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—

Marine sediments and late Quaternary stratigraphy in the southeastern part of the Japan Sea
—Concerning the timing of dark layer deposition—

Abstract

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****

Takeshi Nakajima, Kiyoshi Kikkawa**,
Ken Ikehara*, Hajime Katayama*,
Eiichi Kikawa***, Masato Joshima*
and Koji Seto*****

1995年8月28日受付.
1995年12月25日受理.

* 地質調査所海洋地質部.
Marine Geology Department, Geological
Survey of Japan, Tsukuba, Ibaraki 305,
Japan

** 地質調査所環境地質部.
Environmental Geology Department,
Geological Survey of Japan, Tsukuba,
Ibaraki 305, Japan

*** 富山大学教育学部地球環境研究室.
Global Environmental Laboratory, Faculty
of Education, University of Toyama,
Gofuku, Toyama 930, Japan

**** 島根大学理学部地質学教室.
Department of Geology, Faculty of Science,
Shimane University, Matsue, Shimane 690,
Japan

Hemipelagic sediments were obtained from the southeastern part of the Japan Sea. The sediments collected at approximately 500 m water depth or deeper consist of alternating beds of light colored clay layers and dark layers. Eighteen dark layers which were designated as D1 to D18 layers in descending order were correlatable in hemipelagic sediments for the past 100 kyrs. The age and the synchronous nature of each dark layer were studied on the basis of its stratigraphic position.

The characteristic features of the dark layers are thin lamination, lack of bioturbation, occurrence of *Bolivina pacifica*, and low magnetic susceptibility. These facts indicate that the dark layers were formed under anoxic bottom conditions although there are some variations. In particular, D2 layer was probably formed under euxinic bottom conditions based on the low C/S ratio.

Correlation of dark layers with the global climate records suggests that D2 layer was formed during a falling stage of sea level in the last glacial maximum, whereas other dark layers were formed during intermediate sea levels. The occurrences of these dark layers except for D2 layer were closely connected with millennial-scale climatic oscillations recorded in the Greenland ice core. Therefore it suggests that dark layer formations were influenced by millennial-scale global climatic oscillations. The timings of dark layer depositions, however, were correlated with both warm and cold periods of climate. Therefore it is believed that the environments of dark layer deposition were rather complex.

Key words: the Japan Sea, dark layer, late Quaternary stratigraphy, millennial-scale climatic oscillations

はじめに

日本海における第四紀堆積物は明色と暗色を周期的に繰り返す泥層からなっていることが知られている (Ichikura and Ujiie, 1976; 田中, 1984; Oba et al., 1991; Tada et al., 1992). 微化石および地球化学的分析の結果, それらは世界的な気候変動や海水準変動に関連して形成されていることが明らかになってきた (Oba et al., 1991). Oba et al. (1991) によると, 日本海はいくつかの浅い海峡でのみ外海と通じている半閉鎖的な縁海であるため, 過去8万5千年間に海水準の変動によって対馬暖流と親潮がこれらの海峡を通じて流入したり流入を停止したりし, 特に最終氷期の海水準低下期には日本海はほとんど閉鎖的な海洋環境となったことが示されている. 明暗色の互層は日本海において300-700 km離れたODP sites 794, 795, 797間の第四紀後期の堆積物を通じて対

比され, 世界的な海水準変動とも対比されている (Tada et al., 1992; 多田, 1994). また Tada et al. (1995) は ODP Site 797 における過去14万年間の堆積物の詳細な分析から, 数千年周期で変動を繰り返した世界的な気候変化である Dansgaard-Oeschger oscillation (Dansgaard et al., 1993) が日本海の堆積物中に記録されていることを示唆した.

地質調査所では1989年度から1993年度まで日本海南東部の堆積作用を解明する目的で, 地質調査船白嶺丸による堆積物の採取と地質調査を行ってきた. 柱状試料は, 陸棚から海盆底にいたる海域から採取された長さ2-7mのもので, 過去10万年間の堆積物からなっている. 柱状試料の多くは, 明色と暗色を帯びた粘土の互層からなり, 挟在する総計11枚のテフラの同定により柱状試料間の精密な対比が可能になった (吉川, 1990). その結果, 一部の暗色層の形成年代を明らかにすることができた (Ikehara et al., 1994).

Fig. 1. a) Topographic division of the southeastern part of the Japan Sea. b) Bathymetric contour map of the southeastern part of the Japan Sea and localities of cores with station numbers. Dotted areas represent Toyama Deep Sea Fan. Depth contours are in meters.

日本海南東部の地質調査の成果のうち、沿岸域の表層堆積物の分布と堆積作用については表層堆積図として出版されている(池原ほか, 1994a, b; 片山ほか, 1994; 中嶋ほか, 1995)。また、日本海南部から南東部にかけての層序と古環境の解析結果の概要についてはIkehara et al. (1994)によって、表層堆積物と柱状試料の化学組成については寺島・片山(1993)および寺島ほか(1995)によって、1983年日本海中部地震震源域での地震性タービダイトによる地震発生間隔の推定については中嶋・金井(1995)によってそれぞれ報告されている。本論文では日本海南東部の概査を行った1989年度の航海で採取した柱状試料の記載を中心に、層相・テフラ・帯磁率・有孔虫化石群集について述べ、暗色層の対比を行って調査海域における第四紀後期の層序を示す。またそれらをもとに過去10万年間に形成された暗色層の形成環境と汎世界的気候変動との関係について議論する。本研究のうち、層相記載は中嶋・池原・片山が、テフラの分析は吉川が、帯磁率測定は木川・上嶋・中嶋が、有孔虫分析は瀬戸が担当し、暗色層の対比と全体のまとめを中嶋が行った。

地形および堆積物分布の概要

本論文では岩淵(1968)の地形区分を一部改訂し、日本海

南東部を地形および構造から、陸棚 [shelf]・陸棚斜面 [slope]・最上トラフ [Mogami Trough]・佐渡海嶺 [Sado Ridge]・富山トラフ [Toyama Trough]・大和海盆 [Yamato Basin]・大和海膨 [Yamato Rise]・日本海盆 [Japan Basin]・奥尻海嶺 [Okushiri Ridge]に区分する (Fig. 1a)。

本州沿岸の陸棚は調査海域内では能登半島沖でその幅が100 km以上であるほかは50 km以内である。陸棚上には新潟沖と秋田沖の陸棚で泥質堆積物が卓越するのを除けば、主として粗粒砂～極細粒砂が分布する(池原ほか, 1994a, b; 片山ほか, 1994; 中嶋ほか, 1995)。

日本海南東部の陸棚と最上トラフの間に位置する陸棚斜面には、粟島礁・飛島・新礁などいくつかの礁が点在するとともに、佐渡海盆・飛島海盆・男鹿海盆などの水深500 m程度の小海盆が発達している。陸棚斜面上には礁およびその周辺部に露岩および砂質堆積物が分布するほかは泥質堆積物が分布している(池原ほか, 1994a, b; 片山ほか, 1994; 中嶋ほか, 1995)。

最上トラフは、佐渡島東方から青森県沖の日本海盆に及ぶ幅約10-40 km、長さ約250 kmの南北に延びるトラフである。平坦なトラフ底は南部新潟沖で約500-700 mの水深であ

るが、北に向け水深を増し、北部青森県沖では水深 3,000 m に達し日本海盆に通じている。最上トラフ中部から北部にかけてのトラフ底には最上深海長谷が断続的に刻まれている (Fig. 1b)。最上トラフの表層は全域にわたって泥質堆積物が分布している (池原ほか, 1994a, b; 中嶋ほか, 1995)。佐渡島に近い最上トラフの南部と最上トラフ北部では、タービダイトが泥質堆積物に挟在している (Fig. 3)。

佐渡海嶺は、幅約 80 km、長さは佐渡島を含めて 300 km に達する大きな地形的高まりで、北北東-南南西方向から北東-南西方向に延びる数列のリッジとそれらに挟まれた細長いトラフからなっている。これらの水深は南部から北部に向けて深くなる傾向がある。佐渡海嶺の水深 150 m よりも浅いリッジ上には侵食平坦面の発達が見られる。これらのリッジ上とその周辺には露岩および砂質堆積物が分布するが、それ以外の佐渡海嶺には泥質堆積物が分布する。また南部のトラフにはタービダイトを挟在する (中嶋ほか, 1995)。

富山トラフは能登半島と佐渡島の間にあって、全長約 200 km、幅 20-50 km、水深 1,000-2,000 m の南北に延びたトラフで、佐渡島南方で南西方向に屈曲して富山湾に通じている。トラフ底の中央には富山深海長谷がトラフ底と比高 200-600 m をなす明瞭な谷地形を刻んで大和海盆に達している (Fig. 1b)。富山トラフは、深海長谷底を除き泥質堆積物に覆われているが、佐渡島西方の富山トラフ東部ではタービダイトが泥質堆積物中に挟在する (片山ほか, 1994; 中嶋ほか, 1995)。

大和海盆は北東-南西方向に延びた幅 100-200 km の海盆で、東縁部には富山深海扇状地が発達している。富山深海扇状地は、富山深海長谷が富山トラフから大和海盆に出たところに形成している海底扇状地で、大規模な自然堤防が発達している。大和海盆の水深は海盆底で約 2600 m、深海扇状地上で約 2,000-2,500 m である。大和海盆の表層は泥質堆積物からなるが、富山深海扇状地には細粒タービダイトが多数挟在する (Fig. 3)。

大和海盆は長さ 300 km、幅 180 km にわたる北東-南西方向に伸張した日本海最大の海盆で、頂部は水深 500 m 以浅の侵食平坦面となっており、火山岩・花崗岩からなる基盤が広く露出していると考えられている (Tamaki, 1988)。

日本海盆は東北東-西南西方向に延びた長さ 700 km、幅 200-300 km、水深 3,000-3,700 m の日本海最大の海盆である (Tamaki, 1988)。このうち青森県沖の日本海盆南東縁にはタービダイトが広く分布する (Fig. 3)。これらのタービダイトは 1983 年日本海中部地震を含む過去の地震による海底斜面の崩落起源であることが推定された (中嶋・金井, 1995)。日本海盆の沖合いには大和海嶺東縁に沿って富山深海長谷が延び、その東岸に大規模な自然堤防からなる深海扇状地を形成している (Fig. 1b)。

奥尻海嶺は青森県沖から北海道の利尻島沖にかけて南北約 450 km にわたって続く構造性的海嶺 (Tamaki, 1988) で、本海域内の奥尻海嶺南部では、南端付近の久六島周辺に砂質堆積物が、その他の海嶺部には泥質堆積物が分布している (井内ほか, 1979)。

Station	Latitude (N)	Longitude (E)	Depth (m)
1	37°34.25'	138°06.99'	1114
2	37°41.52'	138°29.96'	522
3	38°17.20'	138°40.02'	669
4	38°31.39'	138°50.82'	759
5	38°55.04'	139°16.47'	676
6	38°58.20'	138°54.50'	832
7	39°14.76'	139°21.36'	870
8	39°23.46'	139°29.79'	678
9	39°21.58'	139°43.57'	442
10	39°31.78'	139°33.76'	520
11	39°43.11'	139°20.00'	1396
13	40°17.58'	139°11.23'	2573
14	40°17.62'	139°00.35'	2623
15	40°16.93'	138°48.27'	3073
19	40°57.12'	138°40.00'	3370
20-2	41°08.83'	138°00.07'	3640
21	38°39.44'	138°36.41'	685
22	38°53.43'	138°37.55'	707
23	38°58.04'	138°31.78'	1046
24	39°48.92'	138°48.39'	2279
25	39°50.37'	138°20.00'	2629
26	39°24.93'	137°40.12'	2564
27	39°04.80'	137°30.25'	2237
28	39°06.66'	137°35.20'	2289
29	38°37.30'	137°55.14'	1885
30	39°08.96'	137°55.17'	2360
31	39°17.83'	137°19.96'	2360
32	38°58.93'	139°15.12'	637
33	39°12.46'	139°04.97'	610
34	39°41.56'	139°02.04'	970
35	40°53.93'	139°00.94'	3279
36	40°53.80'	138°54.47'	3322
38	39°28.39'	138°11.75'	2048
42	39°18.07'	137°06.46'	2301

Fig. 2. Localities of cores taken from the south-eastern part of the Japan Sea.

試料および分析方法

用いた試料は、1989 年に地質調査所によって行われた日本海での GH89-2 および GH89-4 航海で採取した計 37 本の柱状試料のうちの 34 本である (Fig. 1b, Fig. 2)。堆積物の層相記載は半割した試料の肉眼観察による色・粒度・堆積構造などの船上記載と、下船後撮影した軟 X 線写真の観察による堆積構造の記載により行った。テフラ層は、火山ガラスの純化を行ったうえで ICP 発光分析 (吉川, 1990) により化学組成を求め、主成分および微量元素成分の比較により同定した。東京大学白鳳丸による KH86-2 航海で本海域から採取した柱状試料 KH86-2-9 (Kobayashi, 1988) のテフラについても同じ方法で同定を行った。柱状試料上部の泥層中に散在する火山ガラスについては 44 μm の篩上で試料を水洗し、(株)京都フィッシュントラックにおいて火山ガラスの特徴と温度変化型屈折率測定装置によるガラスの屈折率測定 (横山ほか, 1986) から同定を行った。テフラを挟在する柱状試料の一部については表層から始良 Tn (AT) テフラまでの数層

Fig. 3. Lithological sketches of cores. Numbering of dark layers are based on Fig. 8.

Fig. 4. Chemical composition of each tephra layer.

準で 10 ml の試料を分取して乾燥密度を測定し、堆積速度の補正を行った。帯磁率は、船上で半割にしたアクリル管（内径 11 cm）入りの試料をスライド式の測定台に載せ、ループ型センサー（Bartington 社モデル MS2）に通して 4 cm ごとに測定した。有孔虫の分析は St. 19 と St. 25（Station を St. と略す。以下同じ）の 2 本の柱状試料について、10 cm 間隔で採取した試料を水洗処理し、乾燥重量 1 g 当たりの底生と浮遊性有孔虫数比（P/B 比）を求めた。また底生有孔虫については、構成種の同定を行い、殻質（膠着質、ガラス状石灰質）の構成比を求めた。

結 果

1. 層相層序

Fig. 3 に Fig. 1a で区分した海域ごとの柱状試料の柱状図を示す。陸棚、大和海膨、奥尻海嶺からは試料を採取していない。

柱状試料を採取した海域のうち、陸棚斜面や最上トラフ南部および北部などを除く海域では泥質堆積物に共通した層相層序が認められる。堆積物の表層 10 cm 以内を構成するのは褐色の酸化層で、その直下の約 1–3 m は灰色、オリーブ灰色、黄灰色などの比較的明色の均質な粘土で構成されている。上部を構成する明るい均質な粘土の下位はオリーブ灰色、緑灰色などの比較的明色で生物擾乱の激しい粘土と 1–266 cm の厚さのオリーブ黒色～暗オリーブ灰色の暗色の粘土との互層からなっている。本研究では、暗色を帯びた色により上下の地層から区別される地層を暗色層（dark layer; Tada et al., 1992）とした。暗色層は明瞭な一枚の暗色粘土からなる場合と明色粘土を挟んで断続的に暗色粘土が出現する場合があり、上下の明色粘土からなる地層との境界は明瞭な場合と漸移する場合とがある。暗色層の層厚は 1 cm 程度の薄いものから始良 Tn（AT）テフラの上位に発達する最大 2 m 以上に達する厚いものまで変化に富んでいる。暗色層は生

物擾乱に乏しく葉理が発達する場合が多いが、葉理がはっきりせず生痕が認められる場合もある。日本海盆の柱状試料には黒色を帯びた細粒タービダイトが挟在するが、暗色層とは区別して扱った。本研究の暗色層は日本海南西部で認められた田中（1984）の TL 層（有孔虫質細葉理泥層）に相当するが、暗色層は必ずしも有孔虫を含まず、葉理が発達しない場合も含んでいる。暗色層の出現は特定の層準に限られ、それ以外の層準には明色粘土のみが出現する。本研究では過去 11 万年間に 18 枚の暗色層を識別し、上位のものから順に D1, D2, D3..., D18 層とした（Fig. 3）。D1 層、D2 層および D3 層の上部はそれぞれ Ikehara et al. (1994) の TL1 層、TL2 層および TL3 層に相当する。

一方、陸棚斜面や最上トラフの一部から採取した柱状試料は均質な泥質堆積物からなり、暗色層は認められなかった。また、最上トラフ南部・北部および日本海盆の柱状試料にもタービダイトが頻繁に挟在して、St. 19 を除いて暗色層は認められなかった。

大和海盆の St. 30 の 131–149 cm に挟在する有孔虫質砂層の基底は侵食面となっており、また St. 38 の表層 8 cm を覆う黄褐色粘土の直下は明色粘土を欠いて直接暗色層が接しており、両者では下位の地層が一部欠如しているとみられる。

2. テフラ

Fig. 4 にテフラの化学組成の結果を示す。図には同一のテフラと同定されたものをまとめて示している。これらのテフラは化学組成の違いから容易に識別できる（吉川, 1990）。一方、大和海盆の富山深海扇状地から採取した柱状試料の上部（St. 27 の 67–69 cm, St. 28 の 47–49 cm, St. 31 の 139–141 cm および St. 42 の 68–71 m）に散在する火山ガラスはいずれもバブルウォール型ガラスが優占すること、屈折率が 1.510–1.515 を示すことおよび水和作用が進行中であることから鬼界アカホヤテフラ（町田・新井, 1978）に同定される。

日本海から採取したテフラの分析の結果、これまで日本海

Name	Source	Methods	Radiocarbon Age (kyr BP)	Calendar Age (kyr cal BP)	Reference
Baegdusan-Tomakomai Ash (B-Tm)	Baegdusan Volcano (North Korea)	archeology		1	Machida & Arai (1992)
Kikai-Akahoya Ash (K-Ah)	Kikai Caldera (South Kyushu)	^{14}C varve	6.8	7.3	Fukusawa(1995)
Towada-Hachinohe Pumice (To-H)	Towada Caldera (Tohoku)	^{14}C	12-13	14-15	Hayakawa (1985)
Asama Kusatsu Pumice (As-K)	Asama Volcano (North Kanto)	^{14}C	13.6	16.0	Hayakawa (1992)
Kitanihon 2 Ash (NJ2)	unknown	stratigraphy		17.8	This study
Daisen Misen Pumice (DMs)	Daisen Volcano (San'in)	^{14}C	18	21.5	Miura & Hayashi (1991)
Aira-Tanzawa Ash (AT)	Aira Caldera (South Kyushu)	^{14}C	24.3	27.0	Murayama et al. (1993)
Toyamaoki Ash (To)	unknown	stratigraphy		35.9	This study
San'in 1 Ash (SAN1)	unknown (probably San'in)	stratigraphy		36.4	This study
Uireungdo-Yamato Ash (U-Ym)	Uleungdo Volcano	stratigraphy		40.2	This study
Aso-4 Ash (Aso-4)	Aso Volcano (Middle Kyushu)	K-Ar		89	Matsumoto et al. (1991)
Toya Ash (Toya)	Toya Caldera (Hokkaido)	stratigraphy		107	This study

Fig. 5. List of tephra and their ages collected in this study. Radiocarbon ages (^{14}C ages) are calibrated to calendar ages based on Bard et al. (1993) and Murayama et al. (1993).

海底で分布が確認されていた白頭山苦小牧テフラ (B-Tm), 鬼界アカホヤテフラ (K-Ah), 始良 Tn テフラ (AT), 鬱陵大和テフラ (U-Ym), 阿蘇 4 テフラ (Aso-4), 洞爺テフラ (Toya) (町田・新井, 1988) に加え, 数枚のテフラが分布することが確認され, それらの一部は陸上のテフラに対比されている (吉川, 1990; Ikehara et al., 1994). これらの研究で確認されたテフラは, 十和田八戸テフラ (To-H), 浅間草津テフラ (As-K), 北日本 2 テフラ (NJ2), 大山弥山 (草谷原) テフラ (DMs), 富山沖テフラ (To), 山陰 1 テフラ (SAN1) である. このうち To-H, As-K, DMs は陸上では既知のテフラ (町田・新井, 1992) で, 北日本 2 テフラ (NJ2), 富山沖テフラ (To), 山陰 1 テフラ (SAN1) は陸上のテフラとの対比がついておらず, 化学組成から推定される給源もしくは分布域にちなんだ仮名である.

これらのテフラのリストとその年代値を Fig. 5 にまとめて示した. ^{14}C 年代は U-Th 年代やその他の年代測定法による年代と比較して約 1 万年前以前には若い年代を示すことが知られている (Bard et al., 1990) ので, ^{14}C 法で求められた年代を真の年代 (暦年代) に変換する必要がある. 表では 2 万年前以降のテフラの年代については Bard et al. (1993) により, AT の年代は村山ほか (1993) を参考にして補正を行い, ^{14}C 年代と同時に示した. NJ2 の年代は K-Ah と AT 間を, To, SAN1 および U-Ym の年代は AT-Aso-4 間を堆積速度一定として海底面, K-Ah, AT および Aso-4 の年代から内挿して求めた. Toya の年代は AT-Aso-4 間の堆積速度を外挿して求めた. 本研究で求められた Toya の年代はすでに報告されている陸上での Toya の年代 90-120 ka (町田・新井, 1992) と調和的である. 年代値の内挿は, 乾燥密度を測定した柱状試料では乾燥密度から補正した平均堆積速度を用いて行った. 富山深海扇状地のタービダイトを多数挟在する柱状試料 (St. 42, 31, 27, 28) ではタービダイトを除いた半遠洋性堆積物の堆積速度を用いた.

3. 帯磁率

Fig. 6 に帯磁率の測定結果の一例を示す. 帯磁率は岩相と密接に関係している. 一般に砂層やテフラ層は帯磁率が高く, 粘土では低い値を示す. しかしながら, 粘土の帯磁率は, 柱状試料の深度方向に大きく変化し, 顕著な低帯磁率帯が認められた. 柱状試料の岩相と帯磁率とを対比すると, これらの低帯磁率を示すゾーンはいずれも D2 層の部分に相当する. また他の暗色層もその上下の粘土と比較して低い帯磁率を示すことが多いが, D2 層ほど顕著ではない. 幅の薄い暗色層では測定間隔が 4 cm と粗いためにはっきりとした低帯磁率を示さない.

4. 有孔虫化石群集

Fig. 7 に P/B 比と, 底生有孔虫の殻質比および *Bolivina pacifica* Cushman and McCulloch の産出層準を示す. P/B 比の場合, 試料中に有孔虫が 25 個体に満たないものは, 参考値とし, 点線で示した. 底生有孔虫の殻質は, 磁器質のものが全試料中に 3 個体しか産出しなかったため, 膠着質殻とガラス状石灰質殻の割合について A/H 比として図に示した.

St. 19 および St. 25 の柱状試料では有孔虫化石群集が D1 層を境に著しく変化する. 即ち, P/B 比は, D1 層より上位では底生有孔虫が卓越するのに対し, それより下位では浮遊性有孔虫が卓越する. 同じく, 底生有孔虫の殻質は D1 層から上位では膠着質殻が卓越するのに対して下位ではガラス状石灰質のものが卓越する. また D1 層および St. 25 の D6 層からは *B. pacifica* が産出する.

考 察

1. 暗色層の対比と時空分布

テフラの暦年代 (Fig. 5) からテフラの年代決定と同様の方法で各柱状試料における暗色層 (Fig. 3) の暦年代を求めて暗色層の対比を行った (Fig. 8). AT テフラの上位に発達する D2 層および Aso-4 テフラの上位に発達する D16 層などのように, どの柱状試料でもほぼ同時期に出現するほぼ連

Fig. 6. Volume magnetic susceptibilities of selected cores. Legend for the lithologic column is shown in Fig. 3. Peaks of volume magnetic susceptibilities are correlated with sands or tephra layers. Susceptibilities in dark layers tend to be low.

Fig. 7. Stratigraphic changes of foraminiferal assemblages in cores 19 and 25. P/B ratio is the ratio of planktonic specimens in the total specimens. A/H ratio is the ratio of agglutinated specimens to the total benthic specimens.

Fig. 8. Correlation of tephra layers and dark layers occurred in each core. Tephra layers are listed in Fig. 5. Ages are calendar ages based on Fig. 5. KH86-2-9 core is based on Kobayashi (1988). Note that dark layers appear only in certain stratigraphic positions. Eighteen dark layers which are designated as D1-D18 are correlatable in each core.

続した暗色粘土からなる暗色層が認められる。一方、55 kyrBP から 27kyrBP にかけての暗色層 (D3-D12 層) では暗色粘土が断続的に出現することが多く、暗色粘土の数や形成期間が柱状試料によって異なっている。しかしその場合にも暗色粘土が断続的であっても形成された期間と、暗色粘土がまったく形成されず、明色粘土のみが形成された期間があることから、暗色粘土を挟在する地層を暗色層として区分し、対比可能である。ただし大和海域の柱状試料では、U-Ym テフラから AT テフラ間 (40-27kyrBP) には形成期間の短い暗色粘土が多数出現し、柱状試料によりその枚数も大きく異なることから、この間の暗色層の区分は暫定的で、今後さらに細分される可能性がある。暗色層の対比結果に基づき、柱状試料に出現する各暗色層の上限および下限の年代値の平均値と標準偏差 (SD) および形成期間の平均値と標準偏差 (SD) を Fig. 9 に示した。暗色層の年代はすべてテフラの暦年代に基づいて内挿して求めた暦年代で示し、 ^{14}C 年代で議論されることの多い 3 万年前以降の暗色層については Bard et al. (1993) および Fig. 5 の AT の年代補正に拠って ^{14}C 年代に変換し、暦年代とともに示した。暗色層の年代値は堆積速度一定を仮定して求めているので堆積速度の変化による誤差も含まれているが、Fig. 9 によると多くの暗色層の形成年代の標準偏差はその上限・下限ともに約 1,000 年以内を示し、これらは本研究海域においてはほぼ同時期に形成され

D layer	^{14}C age (kyr BP) Mean (SD)	Calendar age (kyr BP) Mean (SD)	Duration (kyr) Mean (SD)
D1	top 10.3 (0.8) base 10.7 (0.9)	top 12.0 (1.0) base 12.4 (1.1)	0.4 (0.1)
D2	top 13.8 (1.1) base 21.4 (1.1)	top 16.2 (1.2) base 25.7 (1.3)	9.6 (1.4)
D3	top 25.0 (0.7) base 26.3 (0.4)	top 27.8 (0.8) base 29.2 (0.5)	1.4 (0.8)
D4		top 30.2 (0.3) base 31.4 (0.5)	1.2 (0.6)
D5		top 32.8 (0.7) base 33.6 (0.9)	0.9 (0.6)
D6		top 34.7 (0.9) base 35.8 (0.4)	1.1 (0.6)
D7		top 37.6 (0.6) base 38.5 (0.8)	0.9 (0.6)
D8		top 41.1 (0.7) base 42.0 (0.9)	0.9 (0.7)
D9		top 44.3 (0.3) base 45.3 (0.7)	1.0 (0.5)
D10		top 47.5 (1.0) base 49.0 (0.9)	1.3 (0.9)
D11		top 51.4 (0.8) base 52.6 (0.4)	1.2 (1.2)
D12		top 54.3 (0.7) base 56.1 (0.9)	1.8 (1.0)
D13		top 60.8 (1.4) base 61.4 (1.0)	0.6 (0.4)
D14		top 69.5 (1.0) base 71.1 (1.1)	1.6 (0.3)
D15		top 74.3 (1.7) base 76.5 (1.3)	1.7 (0.4)
D16		top 78.3 (1.6) base 85.4 (0.8)	7.1 (1.3)
D17		top 91.7 (0.7) base 93.3 (0.7)	1.6 (0.1)
D18		top 102.2 base 104.5	2.3

Fig. 9. Ages and durations of dark layers (D1-D18) estimated by their stratigraphic positions. Mean ages of both the top and the base of each dark layer and its mean duration are shown with standard deviation (SD). Calibration of calendar ages into radiocarbon ages is based on Bard et al. (1993) and on both the radiocarbon age and the calibrated age of AT shown in Fig. 5.

たことがわかる。Fig. 9 に示した暗色層のうち D2 と D16 の形成期間はそれぞれ約 9,600 年、約 7,100 年と長く、他は約 2,000 年以内である。暗色層の形成期間の標準偏差は D1, D2 および D14-D17 では平均値に対して 6-25% と小さい値を示し、本研究海域内ではほぼ形成期間に差がなかったことを示すのに対し、D3-D13 では標準偏差が平均値の 50-100% と大きな値を示す。D3-D13 の形成年代は Fig. 8 で、柱状試料により暗色粘土の数や形成期間が大きく変化している時期に相当し、この間の暗色層の形成様式には地域性があったと考えられる。

次に暗色層の空間分布について考察する。田中 (1984) は日本海南西部の対馬海盆および大和海域の柱状試料から

Aso-4 テフラ以降に 13 枚の TL 層を認めて対比し、これらがほぼ同時に形成されたことを述べている。本研究の D1, D2, D3, D13, D14, D15 および D16 層はそれぞれ田中 (1984) の TL1, TL2, TL3, TL10, TL11, TL12 および TL13 層に対比されると考えられる。また Tada et al. (1992) は大和海盆西部から日本海盆北東縁にかけて掘削された ODP Sites 794, 795, 797 の柱状試料間で第四紀に出現する暗色層の対比を行い、これらの同時性を明らかにした。本研究の D2 層および D16 層は Tada et al. (1992) の dark layer A および B に対比可能である。以上のことから本研究で認めた暗色層の一部は日本海全域にわたって同時期に分布すると考えられる。しかし、本研究の暗色層と田中 (1994) の TL 層および Tada et al. (1992) の dark layer ではそれぞれ数が異なることから、本研究海域内においても地域性の認められる D3-D12 層についてはその形成に地域性があった可能性がある。今後より広域での詳細な暗色層の対比が必要である。

暗色層の形成された水深については、Ikehara et al. (1994) は山陰から北陸地方にかけての日本海沿岸部の柱状試料から TL2 層 (D2 層) は水深約 500 m 以浅では形成されなかったことを指摘している。本研究において暗色層が認められなかった陸棚斜面や最上トラフ・佐渡海盆の浅海域の柱状試料については、水深が浅くて暗色層が形成されなかったか、堆積層が厚くて暗色層まで柱状試料が貫通しなかったかのいずれかであると考えられる。最上トラフ南部・北部および日本海盆からのタービダイトが頻繁に挟在する柱状試料では堆積速度が速くて暗色層まで貫通しなかった可能性が高い (Fig. 8)。一方、暗色層の一部が欠如している大和海盆の St. 30 および 38 では地層の削剥または無堆積の存在が推定される (Fig. 8)。

2. 暗色層形成時の海底環境

本研究で扱った日本海南東部の 10 万年前以降の堆積物に特徴的に現れる明暗色を帯びた粘土の互層のうち、明色の粘土は生物擾乱の痕跡または激しい生物擾乱のために均質化された構造を示すことから、現在の日本海海底と同様に溶存酸素に富んだ酸化的な環境で堆積したと考えられる (Savrdá and Bottjer, 1986)。一方、暗色層の多くは生物擾乱に乏しく葉理が発達することと、還元的海底環境の指標となる *B. pacifica* を産出することから、還元的海底環境で堆積したと考えられる (Phleger and Soutar, 1973; Savrdá and Bottjer, 1986)。しかし、葉理の発達や生物擾乱の程度は暗色層によって異なっていること、*B. pacifica* の産出は一部の暗色層に限られていること、暗色層のなかには明色粘土を挟んで断続的に暗色粘土が発達するものがあることなどから、暗色層形成時の還元的海底環境の程度は暗色層によりかなり異なっていた可能性が指摘できる。

Tada et al. (1992) および多田 (1994) は暗色層が明色層に比較して高い有機炭素含有率を示すことを報告し、さらに暗色層をその C/S 比により、Non-euxinic anoxic なタイプ ($S < C/2.8 + 1$) と Euxinic なタイプ ($S > C/2.8 + 1$) に分類し、双方ともに溶存酸素がほとんど存在しない環境にあり、特に後者は底層水中に硫化水素を発生するほどの著しい還元

環境にあったと考えた。寺島ほか (1995) は本研究でとりあげた柱状試料のうち、St. 2, 4, 8, 25, 26, 29 で有機炭素含有量および硫黄含有量を測定し、このうち暗色層の出現する St. 25, 26, 29 では、D2 層で 2% を越える高い硫黄含有率を示し、他の層ではほぼ 1% 以下であることを報告している。有機炭素含有量はいずれの層も 2% 程度以下であることから、本研究の D2 層は Tada et al. (1992) の Euxinic なタイプに相当し、きわめて還元的な海底環境で形成されたと考えられる。

帯磁率は明色層に比較して暗色層では低いことが多く、特に D2 層で著しく低い。D2 層については、底層水中に硫化水素が発生するほど著しい還元環境にあったこと、およびこの層準で全鉄中に占める黄鉄鉱鉄の割合が著しく増加したこと (多田, 1994) から著しく低い帯磁率の原因の少なくとも一部は鉄の多くが磁性を示さない黄鉄鉱の形で存在したことによると考えられる。Euxinic な状態にまで至らなかった他の暗色層における低帯磁率の原因としては、深層水の湧昇によって表層での生物生産が高まり (多田, 1994; Tada et al., 1995)、堆積物中に占める生物起源物質の割合が増加し磁性鉱物が希釈された可能性が考えられる。また、日本列島および黄砂起源の粒子フラックスも過去 15 万年間に大きく変動したと考えられており (Irinó and Tada, 1995)、これらの変化が帯磁率に影響を及ぼした可能性も考えられる。

日本海盆と大和海盆から採取した柱状試料 (St. 19, 25) では D1 層の堆積直後に有孔虫群集は浮遊性有孔虫とガラス状石灰質底生有孔虫からなる有孔虫群集から膠着質有孔虫のみからなる群集に変化する (Fig. 7)。このような有孔虫群集の変化は 10,000 年前から 6,000 年前にかけて生じた日本海の有孔虫補償深度 (FCL) の急激な浅化 (Oba et al., 1991) に関係したものと考えられる。この時以降日本海の高底は酸化的環境となり (Oba et al., 1991)、現在に至るまで暗色層は形成されていない。

3. 暗色層の形成時期と世界的気候変動との関係

本研究で明らかになった日本海南東部における過去 10 万年間の層序を、テフラおよび暗色層の年代 (Figs. 5, 9) によって海底コアから求められた世界の標準的な酸素同位体比曲線 (Martinson et al., 1987) およびグリーンランドの氷床コアに記録された酸素同位体比の記録 (Johnsen et al., 1992; GRIP Members, 1993) と対比した (Fig. 10)。Euxinic な環境を示す D2 層の形成時期 (16.2-25.7 kyrBP) は最も海水準の下がった最終氷期最寒期 (酸素同位体比ステージ 2: 12-24 kyrBP) の前半における海水準の降下期にほぼ相当する。そのほかの暗色層の形成時期はどれも中程度の海水準期に相当し、特に酸素同位体比ステージ 3 (24-59 kyrBP) には形成期間の短い暗色層が多数形成されている。数千年の周期の変動である Dansgaard-Oeschger cycle を示した氷床コアの酸素同位体比記録との対比では、D1 層の形成時期 (12.0-12.4 kyrBP) は氷床コアの Younger Dryas event (11.5-12.7 kyrBP; Johnsen et al., 1992) に対比される。一方、D2 層の形成時期は氷床コアの温暖期と寒冷期の双方にまたがって対比され、D2 層の形成と氷床コアに記録された気候変化との

Fig. 10. Late Quaternary generalized stratigraphy of the southeastern part of the Japan Sea. The stratigraphy is correlated with the world stacked oxygen isotope records (SPECMAP) (Martinson et al., 1987) and with oxygen isotope records in Greenland Summit ice core (GRIP Members, 1993). YD is the Younger Dryas event. Numbers in italics in the ice core records represents interstadial numbers (IS numbers) quoted from Johnsen et al. (1992) and Dansgaard et al. (1993).

間には関連が見られない。暗色層を頻繁に挟在し、暗色層の地域による変化が大きかった D3-D12 層の形成時期 (28-56 kyrBP) は氷床コアの酸素同位体比が数千年の周期で激しく変動を繰り返した, interstadial (IS) 5-17 (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993) を含む年代に対比できる。D3-D12 層の形成年代には 1,000 年程度の誤差を含んでいると考えられ、またこの間の interstadial は暗色層より数が多いので、直ちに interstadial またはその間の寒冷期と暗色層の年代との一対一の対比を行うことはできない。しかし D8-D10 層と IS12-IS14 の関係に見られるように、継続期間の長い interstadial の時期付近に形成期間の長い暗色層が形成され、継続期間の短い interstadial の時期付近には形成期間の短い暗色層が形成された例もあり、氷床コアに記録された気候変動と暗色層の形成との間になんらかの関係があったことを示唆している。一方氷床コアの記録で短い温暖期 IS18 を挟んで比較的寒冷であった 56-65 kyr cal BP には明色粘土が卓越し、暗色層は形成期間の短い D13 層のみが形成されている。したがって、この年代の明色粘土層および D13 層の形成時期が、それぞれ寒冷期とそのなかの IS18 に対比できる可能性が高い。7 万年以前は年代の基準とした Aso-4 テフラの年代に数千年の誤差 (松本ほか, 1991) が含まれるため氷床コアとの正確な対比はできないが、D14 層および D15 層の形成時期はそれぞれ IS19, IS20 の温暖期もしくはそれらの間の寒冷期に対比され、形成期間の長い D16 層の形成時期の少なくとも一部は継続期間の長い IS21 に対比される。また D17 層の形成時期は IS22 と IS23 の間の寒冷期に、D18 層の形成時期は IS23 および IS24 付近に対比できる可能性が高い。

Tada et al. (1995) は大和海盆から採取した ODP Site 797 コアの過去 14 万年間の有機炭素・珪藻・碎屑物組成の変動を調べ、これらが氷床コアの Dansgaard-Oeschger cycle ときわめて類似した変化を遂げてきたことを明らかにした。Tada et al. (1995) では、その原因について Heinrich event (Broecker, 1994) などの cooling event の直後に起こる急激な気候の温暖化と海水準の上昇により、塩分濃度の高い対馬暖流が一時的に日本海に流入し、垂直循環が活発となって栄養塩に富む深層水の湧昇が発生し、表層での生物生産が増加した結果有機炭素に富む暗色層の堆積が起こったと解釈した。本研究で明らかになった暗色層の堆積時期と氷床コアの酸素同位体比の記録との対比結果では、気候が不安定で数千年単位で激しく寒暖の変化を繰り返した年代には暗色層が頻繁に形成され、かつ地域による変化が激しかった。一方気候変化が比較的静穏であった時期には暗色層はほとんど形成されていない。また氷床コアに認められる温暖期の長さに暗色層の形成期間が対応していると考えられる例が認められる。これらのことから、Tada et al. (1995) が指摘したように暗色層の形成が氷床コアに認められる数千年周期の気候変化となんらかの関係があったと考えられる。しかしながら、D13, D16 および D18 層など温暖な時期に対比される暗色層がある一方で、本研究で扱った St. 7 および 25 の柱状試料の D1 層からは高い酸素同位体比と Neoglobobulimina pachyderma の左巻個体の優勢が報告されており (Ikehara

et al. 1994), D1 層形成時に寒冷な外洋水の影響があったと考えられ、その形成年代からも D1 層は寒冷な時期に対比される。また IS1, IS22 のように対応する時期に暗色層が形成されていない場合もあり、Tada et al. (1995) の解釈だけでは説明できない。以上のことから、中程度の海水準で形成された有機炭素に富む暗色層には Dansgaard-Oeschger cycle の温暖期に形成されたものや寒冷期に形成されたものがあり、また必ずしも Dansgaard-Oeschger cycle に対応する暗色層が認められる訳ではないことから、暗色層形成の機構は単純ではなかった可能性が高い。現状では暗色層の形成機構は Tada et al. (1995) の解釈以外に、寒冷期に寒冷な高塩分外洋水 (親潮) が一時的に日本海に流入し、垂直循環が活発となって栄養塩に富む深層水の湧昇が発生し、表層での生物生産が増加した結果有機炭素に富む暗色層の堆積が起こった可能性や、一時的な海水準低下により外洋水の日本海への流入が途絶え、海水の垂直循環が停止して還元的な海底環境となったため、有機物の分解が妨げられ有機炭素に富む暗色層が堆積した可能性などが推定される。

一方、D2 層の成因は、この時期が海水準の低下期に当たり、日本海が低塩分の表層水に覆われていたと考えられること (Oba et al., 1991) から外洋水の流入は考えられず、日本海海水の成層構造の形成に伴う垂直循環の停止によって底層水が著しく還元的になったために形成されたと考えられる (Oba et al., 1991; Tada et al., 1992)。しかし、D2 層の形成時期は海水準の最大低下期には完全には一致せず、酸素同位体比が増加に転じる約 17,000 年前 (Martinson et al., 1987) の直後にはその形成を終了している。世界的海水準の上昇と D2 層の形成終了との間の因果関係については今後さらに検討する必要がある。

本研究の年代決定は AT, Aso-4 など少数のテフラの年代に基づいているため、求められた暗色層の年代精度には限界がある。また暗色層の形成環境・形成機構は暗色層により異なっていたと考えられるが、個々の暗色層の性質および形成機構は明らかになっていない。今後¹⁴C 法などによる詳しい年代決定と暗色層のタイプ分けを行い、気候変化と暗色層形成との関係を明らかにする必要がある。

ま と め

(1) 日本海南東部の第四期後期の泥質堆積物は、一部の浅い海域を除き明暗色を帯びた粘土の互層からなり、このうち暗色を帯びた特徴的な地層 (暗色層) を過去 11 万年間に 18 層認めた。

(2) 同定した 12 枚のテフラにより柱状試料の対比を行った結果、暗色層はいずれも日本海南東部を通じてほぼ同時期に形成されたことが明らかになり、18 枚の暗色層の形成年代を示した。

(3) 暗色層は生物擾乱に乏しく葉理が保存されていること、底生有孔虫 *B. pacifica* を産出すること、低帯磁率を示すなどの特徴を示すことが多く、還元的な環境で形成されたと考えられる。なかでも D2 層は高い硫黄含有量を示すことから、底層水中に硫化水素が発生した極めて還元的な環境での

形成を推定した。

(4) 暗色層をその形成年代から、海底コアから求めた標準的な酸素同位体比の変動やグリーンランドの水床コアの酸素同位体比の変動と対比した結果、D2層は最終氷期極寒期の海水準下降期に相当し、他の暗色層は中程度の海水準期に相当することが明らかになった。さらにD2層を除く暗色層は水床コアに現われた数千年周期の気候変動と密接に関連して出現し、暗色層が世界的気候変動に影響されて形成された可能性が示唆された。しかし暗色層には温暖期に形成されたものと寒冷期に形成されたものがあり、その形成機構は単純ではなかったと考えられる。

謝辞 調査に関しては石井喜好船長をはじめとする地質調査船「白嶺丸」の乗組員の方々および地質調査所海洋地質部の有田正史課長および岡村行信博士をはじめとする地質調査所の乗船研究員の方々に多大なる御協力をいただいた。海洋科学技術センターの藤岡換太郎博士(当時東京大学海洋研究所)にはKH86-2-9柱状試料のテフラ試料の分析の機会を与えていただいた。(株)京都フィッシュントラックの檀原徹・山下 透両博士には鬼界アカホヤ火山灰の同定をお願いした。地質調査所燃料資源部の徳橋秀一課長および地質調査所海洋地質部の岡村行信・斎藤文紀両博士には粗稿を読んでいただき有益な助言を賜った。京都大学理学部の竹村恵二助教授には暗色層の定義とテフラの年代値について、米国ミシガン大学のP.A. Meyers教授には暗色層の形成機構についてそれぞれ貴重なコメントをいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。本研究は工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」により行われた。

文 献

- Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R.G. and Hamelin, B., 1993, ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, **35**, 191-199.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A., 1990, Calibration of ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405-410.
- Broecker, W., 1994, Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, **372**, 421-424.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- 福沢仁之, 1995, 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- GRIP Members, 1993, Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, **364**, 203-207.
- Hayakawa, Y., 1985, Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- 早川由紀夫, 1992, 火山の地質巡検案内1: 浅間山と草津白根山. 群馬大教育学紀要自然科学編, **40**, 65-81.
- Ichikura, M. and Ujiie, H., 1976, Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. *Bull. Natn. Sci. Mus., ser. C*, **2**, 151-178.
- 池原 研・片山 肇・中嶋 健, 1994a, 粟島周辺表層堆積図及び同説明書. 海洋地質図, no. 41, 地質調査所, 58 p.
- Ikehara, K., Kikkawa, K., Katayama, H. and Seto, K., 1994, Late Quaternary paleoceanography of the Japan Sea; a tephrochronological and sedimentological study. In Juvigne, E.H., ed., *Quaternary environmental changes. proc. 29th intern. geol. congr., part B*, VSP, Utrecht, 229-235.
- 池原 研・中嶋 健・片山 肇, 1994b, 秋田西方表層堆積図及び同説明書. 海洋地質図, no. 41, 地質調査所, 58 p.
- 井内美郎・木下泰正・村上文敏, 1979, 西津軽海盆表層堆積図. 海洋地質図, no. 12, 地質調査所.
- Irino, T. and Tada, R., 1995, Temporal variation of the Kosa flux at ODP site 797, the Japan Sea during last 150ka. In Tsunogai, S., Iseki, K., Koike, I. and Oba, T., eds., *Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system. proc. 1994 sapporo IGBP symposium*, M&J International, Yokohama, 511-516.
- 岩淵義郎, 1968, 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物研報, no. 66, 1-76.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. and Steffensen, J.P., 1992, Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**, 311-313.
- 片山 肇・中嶋 健・池原 研, 1994, 佐渡島南方表層堆積図および同説明書. 海洋地質図, no. 44, 地質調査所, 45 p.
- 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, **99**, 743-758.
- Kobayashi, K., 1988 ed., *Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH86-2* Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 130 p.
- 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一. 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. 東京大学出版会, 東京, 276 p.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, Jr. 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. *Quat. Res.*, **27**, 1-29.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳, 1991, 阿蘇火山岩類のK-Ar年代測定一火山層序との整合性と火砕流試料への適応一. 日本火山学会講演予稿集, 1991-2, 73.
- 三浦 清・林 正久, 1991, 中国・四国地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, **30**, 339-351.
- 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を用いたAT火山灰噴出年代の再検討ータンデントロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の ^{14}C 年代ー. 地質雑, **90**, 787-798.
- 中嶋 健・金井 豊, 1995, 1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定. 地震第2輯, **48**, 223-228.
- 中嶋 健・片山 肇・池原 研, 1995, 佐渡島北方表層堆積図および同説明書. 海洋地質図, no. 45, 地質調査所, 56 p.
- 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.
- Phleger, F.B. and Soutar, A., 1973, Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minimum. *Micropaleontology*, **19**, 110-115.
- Savrdá, C.E. and Bottjer, D.J., 1986, Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 3-6.
- 多田隆治, 1994, 石油探鉱における堆積リズム解析の可能性一第四紀日本海海洋循環ダイナミックスの復元を例として一. 石油技誌, **59**, 54-62.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I., 1995, Possible Dansgaard-Oeschger oscillation signal recorded in the Japan Sea sediments. In Tsunogai, S., Iseki, K., Koike, I. and Oba, T., eds., *Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system. proc. 1994 sapporo IGBP symposium*, M&J International, Yokohama, 511-516.

- M & J International, Yokohama, 517-522.
- Tada, R., Koizumi, I., Cramp, A. and Rahman, A., 1992, Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea. In Pisciotto, K.A., Ingle, J.C., Jr., von Breymann, M.T., Barron, J., et al., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 577-601.
- Tamaki, K., 1988, Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 269-365.
- 田中武男, 1984, 日本海の表層堆積物—とくに有孔虫質細葉理泥層について—. 日本地質学会第91年学術大会演旨, 245.
- 寺島 滋・片山 肇, 1993, 新潟沖海底表層堆積物中の重金属等12元素の地球化学的挙動. 地調月報, **44**, 55-74.
- 寺島 滋・中嶋 健・片山 肇・池原 研・今井 登・谷口政碩, 1995, 秋田-山形沖海底堆積物における重金属等の地球化学的研究. 地調月報, **46**, 153-176.
- 横山卓雄・檀原 徹・山下 透, 1986, 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. 第四紀研究, **25**, 21-30.

(要 旨)

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—. 地質雑, **102**, 125-138. (Nakajima, T., Kikkawa, K., Ikehara, K., Katayama, H., Kikawa, E., Joshima, M. and Seto, K., 1996, Marine sediments and late Quaternary stratigraphy in the south-eastern part of the Japan Sea —Concerning the timing of dark layer deposition—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 125-138)

日本海南東部から採取された柱状試料の, 岩相・テフラ・帯磁率・有孔虫化石群集の解析により, この海域の後期第四期の層序が解明された. この海域の半遠洋性堆積物は明色の粘土層と暗色層からなる. 過去10万年間に18層の暗色層(D1-D18層)が対比され, 層位からこれらの暗色層の形成年代と同時性が判明した. 暗色層は, 葉理の発達, 生物擾乱の欠如, *Bolivina pacifica* の産出, 低い帯磁率などの特徴から還元的海底環境で形成されたと考えられる. D2層の形成時期は最終氷期最盛期の海水準降下期にあたり, 他の暗色層の形成時期は中程度の海水準期に相当する. 暗色層はグリーンランドの氷床コアに認められる数千年周期の気候変動に密接に関係して出現し, 暗色層の形成が, 世界的な気候変動に影響されたと考えられる. しかし暗色層には温暖期に形成されたものと寒冷期に形成されたものがあり, その形成機構は単純ではなかったと考えられる.