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, Natual 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 tephras 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 tephras 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 ¹⁴C 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 tephras 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、陸上一海洋間のそれぞれ、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.

2006年3月

Т	Table 1. Core locations.											
	Core	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Recovery (m)							
-	MD012422 MD012423	32°08.7'N 32°50.1'N	133°51.8'E 133°45.9'E	2,737 1,042	47.3 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姶良カルデラの位置,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)と姶良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 tephras. (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,姶良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

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

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 ルコアの状態で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 (京都フィッショントラック社製)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 フィッション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)(設サイズ,180~250 μm)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(δ¹⁸O) 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 µm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,¹⁴C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,¹⁴C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¹⁴C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 (lineation) = Kmax/Kint

F (foliation) = Kint/Kmin

Kmax 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16.05~16.38m 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(12.76~12.78m,16.02~16.04m, 23.81~23.89m,31.86~31.90m,34.38~34.39m,36.38~ 36.41m)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20m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 45.3m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9m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1m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9mより深 い層準で頻繁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9m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、頻繁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、火山砕屑物の流入 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

化石79号

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



MD012423 (Tosa Basin)

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 関する情報はない.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、20cm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δ¹⁸O は、-2.4~0‰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. 各カラムの上に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.

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





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 *Emilliania 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 et al. (1987)
26.79	6.0	129.84	Martinson et al. (1987)
30.71	7.0	189.61	Martinson et al. (1987)
34.11	7.3	215.54	Martinson et al. (1987)
36.23	8.0	244.18	Martinson et al. (1987)
40.93	9.0	301.00	Imbrie et al. (1984)
44.62	10.0	339.00	Imbrie et al. (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、石灰質ナンノ化石 Emiliania huxlevi(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 285kyr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δ¹⁸O 曲線(図5b)では, MIS 8は不明瞭であるが, MIS 7

化石79号

2006年	53月
-------	-----

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	G. inflata	405	5	±25	Modern	KIA 18289
0.572-0.646	0.61	G. inflata	2,955	2,555	±30	2,730	KIA 18290
1.367-1.441	1.40	G. inflata	4,795	4,395	±35	5,040	KIA 18291
2.069-2.143	2.11	G. inflata	5,775	5,375	±40	6,190	KIA 18292
3.570-3.644	3.61	G. inflata	10,720	10,320	±70	11,940	KIA 18293
3.867-3.941	3.90	G. inflata	11,140	10,740	±70	12,720	KIA 18294
4.770-4.844	4.81	G. inflata	12,870	12,470	±90	14,330	KIA 18295
5.382-5.431	5.41	G. inflata	13,380	12,980	±90	15,510	KIA 18296
6.072-6.146	6.11	G. inflata	14,290	13,890	+100/-90	16,550	KIA 18298
7.600-7.649	7.62	G. inflata	16,370	15,970	±120	18,940	KIA 18300
9.027-9.102	9.06	G. inflata	18,280	17,880	±150	21,140	KIA 18301
11.271-11.346	11.31	G. inflata	22,490	22,090	±240	26,010	KIA 18302
13.467-13.529	13.50	G. inflata	28,770	28,370	+360/-340	33,160	KIA 18936
15.028-15.052	15.04	G. inflata	35,060	34,660	+800/-730	40,070	KIA 18937

表3.	Μ	D012422 =	アの浮	遊性有子	孔虫殻の	の放射り	生炭素	年在	弋値.		
Table	3.	Radiocarbo	n ages	of plan	ktonic	forami	inifera	in	core	MD0	1242



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δ¹⁸Oの 低下ピークが31~36.5m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δ¹⁸O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と,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

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

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	G. inflata	1,005	605	± 30 BP	719	KIA 21724
3.781-3.806	3.79	G. inflata	6,320	5,920	± 40 BP	7,016	KIA 21725
3.831-3.856	3.84	G. inflata	6,505	6,105	± 50 BP	7,222	KIA 21726
5.005-5.030	5.02	G. inflata	8,385	7,985	± 50 BP	9,194	KIA 21727
5.967-6.016	5.99	G. inflata	10,405	10,005	± 55 BP	11,923	KIA 21728
7.731-7.780	7.76	G. inflata	13,050	12,650	+ 80 / -70 BP	15,158	KIA 21729
8.347-8.371	8.36	G. inflata	13,750	13,350	$\pm 80 \text{ BP}$	16,108	KIA 21730
10.099-10.124	10.11	G. inflata	15,590	15,190	± 90 BP	18,746	KIA 21731
10.299-10.352	10.33	G. inflata	15,830	15,430	± 90 BP	18,886	KIA 21732

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.

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 δ^{18} Oは, -2.4~0.3 ‰の間 で変化しており、深度8~9m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(Anisotrophy 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12m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14mまでに徐々に減少し、そこから約40m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, 泥やシルトなどの砕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コア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コア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14m)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14m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値は一様に変化し 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 積物が一様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,

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

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1.47~2.24m(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11.87~12.05m(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21.17m(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とす 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)からも、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と、これらのテフラは南九 州の姶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テフラが姶良Tnテフラ (AT) であり、下位に位置する12.78テフラが姶良深港テ フラ (A-Fm), あるいは, 姶良大塚テフラ (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は姶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は姶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 x10¹² kg, A-Ot が0.63x10¹² 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.	MI	D012422	および	びМI	201242	23か	ら産と	Ηl	たテフ	ラの火	山ガ	ラス屈打	沂率.		
Table	5. '	Tephra	and tl	heir 1	efract	ive i	ndex	in s	sedimen	t cores	MD	012422	and	MD0	12423.

Tephra code	Core	Depth in core (m)	Thickness (cm)	Estimated age (¹⁴ C yr BP)	Estimated age (cal yr BP)	Tephra name	Mineral assemblage ^a	Glass type ^b	Refractive index of glass (n)	Refractive index of orthopyroxene (γ)	Refractive index of hornblende (n ²)	Lab ^c
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-Iw	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

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

^b pm : pumice type, bw : bubble wall type, ch : shattered glass by rapid cooling

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





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. 姶良岩戸テフラ (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、姶良岩戸テフラ(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-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,姶良カルデラ北東部に位置 する敷根安山岩の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. 姶良福山テフラ (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,姶良福山テフラ(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-T₂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MIS5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 kvr 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、MIS9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 kvr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的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3.65~5.05m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3.89~4.99m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3.89~4.55m)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4.15~4.30m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3.89~4.55m)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ッ 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



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



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.



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¹⁴C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 アの年稿から推定された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9m(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、姶良カルデラ、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)、姶良Tn(AT)、姶良岩戸(A-Iw)、 姶良福山(A-Fk)、阿多鳥浜(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,石灰質ナン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 Ujiié, 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 ¹⁴C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic 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 ²³⁰Th/²³⁴U and ¹⁴C 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

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

の年編堆積物. 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 δ^{18} 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-姶良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 フラーアカホヤ火山灰. 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¹⁴C 年代-.地質学雑誌, 99,787-798.
- 長岡信治・奥野充・新井房夫,2001.10万~3万年前の姶良カルデ 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. ダービディティー・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. 姶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 ¹⁴C data base and CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- 竹村恵二・横山卓雄・西田史朗・壇原徹, 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 synchroneity of late Quaternary coccolith datum levels, variation by oxygen isotopes. *Geology*, 5, 400-404.
- Thompson, P. R., Bé, 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, 55 4-557.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y. and Shackleton, N. J., 2000. Rock magnetic detection of distal ice-rafted debries: 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 スープ状擾乱層.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 Gology*.

