41)	3	246.4	246.4	Ata-Th		pm, bw	1.499-1.502 (20)	-	-	CMCR
42.08tephra	MD012422	(41.87-42.08)	-	311.4	311.4	Kkt		pm, bw	1.497-1.503 (17)	-	-	CMCR
	MD012423	(3.89-4.55)	-	-	-	K-Ah		bw	1.507-1.512 (20)	-	-	ORI
	MD012423	(4.55-4.99)	>44	-	-	K-Ah		bw	1.510-1.514 (20)	-	-	CMCR

<sup>a</sup> (opx) : rare orthopyroxene, opx : orthopyroxene, opq : opaque mineral, GHb : green hornblende, ho : hornblende, mt : magnetite, bi : biotite

<sup>b</sup> pm : pumice type, bw : bubble wall type, ch : shattered glass by rapid cooling

<sup>c</sup> CMCR : Center for Advanced Marine Core Research, Kochi University, KFT : Kyoto Fission Track Ltd., ORI : Ocean Research Institute, University of Tokyo.

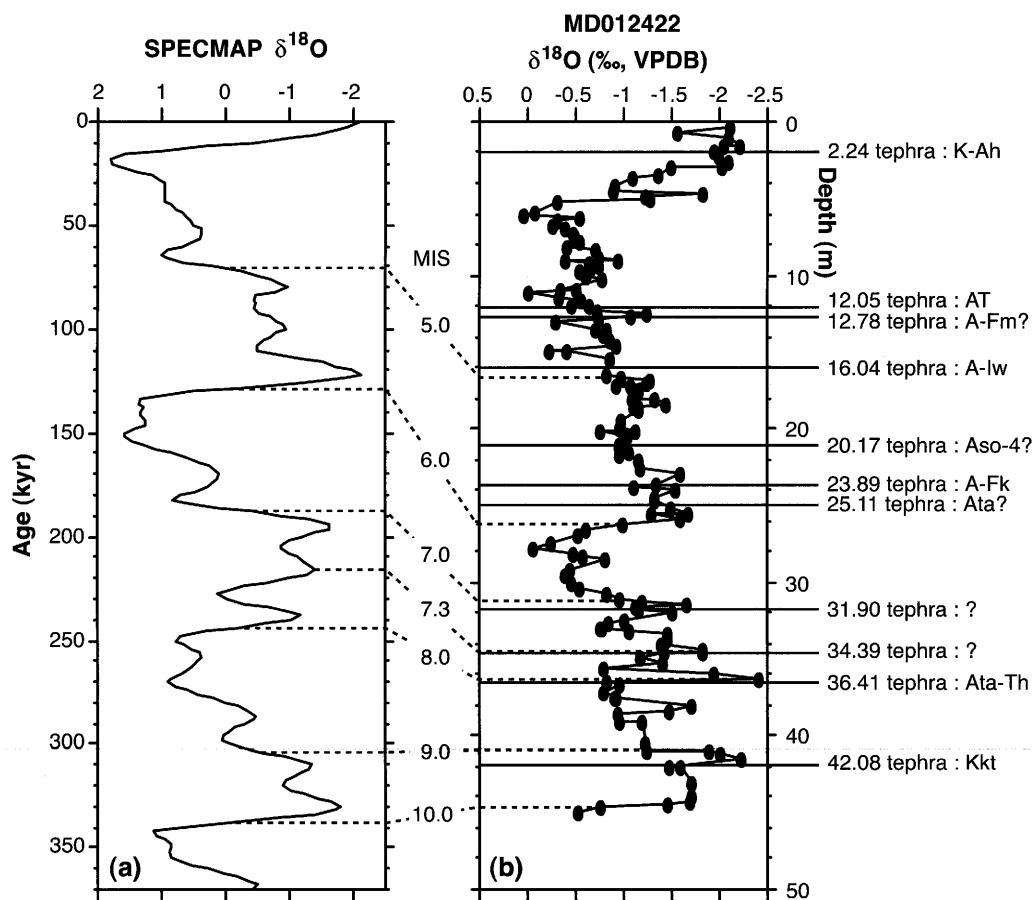


図8. MD012422におけるテフラ層序。(a)酸素同位体比標準曲線 (Imbrie *et al.*, 1984). (b) MD012422における浮遊性有孔虫の酸素同位体比曲線とテフラの産出層準を示した。縦軸は深度 (m) である。

Fig. 8. Tephrostratigraphy of core MD012422. (a) SPECMAP standard oxygen isotopic curve (Imbrie *et al.*, 1984). (b) Planktonic foraminiferal oxygen isotopic curve and stratigraphic levels of tephra layers of MD012422. Vertical scale in figure (b) is depth (m).

れる。よって、本研究では12.78テフラはA-Fmに対応する可能性が高いと解釈した。しかし、陸上におけるテフラ試料 (A-Fm, A-Ot) とコア試料との対比を行うためには、より詳細な火山ガラスの化学組成分析や鉱物の屈折率などの検討が必要である。

ATの噴出年代は、これまで複数の海底コアや陸上ボーリングコアから推定値が報告されているが、四国沖のピ

ストンコアによる浮遊性有孔虫殻の放射性炭素年代測定結果に基づくと、24.33 kyr BPと見積もられている (村山ほか, 1993)。この年代値は暦年代ではないため、Bard *et al.* (1998) による換算式を用いて暦年代に再計算すると28.13 cal kyrとなり、本研究によるMD012422コアにおけるAT噴出推定年代値 (28.3 cal kyr) と概ね一致する。町田・新井 (2003) では、ATの噴出した暦年代を信頼性

高い値で示すことは困難であるとしながらも、幾つかのデータを総合的に考察すると、26~29 cal kyrに入ると考えるのが妥当であると結論している。したがって、本研究および村山ほか(1993)による四国沖の海洋コアから見積もったAT噴出年代値は、28.1~28.3 cal kyrであると推定される。

### 3. 始良岩戸テフラ (A-Iw)

16.02~16.04mに明瞭に認められたテフラ層(16.04テフラ)は、始良岩戸テフラ(A-Iw)に対比される。16.04テフラの屈折率は1.498~1.500であり、A-Iwの火山ガラスの屈折率(1.497~1.501)(町田・新井, 2003)とほぼ一致する。また、16.04テフラの斜方輝石の屈折率は1.718~1.728であり、A-Iwの1.718~1.724(町田・新井, 2003)にほぼ一致する。これまで深海底コアからA-Iwが報告されたことはまれであるが、フィリピン海盆のKH76-2-7コア(北緯29°23.8', 東経137°21.0')から報告例がある(大場, 1991)。2422コアにおいてA-Iwの産出を確認したことは、本テフラの分布範囲を考察する上で重要な制約条件を与えることになるであろう。また、16.04テフラ(A-Iw)層の直下には、ガスハイドレートの分解に伴って生じたと考えられているスープ状擾乱層が存在した。南海トラフにおけるガスハイドレート分布に関する最近の研究によると、メタンハイドレートは海底下の温度圧力条件の安定領域の中でもより粒度の粗い砂層に集積する傾向にあることが報告されている(例えば, Hiroki *et al.*, 2004)。したがって、テフラ層直下にスープ状擾乱層が存在したことは、テフラ層が深海底堆積物中におけるガスハイドレートの存在場所を規定する一つの要因となっている可能性を示唆している。16.04テフラの年代は、2422コアの年代モデルに基づくと58.0 kyrと推定される(表5)。A-Iwの噴出年代は、これまでコアの酸素同位体比層序から45~50 kyrと見積もられている(大場, 1991)が、対象としたコアの時間解像度が低いために年代推定の誤差が大きいと考えられる。また、始良カルデラ北東部に位置する数根安山岩のK-Ar年代値(0.061±0.017Ma)(周藤ほか, 2000)は、岩戸火砕流の噴出年代の下限値と考えられている。

### 4. 始良福山テフラ (A-Fk)

23.89テフラは層厚約8 cmの明瞭な火山灰層であり、火山ガラスの屈折率は1.501~1.504である。斜方輝石の屈折率は1.714~1.718で、そのモード値は1.715~1.716である。酸素同位体層序に基づく年代モデルでは、本テフラの推定年代は113.4 kyrであり、MIS 5.5後半に相当する。この23.89テフラは、始良福山テフラ(A-Fk)であると考えられる。A-Fkの火山ガラスの屈折率はこれまで報告例がないが、斜方輝石の屈折率は1.715~1.718である(町田・新井, 2003)。長岡ほか(2001)では、A-Fkの斜方輝石の屈折率は1.712~1.716と報告されている。いずれにせよ、23.89テフラの斜方輝石の屈折率はA-Fkのそれにほぼ一致する。MIS 5における代表的な広域テフラで

ある阿蘇4テフラ(Aso-4)および阿多テフラ(Ata)の火山ガラスの屈折率は、1.506~1.510と1.507~1.511であり(町田・新井, 2003)、いずれも23.89テフラの屈折率とは明らかに異なる。同様に、Aso-4、鬼界葛原(K-Tz)、Ataの斜方輝石の屈折率は、それぞれ1.699~1.701、1.705~1.709、1.704~1.708であり(町田・新井, 2003)、いずれも23.89テフラの屈折率とは明らかに異なる。また、阿蘇3テフラ(Aso-3)はMIS 5.5で噴出した可能性も指摘されているが、その斜方輝石の屈折率は1.702~1.705であり(町田・新井, 2003)、23.89テフラのそれとは一致しない。さらに、23.89テフラ中から産出する角閃石の屈折率は1.671~1.683であり、A-Fkの角閃石の屈折率(1.672~1.676)(町田・新井, 2003)とほぼ一致する。したがって、23.89テフラはA-Fkであると同定した。

A-Fkの噴出年代は、上下に位置するK-TzとAso-4テフラとの層位的関係から、95~86 kyrと推定されている(長岡ほか, 2001)。2422コアの年代モデルでは、23.89テフラ(A-Fk)の噴出年代は、上述の通り約113.4 kyrと推定され、これまでの推定年代とは大きく異なる結果となった。しかしながら、A-Fkは四国沖2422コアでは層厚8 cmで、灰白色の明瞭な層を成していることから、コア中でも認識しやすい。よって、A-Fkは、MIS 5.5付近を示す代表的な広域テフラとして再認識する必要があるだろう。

上述の考察に基づくと、海洋コアからも産出報告が多いMIS 5付近の代表的な広域テフラであるAso-4およびAtaが、2422コアでは明瞭には観察されなかったことになる。しかしながら、図8で示されるようにMIS 5付近には、肉眼観察される程の明瞭な層構造をなさず、また、火山ガラスが散在しているため屈折率の測定が充分できなかったガラス濃集層が存在する(20.17m, および、25.11m)。23.89テフラ(A-Fk)との層位関係から推測すると、20.17テフラがAso-4に相当し、25.11テフラがAtaに相当する可能性があるが、今後、さらに詳細な検討が必要である。

### 5. 阿多鳥浜テフラ (Ata-Th)

31.90テフラは層厚約4 cmの明瞭な火山灰層であり、火山ガラスの屈折率は、1.510~1.515である。斜方輝石の屈折率は1.704~1.710で、そのモード値は1.706である。酸素同位体層序に基づく年代モデルでは、本テフラの推定年代は199 kyrであり、MIS 7.1に相当する。34.39テフラ(火山ガラスの屈折率: 1.502~1.507)、および、36.41テフラ(火山ガラスの屈折率: 1.499~1.502)は、それぞれMIS 7.3, 8.1に相当する(図8)。日本列島およびその周辺海域から噴出し、北西太平洋の海底に堆積する可能性のある中・前期更新世の広域テフラはそれほど多くなく、阿多鳥浜テフラ(Ata-Th)、阿蘇1テフラ(Aso-1)、加久藤テフラ(Kkt)が該当する。それぞれの火山ガラスの屈折率は、1.498~1.500、1.515~1.522、1.500~1.502であり、噴出年代は、240 kyr, 250~270 kyr, 330~340 kyrと見積もられている(町田・新井, 2003)。本研究で明らかにした

各テフラの火山ガラス屈折率の値で、既存のテフラの値と対比の可能性のあるものは、36.41テフラ (1.499~1.502) と Ata-Th (1.498~1.500) および Kkt (1.500~1.502) の組み合わせである。しかしながら、上述の2422年代モデルに基づくと、36.41テフラの推定年代は246 kyrであることから、おそらく36.41テフラはKktではなくAta-Thに対比される。

Ata-Thは、関東以西の陸上および日本海ODPコア中から産出が確認されている(町田・新井, 2003)。また、北西太平洋の海底コア(MR98-03, PC-2, 3)からも、Ata-Thと極めて類似する主成分を有する火山ガラス質テフラが見いだされており(青木ほか, 2000)、その分布の広域性が指摘されている。36.41テフラの酸素同位体ステージでの位置は、MIS 7/8境界付近であり、むしろMIS 8の氷期層準に相当すると考えられる(図8)。日本海のODP794コアからもAta-Th相当層がMIS 7/8境界から報告されており(白井, 2000)、Ata-Thの噴出年代は約240 kyrと見積もられている。推定年代値はずれるものの、MIS 7/8境界付近に産出する点では一致することから、Ata-Thは、中期更新世の堆積物において年代指標となる重要なテフラであると言える。その他の31.90テフラおよび34.39テフラの給源は現時点では特定に至っていない。今後さらに詳細な化学分析などの検討が必要である。

#### 6. 加久藤テフラ (Kkt)

42.08テフラは明瞭な単層を成していないが、深度41.87~42.08mの堆積物中に繊維状軽石型およびバブルウォール型の火山ガラスが卓越する。2422コアの酸素同位体比曲線における42.08テフラの位置に基づくと、本テフラの産出はMIS 9.2に相当し(図8)、その噴出年代は311.4 kyrと推定される(表5)。42.08テフラとの対比の可能性をもつ広域テフラとしては、MIS 9に噴出したと考えられている南九州加久藤カルデラを給源とする加久藤テフラ(Kkt)が挙げられる。42.08テフラの火山ガラスの屈折率は1.497~1.503であり、Kktの火山ガラスの屈折率(1.500~1.502)(町田・新井, 2003)とほぼ一致する。町田・新井(2003)では、神戸東灘コアのテフラ層序(吉川ほか, 2000)、および、大阪湾泉州沖コアのテフラ層序(竹村ほか, 1991)に基づき、KktがMIS 9の海進期に噴出したと解釈し、その噴出年代を一定の幅をもたせて330~340 kyrと推定した。2422コアの年代モデルから見積もった42.08テフラの噴出年代(311.4 kyr)は、町田・新井(2003)による推定噴出年代とは2万年ほどずれるものの、気候温暖期のMIS 9に噴出したという層序の位置は矛盾しないことから、42.08テフラはKktに対比可能である。Kktは近畿地方や本州中部からも産出が報告されており、中期更新世の広域テフラとして重要な位置づけである。本研究において海洋コアの酸素同位体比層序からKktの噴出年代を見積もったことは、今後の中期更新世のテフラ層序にとって非常に有意義なものとなるであろう。

#### MD012423 コアにおける鬼界アカホヤテフラの産状

図9に2423コアの3.65~5.05 mにおけるX線CT画像、模式柱状図、カラーイメージ、含砂率を示す。このコアから採取した堆積物試料の顕微鏡観察から推定すると、火山ガラスを多く含む層準は3.89~4.99 mである。しかし、X線CT画像やカラーイメージから判断すると、火山灰層は約4.55 mを境に上下に分けられる。下位のテフラ層は全体として灰オリーブ色(5Y5/1)を呈し、中粒から細粒の火山ガラスから構成され、それらは上方細粒化の傾向を示す。スミアスライド観察の結果、下位のテフラ層の火山ガラスの形状は、バブルウォール型を主体とする。X線CT画像およびカラーイメージからは、下位のテフラ層の基底面は、それより下位の半遠洋性シルト質粘土層を明らかに侵食していると判断され平坦面を示さない(図9)。また、その侵食部を埋めるように堆積している最下部には、バブルウォール型と同じくらいの割合で軽石型(繊維状)の火山ガラスが存在する。下位のテフラ層から産出する火山ガラスの屈折率は1.510~1.514であり、町田・新井(1978)によるK-Ahの屈折率(1.508~1.516)とほぼ一致する。また、上位のテフラの火山ガラス屈折率も1.507~1.512を示した。したがって、このテフラ層は上位層も下位層もK-Ahと同定される。

上位のテフラ層(約3.89~4.55 m)の色調は、下位のテフラ層とは明らかに異なり、暗色のオリーブ黒色(7.5Y 2/1~7.5Y 4/1)を呈する。構成粒子の粒径も下位のテフラ層よりも大きく、含砂率も最大80 wt.%に達し、全体として上方細粒化の傾向を示す(図9)。X線CT画像観察から、この上位テフラ層中の4.15~4.30 mでラミナ構造が観察されるが、それより下位では無層理である。また、より上位のセクションでもラミナは認められず、生物擾乱によって攪拌された堆積物と考えられる。また、火山ガラスの形態は全体としてバブルウォール型を主体とするが、下部のより粗粒なセクションでは繊維状軽石型の割合が増加する傾向にある。また、下位のテフラ層では全く産出しなかった微化石(底生有孔虫、浮遊性有孔虫、放散虫)の完全個体およびそれらの破片が、上位のテフラ層中に散在する。以上のような観察事実(最下部の侵食面、上方細粒化、ラミナ構造、微化石の存在)から推定すると、上位のテフラ層(約3.89~4.55 m)は、一度大陸棚などに堆積したK-Ahが混濁流によって土佐海盆中央部に運搬された二次的堆積物であると考えられる。これは、K-Ahが、鬼界カルデラの風下側に位置する土佐海盆および四国に降灰し、一度堆積した火山砕屑物が何らかの原因によって崩壊したことによって再堆積したアシュタービダイト(例えば、中嶋, 2000)であると考えられる。図1に示されるK-Ahの等層厚線図に基づくと、土佐海盆におけるK-Ahの層厚はおよそ30 cmと見積もられる。したがって、2423コアにおける3.89~4.99 m全体のテフラ層が1枚のK-Ahであるとは考えにくく、上位テフラ層が二次的に堆積したテフラであるとする解釈

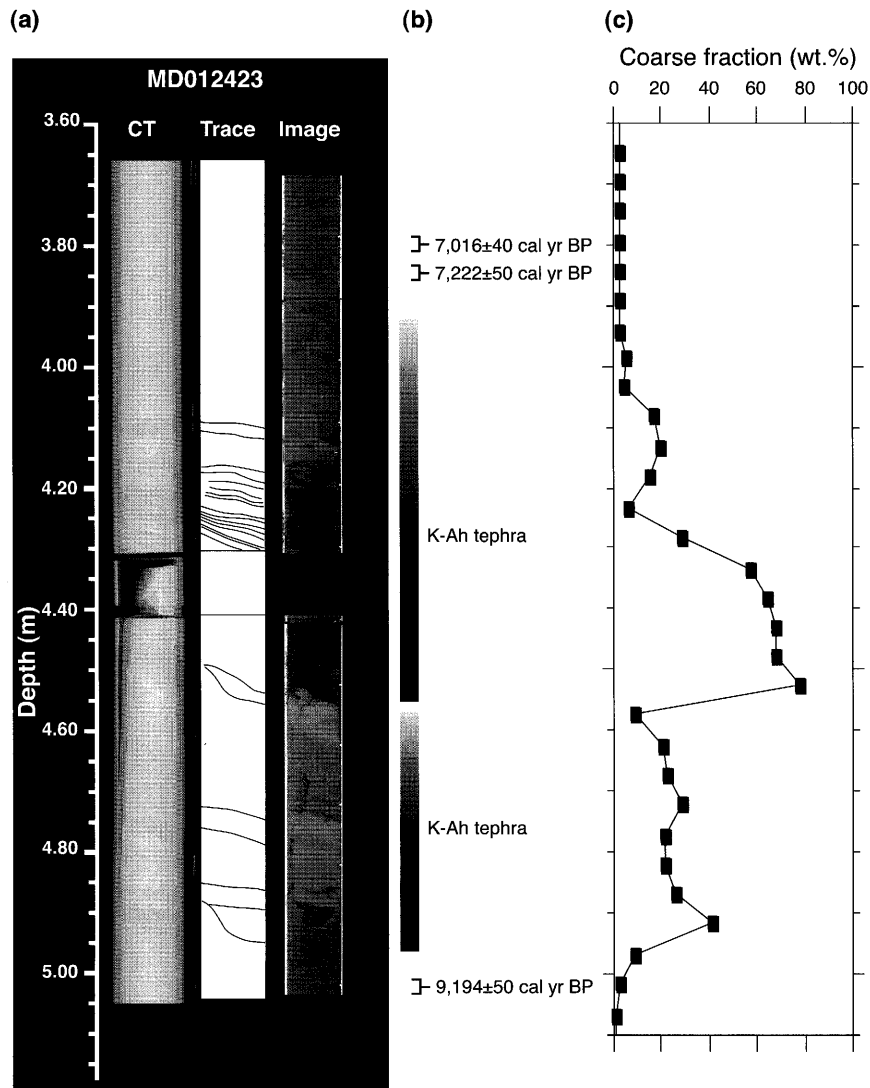


図9. (a) MD012423の3.65～5.05 mにおけるX線CT画像, 解釈図, カラーイメージ. 鬼界-アカホヤテフラ (K-Ah) は3.88～4.97 mに存在する. コアの幅は約12 cm. (b) 3層準での放射性炭素年代値を示した. (c) 堆積物の含砂率.

Fig. 9. (a) X-ray CT photograph, trace lines, and color image from 3.65 m to 5.05 m of core MD012423. Kikai-Akahoya (K-Ah) tephra is located from 3.88 to 4.97 m. Width of core is ~12 cm. (b) Radiocarbon ages of three levels. (c) Coarse fraction (wt.%) of each sediments.

と矛盾しない. このような二次的なテフラ層の堆積は, 四国沖の大陸斜面下部海盆から採取されたピストンコア (KT89-18 P-4) 中に挟在するATでも観察されている (村山ほか, 1993).

K-Ahの噴出年代は, 水月湖の堆積物コアの年縞からの推定では, AD1950年より7280年前である (福沢, 1995). 福沢 (1995) は, 福井県水月湖の湖底コアに認められる年縞を数えることによって西暦1995年からさかのぼって7325年前の年縞にK-Ahが挟まれていることを報告した. つまり, 西暦2000年を基準とするならば, K-Ahの噴出年代は, 約7330年前と推定される. また, K-Ah直上の有機物の $^{14}\text{C}$ 年代値から換算した暦年代値は, AD1950年より7623 ± 78年前である (福沢・北川, 1993). 一方, 本研究

で用いた土佐海盆2423コアのK-Ah直上から産出した浮遊性有孔虫*G. inflata*の放射性炭素年代は, 暦年代でAD1950年より7222 ± 50年前である (図9). このコアにおけるK-Ahの上限は不明瞭であるが, この年代値は, 水月湖コアの年縞から推定された7280年前とほぼ一致する. また, K-Ah直下から産出した浮遊性有孔虫*G. inflata*の放射性炭素年代は, 暦年代でAD1950年より9194 ± 50年前である (図9). K-Ahが地質学的には一瞬で堆積したことを考えると, テフラ層とそれより下位の半遠洋性粘土層との間には時間間隙 (ハイエタス) が存在する. したがって, 前述の通り, K-Ahの下位テフラ層は, 土佐海盆に堆積していた半遠洋性堆積物を侵食・削剥したと考えられ, その時間間隙は1900年間と見積もられる. K-Ahの直下の2層



準(501.8 cmと597.9 cm)で得られた放射性炭素年代を基に算出した平均堆積速度は35.7 cm/kyrであるが、この値を削剥された堆積物の平均堆積速度として適用すると、約68 cmの堆積物が削剥されたこととなる。下位(4.55~4.99 m)のテフラ層の堆積機構はいわゆるアッシュタービダイトである可能性があるが、上位テフラ層で見られる顕著な上方細粒化やラミナ構造が下位のテフラ層では認められないことから、異地性のテフラ層であるとしてもその移動・運搬距離は大きくないと考えられる。

## まとめ

四国沖の土佐海盆および大陸斜面下部海盆から採取された2本のIMAGESコアの岩相層序、年代モデル、テフラ層序を明らかにした。主な結果は以下の通りである。

- (1) 大陸斜面下部海盆から採取されたMD012422コアの年代モデルは、酸素同位体層序、放射性炭素年代測定、微化石層序から構築された。コア全体の平均堆積速度は13.1 cm/kyrであったが、約14 m付近より上位では堆積速度が急増し、最大69 cm/kyrに達した。帯磁率異方性の解析により、このようなコア上部での非常に高い堆積速度は、ピストンコアリングの際の機械的な堆積物の引き延ばし効果によって、見かけの層厚が伸長していることによるものであることが明らかとなった。
- (2) 土佐海盆中央部から採取されたMD012423コアは、約9 m(約17 cal kyr)以深ではタービダイト層が多数介在することから、古海洋変動を復元するためには注意が必要である。タービダイト層が頻繁に挟在する層準はおよそ最終氷期に相当することから、氷河性海水準低下に伴って、大陸棚から前弧海盆における堆積物供給プロセスが大きく変化し、氷期にはよりタービダイトが形成されやすいセッティングとなっていたと解釈される。
- (3) 2422コアおよび2423コアにおいて、南九州の鬼界カルデラ、始良カルデラ、および、加久藤カルデラ起源の複数の広域テフラが産出・同定された。上位より鬼界アカホヤ(K-Ah)、始良Tn(AT)、始良岩戸(A-Iw)、始良福山(A-Fk)、阿多島浜(Ata-Th)、加久藤(Kkt)である。また、給源不明のテフラ層および火山ガラスの濃集層が複数認められる。
- (4) 上下の地層から産出した浮遊性有孔虫の放射性炭素年代値から推定すると、ATの噴出年代は28.1~28.3 cal kyrである。
- (5) A-Iw、A-Fk、Ata-Th、Kktの各テフラは、これまで海洋コアからの産出報告例が少ないことから、本研究によって明らかにされた各テフラ層の産出層準と酸素同位体曲線との関係は今後の中期更新世における広域テフラの層序および分布範囲を議論する上で重要である。A-Iwの噴出年代は約58 kyrと推定され、MIS 4/5境界に位置する。A-Fkの噴出年代は約113.4 kyrで

あり、MIS 5.5後半に位置する。Ata-Thの噴出年代は約246 kyrであり、MIS 8.1に相当する。Kktの噴出年代は約311.4 kyrであり、MIS 9.2に相当する。

- (6) 土佐海盆2423コアにおけるK-Ahは下位の堆積層を削剥して堆積しており、かつ、テフラ層自体も上位層と下位層とに分かれている。特に、K-Ah上位層は二次的に堆積したアッシュタービダイトと解釈される。

## 謝辞

本研究に用いたコア試料の採取にあたり、北海道大学大学院地球環境科学研究科の大場忠道名誉教授をはじめ、*R/V Marion Dufresne*によるWEPAMA航海の乗船研究者および乗組員の方々にお世話になった。高知大学理学部の松岡裕美助教授には、石灰質ナノ化石の電子顕微鏡観察にご協力いただいた。高知大学海洋コア総合研究センターの倉本敏克博士(現在、(株)マリンワークジャパン)、および、佐川優子氏(現在、(株)マリンワークジャパン)には、2423コアの酸素同位体比測定の際にお世話になった。また、質量分析計(Isopnime)の利用では、海洋研究開発機構地球内部変動研究センターに便宜をはかっていただいた。東京大学海洋研究所の白井正明博士には、火山ガラスの屈折率測定の際にご協力いただいた。海洋研究開発機構の金松敏也博士、三島稔明博士(現在、高知大学海洋コア総合研究センター)には、帯磁率異方性の測定の際にお世話になった。また、海洋研究開発機構の久光敏夫博士には、帯磁率異方性について議論していただいた。2名の匿名の査読者からの有益なコメントは、原稿の改善に役立った。以上の方々に厚くお礼申し上げます。本研究の経費の一部は、高知大学教育改善推進費(平成13年度、平成15年度)、および、文部科学省科学研究費補助金特定領域研究(課題番号11204205、代表:安田尚登)、若手研究A(課題番号16684015、代表:池原実)の一部を用いた。

## 文献

- 青木かおり・山本弘文・山内守明, 2000. 「みらい」MR98-03次航海及びMR99K04航海で採取された海底コアの第四紀後期テフラ層序. 海洋科学技術センター試験研究報告, **41**, 49-56.
- Ahagon, N., Tanaka, Y. and Ujiie, H., 1993. *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleontology*, **22**, 255-273.
- Bard, E., 1988. Correction of accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in planktonic foraminifera: Paleocceanographic implications. *Paleoceanography*, **3**, 635-645.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N. and Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages of corals: An updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, **40**, 1085-1092.
- 福沢仁之, 1995. 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼

- の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- 福沢仁之・北川浩之, 1993. 水月湖の縞状堆積物に記録された完新世海水準・乾湿変動とその周期性. 日本第四紀学会講演要旨集, **23**, 144-145.
- Hiroki, Y., Watanabe, K. and Matsumoto, R., 2004. Lithology, biostratigraphy, and magnetostratigraphy of gas hydrate-bearing sediments in the eastern Nankai Trough. *Resource Geology*, **54**, 25-34.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In Berger, A. L., ed., *Milankovitch and Climate*, 269-305. D. Reidel, Norwell, Mass.
- 川村喜一郎・池原研・金松敏也・藤岡換太郎, 2002. パレスベラ海盆から採取されたタービダイトの帯磁率異方性による古流向解析. 地質学雑誌, **108**, 207-218.
- 町田洋・新井房夫, 1976. 広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義—. 科学, **46**, 339-347.
- 町田洋・新井房夫, 1978. 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田洋・新井房夫, 1988. 日本列島周辺の深海底に分布するテフラ. 第四紀研究, **26**, 227-242.
- 町田洋・新井房夫, 1992. 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 276p., 東京大学出版会.
- 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.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. and Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**, 1-29.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村真・安田尚登・平朝彦, 1993. 四国沖ピストンコア試料を用いたAT火山灰噴出年代の再検討—タンデトロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の $^{14}\text{C}$ 年代—. 地質学雑誌, **99**, 787-798.
- 長岡信治・奥野充・新井房夫, 2001. 10万~3万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. 地質学雑誌, **107**, 432-450.
- 中嶋健, 2000. ダービディティ—カレントの発生機構—タービダイトを用いた海域地震発生間隔評価手法の確立に向けて—. 地質調査所月報, **51**, 79-87.
- 大場忠道, 1991. 酸素同位体比層序からみた阿蘇4テフラおよび阿多テフラ. 月刊地球, **13**, 224-227.
- 白井正明, 2000. 男鹿半島浅海性堆積物と日本海半遠洋性堆積物の第四紀氷河性海水準変動への応答. 第四紀研究, **32**, 19-27.
- 周藤正史・石原和弘・巽好幸, 2000. 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史—カルデラ北縁部加治木, 国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料のK-Ar年代測定—. 火山, **45**, 1-12.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 竹村恵二・横山卓雄・西田史朗・塩原徹, 1991. 近畿地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, **30**, 353-360.
- Thierstein, H. R., Geitzenauer, K. R., Molfino, B. and Shackleton, N. J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels, variation by oxygen isotopes. *Geology*, **5**, 400-404.
- Thompson, P. R., Bè, A. W. H., Duplessy, J. C. and Shackleton, N. J., 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific oceans. *Nature*, **280**, 554-557.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y. and Shackleton, N. J., 2000. Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, **180**, 61-75.
- 山本正伸・入野智久・大場忠道・村山雅史・池原実・小玉一人・川幡穂高, 2002. 日本近海の長尺ピストンコアに見いだされたスーパ擾乱層. 石油技術協会誌, **67**, 590-593.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠義博・三田村宗樹・中川康一, 2000. 神戸市東灘1,700mボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, **39**, 505-520.
- Wein, K., Holz, C., Kölling, M. and Schulz, H. D., in press. Age models for pelagites and turbidites from the Cap Timiris Canyon off Mauritania. *Marine and Petroleum Geology*.

