

円石藻による海洋環境の復元

田中裕一郎¹⁾

1. はじめに

円石藻(Coccolithophorid)の大部分は光合成を行い, 太陽光の届く有光層である水深200 m以浅に生息する単細胞の藻類で, 細胞表面が直径1-15 μm の CaCO_3 からなるココリスと呼ばれる小盤によって覆われている。

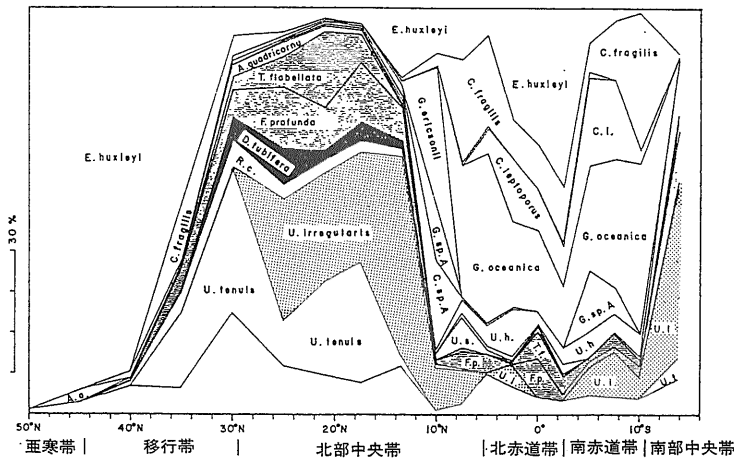
円石藻は石灰質の殻を持つ微小な植物プランクトンとして珪藻, 渦鞭毛藻とともに海洋の一次生産者として重要である。また, 円石藻は炭酸カルシウムからなるココリスを持っていることから, その挙動を把握することは炭素循環の解明にとっても極めて重要である。

海洋表層に生息する円石藻は, 死後, 海底に沈み, 生体を作る有機物の大部分は分解されるが, 炭酸カルシウムでできたココリスは堆積物中に保存される。堆積物中に保存された円石藻の遺骸群集は

生産, 沈降, 堆積時の環境を反映するので, 円石藻化石群集による古環境復元は堆積物中に残った化石からその季節性と時間変化の両方をいかに探りだせるかが重要なポイントとなる。そのためには, プラクトンの地理的分布や季節変動, 中深層における沈降過程あるいは堆積物として固定されるまでの化石化のプロセスの確立が不可欠である。そこで, 本稿では海洋環境復元に関わる円石藻の生態, 沈降, 堆積過程について述べる。

2. 円石藻の生態

Okada and Honjo (1973)によると, 北太平洋の155°W子午線に沿った50°Nから16°Sの海域では, 現生円石藻群集は6つの分布帯に区分され, 海洋の栄養塩の分布に対応している。北太平洋では, 赤道域で*Gephyrocapsa ocanica*, *Oolithotus fragilis*が,

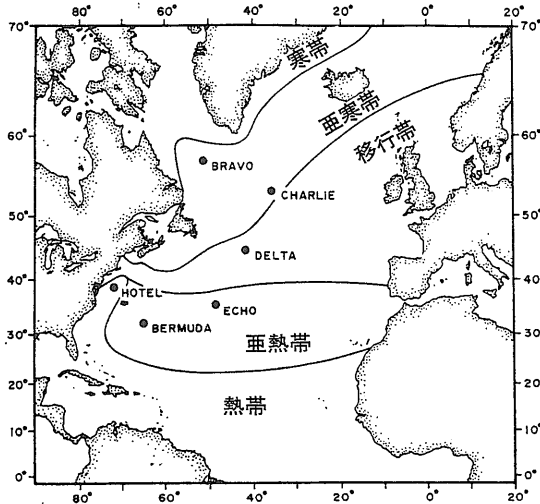


第1図 太平洋155°Wにおける有光層の円石藻の種組成(Okada and Honjo, 1973)。

A. q.: *Anthosphaera quadricornu*. C. f.: *Cyclococcolithina fragilis*. C. l.: *Cyclococcolithina leptoporus*. C. sp.: *Coccolithus* sp. A. D. t.: *Discosphaera tubifera*. E. h.: *Emiliana huxleyi*. F. p.: *Florispheera profunda*. G. e.: *Gephyrocapsa ericsonii*. G. o.: *Gephyrocapsa oceanica*. G. sp. A.: *Gephyrocapsa* sp. A. T. f.: *Thorosphaera flabellata*. U. h.: *Umbilicosphaera hulburtiana*. U. i.: *Umbellosphaera irregularis*. U. s.: *Umbilicosphaera sibogae*. U. t.: *Umbellosphaera tenuis*.

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 円石藻, 生物生産, 沈降粒子, 堆積物, 溶解作用

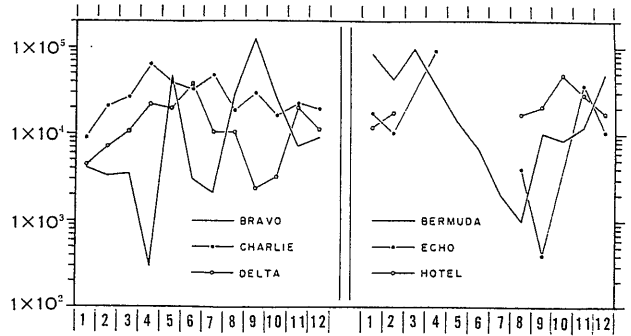


第2図a 北西大西洋海域での1969年から1972年にかけて行われた採水の位置。生物地理区分はMcIntyre and Bé (1967)による。

中央水塊域では *Umbellosphaera irregularis*, *U. tenuis* が卓越し、亜寒帯域では *Emiliania huxleyi* が群集のほとんどを占める単調な組成である(第1図)。

現世の円石藻の季節変動については北西大西洋で調べられており、緯度、海域により群集組成の季節変化のパターンに顕著な違いがみられることが報告されている(第2図)。円石藻の量は、亜寒帯から移行帯では冬に少なく、亜熱帯では夏から秋にかけて少なくなる傾向がある(Okada and McIntyre, 1979)。北西大西洋では大増殖期は3月から5月にかけて観察されるが、緯度によってピークのずれがある。即ち、低緯度ほど大増殖期が早く、高緯度に行くにつれて遅くなる。また、秋季の大増殖期は亜寒帯域で9月に、それより以南では11月に観察されている。特に、この海域の秋季から冬季における大増殖期は *E. huxleyi* の高生産量に起因している。亜寒帯域では、この *E. huxleyi* の大増殖期とは対照的に春季から夏季にかけては *Coccolithus pelagicus* が多産している。高緯度域では、この2種が円石藻の生産量および季節変動を代表している(Santleben and Bickert, 1990)。

現世においては、*E. huxleyi* は汎世界的に生息している。その生産性は有機物量および CaCO_3 量で見るとそれぞれ海洋全体の1%、4%に相当する。*E. huxleyi* は北大西洋の熱帯域では50%、両極の亜



第2図b 北西大西洋の表層水(0 mと20 mの混合水)における円石藻の月平均個体数(/リットル)(Okada and McIntyre, 1979)

寒帯では100%を占めている(McIntyre and Bé 1967, Schneidermann, 1977)。同様に広く生息する種として *G. oceanica* がある。両者を比較すると *G. oceanica* は北インド洋の大陸棚、西太平洋の縁辺海のモンスーン地域で多産する(Houghton and Guptha, 1991)。一般に *E. huxleyi* の多産は低栄養塩水域(リン酸が $0.1 \mu\text{mol/l}$)に限定され、それに対して *G. oceanica* は高栄養塩水域(リン酸が $1 \mu\text{mol/l}$)に多いとされ、低緯度太平洋およびアデン湾からアクアバ湾においては、この傾向が顕著である。Guillard and Kilham (1977), Kilham and Kilham (1980)によると栄養塩を多量に消費して高い増殖速度を示す種および環境変動の大きな個体群変動を示す種と、安定した増殖速度を示す種があり環境因子の変動に対する増殖特性が種により異なる。多くの珪藻ならびに円石藻の *E. huxleyi*, *G. oceanica* は前者に、多くの円石藻ならびに渦鞭毛藻は後者に相当すると考えられている。また、海洋の年間一次生産量の分布とリン酸の分布が類似していることより、一次生産を規定しているのは、栄養塩の有光層への供給であるとされる。

大部分の円石藻は有光層の上部~中部に生息するのに対して *Florisphaera profunda*, *Thorosphaera flabellata* を含む数種は、逆に有光層下部にのみ生息している。さらに、現世における本種の地理的分布は、外洋の中緯度域に多産し、沿岸域、高緯度域、東・中央赤道域には生息数が低くなる傾向がある。東赤道大西洋での表層堆積物中の *F. profunda* の分布は、表層水への栄養塩の供給が高いところでは低くなり、栄養塩の低いところで高くなる傾向を

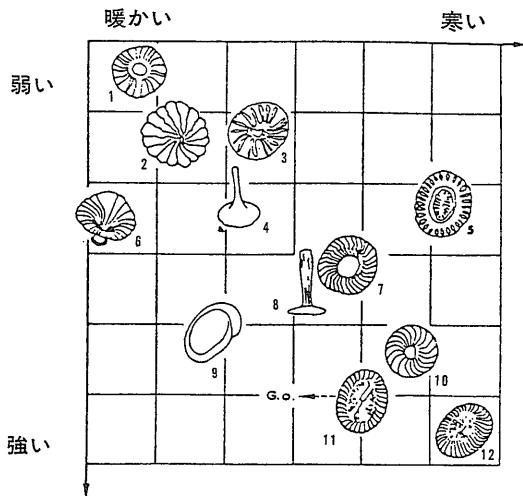
報告している (Molifino and McIntyre, 1990). この傾向は北太平洋での現世の分布を調べた結果からも示唆される (Okada and Honjo, 1975). また, 北西大西洋で *F. profunda* が増加している時期 (晩夏季から秋季) は円石藻の個体数の最も少ない時期に一致しており *F. profunda* が季節性を反映していると考えられる. これらのことより *F. profunda* は, 有光層上・中部の栄養塩が枯渇した時期に多産する傾向を持つ種であることがわかる.

3. 円石藻の沈降過程

一般に植物プランクトンは動物プランクトンに捕食されるが完全には消化されずに, 未消化物がペレット状の糞粒として排泄される. 糞粒はキチン質の膜に覆われて分解を受けにくい. 表層の植物プランクトンの豊富な海域では, カイアシ類は活発な摂食活動を行い糞粒を排泄し有機物あるいは炭酸カルシウムの鉛直輸送の源となる. 円石藻も主にカイアシ類, サルバ類の動物プランクトンに摂取され, それらの糞粒に取り込まれ沈降粒子となる.

海洋堆積物中の円石藻の種の地理的分布, 生産量を使用した研究は, 過去の基礎生物生産を復元するのに大きな貢献をすると期待される. しかしながら, 基礎生物生産はエクスポート生産と再生産で成り立っているので有光層内とエクスポート生産の群集組成とは多少異なっていることが予想される. これは炭素についてもあてはまり, Berger et al. (1989) によると有光層で生産された有機物の有光層に深への沈降量は外洋域で10%, 沿岸域で25%に減少しており, 残りは有光層内で分解再利用されている.

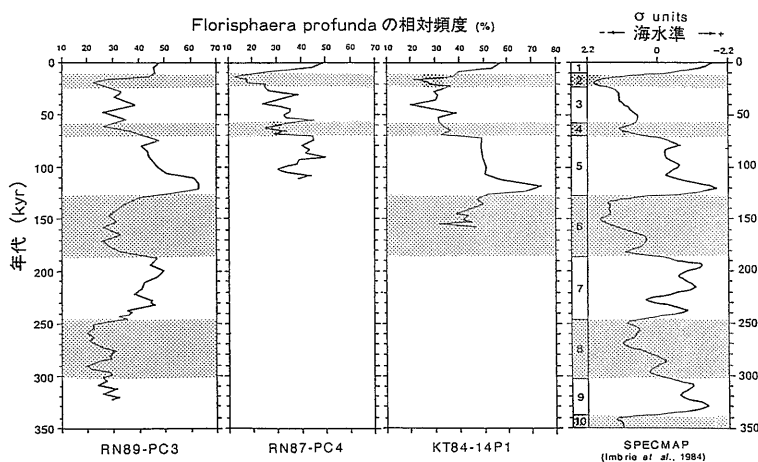
有光層から除去された粒子すなわち沈降粒子となった円石藻が海底に到達するまでの分解作用については, セジメントトラップ実験によって得られている. この実験から, 海底に到達する円石藻遺骸のほとんどはフィーカルペレットに取り込まれ凝集体として100-200 m/日の速度で沈降していることが明らかにされている (Honjo, 1976). また, 北大西洋のサルガッソー海において炭酸カルシウム補償深度より深い水深5,367 mの深層でも円石藻の存在が確認されていることから (Honjo, 1978), フィーカルペレットの保護作用のため沈降過程では大きな群集組成の変化はないと言われている.



第3図 水温(横軸)と溶解強度(縦軸)に対する円石藻各種の位置付け (Berger, 1973). 各番号は以下の種を示す. 1. *Cyclolithella annula*; 2. *Cyclococcolithina fragilis*; 3. *Umbellosphaera tenuis*; 4. *Discosphaera tubifera*; 5. *Emiliana huxleyi*; 6. *Umbellosphaera irregularis*; 7. *Umbilicosphaera mirabilis*; 8. *Rhabdosphaera stylifera*; 9. *Helicosphaera kamptneri*; 10. *Cyclococcolithina leptoporus*; 11. *Gephyrocapsa* sp; 12. *Coccolithus pelagicus*.

4. 表層堆積物中での化石化

表層堆積物中の円石藻は, その殻の持っている溶解特性から3つのグループに分けられる. 第一のグループは, 殻が溶解作用に対して強い種からなり水柱における真の質・量とも堆積物に保存される. 第二のグループは, 溶解しやすい種からなり, 堆積物中にはほとんどあるいはまれにしか保存されない. そして第三のグループは, 溶解あるいは破壊に弱い種でもコロニーあるいは強い凝集作用によって堆積物中に保存される. したがって, 堆積物中の円石藻の群集から海洋の環境を論ずるには, 溶解作用による群集の変質を把握する必要がある. Berger (1973) は大西洋の円石藻遺骸の溶解のしやすさを調べ (第3図), 寒い海域に生息する種の方が溶解に対して抵抗があることを報告している. また, 北太平洋の表層堆積物中の遺骸群集を調べた結果によると, 海域によって種の溶解しやすさの順位が異なっている場合もある (Roth and Coulbourn, 1982). そこで, 古環境へのアプローチの際には, 種の溶解のしやすさと海域についての関係を明らか



第4図 北西太平洋沖縄海溝斜面で採取された3本のピストンコア試料における *Florisphaera profunda* の鉛直変化。(Ahagon et al., 1993)

にする必要がある。

5. 円石藻による古海洋の復元

古海洋の研究は、最近多くの海域でいろいろな方面から研究が進んでいる。一方、円石藻などの生物を扱った研究は地理的分布や鉛直分布の把握について行われてきているが、これらの情報量は古海洋の変遷解明にとって十分とは言い切れない。したがって、古海洋環境の復元にとっては現在の海洋における生態系についてのデータの蓄積を行う必要がある。

また海洋堆積物中の浮遊性、底生生物の遺骸群集から海洋環境変遷を解析するためには、その遺骸群の持つ意味を理解することが重要である。古環境解明のための分析やデータの解析に関しては、これまでにいろいろな手法が試みられてきた。その中でも Imbrie and Kipp (1971) が確立した変換関数 (transfer function) を用いた方法は、化石群集あるいは種の特성에基いて古気候を推定するというそれまでの定性的な手法とは異なり、定量的にデータを取り扱って古環境因子を直接復元できるという点で画期的なものであった。この方法は、Q-モード因子分析により表層堆積物中の遺骸群集から水温・塩分に相関の高い種を抽出し、それを基に重回帰分析による変換関数を用いることにより表面水温や塩分などの古環境因子を定量的に求める方法である。最近では、この手法を用いて表層堆積物中の遺骸群集と基礎生産量との変換関数を作成し、過去の基礎生物生

産量を推定する研究も行われている。

ところで、第四紀には顕著な水期・間水期(温暖期・寒冷期)のサイクルが認められるが、同じ水期・間水期でもその季節性は異なっていたと考えられる。そこで古海洋生態系に伴う季節性を追求するためには、どの季節の情報かどのくらいの割合で堆積物中に記録されているかを解明する必要がある。また、種の選択的溶解による群集の変質が予想されるので、現生群集と堆積後の群集との溶解作用による変質を補正する変換式を作成する必要がある。

円石藻の種の海洋環境特性を把握したうえで、その種の頻度変化から古海洋の解明を行う方法も幾つかある。その1つは後期第四紀における円石藻群集の中の特異な種の1つである *Florisphaera profunda* を用いる方法である(詳細については氏家(本誌)を参照)。本種は2章でも述べたように表層水の栄養塩の枯渇した時期に多産する特徴を持つ。赤道大西洋における過去20~30万年間の本種の変動は、スペクトル解析によると2万3千年の周期が卓越しており、湧昇流の発達に伴った生物生産量の変化の周期と一致する(Molifno and McIntyre, 1990)。それに対して、北西太平洋では、*F. profunda* の頻度の変化では、氷床の発達を示すとされる10万年周期が卓越し、2万3千年の周期は存在するものの弱いものであった(第4図)。このような地域による *F. profunda* の変動周期パターンの違いは、東赤道海域は発散帯で湧昇流の発達がある(表層水への栄養塩の供給量が高く円石藻の生産量が高

い)のに対して、北西太平洋はそれほどの湧昇域でないという違いが表現された結果であると考えられる。

6. ま と め

現在、地質調査所では新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)による「海洋中の炭素循環メカニズムの調査研究事業」や科学技術振興調整費による「海洋大循環の実態解明と総合システムに関する国際共同研究」の一部として、北西太平洋の調査航海を実施している。また、科学技術振興調整費による「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」として、東シナ海においても調査航海を継続中である。これらの調査航海では、セジメントトラップ実験、海底堆積物採取等が行われている。海洋環境の変遷を解明するためには、これらの航海で採取された試料について円石藻をはじめとする植物・動物プランクトンの地理的分布・年変化・沈降過程・堆積物中の遺骸群集組成・溶解作用・続成作用などを解明し古海洋生態系を明らかにしていくことが必要である。そして、有機炭素、炭酸カルシウム、オパール沈積流量による過去の生物生産量の推定と併合することにより、より正確な古海洋生態系の復元ができると考えられる。

謝辞：本総論は、工業技術院特別研究「海洋環境の変遷に関する研究」の研究の一環として行われた。また、本原稿をまとめるに際し有益な御意見を頂いた地質調査所川幡穂高博士、鈴木 淳氏および草稿を読んでいただきご助言を頂いた地質調査所柳沢幸夫博士に謝意を表す。

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. *Mar. Micropaleont.*, **22**, 253-273.
- Berger, W. H. (1973): Deep-sea carbonates: evidence for a coccolith lysoline. *Deep-Sea Res.*, **20**, 917-921.
- Guillard, R. R. L. and Kilham, P. (1977): The ecology of marine planktonic diatoms. In: "The biology of diatoms", Werner, R., ed., 372-469.
- Kilham, P. and Kilham, S. (1980): The evolutionary ecology of phytoplankton. In: "The physiological ecology of phytoplankton," Morris, I., ed., 571-597.
- Honjo, S. (1976): Coccolith: production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleont.*, **1**, 65-79.
- Honjo, S. (1978): Sedimentation of materials in the Sargasso Sea at a 5,367 m deep station. *J. Mar. Res.*, **36**, 469-492.
- Houghton, S. D. and Guptha, M. V. S. (1991): Monsoonal and fertility controls on Recent marginal sea and continental shelf coccolith assemblages from the western Pacific and north Indian oceans. *Mar. Geol.*, **97**, 251-259.
- Imbrie, J. and Kipp, N. G. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. In, "The Late Cenozoic Glacial Ages," Turekian, K. K., ed., 71-131, Yale Univ. Press, New Haven, Conn.
- 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 $\delta^{18}\text{O}$ record. In: "Milankovitch and Climate". Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B., eds. 269-305.
- McIntyre, A. and Bé A. W. H. (1967): Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean. I. Placoliths and Cyrtholiths. *Deep-Sea Res.*, **14**, 561-579.
- Molifno, B. and McIntyre, A. (1990): Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial Atlantic. *Science*, **249**, 766-769.
- Okada, H. and Honjo, S. (1973): The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Res.*, **20**, 355-374.
- Okada, H. and McIntyre, A. (1979): Seasonal distribution of modern coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Mar. Biol.*, **54**, 319-328.
- Roth, P. H. and Coulbourn, W. T. (1982): Floral and solution patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific. *Mar. Micropaleont.*, **7**, 1-52.
- Samtleben, C. and Bickert, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. *Marine Micropaleont.*, **16**, 39-64.
- Schneidermann, N. (1977): Selective dissolution of Recent coccoliths in the Atlantic Ocean. In: "Oceanic Micropaleontology." A. T. S. Ramsay, ed. 1009-1053. Academic Press, New York.

TANAKA Yuichiro (1994): Ocean environment reconstruction by Coccolithophorid.

<受付：1994年1月19日>