

微化石に基づく後期第四紀海洋環境の復元

氏 家 宏¹⁾

1. 微化石とは

微化石(microfossil)は、手に取って原則的には肉眼で鑑定できる megafossil に対峙する化石のグループである。つまり顕微鏡の助けなしでは、研究は不可能である。反面、少量のサンプルから多数の個体、あるいは多数の種類を検出できる利点がある。そのため海外の石油開発会社や、地質調査所では、微化石研究の独立したセクションが設けられている。

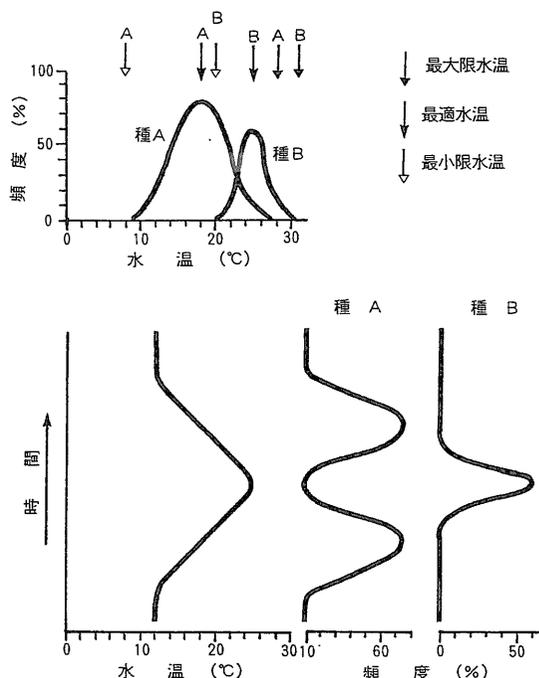
顕微鏡下の化石となれば、分類学的には、第1表に示したように様々なグループが含まれる。同表では全体微化石と部分微化石に大別してあるが、前者は1個体が1生物体を代表していると思わせるものであって、その多くは原生生物(Protista)に所属する。いずれの微化石も、生物の遺骸であるから、生活環境に対応して生息していた。つまり、古環境の指標となり得るのである。事実、第1表に示した微化石のほとんどが古生代以前からの古環境推定に役立ってきている。

しかし、紙数に制限のある本稿では、後期第四紀の海洋環境復元に盛んに用いられているグループのうち、珪藻、有孔虫、石灰質ナンノ(超微小)プランクトンを活用した例を1, 2 紹介するに留めたい。

2. 群集組成解析に基づく古環境解析

少量のサンプル(つまりピストン・コア)から多数の種類を検出できる浮遊性有孔虫の長所を生かして、後期第四紀におけるグローバルな海水温分布の復元に成功したのが CLIMAP 計画である。表層水中に生息する浮遊性有孔虫は、それぞれの群集組成が表層水温に応じて異なる。しかし、コアに含まれる同群集を構成する個々の種は、それぞれ水温に関

して独自の生息条件を示す。例えば、第1図(上)では、A という種は摂氏9度が棲息上の最下限水温・28度が最上限水温・18度が最適水温であるのに対して、種Bはそれぞれ20度・25度・30度と、より暖海性である。第1図下左に示すように時間とともに12度から25度にかけて水温の変化があった場合、その時間帯をカバーするコア中では、種Aと種Bは下右のように、それぞれの産出頻度変化を示すであろう。1本のコアに含まれる複数の種(多い時は30余種)の頻度変化を因子分析という統計的手法を用いて総括する。この作業に先立って世界の海から得たコア最上部に含まれる(つまり現世



第1図 浮遊性有孔虫を用いて古水温を推定する原理。種Aと種Bはそれぞれ固有の最大限水温、最適水温、最小限水温を有している(上図)。水温が時間とともに変化した場合の、種Aと種Bの頻度の変動を模式的に表したのが下図である。

1) 琉球大学理学部海洋学科：〒903-01 沖縄県西原町千原1

キーワード：後期第四紀，珪藻，有孔虫，ナンノプランクトン

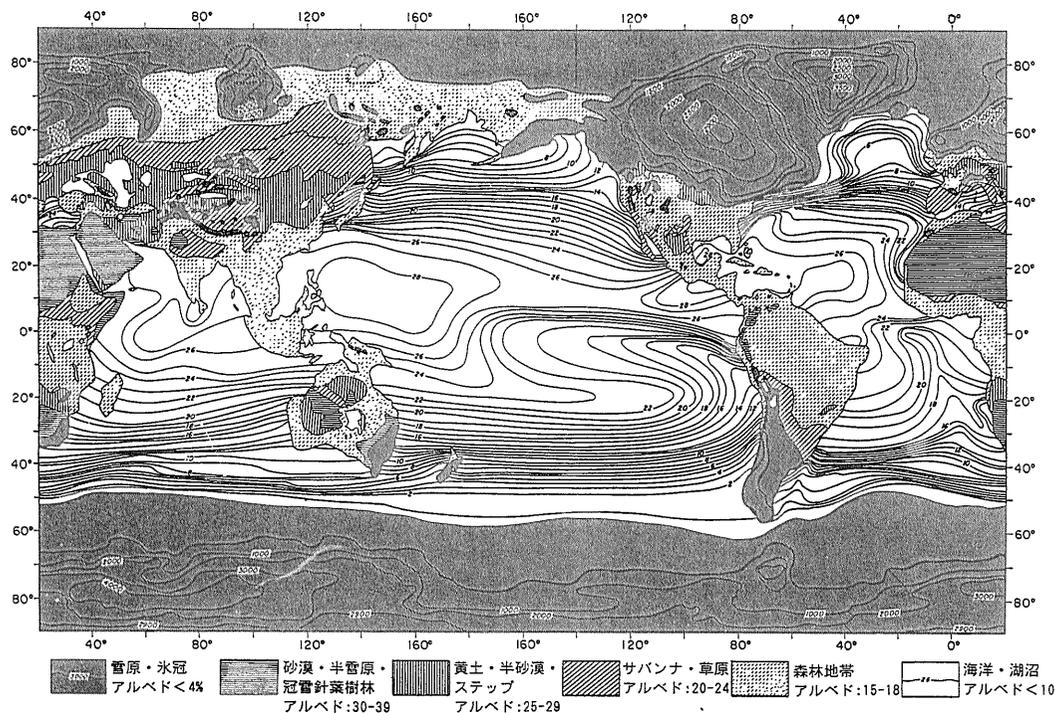
第1表 微化石一覧. 環境を推定するために用いられる微化石について, その殻質, 大きさ, 棲息環境, 生存地質時代について整理した.

	名称	タクサ	殻質	径 μm	生息環境	生存地質時代
全 体 微 石	珪藻	原生生物・珪藻類	珪酸質	5-1500	海-淡水:底・浮遊性	ジュラ紀~現世
	ココリス	原生生物・鞭毛虫(藻)	石灰質	1-30	海生:浮遊性	ジュラ紀?~現世
	ディスコアスター	原生生物・鞭毛虫(藻)	石灰質	3-35	海生:浮遊性	ジュラ紀~第三紀
	珪鞭毛虫(藻)	原生生物・鞭毛虫(藻)	珪酸質	10-150	海生:浮遊性	白亜紀~現世
	渦鞭毛虫(藻)	原生生物・鞭毛虫(藻)	偽キチン質	10-150	海生:浮遊性	ジュラ紀~現世
	ヒストリコスフェア	原生生物・鞭毛虫(藻)	偽キチン質	5-100	海生:浮遊性?	オルドヴィス紀~第三紀?
	クリソモナス	原生生物・鞭毛虫(藻)	珪酸質	10-25	海-淡水	後期白亜紀~現世
	有孔虫	原生生物・根足虫類	石灰質・膠結質・偽キチン質	10-3000	海生:底・浮遊性	カンブリア紀~現世
	放散虫	原生生物・根足虫類	珪酸質	100-220	海生:浮遊性	先カンブリア紀~現世
	旋毛虫	原生生物・旋毛虫類	膠結質・偽キチン質	45-1000	海生:浮遊性	後期ジュラ紀~現世
	キチノゾア	原生生物?	膠結質・偽キチン質	70-1500	海生	オルドヴィス紀~デボン紀
	貝形虫	節足動物・甲殻類	石灰質・偽キチン質	500-4000	海-淡水:底・浮遊性	オルドヴィス紀~現世
	部 分 微 石	海綿の骨片	海綿動物	珪酸質・石灰質		海生:底生
八射サンゴの骨片		腔腸動物・花虫類	石灰質	50-500	海生:底生	三疊紀~現世
ナマコの骨片		刺皮動物・ナマコ類	石灰質	10-100	海生:底生	石炭紀~現世
スコレコドント		環形動物の歯	偽キチン質	100-1500	海-淡水:底生	オルドヴィス紀~現世
コノドント		脊索動物の歯?	磷酸石灰質	500-2000	海生	後期オルドヴィス紀~三疊紀
魚の歯		魚類	磷酸石灰質			
魚の耳石		魚類	石灰質			
車軸藻類の胞子		緑藻類・車軸藻類	石灰質	200-2000	淡水	デボン紀~現世
胞子		主に羊歯植物	偽キチン質			
花粉		裸子植物・被子植物	偽キチン質			
微小種子	裸子植物・被子植物	偽キチン質				

の)浮遊性有孔虫フォーナをQモード因子分析法によってグループ分けし, 現在の表層水温測定値との対応値を得ておく. コアの最頂部における対応値から水温に換算し, それを基準とすれば, より深い部分の古水温を推定できる. 夏の表層水測定値を利用すると後期第四紀を通しての夏季の表層水温変動が求められる. 世界の海洋底から採取されたピストン・コアの上記解析結果に加えて, 炭素14年代を基に18,000年前の夏季における表層水温分布を求めたのが第2図である(CLIMAP Project, 1976). 同図では, 陸上と氷冠地域におけるアルベドも示されている. ここでは, 図示・記述しないが, 最終氷期の最盛期における気候条件を復元するのに成功した. 第2図における太平洋のデータは貧弱であるが, 現在では十分に補強されている. 同様な試みは放散

虫についても行われたが, 浮遊性有孔虫ほどグローバルな棲息範囲を持たぬため, CLIMAP計画に大きく寄与するには到らなかった.

一方, 底生有孔虫群集解析は, 底層水や中層水の変動を知る手掛かりとなる. 大西洋では, 南極底層水, 北大西洋深層水, 南極中層水に, それぞれ適応した *Nuttallides umbonifer*, *Hoeglundina elegans* プラス *Uvigerina peregrina*, *Bulimina* ~ *Globobulimina* の4グループの底生有孔虫群集が識別されている (Streeter & Lavery, 1982, など). それに先立ち, Schnitker (1979)は, 北西大西洋で氷期に卓越する古い南方起源の深層水を代表するものとして, *U. peregrina* 優勢の水塊を“*Uvigerina Water*”と名付けて, その時間的・地理的変動を論じている. 北西太平洋でも, 四国沖の1本のピストン・コアを基



第2図 18,000年前の夏季の表層水温分布とアルベド(太陽光反射率)分布(CLIMAP Project, 1976). 海洋部分における等水温線は $^{\circ}\text{C}$, 氷冠地帯の等値線は氷層の厚さ(m).

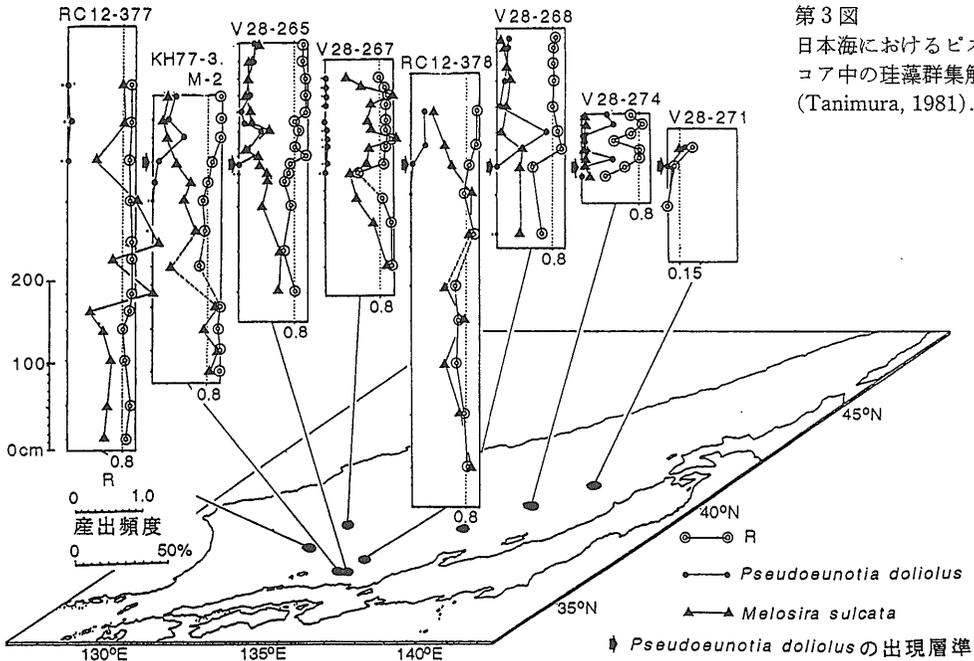
に安田ほか(1993)が大西洋と同様な“*Uvigerina* Water”の消長, つまり, 13,000年前頃より同水塊が消失することを示唆している. それが, 大西洋におけるように北大西洋深層水の発達と深度降下によって消失したものかについては, 一層の事例が欲しいものである.

平均水深が5,000 mを越す太平洋における炭酸石灰補償深度(CCD)は約4,000 m, 平均水深5,000 mを切る大西洋における CCDは約5,000 m. つまり, 太平洋で石灰質堆積物から底層水の挙動を求めることは至難の業かも知れない. しかし, 最近では中層水の挙動が注目されてきており, 私の研究室で水深2,000~3,000 mから採取しつつあるコア試料やデータの提供が, 海外から求められているのも事実である.

有孔虫, 特に浮遊性のもの中緯度ないし高緯度になると種類数が減少して, 環境復元に寄与するところが少なくなる. 代わりに登場するのが浮遊性珪藻である. ここでは, 日本海のピストン・コアを材料にした Tanimura (1981)の研究結果の概略を示そう. まず表層堆積物61点より, 希少種を除く75

種の珪藻の産出頻度を求め, Qモード主成分分析を行った. その第2主成分は表層水温分布に関与するもので, その因子負荷量から明らかに暖流系とみなせる3種と寒流系の3種との相対的産出頻度比をR値として算出する. その値が0.8以上のものは暖流系のフロラ, 0.15以下は寒流系を示し, それらの等値線分布は日本海の寒流・暖流境界の南限と北限に, それぞれ一致する. 8本のピストン・コアにおけるR値の垂直変化(第3図)は, 下部1/3が鮮新統よりなると思われる(Ichikura & Ujiie, 1976)コアRC12-377の例を除くと, 完新世に入ってから対馬暖流の流入の状況を示している. 第2成分で最大の値を持つ *Pseudoeunatica doliolus* (つまり最温暖種)の顕著な産出は, 第3図中に矢印で示したように対馬暖流の流入時から始まる. また淡水性の種 *Melosira sulcata* の産出は更新世部分で顕著であって, 当時の半ば閉鎖された日本海に流入した河川水の状況を反映している.

3. 安定酸素・炭素同位体解析



第3図
日本海におけるピストン・コア中の珪藻群集解析結果 (Tanimura, 1981).

ここでは、微化石をファウナ・フローラの一員として認識しての環境復元とは全く違ったアプローチについて述べよう。

海生生物が分泌する石灰質の殻や骨格中の安定酸素同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) および炭素同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) は、棲息する周辺海水や堆積物中の孔隙水のそれと平衡関係にある。過去における海水中の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は、基本的に水温の指標となる。1) 物理化学的に、より重たい ^{18}O はより冷たい海水に多い。2) 海水の蒸発に際しては、より軽い ^{16}O が選択的に取り込まれるが、最終的には雨として、あるいは河川水や地下水 (必然的に $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は低い) を通じて海に戻り、海水中の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比に変化は生じない。しかし、氷河時代には降水は氷冠に固定されるため、海水中の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は増大する。つまり、この二つを主たるファクターとして、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比から過去の海水温が算定できる。この試みは、早くも1950年代後半からシカゴ大学の Urey 教授の門下生によって始められ、白亜紀ベレンムナイト化石での値が求められた。そのベレンムナイトを含む石灰岩を使用した便器が大量に廃棄されたため、その後の酸素・炭素同位体比測定値補正のための標準試料となったほどである (現在では国際原子力機構が提供する NBS 試料を使用)。ピストン・コアを使用しての研

究は、同門下の Emiliani によって精力的に進められ、1920から1938年にかけて Milankovich が算出した太陽輻射量変化曲線との見事な一致が得られた。後氷期を①として、温暖期を奇数、寒冷期を偶数で表わす、いわゆる Emiliani Stage は広く流布するところとなった。しかし、Emiliani は試料として石灰質軟泥全部ないし多数の種にわたる個体を一括して用いらざるを得なかった。Shakleton が開発し、1980年代後半から市販されるようになった極微量質量分析計 (日本では4台が稼動中) の登場によって、1個の有孔虫でさえも測定が可能となった。そして浮遊性有孔虫は表層水に棲息するとは言え、種、あるいは個体成長の段階によって棲息水深が異なることも分かってきた。また、底生有孔虫に関しては、それらの大水深における生態が明らかにされるにつれ、海底表面に棲む epifauna、堆積物中に棲む infauna、他に寄生する fauna に大別されることが判明している。現在では、このような vital effect が安定酸素・炭素同位体比測定に際して考慮されている。

寒海域を除くと最も普遍的に多産する浮遊性有孔虫、*Globigerinoides sacculifer* が表層水温推定のための基本的種となっている。SPECMAP と呼ばれる、同種による第四紀後半を通じての表層水温変化

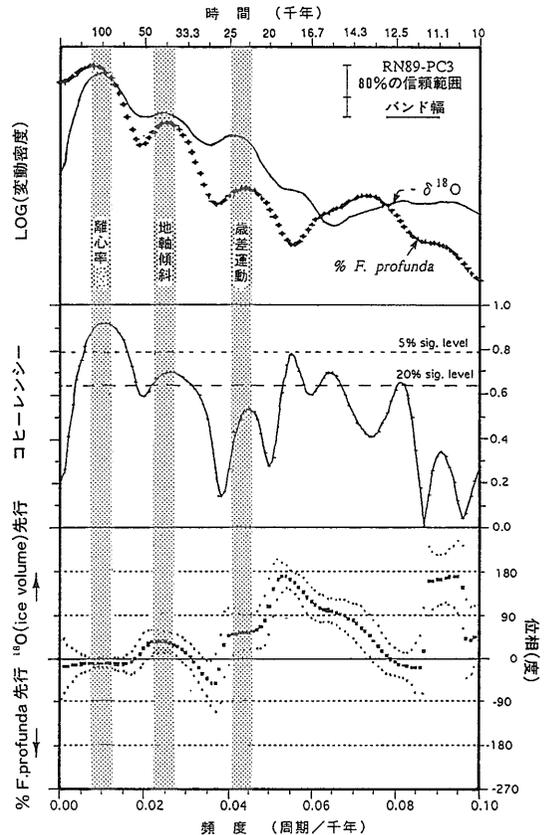
曲線の世界的標準(Imbrie et al., 1984)が設定され、細かいピークごとに年代値が付されている。現在では世界各地からのコアで求められた表層水温変化曲線は、SPECMAP と比較され、良い一致が認められた場合は、年代推定の根拠として用いられている。この、いわばアナログ的な時計は、1000年単位の分解能を持つに至った。

一方、酸素同位体比測定と同時に検出される炭素同位体比($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)の解釈については種々の問題がある。当初は、生物が分泌する炭酸石灰は無機的に形成される炭酸石灰よりも ^{12}C に富むであろう。有機物分解の遅い深海底に残った浮遊性有孔虫殻中の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比はグローバルな海洋生産量の指標になるのではないかと、考えられた。しかし、海洋生産量は水温のみでなく、太陽輻射量などの他の因子に支配されるので、事は簡単ではない。少しでも陸地からの有機炭素の混入が想定される場合は、有機炭素/窒素比(陸上植物では10以上だが、海生植物では10以下)、リグニン含有量、有機炭素/無機炭素比などの測定によるダブル・チェックが必要である。代わって、アルケノン U_{37}^k 含有量、Cd/Ca 比などが大洋における生物生産量の指標として脚光を浴びつつある。他方、底生有孔虫殻中の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は底層水の変動を示すものとして、大西洋・南極と北極周辺海域で着目され、面白い成果が得られているが、中層水の変動に関しては今一つであろうか。

4. *Florisphaera profunda* は海洋生産量指標となり得るか

石灰質ナンノプランクトンのほとんどは海洋の透光層上部に棲息しているが、*Florisphaera profunda* と *Thorosphaera flabellata* は同層下部に棲息している。ただし、後者は脆弱なために堆積物中には保存されない。

私の研究室で採取してきた多数のピストン・コアのうち、琉球海溝斜面からの3本は最大35万年前以降の表層水温変化を記録している。SPECMAP とのクロス・スペクトル解析でも、Milankovich の太陽輻射量変化推定の根拠となった地球公転軌道離心率変化(92,000年周期)、地軸傾斜の変化(40,000年周期)、歳差運動(26,000年周期)の周期バンドが確認された。つまり、アナログ的な時計として役立



第4図 琉球海溝斜面域から得たコア RN89-PC3 における浮遊性有孔虫酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)変動と *Florisphaera profunda* の相対的産出頻度変化のクロス・スペクトル解析結果(Ahagon et al., 1993).

つことが分かった(Ahagon et al., 1993)。これらのコアにおける *Florisphaera profunda* の産出頻度変化は、一見したところでは *G. sacculifer* の酸素同位体比が示す表層水温変化と合致するかに見えたが、両者間のクロス・スペクトル解析結果では、歳差運動周期に関しては一致していない(第4図下)。

この研究に先立って、Molfino & McIntyre (1990) は赤道大西洋からのコアで *F. profunda* の産出頻度変化に顕著な歳差運動の影響を認めた。そこで、歳差運動の変化は貿易風の消長を、貿易風は北赤道海流と赤道反流の挙動や両海流の間に生じる湧昇流の変化、底層水に豊富に含まれる栄養塩類の供給を、栄養塩供給が *F. profunda* の産出頻度を支配する、との仮説を立てた。

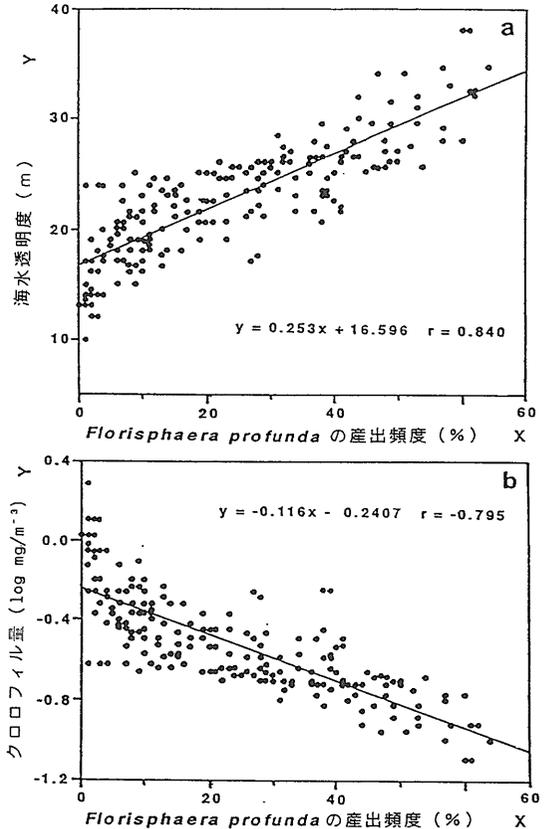
しかしながら、Ahagon et al. (1993) が扱ったコ

アは赤道湧昇流域から隔っており、先のクロス・スペクトル解析では歳差運動変化の影響は認められない。*F. profunda*の産出変動の要因を別に求める必要がある。日本近海の437表層堆積物中における同種の頻度分布(Tanaka, 1991)と海水透明度分布を比較すると、両者間にもごとな正の相関関係が認められた(第5図上)。透明度が高い海域ほど、本種の相対的頻度が高くなる訳である。これは過剰な太陽光は透光層上部に棲息する植物性ナノプランクトンの繁殖を阻害し、下部に棲息する*F. profunda*の繁殖を促すことによる。後水期のような温暖期には*F. profunda*の相対的産出が増加し、寒冷期の太陽輻射量が減る時は減少する。つまり、水温変化との見掛け上の連動が生じるのである。

だが、海水透明度は表層水における生物生産量、いわゆる primary production に一義的に支配されている。Falkowski & Wilson (1992)の式によって透明度から primary production (クロロフィル a)を換算し、*F. profunda*の相対的産出頻度との関係を見ると(第5図下)、同図上に比べて相関係数が多少低くなるものの、明らかな負の相関が認められる。すなわち、*F. profunda*の産出頻度変化は primary production 変化の指標となるのでは、と考えられた(Ahagon et al., 1993)。しかし、取り扱ったコアが琉球海溝斜面から得られたものであるために、氷期における陸域からの懸濁物粒子の流入が、海水透明度の低下にプラスされて*F. profunda*の産出頻度の減少を招いた可能性もある。そこで Hess Rise のように河川水の影響がなく、かつ赤道湧昇流地帯から隔たった海域での検証が必要となる。そうした海域で、琉球海溝斜面からの結果と同様な例が求められれば、過去の海洋生物生産量の指標として*F. profunda*の挙動が役立つことを、世界で初めて実証することになる。

5. む す び

本小文では、後期第四紀海洋環境変動を記録しているピストン・コアを材料にした、微化石に基づく環境復元の研究例のごく一部を紹介した。ほぼ自費で1992年にドイツの Kiel で開催された第4回古海洋学国際会議に出席した折、520以上の presentation があったが、太平洋を対象としたものは9件



第5図 日本近海の表層堆積物中の *Florisphaera profunda* の産出頻度と、採集地点直上における海水透明度(上図)と、透明度から計算されたクロロフィル含有量(下図)との関係(Ahagon et al., 1993)。

に留まった。北西太平洋における後期第四紀古海洋学的研究の発展が、切に望まれる次第である。そのためには、以下の事項を銘記すべきであろう。

- 1) CCD 以浅、できれば石灰質殻が溶け始める深度(lysocline)以浅からピストン・コアを採取すること。つまり、それぞれの海域でのスタンダードとなるコアを得る。それら以深では古環境に関する情報は得られないか、もしくは dissolution effect の解明と言う厄介な問題を抱え込むことになる。
- 2) 初めに安定酸素同位体比測定を実施する。すなわち、詳細なアナログ的な時代尺度を求める。酸素同位体層序では測定不可能な5万年以降については加速器質量分析計による¹⁴C年代測定というデジタルな時計が必要となろう。
- 3) 採取したコアの特徴や、地域性を判断して、いかなる手法を複合的に駆使するかを考慮する。す

すべてのコアについて、焦点を絞らずにあらゆる手法を適用するのは、時間・労力・経費の浪費につながる。

文 献

Ahagon, N., Tanaka, Y. and Ujiie, H. (1993) : *Florisphaera profunda*, a possible nannoplankton indicator of late Quaternary changes in sea-water turbidity at the northwestern margin of the Pacific. *Marine Micropaleont.*, **22**, 255-273.

CLIMAP Project Members (1976) : The surface of the ice-age Earth. *Science*, **191**, 1131-1137.

Falkowski, P. G. and Wilson, C. (1992) : Phytoplankton productivity in the North Pacific Ocean since 1900 and implications for absorption of anthropogenic CO₂. *Nature*, **358**, 741-743.

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.

Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L., and Shackleton, N. J. (1984) : The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ¹⁸O record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B. (eds), *Milankovitch and Climate*. (NATO ASI Ser., **C**, **126**) Riedel, Dordrecht, 269-305.

Molano, B. and McIntyre, A. (1990) : Precessional forcing of nutrine dynamics in the equatorial Atlantic. *Science*, **249**, 766-769.

Schnitker, D. (1979) : The deep water of the western North Atlantic during the past 24,000 years, and re-initiation of the western a boundary current. *Marine Micropaleont.*, **4**, 265-280.

Streeter, S. S. and Lavery, S. A. (1982) : Holocene and latest glacial benthic foraminifer from the slope and rise off eastern North America. *Geol. Soc. America Bull.*, **93**, 190-199.

Tanaka, Y. (1991) : Calcareous nannoplankton thanatocoenoses in surface sediments from seas around Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser.*, **61**, 127-198.

Tanimura, Y. (1981) : Late Quaternary diatoms of the Sea of Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser.*, **51**, 1-37.

安田尚登・村山雅史・大場忠道・Schnitker, D. (1993) : 北西太平洋における最終氷期以降の深層循環変動——北大西洋との底生有孔虫群集比較. *月刊・海洋*, **25**, 344-349.

UJIE Hiroshi (1994) : Late Quaternary paleocoenography based on microfossils.

〈受付：1994年1月24日〉

— 第 6 回 (1994年度) 地質調査所研究講演会 —

「火山、恵みと災害」

- 日時/平成6年6月27日(月) 10:00-17:10
- 会場/三会堂ビル 9F 石垣記念ホール
東京都港区赤坂1-19-13
TEL. 03(3582)7451
- 主催/工業技術院地質調査所
・(財)日本産業技術振興協会
協賛/日本火山学会・(社)東京地学協会
- 参加費：聴講無料
(ただし、テキスト代実費一般2,600円)
- 申込先：(財)日本産業技術振興協会
〒105 東京都港区虎の門1-19-5
虎の門1丁目森ビル 5F
TEL. 03(3591)6272
FAX. 03(3592)1368
- 問い合わせ先：工業技術院地質調査所
総務部業務課広報係
〒305 茨城県つくば市東1-1-3
TEL. 0298(54)3520

《プログラム》

特別講演：

太田一也・九州大学島原地震火山観測所長
「雲仙普賢岳の火山活動と研究者の果している役割」
大木靖衛・新潟大学積雪地域災害研究センター教授
「日本人と温泉」

講演：

須藤 茂「雲仙火山の噴火と地質調査所の観測体制」
川邊禎久「火山岩が語るマグマの情報」
風早康平「火山ガスからわかるマグマ活動の実体」
高橋正明「伊豆大島火山の噴火でできた温泉
—小清水(浜の湯)温泉」

ポスターセッション：

雲仙火山地質図・光波測距による雲仙火山の山体変動観測・空中写真解析による雲仙火山の山体変動観測・プレー火山の噴火—雲仙火山との比較研究・地質調査所発行の火山に関する地質図・最近の噴火活動(写真)・ほか