

完新世の海水準・気候変動の地球化学的手法による研究

中井信之・大石昭二

名古屋大学理学部地球科学教室

464 名古屋市千種区不老町

1. はじめに

堆積物には地球古環境の記録が様々な形で残されている。古環境の中で、古気候や古海水準の変動の歴史を知るには、肉眼で識別できる生物化石や有孔虫・珪藻・花粉などの微化石を同定する方法がある。また近年、以下に述べるように形としては認識できないが、化学組成・同位体組成として残された記録である化学化石 (Chemical fossil) の化学的同定による方法が用いられるようになってきた。何れの方法で古環境を解明するにしても、正確な年代尺度がない限り、環境変化が地球規模か否かを判定できず環境変化の原因究明への一步を踏み出すことができない。

そこで、加速器質量分析技術 (AMS) により堆積物柱状試料に含まれる少量炭素試料を用いての ^{14}C -年代測定が可能になり、正確な年代尺度に対する古環境変動を明らかにすることができるようになった。

2. 研究目的

最終氷河期 (Würm 又は Wisconsin 氷期) 終末し、約 1 万年 BP 以降の Holocene (完新世) の古気候 (温度)・古海水準変動パターンを解明するのが本研究の目的である。特に堆積物コア中に見出される数少ない貝化石や低含有量のフミン質により可能な限り数多くの ^{14}C -年代を測定し、堆積速度の変動による年代尺度の誤差を最小限にした。

3. 研究方法

本研究では、1985 年に川崎市の川中島中学校校庭で掘削された多摩川下流瀬谷の東京湾 Holocene 堆積物コア (川崎 Loc.3 コア) を用いた。この川崎 Loc.3 コアの堆積物の概略は下記の如くである。

掘削点の地表海拔：0.58 m

ボーリングコア全長：43.75 m

最深部付近 (40.60 m) の ^{14}C 年代：10,510 ± 170 yr. BP

地質柱状図：第 1 図

3-1. AMS ^{14}C 年代測定

堆積物コアの深度 9.82 m から 40.60 m の間の 17 層準の貝化石 (13 層準のウラカガミ、3 層準のヤマトシジミ、1 層準のゴイサギ) を用いて、中井・中村 (1983) [1]、Nakai et al. (1984) [2]、Nakamura et al. (1985) [3] の方法で前処理と試料調製を行なった。そして、3~5 mg の元素状炭素で C-Ag ペレットとし、名古屋大学アイソトープ総合センター加速器質量分析計により 1.9 MV のターミナル電圧で $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比を測定した。また、貝化石以外に 8 層準のフミン質有機物炭素についても同様に $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比を測定した。 ^{14}C -年代値の算出には半減期 5,570 年を用いた。このように、Holocene 海進・海退期の厚さ約 30 m の堆積物層で 25 層準もの ^{14}C 年代値の測定は世界的にも初めてのことである。

3-2 堆積有機物の炭素安定同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) の測定

天然に存在する炭素の同位体の中で安定同位体である ^{13}C は古環境の追跡に有用である。古海水準・古気候変動を知る為に、堆積物コア試料を約 25cm 間隔で採取し、中井ら (1982) [4], Nakai (1986) [5], Nakai (1987) [6] の方法に従い有機物の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を測定した。この安定同位体比は試料を CO_2 として、Varian MAT CH-7 質量分析計により測定した。測定結果は世界共通の標準試料 PDB ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0.0112372$) の同位体比からの千分偏差 $\delta^{13}\text{C}(\%)$ で表現する [7]。

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{試料}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{標準}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{標準}}} \times 1000$$

この $\delta^{13}\text{C}$ 値の測定誤差は $\pm 0.1\%$ であった。

3-3 堆積有機物の C/N 比の測定

堆積物に含まれる有機物の C/N 比も古堆積環境を敏感に反映する。そこで、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の場合と同様に約 25cm 間隔で試料を採集し、中井ら (1982) [4] の方法により CN コーダ (柳本 MT-500 型) を用い C/N 比を測定した。

4 結果と考察

4-1 AMS ^{14}C 年代と 10,000 年 BP 以降の堆積速度の変動

川崎 Loc. 3 コアの深度 9.82m から 40.60m の間で 17 層準の貝化石と 8 層準のフミン質有機物による ^{14}C 年代値の深度変化を第 2 図に示した。図に見られる様に、貝化石 ^{14}C 年代値は深度と良い相関を示すが、フミン質年代値は深度とは無関係にばらつくことがわかった。また、貝化石とフミン質年代では細粒 (clay) 堆積物層では良く一致するが、粗粒 (silt ~ sand) 堆積物層では一致せず、フミン質年代の方が 1,000 ~ 2,000 年古い年代を与えた。これは、フミン質年代は信頼性がないことを示しているので [6], 本研究の年代尺度として貝化石 ^{14}C 年代を用いることにした。

この堆積物コアの深度 17.75 ~ 18.10m 層準に鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) が確認された。火山灰 K-Ah の年代は 6,300 年 BP [8] とされているので、本堆積物コアのこの火山灰層準直上と直下の貝化石 ^{14}C 年代値と比較すると第一表のようになる。今回得られた ^{14}C 年代値と非常に良く一致する。

次に、堆積速度について考察する。第 2 図に見られる様に約 10,000 年 BP 以降堆積速度は大きく変動した。この約 30m 層厚の間に 5 つの堆積速度の異なる期間が見出された (第 2 表)。この様に、堆積速度は最大 3.0cm/年 から最低 0.046cm/年 まで 2 桁近い驚くべき大きな変動があったことが明白になった。深度 30m 前後の silt をはさむ層で最大の堆積速度を示し、深度 17 ~ 16m (^{14}C 年代で約 6,000 ~ 4,000 年 BP の縄文前期 ~ 中期) の最高海水準・最大海進期 (後述の $\delta^{13}\text{C}$, C/N 比から推定) に最低の堆積速度を示した。そして、深度 15m 以浅の海退・低海水準期 (約 4,000 ~ 3,500 年 BP 以降の縄文後期) に入って再び堆積速度は桁違いに大きくなったことを物語っている。この様に、堆積速度と海水準の間に密接な関係が示された。

4-2 堆積有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値及び C/N 比からみた古海水準・古気候の変遷

前項で得られた 5 層厚の異なる堆積速度から、各試料深度の ^{14}C 年代を求め、 $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比の年代による変動パターンを求め、古海水準・古気候の変遷を明らかにしてみた。

堆積物に含まれる有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比は堆積当時の海水準すなわち気候（温度）と密接な関係をもつ。すなわち、堆積物中の有機物の供給源は大きく下のように2つに分けられ、2供給源の堆積物への寄与の割合は、海水準によって変化すると考えられる。

堆積有機物 = 海水中のプランクトン遺骸 + 陸上の生物遺骸

そして、その2供給源の $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比はそれぞれ異なる値をもつことが知られている。

海洋プランクトン： $\delta^{13}\text{C} = -19 \sim -23\%$ ， C/N = 6~7

陸上の生物： $\delta^{13}\text{C} = -25 \sim -30\%$ ， C/N > 30

ここで、陸上から河川によって運ばれてくる生物遺骸の特徴としてセルローズやリグニン質に富む C/N 比の大きな有機物であることが根拠になっていることを付け加えておく。そして、内湾や河口等の沿岸海洋堆積物では両供給源の混合割合によって堆積有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は変化する〔9-10〕。さらに、 $\delta^{13}\text{C}$ 値のみでなく C/N 比も変化する〔4-5〕。また、この混合割合に無関係に海洋・陸上生物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は高温期には大きく、低温期には小さくなることも知られている〔11〕。以上の $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N の変動要因を総合して、これらの数値の変動と海水準・気候（温度）との関係をまとめると次のようになる〔4〕。

海水準	温度	$\delta^{13}\text{C}$ 値	C/N 比
高	高	大 (^{13}C 多)	小
低	低	小 (^{13}C 少)	大

川崎 Loc. 3 コアから得られた $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比の ^{14}C 年代値に対する変動をみると第3図の如くである。この図で C/N 比のスケールは逆であることに注意して頂きたい。第3図から $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比は見事に逆相関を示し、両者の変動パターンが、上で予想した通りであることが判る。そして、これらの変動パターンから次の様な古環境変遷を読みとることができた。

① 約 11,000 乃至 10,000 年 BP に最終氷河期が終末し、以後完新世初期の海水準上昇・気温上昇がみられ、6,500 年 BP 頃に海進最大期（縄文最高海水準期，Maximum phase of marine transgression）・最高温期（Climatic optimum）となった。この海水準上昇期途上で 8,000 年 BP 頃に一度海水準の短期間急上昇があった。

② 6,500 ~ 4,000 年 BP の間は高海水準（温暖）の安定した環境が続いた。これは、加速器質量分析による正確な年代尺度を用いることにより初めて確認された。すなわち、縄文の最高海水準期は約 3,000 年も続いたのである。

③ 4,000 ~ 3,500 年 BP の間に急速な海退（寒冷化）が進んだ。

④ 3,500 ~ 2,500 年 BP の間は小氷期的な低海準環境が出現した。

⑤ 2,000 年 BP 前後以降再び海水準は上昇し現代の温暖期をむかえた。

以上の様な環境変遷を読みとることができた。

5 おわりに

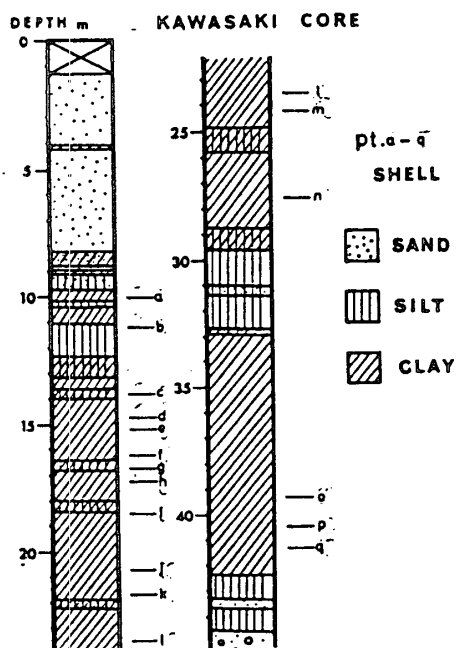
堆積物コアによる古環境研究で、年代測定に用いる試料の量的不足からくる一大難問が加速器を用いる ^{14}C 年代測定技術により解決された。そして、少量試料による詳細な年代測定に基づく正確な年代尺度を用いて、堆積速度の変動と海水準の関係、及び

Holocene の海水準・古気候の変遷史を明らかにすることができた。

Holocene の環境変動史の中で、今回加速器 ^{14}C 年代で初めて認められた事を挙げると次の通りである。前項結論②で示した様に縄文高海水準期は約 3,000 年も続いた、最近筆者らにより矢作川河口及び浜名湖堆積物からも見出された、③で示した様に縄文高海水準期後の海退は短期間のうちに急速に進行し〔この事実も他の堆積物コアで認められ始めた〕、ここに Neoglaciation の一つが確認された。後者の 3,000 年 BP 前後の Neoglaciation に関しては、この年代の考古学的遺跡が現海面下に多く発見されている事実とよく一致するものであり、今後の学際的な研究により、さらに詳細な環境を把握できるようになるであろう。

参考文献

- [1] 中井信之・中村俊夫, *Radioisotopes*, 32 (1983) 645.
- [2] Nakai, N., Nakamura, T., Kimura, M., Sakase, T., Sato, S. and Sakai, A., *Nucl. Instr. and Meth.*, 233 [B5] (1984) 171.
- [3] Nakamura, T., Nakai, N., Sakase, T., Kimura, M., Ohishi, S., Taniguchi, M. and Yoshioka, S., *Jap. J. Appl. Phys.*, 24 (1985) 1716.
- [4] 中井信之・太田友子・藤沢 寛・吉田正夫, *第四紀研究*, 21 (1982) 167.
- [5] Nakai, N., *Proc. Japan Acad.*, 26B (1986) 279.
- [6] Nakai, N., Ohishi, S., Kuriyama, T. and Nakamura, T., *Nucl. Instr. and Meth.*, B29 (1987) 288.
- [7] Craig, H., *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 12 (1957) 143.
- [8] 町田 洋・新井房夫, *第四紀研究*, 17 (1978) 143.
- [9] Sackett, W. M. and Thompson, R. R., *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 47 (1963) 525.
- [10] Sackett, W. M., *Marine Geology*, 2 (1964) 173.
- [11] Sackett, W. M., Eckelman, W. R., Bender, M. L. and Allan, W. H., *Science*, 148 (1965) 235.



第1図 東京湾川崎 Loc.3 コアの地質柱状図。

第1表 貝化石による AMS ^{14}C 年代と
アカホヤ火山灰年代の比較

DEPTH of K-Ah TEPHRA HORIZON (m)	FOSSIL SHELL	
	DEPTH (m)	^{14}C -AGE (Yr. BP)
17.75~18.10	16.18	6,050 ± 90 [NUTA-87]
	18.23	6,470 ± 100 [NUTA-88]

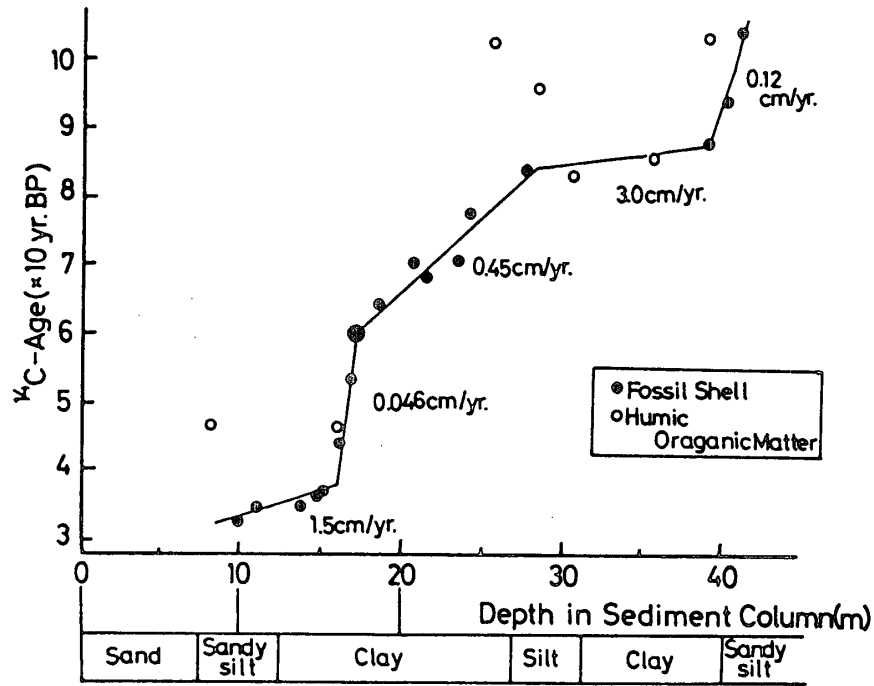
第2表 東京湾川崎市 Loc.3 コアの層厚別堆積速度

DEPTH in SEDIMENT (m)	¹⁴ C-AGE (Yr. BP)	ERA	SEDIMENTATION rate (cm/Yr)
40.6~38.65	10,510~8,830	縄文早創期	0.12
38.65~27.18	8,830~8,450		3.0
27.18~16.18	8,450~6,050	縄文早期	0.45
16.18~15.98	6,050~4,070	縄文前期	0.46
		縄文中期	
14.97~ 9.82	3,690~3,240	縄文後期	1.5

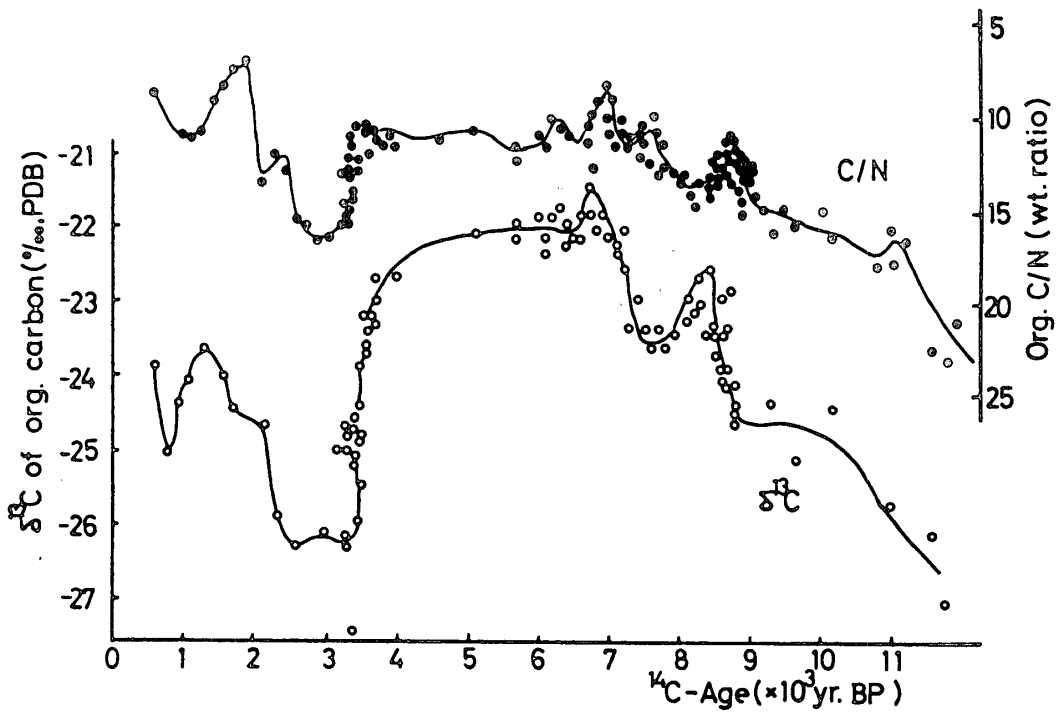
第3表 東京湾堆積——川崎 Loc.3 CORE の¹⁴C-年代

Sample No.	Depth in sediment (m)	¹⁴ C-Age (Yr. BP)	Code No.	Shell sp.
3- 1	9.28	3,240 ± 180	NUTA- 78	ゴイサギ
3- 2	10.95-10.98	3,480 ± 100	UNTA- 79	ウラカガミ
3- 3	13.60	3,460 ± 90	NUTA- 80	ウラカガミ
3- 4	14.50	3,620 ± 130	NUTA- 81	ウラカガミ
3- 5	14.95-14.99	3,690 ± 70	NUTA- 83	ウラカガミ
3- 6	15.96-16.00	4,070 ± 80	NUTA- 86	ウラカガミ
3- 7	16.50	5,350 ± 90	NUTA- 85	ウラカガミ
3- 8	16.18	6,050 ± 90	NUTA- 87	ウラカガミ
	17.75-18.10	K-Ah		
3- 9	18.23	6,470 ± 100	NUTA- 88	ウラカガミ
3-10	20.42	7,060 ± 90	NUTA- 90	ウラカガミ
3-11	21.25	6,750 ± 160	NUTA- 91	ウラカガミ
3-12	23.15-23.16	7,080 ± 130	NUTA- 94	ウラカガミ
3-13	23.81-23.82	7,790 ± 130	NUTA- 92	ウラカガミ
3-14	27.18	8,450 ± 170	NUTA- 93	ウラカガミ
3-15	38.63-38.67	8,830 ± 150	NUTA- 98	ヤマトシジミ
3-16	39.80-39.82	9,450 ± 110	NUTA- 96	ヤマトシジミ
3-17	40.60	10,510 ± 170	NUTA- 99	ヤマトシジミ

K-Ah : Akahoya volcanic ash



第2図 東京湾川崎 Loc.3 コアのAMS ^{14}C 年代の深度変化.



第3図 東京湾川崎 Loc.3 コアの堆積有機物 $\delta^{13}\text{C}$ 値, C/N比の ^{14}C 年代にともなう変化 (C/N比は逆スケール) —海水準, 気候 (温度) 変化