日本海中部大和海盆から採取された酸素同位体ステージ 3 に噴出した 3 枚の火山灰

池原 研^{*1}・吉川 清志^{*2}・Chun, Jong-Hwa^{*3}

日本海中部大和海盆から採取された堆積物コア中に挟在する火山灰のうち、始良-丹沢火山灰 (AT) と阿蘇 4 火山灰 (Aso-4) の間に産し、従来富山沖 (To), 山陰 1 (SAN1), 鬱陵-大和 (U-Ym) 火山灰と呼ばれていた 3 枚の火山灰について、火山ガラスの諸特性をまとめた。また、3 層準での浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定結果とあわせて、その起源と噴出年代を考察した。その結果、以下のことがわかった。富山沖火山灰の火山ガラスの屈折率、主成分・微量成分化学組成は、その給源火山が白頭山であることを示した。その年代は 48~51 ka である。また、この火山灰は白頭山-日本海盆火山灰 (B-J) に対比されると考えられる。山陰 1 火山灰は、火山ガラスの主成分化学組成から大山火山起源と推定され、To との層位的関係から 53~55 ka の噴出年代が推定できることから、大山倉吉軽石 (DKP) に対比される可能性が高い。鬱陵-大和火山灰は、その噴出年代が AT-To 間の堆積速度を外挿して求めると 62~64 ka となり、AT-Aso-4 間の堆積速度を一定として考えられてきたものよりも古い年代値が得られた。今回得られた年代から、大和海盆の平均堆積速度は酸素同位体ステージ 3 の中・後期 (AT-To 間) とステージ 3 の前期から 5 の後期 (To-Aso-4 間) までの期間で異なり、前者では後者よりも遅かったと考えられる。これは気候・海洋環境変化による細粒堆積物の供給量の変化を反映している可能性があら

キーワード：日本海、テフラ、白頭山、鬱陵島、大山、ステージ 3

I. はじめに

日本海は、日本列島とアジア大陸の間に位置する縁海で、表層水の影響域である水深 150~200 m 以浅を除けば、泥の堆積場にある (例えば、Ikehara, 1991)。また、周囲およびその中には日本列島のほか、白頭山や鬱陵島などの活火山が多数存在し、これらの火山の爆発的噴火によるテフラが多数供給される場にある。連続して細粒堆積物が堆積し続け、低温で風化の影響の少ない日本海の深海底は、テフラ層序の研究には適した場所の一つである。例えば、新井・町田 (1983) や Furuta *et al.* (1986)、町田・新井 (1988, 1992) は、日本海から採取されたピストンコア中から多数の広域火山灰の産出を報告

している。また、吉川 (1990)、Ikehara *et al.* (1994)、中嶋ほか (1996) は日本海中部から、田中ほか (2002) や Ikehara (2003) は日本海北部から、さらに多数の火山灰の産出を報告している。

鬱陵-大和火山灰 (U-Ym) は、新井ほか (1981) により日本海から採取されたピストンコア中から報告された火山灰である。ただし、この報告の中で本テフラは、大和火山灰 (Ym) として記述され、鬱陵島の近くで最も粗粒になることから、鬱陵島あるいはその近傍の火口から噴出したものとしている。古田ほか (1983) は EPMA による火山ガラスの主成分組成の特徴を述べ、Ym が鬱陵-隠岐火山灰 (U-Ok) と同様に、きわめて高いアルカリ含量 (12~13%) を持つことを示し、Ym も鬱陵島起源

2003 年 6 月 11 日受付。2004 年 4 月 17 日受理。

*1 産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門 〒305-8567 つくば市東 1-1-1 つくば中央第 7。E-mail: [REDACTED]

*2 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター 〒305-8567 つくば市東 1-1-1 つくば中央第 7。

*3 産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門 〒305-8567 つくば市東 1-1-1 つくば中央第 7。(現住所: 韓国海洋研究院 〒425-600 韓国京畿道安山市安山郵便局支所函 29 号)

であることを示唆している。そして、町田・新井(1988)ではYmをU-Ymと表記し、鬱陵島起源であることを示した。また、この論文では、鬱陵島や竹島近海のコアから、何枚ものアルカリ岩質のテフラを認め、また日本海北西部や北海道西岸沖では白頭山起源の白頭山-苫小牧火山灰(B-Tm)によく似たテフラがより下位の層準からも産することを報告した。そして、白頭山、鬱陵島はいずれも第四紀中・後期に、きわめて活発な爆発的噴火をしたことを示した。一方、日本海中部から採取された多数のコアのテフラについて、ICP発光分析により火山ガラスの化学分析を行った吉川(1990)は、広域火山灰である始良-丹沢火山灰(AT)と阿蘇4火山灰(Aso-4)の間に3枚の特徴的な火山灰層を認め、組成の特徴から上位より、鬱陵-大和火山灰、山陰1火山灰(SAN1)、大陸系火山灰と対比した。その後、U-Okiiの化学組成との比較から、対比層序は改定され、上位から、富山沖火山灰(To)、山陰1火山灰、鬱陵-大和火山灰とされた(Ikehara *et al.*, 1994)。しかし、これらの火山灰の給源火山はU-Ymを除いて不明のままである。

一方、日本海の第四紀堆積物は、海水準変動や東アジアモンスーン変動に関係した海洋環境の変化に応じて形成された明暗縞模様で特徴づけられる(Oba *et al.*, 1991; 池原, 1998; Tada *et al.*, 1999)。特に、酸素同位

体ステージ3から5にかけては、夏のモンスーンの強化に関係して形成された薄い厚さの暗色層が多数挟在し、その挟在パターンはグリーンランド氷床コアのDansgaard-Oeschger (D-O) サイクルに対比されている(Tada *et al.*, 1999)。しかし、日本海は外洋と浅い海峡で境された縁海であり、東シナ海や周辺陸域からの淡水の供給や浅い炭酸カルシウム補償深度のため、海底堆積物の層序対比に重要な酸素同位体曲線を細かく求めて、標準曲線と対比したり、有孔虫遺骸を用いた放射性炭素年代測定が困難であった。このため、日本海の暗色層の出現パターンがグリーンランド氷床コアや北大西洋のD-Oサイクルに正確に対比されるか否かは不明のままであった。

U-Ymは、その産出層準がATとAso-4の間に位置することから、この間の絶対年代を与えるものの一つとして期待されている火山灰である。しかし、鬱陵島では多数の噴火が起こっており、U-Ymがそのどれに対比できるかが不明なため(町田ほか, 1984)、年代を特定できなかった。U-Ymの年代としては、ATとAso-4の年代と層位関係から、約25,000~35,000年前(新井ほか, 1981)あるいは30,000~35,000年前(Ikehara *et al.*, 1994)と推定されているが、年代のクロスチェックはできていない。日本海中部から採取された多数のコアの岩

図 1 試料採取位置

Fig. 1 Location of sampling site of the sediment cores studied

相を論じた中嶋ほか (1996) でも, U-Ym の年代はその層位学的位置から, 暦年代で 35,900 年前とされている。

地質調査所 (現: 産業技術総合研究所) では, 日本海の堆積作用と古環境の研究のため, 多数の海底堆積物コア試料を採取し, 研究の基礎となる年代決定のために火山灰の分析・同定作業に取り組んできた。ここでは, 日本海中部から採取された 4 本の海底堆積物コア試料中に挟在する U-Ym 近傍の 3 枚の火山灰層について, まずその特徴を述べる。次に, 最上位の To の層準およびその下位の層準における浮遊性有孔虫の放射性炭素年代測定結果から, これら 3 枚の火山灰層の堆積年代について報告する。そして, 給源が不明であった To と SAN1 の給源について議論する。

II. 試料と分析方法

今回分析に用いたコアは日本海中部大和海域から採取された 4 本の海底堆積物コアである (図 1)。これらすべて, 地質調査所 (現: 産業技術総合研究所) による白嶺丸の調査航海において採取された。これらのうちの 3 本 (GH89-2-25, 27, 28) の岩相や挟在するテフラについては, 中嶋ほか (1996) によりすでに報告された。それによれば, 最終氷期最盛期に形成された厚い暗色層 (Ikehara *et al.* (1994) あるいは Tada *et al.* (1999) の TL2, 中嶋ほか (1996) の D2 の下位に AT が挟在し, その下位には薄い暗色層が多数存在する。もう 1 本のコア (GH90-511) でも, 基本的な層序は同じである (図 2)。ここで対象とする 3 枚のテフラ, 上位から To, SAN1, U-Ym は, 中嶋ほか (1996) による暗色層の番号づけによれば, To が D6 の暗色層中に, SAN1 が D6 の下の明色層中に, U-Ym が D7 の暗色層の下位の比較的厚い明色層中

図 2 対象としたコアの AT 層準付近以下の岩相柱状図とテフラの対比
ハッチをかけている部分が暗色層。

Fig. 2 Lithological columnar sections of the cores studied and tephra correlation
Hatched bands indicate the dark colored layers.

に産出する。中嶋ほか(1996)によれば、これらの暗色層やテフラより下位に Aso-4 が確認されており、これらのテフラは AT より古く、Aso-4 よりも新しい。最近使用されている AT の年代 (29.24 ka : Tada *et al.*, 1999) や Aso-4 の年代 (86~90 ka : 吉川・井内, 1993 あるいは 89±7 ka : 松本, 1996) から、これらのテフラが酸素同位体ステージ 3~5.2 の間にあることは間違いない。なお、今回研究に用いた 4 本のコアには Aso-4 は挟在していない。中嶋ほか(1996)のコア間の対比に基づけば、これらのコアの基底が Aso-4 に達していないためと判断される。

テフラの分析は以下のように行った。まず、それぞれのコア中で肉眼的に火山灰層にみえる部分を分取し、その一部を 63 μ m の篩上で水洗して、その残渣の組成と火山ガラスの形態を確認した。残渣組成で火山ガラスが優勢な試料について、火山ガラスの形態の記載と温度可変型屈折率測定装置を用いた火山ガラスの屈折率測定を行った。形態分析と屈折率測定は、(株)京都フィッシュン・トラックに依頼した。屈折率測定に供した試料の残りを超音波洗浄器で洗浄し、エポキシ樹脂で固めたあと研磨して、産業技術総合研究所の波長分散型 X 線マイクロアナライザー (EPMA) で主成分化学組成を分析した。加速電圧は 15 kV、ビーム径は 10 μ m とした。また、同じコアの同じテフラについて、ICP 発光分析による化学分析が行われている (吉川・池原, 1991 ; 中嶋ほか, 1996)。その分析手順については、吉川 (1990) を参照されたい。

コア GH89-2-25 および GH89-2-27 の To を挟在する暗色層 (中嶋ほか (1996) の D6) とコア GH90-511 の SAN1 と U-Ym の間の暗色層 (中嶋ほか (1996) の D7 に対比される) 中には、肉眼で多数の浮遊性有孔虫遺骸

が認められた。このため、この層準の試料について放射性炭素年代測定を試みた。具体的には、D6 の To 直下部分および D7 層準の堆積物を分取し、63 μ m の篩上で水洗し、超音波洗浄を数回行ったものについて、浮遊性有孔虫を拾い出した。コア GH89-2-25 については、浮遊性有孔虫の *Globigerina umbilicata* 単種で年代測定に必要な量を得られたが、残りの 2 つの試料については単種では必要量を得ることができなかったため、複数種の浮遊性有孔虫で測定を行った。測定は、(株)地球科学研究所を通して、アメリカの Beta Analytic 社に依頼した。なお本論文では、以下断りのないかぎり、放射性炭素年代とは $\delta^{13}\text{C}$ による同位体分別の補正を行い、海洋レザバー効果を取り除いていない年代値 (conventional radiocarbon age) の意味で使用する。

III. 火山ガラスの形態・屈折率と化学組成

測定された火山ガラスの屈折率とガラスの形態は、表 1 のようにまとめられる。To は、屈折率が 1.516-1.521 の間にあり、吉川 (1976) の繊維状あるいは多孔質型、中間型、扁平型の火山ガラスからなる。SAN1 は、屈折率が 1.500-1.502 の比較的狭い範囲にあり、やはり繊維状あるいは多孔質型、中間型、扁平型の火山ガラスからなる。U-Ym は、屈折率が 1.523-1.526 と比較的高く、繊維状あるいは多孔質型ないしは中間型の火山ガラスからなる。

100% に規格化した EPMA による火山ガラスの主成分化学組成は、表 2 に示した。また、ICP 発光分析による化学組成を表 3 に示した。この分析結果に基づき、 SiO_2 - Na_2O 、 SiO_2 - CaO 、La-Y、Ba-Th の関係を図 3 に示した。これらによれば To は、主成分組成では高いアルカリ含量 (Na_2O 、 K_2O とともに 5~6%) とやや高い FeO 含

表 1 火山ガラスの形態と屈折率

Table 1 Type and refractive index of volcanic glass shard

Core	Sub-bottom Depth (cm)	Refractive Index of Volcanic Glass			Glass Type	Correlation
		Min	Max	Mode		
GH89-2-25	328-330	1.516	1.519	1.517-1.518	T, C, H	To (B-J)
	338	1.501	1.502	1.501-1.502	T, C, H	SAN1 (DKP?)
GH89-2-27	364-366	1.516	1.521	1.516-1.518	T, C, H	To (B-J)
	377-379	1.501	1.502	1.501-1.502	T, C, H	SAN1 (DKP?)
	413	1.523	1.526	1.524-1.525	T, C	U-Ym
GH89-2-28	252	1.516	1.519	1.517-1.518	T, C, H	To (B-J)
	260.5-261.5	1.501	1.502	1.501-1.502	T, C, H	SAN1 (DKP?)
	287.5-288	1.523	1.525	1.524-1.525	T, C	U-Ym
GH90-511	320-321	1.500	1.502	1.500-1.502	T, C, H	SAN1 (DKP?)
	350	1.523	1.526	1.524-1.525	T, C	U-Ym

Glass type: H; large broken bubble wall type, T; fibrous and pumice type, C; intermediate form between H-type and T-type (after Yoshikawa, 1976)

量 (4.5~5%), 低い CaO 含量 (0.3~0.56%), 微量成分組成では高い La, Y, Th 含量と低い Sr, Sc, Ba 含量で特徴づけられる. 一方, SAN1 は高い CaO 含量 (1.25~1.9%), やや高い SiO₂ 含量 (76.5~77.3%), 低い FeO 含量 (0.84~1.01%) の主成分組成と高い Ba 含量と低い La, Y, Th 含量の微量成分組成を示す. U-Ym は低い SiO₂ 含量 (58.3~59.8%) および高い Al₂O₃ 含量 (20.2~20.9%) とアルカリ含量 (Na₂O : 8.1~9.7%, K₂O : 6.3~6.9%) の主成分化学組成で特徴づけられ, 特に Al₂O₃ と Na₂O 含量が高いことが特徴である. 微量成分組成では, 高い La, Th 含量と, 低い Sr, Sc, Ba 含量を示し, To とは Y 含量がやや低いことで区別される.

IV. 年代測定結果

得られた年代測定結果は, 3つの試料のうち2つは測定限界 (48,780 yrs BP) を超えていた (表 4). 唯一測定されたのは To を挟む D6 暗色層中の浮遊性有孔虫 *Globigerina umbilicata* 単種を用いて年代測定を行ったコア GH89-2-25 の 46,280±1,700 yrs BP のみである. コア GH89-2-27 の同じ層準の測定結果が測定限界を超えていることを考慮すると, 大和海盆の D6 暗色層の形成年代は放射性炭素年代で, 46,000~49,000 年前程度と推定される. このことは, より下位の SAN1 と U-Ym の間に位置する D7 暗色層が, 放射性炭素法による年代

表 2 波長分散型 X 線マイクロアナライザーによる各テフラの火山ガラスの主成分化学組成

Table 2 Major chemical composition of volcanic glass shards of the studied tephtras analyzed by WDS-EPMA

Core	Sub-bottom Depth (cm)	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	CaO	Correlation
GH89-2-25	328-330	5.80	11.821	4.941	71.69	5.141	0.00	0.00	0.075	0.09	0.446	To (B-J)
		5.84	12.784	4.698	70.29	5.513	0.01	0.02	0.104	0.19	0.555	
		5.71	12.274	4.740	71.17	5.473	0.02	0.01	0.118	0.04	0.442	
	338	3.22	12.628	0.998	77.08	4.144	0.24	0.02	0.031	0.26	1.375	SAN1 (DKP?)
		3.10	12.569	0.851	77.24	4.472	0.23	0.04	0.028	0.17	1.299	
		3.15	12.723	1.014	77.01	4.392	0.20	0.05	0.028	0.07	1.359	
GH89-2-27	364-366	6.02	11.605	4.651	71.87	5.309	0.01	0.00	0.134	0.09	0.314	To (B-J)
		5.68	12.019	4.680	71.41	5.485	0.03	0.04	0.037	0.15	0.456	
		5.69	11.908	4.603	71.89	5.250	0.04	0.01	0.141	0.08	0.389	
		6.02	12.302	4.792	70.71	5.381	0.00	0.03	0.132	0.12	0.504	
	377-379	3.31	12.747	0.963	76.76	4.466	0.20	0.02	0.040	0.10	1.389	SAN1 (DKP?)
		3.08	12.819	0.896	76.82	4.582	0.26	0.04	0.021	0.24	1.245	
	413	9.74	20.862	3.466	58.34	6.264	0.03	0.02	0.337	0.06	0.872	U-Ym
		8.07	20.232	3.427	59.77	6.861	0.14	0.02	0.152	0.09	1.233	
GH89-2-28	252	5.86	12.507	4.764	70.72	5.336	0.00	0.00	0.102	0.24	0.465	To (B-J)
		5.84	11.969	4.844	71.23	5.282	0.03	0.01	0.118	0.22	0.471	
		5.83	11.944	4.806	71.30	5.363	0.03	0.00	0.113	0.19	0.429	
		5.85	11.792	4.673	71.38	5.470	0.02	0.00	0.135	0.21	0.468	
	260.5-261.5	3.32	12.998	0.983	76.45	4.367	0.21	0.02	0.075	0.25	1.318	SAN1 (DKP?)
		3.26	12.424	0.948	77.27	4.342	0.23	0.06	0.036	0.08	1.348	
GH90-511	320-321	3.25	12.631	0.835	76.93	4.445	0.21	0.01	0.060	0.26	1.377	SAN1 (DKP?)
		3.17	12.700	0.935	77.03	4.455	0.20	0.01	0.051	0.10	1.347	
		3.10	12.923	0.903	76.96	4.411	0.20	0.01	0.055	0.11	1.329	
	350	8.89	20.279	3.485	59.51	6.267	0.08	0.04	0.295	0.12	1.036	U-Ym
GH78-2 P129	220-221.5	5.90	15.020	3.400	68.88	5.760	0.00	0.00	0.110	0.22	0.770	B-J

表 3 ICP 発光分析法による各テフラの火山ガラスの化学組成

Table 3 Chemical composition of volcanic glass shards of the studied tephtras analyzed by ICP emission spectrometry

Core	Sub-bottom Depth (cm)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	Ba (ppm)	La (ppm)	Sc (ppm)	Sr (ppm)	Th (ppm)	V (ppm)	Y (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Correlation
GH89-2-25	328-330	0.298	11.25	5.48	0.12	0.03	0.70	5.13	5.7	0.02	7	202	0.0	8	31	0	112	87	317	To (B-J)
	338	0.185	12.59	1.03	0.05	0.22	1.80	3.06	3.5	0.06	789	24	1.1	224	0	9	7	26	42	SAN1 (DKP?)
GH89-2-27	364-366	0.312	11.52	5.69	0.12	0.03	0.49	5.01	5.6	0.02	11	196	0.7	3	32	0	108	44	287	To (B-J)
	377-379	0.181	12.40	1.06	0.05	0.23	1.70	3.18	4.0	0.05	794	23	1.4	225	5	9	7	40	47	SAN1 (DKP?)
	413	0.070	19.03	4.26	0.30	0.06	0.95	8.71	5.9	0.03	14	190	0.0	7	43	0	44	40	175	U-Ym
GH89-2-28	260.5-261.5	0.185	12.63	1.88	0.07	0.22	1.75	3.10	3.5	0.06	845	22	1.3	241	9	10	6	38	43	SAN1 (DKP?)
GH90-511	320-321	0.181	12.04	4.72	0.05	0.23	1.61	3.04	3.6	0.05	785	20	1.3	206	10	10	6	8	30	SAN1 (DKP?)
	350	0.068	19.29	4.26	0.28	0.07	0.98	8.75	5.7	0.03	19	183	0.0	10	36	0	42	4	150	U-Ym
GH89-2-19	5-16	0.288	12.33	4.61	0.10	0.06	0.59	4.96	5.6	0.02	19	179	1.0	6	37	0	109	105	304	B-Tm
GH89-4-36	68	0.307	12.93	4.99	0.11	0.08	0.74	5.30	5.5	0.03	18	168	1.3	7	29	0	99	9	207	B-Tm
GH87-2-305	279-283	0.323	18.08	4.48	0.19	0.16	1.50	7.41	6.3	0.06	57	112	0.0	37	24	6	25	11	84	U-OkI
GH87-2-309	161-165	0.206	18.95	3.66	0.22	0.07	1.07	8.45	5.4	0.03	16	146	0.0	10	34	0	33	7	106	U-OkI

図 3 波長分散型 X 線マイクロアナライザーおよび ICP 発光分析により得られた各テフラの火山ガラスの化学組成の特徴

Fig. 3 Chemical composition of volcanic glass shards of each tephra by WDS-EPMA and ICP emission spectrometry

表 4 放射性炭素年代測定結果

Table 4 Result of radiocarbon age determinations

Core	Sub-bottom Depth (cm)	¹⁴ C age (measured)	δ ¹³ C	¹⁴ C age (conventional)	Accession No.	Sample
GH89-2-25	330-332	45900±1700	-2.1	46280±1700	Beta-115361	<i>Globigerina umbilicata</i>
GH89-2-27	367-368	>48400	-1.8	>48780	Beta-115362	Mixed planktonic foram
GH90-511	328-330	>48400	-1.9	>48780	Beta-115363	Mixed planktonic foram

測定限界を超えていることと矛盾しない。

V. 火山ガラスの特徴と年代からみた給源
火山の推定とテフラ対比

給源の推定されている U-Ym については、火山ガラスの主成分化学組成、屈折率とも同じ鬱陵島起源の U-Oki に似ている。すなわち、新井ほか(1981)、町田ほか(1981, 1984)、Furuta *et al.* (1986) による U-Oki や鬱

陵島起源の火山灰の屈折率や主成分化学組成と似た組成を示し、給源が同じである可能性が高いことを示唆している。この近傍の層準に、鬱陵島起源のテフラと考えられるものが存在しないことから、このテフラを新井・町田(1983)や町田・新井(1988, 1992)の U-Ym に対比できる。

次に、To の特徴について述べる。高いアルカリ含量は鬱陵島起源のテフラと同様であり、アルカリ岩質のテ

フラといえる。しかし、鬱陵島起源のテフラに比べて火山ガラスの屈折率が明らかに低く、 SiO_2 、 FeO や Y 含量が高く、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 CaO 含量が低いことで明瞭に区別される。日本海のアルカリ岩質テフラと比べてみると、B-Tm の化学組成 (Furuta *et al.*, 1986; Machida *et al.*, 1990; 中嶋ほか, 1996) や屈折率 (町田・新井, 1992) によく一致する。これらの結果は、富山沖火山灰 (To) が白頭山起源のものである可能性を強く示唆する。新井・町田 (1983), 町田・新井 (1988, 1992) は日本海北部のコアで、Aso-4 の上位に白頭山-日本海盆火山灰 (B-J) を報告している。しかしこの報告では、テフラを挟在する層準の岩相記載も行われていないため、その年代を推定することは困難である。ただし、新井・町田 (1983), 町田・新井 (1988, 1992) に記載されている B-J の挟在層準の岩相を Honza and Yuasa (1979) の記載から判断するかぎりでは、最終氷期最盛期以前の薄い暗色層と明色層の互層部分に挟在していると判断される。実際、産業技術総合研究所に保管されている新井・町田 (1983) が報告したコア (GH78-2 P129) の岩相を確認すると、乾燥が著しいため暗色層の明確な対比は困難なものの、明暗互層中の比較的厚く明瞭な暗色層の上部に挟在していることが確認できた。また、この B-J の火山ガラスの EPMA による主成分化学組成は、 SiO_2 と FeO がやや低く、 Al_2O_3 と CaO がやや高いが、高いアルカリ含量 (Na_2O 、 K_2O とも 5% 以上) など、To のそれと大きな違いはない (表 2)。一方、田中ほか (2002) は地質調査所、東京大学海洋研究所、東海大学などにより、日本海北部から採取された堆積物コア中のテフラを検討し、男鹿半島沖から採取されたコアの AT と Aso-4 の間にこれと似た主成分化学組成をもつテフラを、既知のテフラと対比がつかなかったため、Unknown 4 として報告している。田中ほか (2002) でもこのテフラの挟在層準の岩相について詳しい記載はないが、少なくとも男鹿半島沖のコア GH99-1261 については、最終氷期最盛期以前の明暗互層中で、暗色層中に挟在して産している。また、新井・町田 (1983), 町田・新井 (1988, 1992), 中嶋ほか (1996), 田中ほか (2002) などの報告で、B-J あるいは Unknown 4 以外で AT-Aso-4 間の白頭山起源と考えられる化学組成をもつテフラは、田中ほか (2002) により Unknown 5 とされたものが Aso-4 の直上にある以外は認められない。この Unknown 5 は、少なくともコア GH99-1261 では Aso-4 のまさに直上に位置し、その上位に、Tada *et al.* (1999) により TL19-21 と番号づけ

1) 講演要旨では 28 ± 5 ka とされているが、講演時にこの年代値に修正された。

られた Aso-4 の上位で、特徴的にほかのものより厚い 3 枚の暗色層が認められるので、B-J とは層序的に区別できる。以上のことから、富山沖大和海盆で富山沖火山灰 (To) として記載されたテフラは白頭山起源であり、新井・町田 (1983), 町田・新井 (1988, 1992) の白頭山-日本海盆火山灰 (B-J) に対比されると考えられる。

To の年代については、今回の放射性炭素年代測定結果から放射性炭素年代で 46,000~49,000 年前と推定できる。当時の浮遊性有孔虫が生息していた表層水の海洋レザバー効果も求められていないが、海洋レザバー効果を現在の海洋の全球平均といわれる 400 年 (Broecker and Peng, 1982; Bard, 1988) とし、Kitagawa and van der Plicht (1998) の大気試料についての 45,000 年前までの放射性炭素年代と暦年代の関係を外挿して暦年代を求めると、およそ 48,000~51,000 年前が見積もられる。大和海盆の富山深海扇状地上から採取されたピストンコア試料の火山灰を分析し、日本海の ODP 掘削試料中のそれと比較した白井ほか (2003) は、Tada *et al.* (1999) との暗色層対比に基づく ODP Site 797 の暗色層の形成年代から、To の年代を 51 ± 5 ka とした¹⁾。この年代は今回の推定と整合的である。ただし、Voelker *et al.* (1998) によれば、45 ka を超えると放射性炭素年代と暦年の差はそれ以前よりも小さくなる傾向にあるので、暦年代値は上記の年代よりも若干若く 46~49 ka 程度になる可能性はあるが、ここでは比較的データの多い 45 ka までの結果から外挿したもので、以下の考察を行うこととする。

SAN1 は結晶質のテフラで、Mg、Ti 含量が高く、La/Y 比が大きいという ICP 発光分析結果から、山陰の火山起源のものと考えられた (吉川, 1990; 吉川・池原, 1991)。AT と Aso-4 の間にテフラを供給した山陰の第四紀火山としては、三瓶山と大山がある。三浦・林 (1991) によれば、AT と Aso-4 間に挟在する三瓶山のテフラとしては、三瓶雲南軽石 (SUn: 45~47 ka), 三瓶大田軽石 (SOf: 37.8 ka より古い), 三瓶池田軽石 (SIP: 30~40 ka) がある。これらの火山ガラス主成分化学組成の特徴は、SAN1 のそれとは異なることがすでに報告されている (三浦ほか, 1991)。すなわち、これらの三瓶山起源のテフラの火山ガラスの主成分化学組成 (三浦・林, 1987) は、 TiO_2 含量がほとんどないこと、SIP を除いて CaO 、 FeO 含量が 1% に達しないこと、SIP では $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ であることから、SAN1 のそれと異なる。次に、SAN1 の給源火山として大山を考えてみる。SAN

1 は To の下位に位置するので、50,000 年前後あるいはそれより古いテフラである。Aso-4 以降で AT 以前の大山のテフラとしては、大山荒田軽石 1 (DAP1)、大山荒田軽石 2 (DAP2)、大山生竹軽石 (DNP)、大山関金軽石 (DSP)、大山倉吉軽石 (DKP)、鴨ヶ丘火山灰 (KmA) がある (岡田・谷本, 1986; 岡田ほか, 1995; 古澤・梅田, 2002)。これらの各テフラの噴出年代は、DNP が 80 ± 40 ka (木村ほか, 1999)、DKP はほかのテフラとの層位関係から $45 \sim 47$ ka (町田・新井, 1979)、あるいはおよそ 50 ka (竹本, 1991)、花粉組成層序と酸素同位体層序の関係から 55 ka 以前 (町田・新井, 2003)、ウラン系列年代から 46 ± 3 ka (Omura, 1986)、放射性炭素年代測定から $50 \sim 52$ ka (中村ほか, 1992) と推定されている。したがって、年代的にもっとも可能性の高いのは DKP である。陸上における DKP は、火山ガラスが粘土化して僅少であり、その広域的な分布に比べて火山ガラスに関する情報に乏しい。町田・新井 (1992) によれば、軽石型火山ガラスの屈折率は 1.508-1.514 とされるが、古澤・梅田 (2002) は鉱物に付着するガラスの測定値で問題はあるものの、下部で 1.506-1.512、上部で 1.503-1.507 で、下部から上部へ低くなる傾向があることを示した。また三浦・林 (1991) は、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザーによる DKP 火山ガラスの主成分化学組成の特徴を示した。これによれば、 Na_2O 含量が K_2O 含量よりも高く、ほかの大山系テフラと異なる特徴を持っている。今回得られた SAN 1 の屈折率 (1.501-1.502) は、上記の町田・新井 (1992) や古澤・梅田 (2002) の値に比べて低い。火山ガラスの主成分化学組成は $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ であり、両者の和が 7% 程度であること、 $\text{CaO} > \text{FeO}$ であるが、両者とも 1% 程度の値を持つことなど、三浦・林 (1991) の示した DKP の分析結果と類似の結果を示す。しかし、 Al_2O_3 含量が SAN 1 では 12.5~13.0% の狭い範囲に収まっているのに対して、三浦・林 (1991) ではばらつきが大きく、値もやや大きいことなどの違いもある。古澤・梅田 (2002) は、斜方輝石と角閃石の屈折率の比較から、大山東山麓における DKP 降下軽石層の上部層準が広域テフラとなって遠方に達した可能性を示した。今回得られた火山ガラスの屈折率は、古澤・梅田 (2002) の示したそれよりもさらに低いが、SAN 1 の火山ガラスの屈折率が低いことは、このようなフォールユニットの違いを反映したものかもしれない。ただし、フォールユニットの違いだけで説明できるかどうかは、さらに検討されなければならない。陸上の DKP は、すでに述べたように、火山ガラスは軽石型であり、陸上に

堆積したテフラでは風化・粘土化していてガラス自体の保存が悪く、火山ガラスの諸特性を正確に把握することが困難である。一方、ここで対象とした試料も含めて、海域のテフラの多くはガラス質で斑晶鉱物に乏しいため、火山ガラスの特性はとらえやすいが、斑晶鉱物の特性をとらえづらい。このため、DKP のようなテフラを海と陸との間で正確に対比するには、困難が伴う。海域のテフラについて、斑晶鉱物の特性をとらえる努力を続けなければならないが、現時点では、火山ガラスの主成分化学組成の全体的な特徴や、推定される海域での堆積年代と陸上で推定されている噴出年代から考えて、日本海中部大和海盆から報告された山陰 1 火山灰 (SAN 1) は大山倉吉軽石 (DKP) に対比される可能性が高いと考えられる。

前述のように、To は 48~51 ka に噴出したテフラと考えられるので、その下位にある SAN 1 はそれより少し古い年代になると考えられる。今回の試料の AT-To 間の堆積速度を外挿して年代を求めると、53~55 ka の値が求められる。中村ほか (1992) の DKP の年代 (50~52 ka : 未補正放射性炭素年代値) は、今回の結果に比較的近い。また、U-Ym についてはさらに古く、AT-To 間の堆積速度をそのまま外挿すると、62~64 ka となる。

今回推定された各テフラの年代値は、中嶋ほか (1996) が今回扱ったコアデータの一部も含めて、AT と Aso-4 間の堆積速度を一定と考えて求めた各テフラの年代 (To = 35.9 ka; SAN 1 = 36.4 ka; U-Ym = 40.2 ka) とは大きく異なる。今回の年代値を採用すれば、中嶋ほか (1996) の暗色層層序は改定されなければならない。一方、新井ほか (1981) の U-Ym の年代 (25,000~35,000 年前) は AT を 21,000~22,000 年前、Aso-4 を 50,000 年前として推定されたものであり、両者の年代を最近の使用されている年代値 (AT = 29.24 ka : Tada *et al.*, 1999), Aso-4 = 86~90 ka (吉川・井内, 1993) あるいは 89~7 ka (松本, 1996)) を用いて再計算すると、およそ 36.4~57.4 ka となるが、今回推定された U-Ym の年代 (62~64 ka) はこれよりも古い。今回扱ったコアでは Aso-4 は挟在していないので、直接的な比較はできないが、このことはステージ 3~5 の日本海の堆積速度が一定ではなかった可能性を示唆する。つまり、AT-To 間の堆積速度は To-Aso-4 間のそれに比べて遅かったことを示している。また、堆積速度の変化が To-Aso-4 間のどこで生じたかは不明のため、To から離れるにしたがって、年代推定の上で不確かさが増す。このため、ここで推定した U-Ym の年代には、ほかに比べて大きな誤差

が含まれている可能性がある。上記の堆積速度の変化が To-U-Ym 間で起きたのならば、U-Ym の年代はここでの推定値よりも若くなるはずである。したがって、ここでは U-Ym はおおそ酸素同位体ステージ 3/4 境界 (およそ 58 ka) 付近からそれより少し古いものと考えられる。

中嶋ほか (2003) は、大和海盆の富山深海扇状地上のコアに挟在するタービダイトの頻度から、陸上の気候変動に対応して陸から海 (日本海) への堆積物供給量に変化した可能性を示した。ここで示されたのは、タービダイトという粗粒 (砂質) 堆積物の供給であるが、半遠洋性堆積物を構成する泥質物の供給量も、気候・海洋環境変化に応じて変化した可能性も否定できない。Tada *et al.* (1999) が示した東アジア夏のモンスーンの変動に対応した東アジア陸域の降水量変動は、河川水の海域への供給量を変化させ、河川水によって輸送される陸源懸濁物の日本海への供給量も変化させた可能性がある。逆に、夏のモンスーンが弱い時期には中国大陸内陸部は乾燥化し、大気経路で輸送される細粒粒子 (風成塵) の供給量は増えたかもしれない。さらに複雑なことに、両者の比は日本海の海洋循環や偏西風ジェットの軸の位置の移動などの関係で、日本海でも場所によって異なる可能性もある。これまでは、AT-Aso-4 間に年代目盛りとして使えるものかなかったために、この間の堆積速度変化の有無は不明のままであった。田中ほか (2002) による日本海北部、Chun *et al.* (1997) の対馬海盆でのテフラ層序の検討結果もあわせて行けば、特定期間の堆積量を日本海規模で比較・検討できる可能性もある。これらについては、今後の課題としたい。

VI. ま と め

日本海中部大和海盆から採取された海底堆積物コア中に挟在する火山灰のうち、始良-丹沢火山灰 (AT) と阿蘇 4 火山灰 (Aso-4) の間に挟在し、従来、富山沖 (To)、山陰 1 (SAN 1)、鬱陵-大和 (U-Ym) 火山灰と呼ばれていた 3 枚の火山灰について、火山ガラスの屈折率・形態・主成分および微量成分化学組成をまとめた。さらに、3 層準での浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定結果とあわせて、その起源と噴出年代を考察した。その結果、以下のことがわかった。

1. 富山沖火山灰の火山ガラスの屈折率、主成分・微量成分化学組成は、その給源火山が白頭山であることを示した。その堆積年代は 48~51 ka である。また、この火山灰は、新井・町田 (1983) による白頭山-日本海盆火

山灰 (B-J) に対比されると考えられる。

2. 山陰 1 火山灰は、その主成分化学組成から大山火山起源と推定され、富山沖火山灰との層位的関係から推定される噴出年代から、大山倉吉軽石 (DKP) に対比される可能性が高い。その噴出年代は 53~55 ka と推定される。

3. 鬱陵-大和火山灰は、AT-To 間の堆積速度を外挿して求めると 62~64 ka となり、その噴出年代はこれまで AT-Aso-4 間の堆積速度一定として考えられてきた年代値よりも古くなる。ただし、この推定年代には大きな誤差が含まれると考えられるので、おおそ酸素同位体ステージ 3/4 境界 (およそ 58 ka)、あるいはそれより少し古い年代と考えるのが妥当であろう。これまでの推定との年代値の違いは、日本海中部大和海盆の平均堆積速度は酸素同位体ステージ 3 の中・後期 (AT-To 間) とステージ 3 の前期から 5 の後期 (To-Aso-4 間) で異なり、前者では後者よりも遅かったために生じたと考えられる。これには気候・海洋環境変化に対応した泥質物供給量の変化が関係していた可能性が示唆される。

謝辞 本研究に使用した試料の採取に当たっては、地質調査船「白嶺丸」の GH89-2 および 90 航海の船長、乗組員、乗船研究者の方々に大変お世話になった。特に、産業技術総合研究所の片山 肇氏、中嶋 健博士には試料の採取、処理などの面でお世話になった。(株)京都フィッシュン・トラックの壇原 徹博士、山下 透博士には火山ガラスの屈折率測定ならびに形態分析を行っていただいた。放射性炭素年代測定に用いた浮遊性有孔虫の拾い出しは、パリオ・サーヴェイ株式会社に依頼して実施した。また、東京大学海洋研究所の白井正明博士との議論は、本論作成のきっかけを与えていただいたばかりでなく、考えをまとめる上でも非常に有益であった。この成果の一部は、日本学術振興会外国人特別研究員事業による。以上の方々に厚く感謝いたします。

引 用 文 献

新井房夫・町田 洋 (1983) 日本列島周辺の深海底テフラ・カタログ。昭和 57 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 研究成果報告書「日本列島周辺の深海底堆積物の分析を中心とした第四紀火山活動と気候変動の研究」(課題番号: 56390016, 代表者: 町田 洋): 7-34。
新井房夫・大場忠道・北里 洋・堀部純男・町田 洋 (1981) 後期第四紀における日本海の古環境—テフロクロノロジー、有孔虫群集解析、酸素同位体比法によ

- る一. 第四紀研究, 20, 209-230.
- Bard, E. (1988) Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic implication. *Paleoceanography*, 3, 635-646.
- Broecker, W.S. and Peng, T.-H. (1982) Tracers in the Sea. 690 p, Eldigio Press.
- Chun, J.-H., Han, S.-J. and Cheong, D.-K. (1997) Tephrostratigraphy in the Ulleung Basin, East Sea: Late Pleistocene to Holocene. *Geoscience Journal*, 1, 154-166.
- 古澤 明・梅田浩司 (2002) 新期大山テフラ DNP, DSP, DKP の岩石記載的特徴の再検討. 第四紀研究, 41, 123-129.
- Furuta, T., Fujioka, K. and Arai, F. (1986) Widespread submarine tephra around Japan—petrographic and chemical properties. *Marine Geology*, 72, 125-142.
- 古田俊夫・森脇 広・町田 洋 (1983) 火山ガラスの主成分組成に基づく広域テフラの同定. 昭和 57 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 研究成果報告書「日本列島周辺の深海底堆積物の分析を中心とした第四紀火山活動と気候変動の研究」(課題番号: 56390016, 代表者: 町田 洋): 35-38.
- Honza, E. and Yuasa, M. (1979) Cored material. *Geological Survey of Japan Cruise Report*, 13, 61-63.
- 池原 研 (1998) 縁海の古海洋学—縁海の海洋環境変遷とその重要性—. 地学雑誌, 107, 234-257.
- Ikehara, K. (1991) Modern sedimentation off San'in district in the southern Japan Sea. Takano, K. (ed.) *Oceanography of Asian marginal seas*: 143-161, Elsevier Oceanography Series 54, Elsevier.
- Ikehara, K. (2003) Late Quaternary seasonal sea-ice history of the northeastern Japan Sea. *Journal of Oceanography*, 59, 585-593.
- Ikehara, K., Kikkawa, K., Katayama, H. and Seto, K. (1994) Late Quaternary paleoceanography of the Japan Sea; a tephrochronological and sedimentological study. *Proceedings of 29th International Geological Congress, Part B*, 229-235.
- 吉川清志 (1990) ICP 発光分析を用いたテフラの同定法とその応用. 地学雑誌, 99, 743-758.
- 吉川清志・池原 研 (1991) 日本海東縁海域のコア (GH 90, GH89-4 航海) に含まれるテフラ (火山灰層の化学組成と広域対比. 「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」: 92-106, 平成 2 年度研究概要報告書—新潟県沖海域—, 地質調査所.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・壇原 徹 (1999) 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュントラック年代とその火山活動史における意義. 第四紀研究, 38, 145-155.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P.: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, 279, 1187-1190.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, 88, 313-330.
- 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]. 276 p, 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]. 336 p, 東京大学出版会.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, 51, 562-569.
- 町田 洋・新井房夫・李 炳禹・森脇 広・古田俊夫 (1984) 韓国鬱陵島のテフラ. 地学雑誌, 93, 1-14.
- Machida, H., Moriwaki, H. and Zhao, D.-C. (1990) The recent major eruption of Changbai Volcano and its environmental effects. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 25, 1-20.
- 松本哲一 (1996) 若い火山岩の K-Ar 年代測定—初生比補正とその応用例—. 地質ニュース, 501, 12-17.
- 三浦 清・林 正久 (1987) 火山活動史からみた三瓶火山のテフラの鉱物特性. 山陰地域研究 (自然環境編), 3, 67-94.
- 三浦 清・林 正久 (1991) 中国・四国地方の第四紀テフラ研究—広域テフラを中心として—. 第四紀研究, 30, 339-351.
- 三浦 清・池原 研・吉川清志 (1991) 北陸沖の日本海海底堆積物中に見られる大山火山起源のテフラ. 山陰地域研究 (自然環境編), 7, 7-22.
- 中嶋 健・吉川清志・池原 研・片山 肇・木川栄一・上嶋正人・瀬戸浩二 (1996) 日本海南東部における海底堆積物と後期第四紀層序—特に暗色層の形成時期に関連して—. 地質学雑誌, 102, 125-138.
- 中嶋 健・村山雅史・多田井 修・白井正明・芦 寿一郎・徳山英一 (2003) 富山深海長谷のコアに記録され

- た過去 25 万年間の気候変化を反映したタービダイトの変動—KH01-2 航海日本海調査の成果（予報）—。地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, G016-007.
- 中村俊夫・岡 重文・坂本 亨（1992）東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代。地質学雑誌, 98, 905-908.
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T. (1991) Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, 6, 499-518.
- 岡田昭明・谷本慎一（1986）大山下部火山灰層から新たに発見された 2 枚の降下軽石について。鳥取大学教育学部研究報告（自然科学）, 35, 33-42.
- 岡田昭明・佐治孝弐・樋口和之（1995）大山テフラと蒜山原。28p, 1995 年度全国地学教育大会野外研修案内書。
- Omura, A. (1986) Age estimation of the Daisen Kurayoshi Pumice using the ^{230}Th - ^{238}U radioactive disequilibrium system. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, 25, 129-132.
- 白井正明・中嶋 健・村山雅史・芦 寿一郎・徳山英一・多田井 修（2003）日本海大和海の富山深海長谷自然堤防堆積物より採取された富山沖火山灰：主要元素組成分析に基づく給源・年代に関する新知見。地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, Q042-015.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999) Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, 14, 236-247.
- 竹本弘幸（1991）大山倉吉軽石層とこれにまつわる諸問題。駒沢地理, 27, 131-150.
- 田中晶子・池原 研・鈴木毅彦（2002）日本海北部における深海底コアテフラの記載と広域対比。日本第四紀学会講演要旨集, 32, 26-27.
- Voelker, A.H.L., Sarnthein, M., Grootes, P.M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M.-J. and Schleider, M. (1998) Correction of marine ^{14}C ages from the Nordic Seas with the GISP2 isotope record : Implications for ^{14}C calibration beyond 25 ka BP. *Radiocarbon*, 40, 517-534.
- 吉川周作（1976）大阪層群の火山灰層について。地質学雑誌, 82, 497-515.
- 吉川周作・井内美郎（1993）琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史。地球科学, 47, 97-109.

Origin and Correlation of Three Tephra That Erupted During Oxygen Isotope Stage 3 Found in Cores from the Yamato Basin, Central Japan Sea

Ken Ikehara^{*1}, Kiyoshi Kikkawa^{*2} and Jong-Hwa Chun^{*3}

Three tephra were found in the sediments between AT and Aso-4 tephra horizons in the Yamato Basin, central Japan Sea. The uppermost tephra, Toyama-oki ash (To), has high alkali content and low Al_2O_3 and CaO contents. Chemical composition of the volcanic glass shards indicates that the source volcano is Baegdusan, located on the border between North Korea and China. Toyama-oki ash might be correlative to Baegdusan-Japan Basin ash (B-J) based on its stratigraphic position. Eruption age of To ash is inferred to be 48–51 ka from two radiocarbon ages just below it. The chemical composition of San'in 1 ash (SAN 1) suggests the source volcano was Daisen in San'in district. The age of San'in 1 ash (53–55

ka) inferred from that of Toyama-oki ash indicates a possible correlation of San'in 1 ash to Daisen Kurayoshi Pumice (DKP). The age of the lowest tephra, Ulleung-Yamato ash (U-Ym), is calculated as 62–64 ka from the extrapolation of sedimentation rate between AT and Toyama-oki ashes, and is older than the previous estimates using linear sedimentation rate between AT and Aso-4 ashes. This means that the sedimentation rate between AT and Toyama-oki ashes was lower than that between Toyama-oki and Aso-4 ashes. Fluctuation of fine-grained sediment supply according to regional climate and oceanographic changes might influence such a change in sedimentation rate.

*1 Institute for Marine Resources and Environment/Geological Survey of Japan, AIST. Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567, Japan. E-mail : XXXXXXXXXX

*2 Research Center for Deep Geological Environment/Geological Survey of Japan, AIST. Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi Tsukuba, 305-8567, Japan.

*3 Institute for Marine Resources and Environment/Geological Survey of Japan, AIST. (Present address : Korea Ocean Research & Development Institute. Ansan, P.O. BOX 29, Seoul, 425-600, Korea)