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¹⁾——

新井房夫²⁾・大場忠道³⁾・北里 洋⁴⁾・堀部純男⁵⁾・町田 洋⁶⁾

Late Quaternary tephrochronology and paleo-oceanography of the sediments of the Japan Sea¹⁾

Fusao ARAI,²⁾ Tadamichi OBA³⁾, Hiroshi KITAZATO⁴⁾,
Yoshio HORIBE⁵⁾ and Hiroshi MACHIDA⁶⁾

The purpose of this paper is twofold: to establish a tephrochronological framework for the sediments of the Japan Sea on the basis of the identification of the abyssal tephra layers and to examine the paleo-oceanographic conditions of the Japan Sea during the last 60,000 years, based on the foraminiferal biostratigraphy and ¹⁸O record in two piston cores.

Accurate determinations of the refractive indices of volcanic glass shards and minerals, together with other data, have enabled successful characterization of several tephra layers and permitted correlation to be made between cores.

Of the five marker-tephras described in this paper, three can be correlated with the dated widespread tephras which originated from eruptions of gigantic caldera volcanoes in Kyushu. They are: the Akahoya ash, the Aira-Tn ash and the Aso-4 ash. The Akahoya ash (Kikai caldera, 6,300 Y.B.P.) occurs in cores from the southern part of the Japan Sea. The Aira-Tn ash (Aira caldera, 21,000—22,000 Y.B.P.) is the most prominent marker, found in cores from the whole area of the sea. The Aso-4 ash (Aso caldera, approximately 50,000 Y.B.P.) is found in cores from the central and southeastern part of the sea.

The other two marker-tephras, the Oki ash and the Yamato ash, are the products of major eruptions of Holocene and Late Pleistocene age, and have probably originated from the Ulreung-do Island in South Korea. This estimate is based on their peculiar petrographic nature and distribution. The Oki ash is found in a stratigraphic horizon between the Akahoya ash and the Aira-Tn ash in cores from a tract extending from the area adjacent to the Ulreung-do to the Kinki district of central Honshu, where three radiocarbon ages of around 9,300 Y.B.P. were obtained for the eruption. The Yamato ash occurs in cores from areas to the east of the Ulreung-do. A reliable age for this tephra has not yet been determined, although its stratigraphic relationship to the overlying Aira-Tn ash and the underlying Aso-4 ash, suggests that it must occur within a range of between 25,000 and 35,000 Y.B.P.

Vertical changes in the lithological, foraminiferal and oxygen isotope characteristics of the two tephrochronologically dated cores from the Oki bank in the Japan Sea occur

- 1) 1981年 3 月 7 日受付。日本第四紀学会シンポジウム (1980年 8 月22日, 福島市) にて討論資料提供
- 2) 群馬大学教育学部地学教室。Department of Earth Sciences, Gunma University.
- 3) 金沢大学教養部地学教室。College of Liberal Arts, Kanazawa University.
- 4) 東京大学海洋研究所。Ocean Research Institute, University of Tokyo.
- 5) 静岡大学理学部地球科学教室。Department of Earth Sciences, Shizuoka University.
- 6) 東京都立大学理学部地理学教室。Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.

at about 6,500—9,500 Y.B.P., 13,000 and 23,000 Y.B.P. The paleo-oceanographic conditions of the Japan Sea between these ages are reconstructed from the data of paleosalinity and paleo-temperature, which were calculated on the basis of the ^{18}O values of the benthonic and planktonic foraminiferal tests in the cores.

The water of the Japan Sea seems to have been of relatively constant salinity (33—34‰) and low temperature (8—10°C) in the period between 60,000 Y.B.P. and 23,000 Y.B.P. Relatively minor amounts of Pacific sea water flowed into the Japan Sea during this period. A conspicuous, continuous decrease in the salinity of the sea water took place in the period from 23,000 Y.B.P. to 13,000 Y.B.P., as inferred from the decrease of the ^{18}O values of the planktonic foraminiferal tests. It seems probable that the inflow of water from the open sea was checked by some paleogeographic changes at the straits, caused by lowering of sea level during this glacial stage. The ^{18}O values of the planktonic foraminifera tests increased suddenly at about 13,000 Y.B.P. Subsequently, the benthonic foraminiferal fauna which live today in the shallow water of the Northwest Pacific coast appeared in the cores of the Japan Sea. These facts suggest that a remarkable inflow of the Oyashio current through the Tsugaru Straits into the Japan Sea began about 13,000 Y.B.P. The coiling direction of *Globigerina pachyderma* changed from sinistral to dextral approximately 8,000 Y.B.P. Then warm water planktonic foraminifera appeared in the cores, and the temperature of the surface water of the sea increased abruptly by 7—8°C. These facts clearly indicate that an abundant inflow of the Tsushima warm current into the Japan Sea began about 8,000 Y.B.P.

I. ま え が き

日本海海底のピストン・コアリングは 1960 年代から本格的に始められ、現在までに 80 本を越すコア（うち日本の海洋調査船によるもの約 30 本）がえられている。これらのコアについて、これまで天然放射性核種 (MIYAKE *et al.*, 1968), 鉱物組成 (KOBAYASHI and NOMURA, 1972), 珪藻 (小泉, 1969; 1970), 有孔虫 (UJIE and ICHIKURA, 1973; ICHIKURA and UJIE, 1976; MAIYA *et al.*, 1976; 氏家, 1975; 1977) などに関する多くの報告がなされた。どの研究でもコア中の各成分の垂直的变化を気候変化、環境変化と関連させて論じている。しかし、これらの研究では堆積物の時代決定がほとんど行なわれておらず、また海況の変化の程度を数値で表現する試みもまだほとんどなされていない。

これらの問題に対して、本稿ではまず第一に、ピストンコア中に介在するテフラ層の同定・対比から第四紀後期の日本海海底堆積物の層序・編年を確立しようとする。海底テフラが編年に重要であることは、すでに水野ほか (1972), 氏家 (1975) も指摘している。テフラの特性記載は、コア間のテフラの対比のみならず、陸上において従来知られた示標テフラとの対比に、必須の課題である。

本稿でのべる第二点は、第四紀後期の日本海古環境史

の量的な追究である。すなわち、テフラ編年が行なわれたコアのいくつかについて、浮遊性および底生有孔虫群集解析を行なうとともに、有孔虫殻の酸素同位体比の測定を行ない、さらに古塩分と古水温の算出を試みた。

本稿で研究対象としたコアは、東京大学海洋研究所の白鳳丸 (KH 番号) と地質調査所白嶺丸 (P 番号) が、1969 年以降に日本海で採取したコアを主体とする。その分布は Fig. 1 に示されている。それらのうち示標となるテフラが発見されたものについては、Table 1 に各コアの位置、水深、コアの長さが記されている。

本稿のうちⅡの項は新井・町田が、またⅢの項は大場・北里・堀部が主に執筆し、全員の討議をもとに町田が統一をはかった。

Ⅱ. 海底堆積物のテフロクロノロジー

1. テフラの同定

研究対象とした大多数のコアはおもに粘土層からなるが、有孔虫やテフラ、岩屑起源の薄い砂層をしばしばはさんでいる。テフラ層の認定は、細砂分の構成物として火山ガラスや軽石、スコリア、本質斑晶が主体をなすか否かに基づく。肉眼で識別できるテフラ層はこれらテフラ粒が密集する層である。しかし一方では粘土層の中にテフラ粒子が分散し、肉眼では特定層を識別しえない場合も多い。密度の高いサンプリングと詳しい顕微鏡観察

Figure 1 Localities of analyzed piston cores in the Japan Sea.

では、たいていどの層準にも散在するテフラ粒は見出すことができる。それは上・下位のテフラ層から底棲生物や底層流などにより運ばれてきたものかもしれないし、微量ではあるが頻繁に降灰があったことによるものかもしれない。本稿では、肉眼的に識別されるテフラ層を主対象にし、粘土層中に分散しているテフラ粒については、特定テフラの検索以外は除外することとした。

海底テフラ層の同定は、本質火山物質の岩石記載的特性づけと化学分析との両面から行なわれる。始良 Tn 火山灰やアカホヤ火山灰については、陸上堆積のテフラとともに、その火山ガラスに関し INAA による微量元素の分析が行なわれた (福岡ほか, 1980)。本稿では、すでに本州・九州の陸上テフラの屈折率を中心とした岩石記載的特性に関するカタログができ上がっていることと、化学分析がすべての海底テフラについてはまだ行なわれていないという現段階から、屈折率を中心とした岩石記載的性質の検討に基づきテフラの対比・同定を行なうことにする。

海底テフラの岩石記載的特性づけは、イ) 火山ガラスの形態、色調、粒度および屈折率、ロ) 本質斑晶鉱物の組成と、斜方輝石、角閃石、長石などの屈折率、などの多方面から行なわれた。方法の詳細は、新井 (1972)、町田・新井 (1978)、町田ほか (1980a) と同様なので、ここ

では記述を省略する。

こうしたテフラの記載による同定の結果、日本海海底では大和堆以南の地域に関し次の5テフラ層が有力な示標層となることが明らかとなった。うち3枚は九州の大カルデラ起源のテフラで、すでに陸上において広域的示標テフラとして認められたものである (アカホヤ火山灰、始良 Tn 火山灰、阿蘇4火山灰)。また2枚は朝鮮半島の火山に起源すると思われるアルカリ岩質のテフラである (隠岐火山灰、大和火山灰)。両グループのテフラの識別には、アルカリ長石の有無が重要な手がかりとなる。なお、大和堆以北においては、始良 Tn 火山灰のほかに、新しいアルカリ岩質のテフラ (苫小牧火山灰) が介在することが明らかとなったが、その詳細は別に報告する (町田ほか, 1981)。

Fig. 2 は日本海の代表的ピストンコアの柱状図で、テフラの対比結果を示す。また Table 1 には各コアに含まれるテフラの岩石記載的特性をまとめて示す。

2. 九州起源の示標テフラ層

(1) アカホヤ火山灰

町田・新井 (1978) が報告したアカホヤ火山灰 (Ah) と同一層として対比されるテフラは、日本海海底では隠岐トラフと富山トラフ周辺の3本のコア (KH 77-3-M2, KH 79-3-L3, T1) で認められた (Table 1)。こ

Figure 2 Intercore correlation of tepha layers based on petrographic analysis.

これらのコアで Ah は肉眼的には識別できず、有孔虫分析のための試料から顕微鏡観察により検出された。その同定は Table 1(KH 77-3-M2(01), KH 79-3-L3(1), T1(24)) のように、火山ガラスの形態、色調、屈折率および層位に基づいている。Ah の ^{14}C 年代は町田・新井 (1978) では 6,000 年前と 6,500 年前との間としたが、これまでに集まった 40 点あまりの同テフラに関連する ^{14}C 年代の中央値はほぼ 6,300 年前である。したがって Ah が認められたコアの層準 (約 70~80 cm の深さ) は、この年代を示すことになる。

Ah とよく似た性質 (屈折率) をもつ火山ガラスからなるテフラに、日本海北部 (日本海盆) の諸コアにおいて最上部を占めるガラス質火山灰層がある。これは町田ほか (1980b) の図 2 では Ah と対比したが、その後資料の増加により、分布、粒度の諸点のほかにガラスのタイプが Ah とやや異なり、アルカリ長石を随伴するという顕著な特色をもち、Ah とは別のテフラであることがわかった。北日本を広くおおむる苦小牧火山灰 (Tm) がこれである。Ah はこのほかの日本海南部のコアでも、綿密な試料採取と詳しい岩石記載的特性づけによって見出される可能性が高いが、およその分布北限は町田・新井 (1978) の図 3 に示したものとほぼ同様にひかえらる。

(2) 始良 Tn 火山灰 (AT)

これは Figs. 2, 3 のように多数のコアから識別され、

日本海の高底堆積物中もっとも広域をおおう示標テフラ層である。その同定基準は町田・新井 (1976) の報告と同様、火山ガラスの形態 (透明バブル型が多い) と屈折率 ($n=1.500$) にある。また陸上堆積の AT を特色づける高屈折率の斜方輝石 ($\gamma=1.732$) をもつという特徴も、同定の強力な根拠に加えることができる。すなわち KH 77-3-M3, KH 77-3-M4 などのコアではガラスに封入された高屈折率の斜方輝石微斑晶を識別することができる。

AT と似たテフラは、他の時代たとえば中期更新世では西~中日本にけっして稀ではないが (町田ほか, 1980a), 後期更新世については AT はきわめてユニークな存在である。

AT の産出層準は Fig. 2, Table 1 のように深さ 5 m から 2.3 m (多くの場合 4 m 内外) の深さにある。その年代は 21,000~22,000 年前である (町田・新井, 1976)。

従来、本州の陸上における AT の最北の産地は、青森県津軽半島出来島であった (辻・遠藤, 1978)。本稿の資料からは、AT は Fig. 3 のように日本海海底のほぼ全域 (北東部を除く) に分布することが明らかとなり、およその等厚線も描ける。AT を識別できた最も北西に位置するコアは沿海州に近い KH 69-2-25 である。また対馬海盆西部の P 103 でも認められた。厚さはこの 2 コアでそれぞれ 5 cm と 2 cm を保っているところから

Table 1 Petrographic characteristics of abyssal tephra layers in the Japan Sea

(1) Sample No.	(2) Sub-bottom Depth (cm)	(3) Max. diameter of tephra clasts (mm)	(4) Volcanic Glass		(5) Phenocryst	(6) Notes & Correlation
			Type	Refractive index range(mean)<modal n>	Characteristic minerals Refractive index	
P 103 (36°55.8'N, 130°33.7'E ; water depth, 2,188 m ; core length, 499cm)						
1	185—186.5	10.0	pm(sp) (cl)	1.514—1.517 <1.515>	af ; ho {af n_1 =1.521—1.524 {ho n_2 =1.728	rounded pumice
* 5	344—346	1.0	bw>pm (cl)	1.499—1.5005	pl ; opx, ho	Aira-Tn ash
7	406—409	10.0	pm (pc-cl)	1.524—1.525	af ; ho, cpx {af n_1 =1.522—1.526 {ho n_2 =1.720—1.724	
10	477.5—479	1.0	bw>pm (cl-pc)	1.509—1.514 (1.510—1.511)	pl ; opx, cpx opx γ =1.706	
P 104 (36°24.9'N, 131°07.1'E ; water depth, 2,025 m ; core length, 545cm)						
* 5, 6	298—303 308—320	0.6	bw(cl)	1.499—1.501<1.500>	poor (pl)	Aira-Tn ash
8	379—382.5		—	—	pl	very fine crystal ash (turbidity deposit?)
11	447	0.2	bw>pm (very poor)		pl	ditto
P 106 (37°35.7'N, 131°33.4'E ; water depth, 2,444 m ; core length, 785cm)						
05	66— 70	4.0	pm(pc)	1.517—1.523	af ; ho af n_1 =1.523	Yamato ash?
1	75— 80	5.0	pm(cl) sc	1.512—1.517 (1.513—1.516)	af ; ho {af n_1 =1.521—1.524 {ho n_2 =1.722—1.733	
* 2	109—112	1.0	pm, sc (cl-pc)	1.513—1.525	af ; ho, bi {af n_1 =1.521—1.525 {ho n_2 =1.718—1.741 (1.724—1.731)	
3	122—123	1.0	—	—	ho, bi	scoriaceous lithic ash
* 4, 5	195—203 205—220	10.0	pm, sc (cl-pc)	1.521—1.525	af ; ho, bi {af n_1 =1.521—1.525 {ho n_2 =1.723—1.734	Aso-4 (22)
* 7	329—332	1.0	bw, pm (cl-pc)	1.508—1.512 (1.509—1.510)	pl ; opx, ho {opx γ =1.700 {ho n_2 =1.687	
9	395—395.5	0.5	sc, pm		bi	
10	404—408	5.0	pm, sc (cl-pc)	1.520—1.525 (1.522—1.524)	af ; ho, bi {af n_1 =1.521—1.526 {ho n_2 =1.718—1.725	trachytic fragment bearing
11	465—484	5.0	pm, sc (cl-pc)	1.525—1.529 <1.526>	af ; ho, bi {af n_1 =1.522—1.527 {ho n_2 =1.518—1.525	lithic fragment rich
12	724—726.5	0.5	pm>bw (pc-cl)	1.513—1.544 (1.525—1.537)	pl, (af, tr.) ; cpx	ditto
13	783—785	4.0	pm (cl-pc)	1.523—1.524	af ; ho, cpx af n_1 =1.522—1.526	ditto

(1) Sample No.	(2) Sub-bottom Depth (cm)	(3) Max. diameter of tephra clasts (mm)	(4) Volcanic Glass		(5) Phenocryst	(6) Notes & Correlation
			Type	Refractive index range(mean)〈modal n〉	Characteristic minerals Refractive index	
KH 77-3-M3 (37°34.6'N, 131°58.9'E ; water depth, 2,365 m ; core length, 1,068 cm)						
* 1	136—138	1.5	pm (sp, pc)	1.514—1.525	af ; bi, ho {af n_1 = 1.522—1.524 ho n_2 > 1.730	Oki ash (6)
* 15	495—507	0.8	bw > pm (cl)	1.499—1.501 〈1.500〉	pl ; opx, cpx, ho opx γ = 1.732	Aira-Tn ash (12)
* 23	616—621	1.5	pm (sp, cl) sc	1.518—1.523	af ; ho, bi {af n_1 = 1.522, n_2 = 1.528 ho n_2 = 1.728—1.732 (1.730)	Yamato ash (17)
27	792	2.0	pm (sp, cl) sc	1.518—1.523	af ; bi, ho, cpx af n_1 = 1.522—1.524	
* 34	963—966	1.0	bw, pm (pc)	1.506—1.511 〈1.509〉	pl ; opx, ho {opx γ = 1.699—1.701 (1.700) ho n_2 = 1.687—1.688	Aso-4 (21)
KT 79-6-19 (37°01'N, 134°12'E ; water depth, 2,140 m ; core length, 354 cm)						
* 1	72—76.5	0.2	pm (sp, pc)	1.516—1.524	af ; bi, ho af n_1 = 1.522—1.525	Oki ash
KH 77-3-M2 (36°25.6'N, 134°10.0'E ; water depth, 1,115 m ; core length, 950 cm)						
* 01	73—76 (traceable)	0.3	bw ≥ pm (pc-cl)	1.507—1.512 (1.509—1.511)	poor (pl)	Akahoya ash (3)
* 1	103—107	0.5	pm (sp, cl)	1.517—1.524	af ; bi, ho {af n_1 = 1.521—1.524 ho n_2 = 1.730—1.741	Oki ash (7)
* 4 5 6	240 265 292—296	0.7	bw (cl)	1.499—1.503 〈1.500〉	poor (pl, opx)	Aira-Tn ash (13)
9	525		9.0	pm (cl)	1.501—1.502	pl ; bi, ho ho n_2 = 1.680
10	625	0.2	pm (cl)	1.496—1.501 〈1.498〉	pl ; bi, ho	ditto
11	720	0.2	pm (cl)	1.495—1.498 〈1.496〉	pl ; bi	ditto
14	820	0.1	pm (cl)	1.508—1.512	pl	indistinct
KH 79-3-C3 (37°03.5'N, 134°42.6'E ; water depth, 935 m ; core length 1,000 cm)						
* 1	60	0.1	pm (sp, cl)	1.516—1.523 (1.520—1.523)	af ; bi, ho af n_1 = 1.522—1.524	Oki ash (8)
* 2	232.5—234	0.5	bw (cl)	1.499—1.501 〈1.500〉	tr. (pl)	Aira-Tn ash
* 4	321—323.5	0.4	pm (sp, cl)	1.521—1.524 〈1.522〉	af ; ho, bi {af n_1 = 1.522 ho n_2 = 1.727—1.730	Yamato ash (18)
* 5	855 (patch)	0.8	bw > pm (cl-pc)	1.509—1.514 〈1.510〉	pl ; opx, ho	Aso-4 (23)
KH 79-3-L3 (37°04.3'N, 134°42.2'E ; water depth, 935 m ; core length, 235 cm)						
* 1	76—78	0.5	bw > pm (pc)	1.506—1.512	pl	Akahoya ash
* 2	86—94 (dispersal)	0.2	pm (sp, pc)	1.516—1.520	af, pl ; bi af n_1 < 1.525	Oki ash
* 3	215—235	0.5	bw (cl)	1.499—1.501 (1.500)		Aira-Tn ash

(1) Sample No.	(2) Sub-bottom Depth (cm)	(3) Max. diameter of tephra clasts (mm)	(4) Volcanic Glass		(5) Phenocryst	(6) Notes & Correlation
			Type	Refractive index range(mean)<modal n>	Characteristic minerals Refractive index	
P 124 (36°47.3'N, 134°57.5'E ; water depth, 1,780 m ; core length, 397 cm)						
* 1	197—198.5	0.2	pm (sp, pc)	1.519—1.524	af ; bi, ho af n ₁ =1.521—1.524	Oki ash
2	234.5—237	0.3	pm(cl)	1.518—1.522	af ; ho, cpx af n ₁ =1.521—1.524	
* 3	367.5—371	0.3	bw>pm (cl)	1.499—1.501 <1.500>	tr. (pl)	Aira-Tn ash
4	371.5—375.5					
KH 77-3-L4 (37°44.4'N, 135°11.8'E ; water depth, 2,980 m ; core length, 495 cm)						
* 1	75	0.4	pm(pc)	1.515—1.522	af ; bi af n ₁ =1.522—1.524	Oki ash
KH 77-3-M4 (37°43.8'N, 135°10.7'E ; water depth, 2,980 m ; core length, 1,076 cm)						
* 1	119	0.2	pm(pc)	1.516—1.522	af ; bi af n ₁ =1.522—1.525	Oki ash (9)
* 2	466—484	0.3	bw>pm (cl)	1.499—1.501 <1.500>	pl ; opx, ho opx γ =1.731—1.732	Aira-Tn ash
* 3	604—605	0.3	pm (sp, cl)	1.521—1.525 <1.523>	af ; ho, bi, cpx { af n ₁ =1.522—1.525 n ₂ =1.527—1.530 ho n ₂ =1.717—1.732	Yamato ash (19)
P 127 (38°31.4'N, 135°17.4'E ; water depth, 3,010 m ; core length, 560 cm)						
5	135.5	0.4	bw(cl)	1.499—1.510	poor (pl, glauconite+)	Akahoya ash?
8	190	0.3	pm (sp, pc)	1.519—1.521 <1.520>	poor (af, cpx) af n ₁ =1.522—1.525	no biotite
* 15	440—446.5	0.5	bw>pm (cl)	1.499—1.5005 <1.500>	poor (pl)	Aira-Tn ash
V 28-268 (38°37.0'N, 136°20.0'E ; water depth, 2,692 m ; core length, 1,524 cm)						
* 44	431—433	0.5	bw(cl)	1.499—1.5005 <1.500>	pl ; opx, ho, (bi, cpx)	Aira-Tn ash (15)
* 76	751—753	0.5	pm (sp, cl)	1.519—1.522 <1.520>	af ; ho, opx, cpx { af n ₁ =1.522—1.525 ho n ₂ =1.722	Yamato ash? (20)
105	1041—1043	0.4	bw(cl-pc)	1.506—1.508	pl ; opx, cpx	
T1 (39°07.7'N, 137°33.0'E ; water depth, 2,350 m ; core length, 360.5 cm)						
* 24	76.3	0.3	bw>pm (cl-pc)	1.505—1.513 (1.507—1.510)	pl	Akahoya ash (4)
57	220	0.1	pm(cl)	1.512—1.520	pl ; opx, cpx	
* 64	291.3—293.5	0.3	bw(cl)	1.499—1.501 <1.500>	poor (pl)	Aira-Tn ash
KH 69-2-25 (40°52.0'N, 132°39.0'E ; water depth, 3,440 m ; core length, 987 cm)						
* 1	4—6	0.4	}pm>bw (pc)	1.506—1.516 (1.511—1.516)	af ; cpx, ho af n ₁ =1.523	Tomakomai ash
2	10—11	0.5				

(1) Sample No.	(2) Sub-bottom Depth (cm)	(3) Max. diameter of tephra clasts (mm)	(4) Volcanic Glass		(5) Phenocryst	(6) Notes & Correlation
			Type	Refractive index range (mean) <modal n>	Characteristic minerals Refractive index	
* 21	333—338	0.4	bw (cl)	1.499—1.501 <1.500>	poor (pl, ho, bi)	Aira-Tn ash (14)
P 125 (39°41.9'N, 133°04.8'E ; water depth, 2,725 m ; core length, 487 cm)						
6	439—441	10.0	pm (pc)	1.525—1.528 (1.526—1.527)	poor (pl, ho)	rounded pumice, lithic fragment rich ditto
7	445—451	10.0	pm (pc)	1.525—1.527 <1.526>	ditto	
KH 77-3-M5 (41°00.3'N, 137°01.1'E ; water depth, 3,300 m ; core length, 595 cm)						
1	23—31	0.3	pm>bw (pc)	1.508—1.522 (1.514—1.518)	tr. (af) af n ₁ =1.522—1.524	Tomakomai ash (2)
2	348	0.1	pm (sp, cl)	1.510—1.514	pl ; cpx	
3	445—450	0.4	pm (cl-pc)	1.515—1.517 <1.516>	poor, (pl, af) af n ₁ =1.523	Aira-Tn ash (16)
4	468	0.2	bw, pm (cl)	1.4995—1.501 <1.500>	tr. (pl)	
P 129 (40°44.7'N, 136°56.3'E ; water depth, 3,230 m ; core length, 520 cm)						
4	33	0.3	pm (cl)	1.506—1.514 (1.511—1.514)	tr.	indistinct (Tomakomai ash?)
6	133—134	0.5	pm (pc)	1.515—1.520 <1.517>	af, pl ; pyrite af n ₁ =1.522—1.524	lithic fragment rich Yamato ash?
7	221.5—220	0.5	pm (pc)	1.519—1.523 <1.520>	tr. (af ; cpx, ho) af n ₁ =1.522—1.523	
10	483.5—495	0.6	bw≥pm (pc)	1.508—1.512	tr. (opx, ho) {opx γ=1.700 ho n ₂ =1.687—1.688	Aso-4 (24)
V 28-271 (40°45.0'N, 138°27.0'E ; water depth, 3,382 m ; core length, 731 cm)						
1	1—3	0.25	pm>bw (cl-pc)	1.506—1.518 <1.510>	af, pl ; (opx, cpx) af n ₁ =1.521—1.524	Tomakomai ash? (1) phenocryst rich
11	101—103	0.25	pm (sp, cl)	1.508—1.512 <1.510>	pl ; opx, cpx	
17	161—163	0.3	pm (cl-pc)	1.514—1.517 <1.516>	af, pl ; opx, cpx af n ₁ =1.522—1.524	

(notes)

Column (1) : Remarkable marker-tephras are marked with an asterisk.

Column (4) : pm, pumiceous glass; bw, bubble walled glass; sc, scoriaceous glass; sp, spongy pumiceous glass; cl, colorless; pc, pale colored.

Column (5) : Characteristic minerals are arranged in decreasing order. tr., traceable; minor minerals are shown in a parenthesis. af, alkali feldspar; pl, plagioclase; ho, hornblende; opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene; bi, biotite.

Column (6) : Numbers of photo micrographs (Plates I & II) are shown in a parenthesis.

Figure 3 Isopach map of the Aira-Tn ash with thickness in cm, and distribution of cores in the Japan Sea where the Akahoya and the Aso-4 ashes have been identified.

みると、朝鮮半島や沿海州でも保存条件のよいところでは AT を識別できるかもしれない。日本海海底における AT の広域分布は、風による運搬・堆積のほかに、海流による運搬を考えさせる。この可能性は今後より多くのコアについて AT の判別、厚さと粒度の分析などにより究明すべき問題であろう。しかし、いまのところ AT 噴出時には、対馬暖流が朝鮮海峡をとって日本海に流入してはいなかったと考えられるし、また北九州や山陰の海岸に多量の AT が堆積した事実もない。加えて厚さと粒度の分布状況も、海流による運搬よりもやはり風送の可能性をつよく示唆するといえよう。

(3) 阿蘇4火山灰 (Aso-4)

日本海西部の韓国鬱陵島付近のコア KH 77-3-M3 において、深さ約 9.7 m に介在するテフラ No. 34 は、Table 1 のように、イ) 淡色のパブル型火山ガラスのほか、斜方輝石、角閃石の斑晶を含有すること、ロ) 火山ガラスの屈折率は 1.506~1.511 (1.509)、斜方輝石の最大屈折率 n は特徴的に低く 1.699~1.701 (1.700) で、ブロンザイトの領域に入ること、角閃石 (緑褐色) の劈開片の屈折率 n_2 は 1.687~1.688 であること、などの

特徴を有する。この特徴は中九州阿蘇カルデラ起源の大規模テフラ Aso-4 火砕流堆積物のそれ (WATANABE, 1979) と全く一致する。そしてこれと対比できそうなテフラは鬱陵島や竹島周辺とその南方の対馬海盆および隠岐トラフのコア P 106, KH 79-3-C3, P 129) でも深さ 3~8.5 m に認められる。

阿蘇4火砕流堆積物は中・北部九州の広大な地域をおおる重要な示標テフラである (MATUMOTO, 1943; 小野ほか, 1977; WATANABE, 1978; 1979)。またそれは中国西部の宇部火山灰、秋吉火山灰 (高橋・河野, 1968) にもつづく。このような岩石記載的特性の一致と分布状況、さらに AT のはるか下位という層位の類似は、日本海海底の上記のテフラが阿蘇4火砕流堆積物と同時のテフラ (阿蘇4火山灰、新称) であることを示している。阿蘇4火砕流堆積物は多数のユニットに分れることが知られているが (WATANABE, 1978)、降下テフラの噴出は知られていない。それならば日本海海底の阿蘇4火山灰はどのようにして運搬・堆積したものであろうか。筆者らは、AT の場合とほぼ同じ理由で、海流の運搬による可能性は少なく、阿蘇4火山灰は巨大火砕流 (とく

Figure 4 Map showing localities where the marker-tephras from the Korean volcanoes have been identified.

に八女火砕流部層と鳥栖オレンジ火砕流部層)の噴火と同時に空中に噴出, 風送されたテフラである可能性がつよいと考えている。

阿蘇4火砕流堆積物および同火山灰の噴出年代は, ^{14}C 法やフィッシュン・トラック法でも多数測定されているが, 必ずしも良く一致していない(小野ほか, 1977)。筆者らは日本海海底の阿蘇4火山灰の産出層準に加え, 中九州や南九州の他の火山起源の ^{14}C 年代が測られているテフラとの層位関係などから, 43,000 ^{14}C 年より古いという資料(小野ほか, 1977)を重視し, およそ50,000年前ごろと, 従来の考えより古く考えている。

3. 韓半島の火山に由来する示標テフラ層

対馬海盆や隠岐トラフ, 大和海盆などのコアでは, 前記した3示標テフラの他に, アルカリ岩質のテフラが数枚識別される。その多くは韓半島の火山に由来すると考えられる。これらのうち特徴的な2枚のテフラにつき, 記載しておく。

(1) 隠岐火山灰 (Oki)

始良Tn火山灰より上位で, アカホヤ火山灰直下の層

準では, 隠岐トラフのKH 77-3-M2(1)のテフラが特徴的である。これは図版7に示したように, 細粒(粒径0.4mm内外)でスポンジ状に発泡した白色~淡褐色の軽石型火山ガラス(屈折率 $n=1.517\sim1.524$)が主体で, 斑晶としてはアルカリ長石, 黒雲母(褐色)のほか少量の角閃石をとまなう。アルカリ長石の劈開片屈折率(n_1)は $1.521\sim1.524$, 光軸角 20° 前後で, アノソクレイスまたはサニディンとみなせる。また角閃石は濃色で, 微細な劈開片では淡褐色を呈し, きわめて高い屈折率($n_2=1.730\sim1.741$)をもち, アルカリ角閃石の一種と考えられる。このようにこのテフラがアルカリ岩質であることは明らかである。

岩質および層位ともにこれに類似し, 対比されると考えられるテフラは, Table 1, Fig. 2のようにKH 77-3-M3(1), KH 79-3-C3(1), KH 79-3-L3(2), KT 79-6(1), P 124(1), KH 77-3-M4(1)などで鬱陵島, 竹島周辺から隠岐トラフ, 隠岐堆, そして大和海盆の南部に広がっている(Fig. 4)。そこでこのテフラを分布の中心域の地名にちなんで隠岐火山灰と呼ぶことにする。

隠岐火山灰は鬱陵島に近いコア KH 77-3-M3(1) では、最大平均粒径 1.5 mm と粗粒化して白色～灰褐色の軽石粒にとみ、遊離斑晶（主にアルカリ長石）や微細な粗面岩質石質岩片にとむようになる。この点から隠岐火山灰の給源火山としてもっとも可能性の高いのは、鬱陵島火山であるといえるであろう。鬱陵島では、完新世に噴出したと考えられる軽石・火山灰層（粗面岩質）が全島の斜面をおおっている（HARUMOTO, 1970；金・金；1977）。いまのところ筆者らは、これが隠岐火山灰にあたる可能性が大きいとみている。

ところで、隠岐火山灰に対比できるテフラは、本州の陸上（近畿地方）でも沖積層下部から次のように見出されている。

(a) 福井県三方町島浜遺跡

アカホヤ火山灰の約 1.6 m 下位で、押型文土器包含層下部、標高 -2.2 m に介在、厚さ 2～3 cm (Fig. 2)。白色～灰褐色軽石型火山ガラス $n=1.522\sim1.525$ (1.523)、平均最大粒径 0.3 mm。アルカリ長石 ($n_1=1.523$) のほか黒雲母（褐色）、角閃石 ($n_2=1.740$) および単斜輝石の微細斑晶をごく少量含有する。

(b) 大阪湾港大橋（築港側）第2主脚 (P₂) 下

南港層と呼ばれる汽水成堆積物中、標高 -30.3 m に介在 (MAEDA, 1976；前田, 1980)。白色～透明軽石型火山ガラス $n=1.522\sim1.525$ (1.523)、平均最大粒径 0.1 mm。アルカリ長石 ($n_1=1.522, n_2=1.528$) のほか、微細な黒雲母（褐色）や高屈折率の褐色角閃石片 ($n_2=1.734$) をともなう。なお斜長石、斜方輝石、単斜輝石、緑色角閃石などの比較的粗粒な破片を混えるが、その大部分は混交による異質物と考えられる。

(c) 京都市北区深泥池

ここでは深泥池団研グループ (1976) により池底堆積物中から3枚のテフラが報告されたが、これとは別に石田志朗氏より提供された2枚のテフラについて、新たに検討を加えた。池底より -360 cm の層準に介在するテフラは、層位や岩石記載的性質（淡褐色バブル型火山ガラス、 $n=1.509\sim1.515$ ）からアカホヤ火山灰と同定される。その下位の -567 cm の層準にあるテフラは、ごく細粒の軽石型火山ガラスを主体とし、 $n=1.522\sim1.525$ 、平均最大粒径 0.1 mm、本質斑晶としてアルカリ長石 ($n_1=1.523$)、黒雲母（褐色）を特徴的に含むほか褐色角閃石微細片をともなう。

上記のように、(a)、(b)、(c) の3テフラは特異な岩

石記載的性質や層位の点で酷似するので、互に対比されることは確実である。しかもその特性は隠岐火山灰のそれともほぼ完全に一致する。

ところで、上記(a)、(b)ではこのテフラの噴出年代を示唆する次のような¹⁴C年⁷⁾が測定・報告されている。

(a) テフラ直下の泥炭：9,640±125 y.B.P.

(N-2812) (鳥浜貝塚研究グループ, 1979)。

(b) テフラ直上のニオガイ：10,200±770 y.B.P.

(N-1432)、テフラ層準の木片：9,600±155 y.B.P.

(N-1311) (MAEDA, 1976)。

これらの¹⁴C年値から、隠岐火山灰の噴出年代はおおよそ9,300¹⁴C年前⁸⁾とみなすことができよう。

(2) 大和火山灰 (Ym)

隠岐堆北東部で採取されたコア KH 79-3-C3 は、テフラの保存が良好で前述の5枚の示標テフラが揃って認められる例である (Table 1)。ここで大和火山灰と命名されたものは、始良 Tn 火山灰の下位1 m 弱の層準 (321～323.5 cm) に介在するアルカリ岩質のテフラである。

これは主に細粒（平均最大粒径 0.4 mm）の白色スポンジ状～繊維状の火山ガラス ($n=1.521\sim1.524$) からなり、アルカリ長石 ($n_1=1.522$) の微細片のほか、褐色角閃石とごく少量の黒雲母を含む。角閃石は高屈折率 ($n_2=1.729$) を示し、おそらくアルカリ角閃石の一種とみられる。隠岐火山灰と比べると黒雲母より角閃石にとむ点や角閃石の屈折率が隠岐火山灰のそれよりやや低い傾向がみられることなどが異なっている。

こうした特異な岩質と始良 Tn 火山灰の下位を占めるという層位などから、大和火山灰と対比される可能性のつよいものは、KH 77-3-M4 (3)、P 106 (2)、KH 77-3-M3 (23)、V-28-268 (76) などである。このように大和火山灰は、鬱陵島、竹島周辺から大和海盆および隠岐堆北部にかけて分布するらしい。その名称は大和海盆に因む。このテフラは本州の陸上ではまだ見出されていない。

大和火山灰は隠岐火山灰の場合と似て、鬱陵島に近いコア KH 77-3-M3 でもっとも粗粒となる (Table 1) ので、おそらく同島あるいはその近傍の火口から噴出したものであろう。その噴出年代は、始良 Tn 火山灰と阿蘇 4 火山灰の間であり、層位的に前者により近いことから、おおよそ 25,000 年～35,000 年前のころと推定さ

7) 以下の年代は¹⁴Cの半減期を5,730年として計算されたもの。

8) ¹⁴Cの半減期を5,570年として換算。

れる。

本稿では、上述のように、隠岐・大和両火山灰とも鬱陵島火山に起源すると推定した。その論拠は岩質と分布であるが、今後、いわゆる環日本海アルカリ岩石区に属するいくつかの第四紀火山の、火口に近い地域のテフラについて岩石記載的、化学的特性や層位・分布についての知見を求めて、確認していきたい。また Table 1 のように、アルカリ岩質テフラは上記 2 層のほかにも数枚介在する。これらの分布、給源、年代については、今後より多くのコア試料の解析を必要としよう。

III. 海底堆積物中の微化石および酸素同位体からみた日本海の高環境

日本海の高環境解析にあたり、筆者らは多くのピストンコアの中から、隠岐堆から採られた 2 本のコア KH 77-3-M2 と KH 79-3-L3 (Table 1) をとくに用いることとした。それは、これらのコアが次のような特徴を備えているからである。イ) 研究対象となる浮遊性および底生有孔虫の化石を豊富に含んでいる。ロ) コア採取地点が周囲より浅い平坦な「堆」の上なので、堆積物の乱れが少ない。ハ) これらのコアからアカホヤ火山灰、隠岐火山灰、始良 Tn 火山灰の 3 示標テフラが検出されたため、堆積物の年代精度が高い。ニ) 現在、コア採取地点の海況が対馬暖流の影響下にあるため、同暖流の消長を調べるのに適している。

本稿では、まず 2 本のコアの堆積物の特徴をのべた上で、浮遊性および底生有孔虫の群集解析を行なった。さらに有孔虫殻の酸素同位体比を測定して、古塩分や古水温の算出を試みた。そしてこれらの結果を総合して最近約 5~6 万年間の日本海の高環境史を追究した。なお結果の一部は大場・堀部・北里 (1981) によって論じられている。

1. 堆積物と年代

Fig. 5 は、2 本のコアの堆積物とそれらに含まれる有孔虫化石群集の特徴を示している。両コアの最上部はそれぞれのパイロット・コアと色、粒度、構成物が酷似しているので、表層堆積物は欠如せずに採取されていると考えられる。また深さ約 1 m までの堆積物はやや褐色を帯びた均質の粘土で、放散虫を豊富に含むほか、有孔虫群集組成も表層堆積物のそれとほとんど変わらない。

これに対しより深い堆積物は全体に暗緑色で放散虫が少なく、かわって自生鉱物の framboidal pyrite を産出する。また浮遊性有孔虫の殻を豊富に含む細かい葉理をもつ層と底生生物の匍跡 (burrow) を伴う塊状の層との互層が発達する。ICHIKURA and Ujihé (1976) もコアの下部に framboidal pyrite の産出を報じたが、過去の日本海は還元的な堆積環境に支配されていたと考えられる。

2 本のコアには 3 枚の ^{14}C 年既知の示標テフラが介在するので、これらにより堆積物の年代を決めることができる。すなわち、コアトップ (現在) から始良 Tn 火山灰 (21,000-22,000 年前) までの年代は、アカホヤ火山灰 (6,300 年前) と隠岐火山灰 (9,300 年前) を用いて内挿して求め、KH 77-3-M2 の始良 Tn 火山灰の下位の堆積物については、その堆積速度が岩相の似る隠岐火山灰以下の部分と同等であったと仮定して年代を求めた (Fig. 6)⁹⁾。

2. 有孔虫化石群集の特徴

(1) 浮遊性有孔虫

両コアで最も多く産出する *Globigerina pachyderma* (EHRENBERG) の殻の巻き方をみると、殻の右巻き個体は両コアで共通してコアトップから 80 cm までの堆積物に、また左巻き個体は 90 cm 以下に多く含まれていることがわかった (Fig. 5)。*Globigerina pachyderma* の殻の巻き方は水温と深く関係し、高環境の有力な指示者となることが知られている (ERICSON, 1959; BANDY, 1960; KENNETT, 1968)。この種の北大西洋における現在の分布をみると、4 月の表面平均水温 7.2°C を境にして、それより北の寒冷な海域には左巻きの個体が、また南の海域には右巻き個体が多く、海域によってははっきり棲み分けている (ERICSON, 1959)。現在の日本海でも、北海道北西部の沖合海域において、4 月の表面水温 6°C を境に、左巻き個体は低温域に、右巻き個体は高温域に生息している (KITAZATO, 1978)。したがってここで対象とするコアの深さ 80 cm~90 cm の時代 (Ah と Oki との間でおおよそ 8,000 年前)¹⁰⁾を境に、海況は寒冷から温暖に変ったことがわかる。このことは、深さ 80 cm 以上の堆積物中に、黒潮域に生息する次のような温暖種が産出することでも裏づけられる。*Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *G. sacculifer* (BRADY), *G. conglobatus* (BRADY), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), *Globo-*

9) アカホヤ火山灰以上の堆積速度 $11.6\text{cm}/1000$ 年、アカホヤ火山灰と隠岐火山灰間のそれ $9\text{cm}/1000$ 年、隠岐火山灰以下のそれ $15.2\text{cm}/1000$ 年とした (KH 77-3-M2 のコアに基づく)。

10) KH 77-3-M2 および KH 79-3-L3 の両コアでは、深さ 80 cm と 110 cm の間は、溶解のために検出される *G. pachyderma* の個体数が少ない。このため巻き方の変化した層準をごくせまい幅で判定するのは困難である。

Figure 5 Lithological and foraminiferal characteristics of two cores.

* *Pyrgo* sp. and *Triloculinatrigonula* (LAMARCK).

** *Haplophragmoides* spp., *Recurvoides turbinatus* (BRADY), and *Thalmanamina parkerae* (UCHIO).

quadrina dutertrei (D' ORBIGNY), *Orbulina universa* D' ORBIGNY, *Pulleniatina obliquiloculata* (PARKER & JONES). なお、従来も日本海の隠岐堆付近のコアについて、*G. pachyderma* の殻の巻き方と温暖種の産出状況が報告された (UJIIÉ & ICHIKURA, 1973; ICHIKURA & UJIIÉ, 1976; MAIYA *et al.*, 1976). これらの結果は、今回のそれとよく似ている。けっきょく、今回こうした水温・海況の変遷に、テフラによる年代尺度を入れることができたといえるであろう。

(2) 底生有孔虫

コア KH 77-3-M2 について、トップから 470 cm までの堆積物に含まれる底生有孔虫の群集組成を調べたところ、異なった 2 つの群集を次のような層準・年代に認めることができた (Fig. 5)。

470 cm~320 cm (約 33,000 年前~23,000 年前) : *Angulogerina kokozuraensis* ASANO, *Eilohedra nipponica* (KUWANO), *Cassidulina norcrossi* CUSHMAN, *Boli-*

vina pacifica CUSHMAN & McCULLOCH, *Globobulimina* spp. を主体とする群集で、泥の中に生息する infauna のほかに肉食性の *Fissurina* spp. *Oolina* spp. *Lagena* spp. を伴う。

320 cm~160 cm (約 23,000 年前~13,000 年前) : 底生有孔虫はほとんど産出せず、浮遊性有孔虫だけが多産する。

160 cm~0 cm (約 13,000 年前~現在) : 上記 470 cm~320 cm に認められた群集に、*Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Reophax* spp., *Haplophragmoidinae*, *Cassidulina japonica* (ASANO & NAKAMURA), *Astronion hamadaense* ASANO, *Trochammina* spp. などの種類を加えた群集で、現在の日本海固有水に特有なものである。これに 130 cm~132 cm に産出する *Elphidium clavatum* CUSHMAN と *Epistominella pulchella* HUSEZIMA & MARUHASHI の 2 種を加えた群集は、現在の北太平洋の浅海域にも生息している。なお、隠岐火山灰とア

カホヤ火山灰に挟まれた層準 (110 cm~80 cm, 約 9,500 年前~6,500 年前) では溶け残った形跡を示す *G. pachyderma* が僅かに認められるのみで、底生有孔虫もほとんど認められない。

以上のように、2本のコアには堆積物や有孔虫の群集組成が著しく変化する3つの層準が認められる。第一の層準は、コア KH 77-3-M2 の深さ 320 cm (AT の直下で約 23,000 年前) で、底生有孔虫の在来群集がこの層準で突然消滅する。第二の層準は同じコアの深さ 160 cm (約 13,000 年前) で、315 cm~160 cm の間産出なかった底生有孔虫がこの層準の上から再び産出する。ただし、その群集には北太平洋の浅海域に生息する種が混入してくる。第三の層準は、2つのコアの 110 cm~80 cm (Ah と Oki の間の 9,500 年前~6,500 年前) で、この層準を境にして、堆積物の色は暗緑色から褐色に、また葉理や匍跡の発達した粘土から均質な粘土に変る。さらに還元堆積環境を指示する pyrite がなくなり、放散虫を多産するようになる。また、*G. pachyderma* は左巻き個体から右巻き個体が優勢となり、温暖種も出現してくる。そして底生有孔虫は日本海固有水群集だけとなる。

このように3つの層準・年代を境に堆積物や有孔虫群集に顕著な相違がみられるが、その原因は日本海のおもな環境が著しく変化したことに求められるであろう。

3. 酸素同位体比と古塩分・古水温

(1) 有孔虫殻の酸素同位体比

2本のコアに含まれる、底生および浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) の測定結果は Fig. 6 のとおりである。底生有孔虫については *Cassidulina japonica* と *C. norcrossi* の殻を測定対象とし、浮遊性有孔虫については殻の大きさが 125 μ と 250 μ の間の群集を対象とした。試料の処理と酸素同位体比の測定法は堀部 (1966)、大場 (1972) に従った。Fig. 6 の横軸は有孔虫殻の ^{18}O 濃度で、標準平均海水 (SMOW) の ^{18}O 濃度 (CRAIG, 1961) からの偏差を ‰ で表わしてある。

有孔虫殻の ^{18}O 濃度は約 23,000 年前以前の2~3万年間は、底生・浮遊性有孔虫のいずれもほぼ様な値を示すが、23,000 年前の頃から浮遊性有孔虫殻の ^{18}O 濃度は次第に減少し、13,000 年前頃までに約 2.5‰ 薄く

なる。この傾向は2本のコアに共通する。浮遊性有孔虫殻の ^{18}O 濃度は約 13,000 年前に最低値を記録するが、その後一転して濃さを増し、約 10,000 年前までの間に約 3‰ 濃くなる。一方、13,000 年前頃から再び出現する底生有孔虫の殻の ^{18}O 濃度は、浮遊性有孔虫のそれとほぼ平行して、13,000 年前から 10,000 年前までの間に約 1‰ 濃くなる。つぎに、有孔虫が産出しない約 9,500 年前から約 6,500 年前の期間の前後では、13,000 年前から 10,000 年前まで濃くなってきた有孔虫殻の ^{18}O 濃度は、底生有孔虫で 0.4‰、浮遊性有孔虫で 2.4‰ も薄くなるが、その後の約 6,500 年間ではほぼ一定値を保つ。

以上のように、有孔虫殻の ^{18}O 濃度はおよそ 23,000 年前、13,000 年前、9,500 年前~6,500 年前の各層準・年代を境に極端に変化する。これらの層準・年代は前述の堆積物と有孔虫群集の特徴が著しく変化する境界とよく一致している。有孔虫殻の ^{18}O 濃度は、Fig. 6 の式 (1)、(2)¹¹⁾ に示されるように、その殻が形成したときの水温 (t) と周囲の海水の ^{18}O 濃度 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) によって決定される。したがって上述の3時期の著しい濃度変化は、日本海の水温および海水の ^{18}O 濃度のどちらか、あるいはその両方が著しく変化したことを示唆している。

(2) 古海水の ^{18}O 濃度

実測された有孔虫殻の ^{18}O 濃度 ($\delta^{18}\text{O}_s$) から、その殻が生成したときの周囲の海水の ^{18}O 濃度 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) を求めるためには、何らかの方法で当時の水温を推定する必要がある。水温が一定に保たれている深海底はこの条件に合わない、底生有孔虫殻の ^{18}O 濃度は底層水の ^{18}O 濃度を反映することになる。日本海では、水深 200~300m 以下海底まで、深海底にも匹敵する約 0.2°C という水温が一定に保たれていることが知られている。過去においてもこの深さの水温は現在のそれと同じ値であったとするならば、ここで対象とした2本のコアにみられる底生有孔虫殻の ^{18}O 濃度 ($\delta^{18}\text{O}_s$) の変化は、底層水の ^{18}O 濃度の変化を表わすとみなすことができよう。そこで、Fig. 6 の式 (1) において、*Cassidulina* の温度スケールの t に 0.2°C を、また $\delta^{18}\text{O}_s$ に実測された *Cassidulina* の殻の ^{18}O 濃度を代入して、過去の種々の年代の底層水の ^{18}O 濃度を求めた結果は、Fig. 6 の右から3列

11) 温度スケールの式 (1)、(2) は、一定水温に成長した有孔虫および貝について、その殻および海水の ^{18}O 濃度測定値から求めた実験式である。式 (1) は 0°C 付近で成長した *Cassidulina* で加熱処理をしない試料に適用できる (北里・大場・堀部、発表予定)。また式 (2) は 0°C~25°C で成長した方解石の殻をもつ貝および浮遊性有孔虫などで加熱処理をしない試料に適用される (堀部・大場、発表予定)。

Assumption1: Water temperature at 1,000m did not change.

2: δ_{18O}^{+} meteoric water = -9 ± 1 ‰.

3: $\delta_{sw}^+ < 200m = \delta_{sw}^+ \text{ at } 1,000m + 0.2$ ‰.

Temperature scales;

$$t = 16.9 - 6.17(\delta_s^+ - \delta_{sw}^+) + 0.52(\delta_s^+ - \delta_{sw}^+)^2 \text{----- (1)}$$

$$t = 21.4 - 4.19(\delta_s^+ - \delta_{sw}^+) + 0.05(\delta_s^+ - \delta_{sw}^+)^2 \text{----- (2)}$$

Figure 6 Oxygen isotope values of benthonic and planktonic foraminiferal tests in two cores, and their estimated ^{18}O contents and estimated salinity and temperature of the paleo-sea water in the Japan Sea. Equation (1) is used for the unroasted tests of *Cassidulina* which had lived at temperatures of about 0°C. Equation (2) is used for the unroasted tests of planktonic foraminifera which had lived between 0°C and 25°C.

* Effect of inflow of the sea water from the Pacific ocean is not considered in the calculation.

目のコラムのとおりである。2本のコアが採られた約1,000mの水深における過去の海水の ^{18}O 濃度は、大部分負の値を示す。これは日本海では、海水に比べて極端に薄い ^{18}O 濃度をもつ淡水が混入したためであると考えられる。

(3) 古塩分

現在、日本付近の降水がもっている ^{18}O 濃度は約-8 ‰であるといわれている (DANSGAARD, 1964)。もしそうした降水が日本海に流入して、0 ‰の ^{18}O 濃度をもつ海水と混合し、-0.08 ‰の ^{18}O 濃度になったとすると、蒸発量をさし引いて海水と混合した淡水の量は全体

積の1%ということになる。そのとき、塩分は34‰が約33.7‰になる。このようにして、前節で算出された古海水の ^{18}O 濃度を現在の値(水深1,000mで約 -0.07‰)と比較して、水深1,000mにおけるおよその古塩分を算出することができる。降水の ^{18}O 濃度は低温であればあるほど薄い。そこで、氷期(約16,000年前以前)の降水の ^{18}O 濃度を -10‰ 、16,000年~8,000年前の降水のそれを -9‰ 、それ以後 -8‰ として、古塩分を算出すると、Fig. 6の右から2列目のコラムの結果がえられる。それによると、日本海の古塩分は約12,000年~13,000年前に32‰ていどと際立って低い値を示すが、そのほかの時代は現在の塩分に近い値をもっている。

(4) 古水温

浮遊性有孔虫の大部分は、水深200m以浅に生息するといわれている(Bé, 1977)。また日本海の200m以浅の海水の ^{18}O 濃度は、現在の深さ1,000m付近より約0.2‰濃い(大場ほか, 1981)。そこで過去においても200m以浅の海水の ^{18}O 濃度が1,000mの水深の値より0.2‰濃かったと仮定する。そしてFig. 6の式(2)の方解石温度スケール¹¹⁾の δ^+_{sw} に、算出された水深1,000mの古海水 ^{18}O 濃度に0.2‰を加えた値を代入し、 δ^+_{s} には浮遊性有孔虫殻の ^{18}O 濃度の実測値を代入すれば、200m以浅の表層水の古水温を算出することができる。その結果は、Fig. 6の右側のコラムのように、約60,000年~23,000年前は $8\sim 10^\circ\text{C}$ 、13,000年~10,000年前は $8\sim 12^\circ\text{C}$ 、そして6,500年前以降現在までは $17\sim 18^\circ\text{C}$ と求められる。

4. 日本海的环境変遷史

以上のような堆積相、有孔虫群集組成、有孔虫殻の酸素同位体比からみた、最近5~6万年間の日本海の変遷は、次のようにいくつかの時期に分けて考察することができる。

60,000年~23,000年前 算出された古塩分と古水温は、それぞれ33~34‰と $8\sim 10^\circ\text{C}$ とほぼ一樣な値を保っている。この期間を通じて寒冷な海況が支配的であったといえよう。浮遊性有孔虫群集には暖流系の種が全く出現しないので、現在と同じような対馬暖流は日本海に流入していなかったと考えられる。また堆積相からみて還元的な堆積環境であったと推定されるが、底生有孔虫は産出するので、底層への酸素の供給は途絶えてはいなかったと考えられる。このような諸点からみると、この時期には現在の朝鮮・津軽の2海峡は閉ざされてはおらず、それらの外側にあった比較的低温の海水

(浮遊性有孔虫の温暖種を伴わない海水)の流入があったと考えられる。その結果、日本海の高気圧は比較的安定していたとみなしてよいのではなからうか。

なお、50,000年~30,000年前の頃は酸素同位体比のstage 3にあたり、亜間氷期的環境下であったといわれているが、本稿でのべた結果では、暖流が流入するような状況ではなかった。また50,000年~55,000年前の頃とされる亜氷期(Porter et al., 1977; Machida, 1980)の状況も不明確である。これについては堆積物の年代決定が必須であるので、好条件をもつ他のコアについて検討する必要がある。

23,000年~13,000年前 この時期の浮遊性有孔虫殻の ^{18}O 濃度は、2本のコアに共通して次第に減少し、この10,000年間に約2.5‰も低下する。その原因は水温の上昇かあるいは海水の ^{18}O 濃度の減少かのどちらかである。もし水温のみが変化して2.5‰の減少をひきおこしたとすると、水温上昇は約 10°C と見積られる。ところが算出された13,000年前の表層水の水温は 10.6°C で、23,000年前の値と余り変っていない。一方、この時期の古塩分は直接には求められないが、13,000年~12,000年前に低い値を示すので、これに近い値であったであろう。したがってこの時期の浮遊性有孔虫殻の ^{18}O 濃度の連続的減少は、海水の ^{18}O 濃度が淡水化の進行のために薄くなったことに原因するとみなせる。

最終氷期の最盛期を中心とするこの時期に、どのような要因がこうした淡水化をもたらしたのであろうか。一般的条件としては、(1)高塩分の外洋水の流入の減少または停止、(2)淡水流入の増加、が挙げられる。これらは多かれ少なかれ、この時期の海面低下によって、日本海とその周辺域に現在とは著しく異なった地理的条件が形成されたことと関係する。すなわち、(1)をもたらした古地理条件としては、(1a)日本海縁辺の各海峡の陸化または浅化・狭隘化によって、日本海は外洋水の流入し難いより閉鎖的な海となったこと、(1b)諸海峡のうちとくに朝鮮・対馬海峡の西南方の海水は、海面低下による黄河の河口の前進によって稀釈された海水で占められ、外洋水の北上を阻止したと考えられること、さらにまだ実証されていないが、(1c)この時期に考えられる偏西風帯の南下や大陸棚の陸化に伴い、黒潮や親潮の流れは現在より日本列島から遠去っていたと考えられること、などが重要であろう。また(2)をもたらした条件としては、(2a)上述の黄河によって稀釈された海水の影響と(2b)日本海における蒸発量に対する降水量の増加などが挙げられる。しかし一般的には(2)の条件

に対する評価は、(1)のそれよりも適確には下しにくい。(2a)については朝鮮海峡の古地理が問題となる。また(2b)については、MANABE & HAHN(1977)のような、18,000年前における極前線の南下による降水量の増加はプラスの判断材料となるが、ここでは、23,000年前～13,000年前の1万年間に、海水の ^{18}O 濃度が直線的に減少してきたという傾向を重要視したい。この傾向は、日本海における氷期の降水量が蒸発量を下回ることがなかったという、一般的に考えられる条件の下では、(1)の諸条件がもたらした積算的效果をつよく示唆するものと考えてよいであろう。こうしてみると、この時代には日本海の水は朝鮮・津軽の2水道(河川?)をとおって、外洋に排出されることが多かったであろう。

この時期の日本海海底環境の一つの特徴として、底生有孔虫が生息しなかった事実を挙げることができる。これは外洋水の流入の著しい減少、淡水の流入によって、海水の成層構造が発達して鉛直的な混合が弱まり、その結果、底層への酸素の供給が減少したためであるとみなすことができるであろう。

13,000～9,500 年前 約13,000年前になると、浮遊性有孔虫殻の ^{18}O 濃度は濃さを急に増し、引続いて北太平洋の浅海域に生息する底生有孔虫の群集が侵入してくる。これらの事実は、この時期に外洋水、とくに親潮が本格的に流入してきたことを物語る。それまでの日本海の海水より濃い ^{18}O 濃度と塩分をもった親潮が日本海の深層へ広がっていくにつれ、塩分は回復に向うが、古水温は8～12°Cとまだ寒冷である。これに伴ってそれまで生態的に空白であった日本海の深層は、新たに侵入してきた生物によって占められたであろう。日本海固有水群集の底生有孔虫の侵入時期は、的場(1978)により最終氷期の終り頃と考えられたが、今回の結果はその予測を裏づけている。

9,500年～6,500年前 この時期は、日本海にとって海況が著しく変化した過渡期にあたる。約8,000年前における*G. pachyderma*の巻き方の変化、黒潮域に特徴的な有孔虫群集と多量の放散虫の出現、水温の著しい増加などは、明らかに対馬暖流の日本海への流入を示唆している。その結果、それまで還元性であった海底環境は酸化となる。この時期に有孔虫殻が著しく溶解した現象は特徴的であるが、それは外洋水の流入によって酸素が多量に供給された結果、有機物が分解して CO_2 の分圧が高まったためであると解釈される。

6,500年前～現在 この時期には有孔虫群集組成も、有孔虫殻の ^{18}O 濃度も、また水温もほぼ一定してい

る。このことは現在の日本海と同様な海況が、少なくとも6,500年前には形成されていたことを示唆している。

IV. あ と が き

本稿ではまず第一に、日本海海底堆積物中に介在するテフラ層の特性記載を行なった。その結果、日本海海底の後期第四紀の堆積物には、時間の示標となる次のテフラ層が見出された。それらのテフラの起源を論ずる際に、アルカリ岩質か否かの判定はきわめて重要な手がかりとなった。1)すでに陸上において噴出年代が測られている九州の火山起源のテフラに対比されるもの; a)アカホヤ火山灰(約6,300年前)、b)始良Tn火山灰(21,000～22,000年前)、c)阿蘇4火山灰(約50,000年前)。これらのうち、新発見の阿蘇4火山灰は、陸上における阿蘇4火砕流につづくと考えられるもので、九州から日本海中部に向って広く分布する。2)朝鮮の火山に起源するアルカリ岩質のテフラ; a)隠岐火山灰(鬱陵島起源と考えられるもので、近畿地方の方向に分布する。約9,300年前に噴出)、b)大和火山灰(およそ30,000年前に鬱陵島から噴出したと推定されるもので、大和海盆を広くおおう)。この他にもアルカリ岩質テフラは数枚介在する。

このように朝鮮の火山、とくに鬱陵島火山の活動は、後期第四紀にも活発であったことが明らかとなった。また上記の諸示標テフラの認定の結果、日本海の高底堆積物の堆積速度は他の海洋に比べてきわめて大きく、10～20 cm/1000年に達するところが多いことが知られた。この著大な堆積速度は日本海固有の海底環境やレスなどの供給条件に基づくものかもしれない。今後の課題の一つである。

次に、テフラによって年代決定ができた隠岐堆の2コアについて、堆積物の特徴、浮遊性および底生有孔虫の群集組成を明らかにし、さらに有孔虫殻の酸素同位体比を測って古塩分と古水温の算出を試みた。その結果、約23,000年前、約13,000年前、約8,000年前に、日本海の高底は著しく変化したことが明らかとなった。すなわち、約23,000年前以前の約3万年間は、塩分が33～34‰、表面水温8～10°Cで比較的一定していた。約23,000年前から13,000年前までの期間は、日本海海水の淡水化が進行した。塩分低下に伴い底層への酸素の供給が途絶え、底生生物の生存しにくい海底環境になった。これはこの時期の海面低下に伴い、海峡は閉塞またはそれに準ずる状態となり、外洋水の流入がきわめて減少したために生じた可能性が高い。約13,000年前にな

ると、親潮の本格的流入が推定される。塩分は回復に向かうが、水温は $8-12^{\circ}\text{C}$ とまだ低い。これに伴い、北太平洋の浅海底に生息していた底生有孔虫が侵入し、日本海固有水群集が誕生した。約 8,000 年前には、対馬暖流の本格的流入がみられ、水温は一挙に $7-8^{\circ}\text{C}$ も上昇して $17-18^{\circ}\text{C}$ となった。そしてそれまでの還元的な堆積環境から酸化的な海底環境に変わった。本稿でのべた日本海古環境の論議は、隠岐堆における 2 本のコアの解析結果を基にしている。今後他の地域の年代の判明したコアについても検討をすすめ、本稿の論議の妥当性を確かめる必要がある。

謝辞 ビストンコアからの試料採取には、本座栄一氏、山崎晴雄氏、森脇 広氏にいろいろ便宜を計らって頂き、また那須孝徳氏、谷村好洋氏、Margaret NASH さんからは試料の提供を受けた。さらに鬱陵島の地質については石田志朗氏、李炳坤氏、李炳高氏から情報、資料を頂いた。これらの方々に厚く謝意を表する次第である。

引用文献

- 新井房夫 (1972) 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定——テフロクロロジーの基礎的研究——。第四紀研究, **11**, p. 254—269.
- BANDY, O. L. (1960) The geological significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (EHRENBURG). *J. Paleont.*, **34**, p. 671—681.
- BÉ, A. W. H. (1977) An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. RAMSAY, A. T. S., (ed.): *Oceanic Micropaleontology*, **1**, p. 1—100. Academic press.
- CRAIG, H. (1961) Standard for reporting concentrations of deuterium and O^{18} in natural waters. *Sci.*, **13**, p. 1833—1834.
- DANSGAARD, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **14**, p. 436—468.
- ERICSON, D. B. (1959) Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index. *Sci.*, **130**, p. 219—220.
- 福岡孝昭・鈴木一行・町田 洋 (1980) 火山ガラスの微量元素含有量による広域火山灰層の同定。火山, 第2集, **25**, p. 127—128.
- HARUMOTO, A. (1970) Volcanic rocks and associated rocks of Utsuryoto Island (Japan Sea). 京都大学理学部地質学鉱物学教室内春本篤夫教授退官記念事業会, 39 p.
- 堀部純男 (1966) 軽元素の同位体比測定法。質量分析, **14**, p. 113—120.
- ICHIKURA, M. and UJUE, H. (1976) Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. *Bull. Nat. Sci. Mus., Ser. C*, **2**, p. 151—178.
- KENNETT, J. P. (1968) Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (EHRENBURG) in surface sediments of the south-west Pacific Ocean. *Micropaleont.*, **14**, p. 305—318.
- 金永琪・金相旭 (1977) 鬱陵島の応用地質。慶尚北道, 59 p.
- KITAZATO, H. (1978) Distribution of the *Globigerina pachyderma* (EHRENBURG) in the Kuril and Japan basins, and the fluctuation of coiling direction of *G. pachyderma* in the core P109. *Cruise Report, Geol. Surv. Japan*, no. 11, p. 56—59.
- KOBAYASHI, K. and NOMURA, M. (1972) Iron sulfides in the sediment cores from the Sea of Japan and their geophysical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, p. 200—208.
- 小泉 格 (1969) 縁海における氷期堆積物中の混合珪藻遺骸群集。海洋科学, **5**, p. 19—23.
- 小泉 格 (1970) 日本海底質コア中の珪藻遺骸群集。海洋地質, **6**, p. 1—11.
- 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**, p. 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**, p. 143—163.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫 (1980a) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年——テフラによる一つの試み——。第四紀研究, **19**, p. 233—261.
- 町田 洋・新井房夫・堀部純男・大場忠道・北里 洋 (1980b) 日本海海底コアの解析からみた最近 5 万年の火山活動と古環境。第四紀学会講演要旨集, no. 10, p. 38—39.
- 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**, p. 562—569.
- MACHIDA, H. (1980) Tephra and its implications with regard to the Japanese Quaternary period. The Association of Japanese Geographers, (ed.), *Geography of Japan*, p. 29—53.
- MAEDA, Y. (1976) The sea level changes of Osaka Bay from 12,000 BP to 6,000 BP. *J. Geosci., Osaka City Univ.*, **20**, p. 43—58.
- 前田保夫 (1980) 縄文の海と森。蒼樹書房, 東京, 238p.
- MAIYA, S., SAITO, T. and SATO, T. (1977) Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. TAKAYANAGI, Y. and SAITO, T. (eds.): *Progress in Micropaleontology*, Selected papers in honor of Prof. Kiyoshi ASANO. p. 395—422. Micropaleontology press, New York.
- MANABE, S. and HAHN, D.G. (1977) Simulation of the tropical climate of an ice-age. *J. Geophys. Res.*, **82**, p. 3899—3911.
- 的場保望 (1978) 底棲および浮遊性有孔虫からみた日本海古環境の変遷。海洋科学, **10**, p. 269—277.

- MATUMOTO, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **19**, 57p.
- 深泥池団体研究グループ (1976) 深泥池の研究(1), (2), 地球科学, **30**, p. 15—38; p. 122—140.
- MIYAKE, Y., SUGIMURA, Y. and MATSUMOTO, E. (1968) Ionium-thorium chronology of the Japan Sea cores. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, **9**, p. 189—195.
- 水野篤行・佐藤博之・沢村孝之助 (1972) 日本海堆積物コアについての若干の地質学的資料. 研究連絡誌「日本海」, no. 7, p. 63—72.
- 大場忠道 (1972) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 法による古水温の測定. *Radioisotopes*, **21**, p. 574—583.
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1981) 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析. 考古学と自然科学, no. 13, p. 31—49.
- 小野晃司・松本徭夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告, 5万分の1図幅, 地質調査所, 145 p.
- PORTER, S. C., STUIVER, M. and YANG, I. C. (1977) Chronology of Hawaiian Glaciations. *Sci.*, **195**, p. 61—63.
- 高橋英太郎・河野通弘 (1968) 山口県における第四系——主として洪積統——と対比について. 山口大理科報告, no. 18, p. 37—46.
- 鳥浜貝塚研究グループ (1979) 鳥浜貝塚. 福井県教育委, 216 p.
- 辻 誠一郎・遠藤邦彦 (1978) 津軽半島西海岸の第四系に関する新知見. 日大文理学部自然科学研究紀要, no. 13, p. 69—72.
- UJNE, H. and ICHIKURA, M. (1973) Holocene to uppermost Pleistocene planktonic foraminifera in a piston core from off Sanin district, Sea of Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, no. 91, p. 137—150.
- 氏家 宏 (1975) 日本海の地史的変遷——堆積物は語る——. 自然科学と博物館, no. 42, p. 55—66.
- 氏家 宏 (1977) 日本近海海底の第四紀堆積物. 科学, **47**, p. 615—620.
- WATANABE, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, **27**, p. 97—120.
- WATANABE, K. (1979) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, southwest Japan, II: Petrology of the Aso-4 pyroclastic flow deposits. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, **28**, p. 75—112.

〈Plates I and II〉

Photomicrographs from the marker tephra; The scale is 1 mm for No. 17 and 0.1 mm for others. 1~2 : Tomakomai ash (Tm), 3~5 : Akahoya ash (Ah), 6~11 : Oki ash (Oki), 12~16 : Aira-Tn ash (AT), 17~20 : Yamato ash (Ym), 21~24 : Aso-4 ash (Aso-4).

Localities of cores and sampling sites (see Table 1) :

1 : V 28-271 (1), 2 : KH 77-3-M5 (1), 3 : KH 77-3-M2 (01), 4 : T1 (24), 5 : Akahoya ash, Torihama site, Fukui Pref., 6 : KH77-3-M3 (1), 7 : KH 77-3-M2 (1), 8 : KH 79-3-C3 (1), 9 : KH 77-3-M4 (1), 10 : Oki ash Torihama site, Fukui Pref., 11 : Oki ash, P2, Minato-ōhashi, Osaka Bay, 12 : KH77-3-M3 (15), 13 : KH 77-3-M2 (6), 14 : KH 69-2-25(21), 15 : V 28-268 (44), 16 : KH 77-3-M5 (4), 17 : KH 77-3-M3 (23), 18 : KH 79-3-C3 (4), 19 : KH 77-3-M4 (3), 20 : V 28-268 (76), 21 : KH 77-3-M3 (34), 22 : P 106 (7), 23 : KH 79-3-C3 (5), 24 : P 129 (10).

af : alkali feldspar, bi : biotite, ho : hornblende, pm : micropumice, sg : sponge spicule.

Plate I

Plate II