

東シナ海における堆積速度について

小栗一将*1・松本英二*1・斎藤文紀*2

*1 名古屋大学大気水圏科学研究所 総合解析部門 同位体解析分野
〒464-01 名古屋市千種区不老町

*2 工業技術院地質調査所 海洋地質部
〒305 つくば市東1-1-3

はじめに

沿岸における堆積過程を明らかにするために、堆積速度の測定は必要不可欠である。東シナ海においては、今までに DeMastr *et al.* (1985) や Alexander *et al.* (1991) などによって ^{210}Pb や ^{137}Cs を用いて堆積速度の測定がなされており、前者は長江河口沖の陸棚中部で 100cm/kyr、後者は長江河口と済州島の間地点の陸棚上で 110~310cm/kyr という堆積速度を算出している。しかし、沿岸堆積物の表層部は生物活動が盛んなためバイオターベーションが起き (Rhoads, 1974 など)、堆積物表層付近の試料のみで年代を測定すると、実際よりも大きな堆積速度を見積もってしまう危険があるため、 ^{210}Pb 等の測定結果から堆積速度を推定する場合は注意が必要である (Nozaki *et al.*, 1980, DeMastr *et al.*, 1985)。本研究では、東シナ海の陸棚、陸棚斜面における平均堆積速度を、表層での生物攪乱が及んでいないと思われる深さから得られた有孔虫化石の ^{14}C 年代によって推測した。なお、本研究は縁辺海における物質循環機構の解明に関する国際共同研究 (MASFLEX) の一環として行われた。

試料と方法

(1) 試料

堆積物試料は海洋科学技術センターの調査船「かいよう」による、K95-09, K96-08 航海において採取された。コア試料の採取には大口径重力式コアラーを用いた。また、K95-09航海での F6 コアの採取にはマルチプルコアラーを用いた。試料採取地点を Fig.1, Table 1 に、柱状図を Fig.2 に示す。これらのコアのいずれの層準においても、岩層は均質で堆積構造はほとんど見られず、生物攪乱が活発であることが示唆された。また、重力流によって堆積したと思われる構造も見られなかった。年代測定試料には、F8, F6 コアには浮遊性有孔虫 (*Globigerinoides ruber*, *Globigerinella siphonifera*, *Neogloboquadrina* sp., *Globorotalia menardii*, *Orbulina universa* の混合)、B7 コアには底性有孔虫 (*Astrorotalia yabei*, *Lenticulina submamilligerus*) を用いた。コアは船内で 2cm おきに切断された後に冷凍保存された後、実験室でメッシュサイズ 63 μm の篩を用いて泥分を洗浄した後、顕微鏡下で有孔虫を拾い出した。さらに超音波洗浄を行って付着物を落とし、酸処理を行って殻表面を溶解させた。こ

これらの試料を炭素量で0.5~1mg程集めた後、真空中でリン酸分解した。発生した二酸化炭素を真空ラインを用いて精製した後、Kitagawa *et al.* (1993) による水素還元法でグラファイトに還元させた。生成されたグラファイトはターゲットホルダーに詰めた後、名古屋大学年代測定資料研究センターのタンデトロン加速器質量分析計(中村・中井, 1988)を用いて¹⁴C年代を測定した。また、測定後のグラファイトは再び酸化銅と共に石英管に封管して燃焼させた後、質量分析計(Finnigan MAT251)を用いて安定同位体比を測定した。この値は同位体分別効果の補正に用いた。なお、標準試料にはNBS 蓚酸(RM-49)を用い、¹⁴C年代の算出はStuiver (1983)の方法に従った。但し、一部少量の試料については、有孔虫の炭素同位体比を0‰と仮定して同位体分別補正を行った。

(2) グラファイトの反応時間について

近年、年代測定試料の増加と機器の発展に伴い、短時間で大量の試料を効率よく処理することが重要な課題になっている。このため機関によっては、グラファイト化反応の際、より高圧で二酸化炭素と水素を混合し、さらにドライアイスによって冷却されたエタノールなどの冷媒を用いて、副産物である水の除去を積極的に行っている(Kirner *et al.*, 1995, 本多, 1996)。このことをヒントに、本研究では反応中の石英管冷却にペルチェ素子を使用した。この素子に電流を流して発熱面(裏面)を水冷すると、冷却面(表面)の温度はマイナス10℃以下に達する。ペルチェ素子による冷却効果を検討するために、予備実験として従来通りの冷却方法と比較し、反応終了時間に違いがあるか検討した。いずれの方法も、グラファイト化には真空中で蓚酸を燃焼させて精製した炭素量1mgの二酸化炭素を使用し、封管される水素の量はモル比で二酸化炭素の2.5倍、触媒となる鉄粉の量は約1mgとした。しかし、グラファイト化反応によって二酸化炭素は指数関数的に減少するため、反応終了時間はいずれの方法も同じで約2時間であった。この予備実験の結果から、本実験における反応時間は3時間とした。

結果と考察

(1) F8 コアの¹⁴C年代

試料の測定結果をTable2, Fig.3に示す。陸棚縁辺のF8コアでは年代値の逆転が見られた。東シナ海陸棚上に分布する砂質堆積物は、最終氷期またはその後の海水準上昇期に堆積したと考えられる(斎藤ほか, 1994)。また、砂質堆積物中における貝化石の¹⁴C年代がランダムに1万年前後~数万年の年代を示す(斎藤, 私信)ことから、陸棚上の砂質堆積物は堆積時あるいは堆積後に大きな混合を受け、その後はほとんど堆積していないことが考えられる。したがって、貝化石や有孔虫化石を用いて砂質堆積物の平均堆積速度を見積もることは困難であり、むしろ海水準上昇期に一度に堆積したと考えるのが妥当である。また、コア最下部のシルトが堆積した年代については、十分な量の有孔虫試料が得られず測定を行うことができなかったため不明である。

(2) F6 コアの¹⁴C年代と平均堆積速度

F6 コアはF8 コアとは異なり、表層から最下部まで多少の変動はあるものの、ほぼ一定して堆積していることが分かるが (Fig.3), F8 コアと同様、最表層は生物攪乱の影響のためか、約 3000 年とやや古い値であった。また最下層は約 14000 年であり、最小二乗法による直線近似の結果、平均堆積速度は 18cm/kyr と算出された。また、細粒砂とシルトとの境界は、上下の試料の年代から 5000~7000 年前と考えられ、この海域ではこの時代に何らかの環境変化があったことが示唆される。

(3) B7 コアの¹⁴C年代と平均堆積速度

B7 コアの泥質堆積物は含水率に富み、茶褐色を帯びている。この地点付近の泥質堆積物は、黄河河口あるいは旧黄河河口付近の浸食により供給されており (斎藤ほか,1994), 大陸棚斜面で採取されたF6 コアの泥質堆積物とは異なった供給過程を経ていることが考えられる。また、¹⁴C年代値から得られたB7 コアの平均堆積速度は 17cm/kyr であり、この値を外挿すると貝片が堆積したのは 6000 年以前になる。すなわち B7 地点では、海面上昇によって供給された貝片や砂の上に黄河系の泥が 6000 年頃から堆積を始めたことが分かる。その後の堆積速度の細かい変動は、黄河河口の地理的変遷や農耕による土砂の流失量の変化 (Milliman *et al.*, 1987) を表している可能性がある。

まとめ

陸棚上の平均堆積速度を算出できなかったため、DeMaster *et al.*, (1985) による堆積速度と直接比較はできないが、泥質堆積物が堆積する B7 付近においては、¹⁴C年代によって得られた平均堆積速度は 17cm/ky と、²¹⁰Pb 法によって得られた堆積速度、110~310cm/kyr (Alexander *et al.*, 1991) よりもはるかに小さい。²¹⁰Pb 法による近年の堆積速度は、黄河からの増加した土砂の流失量 (Milliman *et al.*, 1987) を反映しているかも知れないが、バイオターベーションの影響を取り除けていない可能性もある。コア底部の年代によると、海水準変動に伴う沿岸浸食の結果、砂質堆積物の移動や貝片の集積が陸棚上で 6000~7000 年前、あるいはそれ以前に起きたと考えられることから、過去数千年の平均堆積速度は有孔虫化石の¹⁴C年代によって示されたとおり、²¹⁰Pb 法で求められた近年の堆積速度よりも 1 桁ほど小さいことが示唆される。

また、F6 コア、B7 コアとも、層序に変化が現れる年代は同じ 5000~7000 年前であるが、これらの変化が偶然に起きたのか、何らかの環境変化とリンクしているのかを明らかにすることは今後の研究課題である。

謝辞

本研究を行うにあたり、年代測定資料研究センターの中村俊夫助教授ならびに池田晃子技官にはタンデトロンの使用に関して大変便宜を図っていただいた。静岡大学理学部生物地球環境科学科の北里洋教授には底生有孔虫を鑑定していただいた。また、K95-09 ならびに

K96-08 航海における試料採取にあたり，研究員ならびに船員の方々には大変お世話になった。ここに謝意を表す。

引用文献

- Alexander, C. R., DeMaster, D. J. and Nittrouer, C. A. (1991) : Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting : The Yellow Sea. *Marine Geology*. 98. 51-72.
- DeMaster, D. J., McKee, B. A., Nittrouer, C. A. Jiamgchu, Q. and Guodong, C. (1985) : Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from continental shelf deposits in the West China Sea. *Continental Shelf Research*. 4. 143-158.
- 本多牧生 (1996) : ^{14}C 用試料調整の自動化. 加速器質量分析計調査・検討委員会編. 海洋研究における加速器質量分析計 (AMS) 利用の現状 (I) 調査報告書. 15-24.
- Kirner, D. L., Taylor, R. E. and Southon, J. R. (1995) : Reduction in backgrounds of microsamples for AMS ^{14}C dating. *Radiocarbon*. 37. 697-704.
- Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T. and Matsumoto, E. (1993) : A batch preparation method of graphite targets with low background for AMS ^{14}C measurements. *Radiocarbon*. 35. 295-300.
- Milliman, J. D., Qin, Y. S., Ren, M.-E. and Saito, Y. (1987) : Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers : the Yellow River (Huanghe) example. *Journal of Geology*. 95. 751-762.
- 中村俊夫, 中井信之 (1988) : 放射性炭素年代測定法の基礎—加速器質量分析法に重点をおいて— . 地質学論集 . 29. 83-106.
- Rhoads, D. C. (1974) : Organism-sediment relations on the muddy sea floor. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*. 12. 263-300.
- 斎藤文紀, 池原 研, 片山 肇, 松本英二, 楊 作升 (1994) : 東シナ海陸棚堆積物に記録された黄河の河道変遷と人為的影響. 地質ニュース . 476. 8-16.
- Stuiver, M. (1983) : International agreement and the use of the new oxalic acid standard. *Radiocarbon*. 25. 793-795.

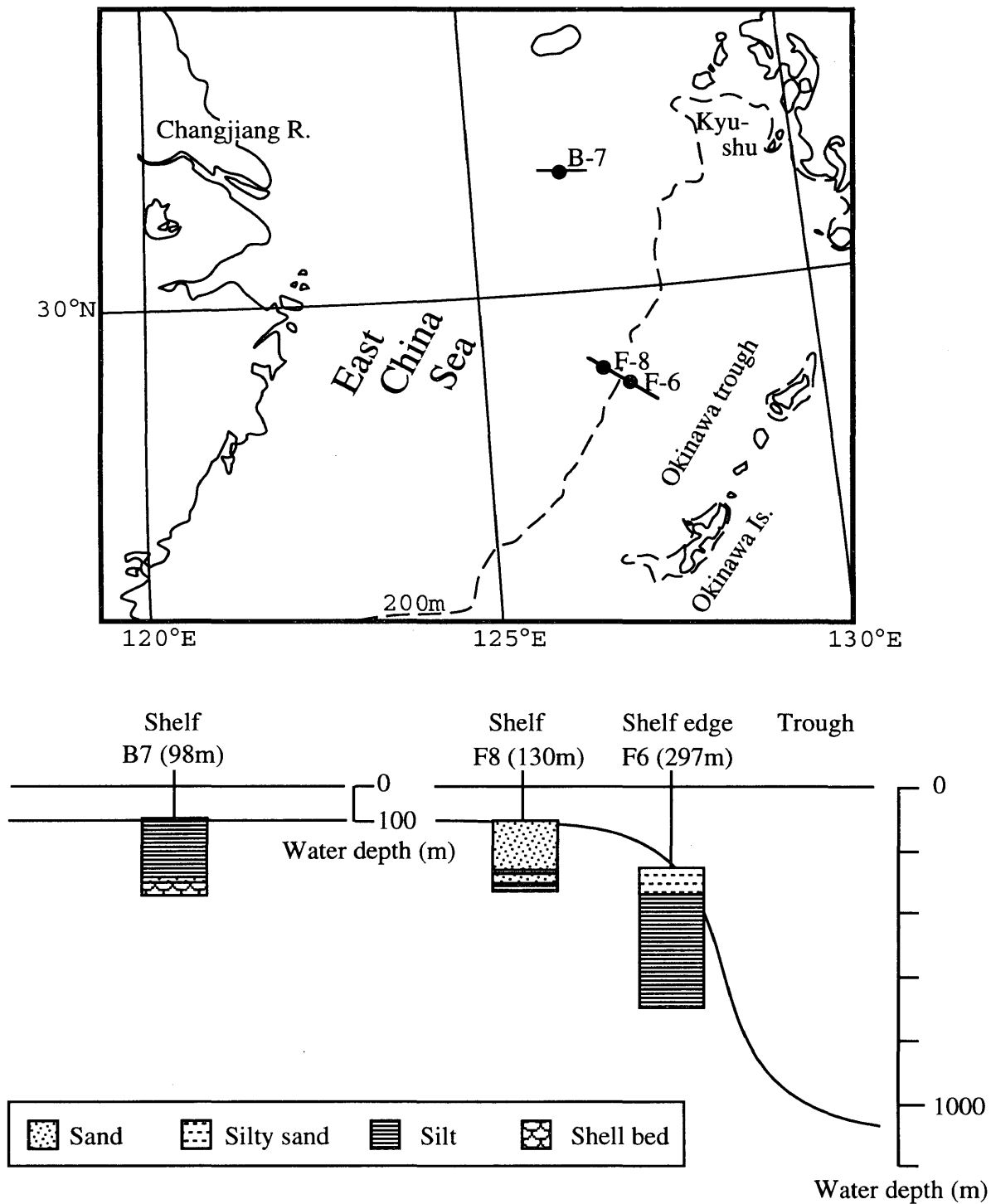


Fig.1 Sampling site and the schematic illustrations of the shelf edge and sample cores.

Table1 Sampling site of sample cores.

Sampling site	Cruise	Latitude(°N)	Longitude(°E)	Water Depth(m)
F8	K96-08	28°54.893'	126°41.853'	130
F6	K96-08	28°43.690'	126°57.877'	297
F6MC	K95-09	28°44.560'	126°58.405'	297
B7	K96-08	31°30.226'	126°39.825'	98

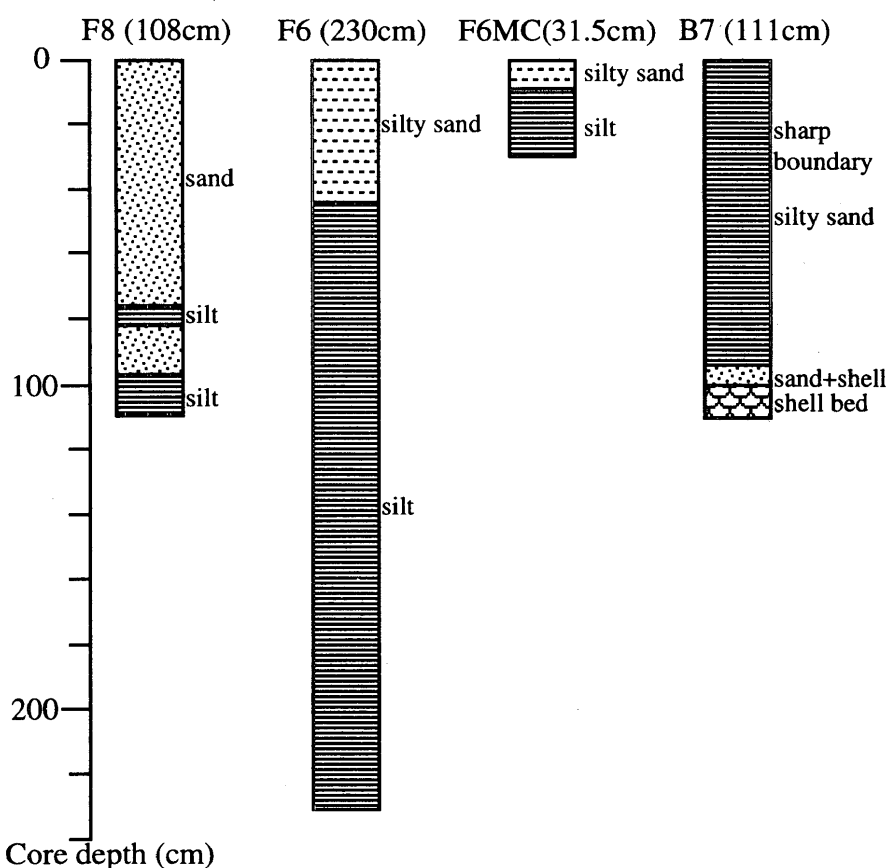


Fig.2 Lithologies of sample cores. These cores are collected by gravity core sampler, except F6MC by multiple core sampler.

Table2 Samples of each core and their ^{14}C year. Samples which marked with asterisk are supposed that $\delta^{13}\text{C}=0\text{‰}$ when isotope effect correction.

Sampling site	Sample	Core depth (cm)	^{14}C year (B.P.)	Error
F8	Planktonic foram.	0-2*	2661	88
		24-26*	3250	129
		48-50*	7510	108
		74-76	4947	70
F6	Planktonic foram.	0-2	2581	61
		40-42	4817	94
		50-52	6654	79
		100-102	7301	73
		148-150*	11962	118
186-194*	13903	155		
F6MC	Planktonic foram.	0-2*	3313	107
		10-12	4652	198
		20-22*	4387	150
B7	Benthic foram.	10-12	1207	74
		20-22*	1615	65
		24-26*	2529	55
		34-36	3319	62
		50-52	3461	73
		80-82	5459	136

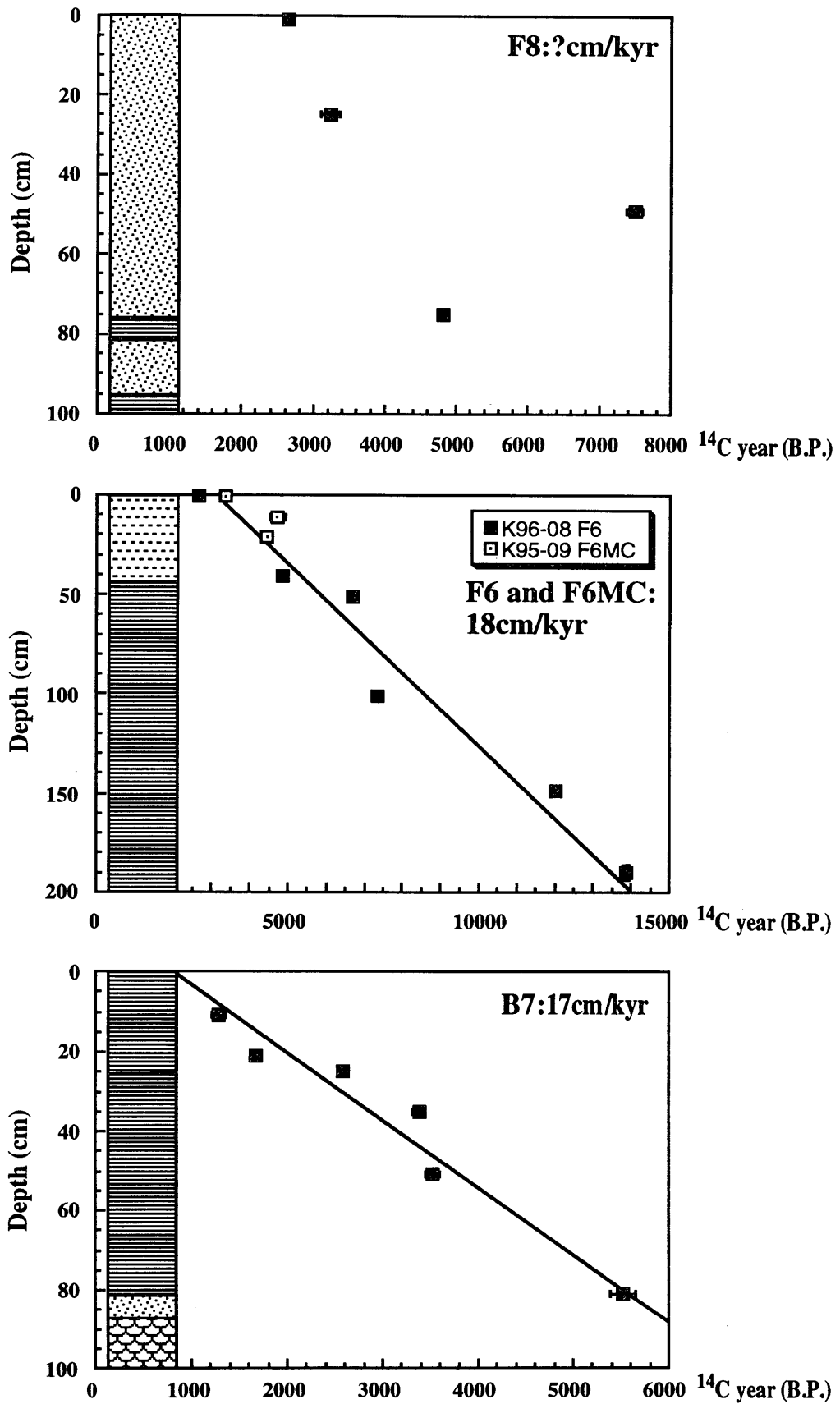


Fig.3 The profiles of ^{14}C dating of foraminifer and the sediment accumulation rates at station F8, F6 and B7. The left column of the each graph represents the lithology of the cores (see Fig.2).

Sediment accumulation rates in the East China Sea

Kazumasa OGURI*¹, Eiji MATSUMOTO*¹ and Yoshiki SAITO*²

*¹ Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya Univ.

Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, 464-01

*² Geological Survey of Japan

Higashi 1-1-3, Tsukuba, 305

Abstract

The measurement of sediment accumulation rates from ¹⁴C date of planktonic or benthic foraminifera are carried out to understand sedimentary processes in the East China Sea continental shelf and slope. The samples to measure were picked up from gravity or multiple cores, and the sediment accumulation rates were 18cm/kyr at upper slope area (F6) and 17cm/kyr at muddy shelf area (B7) respectively. These values are about one order smaller than the previous study measured by ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs. But their results from ²¹⁰Pb data might affect bioturbation because they measured only surface sediment because of its short half life. The accumulation rate on the sandy area in the upper shelf (F8) could not measure the rate because of heavily sediment mixing. This mixing may attributed to the movement or the deposition of the relict sand triggered by the increase of the sea level. And the F6 and the B7 cores, there are recorded the lithology change about 5000~7000 y.B.P., but this is still in question what relationship exists between the lithology and the environmental changes.