

日本列島周辺海域における 海底堆積物中の有機物の研究

寺島美南子¹⁾・古宮 正利¹⁾・片山 肇²⁾

1. はじめに

海底堆積物中の有機炭素, 有機窒素, 有機化合物の存在量, 存在比, 同位体組成及びそれらの続成作用に関する研究は, 炭化水素鉱床の成因に関する基礎研究として重要であるばかりではなく, 堆積有機物の起源や古海洋環境の推定, すなわち, 過去における海洋の生物生産量, 酸化還元環境, 海水準, 水温等を解明する上で極めて貴重な情報を提供する.

本稿では, 日本列島周辺海域の海底表層堆積物やコア(柱状堆積物)中の有機炭素・窒素含有量の概要を述べ, 次に各種有機化合物の分布様式に基づく環境解析や, 堆積物中の有機物の起源と続成作用についての研究例を紹介する. 更に, 最近注目されている分子レベルでの安定同位体比の研究とアルケノン不飽和指数を用いる古環境の復元についての研究例を紹介する.

2. 日本列島周辺の海底堆積物中の有機炭素と全窒素の分布

海底堆積物中の炭素の存在形態は, 有機物を構成する有機炭素と炭酸塩鉱物を構成する炭酸塩炭素に分けられる. 有機炭素を陸起源有機炭素と海起源有機炭素に区分する場合があるが, 本稿では特にことわらない場合は, 両者を合わせたものを有機炭素という. 窒素に関しては, 有機窒素のみの定量が煩雑であることから, 一般に全有機窒素量は全窒素量で代用されている(以下単に窒素と記す).

日本周辺海域の堆積物に含まれる有機炭素量と窒素量の広域的分布図は, 古くは Niino et al.(1969)

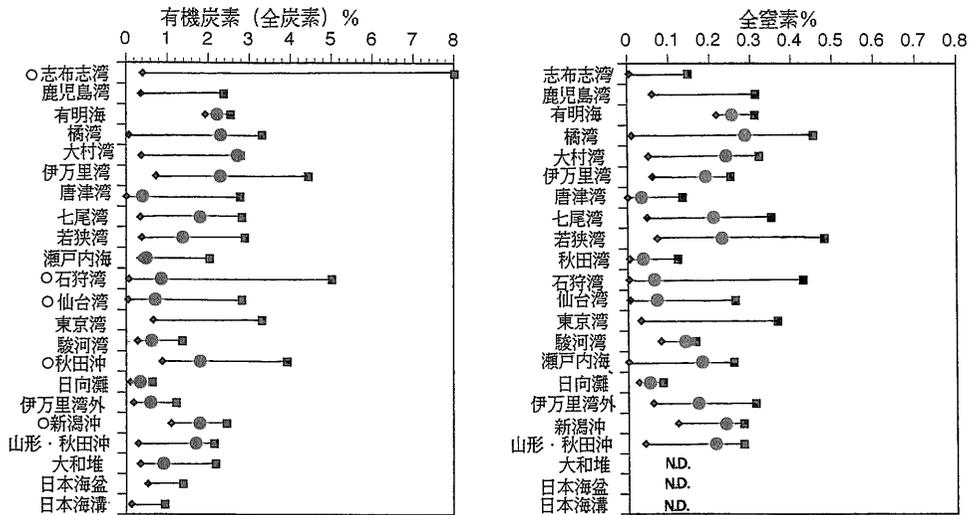
によって日本海の約50地点における測定をもとに作られた. それによると, 表層堆積物中の有機炭素量は殆ど1%以下であり, 2%を越える海域はごく一部である. 第1図は, 本誌452号に齊藤ら(1992)によってまとめられた海底堆積物中の有機炭素と窒素の含有量範囲と平均値に今回新たなデータを加えたものである. 図に示されているように有機炭素量と窒素量はともに海域によってばらつきが大きい. これは, 堆積物中の有機物量は, 1)有機物の供給量(海域で生産される有機物と陸より搬入される有機物), 2)堆積環境(地形, 海流, 水深, 温度, 溶存酸素濃度, 塩分濃度, 堆積物の粒度組成など), 3)堆積速度, などによって規制されるが, これらの因子が各海域によって, また各々の海域内においても異なるためである. 志布志湾においては, 窒素量に比較して炭素量(有機炭素+炭酸塩炭素)のばらつきが著しく大きい, これはこの値が残存堆積物(relict sediments)である石灰質堆積物起源の炭酸塩炭素を含むことに起因している(大嶋ほか, 1986).

かつての炭鉱地帯に隣接する北九州の内湾(鎌田ほか, 1988;近藤, 1981, 1986)や石狩湾(大嶋ほか, 1985)においては, 石炭微粒子の搬入の影響が認められる. この場合には, 有機物の起源を推定する指標として用いられるC(有機炭素)/N(全窒素)比は高くなり, たとえば, 伊万里湾での最大値は17.7である. 一般に, 海生生物はタンパク質を多く含むため窒素含有量が多くC/N比は6~9の値を示すが, 陸上植物の支持組織は炭水化物であるためC/N比は9以上の高い値を示す.

表層堆積物中の有機炭素量と窒素量の分布様式

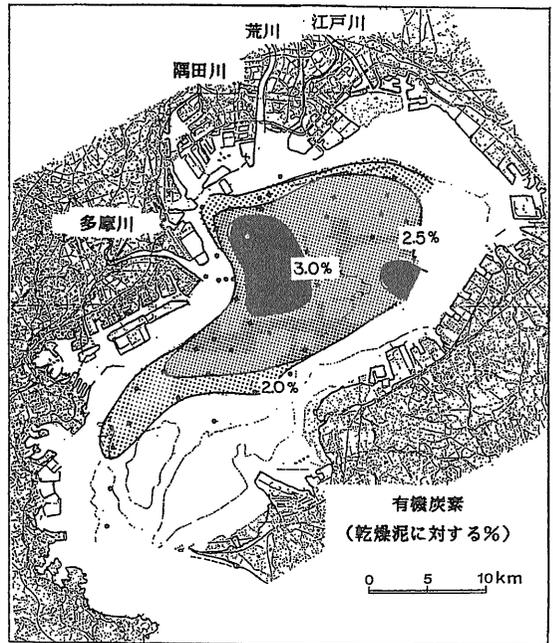
1) 地質調査所 燃料資源部
2) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 日本列島, 海底堆積物, 堆積環境, 有機物



第1図 日本列島周辺海域の堆積物中の有機炭素と窒素の含有量範囲と平均値。
 斉藤・池原(1992)のデータに、近藤(1981, 1986, 1987), 鎌田・近藤(1981), 鎌田ほか(1988), 大嶋
 ほか(1985, 1986, 1987)を追加。
 ●平均値, ○全炭素, N.D. は資料なし。

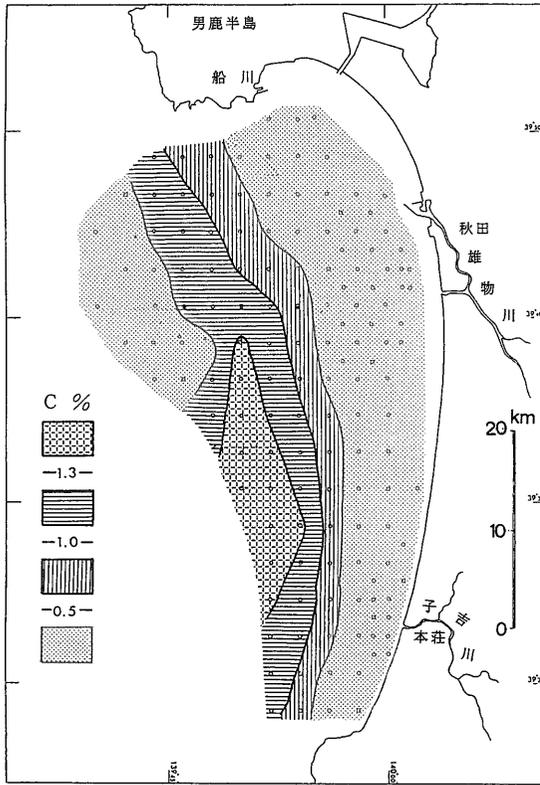
は、大まかに内湾型と外洋型に分けられる。現実には同じ内湾においてもそれぞれ環境が異なるため有機炭素量の分布は一様ではないが、典型的な内湾における分布の例を第2図に示す(石渡, 1991)。東京湾においては、湾口部では露岩や砂質堆積物が多いが、水深10 m 以深ではすべて泥質堆積物が卓越する。有機炭素量は殆ど全域で2%以上で、湾中央から湾奥部において濃度が高く、また姉崎沖に小規模な高濃度域がある。全体としては砂質堆積物よりも泥質堆積物で多い傾向がある。水中では、細粒の無機粒子は密度の小さな有機物と類似の堆積挙動を示すため、細粒な堆積物ほど有機物量が多くなり(Trask, 1939), 含泥率と有機炭素量・全窒素量の間には正の相関がある(Emery and Uchupi, 1972, 鎌田ほか, 1981)。石渡(1991)は東京湾における有機炭素量の水平分布について、有機物量の極大域は海起源有機物または陸起源の有機物だけが集中的に堆積したのではなく、有機物濃度が高く比重が小さな懸濁粒子が動きやすいため、海水の僅かな動きにより再堆積を繰り返して生じた結果であると解釈している。東京湾におけるC/N比は湾中央の広領域な領域で8以下で、沿岸周辺域では8以上であり、多摩川の河口域で極大値(11.3)を示す(石渡, 1991)。



第2図 東京湾表層堆積物中の有機炭素量の分布。
 石渡(1991)

を示す(第3図)。秋田沖堆積物の全炭素量は、男鹿半島南方で一部約2%の高い値を示すが、これは貝殻片の混入によるものであり、平均値は0.58% (横田, 1989)である。野村(1992)によると山形・秋田県沖の表層堆積物中の炭酸塩炭素量は0.1%以

次に開口性沿岸海域における全炭素量の分布の例

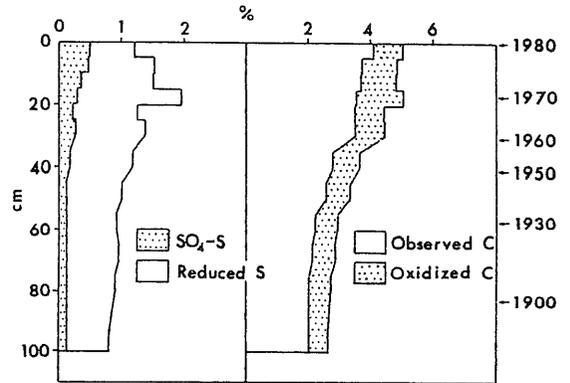


第3図 秋田沖表層堆積物中の全炭素量の分布.
横田(1989)

下であり、ほぼ全炭素量を有機炭素量とみなしてさしつかえない。そして、表層堆積物は細粒砂からシルトで、水深が深くなるほど粒度は細くなっており、全炭素量もそれに対応して水深が深くなるほど含有量は高くなっている。泥分含量と全炭素量および窒素量との相関係数は高い(0.909と0.974)。また、C/N比は沖から陸に向かって高い値を示し、陸に近づくにしたがって陸起源有機物の影響が認められる(横田, 1989; 野村, 1992)。

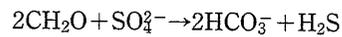
3. 有機炭素量の鉛直分布と堆積環境の解析

堆積環境が変わらず有機物の沈積量が一定であるならば、一般にコア試料における有機炭素量の鉛直分布は深度が増すにしたがって減少する。これは初期続成作用によって有機物が分解するためである。東京湾のように、近年富栄養化が進み有機物の沈積量が増加している場合には、この減衰曲線は増幅される。松本ら(1981)は堆積有機炭素量を、現存有

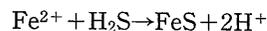


第4図 東京湾 G80-12 コア中の炭素・硫黄量の鉛直分布. 松本ほか(1981)

有機炭素量と硫酸還元細菌によって分解された有機炭素量の和とし、有機炭素と硫黄の鉛直分布から汚濁による有機炭素量を見積もっている。東京湾の場合、表層下100 cm まで硫酸イオンが存在していて、まだメタン発酵が起きていないため、有機物の分解は主として硫酸還元反応によるものと考えられる。すなわち、

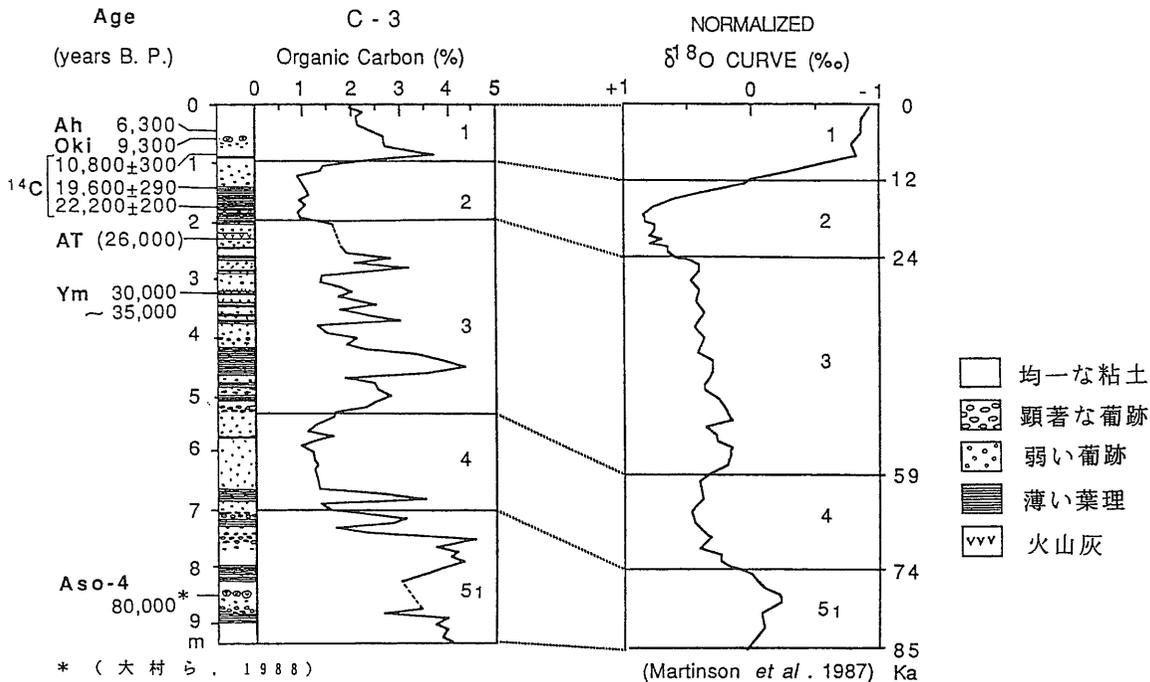


により生成した硫化水素は、一部は大気中へ逸散するものの、大部分は



のように硫化物硫黄として堆積物中に固定される。したがって、堆積物中の硫化物硫黄量から酸化分解された有機炭素量を計算することが出来る。第4図は東京湾における堆積物中の硫酸塩・硫化物硫黄量と現存有機炭素量および分解炭素量の鉛直分布である。堆積有機炭素量は40~50 cm 以深は一定であり、東京湾の自然値であるとみなされ、それ以浅の増加分は汚濁によるものと推定される。鉛-210 による堆積年代を対応させると、堆積有機炭素量は1920年頃より増加しはじめ、1970年頃ピークに達し、それ以降今日に至っている。

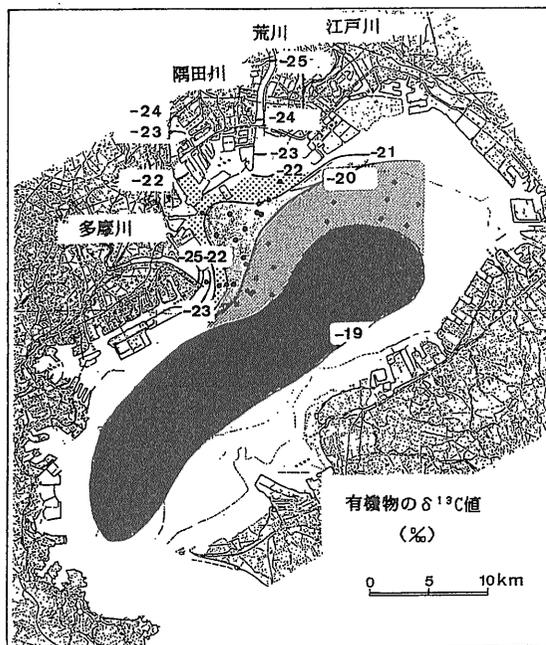
隠岐諸島の北東海域の隠岐堆から採取されたピストン・コア KH-79-3, C-3 は日本海の代表的な海底コアであり、各分野について総合研究が行われた(大場, 1984)。これらの研究成果をもとに、大場・赤坂(1990)は有機炭素量から以下に述べるような日本海における古環境変遷の復元を行っている。すなわち、C-3 コアの有機炭素量は、堆積物の特徴や底生有孔虫の群集変化と対応しており、最終間氷



第5図 日本海ピストン・コア KH-79-3, C-3の有機炭素量と深海底コアの標準的な $\delta^{18}\text{O}$ カーブとの対比。
大場・赤坂(1990)

期以降の海水準変化の影響を受けて変動している。C-3 コアの有機炭素量の鉛直分布に年代の目盛りをいれると Martinson et al.(1987)による深海底コアの標準的な酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$ 値)の鉛直変化に対比される(第5図)。C-3 コアの最下部の年代は約8.5万年前となり、5つのステージに分けられ以下のような環境復元が可能である。ステージ5₁(8.5~7.4万年前)；生物生産量はステージ1の次に多いが、より閉鎖的で海底はステージ1ほど酸化的ではなく、有機炭素の保存がよかった。ステージ4(7.4~5.9万年前)；海水準はステージ5₁の時代より低下し、日本海の高底は還元的な環境になった。有機物が保存されやすい環境になったにもかかわらず有機炭素量が低い値を示すのは、海洋表面の生物生産量が少なかったためとみられる。ステージ3(5.9~2.4万年前)；C-3 コアの堆積物は、底生生物の細かいはい跡(burrow)と葉理の発達した層準の互層よりなる。このステージの間には4~5回の海水準の変動があり、有機炭素量の変動はその海洋環境の変化によってもたらされたものと推定される。ステージ2(2.4~1.2万年前)；海水準が一段と

低下し、日本海はますます閉鎖的となった。有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値や珪藻およびココリスの化石種から、この時代日本海に淡水が供給され、表層部は低塩分の海水でおおわれてしまったと推測されている。その結果、日本海には密度成層構造が発達し、底質及び底層水が硫化水素を含む還元環境になった(増沢, 1983)。海洋表層における生物生産量が少ないか、硫酸還元細菌による有機物の分解や底生生物の死滅などの原因によって有機炭素量は少なく保たれたと解釈される。ステージ1(1.2万年前~現在)；世界的に気候が温暖化するにしたがって、日本海に流入する海水が親潮から対馬暖流に交替すると共に、海水準が上昇した。この海流の交替期に日本海の高水循環は一時停滞し還元的環境になったため、有機炭素量は多い。約8000年前に日本海は現在と同様な海洋環境になったが、生物生産量が高いにもかかわらず有機炭素量が2~3%に保たれているのは、日本海底層における高い溶存酸素含有量によって有機物が酸化分解してしまうためと考えられている(大場・赤坂, 1990)。



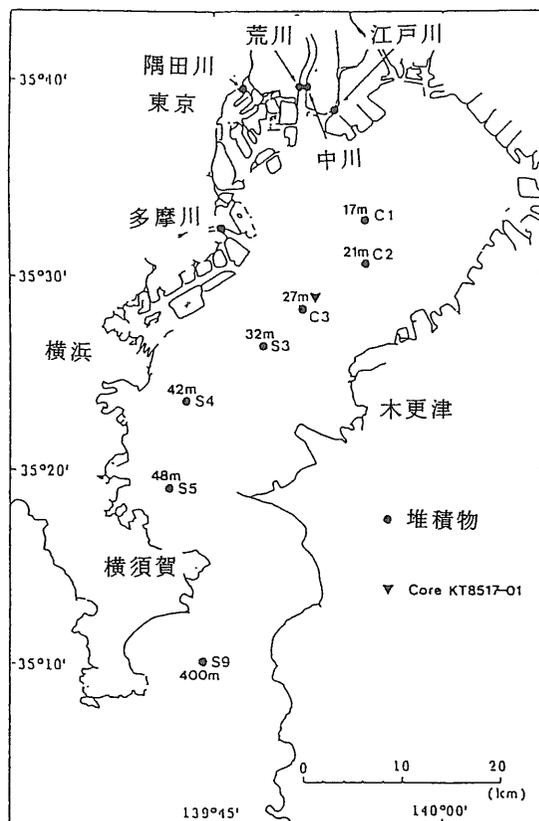
第6図 東京湾及び流入河川の表層堆積物中の有機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値の分布. 石渡(1991).

4. 東京湾における有機物の起源と続成作用

海底堆積物中の全有機物に占める陸起源有機物の割合を知る指標として、C/N比の他に安定炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$ 値, %で表される)がある. 一般に高等植物に由来する有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -26% に近く、海起源有機物のそれは -20% に近い. 第6図は東京湾と流入河川の堆積物中の $\delta^{13}\text{C}$ 値の分布である(石渡, 1991). $\delta^{13}\text{C}$ 値は河川から湾口に向かって次第に重い値を示す. 石渡(1991)は陸起源有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値を -26% 、海起源有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値を -19% として、下記の式から東京湾海底堆積物中の陸起源有機物の占める割合を計算している. すなわち、

$$\text{陸起源有機物の占める割合} = \frac{\delta_s - \delta_m}{\delta_t - \delta_m}$$

ここで、 δ_s は堆積物中の全有機物中の $\delta^{13}\text{C}$ 値、 δ_m は100%海起源有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値、 δ_t は100%陸起源有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値である. 計算の結果、陸起源の有機物は荒川の河口付近で約50%、多摩川河口では約90%で、その500 m沖で50%へと減少している. 湾奥から湾中央部の広い範囲で海起源有機物の占め



第7図 東京湾におけるヒドロキシン脂肪酸分析試料採取地点図. 福島(1990).

る割合は80~100%である(石渡, 1991). このことは、東京湾には多摩川、荒川、隅田川、江戸川などを通じて陸起源有機物が流入するが、その多くは河口付近で分解したり沈積するため、湾内の海底堆積物中の大部分は湾内で光合成により生産された有機物であることを示している.

Fukushima et al.(1992)はヒドロキシン脂肪酸を用いて東京湾堆積物中の有機物の起源と続成作用の考察を行っている. ヒドロキシン脂肪酸は分子内に水酸基を有する脂肪酸の一種で、 α と β ヒドロキシン酸は炭素鎖のそれぞれ α と β 位置に水酸基がついたもので、 ω ヒドロキシン酸は炭素鎖の末端に水酸基がついたものを言う. $\text{C}_{12}\text{-C}_{20}$ の β 体の大部分はバクテリアの膜物質由来であり、 C_{20} 以上の α 体、 β 体は微生物による脂肪酸の分解産物であるとされている. $\omega, (\omega-1)$ ヒドロキシン脂肪酸の起源物質は主として高等植物表皮組織と考えられているが、好気性バクテリアによる脂肪酸の酸化物質の可能性もあ

第1表 東京湾表層堆積物，河口堆積物中のヒドロキシ脂肪酸含有量，有機炭素量と，C/N比， $\delta^{13}\text{C}$ 値。
Fukushima et al.(1992)
N.D. は資料なし，ヒドロキシ酸含有量；mg/g 有機炭素。

試料	$\beta(\alpha)$ C ₁₂ -C ₂₀		$\alpha(\beta)$ C ₂₂ -C ₂₆	ω C ₁₆ -C ₂₈	Org. C. (%)	C/N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
	直鎖	分枝	直鎖	直鎖(偶数)			
東京湾の河口堆積物							
多摩川	3.12	1.67	1.23	1.60	1.90	11	(-24.4)
隅田川	2.53	1.35	1.99	2.39	2.98	13	(-24.7)
荒川	1.98	0.90	1.34	2.63	1.70	14	(-24.7)
中川	2.61	1.22	1.12	1.90	2.12	9.6	N.D.
江戸川	3.47	1.58	1.19	1.95	2.68	12	N.D.
東京湾表層堆積物							
C-1(17m)	1.29	0.72	0:10	0.38	3.77	8.0	-19.0
C-2(21m)	1.13	0.64	0.13	0.50	3.10	8.1	-20.1
C-3(27m)	0.98	0.55	0.14	0.46	3.32	7.8	-18.8
S-3(32m)	1.10	0.53	0.12	0.43	2.47	8.4	-19.2
S-4(42m)	0.92	0.58	0.18	0.59	2.13	8.2	-19.4
S-5(48m)	0.92	0.53	0.12	0.56	0.62	8.7	-19.4
S-9(400m)	0.75	0.38	0.12	0.60	1.68	9.5	-19.6

る。第7図に試料採取地点，第1,2表に分析結果を引用した。 α, β, ω ヒドロキシ脂肪酸，特に長鎖の α ヒドロキシ脂肪酸(C₂₂-C₂₆)は湾内より河口堆積物において高い値を示し， $\delta^{13}\text{C}$ 値は河口堆積物で軽く湾内堆積物で重い。このことは，淡水と海水が混合する河口域が陸上高等植物破片の最終的な堆積の場であり，また，微生物作用が活発な場であることを示している。彼らはさらに，東京湾の表層堆積物とコアについて，分枝C₁₅, C₁₇，脂肪酸のイソ体とアンテイソ体の比(イソ/アンテイソ比)と分枝C₁₅, C₁₇ ヒドロキシ脂肪酸のイソ/アンテイソ比を調べた。コアにおいてはこれらの比は深度が増す(0-85 cm)にしたがって減少する傾向を示し，表層堆積物については分枝C₁₅脂肪酸と分枝C₁₅ $\beta(\alpha)$ ヒドロキシ脂肪酸のイソ/アンテイソ比は河口から遠ざかるにつれて減少している。したがって，分枝 $\beta(\alpha)$ ヒドロキシ脂肪酸のイソ/アンテイソ比がバクテリア由来物質の短期間の初期続成作用の指標となりうるとしている。

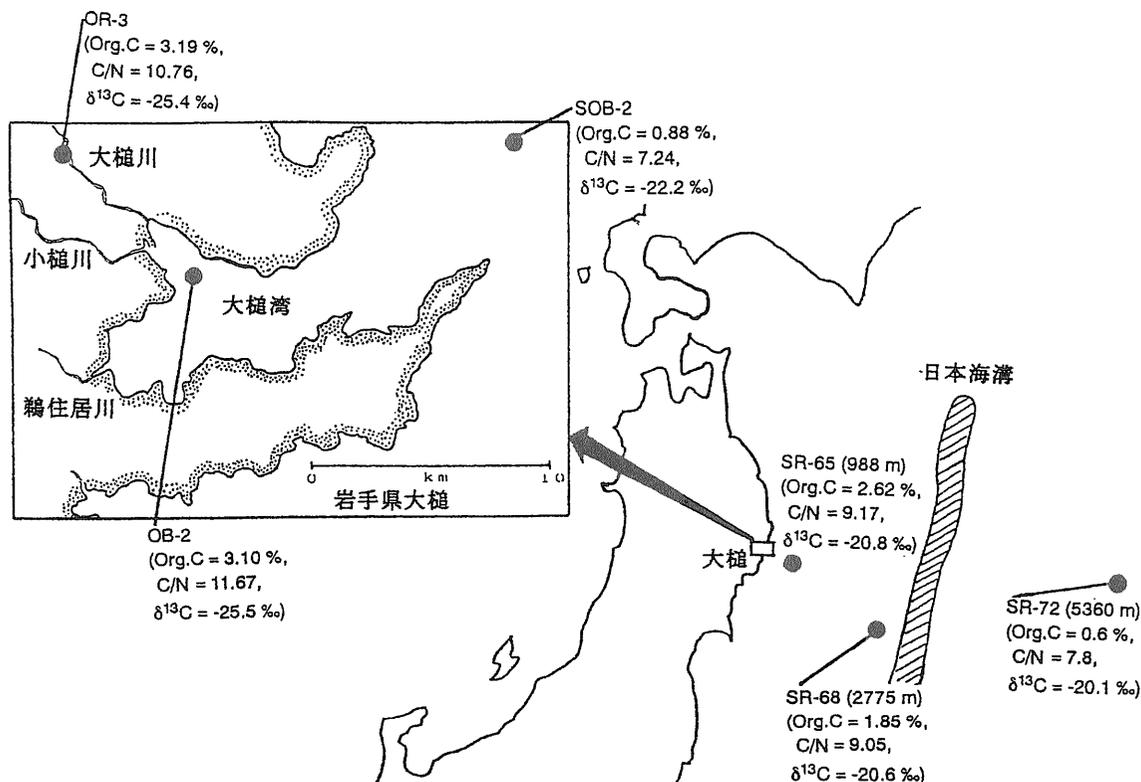
第2表 東京湾表層堆積物とコア中のC₁₅とC₁₇ヒドロキシ脂肪酸のイソ/アンテイソ比。
Fukushima et al.,(1992)

試料	FA		$\beta(\alpha)$ -FAOH	
	i/ai比		i/ai比	
	C ₁₅	C ₁₇	C ₁₅	C ₁₇
東京湾コア堆積物				
深さ(cm)				
0-2.5	1.06	1.53	1.21	2.39
5-7.5	1.03	1.61	1.23	2.63
10-12.5	1.05	1.74	1.11	2.21
20-25	0.83	1.42	0.64	1.26
40-45	0.80	1.29	0.58	1.08
60-65	0.75	1.25	0.56	1.05
80-85	0.77	2.17	0.58	1.14
東京湾表層堆積物				
C-1	1.14	1.64	1.63	2.95
C-2	0.99	1.42	1.29	2.10
C-3	1.06	1.44	1.24	2.01
S-3	1.01	1.44	1.07	2.09
S-4	0.92	1.33	1.08	1.86
S-5	0.80	1.32	1.08	2.50
S-9	0.92	1.58	0.86	2.33

5. 有機地球化学における最近の話題

わが国の有機地球化学研究の分野において，最近注目されている研究は，ガスクロマトグラフ燃焼質

量分析計(GC/C/MS, Gas chromatograph-combustion mass spectrometry)を用いた分子レベルでの安定同位体比に関する研究と，アルケン不飽和指数



第8図 大槌川から太平洋遠洋にわたる堆積物中の有機炭素量, C/N比, バルク有機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値, 長鎖脂肪酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値. 奈良岡・石渡(1994).

(U_{13})を用いた海洋古環境の復元に関する研究であらう。

従来測定されてきた $\delta^{13}\text{C}$ 値の多くは全有機物についての値である。堆積物中の有機物は数百から数千の有機化合物の集まりからなっており、それぞれ固有の $\delta^{13}\text{C}$ 値を持った化合物の集まりである(Hayes et al., 1990)。したがって、個別の有機化合物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、有機物の起源、続成作用、堆積環境等に関して数多くの情報を与えてくれるものと期待される。GC/C/MSの詳細については、本誌487号「ガスクロマトグラフ燃焼質量分析計(GC/C/MS)による有機物の炭素同位体比の測定と地球化学的応用」(坂田・金子, 1995)を参照されたい。

長鎖脂肪酸($>C_{20}$)は、主に陸上高等植物のワックス成分を構成していると考えられることから、海洋堆積物中の有機物における陸起源物質の割合を見積もるための指標として用いられてきた。奈良岡・石渡(1994)は河川(岩手県大槌川)から湾内(大槌湾)、遠洋(太平洋)にいたる堆積物中のこれら長鎖

脂肪酸の分子レベルでの $\delta^{13}\text{C}$ 値を測定し、その特徴と、陸起源物質バイオマーカー分子としての有用性について検討している。第8図は試料採取地点における有機炭素量, C/N比, $\delta^{13}\text{C}$ 値と脂肪酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値のグラフである。図に示されているように、陸から遠ざかるに従ってC/N比は減少し $\delta^{13}\text{C}$ は重くなり、陸から遠洋にわたる典型的な変化を示す。すべての長鎖飽和脂肪酸の $\delta^{13}\text{C}$ は河川から遠洋に向かって約6重くなる。脂肪酸は一次生産有機化合物として生合成され、その同位体比はその脂肪酸がつけられた環境を反映するため、彼らは、海洋堆積物中のこれら長鎖脂肪酸は従来考えられていたような陸から運ばれたものではなく、海洋起源のものであると解釈した。このことはリグニン・フェノール化合物(陸上高等植物起源)と長鎖脂肪酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値が良い相関を持つことから支持されるとしている。彼らは、長鎖脂肪酸を合成する生物として遠洋については珪藻が有力であり、沿岸域においては珪藻以外の藻類も考えられるとしている。

炭素数37~39の長鎖アルキルケトン(アルケノン)は、特定のプリムネシオ藻に由来し、世界中の外洋堆積物から見いだされる。アルケノンを合成する藻類は低温ほど3不飽和アルケノンを増やす性質をもっており、藻体の生育時の温度で決められた不飽和比は、他の生物による補食や続成作用の影響を受けない(Volkman et al., 1980)。そのため近年、アルケノン不飽和指数(U_{37}^K)が海水温度の指標として注目されるようになった。 U_{37}^K は次式のように定義される。

$$U_{37}^K = [37:2] / ([37:2] + [37:3])$$

ここで[37:2]は炭素数37の2不飽和, [37:3]は3不飽和アルケノンである。表面海水温度(SST)の推定式は PrahI et al.(1987)による *Emiliana huxleyi* の培養実験から得られたもので、下記のように表される。

$$U_{37}^K = 0.034T + 0.039 \quad (T: \text{水温})$$

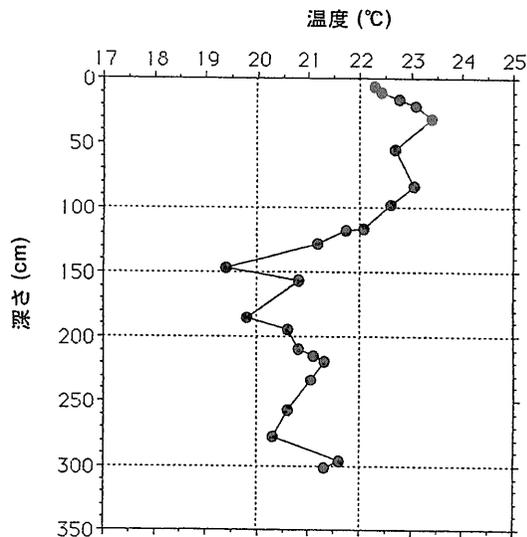
U_{37}^K 法による古水温推定法は、炭酸塩の殻が溶解してしまい $\delta^{18}O$ 測定が行えない堆積物に対しても有効であるという利点がある。長鎖アルケノンを用いた古水温の推定に関しては、本特集号「有機化合物による古水温の復元」(古宮・寺島, 1995)に詳しく述べられている。

石渡(1993)は日本海の隠岐堆から採取されたコア(KH 79-3, L-3)の長鎖アルケノンの分析を行ない上式を用いて日本海における表面海水温度を推定しているが、これらの値は、大場(1984)が有孔虫の $\delta^{18}O$ 値にもとづいて推定した海水温度より8~10°C高い。

沢田・半田(1994)は黒潮流域にあたる西七島海嶺域のピストンコアから、 U_{37}^K 値より過去2~3万年間の表層水温の復元を試みている(第9図)。St. 14コアについて U_{37}^K 値から推定された表層水温は19.5~23.5°Cの間で変化し、これまで得られた微化石群集解析の変動曲線と類似の傾向を示している。深度150 cmより急激に海水温度が上昇しているが、彼らはこれは最終氷期から完新世にかけての黒潮前線(黒潮と親潮の潮境)の北上か、あるいは、黒潮大蛇行の変化を示唆するものと考えている。

6. おわりに

以上紹介したように、日本列島周辺海域の海底堆



第9図 長鎖アルケノンによる表層海水温度の推定。沢田・半田(1994)。

積物についての有機地球化学的研究は、内湾が多く外洋についてはまだ調査海域もデータも断片的なものである。

日本列島周辺海域における有機物の分布状態を調べ、海洋における有機物の生産、集積、移動、保存の過程を解明する研究は、本邦における島弧型炭化水素鉱床の探査や鉱床の成因に関する研究に資するばかりではなく、海洋における環境変動の歴史を明らかにし、地球環境の将来予測をするための研究にも役立つ。

広い海洋を対象に有機地球化学的研究を進めるにあたっては、調査海域、試料、分析対象の適切な選択が重要課題となるであろう。また、GC/C/MSなどの機器分析の発展は、これからの海洋を対象とした有機地球化学的研究に今後多大な貢献をするものと期待される。

文 献

- Emery, K. O. and Uchupi, E. (1972): Western North Atlantic Ocean: Topography, rocks, structure, water, life and sediments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 17, 1-532.
- 福島和夫(1990): 現世堆積物中のヒドロキソ脂肪酸II. 沿岸域堆積物. Res. Org. Geochem., 7, 27-32.
- Fukushima, K., Uzaki, M. and Sakata, S. (1992): Geochemistry of hydroxy acids in sediments- II. Estuarine and coastal marine environments. Org. Geochem., 18, 923-932.
- Hayes, J. M., Freeman, K. H., Popp, B. N. and Hoham, C. H. (1990): Compound-specific isotope analyses: a novel tool for

- reconstruction of ancient biogeochemical processes. *Org. Geochem.*, **19**, 115-1128.
- 石渡良志(1991): 東京湾における有機物質の堆積. 月刊海洋, **23**, 217-224.
- 石渡良志(1993): 古海洋学への有機地球化学からのアプローチ-日本海堆積物コアの解析-. 海洋, **25**, 315-320.
- 近藤 寛(1981): 九州北西部における内湾堆積物の CHN 組成. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **32**, 115-129.
- 近藤 寛(1986): 有明海北部沿岸の干潟堆積物に含まれる有機物. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **37**, 45-56.
- 近藤 寛(1987): 長崎県千々石湾の底質に含まれる有機物. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **38**, 23-36.
- 鎌田泰彦・近藤 寛(1981): 宮崎県日向灘大陸棚の底質と CHN 組成. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **32**, 99-114.
- 鎌田泰彦・近藤 寛・三井田恒博・島瀬美佐子(1988): 九州北西部唐津湾の底質. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **39**, 83-96.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. Jr. 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.
- 増沢敏行(1983): 日本海底層水の酸化還元環境の変遷. 月刊海洋科学, **15**, 68-77.
- 松本英二・大嶋和雄・西村 昭・木下泰正・斉藤文紀・村上文敏・青木市太郎・富樫茂子・狛 武(1981): 赤潮による底質汚染機構に関する研究. 沿岸海域の汚染防止に関する総合研究, 環境保全研究成果集, **62**, 1-15.
- 奈良岡浩・石渡良志(1994): 河川より遠洋にいたる堆積物中の長鎖脂肪酸の炭素同位体比と地球化学的サイクルにおける意義. 第12回有機地球化学シンポジウム講演要旨集, **12**.
- Niino, H., Emery, K. O. and Kim, C. M. (1969): Organic carbon in sediments of Japan Sea. *Jour. Sed. Petr.* **39**, 1390-1398.
- 野村正弘(1992): 山形・秋田県沖日本海から得られた表層堆積物中の炭素・窒素含有量. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究, 平成3年度研究概要報告, 197-202.
- 大場忠道(1984): 最終氷期以降の日本海-酸素・炭素同位体比-KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, **6**, 558-566.
- 大場忠道・赤坂紀子(1990): 2本のピストン・コアの有機炭素量に基づく日本海の大環境変化. 第四紀研究, **29**, 417-425.
- 大嶋和雄・横田節哉・井内美郎・鈴木泰輔・松本英二・池田国昭・村瀬 正・羽坂俊一(1985): 開口性沿岸海域開発に伴う底質汚染予測技術に関する研究. 沿岸海域の汚染防止に関する総合研究, 環境保全研究成果集, **64**, 1-32.
- 大嶋和雄・木下泰正・井内美郎・野原昌人・小野寺公児・横田節哉・村上文敏・青木市太郎・松本英二・磯部一洋・望月常一・向井清人・有田正史(1986): 汚染底質堆積機構に関する研究. 沿岸海域の汚染防止に関する総合研究, 環境保全研究成果集, **56**, 1-26.
- 大嶋和雄・横田節哉・井内美郎・鈴木泰輔・松本英二・池田国昭・村瀬 正・羽坂俊一(1987): 開口性沿岸海域開発に伴う底質汚染予測技術に関する研究. 昭和61年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, 54-1-34.
- Prahl, F. G. and Wakeham, S. G. (1987): Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeo-temperature assessments. *Nature*, **330**, 367-369.
- 斉藤文紀・池原 研(1992): 河川から日本周辺海域への堆積物供給量と海域での堆積速度. 地質ニュース, no. 452, 59-64.
- 坂田 将・金子信行(1995): ガスクロマトグラフ燃焼質量分析計(GC/C/MS)による有機化合物の炭素同位体比の測定と地球化学的応用. 地質ニュース, no. 487, 45-51.
- 沢田 健・半田暢彦(1994): 西七島嶺域における第四紀後期の表層水温の変動. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨集, 156.
- Trask, P. D. (1939): Organic content of recent marine sediments. In *Recent marine sediments*. ed. Trask, P. D., 428-453.
- Volkman, J. K., Eglinton, G., Corner, E. D. S. and Sergent, J. R. (1980): Novel unsaturated straight-chain C₃₇-C₃₉ methyl and ethyl ketones in marine sediments and a coccolithophore *Emiliania huxleyi*. In *Advances in Organic Geochemistry 1979*. ed. Douglas A. G. and Maxwell, J. R., 219-227.
- 横田節哉(1989): 秋田沖表層堆積物の重金属元素. 秋田沖の海底地形と堆積物, 「開口性沿岸海域開発に伴う底質汚染予測技術に関する研究」成果報告, 地質調査所, 71-85.

TERASHIMA Minako, KOMIYA Masatoshi, and KATAYAMA Hajime (1995): The study of organic matter in the marine sediments near the Japanese Islands.

〈受付: 1995年1月25日〉