



堆積物の生物地球化学的解析に基づく完新世古環境 変遷に関する研究

佐藤, 裕司

(Degree)

博士 (学術)

(Date of Degree)

1993-03-17

(Date of Publication)

2008-03-06

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

乙1707

(JaLCD0I)

<https://doi.org/10.11501/3070672>

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D2001707>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



神戸大学博士論文

堆積物の生物地球化学的解析に基づく完新世古環境変遷に関する研究

目次

	頁
序論	1
第 I 部 珪藻遺骸群集からみた完新世海面変化に伴う海岸低地の堆積環境変遷	10
第 1 章 完新世海進（縄文海進）に伴う堆積環境変遷と海成層の上限	10
1-1 はじめに	
1-2 材料と方法	
1-3 層相観察と ¹⁴ C年代	
1-4 珪藻遺骸群集	
1-5 考察	
第 2 章 約 6,000 y. B. P. 以降の海面の小変動と堆積環境変遷	26
2-1 はじめに	
2-2 材料と方法	
2-3 層序と ¹⁴ C年代	
2-4 珪藻帯	
2-5 考察	
第 3 章 沈降域における完新世の堆積環境と海成層の上限	41
3-1 はじめに	
3-2 気比低地	
3-3 豊岡盆地八条 No.1、No.2 コア	
3-4 豊岡盆地中谷コア	
3-5 気比低地および豊岡盆地における完新世の堆積環境変遷	
3-6 沈降域における海成層の上限	
第 4 章 完新世海進に伴う砂州の発達と堆積環境	78
4-1 はじめに	
4-2 礼文島久種湖	
4-3 神戸垂水・福田川河口	
4-4 砂州の発達と堆積環境	

第 II 部 堆積環境解析論 106

第 5 章 分別化学抽出と珪藻分析を組み合わせた方法による堆積環境の解析 106

- 5-1 はじめに
- 5-2 堆積物の分析
- 5-3 堆積環境の解析方法
- 5-4 気比低地
- 5-5 豊岡盆地八条 No.1 コア
- 5-6 豊岡盆地八条 No.2 コア
- 5-7 礼文島久種湖
- 5-8 珪藻遺骸群集とイオウ含有量

考察および結論 159

謝 辞 166

引用文献 167

序 論

1. 完新世における堆積環境変遷の背景 — 完新世海面変化

最終氷期の高緯度地域には大規模な氷床が発達したが、約 15,000 y. B. P. にはじまる地球規模の温暖化とともに氷は融解をはじめた。そのために、氷と水による荷重の再配分がなされ、大陸氷床域では隆起が、その周辺域ではゆるやかな沈降が起こった。この氷河性地殻均衡（グレイシャル・アイススタシー）域から遠く離れた日本列島では、その影響を大きく受けることがなかったので、完新世の海面変化は地震などによる局地的な地盤運動を考慮しつつ、主として地形・地質学的方法に基づいた研究が進められてきている（前田、1991）。

最終氷期の終わりとともに、海面は幾度かの上下変動を経ながら、最終氷期最盛期の最大低下海面から現海面にまで上昇した。後氷期の気候の温暖化に伴う海面上昇がもたらした海進は、わが国ではその頂期（6,500 ~ 5,500 y. B. P.）が考古学上の縄文時代前期に相当することから「縄文海進」（本論文では「完新世海進」）と呼ばれている。地形・地質学的方法に基づいた日本列島における最近の完新世海面変化に関する研究成果は、太田ほか（1982、1991）や Umitsu（1991）によってまとめられている。これらの最新情報によると、わが国における完新世海面変化は以下のように要約することができる。

後氷期の海進は最終氷期の最大海面低下期（約 20,000 ~ 18,000 y. B. P.）以降に始まったと考えられ、海進の間に1つの大規模な海面低下期が約 11,000 ~ 10,000 y. B. P. に知られている。このとき形成された粗粒堆積物の地層は「完新世基底礫層」と呼ばれ、しばしば沖積層中部の層準にみることができる。さらに約 8,300 ~ 8,000 y. B. P. にも一時的に海面が低下したことが、いくつかの地域から報告されているが、一般的な現象か、局所的なものかはまだ明らかにされていない。その後、8,000 ~ 6,500 y. B. P. にかけて海面は急速に上昇し、その年間上昇率は 15 ~ 20 mm/年と試算されている。完新世基底礫層の形成された約 10,000 y. B. P. 以降、海進は地域によって若干異なることがあるものの、概ね約 6,000 y. B. P. に最高海面期を迎え、その後幾度かの小変動を経て現海面に達したと考えられている。

約 6,000 y. B. P. 以降について、約 5,000 ~ 4,000 y. B. P. の小海退および約 3,000 ~ 2,000 y. B. P. の小海退が多く地域においてかなり共通に認められている。前者は「縄文中期の小海退」と呼ばれ、1980年以降、その存在について多くの報告がなされてきた。す

なわち、前田ほか（1983）は知多半島南端に近い内海低地に分布する貝塚遺跡群と内湾成層とを相補的に検討して、縄文時代各期における海面高度を認定し、約 4,500 y. B. P. の海面の小低下期と約 3,000 y. B. P. の小規模な海面上昇を推定した。このような小海退と小海進を伴う古環境変遷は、北海道の常呂平野においても認められている（Hamano et al.、1985）。

3,000～2,000 y. B. P. の小海退は有明海研究グループ（1965）以来、「弥生小海退」として知られ、わが国の多くの地域において報告がなされている。

「弥生小海退」以後、さらに1サイクルの海面変化がオホーツク海沿岸や播磨灘沿岸から報告されているが、これらの地域以外では現在のところあまり知られていない。

以上のように、完新世海面変化について多くの研究の蓄積がなされてきたが、変動帯に位置する日本ではユースタティックな海面変化を求めるまでにはまだ至っていない（太田ほか、1990）。

海面変化研究には地形・地質学的な証拠に基づく現象論的研究のほかに、地球物理学的な方法による理論的研究がある。冒頭でも述べたように、後氷期の温暖化によって氷床・氷河が融解するにつれて、地球規模の荷重の再配分が生じ、それまで保たれていた地殻の均衡がくずれ、新しい均衡を求めてある地域では隆起が起り、ある地域では沈降が生じる。この現象をグレイシャル・アイソスタシーと呼ぶ。一方、融けた水は海に流れ込み、そのため海水の荷重が増加して、氷床域から離れたある地域は地殻が隆起し、ある地域は沈降する。この二次変動をハイドロ・アイソスタシーと呼ぶ（中田、1987）。こうした荷重の再配分によって生じた上下変動の速さと変動量とをグレイシャル・アイソスタシーとハイドロ・アイソスタシーの影響を考慮して、地球内部の流動やジオイドの変動を求めて、海面変化を復元しようとする研究が1970年代頃から進められている（Clark and Bloom、1979a、b）。Nakada et al.（1991）はオーストラリアの海面変化から得られたレオロジーモデルを参考にして、6,000 y. B. P. のほか、18,000 y. B. P.、10,000 y. B. P. および 100 y. B. P. における日本列島の相対的海面高度図を作成した。そして現在、海面変化研究では地球物理学的方法から得られた理論値と実際の観測値とに基づいた多面的な解析が行われつつある（Maeda et al.、1992）。

わが国の海岸低地の地層や地形に残された海面変化の記録は、その地域の地殻変動との代数和としての相対的海面変化である。したがって、ユースタティックな海面変化によって引き起こされた現象と地域特有の現象とを区別しながら各海岸低地の完新世発達史を明

らかにすることが正しい観測値を得るにあたって重要なこととなる。このためには地域ごとの系統的な研究とより精度の高い堆積環境の解析方法が必要とされる。

2. 堆積環境の解析

海岸低地に分布する後氷期の堆積物中には、上述のような海面変化に伴う古環境変遷を指示する自然の記録が数多く残されている。それらの記録は地形学的なものから、古生物学的、化学的のものまで様々である。地形学的あるいは堆積学的な観点から海岸低地の地形発達過程を考察した研究例として、オホーツク海沿岸常呂川下流低地において沖積層や微地形の特徴に基づいて低地の地形発達史を明らかにした研究（海津、1983）や、仙台平野において野外調査・ボーリング資料解析および¹⁴C年代に基づき沖積層の堆積構造を明らかにして平野の地形発達を考察した研究（松本、1981）などがある。また、Kaizuka et al. (1977) は、わが国の第四紀後期の模式地である東京湾およびその周辺域において、埋没地形とそれを覆う地層の層序区分、さらに更新世後期から完新世にかけての海面変化についてまとめている。

堆積物中に含まれる古生物群集として、貝類遺骸のような大型化石のほか、有孔虫、貝形虫、珪藻などの微化石やコッコリス類などのナンノ化石が堆積環境に関する情報をもたらすことができる（例えば、災害科学研究所、1984）。松島・大島（1974）は沖積層の自然貝層を用い、縄文海進頂期における内湾の貝類群集を復元し、古環境・海水温分布の推定を試みた。また、松島（1984）は沖積層から出現する貝類遺骸を、堆積時の古地理と貝類の生態的特徴とを対比させて6つの群集に分類し、三浦半島周辺地域や南房総地域などにおいて堆積物中の貝類遺骸群集に基づいて完新世の古地理図を示した。また、大阪湾周辺の沖積層に関して、前田（1976、1977、1978、1980）は沿岸域で橋脚を建設する際に設置されるケイソン内における層相の直接観察と潮間帯に生息する貝類化石の¹⁴C年代から、この地域の完新世海面変化を明らかにした。

しかし、貝類遺骸などの大型化石、有孔虫化石・貝形虫化石・放射虫化石・ダイノ（渦鞭毛藻類のシスト）化石などの微化石、およびナンノ化石に基づく古環境解析はいずれも対象が海成層に限られ、完新世における海面変化に伴う海岸低地の発達プロセスの全容について連続した情報を得ることはできない。これに対して、珪藻は淡水・汽水・海水のいずれの水域にも広く分布し、環境の違いによってそれぞれに生息する種が異なるため、堆積物の珪藻分析は海成から淡水成（陸成）に至るまでの堆積環境について重要な情報を提

供することができる。

一方、古環境解析はこれまで生物化石に基づく方法が一般的であったが、最近では貝類遺骸や木片の放射性炭素の測定による年代測定のほか、堆積物中に含まれる有機物の炭素安定同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) や C/N 比の測定に基づいて海面変化や気候変動を追跡する、いわゆる化学化石による古環境解析が試みられるようになってきた (中井ほか、1982)。また、海成堆積物中の全イオウまたはパイライト (FeS_2) 含有量は淡水成または陸成のものに比べて多いことから、これらの含有量を堆積環境変化の指標とした研究がなされつつある (狛ほか、1983、1988、白神、1985)。

本論文においては、堆積物の珪藻分析とイオウ含有量の分析を用いて堆積環境の解析を試みるので、以下において両者に関する従来までの研究を概観する。

a) 珪藻分析

珪藻は淡水・汽水・海水のいずれの水域にも分布する単細胞性の藻類で、それぞれの種は塩分濃度のほか、淡水域においては栄養塩、水温、流水・止水、pH などの環境要因と密接な関係をもって生息している。珪藻細胞の原形質は珪酸を多量に含む細胞殻に被われた二殻構造の体制をもち、この殻は細胞の死後も分解されることなく堆積物に遺骸として保存されることが多い。したがって、堆積物中の珪藻遺骸群集の種組成を明らかにすることによって、堆積時の古環境 (堆積環境) を推定することが可能となる。

このように、珪藻の環境に対する指標性は明らかであるが、保存状態が場所によって異なること、珪藻種の生態的側面についてまだ十分に情報が蓄積されているとは言えないこと、そして珪藻の種の同定がしばしば困難であることなどを常に考慮しておく必要がある (Battarbee、1986)。

珪藻の記載および分類学的研究は 200年以上に及ぶ。当初の分類学的研究がもっぱら現生ならびに化石珪藻の形態の記載に終始していたのに対し、19世紀後半になると、分布および生態的な側面の研究も行われるようになった。そして、1920年代に入ってようやく湖沼堆積物における珪藻の古生態学的価値が認められるようになった (Battarbee、1986)。それ以来、珪藻種と生息場所、塩分濃度、pH および栄養塩などとの関係について情報が蓄積されてきた (例えば、Lowe、1974)。こうした珪藻の分布や生態に関する研究の成果と珪藻フロラに関する文献 (例えば、Hustedt、1930a、1930b、1959、1961-1966、Cleve-Euler、1951-1955) を種同定に際しての参考として、堆積物から得られた珪藻遺骸を用いた種々の古環境研究アプローチが試みられてきた。

珪藻分析に基づいた古環境解析に関する研究の中で、完新世を対象としたものでは湖沼堆積物の古陸水学的研究が圧倒的に多い。湖沼の古陸水学的研究は欧米、特にイギリスや北欧で盛んに行われ、後氷期における湖沼環境の変遷（例えば、Alhonen、1967、Haworth、1976、Evans and Walker、1977）、過去における湖水位変動と気候変化（Bradbury et al.、1981）、人間活動に伴う湖沼の富栄養化の歴史（例えば、Moss、1979、Haworth、1984、Stoermer et al.、1985）などを扱った研究が行われている。

わが国でも、琵琶湖において広範な古陸水学的研究が行われ（堀江、1973）、この総合的研究においても珪藻分析は更新世以降の湖沼環境の変遷を明らかにする手段として用いられた（Mori、1974、1975）。

これらの淡水域を対象とした研究に加え、珪藻分析は淡水域と海域との境界領域、すなわち海岸低地の発達プロセスを明らかにする研究にも用いられてきた。海岸低地を対象とした研究の多くは、後氷期における海進・海退に伴う堆積環境の変遷を復元することを目的としたものである（例えば、Denys、1985、Eronin et al.、1987）。

海岸低地における完新世の海進・海退に伴う堆積環境変遷に関する研究は、わが国では1960年代より盛んに行われるようになった。長谷川（1967）は、関東各地の沖積地において縄文時代の海進・海退に伴う堆積環境の変遷をボーリングコアの珪藻分析に基づいて行い、各地点で海進のおよんだ堆積物の上限（海成層の上限）を明らかにした。珪藻分析はまた、第四紀の地史に関する総合研究においても重要な役割を担ってきた（有明海研究グループ、1965、新潟第四紀研究グループ、1972、濃尾平野第四系研究グループ、1977）。歌代ほか（1975）は岡山県倉敷市において沖積層の調査を行い、珪藻分析に基づいて堆積環境を明らかにした。Kumano and Miyahara（1981）と Kumano and Fujimoto（1982）はそれぞれ完新世における尼崎市左門殿川河口と大阪南港の堆積環境の変遷を珪藻分析に基づいて明らかにし、前田（1976、1977、1978）により貝化石群集にもとづいて復元された古環境変遷をより詳細なものにした。また名古屋港とその周辺域については、藤ほか（1982）は珪藻を含む微化石分析により完新世における堆積環境の変遷を推定した。これらの研究において、珪藻分析は堆積物が海域、汽水域あるいは淡水域のいずれの環境下で沈積したかを区別するために用いられている。

上記の研究はいずれも珪藻遺骸群集を構成する種を、淡水生、汽水生、海生の生態区分に類別し、その構成比から堆積環境を推定したものである。これに対して、鹿島（1986）は珪藻遺骸群集に基づいて、堆積時の古地理と1対1で対応した詳細な堆積環境の復元を

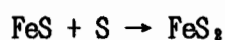
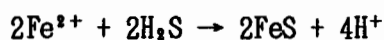
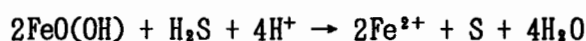
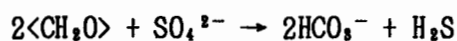
行うために、日本周辺の現生珪藻の生態資料を集積し、淡水生種を Fa、Fb、Fc、Fd の 4 種群、汽水および海生種については F・B、Ma、Mb、Mc、Md1、Md2、Me、Mf の 8 種群に細分した。小杉 (1988) も同様に、古環境復元への応用を目的として現生珪藻の環境指標群を設定した。これらの研究は、前述の珪藻フロラに関する文献から得られる情報が北欧や北米における観察に基づいていること、珪藻種の分布が必ずしも汎世界的であるとはいえず、それを日本における研究にそのまま適用するには問題があることを前提にしている。しかし、珪藻種の多くは汎世界的であり、最近の珪藻フロラに関する報告はほとんどそのまま日本に適用できるものも少なくない (例えば、John、1983)。

以上のように、珪藻分析に基づいて、堆積環境のより詳細を明らかにしようとする試みが現在も進められている。

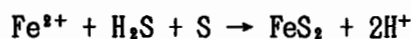
b) イオウ分析

堆積物 (または堆積岩) の全イオウ含有量を用いて、地層の堆積環境を推定しようとする研究は、Keith and Degens (1959)、市原・市原 (1971)、狛 (1974)、狛ほか (1974) に始まり、最近盛んに行われるようになってきた。

堆積物中のイオウは主として、硫酸態 ($\text{SO}_4\text{-S}$)、元素態 ($\text{S}^0\text{-S}$)、硫化鉄態 (FeS-S)、パイライト態 ($\text{FeS}_2\text{-S}$) の化学形態で含有されている (増澤、1986)。天然水中の硫酸イオンが還元的な堆積物に浸透した場合、硫酸還元菌の作用により硫化水素 (H_2S) が生成され、それに伴って以下のような化学変化が進行するとされている (Widdel、1988)。



または、



パイライトは堆積物中にみられる自生鉱物であり、硫酸還元 of 最終産物である。堆積物中のパイライト含有量は、1) 硫酸イオン濃度、2) 酸化還元電位および pH、3) 硫酸還元菌の呼吸基質となる有機物の量、4) 反応性を有する鉄鉱物量などによって決定される (Connell and Patrick Jr.、1968、中井ほか、1982、Bernier、1970、1984)。海水中では、硫酸イオン濃度が淡水に比べてはるかに高いために、一般に海成堆積物中にはパイライトが陸成のものより多量に含まれている。すなわち、堆積物のイオウ分析に基づく堆積環境

の解析は海水と淡水に含まれる硫酸イオン濃度の違いに依存している (Berner and Raiswell, 1984)。

このような観点から、わが国においても堆積物中の全イオウ含有量またはパイライト含有量を堆積環境変化の指標とした研究がなされつつある (中井ほか、1982、白神、1985、猪ほか、1983、1988、1989、1992)。

3. 本研究の目的

本論文では、まず第I部において珪藻分析に基づき、6地域の海岸低地における完新世の堆積環境変遷を明らかにする。つづく第II部において、堆積環境をさらに詳細に解析する方法として珪藻分析とイオウ含有量の分析とを組み合わせた堆積物の分別化学抽出法を提案し、その有効性を提示する。

珪藻分析に基づく古環境解釈は、堆積物中の珪藻遺骸群集の構成種をいくつかの環境指標 (生態) 区分に類別し、その構成比から堆積環境を推定する方法と、現生の珪藻群集と同一の構造をもつ群集を見だし、その相同群集のみられる環境をかつての環境とする方法との2つがある (小杉、1988)。しかし、前者の方法によって堆積環境を推定する場合も、堆積環境の詳しい考察は群集中の優占種の生態に基づくことが多く、導かれる結論は相同群集の概念に基づくそれと差異はない。したがって本論文では、堆積物中の珪藻遺骸群集を海生、汽水生、淡水生の3つの生態区分に類別し、その構成比から堆積環境の推定を行った。さらに、堆積環境に関するより詳しい情報は群集の優占種のもつ生態情報に基づいた。

本論文は上記のような珪藻分析による古環境解析法を主軸とする生物地球化学的手法により、完新世海面変化に伴う海岸低地の堆積環境変遷を明らかにすることを目的としている。堆積環境変遷にあたって、本論文では完新世堆積物を珪藻帯に区分した。海面変化に伴う堆積環境変遷を示す完新世堆積物についてはこれまで多くの研究者によって珪藻帯区分がなされているが (例えば、安藤、1988)、体系的な研究はなされていない。また、堆積物の珪藻分析は確かにすぐれた古環境解析の手段であるが、堆積物中には必ずしも古環境解釈に十分な珪藻殻が含有されているとは限らない。そのようなとき、珪藻分析とは別の環境指標が必要となる。

堆積物中の化学成分を堆積環境の指標とする研究が進められている (Engstrom and Wright, 1984)。このうち、堆積物のイオウ含有量が海成または汽水成堆積物と淡水成堆

積物とを区別するのに有効な指標とされている (Keith and Degens、1959、粕ほか、1983 など)。これまでの研究においては、イオウ含有量から推定される堆積環境と生物化石に基づくそれとは概ね一致するとされているが、深海底堆積物、砂質堆積物、有機物含有量の多い堆積物にまで対象範囲を広げると、生物化石の示す結果と一致しない場合が生じてきている (粕ほか、1988)。古環境解釈においては、互いに独立した複数の解析法から導き出される結論が一致することが重要である。このために、これまでの古環境研究においては一致する点のみが強調されてきたが、一部には不一致な部分もあり、その原因を追求することがさらに詳細な古環境解析を進めるうえで必要と考えられる。珪藻分析とイオウ分析とを比較した研究として粕ほか (1988、1992) がみられるが、体系的な研究は未だ行われていないのが現状で、不明な点も数多く残されている。

この観点から、本論文第II部では珪藻分析とイオウ分析とを組み合わせた分別抽出法を提案し、堆積環境変遷の推定を試みるとともに、堆積物中の珪藻遺骸群集とイオウ含有量の関係を再検討し、新しい古環境解析法の有効性を提示する。さらに完新世堆積物の帯区分として、珪藻遺骸群集とイオウ含有量に基づいた帯区分 (Complex Zone) を提案する。

本論文では、上記の目的のために全国6地域8地点において採取した完新世堆積物のボーリングコアおよび露頭採取試料を用いた (図 1)。

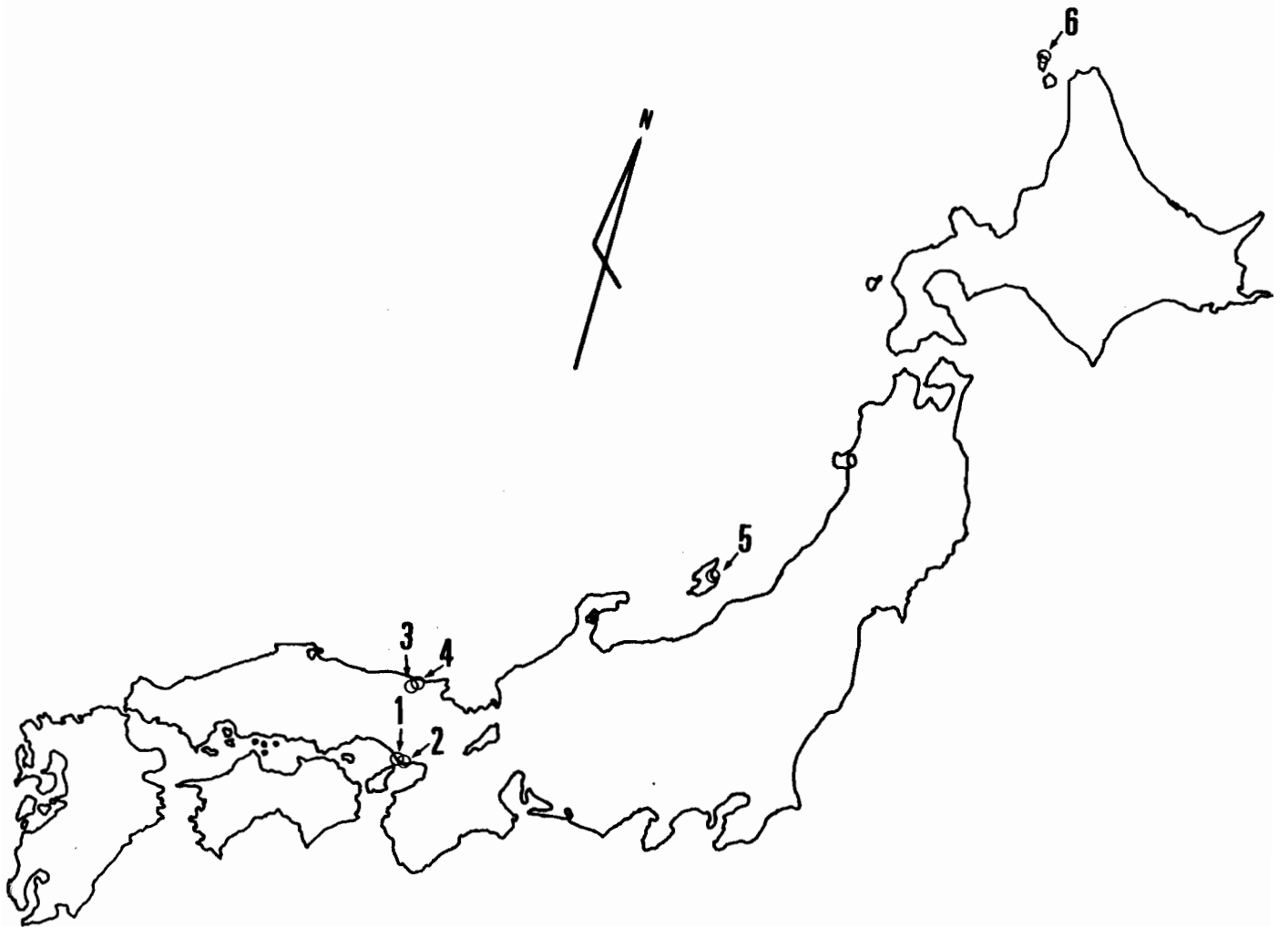


図 1 本論文における調査地域

(1: 神戸市玉津、2: 神戸市垂水、3: 豊岡盆地、4: 気比低地、
5: 佐渡島加茂湖、6: 礼文島久種湖)

第1部 珪藻遺骸群集からみた完新世海面変化に伴う海岸低地の堆積環境変遷

第1章 完新世海進（縄文海進）に伴う堆積環境変遷と海成層の上限

1-1 はじめに

完新世海進頂期における最高海面の位置を marine limit という（杉村、1977）。海成段丘や隆起サンゴ礁、海成層の上限などは、野外において marine limit を求める際の具体的な証拠になる。わが国では、海進頂期の海面は現海面を上回る数メートルの高さに達したとする報告が多い。

しかし、それらの地域において marine limit を具体的に確認している例は多くない。ノッチなどの波食地形や基盤岩に穿孔した貝類の生痕などが保存されていることの少ない海岸低地では、特にその傾向が強い。それは、一般に海岸低地では完新世海進頂期以後に海成層が河成堆積物に覆われ、ある場合には侵食されたりするなど、marine limit を確認できるケースが少ないためと考えられる。そのような地域では、掘削法を用いた地質調査によって、海成層の上限を確認することが旧海面の位置を決定する際の基礎となる。

マガキなど潮間帯に生息し、かつ死後もその殻が運搬されにくい貝類化石によって海成層の上限が認定されるとき、それは旧海面の位置を指示しているものと解釈できる。このような観点から、前田（1976、1977、1978）は潮間帯に生息する貝類化石群集に基づいて、大阪湾岸における完新世海面変化曲線を描いた。しかし、地質調査において貝類化石の産状が常によく観察できるとは限らない。これに対して、珪藻遺骸は大抵の堆積物中に見い出され、海成から陸成に至るまでの堆積環境の指標となるため、海成層の上限認定に際しても重要な情報をもたらすものと期待される。

本章では神戸市玉津を例に、堆積物の珪藻遺骸群集の解析に基づいて、完新世海進に伴う堆積環境の変遷を明らかにし、その結果と地層の野外観察から得られた情報とを比較検討しながら、海成層の上限認定ならびに完新世海面変化の研究における珪藻分析の有用性について論議する。

1978年、神戸市西区玉津町において下水処理施設（玉津環境センター）建設のための掘削工事が大規模に実施され、完新統のよい露頭が観察された。堆積物は、明石川河口より約 2 km 上流にあるこの建設現場の露頭で採取された（図 2）。ここでは、火山灰層位学上重要なアカホヤ火山灰の噴出年代についても詳しい調査が行われた。

1-2 材料と方法

堆積物試料は 1978年 10月 28、29日と 12月 21日に採取された。試料約 5 g を今回の珪藻分析に用いた。各試料を 8 %過酸化水素水で処理し、その後ピロリン酸ナトリウムで拡散させた。堆積物粒子の沈降速度の違いを利用して、試料の粘土面分をデカンテーションによって除去した。つづいて砂などの粗粒堆積物から珪藻殻を含んだ懸濁成分を分離し、それを珪藻面分とした。珪藻面分は混在する有機物残渣を分解除去するために塩酸と硝酸で加熱処理した。水洗した試料の適量をカバーガラスに塗布し、Pleurax で封入してプレパラートとした。

堆積環境を明らかにするために、プレパラートの検鏡はランダムに選んだ一直線視野に沿って行い、珪藻殻 300 - 500 個を計数した。例外として、6 試料 (No.14、34、35、36、37、38) では、古環境解析に十分量の殻が見つかるまで全視野の検鏡を行った。珪藻の同定には、Cleve-Euler (1951-1955)、Hustedt (1930a、1930b、1959、1961-1966)、Patrick and Reimer (1966、1975)、Van Der Werff and Huls (1957-1974) を用いた。

これらの文献から得られた各珪藻種の生態情報に基づいて、出現した珪藻を海生、汽水生、淡水生の三つの生態区分に類別し、各生態区分の珪藻グループと主要出現種の出現状況を相対出現頻度の百分率 (%) で表した。また、種同定のできなかつたものについては未同定種として分類した。

1-3 層相観察と¹⁴C年代

野外における神戸市玉津の完新統 (玉津層) の層相観察は、1978年に実施された。1978年10月に観察された露頭面と 12月の露頭面をそれぞれ柱状図 Sec. I、Sec. II として図 3 に示した。¹⁴Cによる放射性年代測定は学習院大学 (GaK) と金沢大学 (KL) で行われた (表 1)。

二つの露頭面の層相は標高 -4.0 m 付近で堆積物がともに中砂で類似していた (図 3)。二つの露頭面が距離的に近接していること、肉眼レベルで層相が類似していること、顕微鏡レベルでは海生珪藻 *Auliscus* spp. が本層準の中砂層にかぎって出現したことなどから、中砂層は同じ環境条件下で同時に堆積したものと解釈した。したがって、二つの露頭面は標高 -4.0 m 付近の中砂層を基準にして層序が連続するものと判断された。

玉津層の層序と¹⁴C年代は下位から上位の順で以下のように記載された (図 3)。すなわち、

(1)下部：腐植物に富む暗褐色の砂、シルト質粘土からなる。中砂や細砂層には粘土がマッドボール状に入り、粘土層には砂がレンズ状に入ったり、植物片の細片が密集した薄層が挟在したり、層相変化が著しい。最も古い ^{14}C 年代は標高 -8.0 m の粘土層より採取された木片から得られ、その年代値は $8,680\pm 120\text{ y. B. P.}$ であった。年代測定は標高 -5.0 m に密集した腐植物についても行われ、 $8,000\pm 190\text{ y. B. P.}$ と測定された。

(2)中部：Sec. II では、腐植物に富む暗褐色の礫混じり砂層やラミナをもつ粘土からなる。標高 -3.5 m で採取された木片の ^{14}C 年代は $8,400\pm 180\text{ y. B. P.}$ と測定され、 -5.0 m の年代値と逆転した。これらの年代値についてはのちに論議する。Sec. I では、主に暗青灰色の貝殻を含むシルト質粘土層よりなる。Sec. II では、大型化石は認められなかったが、Sec. I では標高 -3.8 m で穿孔貝によって形成されたとと思われる生痕化石がみられた。野外では、これが本調査地点における完新世海進の進入を示す層準とされた。ハイガイ (*Tegillarca granosa*)、ヒメシラトリガイ (*Macoma incongrua*)、イボウミニナ (*Batillaria zonalis*) などの貝類化石が標高 -3.2 m と $+1.2\text{ m}$ の間の層準から得られた。これらの貝類化石は松島 (1978) による貝類群集AまたはBに属し、内湾の潮間帯直下の砂泥域に生息する貝類である。それらの出現状況や種組成から判断して現地性のものと判断された。標高 -3.0 m で採取されたハイガイの年代値は $6,810\pm 150\text{ y. B. P.}$ を示した。本調査地点ではアカホヤ火山灰が挟在し、火山灰を挟む上下の層準から採取されたヒメシラトリガイについて年代測定が実施され、火山灰の噴出年代は約 $6,300\text{ y. B. P.}$ と決定された。標高約 $+2.0\text{ m}$ の粗砂および中砂の層準には、穿孔貝の生痕化石やイネ科植物の根がよく保存されていた。中砂層から得られた木片について年代測定が行われ、 $3,810\pm 150\text{ y. B. P.}$ とやや新しい年代値が示された。標高 $+2.0\text{ m}$ 付近の粗砂の層にはイオウの析出が認められた。層相におけるイオウの析出は化学的風化をうけた海成層の特徴とされ (市原、1960)、それは標高 $+2.2\text{ m}$ より上位の礫混じりの粗砂層では認められなかった。このことから、野外の層相観察においては、本地点における海成層の上限は標高 $+2.2\text{ m}$ と認定された。

(3)上部：Sec. I の上部の層準では、腐植質粘土層とシルト層または細砂層の互層からなる。標高 $+2.5\text{ m}$ と $+4.0\text{ m}$ の腐植質粘土について年代測定が行われ、それぞれ $4,470\pm 160\text{ y. B. P.}$ と $3,390\pm 100\text{ y. B. P.}$ と決定された。

1-4 珪藻遺骸群集

海生、汽水生、淡水生の三つの生態区分に基づいて、堆積物は五つの珪藻帯、すなわち、下位より淡水珪藻帯1 (FD1ゾーン)、遷移帯1 (Tr1ゾーン)、海生珪藻帯 (MDゾーン)、遷移帯2 (Tr2ゾーン)、淡水珪藻帯2 (FD2ゾーン) に区分された

(図4)。ここで、淡水珪藻帯 (FDゾーン) とは淡水生珪藻が優占し、海生および汽水生いずれの珪藻も出現しない珪藻帯である。海生珪藻帯 (MDゾーン) は海生珪藻帯が50%以上出現する珪藻帯である。そして遷移帯 (Trゾーン) は淡水珪藻帯 (FDゾーン) から海生珪藻帯 (MDゾーン) へ、あるいは海生珪藻帯 (MDゾーン) から淡水珪藻帯 (FDゾーン) への移行プロセスを示す珪藻帯である。

FD1ゾーンでは、珪藻遺骸群集は未同定種以外すべて淡水生珪藻から構成されていた(図4)。Navicula mutica、Hantzschia amphioxys、Caloneis schroederi、Pinnularia borealis、Cymbella spp.、Gomphonema spp.、Eunotia spp.、Epithemia zebra などが多く出現した(図5)。Melosira roeseana もわずかながら出現した。このゾーンの下部の堆積物は中砂からなるが、ここでは Frustulia vulgaris と Rhopalodia gibba が特徴的に出現した(図5)。一方、堆積物がシルト質粘土からなるゾーン上部では、Cocconeis placentula と Meridion ciruculare var. constrictum が特徴的に出現した(図5)。

Tr1ゾーンでは、珪藻遺骸群集はそれまで優占していた淡水生珪藻に汽水生および海生珪藻が出現するという大きな変化があった(図4)。ここでは、汽水生種として Diploneis pseudovalis が出現し、つづいて海生珪藻 Nitzschia granulata が急増した(図6)。

MDゾーンでは、淡水生珪藻は減少し、海生珪藻が50%以上を占めた(図4)。このゾーンは、主要な出現種にしたがって三つのサブゾーンに細分することができた。サブゾーンMDaでは、汽水生種 Diploneis pseudovalis と海生種 Nitzschia granulata が優占した。サブゾーンMDbでは、Diploneis pseudovalis と Nitzschia granulata が減少し、代わって海生種 Cyclotella stylorum と Melosira (Palaria) sulcata が優占した。海生種 Nitzschia cocconeiformis もまた比較的多く出現した。出現頻度は低かったが、海生種 Auliscus spp. が特徴的に上部の中砂層に出現し、二つの露頭断面の層準の照合に有効であった(図3)。サブゾーンMDcでは、Nitzschia granulata、Cyclotella stylorum、Melosira sulcata も出現したが、群集は海生種として Cyclotella striata、Cocconeis scutellum、Nitzschia lanceolata が優占した。海生種 Cymatotheca

weissflogii、Thalassionema nitzschioides、Thalassiosira spp. が低頻度ながら特徴的に出現した。

Tr 2ゾーンは二つのサブゾーンTr 2a とTr 2b に区分された(図 4)。サブゾーンTr 2a では、珪藻遺骸群集は汽水生珪藻が 70 %以上優占した。ここでは汽水生種 Terpsinoe americana が 60 %以上の出現頻度を示し、海生種 Nitzschia granulata と汽水生種 Diploneis pseudovalis も増加した(図 6)。Tr 2b では淡水生珪藻が優占し、二種の海生種 Nitzschia granulata と Cyclotella stylorum が混在した。混在した海生種の珪藻殻はいずれもかなり侵食作用をうけているようであった。サブゾーンTr 2a で優占した汽水生種 Terpsinoe americana や他の海生種はサブゾーンTr 2b では全く認められなかった。

FD 2ゾーンでは、淡水生種として Navicula mutica、Hantzschia amphioxys、Pinnularia borealis、Caloneis schroederi が多く出現した(図 5)。これらの種の出現はFD 1ゾーンに類似していた。Melosira spp. も多く出現したが、殻の破損したものが多かった。FD 1ゾーンに多く出現した Cymbella spp. と Gomphonema spp. の出現頻度はここでは低く、Epithemia zebra は全く出現しなかった(図 5)。

1-5 考察

1-5-1 珪藻帯の堆積環境

堆積物中の珪藻遺骸群集に基づいて各珪藻帯の堆積環境を推定し、その結果と野外における層相観察から得られた情報とを比較検討した。古環境解釈は主として優占種が有する生態情報によったが、出現頻度は低くても特徴的な出現を示したり、生態的に重要な種にも着目した。

淡水珪藻帯1 (FD 1ゾーン) (標高 -8.5 ~ -6.7 m) :

珪藻遺骸群集に基づいて、堆積は淡水環境下で進行したものと推定される。ここでは、Navicula mutica、Hantzschia amphioxys、Pinnularia borealis、Caloneis schroederi、Cymbella spp.、Gomphonema spp.、Eunotia spp.、Epithemia zebra が多く出現した。Navicula mutica、Hantzschia amphioxys、Pinnularia borealis は陸上の湿地環境に好んで生息する典型的な好気性種とされている(Florin、1970、Haworth、1976、Grasse、1978)。Round (1973) によれば、これらの種は湿地のコケ類に付着して出現する気生藻に属する。Melosira roeseana もまた、コケ付着珪藻であり(安藤、1977)、さらに

Haworth (1976) は Caloneis schroederi を好気性種としている。これらの好気性種のほか、河川などで付着性種として出現する Cymbella spp.、Gomphonema spp.、Eunotia spp.、Epithemia zebra も多くみられた。通常、Epithemia 属は沈水植物に付着して出現し、Eunotia 属もミズゴケなどに付着して出現する (Camburn et al.、1979)。また、Cymbella 属や Gomphonema 属の多くの種は付着性種として河川や湖に出現する。上記のような珪藻種の出現状況から、FD1ゾーンの堆積物は沼沢成で、周囲には好气的な環境が広がっていたものと推定される。このゾーンでは、Frustulia vulgaris と Rhopalodia gibba によって特徴づけられる下部と Cocconeis placentula と Meridion circulare var. constrictum によって特徴づけられる上部との間で若干の環境変化が示唆されたが、情報不足のため十分な古環境解釈は困難であった。

遷移帯1 (Tr1ゾーン) (標高 -6.7 ~ -5.7 m) :

Tr1ゾーンでは、それまでの珪藻遺骸群集中における淡水生珪藻の圧倒的優占から海生珪藻への交代がみられた。すなわち、淡水生珪藻が優占していたゾーン下部で、まず汽水生種 Diploneis pseudovalis が出現し (図 6)、上位にいくにしたがって海生珪藻が増加した。このことは完新世海進に伴い、調査地点の堆積環境が淡水から海へと変化したことを示している。淡水生珪藻から海生珪藻優占への急激な交代は、海進時の調査地点の環境は河川感潮域となることがなかったことを示すものと解される。なぜなら、もし河口域となったならば、淡水生珪藻と海生珪藻が交互に出現する状況が長く継続するものと予想されるからである。このことはFD1ゾーンの堆積環境が沼沢成であったという推定とも調和する。

ここでは、珪藻遺骸群集中の優占種の顕著な交代によって海進の始まりを正確にとらえることができた。また、この顕著な交代は、前田 (1976、1977、1978、1980) によって報告された 8,000 y.B.P. から 6,000 y.B.P. における海面の急上昇を反映するものと考えられる。

海生珪藻帯 (MDゾーン) (標高 -5.7 ~ +1.6 m) :

海生珪藻が優占し、堆積は海で進行したものと考えられる (図 4)。このゾーンは優占種に基づいて三つのサブゾーンに区分され、それぞれのサブゾーンは海進期における調査地点の海況変遷を反映するものと考えられる。

サブゾーンMDa は海生種 Nitzschia granulata と汽水生種 Diploneis pseudovalis によって特徴づけられる (図 6)。 Diploneis pseudovalis の出現については石川県河

北潟（汽水湖）沿岸の底泥から報告されている（Kamijo and Watanabe、1973）。

Nitzschia granulata は北米オレゴン州の Yaquina Estuary において潮間帯で普通にみられ（Riznyk、1973）、イングランドにおいては沿岸砂泥中にしばしば出現する（Hendey、1964）。Nitzschia granulata はここで出現した海生珪藻の大部分を占め、本種に関する生態情報から、このサブゾーンの堆積環境は浅い海域であったと推定される。

Kumano and Miyahara (1981) は尼崎市左門殿川河口で採取された堆積物試料の珪藻遺骸群集の分析から、Nitzschia granulata が完新世海進の初期における群集の重要な構成種であることを報告した。本調査地点においても、Nitzschia granulata は海進開始期の堆積環境変化を示す重要な指標であった。本種は有機物に富んだ基質に好んで出現することから（Riznyk、1973）、瀬戸内海のような栄養分に富んだ閉鎖性海域では海進のよい指標となるかもしれない。

サブゾーンM Db は海生プランクトン種 Cyclotella stylorum と底生種 Melosira sulcata によって特徴づけられる（図 6）。サブゾーンの下部で淡水生珪藻が一時的に増加した（図 5）。また、計数の対象とはしなかったが、侵食・運搬作用によって破損したと考えられる珪藻殻が多く含まれていた。ここでの淡水生珪藻の増加は、海面上昇期における 8,000 y. B. P. ころの一時的な停滞を反映するものかもしれない。当時の海は依然として浅く、海岸線近くの不安定な堆積環境であったと推定される。

サブゾーンM Dc は Cocconeis scutellum、Nitzschia lanceolata、Cyclotella striata によって特徴づけられる（図 6）。ここでは、浅海性プランクトン種として Thalassionema nitzschioides や Thalassiosira spp. が出現し、Cymatotheca weissflogii もこのサブゾーンに特徴的に出現した（図 6）。Cocconeis scutellum は沿岸海生種としてアオノリ（Enteromorpha 属）などの海藻に付着して出現する珪藻群集の中の主要構成種であり（Lee et al.、1975）、アマモ（Zostera marina）に付着する珪藻群集の中でも重要な構成種である（Sieburth and Thomas、1973）。歌代ほか（1975）によると、通常 Cymatotheca weissflogii は内湾において底生種として出現する。これらの種の出現は、当時の海が調査地点において比較的深く安定した水域となったことを示している。

このサブゾーンはアカホヤ火山灰（約 6,300 y. B. P.）の挟在から、一般にいわれている完新世海進頂期に相当するものと考えられ、珪藻遺骸群集からも海進頂期に調査地点の海域が最も深くなったことが示された。野外での層相観察においても、均質な堆積物と多産する貝類化石から調査地点が安定した海域であったことが示され、珪藻遺骸群集から推定

される堆積環境条件と一致する。これらのことから、サブゾーンM Dc は完新世海進頂期に調査地点の海域が最も深くなり、安定した堆積環境となったことを反映するものと解される。

遷移帯2 (Tr 2ゾーン) (標高 +1.6 ~ +3.3 m) :

サブゾーンTr 2a は汽水生種 Terpsinoe americana によって特徴づけられる (図 6)。¹⁴Cによる年代測定の結果は標高 +1.8 m でやや若い年代値が得られたが、このサブゾーンがほぼ 5,000 - 4,000 y. B. P. に相当することを示した。汽水生種の急激な増加は海進頂期後の海退を反映するものと考えられる。野外における層相観察によると、サブゾーン下部の中砂層には多くのイネ科植物の根が含まれており、海退時の海浜にはイネ科植物が群生していたことを示している。このサブゾーンで優占した Terpsinoe americana は、ラグーンにおいてその出現が認められ (Hustedt, 1930b)、また米国オレゴン州 Yaquina Estuary において潮間帯の中部から上部にかけて普通に出現する種である (Riznyk, 1973)。このことから当時の調査地点の環境はラグーンであったものと推定される。

サブゾーンTr 2b では、珪藻遺骸群集は主として淡水生種から構成され (図 4、5)、これに二種の海生種 Nitzschia granulata と Cyclotella stylorum が混在した。これらの海生種の出現は二とおりに解釈することができる。すなわち、

1) 小海進の存在を指示する。

2) 再堆積；すでに形成された海成層が侵食されて淡水生種とともに運搬されてきた。

このサブゾーンで出現した海生種の殻はいずれも部分的に破損しており、風化と侵食作用を受けたことが示唆された。このことから、後者の解釈が妥当と考えられる。

野外での層相観察は標高 +2.2 m で大きな環境変化があったことを示した (図 3)。一方、珪藻帯もまた標高 +2.2 m の上位と下位でサブゾーンTr 2a とTr 2bに細分され、Tr 2a で優占した Terpsinoe americana や海生種がTr 2b で全く認められなくなった。本調査地点では、Terpsinoe americana の優占と消滅によってサブゾーンTr 2a とTr 2b の境界が海成層の上限と認定され、本種が潮間帯の中部から上部にかけて出現する種であることから、ここでの海成層の上限は旧海面の位置を指示しているものと解される。

Tr 2ゾーンでも珪藻遺骸群集中の優占種の交代は急激で (図 4)、Tr 1ゾーンの場合同様に類似していた。このことは海進開始期と同様、海退に際しても調査地点は河川流路から即座に切り離されたことを示すものと考えられる。

淡水珪藻帯 (FD 2ゾーン) (標高 +3.3 ~ +4.8 m) :

淡水プランクトン性の Melosira 属 (例えば、Melosira granulata や Melosira italica) が腐植質粘土層に多く出現した (図 5)。このことは当時の調査地点にプランクトン性種が増殖できる止水環境が存在したことを示唆する。一方、Navicula mutica、Hantzschia amphioxys、Pinnularia borealis といった好気性種も多く出現し、やや乾燥した環境条件も示唆される。これらの事実は堆積環境が河川の氾濫による一時的な冠水とその後の乾燥化が何度かくり返されたことを示すものと解される。このゾーンでの腐植質粘土と細砂からシルトの細粒堆積物と互層は、そのことを支持するものと思われ、このゾーンにおける堆積は河川の氾濫原で進行したものと推定される。

1-5-2 海成層の上限認定と完新世海面変化研究における珪藻分析の意義

わが国の海岸低地において、多くの完新世海面変化曲線が報告されている (太田、1990、Umitsu、1991)。このような海面変化曲線は海成段丘、隆起サンゴ礁、海成層などに残された過去の海面を指示する記録に基づいて復元できる。地形学的証拠の得られない地域では、掘削法を用いた地質調査によって、海成層の上限を確認することが旧海面の位置を推定する際の具体的手段となる。以下において、神戸市玉津の海成層に残された記録から、旧海面の位置を指示する海成層の上限を認定する方法について考察を試みる。

野外での層相観察でみられたイオウの析出、貝類化石、生痕化石と堆積物の珪藻分析から本調査地点における海成層の上限認定を試みた。それぞれの方法によって認定された海成層の上限は以下のとおりである。

	イオウの析出	生痕化石	貝類化石	珪藻遺骸群集
標高 (m)	+2.2	+1.6	+0.5	+2.2

これによると、層相のイオウ析出と珪藻遺骸群集に基づく海成層の上限がともに標高 +2.2 m で一致しているが、それらと生痕化石と貝類化石の判定では、それぞれ 0.6 m、1.7m の差がある。海成堆積物中にはパイライトをはじめとするイオウ化合物が多く含有されており、イオウの析出はこれらの化合物が野外において化学的風化を受けたために生ずるものと思われる。海成堆積物と陸成堆積物とを野外で識別する手段としてのイオウの有用性は、市原 (1960) によっても報告されている。

本調査地点では、イオウの析出と珪藻遺骸群集中の汽水生珪藻 Terpsinoe americana が、

海成層も上限を的確に示していると考えられる。さらに、*Terpsinoe americana* が潮間帯の中部から上部にかけて生息する種であることから、本調査地点における海成層の上限は旧海面の位置を指示するものと判断できる。¹⁴C年代測定の結果から、この海成層の上限が形成された年代は 4,000~4,500 y. B. P. と推定される。完新世海進の最高海面期を過ぎてはいるものの、ここでの海成層の上限はほぼ marine limit を指示しているものと考えられる。

地殻変動という面から本調査地点をみたとき、大阪湾が現在も沈降を続ける「堆積の場」であるのに対して、この沈降部に土砂を供給する陸地側、すなわち六甲山地は「侵食の場」であり隆起部とされている（藤田、1990）。調査地点の位置する海岸線は隆起と沈降、侵食と堆積という地殻運動のヒンジラインに相当するため、本調査地点での隆起は小さいか、比較的安定した地域であったと考えられる。このことから、ここでの海成層の上限（標高 +2.2 m）は海進頂期の海面が現海面を上回っていたことを示す証拠の一つと考えられる。

海進開始期についてもこれと同様に差異が認められた。すなわち、本調査地点では完新世海進の進入を示す層準も、野外の層相観察では貝類化石の出現に基づいて標高 -3.8 m と認定されたのに対して、珪藻分析に基づくそれは約 2 m 下位の層準に相当する Tr 1 ゾーンとされた。Kumano and Miyahara (1981) は尼崎市左門殿川河口において珪藻遺骸群集が指示した完新世海進の進入期が貝類化石群集の指示したものより先行することを報告した。このように珪藻遺骸群集と貝類化石との間でお互いが指示する旧海面高度に違いが生じるのは、貝類の場合、安定した底質環境など生息に適した諸条件が必要であるため生息場所が限定され、珪藻群集のようにわずかな環境変化を鋭敏に反映することがないことによるものと考えられる。実際、本地点での貝類化石群集の出現は珪藻分析から堆積環境が最も安定したサブゾーン MDc に限られていた。

珪藻分析に基づく海進の始まりが貝類化石群集に基づくそれより約 2 m 下位の層準となることで、標高約 -5.0 m で採取された植物片の¹⁴C年代値 8,000±190 y. B. P. が問題となった。すなわち、珪藻分析によると約 8,000 y. B. P. に本地点はすでに海域であったことが示されるが、これは前田（1977）によって報告された大阪湾周辺の海面変化曲線と整合しない。それによれば当時の海面は現海面より -20 m 下位にあり、海面変化曲線が貝類化石群集に基づいて描かれたとはいえ、15 m の差はあまりに大きすぎるように思える。年代測定に供した植物片が再堆積のため実際より古い年代値を示した可能性もあるが、約 8,000 y. B. P. における大阪湾周辺と本調査地点との海面高度の違いは今後さらに検討する

必要がある。

本調査では珪藻分析は堆積環境について連続した情報を提供した。したがって、それは1978年12月の野外での層相観察のように(図3、Sec. II)、環境指標となる大型化石が全くみられない場合には堆積環境評価の重要な手段となる。また、貝類化石などの大型化石が見いだされた場合でも、今回のように古環境解釈に若干の違いが生じることがある。本地点では、珪藻分析が指示する旧海面高度と貝類化石群集が指示するそれとの間で、層準にして海進開始期の海面高度で約2.0 m、最高海面高度で1.7 mとそれぞれ差異が認められたが、これらの差は海面変化における干満差を反映するものかもしれない。今後さらにこのような事例を研究し、明らかにする必要がある。いずれにせよ本研究で提示された、珪藻分析に基づいて認定される海成層の上限と貝類化石群集に基づくそれとで差異があるという認識は、今後、海面変化を研究する上で重要と考えられる。

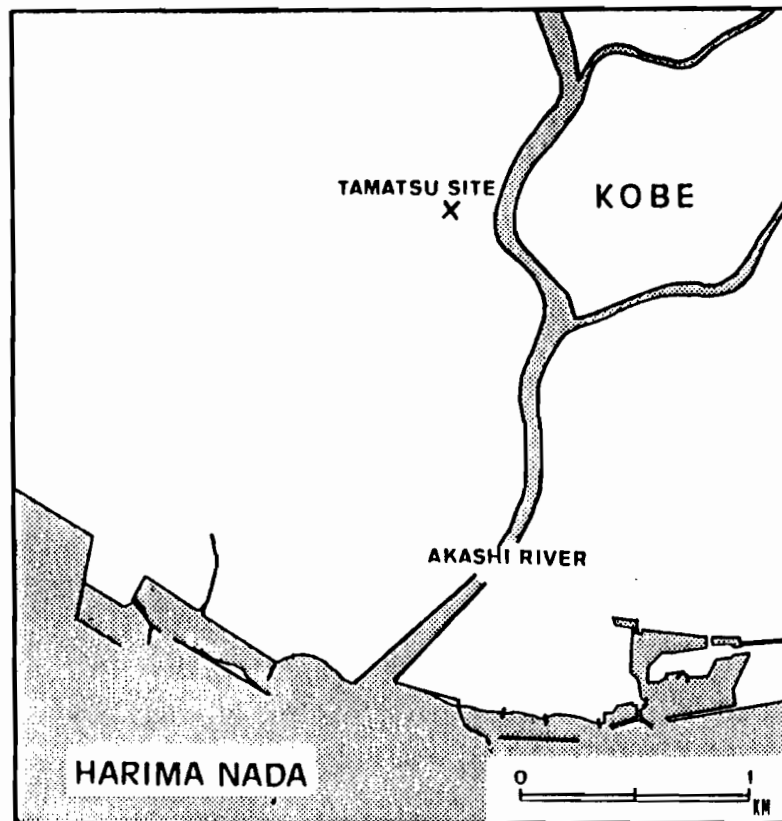
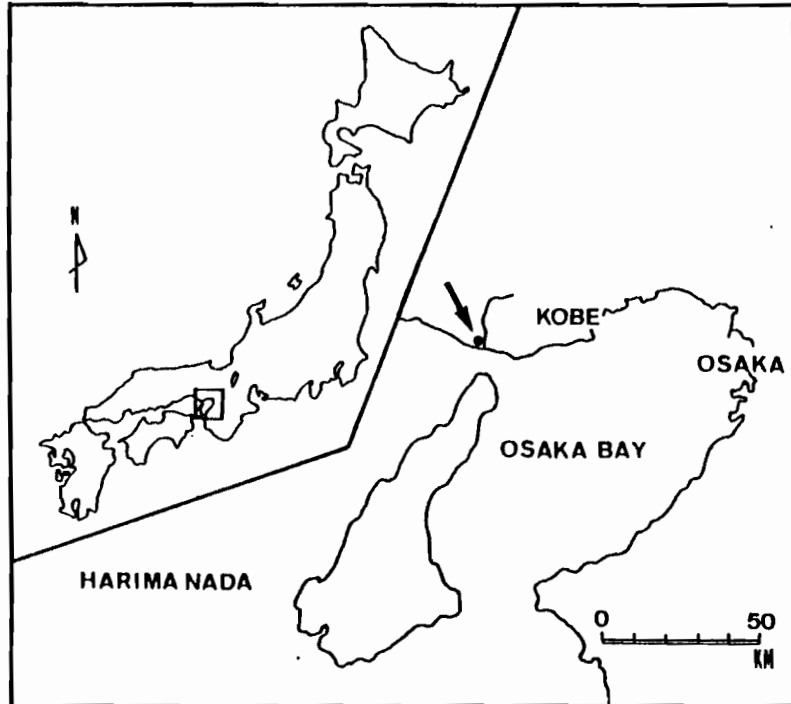


図 2 神戸市玉津における試料採取地点

表 1 神戸市玉津層における¹⁴C年代値 (試料番号は図 3 を参照)

Sample No.	Altitude (m)	Sample	Age (y. B. P.)	Code No.
1.	+4.0	humus clay	3,390±100	GaK-7803
2.	+2.5	humus clay	4,470±160	GaK-7802
3.	+1.8	wood debris	3,810±150	GaK-8544
4.	-1.15~-1.35	shell (*1)	6,370±90	KL-111
◇	◇	shell (*1)	6,370±150	GaK-7801
5.	(above the tephra) -1.40~-1.55	shell (*1)	6,580±180	GaK-7800
◇	◇	shell (*1)	6,390±180	KL-112
◇	(bellow the tephra) -1.40~-1.80	shell (*1)	6,290±80	KL-113
6.	-3.0	shell (*2)	6,810±150	GaK-7799
7.	-3.5	wood debris	8,400±180	GaK-7890
8.	-5.0	woody fragments	8,000±190	GaK-7891
9.	-8.0	wood debris	8,680±120	GaK-7892

*1 (*Macoma incongrua*), *2 (*Tegillarca granosa*)

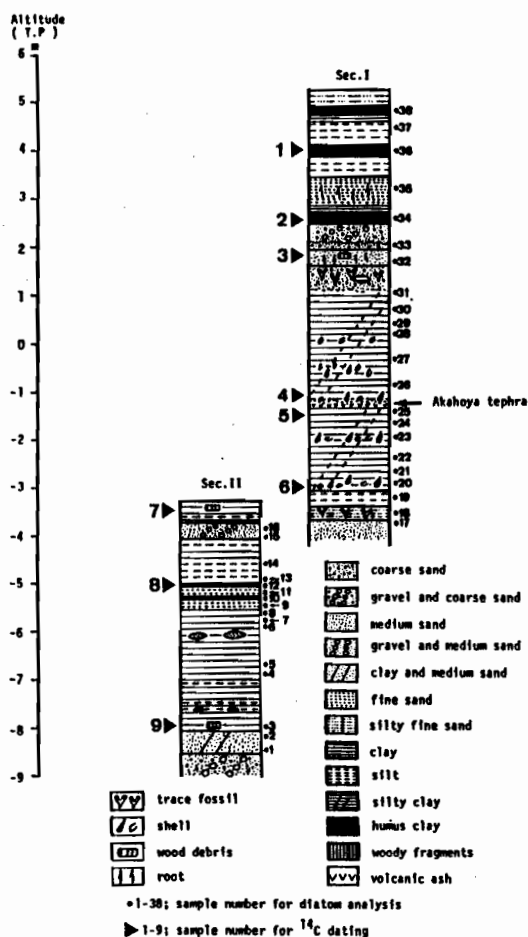


図 3 神戸市玉津層の地質柱状図

(番号 1-9 は¹⁴C年代測定用、番号 1-38 は珪藻分析用の試料を示す。)

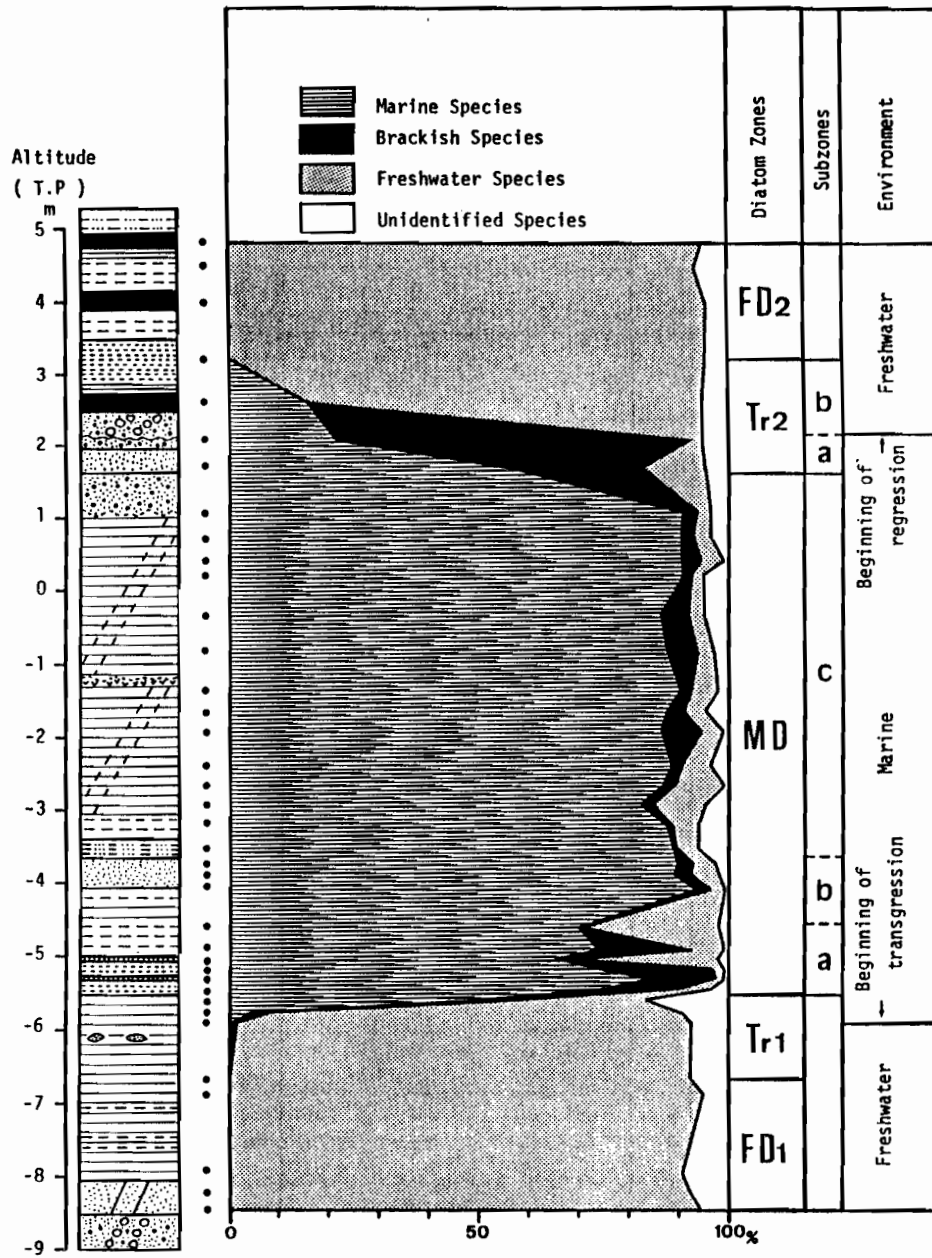


図 4 神戸市玉津層の珪藻ダイアグラム

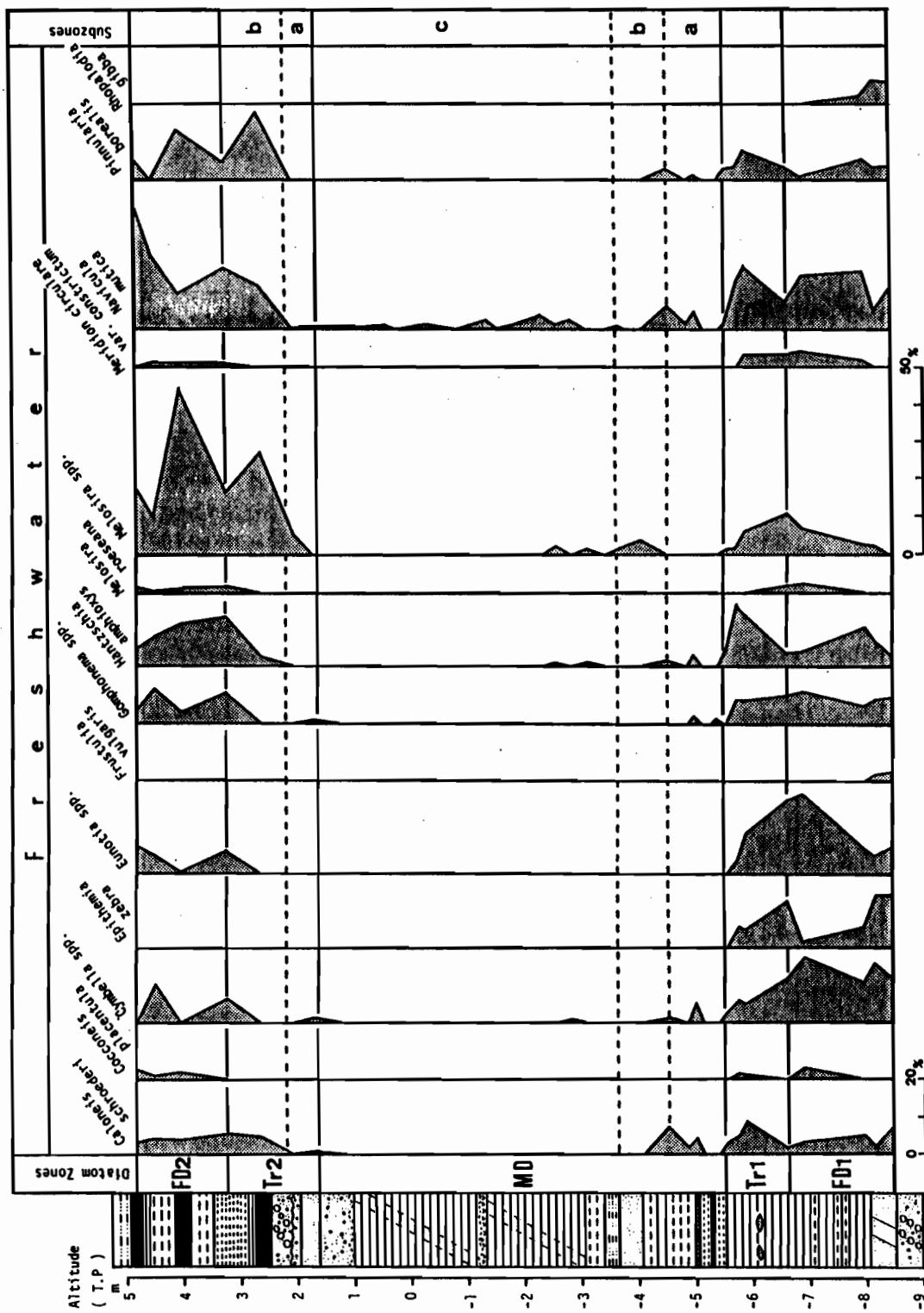


図 5 神戸市玉津層における主要な淡水珪藻の出現状況

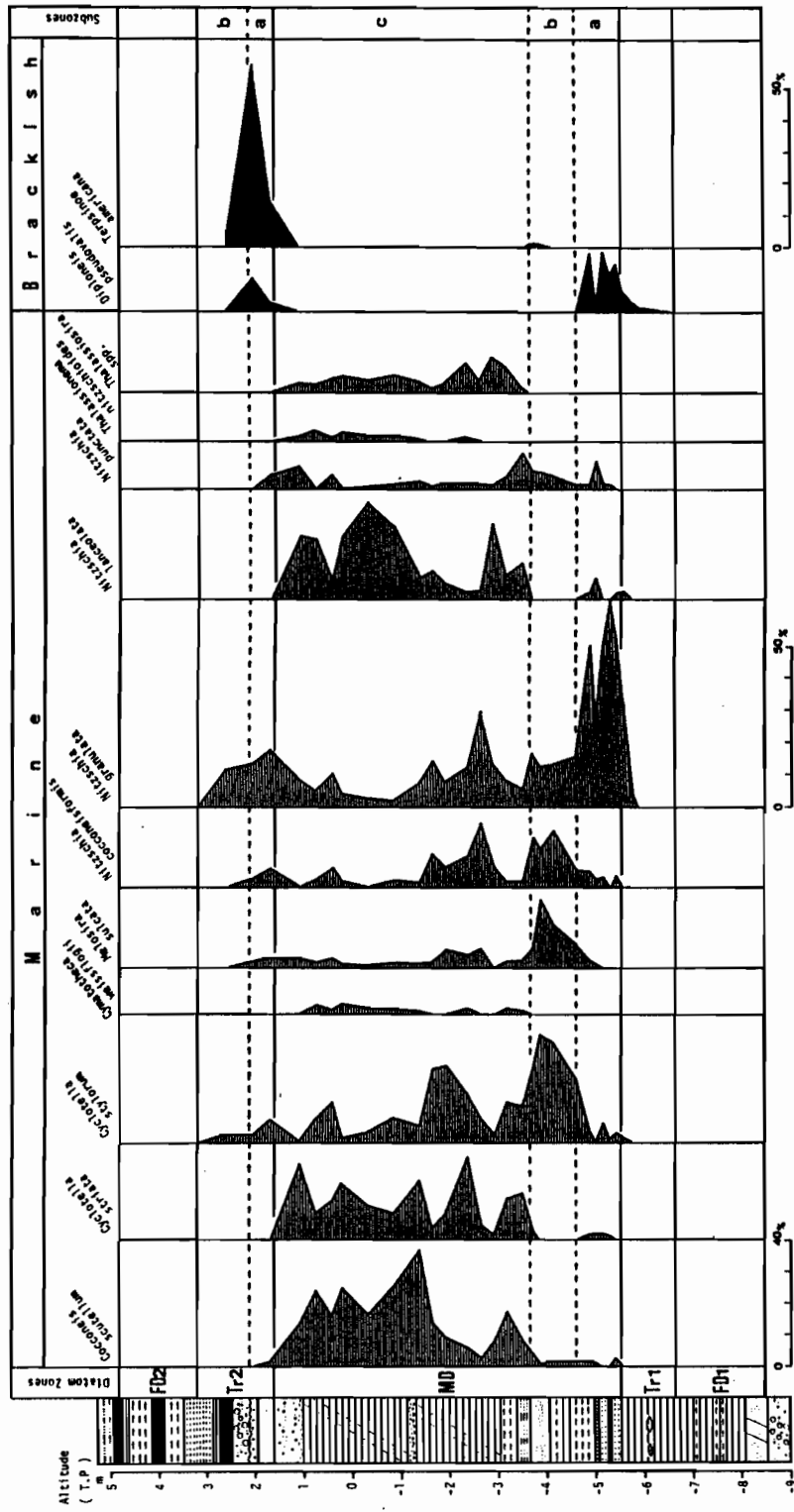


図 6 神戸市玉津層における主要な海生および汽水珪藻の出現状況

第2章 約 6,000 y. B. P. 以降の海面の小変動と堆積環境変遷

2-1 はじめに

完新世における最高海面期は、1980年以降に発表された海面変化曲線でも多くが約 6,000 y. B. P. を中心とする時期に集中している（太田ほか、1990）。約 6,000 y. B. P. は完新世海進の頂期でもあり、前章神戸市玉津の例でみたように、多くの地域で海が最も内陸奥深くにまで進入した時期である。完新世海進頂期以降から現在に至るまでの間に、5,000~4,000 y. B. P. と 3,000~2,000 y. B. P. の二度にわたって海面の小低下期が、多くの地域においてかなり共通に認められており、前者は「縄文中期の小海退」、後者は「弥生の小海退」と呼ばれている（太田ほか、1990、Umitsu、1991）。本章では、佐渡島加茂湖を例に、約 6,000 y. B. P. 以降における海面の小変動と海岸低地の堆積環境変遷との関係について考察を試みる。

佐渡島は大佐渡、小佐渡とそれらに挟まれた国中平野の三つの地域から成り、わが国でも地殻変動の激しい地域の一つとして知られている。島には更新世および完新世の段丘が発達し、それら段丘のいくつかについては形成過程に関する地形学的研究がなされている（例えば、太田ほか、1976）。

加茂湖は国中平野の北東部に位置し、両津湾の湾入部が砂州によって閉塞されてできた典型的な海跡湖である。湖面積 4.95 km²、湖岸線距離 17.1 km、平均水深 5.2 m、最大水深 9.0 m の南北に細長い形をした湖である。現在は砂州中央部の人工水路を通じて両津湾より海水の流入する汽水湖となっているが、1902年頃までは淡水湖であった。かつての湖口は狭いうえに浅く、風浪によって封じられることが多く、このため湖の水位は河川からの流入と雨量によって増減し、増水時には湖岸の氾濫によって沿岸の田畑が浸水することがしばしばあり、特に 1897年の大洪水で湖岸の耕地は大きな被害を蒙った。洪水対策と両津湾から漁船が入れるようにと、湖口の拡張開削と浚渫が行われ、1903年に人工水路が完工した。これによって湖水位と海水位とが同じになり、潮の干満に応じて海水が湖へと流入するようになった。海水は湖奥にまで達することはないが、底層部では常に海水と同じ塩分濃度を保っている。淡水湖時代の加茂湖にはウナギ、フナ、ワカサギ、シジミ、スッポンなどの淡水生物が生息したが、海水の流入に伴い、現在ではイワシ、クロダイ、コノシロ、サヨリなどの海水魚が生息している。また、湖岸沿いの砂泥帯にはアマモが繁茂し、アジモ帯を形成している。ここではカキ養殖が盛んで、湖面には 1920年代後半から始めら

れた垂下式カキ養殖のイカダが多数浮かんでいる。

以上のような歴史的経緯をもつ加茂湖について、湖岸線に分布する完新世堆積物のボーリングコアの珪藻遺骸群集解析に基づき、完新世における加茂湖の堆積環境変遷を明らかにし、約 6,000 y.B.P. 以降の海面の小変動との関係について論議した。本湖では、湖底堆積物ボーリングコアの珪藻分析に基づいた古陸水学的研究がすでに実施され、Matsuki et al. (1980) によって堆積物が 11 のグループに分類されたが、年代資料が乏しいためにその地史的変遷を明らかにするまでには至っていない。

2-2 材料と方法

1980年7月、加茂湖周辺において7本のボーリングコアがマニュアルマッドコアラー（ピートサンプラー）を用いて採取され（図7）、それらのうちから Loc.2 と Loc.3 のコアを今回の分析に用いた。

それぞれのコアについて 10 ~ 50 cm 間隔で珪藻分析用の試料を採取し、Loc.2 から 45 試料、Loc.3 から 28 試料を得た。

試料は室温下で重量が一定になるまで乾燥させた。重量を測定した後、8%過酸化水素水と濃塩酸で処理した。酸処理後、試料液にピロリン酸ナトリウムを加えて、堆積物を十分に拡散させた。堆積物粒子の沈降速度にしたがって、粘土成分をデカンテーションによって除去し、ひきつづいて珪藻殻を含有した懸濁液を砂などの粗粒堆積物から分離し、珪藻画分とした。蒸留水を加えて 100 ml にメスアップした珪藻画分の懸濁液から 0.5 ml をとり、カバーガラス上に塗布した。乾燥後、カバーガラスを Pleurax で封入し、プレバートとした。Microtransect 法によりランダムに選んだ一直線視野に出現した珪藻殻数を計数し、最終的に堆積物 1 mg あたりの殻数を算定した。

堆積環境を明らかにするために、通常 1 試料につき 300 - 500 個の珪藻殻が出現するまで検鏡した。試料の中には含有される珪藻があまりに少ないために、信頼できる古環境情報を得ることができないものがあつた。出現種の同定は、主として Cleve-Euler (1951-1955)、Hustedt(1930a, 1930b, 1959, 1961-1966)、Hendey (1964)、Patrick and Reimer (1966, 1975)、Van Der Werff and Huls (1957-1974)、John (1983) によつた。いくつかの種に対して、新しい分類体系に基づいて新種名が与えられているが（例えば、Simonsen, 1979）、ここでは種名については Cleve-Euler (1951-1955) に従つた。

上記の文献から得られた各珪藻種に関する生態情報に基づいて、出現した珪藻を海生、

汽水生、淡水生の三つの生態区分に類別した。各生態区分および各区分の主要種の出現状況は相対出現頻度の百分率 (%) で表した。また、種同定のできなかつたものについては未同定種として分類した。

2-3 層序と¹⁴C年代

¹⁴Cによる放射性年代測定はすべて日本アイソトープ協会において実施された。

2-3-1 Loc.3 コア

Loc.3 コアの層相は、標高 -2.2 m より下部ではシルト質細砂の混じる中砂から成る。この層の最下部では多くの木片がみられた。標高 -2.2 m より上位では泥炭もしくは泥炭質粘土と砂質堆積物のくりかえしで、層相変化は著しい。本コアでは、層相観察において貝類化石のような大型化石は認められなかつた (図 8)。

年代測定は標高約 -1.2 m と +0.5 m の泥炭質粘土について行われ、年代値はそれぞれ 5,740±110 y.B.P.、4,580±135 y.B.P.と決定された (図 8)。これらの年代値から Loc.3 コアは約 6,000 y.B.P.から 4,000 y.B.P.までをカバーするものと考えられる。

2-3-2 Loc.2 コア

層相観察から堆積物は標高 -5.1 m を境に大きく下部層と上部層に分けることができた (図 9)。下部層は均質な暗灰色粘土から成り、ラミナがよく発達する。標高約 -9.7m の泥炭質粘土について年代測定が行われ、4,450±90 y.B.P.と決定された。また、標高約 -7.7 m の泥炭質粘土と -5.6 m で採取された木片については、それぞれ 3,820±125 y.B.P.、2,520±85 y.B.P.と決定された。上部層はシルトから粗砂が混じる複雑な層相を示した。標高 -4.5 m と -2.1 m で木片が採取され、年代値はそれぞれ 2,650±65 y.B.P.、1,820±190y.B.P.と決定された。Loc.3 コアと同様、貝類化石などの大型化石は全く認められなかつた。

これらの年代測定値から Loc.2 コアは約 4,500 y.B.P.以降、調査地点が離水するまでの期間をカバーするものと考えられる。

2-4 珩藻帯

2-4-1 Loc.3 コア

Loc.3 コア堆積物の珩藻遺骸群集は全体として海生種と淡水生種が交互に優占する複雑な様相を呈したが、下位から上位にかけて堆積物は海生珩藻帯 1 (MD 1ゾーン)、遷移

帯2 (Tr 2ゾーン)、淡水珪藻帯2 (FD 2ゾーン)、海生珪藻帯2 (MD 2ゾーン)、遷移帯4 (Tr 4ゾーン) の五つの珪藻帯に区分された(図 8)。海生珪藻帯(MDゾーン)は海生珪藻が優占し、堆積環境が海域であったことを示す。一方、淡水珪藻帯(FDゾーン)は淡水珪藻が70%以上出現し、堆積環境が淡水域であったことを示し、遷移帯(Trゾーン)は海生珪藻帯から淡水珪藻帯、あるいはその逆への移行プロセスを示す。Loc.3では、FD 2ゾーンからMD 2ゾーンへの移行プロセスを反映すべきTr 3ゾーンが認められなかった。

海生珪藻帯1 (MD 1ゾーン) :

このゾーンは標高約 -3.0 m を除いて、海生種が 50%以上出現した(図 8)。海生種 *Diploneis novae-seelandiae* がこのゾーンでは特徴的に出現した。*Diploneis suborbicularis* もまた、このゾーンの上部で高い出現頻度(28.8-38.2%)を示した(図 10)。

遷移帯2 (Tr 2ゾーン) :

海生種と淡水生種とが交互に優占した。海生種としては *Diploneis suborbicularis* と *Cyclotella striata* が出現し、淡水生種では *Cymbella* spp. (主として *Cymbella turgidula*)、*Gomphonema* spp. (主として *Gomphonema constrictum* var. *capitatum*)、*Cocconeis placentula*、*Epithemia zebra* が出現した。汽水生種 *Rhopalodia gibba* もまた特徴的に出現した(図 11)。

淡水珪藻帯2 (FD 2ゾーン) :

海生種が 10%未満に急減し、代わって淡水生種が 70%以上を占めた(図 8)。このゾーンは淡水プランクトン性種 *Melosira italica* (var. *tenuissima* を含む) が比較的高い出現頻度(7.1-23.0%)を示した。*Cymbella* spp.、*Gomphonema* spp.、*Cocconeis placentula*、*Epithemia zebra* などの付着生種も出現し、ゾーン下部では *Rhopalodia gibba* も増加した(図 11)。

海生珪藻帯 (MD 2ゾーン) :

Diploneis suborbicularis が 20%以上の出現頻度を示し、*Nitzschia granulata* と *Cyclotella striata* がそれぞれ 7.2-19.4%、2.9-19.6%の比較的高頻度で出現した(図 10)。

遷移帯4 (Tr 4ゾーン) :

このゾーンは海生種が減少する傾向を示したが、珪藻殻含有量が少なく、堆積環境を十

分に評価することができなかった (図 8)。MD 2ゾーンでよく出現した Nitzschia granulata や Cyclotella striata は認められなくなり、珪藻殻を十分に含有した標高 +1.8 m の試料 (珪藻殻 200個 /mg) では、淡水生種が 70.8 %が出現した (図 8)。

本コアでは、汽水生種 Rhopalodia gibberula はMD 2ゾーンで最も高い出現頻度 (24.7 %) を示した (図 11)。

2-4-2 Loc.2 コア

Loc.2 コア堆積物は下位から上位にかけてTr 3ゾーン、MD 2ゾーン、Tr 4ゾーン、FD 3ゾーンに区分された。

遷移帯3 (Tr 3ゾーン) :

海生種と淡水生種が交互に優占した (図 9)。海生種として Thalassiosira spp. が標高 -9.2 m と -8.2 m でそれぞれ 16.4%、45.5%の出現頻度を示した (図 12)。一方、淡水生種としては Achnanthes lanceolata、Cocconeis placentula、Gomphonema spp.、Rhopalodia gibba が出現した (図 13)。

海生珪藻帯 (MD 2ゾーン) :

このゾーンでは、標高 -5.8 m と -4.7 m を除いて海生種が優占した (図 9)。ゾーン下部では、Thalassiosira spp. が 46.0 %と優占し、ゾーン中部 (標高 -7.0 m から -5.5 m) ではそれに代わって Diploneis suborbicularis が高い出現頻度 (16.0-48.0%) を示した (図 12)。ここでは、Melosira (Palaria) sulcata、Grammatophora oceanica、Dimeregramma minor var. nana が低頻度ながら特徴的に出現した。ゾーン上部では Diploneis suborbicularis が減少し、Thalassiosira spp. が再び増加した。海生種 Cyclotella striata と Diploneis smithii が増加し、層相が粘土から砂に変わるゾーン最上部でそれぞれ 72.8 %、25.5 %の高い出現頻度を示した (図 12)。

遷移帯4 (Tr 4ゾーン) :

このゾーンは堆積環境の著しい変化を反映するものと考えられ、Tr 4a とTr 4b のサブゾーンに分けられた (図 9)。

サブゾーンTr 4a のほとんどの試料は珪藻殻を十分に含有していなかったが、海生種は減少する傾向を示した。標高 -3.4 m からの試料は十分量の珪藻殻 (約 1,000個 /mg) を含有しており、ここでは淡水生種が優占した (図 9)。サブゾーンTr 4b はMDゾーン上部で優占した Cyclotella striata と Diploneis smithii によって特徴づけられた。

Diploneis suborbicularis もまた、5.0-21.0 %の比較的高い出現頻度を示した

(図 12)。

淡水珪藻帯 (FD 3ゾーン) :

淡水生種が優占したが、海生種 Diploneis smithii が低頻度ながら出現した (図 12)。
淡水生種として Melosira granulata や Melosira italica などの Melosira 属、
Fragilaria construens およびその変種、Cocconeis placentula、Cymbella spp.、
Gomphonema spp.、Epithemia zebra が出現した (図 13)。

汽水生種 Coscinodiscus lacustris と Rhopalodia gibberula はすべてのゾーンで出現した (図 13)。

2-5 考察

井関 (1977) によると、完新世の海面は約 8,000 y. B. P. から急速に上昇し、約 6,000 ~ 5,000 y. B. P. に最高海面期を迎えた後、4,000 ~ 2,000 y. B. P. の海面低下期を経て現海面に達したとされている。その後も多くの海面変化に関する報告がなされ、約 6,000 y. B. P. の最高海面期以降の海面の小変動について詳しく論議されるようになってきた (太田ほか、1990、Umitsu、1991)。例えば、前田ほか (1983) や海津 (1983) は完新世海進頂期以降に、縄文中期 (約 4,500 y. B. P.) の小海退と縄文後期 (約 3,000 y. B. P.) の小海進の存在を報告した。現在では、約 6,000 y. B. P. 以降の海面の小変動として、5,000 ~ 4,000 y. B. P. に「縄文中期の小海退」と 3,000 ~ 2,000 y. B. P. に「弥生の小海退」が多くの地域でかなり共通して認められるに至っている (太田ほか、1990、Umitsu、1991)。

本章で区分された各珪藻帯は加茂湖における堆積環境変遷を反映し、それは約 6,000 y. B. P. 以降の海面の小変動と密接な関係をもっているものと考えられ、以下においてその相互関係について考察する。

海生珪藻帯 1 (MD 1ゾーン) :

Loc. 3 コアの標高約 -1.2 m の泥炭質粘土の¹⁴C年代値が 5,740±110 y. B. P. であったことから、このゾーンは完新世海進頂期に相当するものと考えられる。ゾーン下部では珪藻殻含有量は少なかったが、Diploneis novae-seelandiae が特徴的に出現した。本種は海生付着性種であり (Hasegawa、1976)、一般に海域の沿岸に分布する (Hustedt、1959)。このことは調査地点が、当時内湾域であったことを示すものと解される。

遷移帯 2 (Tr 2ゾーン) :

このゾーンでは海生種と淡水生種が交互に優占した。これは完新世海進頂期後の海退期

に堆積が河口域のような海水と淡水の影響が拮抗する汽水環境下で進行したことを示唆する。海生珪藻は調査地点が海水の影響が強かったときに優占し、淡水珪藻は河川の影響が強かったことを示すものと解される。

淡水珪藻帯 2 (FD 2ゾーン) :

このゾーンは Melosira italica によって特徴づけられた。ここでは、Diploneis suborbicularis のような海生種がわずかながら出現しつつあったが、それらについては再堆積の可能性が考えられた。Melosira italica は湖沼のような止水域にしばしば出現する淡水プランクトン性種である。本種の優占は、このゾーンの堆積環境が砂州の形成と深く関係したことを示すものと思われる。すなわち、砂州が成長して内湾の湾口が完全に閉塞され、一時的に淡水湖となったことが推測される。標高 +0.5 m の泥炭質粘土の ^{14}C 年代値が $4,580 \pm 135$ y. B. P. を示したことから、ここでの堆積環境の一時的淡水化は 5,000 ~ 4,000 y. B. P. の「縄文中期の小海退」を反映するものと考えられる。

Loc. 3 コアにおける FD 2 ゾーン上部では、堆積物の珪藻殻含有量が減少した。このため、Loc. 3 では Tr 3 ゾーンは認められなかった。

遷移帯 3 (Tr 3ゾーン) :

Loc. 2 では、標高 -9.7 m と -7.7 m でそれぞれ $4,450 \pm 90$ y. B. P.、 $3,820 \pm 125$ y. B. P. と年代が決定された。このことから、このゾーンは 4,500 y. B. P. の海退期以降の調査地点における堆積環境変化を反映しているものと考えられる。ここでは、海生種と淡水生種が交互に優占した。このような優占種の頻繁な交代は、堆積環境が海水と淡水の影響が拮抗していたことを示すものと考えられる。すなわち、海生種の優占は堆積環境が海水の影響を強く受けていたことを示し、一方、淡水生種の優占は淡水の影響が強かったことを示すものと解される。海生種として Thalassiosira spp.、特に Thalassiosira eccentrica が優占的に出現した。John (1983) よれば、Thalassiosira eccentrica は西オーストラリアの Swan Estuary においてプランクトンとして最も海に近い水域で普通に出現する種である。また、Hendey (1964) は本種を浅海性プランクトンとして最も普通に出現する種としている。このようなプランクトン性種が高頻度で出現する事実は、Tr 3 ゾーンにおける堆積環境が水深のある水域であったことを示唆し、このことはまた、このゾーンを構成する堆積物が均質な粘土であることから示される。珪藻遺骸群集の解析から、堆積は古天王川の河口域で進行しともものと推定され、比較的水深をもった汽水環境であったと考えられる。

海生珪藻帯 (MD 2ゾーン) :

このゾーンでは海生種が再び優占した。Loc. 3 では、海生種として底生種の Diploneis suborbicularis、Nitzschia granulata が高い出現頻度を示し、Cyclotella striata のようなプランクトン性種もまたよく出現した。

一方、Loc. 2 では、このゾーンは海生種 Thalassiosira spp.、Diploneis suborbicularis、Cyclotella striata によって特徴づけられた。これら海生種の出現は調査地域に海が再び進入したことを示すものと解される。¹⁴C年代測定値から、この海進は、最近、前田ほか (1983) や海津 (1983) などによって報告された縄文時代後期 (約 3,000 y. B. P.) の小海進に相当するものと考えられる。完新世海進頂期 (約 6,000 y. B. P.) を反映する珪藻帯についてはすでにわが国の多くの地点から報告されている。本地点では、完新世海進頂期の珪藻帯はMD 1ゾーンとして示され、それ以降の小海進を反映する珪藻帯MD 2ゾーンが認められた。MD 2ゾーンについては最近、Hamano et al. (1985) によって北海道常呂平野から報告がある。

Loc. 2 では、このゾーンは海生珪藻の優占種の出現状況から三回にわたる堆積環境変化が認められた。ゾーン下部は Thalassiosira spp. によって特徴づけられ、堆積は河口域から沿岸海域において進行したものと推定される。ゾーン中部では Diploneis suborbicularis が優占し、Grammatophora oceanica、Dimeregramma minor var. nana、Melosira (Palaria) sulcata なども低頻度ながら特徴的に出現した。これらの種が底生もしくは付着性種とされていること (John, 1983)、堆積物が均質な粘土であること、淡水生種の出現が最も低頻度であることなどから、ここでの堆積は安定した沿岸海域で、淡水の影響をほとんど受けない環境であったものと推定される。ゾーン上部は Cyclotella striata によって特徴づけられ、層相は粘土から砂へと変化した。ここでは、Diploneis smithii も高頻度で出現した。本研究において、Cyclotella striata と Diploneis smithii は主に Cleve-Euler (1951-1955) からの情報に基づいて海生種として分類されたが、これらの種は汽水生種とされることもしばしばある (例えば、野口、1970)。
Cyclotella striata と Diploneis smithii によって優占されるゾーン上部は堆積環境の塩分濃度の低下を反映するものかもしれない。

遷移帯 4 (Tr 4ゾーン) :

Loc. 3 において、珪藻殻含有量の少ない堆積物試料では、海生種 Nitzschia granulata と Cyclotella striata が優占した。一方、殻含有量の多い試料中では淡水生種が増加し

た。Loc. 3 におけるこのゾーンは調査地点の離水過程を示すものと思われ、これは 3,000 y. B. P. 以降に起こったものと考えられる。

Loc. 2 でも、このゾーンにおいて著しい堆積環境変化が認められた。サブゾーン Tr 4a は珪藻殻をほとんど含有しなかったが、殻を含有した標高約 -3.3 m の試料では淡水生種が優占した。このことは海退の存在を示唆したが、層相が粗粒堆積物から成ることから、堆積は速やかに進行したものと考えられ、海面変化に伴うものとは考えにくい。このサブゾーンの堆積環境は MD 2 ゾーンとサブゾーン Tr 2b との比較において解釈できるものと思われる。すなわち、サブゾーン Tr 4b では、MD 2 ゾーン上部で優占した海生種 Cyclotella striata、Diploneis smithii、Diploneis suborbicularis が再び高い出現頻度を示した。このことはサブゾーン Tr 4a の堆積は一時的な河川の運搬作用の増加を示すものと解され、MD 2 ゾーンの中の見かけ上の海退と判断できる。

淡水珪藻帯 (FD 3 ゾーン) :

このゾーンでは、淡水生種が急増し優占した。海生種として Diploneis smithii が低頻度ながら依然として出現した。ここでは、淡水プランクトン性種として Melosira spp.、Fragilaria construens が優占し、そのほか Cymbella spp.、Gomphonema spp.、Epithemia zebra などの付着性種も出現した。淡水プランクトン性種の出現は海退に伴って湾口が砂州によって閉塞され、調査地域が淡水化したことを示すものと解される。標高 -2.1 m の ^{14}C 年代値が $1,820 \pm 190$ y. B. P. であることから、これは 3,000 ~ 2,000 y. B. P. の「弥生の小海退」にほぼ相当するものと考えられる。このゾーンは海退期に砂州によって古加茂湾 (ラグーン) が外海から完全に隔離されて淡水化したことを示すものと考えられる。

Matsuki et al. (1980) は加茂湖の湖心部 (水深 8.5 m) で採取されたボーリングコアについて珪藻分析を行い、堆積環境変化を示す 11 の堆積物グループに区分した。Matsuki et al. (1980) によって報告された約 6,000 y. B. P. 以降の堆積環境変化は、以上に示した Loc. 2 と Loc. 3 コアの堆積物の珪藻帯区分によってうまく説明できる。加茂湖の珪藻帯区分と堆積環境変遷は表 2 のように要約され、加茂湖の堆積環境変遷が約 6,000 y. B. P. の海面の小変動とよく一致していることを示している。

わが国の海岸低地には、砂州の発達によって閉塞されてできた海跡湖が数多く分布している。これらの海跡湖は、完新世海進に伴って発達した砂州によって外海と隔離されて形成されたものと考えられてきたが (西條・阪口、1978) 、その堆積環境変遷について詳細

を明らかにした報告はほとんどない。佐渡島加茂湖では、湖岸で採取されたボーリングコアの珪藻遺骸群集の解析結果から、その堆積環境変遷は約 6,000 y. B. P. の海面の小変動をよく反映していることが示された。これは古加茂湾（ラグーン）における砂州が海面の小変動とほとんど同調して発達したためと考えられる。そして加茂湖の最後の淡水化は約 1,800 y. B. P. に始まり、それは「弥生の小海退」に相当するものと考えられる。

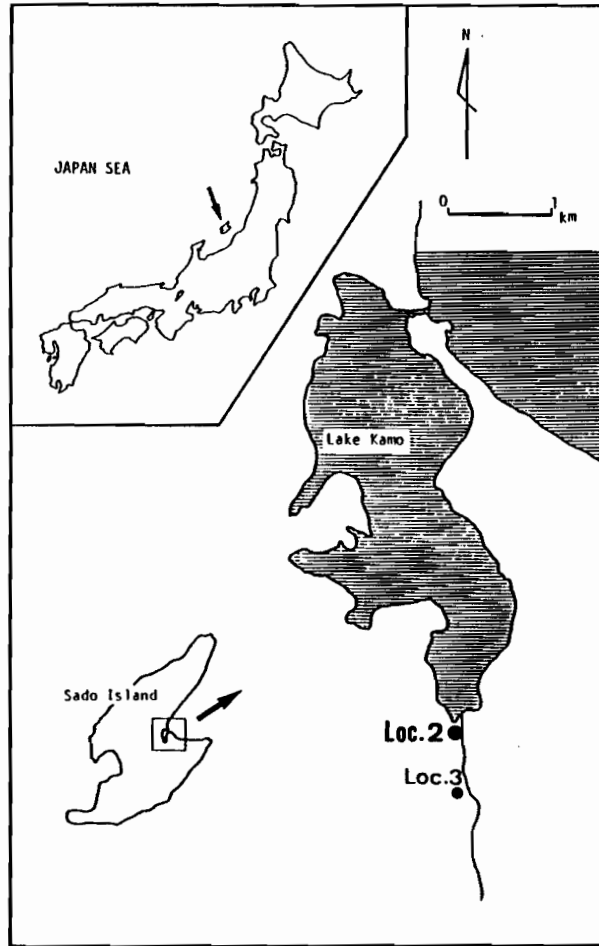


図 7 佐渡島加茂湖におけるボーリングコア採取地点

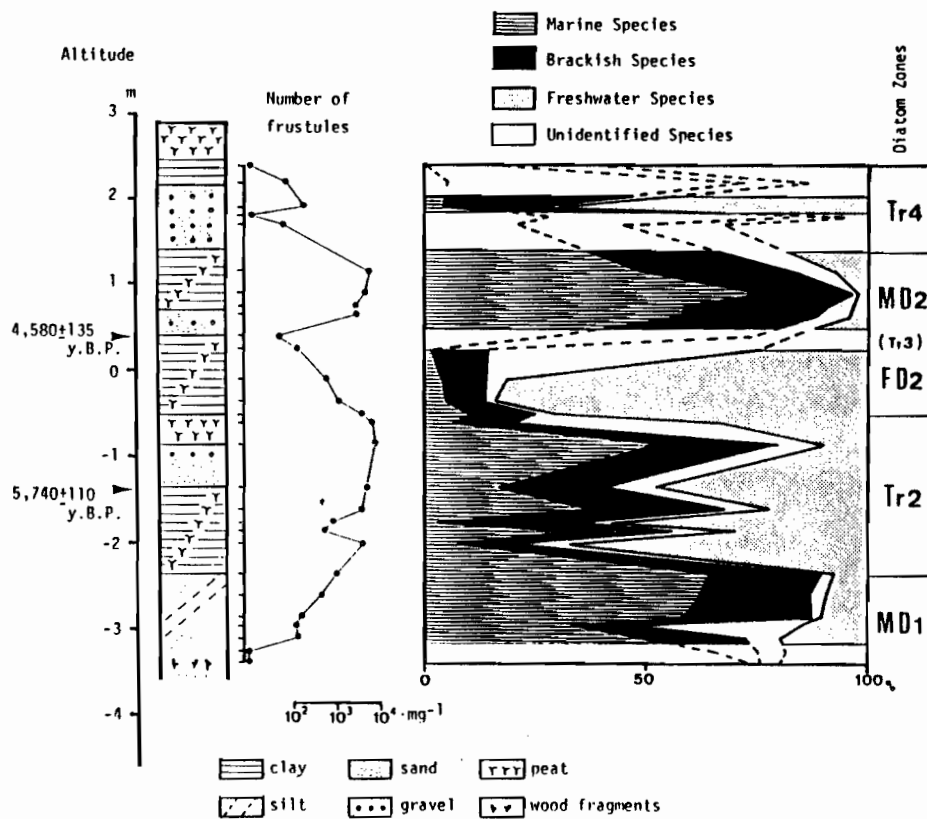


図 8 佐渡島加茂湖 Loc.3 コアの珪藻ダイアグラム

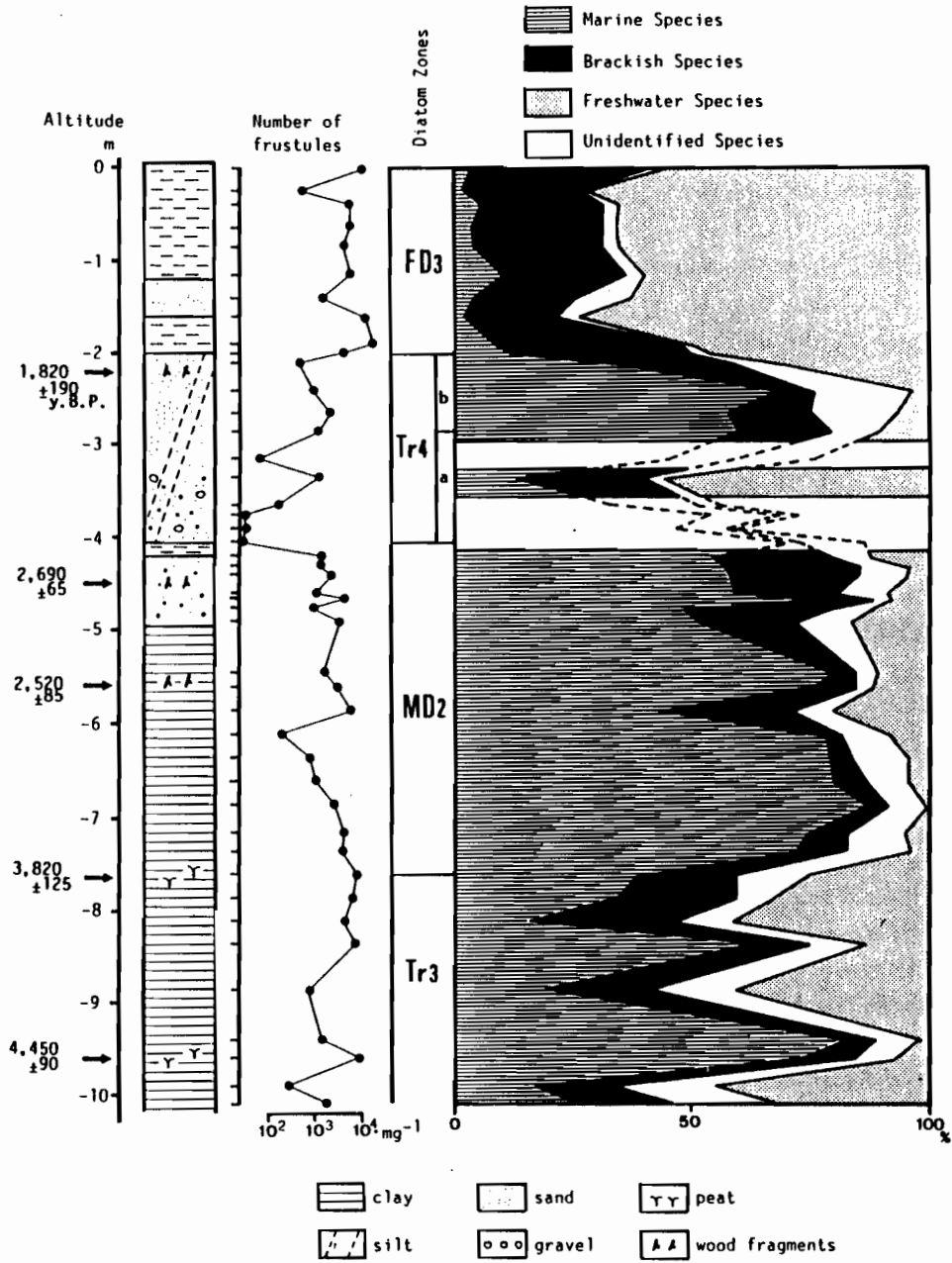


図 9 佐渡島加茂湖 Loc.2 コアの珪藻ダイアグラム

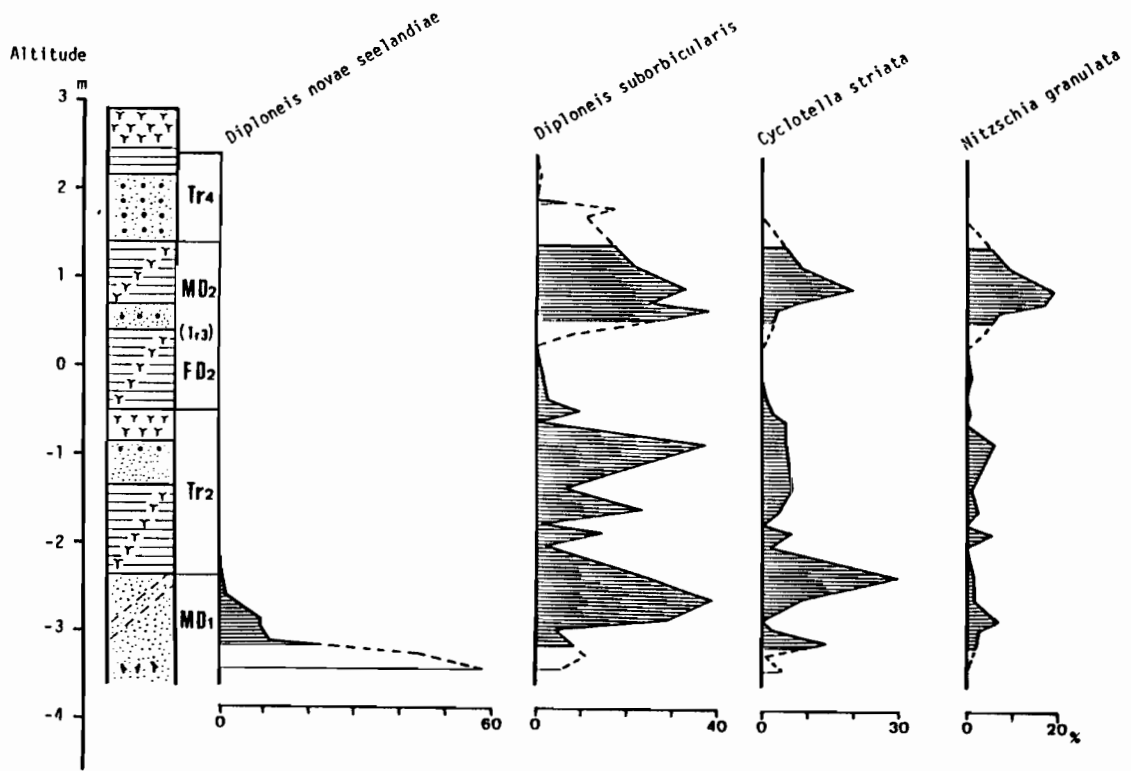


図 10 佐渡島加茂湖 Loc.3 コアにおける主要な海生珪藻の出現状況

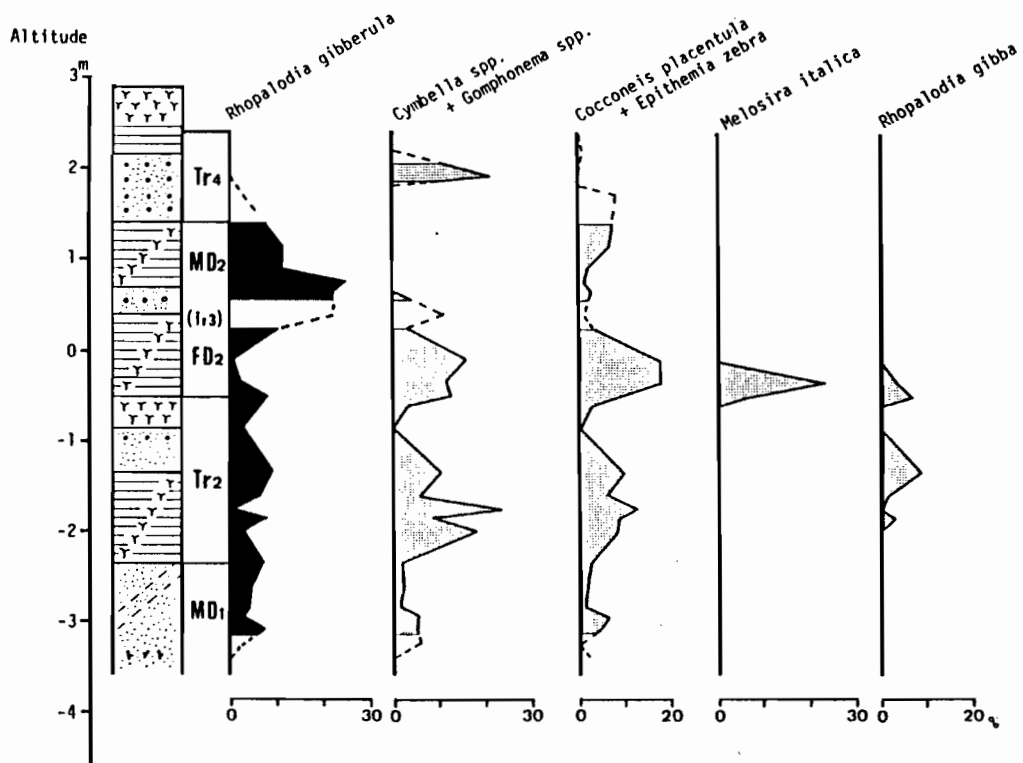


図 11 佐渡島加茂湖 Loc.3 コアにおける主要な汽水生および淡水生珪藻の出現状況

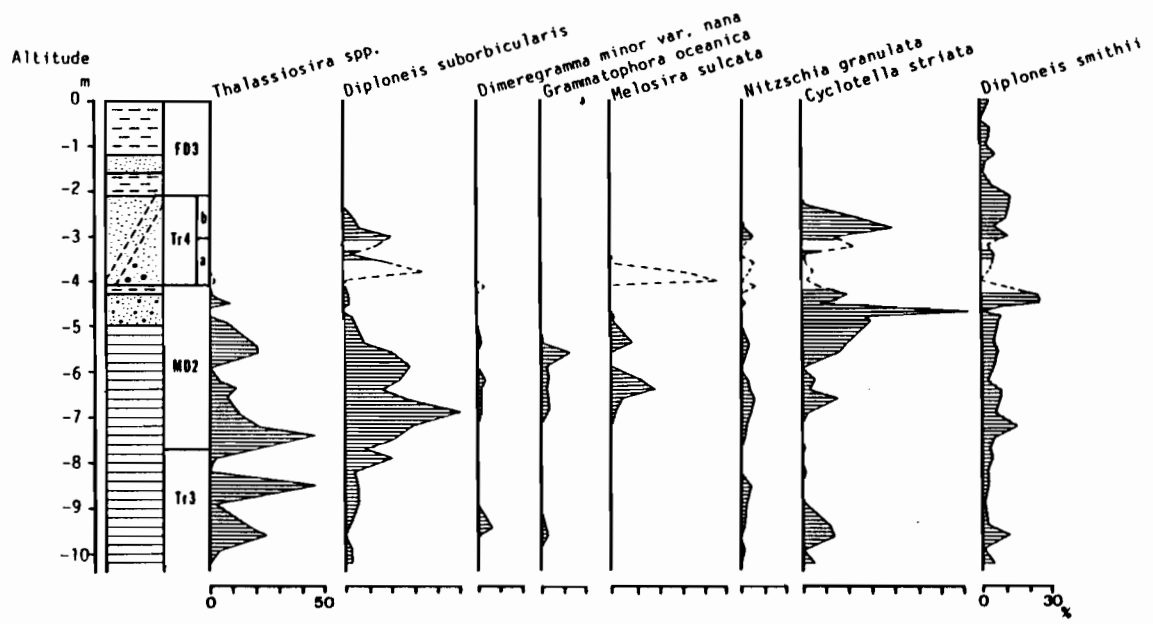


図 12 佐渡島加茂湖 Loc.2 コアにおける主要な海生珪藻の出現状況

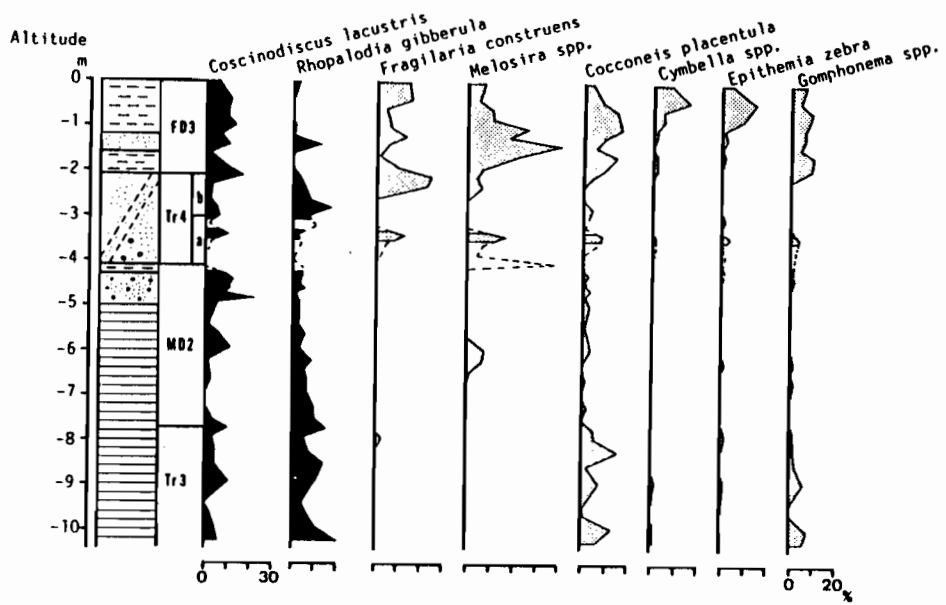


図 13 佐渡島加茂湖 Loc.2 コアにおける主要な汽水生および淡水生珪藻の出現状況

表 2 佐渡島加茂湖における約 6,000 y. B. P. 以降の堆積環境変遷

Age (X 10 ³ y. B. P.)	Diatom Zones	Sea-level Changes	Sedimentary Environments
1.6 1,820 ± 190	FD 3	Regression	Freshwater Lake
2.3 2,690 ± 65 2,520 ± 85	Tr 4		(Development of sand bar)
3 3,820 ± 125	MD 2	Transgression	Lagoon
4 4,450 ± 90 4,580 ± 135	Tr 3		
5 5,740 ± 110	FD 2	Regression	Freshwater
6	Tr 2		(Development of sand bar)
	MD 1	Holocene Transgression	Inner Bay

第3章 沈降域における完新世の堆積環境と海成層の上限

3-1 はじめに

本論文第1章で、神戸市玉津における海成層の上限について論じた。そこでの海成層の上限は、完新世海進頂期から約 4,000 y. B. P. にかけて形成されたものと考えられ、海進頂期の最高海面の位置、すなわち marine limit をほぼ指示するものと判断された。神戸市玉津は地殻変動という面からみると、現在上昇しつつある六甲山と沈降しつつある大阪湾のほぼ境界域にあり、調査域の隆起量は小さいか、比較的安定していたものと考えられる。

兵庫県但馬海岸より日本海に流入する円山川河口には三角州平野が認められず、河口から約 13 km 遡った豊岡市街地を中心に標高 +2.0 m 前後の沖積盆地、すなわち豊岡盆地が広く発達する。豊岡盆地の地表部数 m は河成堆積物から成るが、それより下位の深度約 30 m に伏在する完新世基底礫層までは、完新世の海面変化に伴って形成されたと考えられる、主として海成堆積物によって構成されている（前田ほか、1989）。

一方、気比低地は円山川下流と標高 300 m 級の山地を隔てて、その東側をほぼ円山川に並行して流下する小河川の気比川沿いに分布する低地である。ここでは、流入河川水による陸源供給物量が少なく、大きな流入河川をもち、常に動的な堆積環境下にあったと予想される豊岡盆地と比較する上での好対照になるものと期待された。

現在、但馬海岸一帯は沈降域にあり、一等水準点の検測結果によれば、豊岡市では1978年から1983年までの5年間で 2.4 mm から最大 114.4 mm もの沈降が記録されている（建設省国土地理院、1984）。極端に大きい沈降速度は最近の地下水の利用によるものと思われるが、この地域が完新世を通じて同じように沈降傾向にあったと仮定すれば、豊岡盆地周辺域と隆起もしくは安定域と考えられる神戸市玉津とでは、完新世海面変化の記録が異なった様式で地層中に残されているにちがいない。そこで本章では、豊岡盆地と気比低地を例に、著しい沈降域にある海岸低地における海成層の上限を認定し、完新世海面変化がそのような海岸低地の発達プロセスにどのように反映されているかを明らかにする。

気比低地および豊岡盆地における完新世の堆積環境変遷を明らかにするために、ボーリングコアを気比低地1ヶ所（図 14、1: 気比コア）、豊岡盆地3ヶ所（図 14、2: 八条 No.1-2 コア、3: 中谷コア）で採取した。コアの採取は気比コアおよび中谷コアについてはマニュアルマッドコアラー（ピートコアラー）により、八条コアについては機械ボーリングによった。それぞれのコアより得た堆積物試料の珪藻分析結果に基づいて調査域の堆

積環境変遷を明らかにしたうえで、海成層の上限について考察を試みた。

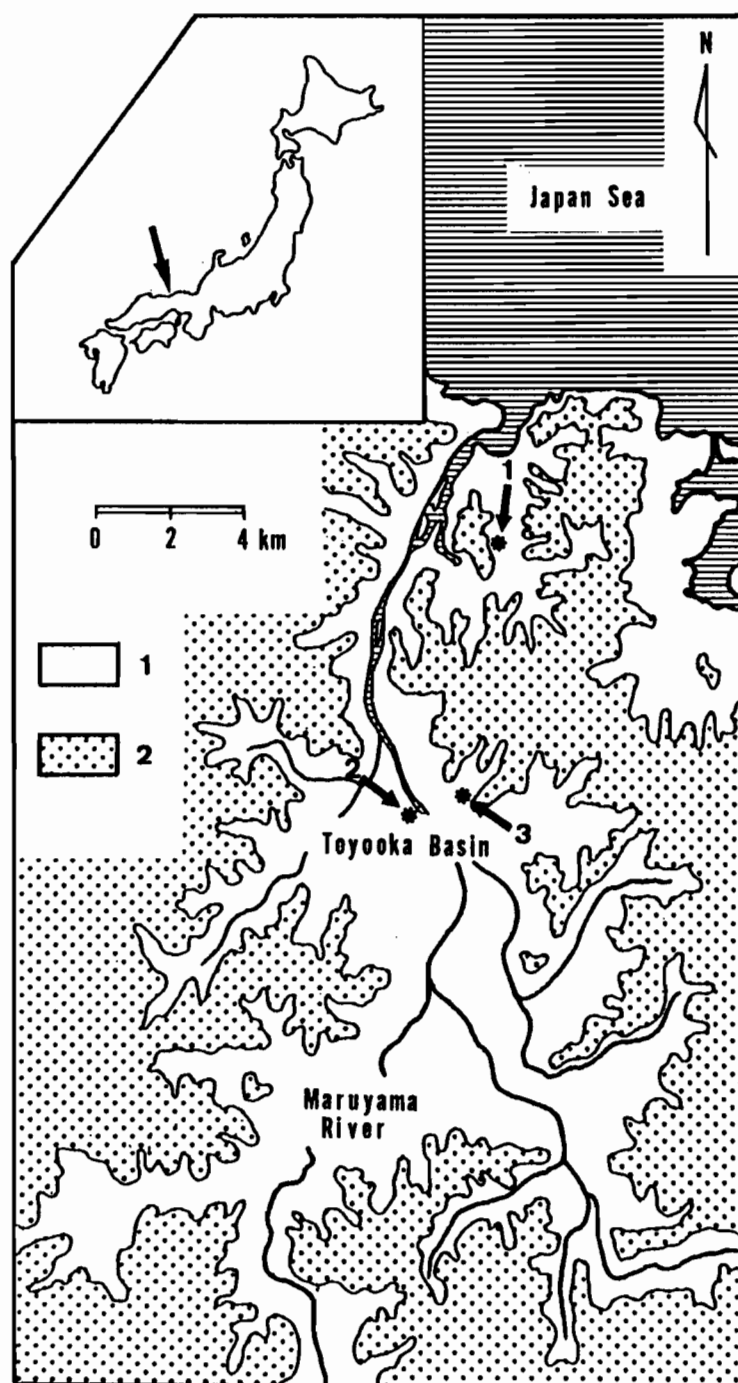


図 14 気比低地および豊岡盆地におけるボーリングコア採取地点
(1: 気比コア、2: 豊岡盆地八条 No.1-2 コア、3: 中谷コア)

3-2 気比低地

3-2-1 分析方法

堆積物試料 1 g (乾燥重量) を粉碎した後、1N HCl と 30% H₂O₂ で処理した。酸処理した試料懸濁液にピロリン酸ナトリウムを加え、堆積物粒子を十分に拡散させ、粒子の沈降速度の違いを利用して粘土成分と粗粒堆積物成分を除去して珪藻面分を得た。珪藻面分は蒸留水を加えて 100 ml とし、0.5 ml をカバーガラス上に塗布した。乾燥後、マウントメディア (和光純薬) で封入し、プレパラートとした。珪藻殻の定量は Microtransect 法により、最終的に堆積物の乾燥試料 1 mg あたりの殻数を算定した。本論では、試料 1 mg あたり 10 個以上の珪藻殻が含有されていた場合、古環境解釈に必要な含有量と判断した。堆積物中の珪藻遺骸群集の組成を明らかにするために、珪藻殻の計数は最も優占する taxon の殻が 50 個に達するまで行った。出現した珪藻種の同定は、Cleve-Euler (1951-1955)、Hustedt (1930a、1930b、1959、1961-1966)、Patrick and Reimer (1966、1975)、Van Der Werff and Huls (1957-1974)、John (1983) によった。これらの文献から得られた珪藻種に関する生態情報から、出現した珪藻を海生、汽水生、淡水生の生態区分に類別し、その組成を百分率 (%) で表した。

珪藻殻の計数と同時に、海生プランクトン種の珪質鞭毛藻 *Dictyocha fibula* の骨格についても計数を行った。珪質鞭毛藻の骨格の堆積物試料の 1 mg あたりの含有量は珪藻殻数との比率から算出した。

3-2-2 層相と¹⁴C年代

気比コアは1988年 4月、気比川河口より約 2 km 上流にある標高 +2.30 m の水田において採取され (図 15)、コアの全長は 18.25 m で、地表面から基底に近い標高約 -16 m にまで達した。

¹⁴Cによる放射性年代測定は名古屋大学年代測定資料センターにおいて実施された。

コア堆積物の層相は下位から上位にかけて以下のようなものであった (図 16、前田ほか、1989)。

(1) 標高約 -16.00 m から -1.00 m までは主としてシルト質粘土から成り、標高 -9.00 m と -4.40 m 付近に砂の薄層がみられた。シルト質粘土層には多数の貝化石が含まれており、この間の 10 層準から採取された貝化石について¹⁴C年代測定が実施された (表 3)。また、肉眼での層相観察では識別できなかったが、堆積物の顕微鏡観察から標高 -11.70 m 付近に火山ガラスの濃集帯が認められた。標高 -12.15 m の層準で得られた

貝化石の¹⁴C年代値 7,080±410 y. B. P. から、その火山灰はアカホヤ火山灰と判断された。標高 -11.00 m 付近の¹⁴C年代値 5,940±310 y. B. P. とその上位の標高 -10.20 m の年代値 6,380±280 y. B. P. とが逆転した値を示しているが、広域アカホヤ火山灰の噴出年代が 6,300 y. B. P. と確定していることから、標高 -11.00 m 付近の 5,940±310 y. B. P. の年代値のほうが整合すると判断された。

(2) 標高 -1.00 m から +0.40 m までは細砂質シルトから成り、標高 -0.80 m 付近では砂および粘土混じり砂礫が混入した。

(3) 標高 +0.40 m から +1.30 m までは黒褐色泥炭である。

(4) 標高 +1.30 m から +2.00 m までは細砂質堆積物から成る。

標高 +2.00 m から地表面 +2.30 m までは耕作土となっている。

分析用試料は標高 -5.0 m より下位の層準においては 1.0 m 間隔で、層相や堆積環境が変化するところではできるだけ細かく採取し、計 30 試料を分析に供した。

3-2-3 結果および考察

3-2-3-1 珪藻帯と堆積環境

堆積物の珪藻殻含有状態および海生種、汽水生種、淡水生種の出現状況を図 17 に示した。珪藻殻含有量は標高 -10.70 m より下位の層準 (No. 1-6) では非常に少なく、特に標高 -12.70 m より最下部 -15.95 m までの試料 (No. 1-4) ではほとんど含有されていなかった。このため標高 -9.70 m より下位の層準については、珪藻分析単独では古環境解釈に必要な情報を得ることは困難であった。殻含有量は標高 -10.70 m より上位にいくにしたがって多くなる傾向を示し、標高 -1.70 m から +0.10 m (No. 19-24) では堆積物 1 mg あたり 1,000個以上含有されていた。

珪藻遺骸群集は標高 -9.70 m (No. 17) までの層準では、海生種が 80 %以上の高い出現頻度を示した。標高 -2.20 m (No. 18) で海生種は 2.9 %にまで急減し、代わって淡水生種が一時的に 78.1 %にまで増加した。標高 -1.70 m (No. 19) から +0.40 m (No. 25) において淡水生種は 30.0 %以下に減少し、海生種が再び 15.0-49.8 %にまで増加したが、ここでは汽水生種が 38.2-72.6 %と高い出現頻度を示した。標高 +0.40 m (No. 25) と +0.60 m (No. 26) の間で海生種と汽水生種がともに急減し、海生種は標高 +0.60 m より上位では認められなくなった。標高 +0.40 m で層相も細砂質シルトから黒褐色泥炭へ変化した。標高 +0.60 m より上位の層準 (No. 26-30) では淡水生種が 95.8-100 %と圧倒的に優占し、標高 +1.10 m から最上部までの層準 (No. 28-30) で汽水生種が出現したが、その

出現頻度は 2.4-4.2 % にすぎなかった。以上のことから、気比コアの堆積物は標高 -9.70 m から -2.40 m までを海生珪藻帯 (MDゾーン)、標高 -2.40 m から +0.40 m までを遷移帯 (Trゾーン)、標高 +0.40 m より上部を淡水珪藻帯 (FDゾーン) に区分された (図 17)。

標高 -9.70 m より下位の層準では珪藻殻がほとんど含有されておらず、珪藻遺骸群集から堆積環境を推定することは困難であったが、この層準ではシズクガイ (*Theora librica*) やイヨスダレガイ (*Paphia nudulata*) などの内湾性の貝化石が多数出現し、海域環境下で堆積が進行したことが示された (前田ほか、1989)。このため、海生珪藻帯 (MDゾーン) は気比コアの最下部約 -16.00 m より継続していたものと考えられる。内湾性の貝化石が豊富に出現したことや¹⁴C年代および標高 -11.70 m に挟在するアカホヤ火山灰から、この層準は完新世海進の頂期に相当し、当時、本調査地点が海域であったことが示される。

標高 -9.70 m より下位の層準は海進期に相当し、他の環境指標から堆積環境は海域であったことが示されるにもかかわらず、この層準からの堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されていなかった。珪藻殻含有量が少ない原因として、1) 堆積速度が早かった、2) 珪藻殻は溶解した、3) もともと生息していた珪藻が少なかった、などが考えられるが、現時点ではその原因を限定することはできない。

海生珪藻帯 (MDゾーン) (標高 -2.40 m より下部) :

海生種として *Palaria sulcata* が、このゾーンの下位から上位にかけて優占的に出現した。*Grammatophora* spp. (主に *Grammatophora oceanica*) がゾーン下部の標高 -9.70 m (No.7) から -7.70 m (No.9) において、17.3-23.8 % と比較的高い出現頻度を示したが、これより上位では 5.3% (No.10) 以下に減少した (図 18)。*Nitzschia granulata* はゾーン上部にかぎって出現し、標高 -3.20 m からの試料 (No.15) で 30.9 % と高い出現頻度を示した。このほか、海生種として *Thalassiosira* spp.、*Actinoptychus undulatus*、*Cyclotella striata* + *Cyclotella stylorum*、*Cocconeis scutellum*、*Diploneis smithii*、*Nitzschia lanceolata*、*Nitzschia punctata*、汽水生種として *Nitzschia littoralis* などが出現した (図 18、19)。

ゾーン下部は *Grammatophora* spp. に、ゾーン上部は *Nitzschia granulata* よって特徴づけられた。John (1983) によれば、両種はともに西オーストラリアの Swan Estuary において潮間帯下部で出現し、前者は海藻や水生植物に付着する珪藻として、後者は底生種として出現している。*Palaria sulcata* もまた、同水域で底生種として出現している。こ

のゾーンにおける珪藻遺骸群集は底生種を主体とし、それらに Thalassiosira spp.、Cyclotella striata、Cyclotella stylorum などのプランクトン性種が混在するものであった。標高 -9.70 m から -5.70 m および -3.20 m の試料 (No. 7-11、No. 15) では、海生プランクトン性種の珪質鞭毛藻類 Dictyocha fibula が出現した。本種の出現した水域は比較的水深のある海域であったと考えられる。

¹⁴C年代値から、MDゾーンは約 5,000 y. B. P. から 3,000 y. B. P. までをカバーし、この期間調査地点では海が内陸に進入し、内湾となっていたことが示される。

遷移帯 (Trゾーン) (標高 -2.40 m から +0.40 m) :

このゾーンは一時的に淡水生種が増加するサブゾーンTr-a と汽水生種が優占的に出現するTr-b に細分された (図 17)。

サブゾーンTr-a では、淡水生種として主に Cocconeis placentula (22.8 %)、Gomphonema spp. (10.5 %)、Eunotia spp. (7.6 %) などが出現した。

サブゾーンTr-b では、標高 -1.70 m (No. 19) で海生種 Cyclotella striata + Cyclotella stylorum (12.0 %)、標高 -1.20 m (No. 20) で Palaria sulcata (21.9 %) がそれぞれ一時的に出現し、ゾーン上部 (No. 22-25) で Diploneis suborbicularis が 3.8-20.9 %の範囲で特徴的な出現を示した。このほか、Amphora proteus + Amphora robusta、Cocconeis scutellum、Diploneis smithii などの海生種が出現した。このサブゾーンでは、汽水生種 Coscinodiscus lacustris (2.5-24.8 %)、Cyclotella striata var. baltica (1.9-13.1 %)、Diploneis pseudovalis (1.7-16.3 %)、Rhopalodia gibberula (0.8-47.2 %) が多く出現し、層準が変わるたびに頻りに増減をくり返した。サブゾーンTr-a で優占した淡水生種 Cocconeis placentula はサブゾーンTr-b より上位にいくにしたがって減少する傾向を示した (図 20)。

このゾーンにおける一時的な淡水生種の優占とその後の汽水生種の優占は、調査地点が一時期急激に淡水化した後、再び海水の混入する汽水環境となったことを示すものと解される。標高 -2.00 m 付近の¹⁴C年代から、急激な淡水化は約 3,000 y. B. P. に起こったことが示される。最近の研究では、この時期は小海進期に相当し (前田ほか、1983、海津、1983)、本論文第2章の佐渡島加茂湖においても小海進の存在が報告された。このような小海進期に本調査域において一時的な淡水化が起こった原因として、古気比湾の湾口部における砂州の発達と考えられる。すなわち、砂州の急速な成長によって古気比湾が閉塞されて一時的に淡水化が起こったものと思われる。実際、現在の気比低地の海岸部には3列

の浜提が認められており（前田ほか、1989）、サブゾーンTr-aにおける堆積環境変化はこれらの浜提の形成と密接な関わりがあるものと考えられる。その後、サブゾーンTr-bにおいて砂州の一部が切れて海水が再び混入する汽水環境になったものと推定される。

淡水珪藻帯（FDゾーン）（標高 -0.40 m から地表面）：

このゾーンの堆積物は主として泥炭から成り、ほとんどの層準では珪藻遺骸群集は100%淡水生種によって占められた。ゾーン上部で汽水生種がわずかに出現したが、これは Rhopalodia gibberula の出現によるものである。

主要出現種の組合せから、大きく4回にわたる群集遷移が認められた。すなわち、下位より(1) Amphora ovalis、Cymbella spp.、Gomphonema spp.、Gyrosigma spp.、Pinnularia spp.、(2) Eunotia spp.、(3) Melosira spp.、Fragilaria spp.、(4) Amphora ovalis、Caloneis silicula、Cymbella spp.、Fragilaria spp.、Gomphonema spp.、Pinnularia spp.、Eunotia spp.であった（図 20）。

群集は主として止水環境を好む種から成り、ここでの群集遷移は、調査地点における堆積環境の水位変動と関係があるものと推測される。すなわち、プランクトン性種の Melosira spp. が非常に高い出現頻度（68.3%）で優占する標高 +1.10 m (No.28)において最も水位は高かったものと推定される。珪藻遺骸群集から堆積環境が止水域であることが示され、堆積物が主に泥炭によって構成されることから、このゾーンにおける堆積は河川氾濫源の後背湿地で進行し、そこではかなり沼沢化が進んでいたものと考えられる。

3-2-3-2 気比低地における海成層の上限

本調査地点では、サブゾーンTr-bとFDゾーンの間、すなわち標高 +0.60 m を境に海生種と汽水生種がともに急減し、淡水生種が圧倒的に優占するようになった。この境界で、層相も細砂質シルトから黒褐色泥炭へと変化した。珪藻遺骸群集における優占種の交代は急激で、層相変化の境界で侵食による地層の削剥、すなわち時間の欠落が示唆される。しかし、珪藻遺骸群集組成からサブゾーンTr-bはほぼ当時の汀線付近で堆積したものと推定されるため、本調査地点における海成層の上限は旧海面の位置を指示するものと考えられる。したがって、本調査地点における海成層の上限はTrゾーンとFDゾーンの境界で標高 +0.40 m から +0.60 m の間と認定される。標高 -2.00 m 付近の¹⁴C年代が約 3,000 y.B.P.を示したことから、海成層の上限が形成された年代はそれ以降と判断できる。気比低地における海成層の上限は約 3,000 y.B.P.以降から約 2,000 y.B.P.のいわゆる「弥生の小海退期」までの間の旧海面の位置を指示するものと考えられる。

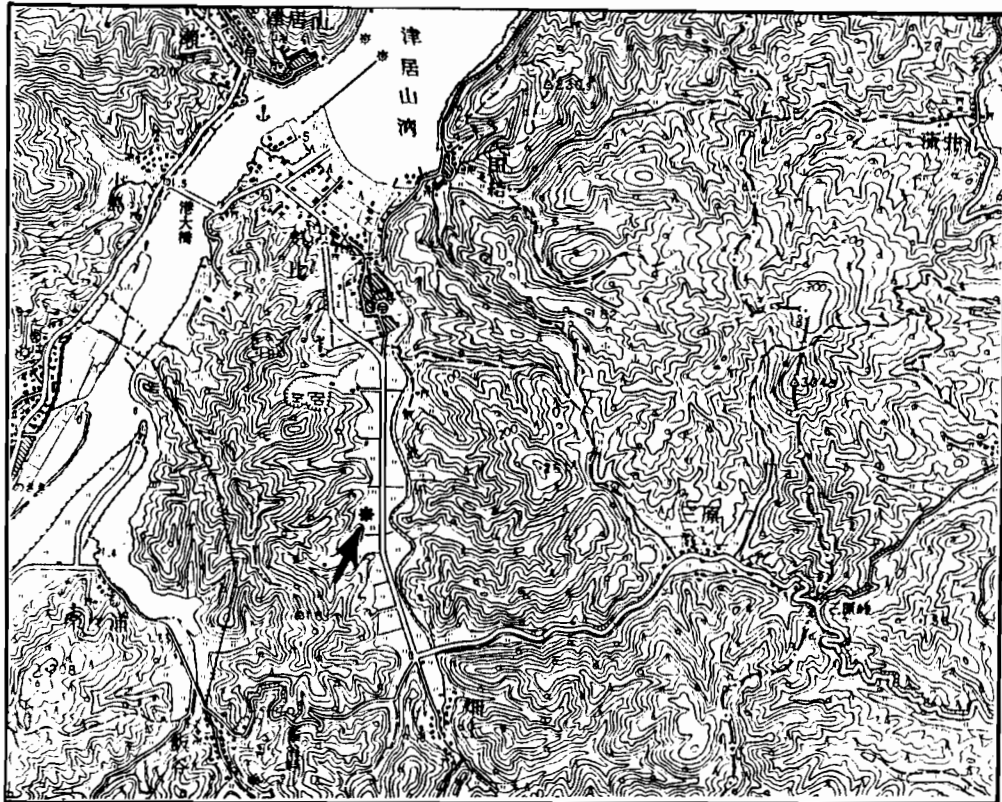
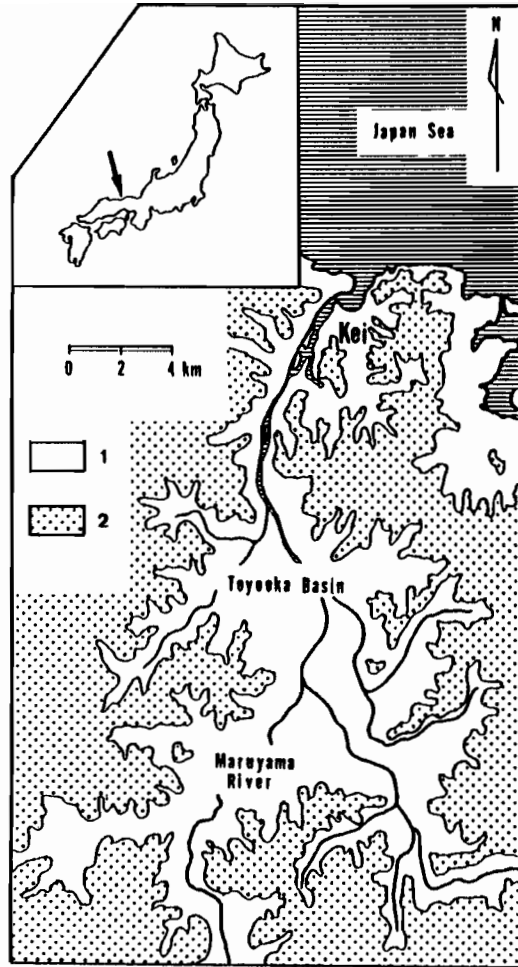


図 15 気比コアの採取地点

表 3 気比コアの¹⁴C年代値 (試料番号は図 16 を参照)

Sample No.	Altitude (m)	Sample	¹⁴ C Age (y.B.P.)	Code No.
1.	-1.90	shell	2,920 ± 120	NUTA-691
2.	-2.01	shell	3,030 ± 110	NUTA-688
3.	-4.15 ~ -4.19	shell	3,140 ± 160	NUTA-690
4.	-6.85 ~ -6.88	shell	4,790 ± 120	NUTA-687
5.	-8.31	shell	4,890 ± 100	NUTA-689
6.	-8.78	shell	5,140 ± 140	NUTA-686
7.	-10.20	shell	6,380 ± 280	NUTA-692
8.	-10.90 ~ -11.03	shell	5,940 ± 310	NUTA-685
9.	-12.15	shell	7,080 ± 410	NUTA-684
10.	-14.40	shell	7,340 ± 110	NUTA-886

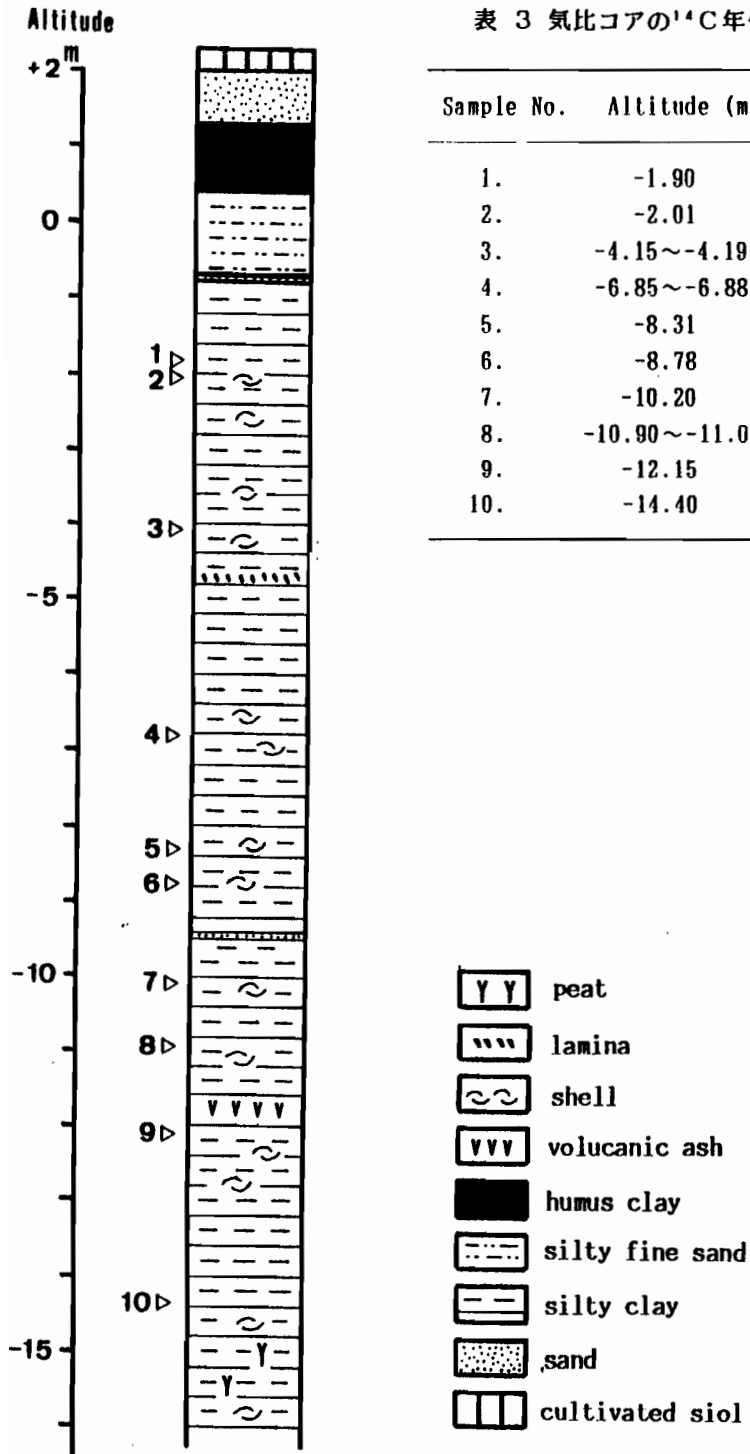


図 16 気比コアの地質柱状図

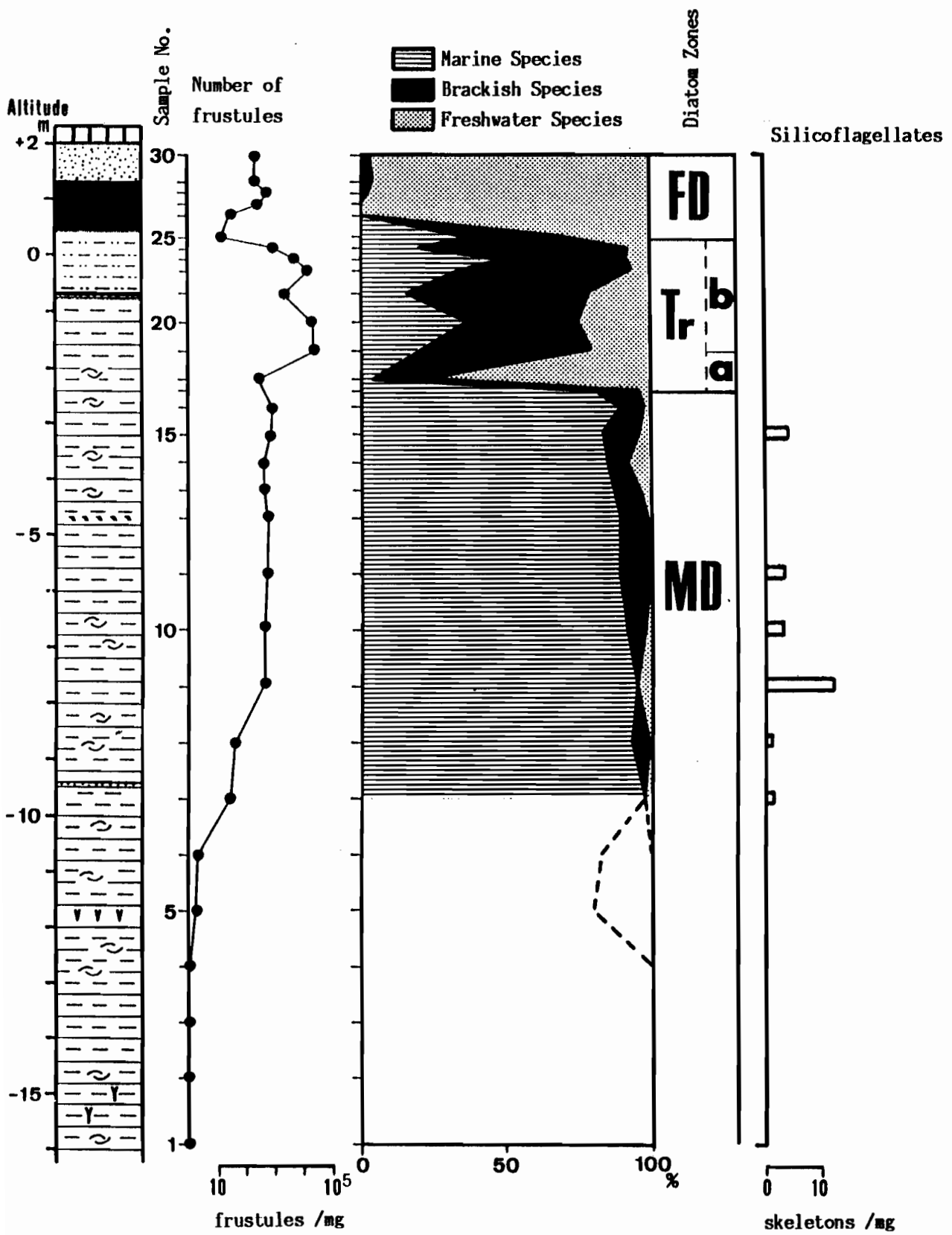


図 17 気比コアの珪藻ダイアグラムおよび珪質鞭毛藻遺骸の出現状況

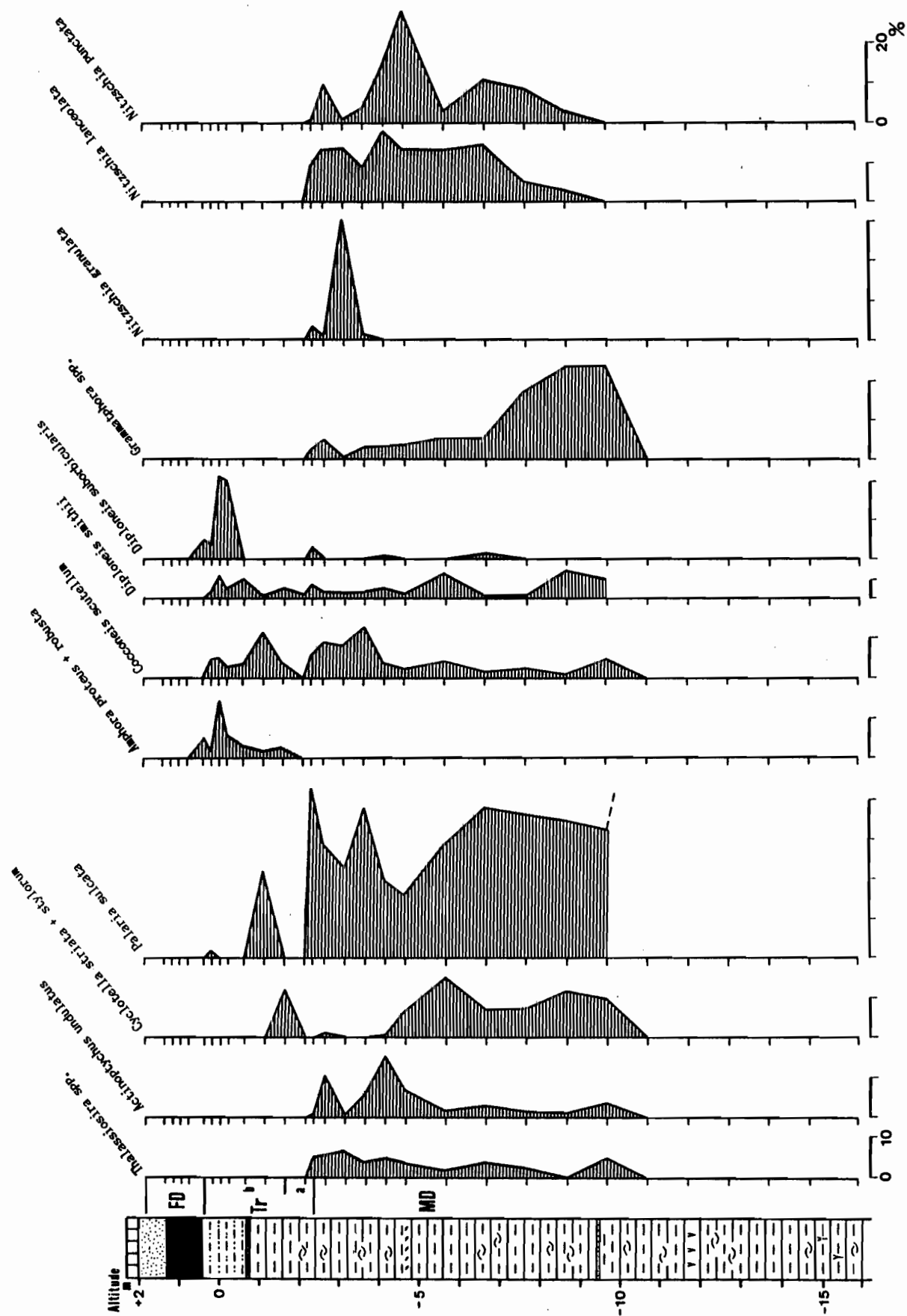


図 18 氣比コアにおける主要な海生珪藻の出現状況

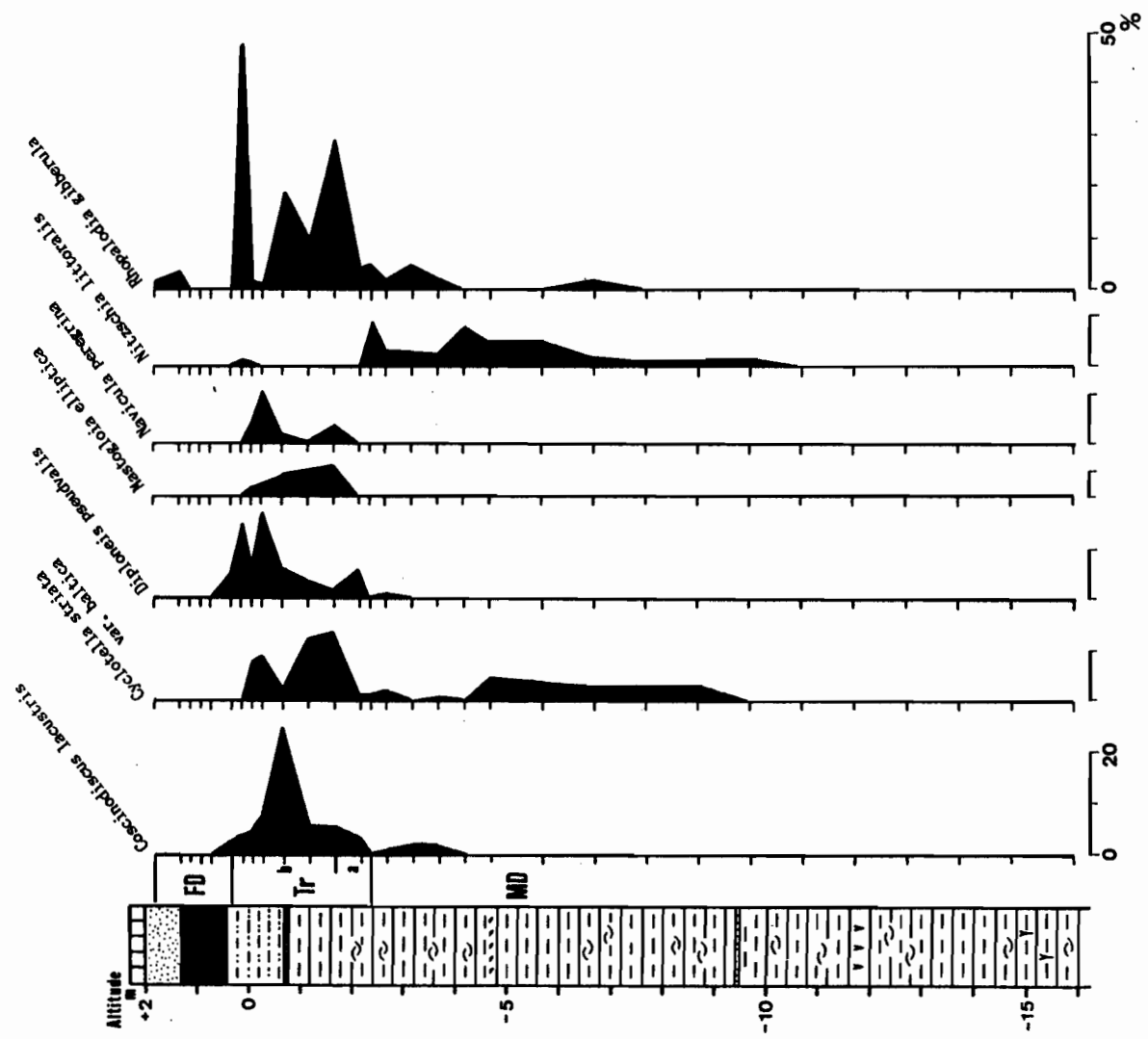


図 19 気比コアにおける主要な汽水珪藻の出現状況

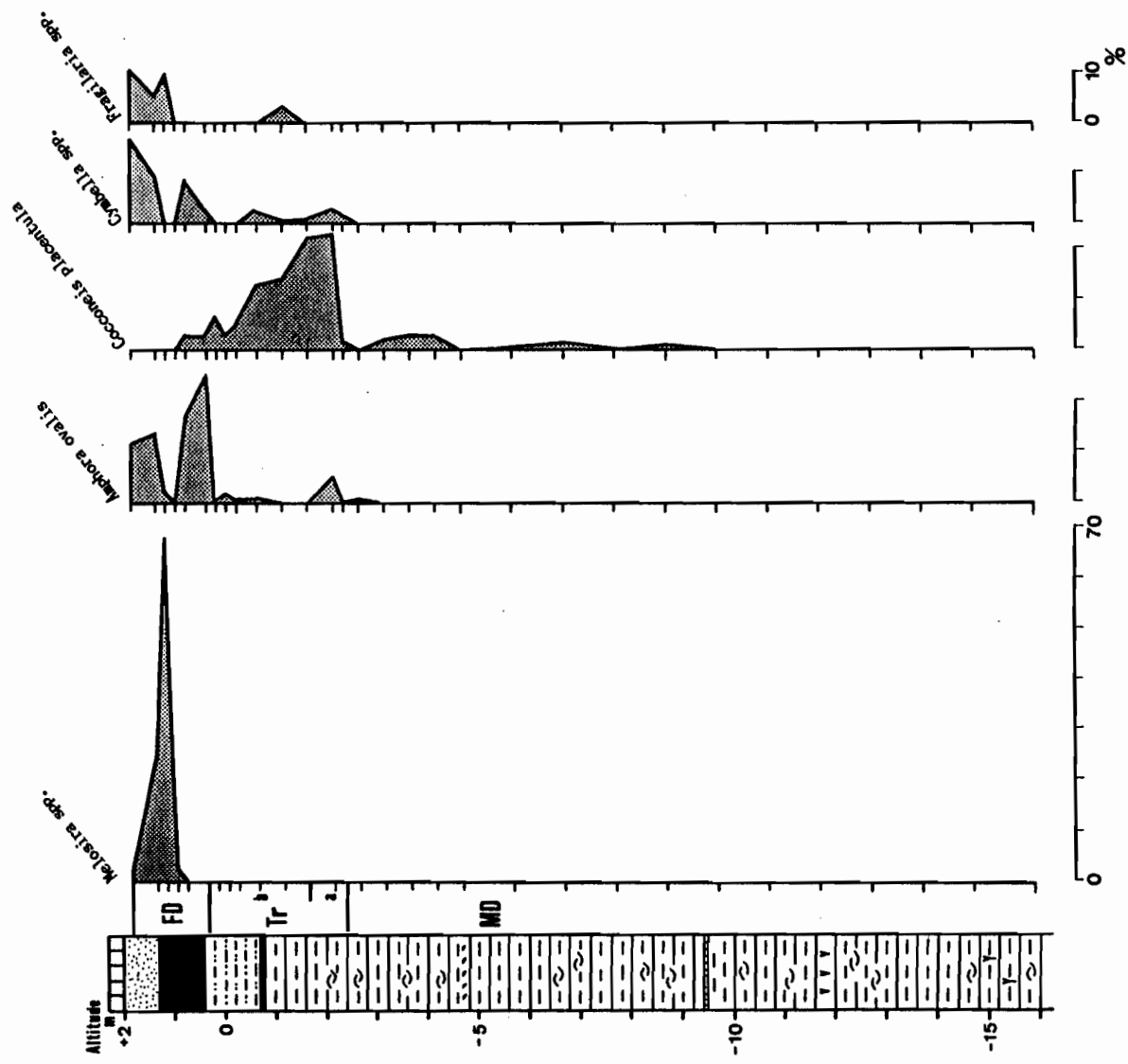


図 20a 気比コアにおける主要な淡水珪藻の出現状況

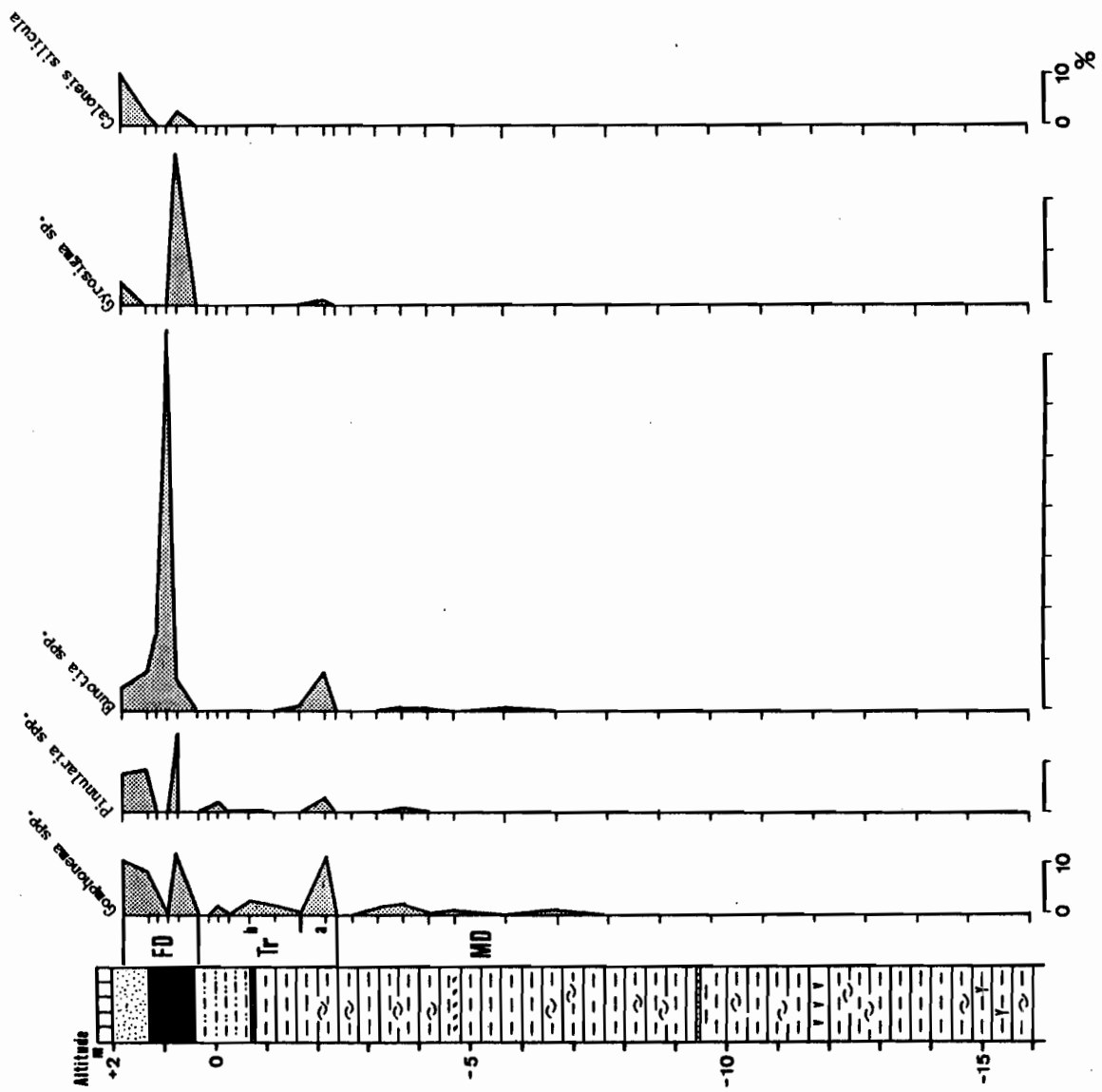


図 20b 気比コアにおける主要な淡水珪藻の出現状況

3-3 豊岡盆地 (八条 No.1、No.2 コア)

3-3-1 分析方法

珪藻分析の方法は前項の気比コアと同じ方法によった。さらに、八条 No.1-2 コアについては方眼接眼マイクロメーター (オリンパス OC-MH) を用いて、堆積物中に含有される面積 $2000\mu\text{m}^2$ 以上の火山ガラスを計数し、1 mg あたりの含有量の推定を試みた。

3-3-2 結果および考察

3-3-2-1 層相と¹⁴C年代

豊岡盆地の八条 No.1 および No.2 ボーリングコアはいずれも 1988年 2月豊岡市立八条小学校屋内運動場の改築工事に伴う土質調査のために掘削されたものである。小学校は円山川河口から約 10 km 上流に位置する (図 21)。

八条 No.1 コアは全長約 42.00 m で、標高 -37.85 m にまで達している。コアの層相は以下のようなものであった (図 22)。

- (1) 標高 -30.36 m より下位の砂礫層は完新世基底礫層と考えられる。
- (2) 標高 -30.36 m から -29.61 m までは均質なシルトで腐植物を若干混入する。
- (3) 標高 -29.61 m から -28.81 m までは主としてシルトを含んだ細砂堆積物から成る。
- (4) 標高 -28.81 m から -4.51 m までは主としてシルトから成り、所々に細砂が混じり、標高 -6.36 m から -5.96 m の間に砂質堆積物を挟む。標高 -28.81 m から -8.36 m までの層準では貝化石が混入する。ここでは、標高 -16.91 ~ -17.21 m、-17.91 ~ -18.21 m、-23.91 ~ -24.21 m、-24.91 ~ -25.21 m の4層準から得た貝化石について¹⁴C年代の測定が実施された。年代測定は名古屋大学年代測定資料センターにおいて行われ、それぞれ $5,150 \pm 320$ y. B. P.、 $6,900 \pm 580$ y. B. P.、 $9,180 \pm 240$ y. B. P.、 $8,660 \pm 140$ y. B. P. と決定された。また、堆積物の顕微鏡観察において標高 -17.00 m より上位の試料で火山ガラスが見いだされた。火山灰の濃集帯は標高 -17.50 m 付近にあるものと思われる、その上位および下位の層準における¹⁴C年代値から、その火山灰はアカホヤ火山灰と考えられる。
- (5) 標高 -4.51 m から +1.54 m までは砂または砂礫堆積物から成る。
- (6) 標高 +1.54 m から +3.54 m までは暗黄灰色粘土から成り、上部はやや砂質である。標高 +3.54 m から地表面 (+4.24 m) までは盛り土である。

分析用の試料は標高約 -30.00 m から -2.00 m の間の層準よりおよそ 1.00 m 間隔で採取し、計 27 試料を今回の分析に供した (図 23)。

八条 No.2 コアは全長約 40.00 m で標高 -37.81 m にまで達している。コアの層相は以下のようなものであった (図 26)。

(1) 標高 -30.23 m より下部の砂礫層は完新世基底礫層と考えられる。標高 -34.23 m から -33.78 m にシルトを挟む。

(2) 標高 -30.23 m から -29.63 m までは砂混じりシルトで腐植物が混入する。

(3) 標高 -29.63 m から -25.83 m までは砂質堆積物から成り、標高 -29.63 m から -28.43 m の層準では礫が混じる。

(4) 標高 -25.83 m から -21.33 m までは主として砂混じりシルトから成る。

(5) 標高 -21.33 m から -4.33 m までは主としてシルトから成り、標高 -11.98 m から -11.78 m、-8.78 m から -8.63 m、-6.53 m から -5.43 m に砂質堆積物を挟む。標高 -21.33 m から -8.78 m までの間のシルト層中には多くの貝化石が混入する。No.1 コアと同様に、火山ガラスの分布からアカホヤ火山灰の濃集帯が標高 -17.50 m 付近にあるものと推定され、この層準の年代は約 6300 y.B.P. と考えられる。

(6) 標高 -4.33 m から -0.93 m は砂質堆積物から成る。

(7) 標高 -0.93 m から -0.43 m は砂質シルトで腐植物を含む。

標高 -0.43 m から地表面 (+2.37 m) までは盛り土である。

分析用の試料は標高約 -38.00 m から -4.00 m までの層準からおおよそ 1.00 m 間隔で採取し、計 33 試料を今回の分析に供した (図 27)。

3-3-2-2 珩藻帯と堆積環境

堆積物中の珩藻遺骸群集は八条 No.1、No.2 コアともに海生種、汽水生種、淡水生種が層準が変わるたびに頻りに増減を繰り返す複雑な様相を呈した。そのうえ両コアとも、標高 -20.00 m 付近と -14.00 m 付近の層準からの堆積物で珩藻殻含有量が非常に少なく、珩藻分析単独では古環境解釈について連続した情報を得ることが困難であった。

4-3-2-2-1 八条 No.1 コア

海生、汽水生、淡水生の三つの生態区分に類別された珩藻遺骸群集の組成変化から、堆積物は下位より淡水珩藻帯 1 (FD1ゾーン)、遷移帯 1 (Tr1ゾーン)、海生珩藻帯 (MDゾーン)、遷移帯 2 (Tr2ゾーン) の四つの珩藻帯に区分された (図 23)。標高 -14.00 m 付近で珩藻殻含有量が少なく、十分な古環境復元ができなかったために、海生珩藻帯 (MDゾーン) と遷移帯 2 (Tr2ゾーン) との境界は不明瞭であった。

淡水珩藻帯 1 (FD1ゾーン) :

淡水生珪藻が約 80 %を占め、淡水が優勢な環境条件下で堆積は進行したものと考えられる。ここでは、淡水生種として Cocconeis placentula、Cymbella spp.、Gomphonema spp. など、河川の付着性種が多く出現した (図 25)。その一方で、沼沢のような止水環境を好む Pinnularia spp. も 15.0 %と比較的多く出現した。このことから、このゾーンの堆積環境は流れの緩やかな河川環境であったものと推定される。

遷移帯1 (Tr1ゾーン) :

このゾーンは海生種、汽水生種、淡水生種が交互に増減をくり返しながら、全体として上位にいくにしたがって海生種が増加する傾向を示した (図 24)。

このゾーンでは、海生種として Diploneis suborbicularis、Nitzschia granulata、汽水生種として Cyclotella striata var. baltica、Diploneis pseudovalis、Rhopalodia gibberula (図 24)、淡水生種として Cocconeis placentula、Cymbella spp.、Gomphonema spp. が出現し (図 25)、最下部の標高約 -30.00 m と -26.00 m からの試料 (No.1、4) において、淡水生種がそれぞれ 79.6 %、72.3 %と優占した (図 23)。また、最下部の試料では Pinnularia spp. が比較的高い出現頻度 (15.0 %) を示した (図 25)。

珪藻遺骸群集の三つの生態区分が交互に優占するから、このゾーンでは堆積は主に河川感潮域で進行したものと考えられる。ただし、最下部の試料での Pinnularia spp. のような止水域を好む珪藻種の出現は、標高 -30.00 m 付近に挟在するシルト層が -28.81 m から上位のシルト層とは異なった環境下で堆積したものであることを示唆した。しかし、ここでは堆積環境に関する情報の不足のため、十分な古環境復元はできなかった。

海生珪藻帯 (MDゾーン) :

標高 -20.00 m と -15.00 m 付近の層準では、堆積物中にほとんど珪藻殻が含有されていなかった。古環境解釈に十分量の珪藻殻を含有した試料 (No.7、8、12-14) では、海生種が 50 %以上出現し、特に標高約 -18.00 m から -16.00 m の間 (No.12-14) では、珪藻遺骸群集は海生種と汽水生種が 90 %以上を占めた (図 23)。これらの層準は¹⁴C年代値とアカホヤ火山灰の挟在から、約 6,000 y.B.P.の海進頂期に相当する。海生種と汽水生種の優占は海水が最も内陸奥部まで進入したことを示し、これらの層準が年代的に海進頂期に相当することと調和する。

このゾーンでは、海生種として Cyclotella striata、Cyclotella stylorum、Diploneis suborbicularis、Nitzschia granulata、Nitzschia lanceolata、汽水生種では Cyclotella striata var. baltica が出現した (図 24)。これらの種の出現は、堆積が内

湾で進行したことを示し、標高約 -18.00 m から -16.00 m の層準で Cyclotella striata + Cyclotella stylorum、Cyclotella striata var. baltica といったプランクトン性種が全体で 23.5-49.0 % と高い出現頻度を示した。このことは、この層準が海進頂期に海域の水深が最も増したことを反映するものと解される。

遷移帯 2 (Tr 2ゾーン) :

このゾーンでは、再び海生種、汽水生種、淡水生種が交互に増減をくり返すようになった (図 23)。

ゾーン下部 (No.17-21) では、海生種 Cyclotella striata + Cyclotella stylorum および汽水生種 Cyclotella striata var. baltica が全体で 23.3-53.4 % と優占的に出現したが (図 24)、MDゾーンと比べて、海生種と汽水生種の出現頻度は減少する傾向を示した。ここでの海生種と汽水生種の減少は、海進頂期後、海退していく過程を反映するものと考えられる。ゾーン中部 (No.22) では、淡水生種として河川における付着性種 Achnanthes lanceolata + Achnanthes linearis が急増し、22.4 % と優占した (図 25)。淡水生種の著しい増加は、海が一時的に後退したことを示唆する。年代測定用の試料が得られていないため、この層準の堆積年代は明らかではない。

ゾーン上部 (No.23-25) では、海生種 Cyclotella striata + Cyclotella stylorum (3.1-8.5 %)、Nitzschia granulata (0.5-11.6 %)、汽水生種 Cyclotella striata var. baltica (14.9-32.6 %) が出現し (図 24)、ゾーン最上部 (No.25) では、淡水生種 Cocconeis placentula が 23.7 % と比較的高い出現頻度を示し、これに Cymbella spp.、Gomphonema spp. が随伴した (図 25)。

ゾーン全体として、海生種、汽水生種、淡水生種が交互に優占する状況は、Tr 2ゾーンもまた堆積が河川感潮域で進行したことを示すものと解される。

標高 -4.51 m より上位で、堆積物はそれまでのシルト質堆積物から礫の混じる砂質堆積物へと大きく変化した。珪藻殻はほとんど含有されなかったが、これらの砂質堆積物は河川の土砂流によって運搬され、急速に沈積したものと推定される。

本コア全体を通じて、珪藻遺骸群集の著しい組成変化は、本調査地点における堆積が完新世を通じて、河川流路で進行したことを示すものと考えられる。このため、堆積物は沈積後に幾度かにわたる土砂流によって削りとられた可能性があり、特に砂質堆積物の下限では侵食による地層の削剥、すなわち時間面の欠落が考えられる。

3-3-2-2-2 八条 No.2 コア

本コアでは珪藻殻を含有しない堆積物が多く、珪藻帯区分が困難であったが、下位から上位にかけて淡水珪藻帯1 (FD1ゾーン)、遷移帯1 (Tr1ゾーン)、海生珪藻帯 (MDゾーン)、遷移帯 (Tr2ゾーン)、淡水珪藻帯 (FD2ゾーン) の変化傾向が認められた (図 27)。

淡水珪藻帯1 (FD1ゾーン) :

古環境解釈に必要な十分量の珪藻殻を含有する堆積物試料 (No.2、3) は、標高 -34.60 m の砂質層と -34.00 m のシルト質層とから得られた。ここでは、淡水生種が 98 %以上を占め、堆積が淡水域で進行したことを示している。淡水生種として Fragilaria spp. がそれぞれ 37.6 %、87.9 %と優占し、その中で特に Fragilaria construens およびその変種 (var. binodes および var. venter) が多く出現した (図 29a)。Fragilaria construens は電気伝導率の比較的高い水域によく出現し (Patrick and Reimer、1966)、湖沼のような止水域の沿岸にプランクトンとしてよく出現する種である

(Hustedt、1930a)。これらのことから、完新世初期において調査地点には止水環境が存在したことが示唆される。

標高 -25.83 m より下位の層準はほとんど礫混じりの砂質堆積物から成り、標高 -34.00 m と -30.00 m 付近でシルト質堆積物を挟在した。これらのシルト層は、それを覆う砂質堆積物の沈積の際、侵食された可能性がある。

遷移帯1 (Tr1ゾーン) :

標高 -30.00 m のシルト層からの試料 (No.6) では、海生種と汽水生種がそれぞれ 14.8 %と 55.6 %出現し、堆積環境は海水の影響下にあったことが示される。シルト層は砂質堆積物によって覆われ、シルト層の形成後に土砂流の流入があったことを示している。標高 -26.20 m から -20.80 m (No.9-14) までの層準では海生種が 8.9-44.9 %、汽水生種が 24.9-66.7 %、淡水生種が 7.1-66.2 %の範囲でそれぞれ変動した。ここでは海生種として Nitzschia granulata、Nitzschia lanceolata、汽水生種として Cyclotella striata var. baltica、Diploneis pseudovalis、Rhopalodia gibberula (図 28)、淡水生種として Cymbella spp.、Gomphonema spp. などが出現したが (図 28、29)、ゾーン下部は汽水生種 Rhopalodia gibberula、上部は海生種 Nitzschia granulata、Nitzschia lanceolata によって特徴づけられた (図 28)。ゾーン下部と上部を特徴づける種の違いは、堆積環境における塩分濃度変化、すなわち、下部より上部で塩分濃度が高くなったこ

とを示すものと解される。それは海進に伴って、当時の調査地点の水域で塩分濃度が増していき状況を反映するものと考えられる。

海生珪藻帯 (MDゾーン) :

このゾーンの堆積物はほとんど珪藻殻を含有せず、珪藻分析単独ではほとんど古環境復元は困難であった。唯一、珪藻殻を含有した標高 -17.80 m からの試料 (No.17) では、海生種が 73.7 %と優占し、汽水生種と合わせると群集中の 98.3 %を占めた (図 27)。海生種と汽水生種の圧倒的優占は、当時、海水が最も内陸奥部まで進入したことを示すものと考えられ、アカホヤ火山灰の挟在からこのゾーンが海進頂期に相当することと調和する。

海進頂期の堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されない状況は、前述の八条 No.1 コアや気比コアと同様で、豊岡盆地周辺域における共通の特徴である。

遷移帯 2 (Tr 2ゾーン) :

標高 -5.80 m の砂質堆積物試料 (No.29) では、珪藻殻がほとんど含有されなかったが、それ以外の試料 (No.23、28-30) では海生種が 5.4-32.6 %、汽水生種 24.7-51.5 %、淡水生種 22.0-69.0 %の範囲で出現した (図 27)。海生種として Cyclotella striata + Cyclotella stylorum、Diploneis suborbicularis、汽水生種として Cyclotella striata var. baltica、Diploneis pseudovalis、淡水生種として Cymbella spp.、Gomphonema spp. などが出現した。珪藻遺骸群集の各生態区分の出現頻度が拮抗する状況から、このゾーンでの堆積は河川感潮域で進行したものと推定される。しかし、全体的に淡水生種が優勢である状況は、このゾーンが海退の傾向にあることを示すものと考えられる。

淡水珪藻帯 2 (FD 2ゾーン) :

標高 -4.33 m より上位の砂質堆積物 (No.31-33) 中には、比較的多くの珪藻殻が含有されていた。珪藻遺骸群集は淡水生種によって 94 %以上が占められ、淡水生種 Achnanthes lanceolata + Achnanthes linearis + Achnanthes minutissima (15.0-77.6 %)、Cymbella spp. (4.5-33.5 %)、Gomphonema spp. (1.5-16.5 %) などが多く出現した (図 29)。このゾーンに出現した Achnanthes 属の種は、通常、河川などの流水環境を好む種である (Lowe、1974)。このことは砂質堆積物が河川成であることを示すものと解される。このゾーンは、海退期における堆積を示すものと考えられるが、年代値が得られていないため、現時点では年代上の位置づけはできない。

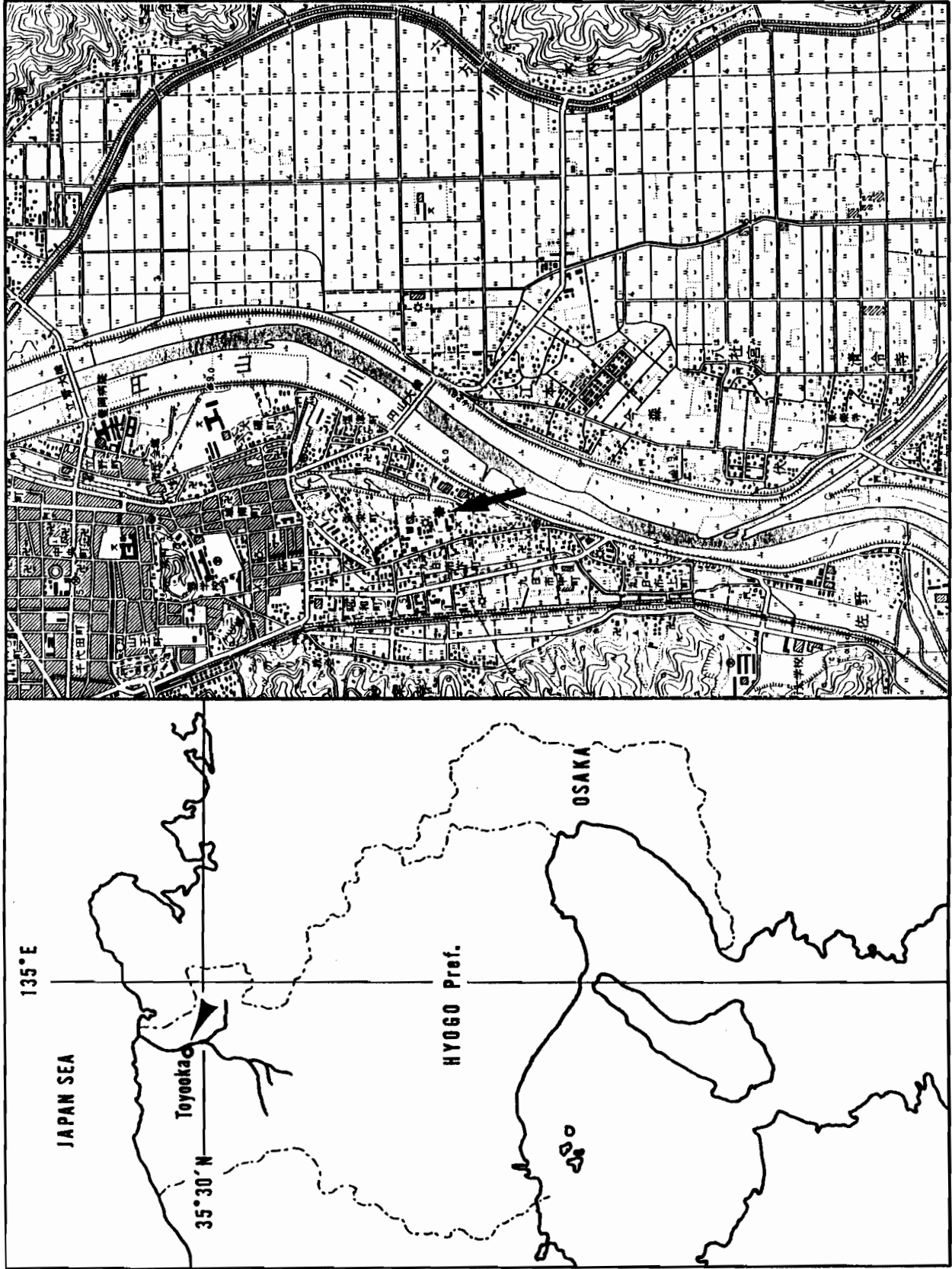


図 21 豊岡盆地八条 No.1 および No.2 コアの採取地点

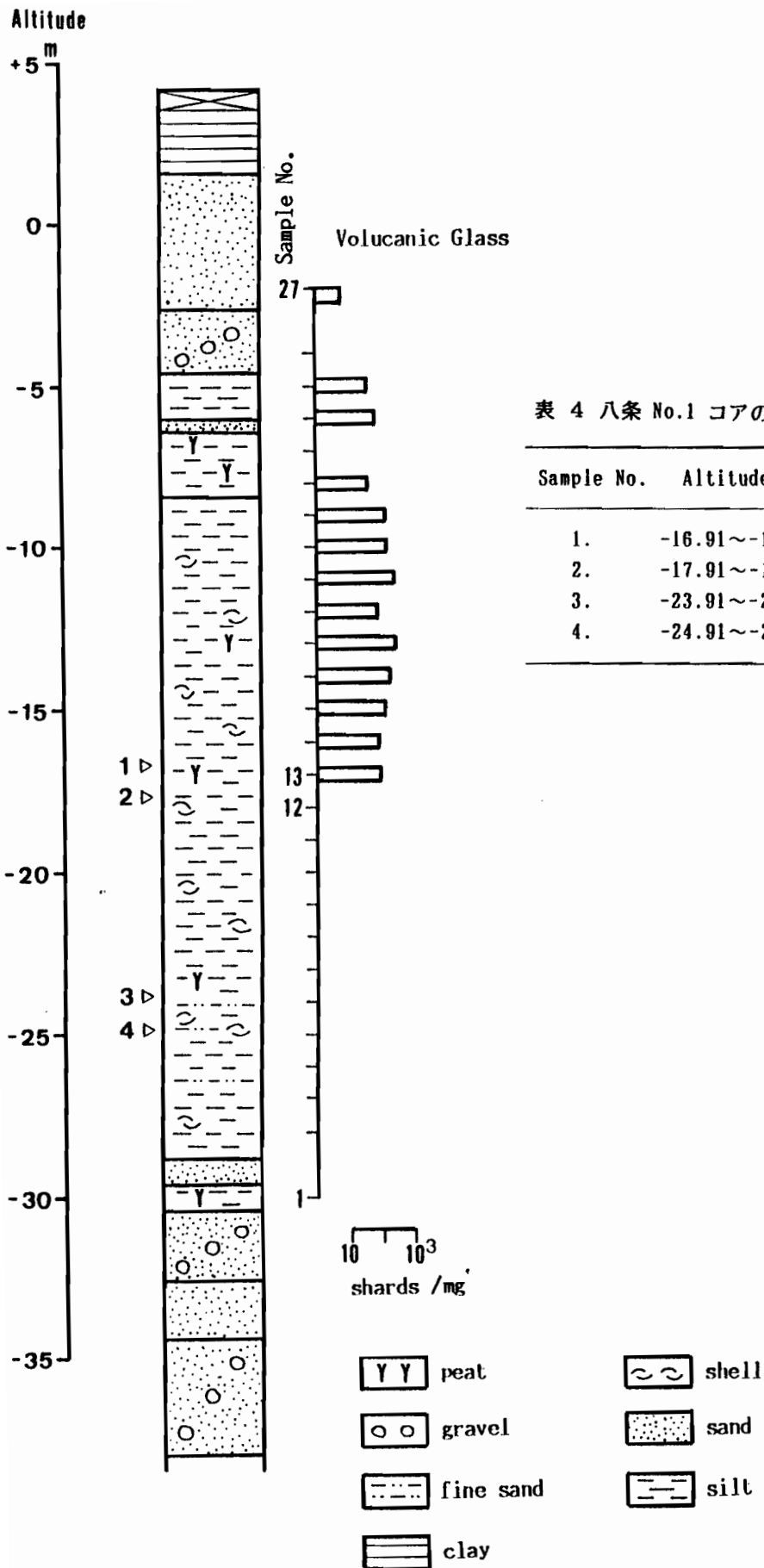


表 4 八条 No.1 コアの¹⁴C年代値 (試料番号は図 22 を参照)

Sample No.	Altitude (m)	Sample	¹⁴ C Age (y.B.P.)
1.	-16.91~-17.21	shell	5,150 ± 320
2.	-17.91~-18.21	shell	6,900 ± 580
3.	-23.91~-24.21	shell	9,180 ± 240
4.	-24.91~-25.21	shell	8,660 ± 140

図 22 八条 No.1 コアの地質柱状図と火山ガラスの量的分布
(番号 1-4 は¹⁴C年代測定用の試料を示す。)

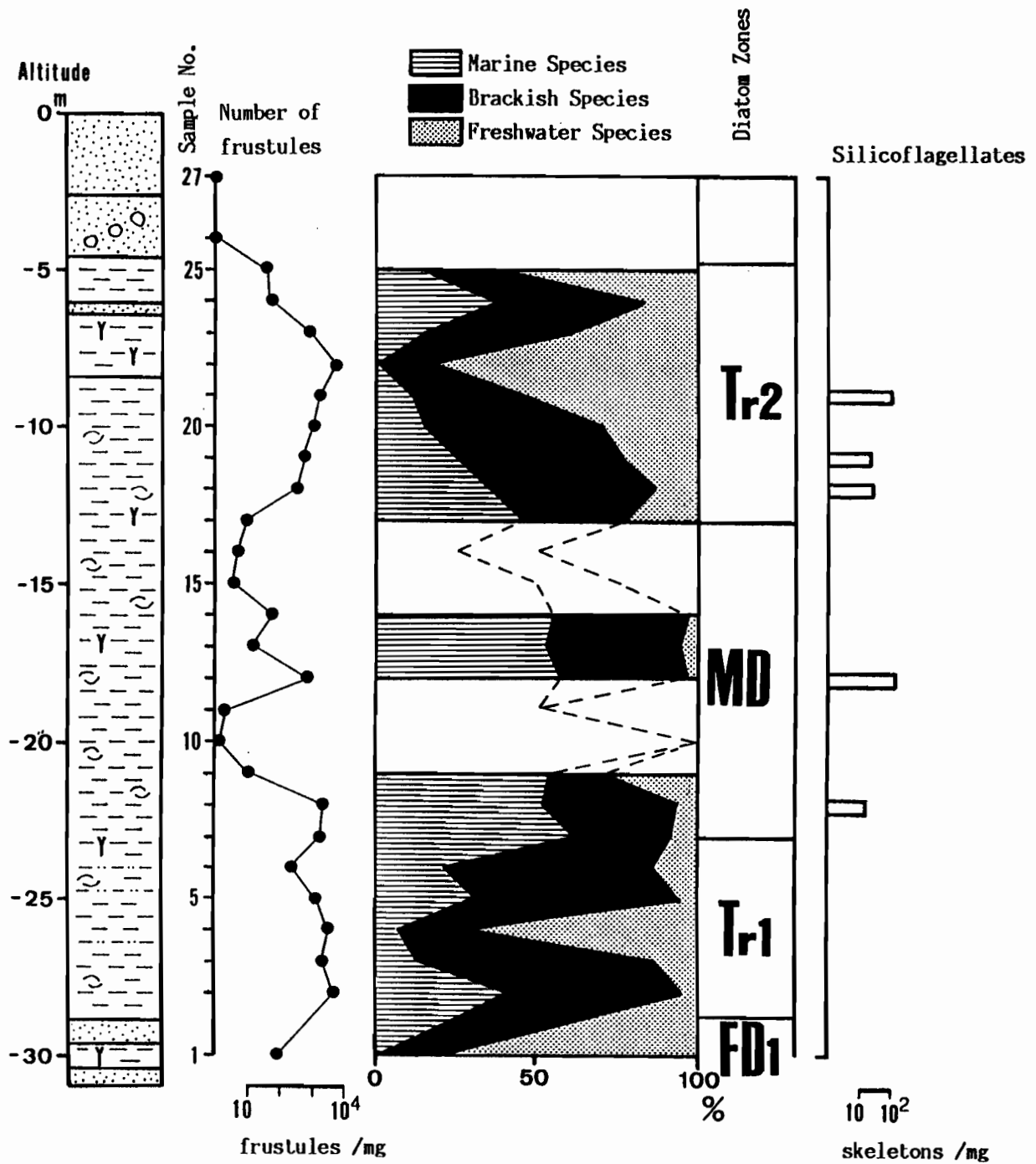


図 23 八条 No.1 コアの珪藻ダイアグラムおよび珪質鞭毛藻遺骸の出現状況

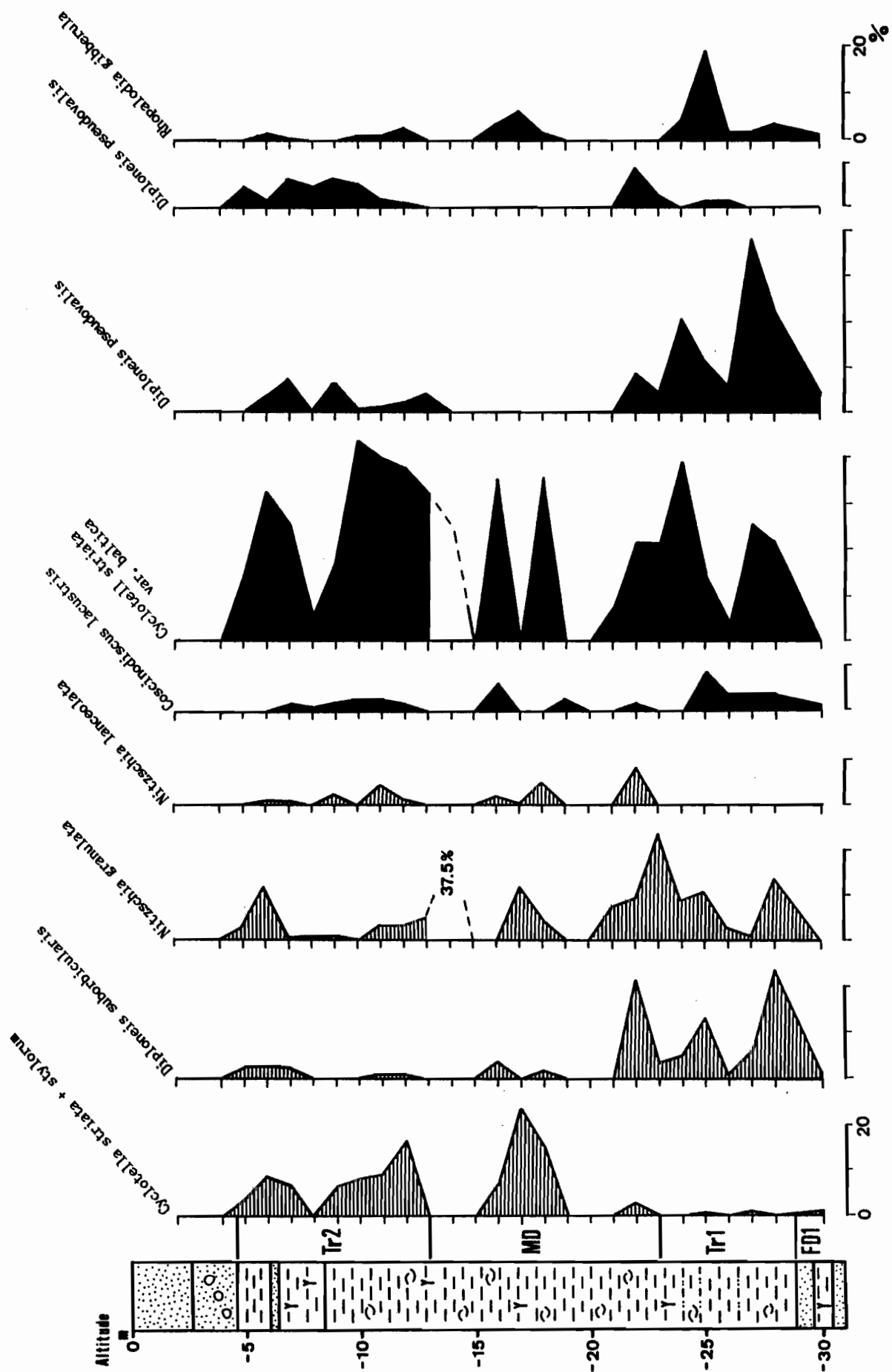


図 24 八条 No.1 コアにおける主要な海生および汽水性藻類の出現状況

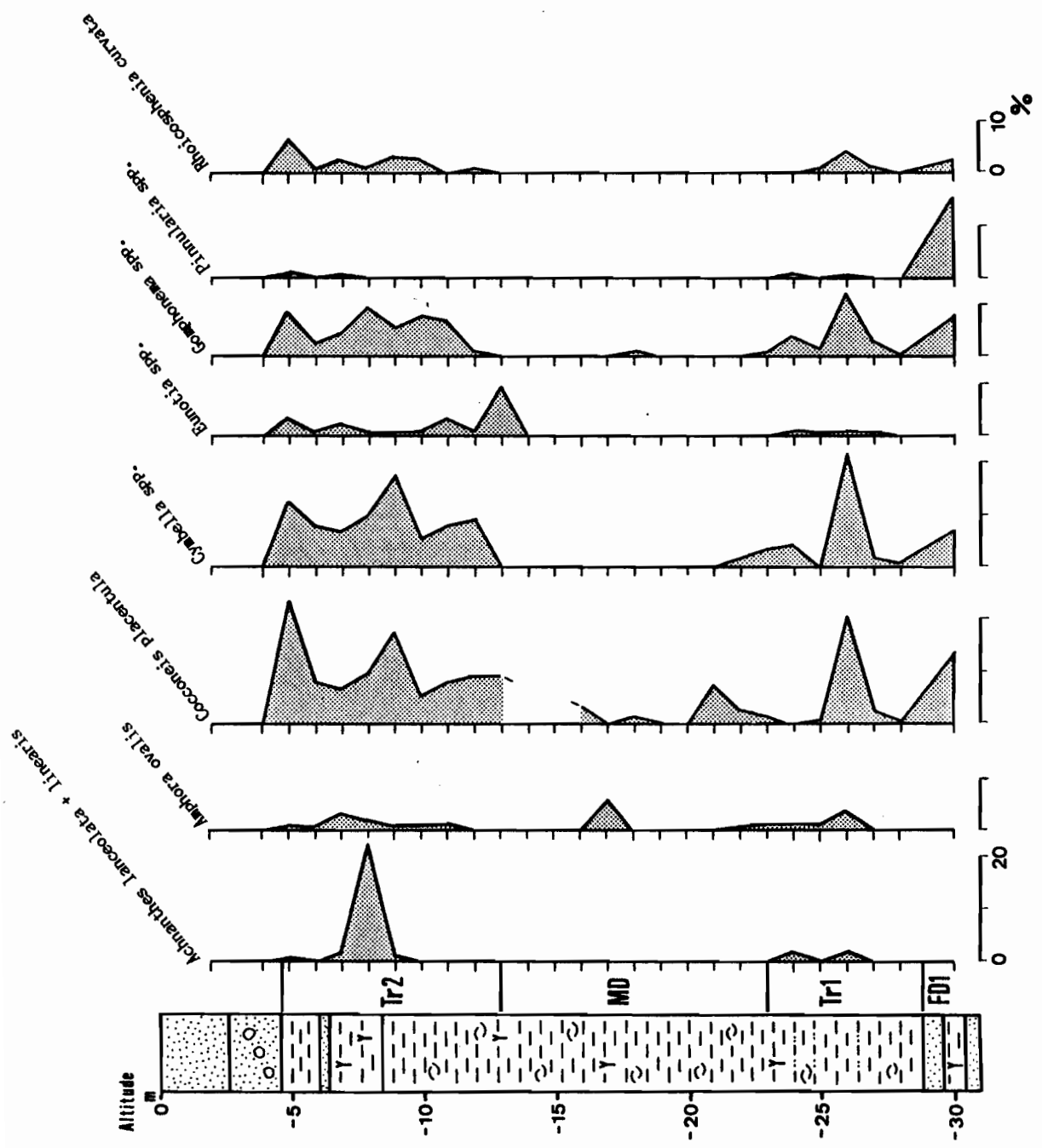


図 25 八条 No.1 コアにおける淡水生珪藻の出現状況

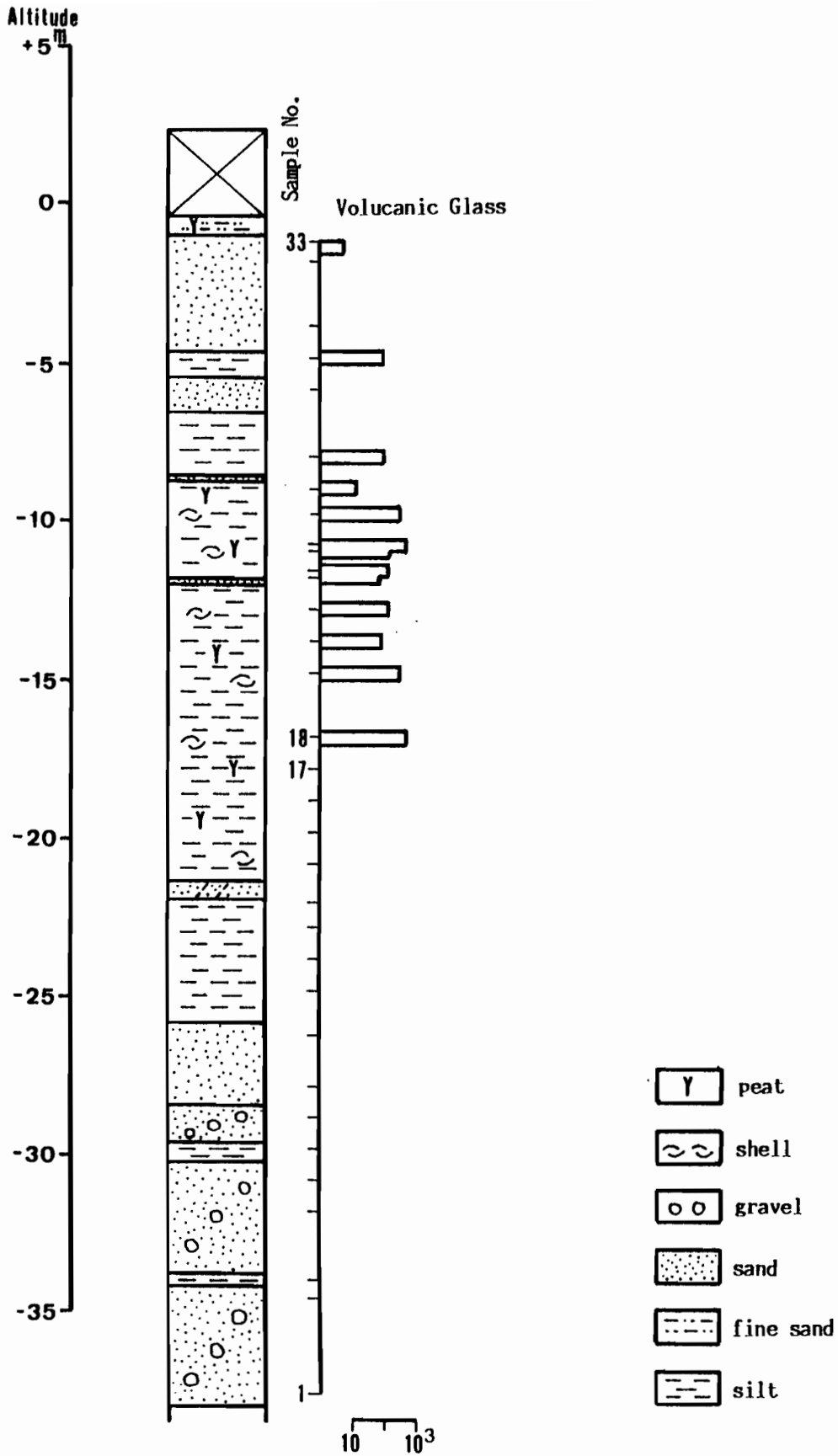


図 26 八条 No.2 コアの地質柱状図と火山ガラスの量的分布

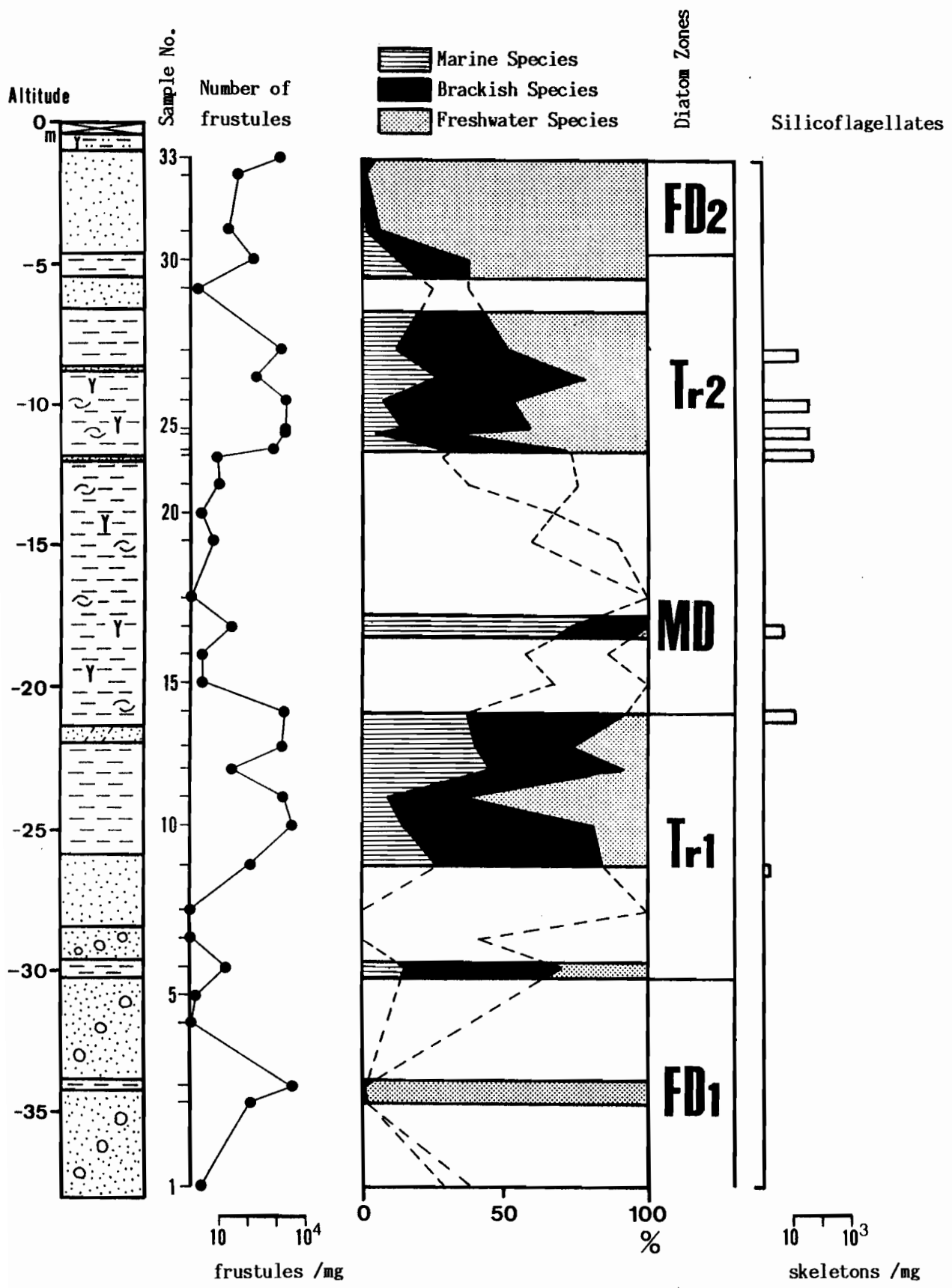


図 27 八条 No.2 コアの珪藻ダイアグラムおよび珪質鞭毛藻遺骸の出現状況

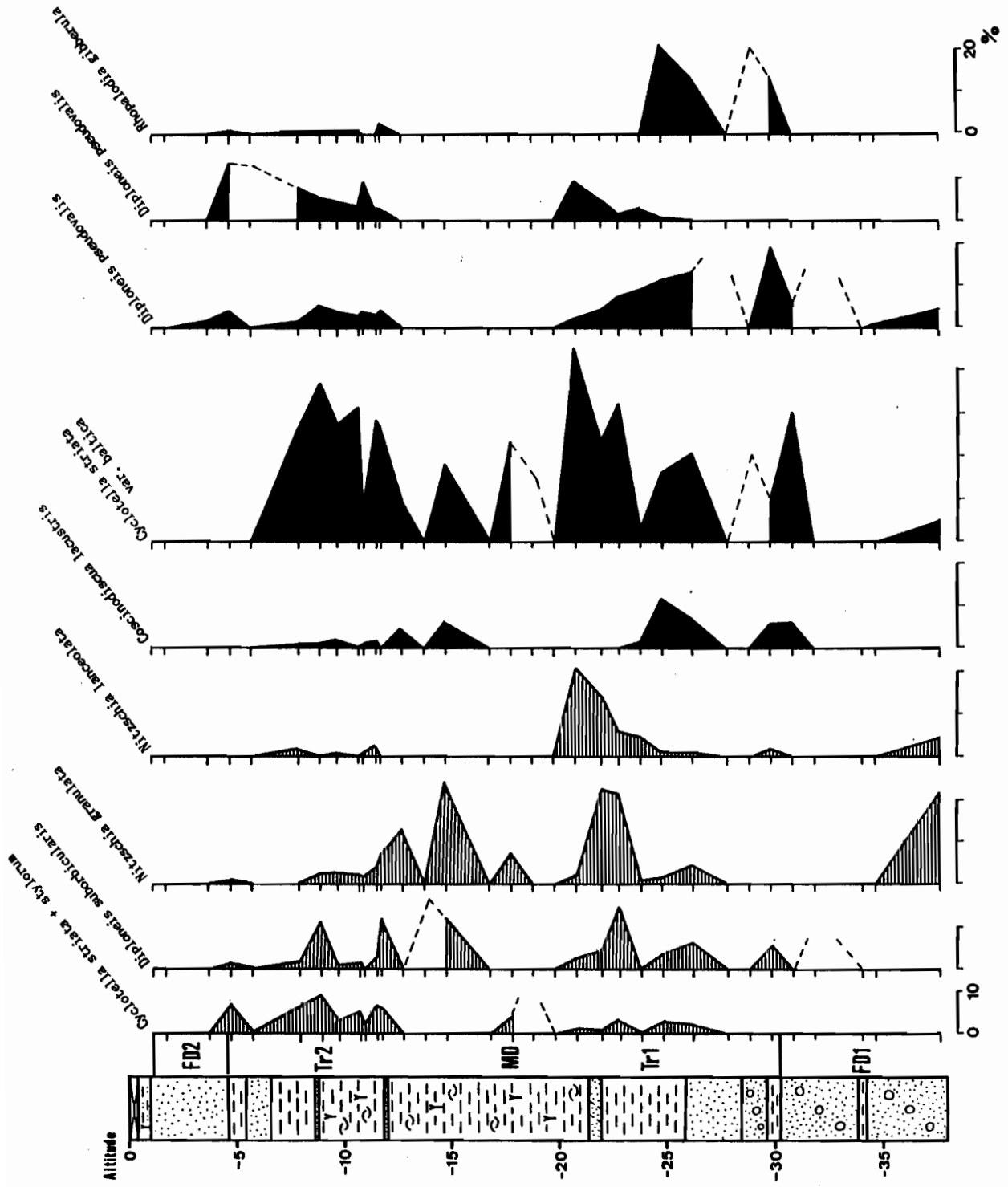


図 28 八条 No.2 コアにおける主要な海生および汽水珪藻の出現状況

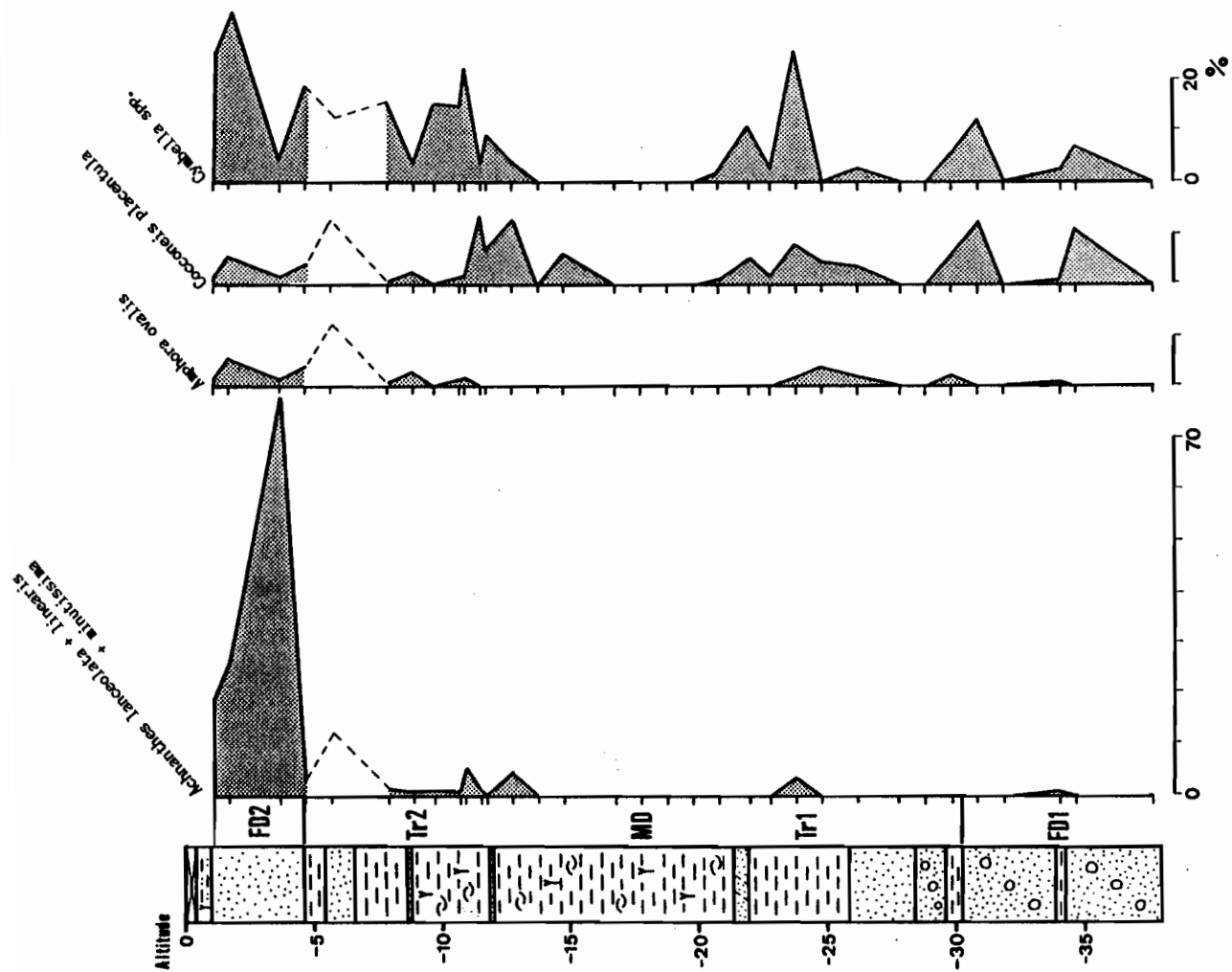


図 29a 八条 No.2 コアにおける主要な淡水珪藻の出現状況

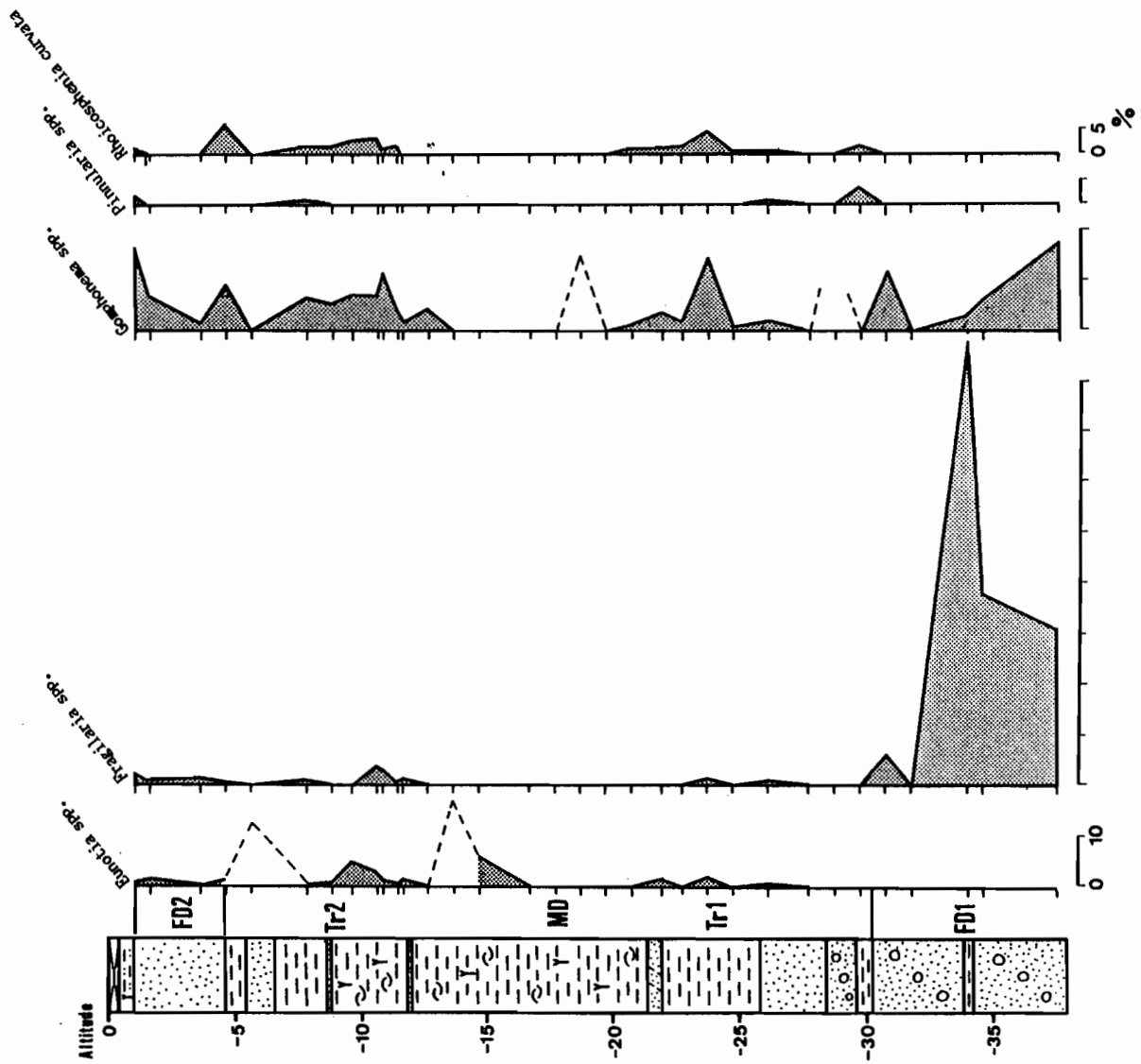


図 29b 八条 No.2 コアにおける主要な淡水珪藻の出現状況

3-4 豊岡盆地中谷コア

3-4-1 分析方法

堆積物試料 1 g (乾燥重量) は、約 10%過酸化水素水 10 ml と塩酸 1 ml を用いて酸処理を行った。水洗後、ピロリン酸ナトリウムを加え、堆積物を十分に拡散させ、粘土成分と粗砂成分を除去して珪藻画分を得た。珪藻画分は、蒸留水を加えて 100 ml とし、0.5 ml をカバーガラス上に塗布した。乾燥後、マウントメディア (和光純薬) で封入し、検鏡用プレパラートとした。珪藻殻の計数は、カバーガラス二枚を全視野観察することにより、1 g あたりの殻数を算定すると同時に種の同定を行った。種の同定と生態に関する情報は、主に Cleve-Euler (1951-1955)、Camburn et al. (1978)、John (1983) より得た。出現した珪藻は海生種、汽水生種、淡水生種の生態区分に類別し、各区分の総数を 1 g あたりの殻数として表現した。

3-4-2 結果および考察

3-4-2-1 層相と¹⁴C年代

中谷コアは、円山川河口から約 15 km 上流の豊岡盆地東端に位置する中谷の水田において採取された (図 30)。コア全長は約 3.00 m で最下部の標高は -1.10 m である。コア堆積物は、層相によって大きく三つの層に区分可能であった。すなわち、

(1) +0.30 m より下部：カキ (*Crassostrea gigas*) 礁が挟在し、所々に貝殻片が認められ、海成層であることが明らかである。層相観察では、カキ礁の挟在する層準の上限をもって海成層の上限と認定され、それは標高 +0.30 m であった。

(2) +0.30 ~ 0.85 m：主として黒灰色ピートよりなり、上位になるにつれて暗灰色へと変化した。+0.40 ~ 0.50 m 付近にシルトが混じる。

(3) +0.85 ~ +1.85 m：主として灰色シルトよりなり、所々に細砂が混じる。標高 +1.85 m から地表面 (+2.10 m) までは耕作土である。

¹⁴Cによる年代測定は名古屋大学水圏科学研究所において実施された。年代測定は標高 +0.30 m 付近の層準より採取した貝化石試料 (マガキ) について行い、 $3,110 \pm 150$ y. B. P. (WRI-8) と決定された。

3-4-2-2 珪藻帯と堆積環境

出現した珪藻は海生、汽水生、淡水生の生態区分に類別し、各区分の総数と優占種を 1 mg あたりの殻数として表した (図 31)。堆積物中の珪藻殻含有量は全体的に非常に少なく、ほとんど出現しない試料もあった。

標高 +0.30 m より下部の層準 (No.1-15) では海生種が優占し、その中で Nitzschia granulata が優占した。また、標高 0 m から +0.30 m のカキ礁付近 (No.12、15) では汽水生種 Navicula yarrensii も特徴的に出現した (図 31)。標高 +0.30 m から +0.50 m の黒灰色ピート層下部 (No.16-18) では珪藻殻は認められなかったが、標高 +0.50 m から +0.70 m の層準 (No.19-22) では汽水生種 Navicula pusilla が特徴的に出現した (図 31)。標高 +0.85 m から +1.85 m の主として灰色シルトからなる層では、+1.00 m より上位の層準 (No.28、30-33) で淡水生種 Amphora ovalis var. affinis が出現した (図 31)。

堆積物中の珪藻殻含有量は乏しかったが、珪藻遺骸群集の構成は極めて単純で、上記のような群集を特徴づける種の出現から、下位より海生珪藻帯 (MDゾーン)、遷移帯 (Trゾーン)、淡水珪藻帯 (FDゾーン) の三つの珪藻帯が認められた (図 31)。しかし、珪藻殻を全く含有しない試料があったために、珪藻分析から得られる堆積環境に関する情報は不連続で、各ゾーンの境界を明確にできなかった。

海生珪藻帯 (MDゾーン) :

このゾーンは Nitzschia granulata によって特徴づけられる。本種は河川の感潮域において潮間帯下部に底生種として普通に出現し (John、1983)、第1章において報告したように、本種は大阪湾周辺の完新統において海成層中の珪藻遺骸群集の主要構成種であった。標高 -0.50 m より下部で出現した Grammatophora oceanica var. macilenta は潮間帯下部で植物付着性種として普通に出現し、標高 0 m から +0.30 m で特徴的に出現した Navicula yarrensii もまた、潮間帯下部で出現する種である (John、1983)。これらの種の出現は、このゾーンの堆積が浅い海域の潮間帯下部で進行したことを示すものと考えられる。このことは、カキ礁の挟在とそれを構成する貝化石群集が内湾の潮間帯に生息する種からなることと調和する。+0.30 m 付近に挟在するカキ礁の¹⁴C年代は 3,110±150 y. B. P. を示した。最近の報告では、約 3,000 y. B. P. は小海進期に相当し、このゾーンは小海進期の豊岡盆地に海が進入していたことを示すものと解される。

遷移帯 (Trゾーン) :

堆積物は黒灰色ピートよりなり、上位にいくにしたがって色調が暗灰色を呈するようになる。このゾーンでは珪藻殻を全く含有しない試料もあったが、海生種は認められなくなり、標高 +0.50 m から +0.70 m では Navicula pusilla が出現した。本種はわずかに塩分を含む水域 (Cleve-Euler、1951-1955) や河川の感潮域において潮間帯上部で出現する

(John, 1983)。本種の出現は海退に伴って調査地点の堆積環境が潮間帯下部から上部へと変化したことを示すものと考えられる。このことと堆積物がピート質であることから、堆積環境はラグーンの後背地に発達した塩水性湿地と推定される。

淡水珪藻帯 (FDゾーン) :

標高 +0.70 m より上位になると Navicula pusilla は認められなくなった。標高 +0.85 m から +1.85 m の層準では、堆積物は主として灰色シルトからなり、所々に細砂が混じった。珪藻殻を含有する試料では Amphora ovalis var. affinis が出現した。このゾーンは河成堆積物からなるものと思われ、河川によって運搬された碎屑物が沈積した後、しばらく滞水状態にあったとき、本種のような珪藻が生息する環境が生じたものと推定される。以上のように、珪藻遺骸群集の優占種は下位から上位の層準にかけて、海生種から汽水生種、さらには淡水生種へと遷移した。このような珪藻遺骸群集の遷移は、本調査地点における約 3,000 y. B. P. の小海進期以降の海退に伴う堆積環境変遷をよく反映されているものと考えられる。

3-4-2-3 豊岡盆地中谷における海成層の上限

地層中のカキ礁の挟在は、その層準が堆積当時は潮間帯に位置していたことを示す(鎮西、1982)。このことから、本調査地では層相観察においてカキ礁の挟在する最上位の層準をもって、海成層の上限と認定し、それは標高 +0.30 m であった。一方、珪藻遺骸群集の解析において、汽水生種 Navicula pusilla の出現から、海水の影響が標高 +0.70 m までであったことが示された。

本論文第1章で、神戸市玉津における海成層の上限認定について論じた。そこでは、貝類遺骸、生痕化石、硫黄の析出状態、珪藻遺骸群集に基づいて、海成層の上限認定を試みたところ、それぞれの指示する海成層の上限の間に差異が認められた。本調査地点でも、カキ礁の指示する海成層の上限と珪藻遺骸群集が指示するそれとの間に若干の差異が認められた。神戸市玉津において、堆積物中の珪藻遺骸群集から判断される海成層の上限が旧海面の高潮面を反映している可能性を指摘したが、ここでも珪藻遺骸群集が指示する海成層の上限はカキ礁との位置関係から、旧海面の高潮面を反映している可能性がある。

以上のことから、豊岡盆地中谷では珪藻遺骸群集が指示する海成層の上限は、汽水生種 Navicula pusilla が認められなくなる標高 +0.70 m 付近と認定される。標高 +0.30 m 付近のカキ礁が約 3,000 y. B. P. を示したことから、海成層の上限は約 3,000 y. B. P. の小海進期から約 2,000 y. B. P. の弥生小海退期にかけての旧海面の位置を指示しているものと判

断される。

3-5 気比低地および豊岡盆地における完新世の堆積環境変遷

以上に、気比コア、八条 No.1 および No.2 コア、中谷コアの珪藻分析の結果から、それぞれのコア採取地点における堆積環境について述べた。これらのコア解析から得られた情報をもとに、現時点で復元できる気比低地と豊岡盆地における完新世の堆積環境の変遷を以下に要約する。

気比コアでは、約 5,000 y.B.P. より以前の完新世海進期に相当する層準で、珪藻殻がほとんど含有されておらず、珪藻分析からは約 5,000 y.B.P. より以前については堆積環境に関する有益な情報は得られなかった。しかし、貝類群集などから、それらの層準は海成堆積物からなることが示され、気比コアの最下部の約 7,500 y.B.P. にはすでに気比低地に海が進入していたものと考えられる。珪藻分析の結果から、気比低地では約 5,000 y.B.P. から海域の時代が続き、約 3,000 y.B.P. に砂州の発達に伴って一時的な淡水化が生じたことが示された。その後、汽水環境の時代から淡水域の時代を経て離水したことが示された。

一方、豊岡盆地では、八条 No.1 コアで得られた最も古い¹⁴C年代値と珪藻分析に基づく当時の堆積環境から、少なくとも約 8,000 y.B.P. には海が進入していたものと推定される。八条 No.1 と No.2 コアの解析結果から、完新世海進頂期（約 6,000 y.B.P.）には海は最も内陸奥部へと進入して、内湾となっていたことが示された。中谷コアの解析結果から、豊岡盆地でも約 3,000 y.B.P. 以降に淡水が優勢となり、次第に河成堆積物による埋積が進行していったことが示された。

豊岡盆地では、海進頂期以降の年代測定値が得られていないことや、珪藻遺骸群集の遷移が複雑で古環境解釈が難しいことから、約 6,000 y.B.P. から約 3,000 y.B.P. までの間の堆積環境の詳細については現時点では明らかにすることはできなかった。

4-6 沈降域における海成層の上限

第四紀の海面変化研究にとって、隆起域の海成段丘や隆起サンゴ礁の研究が重要視されている（例えば、米倉、1979）。それは隆起域では、海面の位置を指示する地層や地形が、その後の土地隆起によって侵食作用をほとんど受けずに、過去の海面変化の記録をよく保存しているからである。

Sugimura and Naruse (1955) は、隆起域にある南関東地方に発達する海成段丘の現在の

高度分布から地殻変動の要素を差し引くという手続きをとって、わが国で初めて海面変化曲線を描いた。同様に、銚子半島高神低地において、鹿島ほか（1990）は珪藻分析に基づいて海成層の上限を認定し、その地域における完新世海面変化を明らかにした。そこでは、海成層の上限は標高 +4.00 m 前後にあって、形成年代は 5,000 ~ 5,500 y.B.P. である。これは完新世における最高海面期の旧海面の位置、すなわち marine limit を示すものと考えられる。このように、一般に隆起域では marine limit がよく保存される傾向にある。

一方、安定域や沈降域では、海面変化の記録としての地層はほとんど現海面以下に沈んでおり、かつ安定域であるほど新旧の海面変化が同じような高さでくり返すため、それらは新旧のものが重複したり、旧期のものが新期の侵食作用によって侵食されるから欠落が多くなる（貝塚、1991）。

兵庫県豊岡市は過去5年間の沈降量をみると、0.48~22.88 mm/年という著しい沈降域にある。すでにみたように、円山川近くで採取された八条 No.1 および No.2 コアの層相はいずれも複雑で、旧期の地層が新期の堆積物が沈積する際に侵食され、時間的な欠落が多くあると判断された。これは調査地点が沈降域であるとともに、海進頂期以降の堆積が河川流路で進行したことに起因するものと考えられる。これに対して、同じ豊岡盆地内でも河川本流の影響をあまり受けなかった中谷地点では、海成層の上限がよく保存されていた。また、流入河川が小さく、河川の侵食作用の少ないと予想された気比低地でも海成層の上限が保存されていた。第1章神戸市玉津の場合も、海進頂期以降の堆積が河川流路とならなかったことが特徴であり、そのことが海成層の上限がよく保存された要因であった。沈降域・隆起域にかかわらず、河川の影響をあまり受けず土砂供給量の少ないことが、海成層の上限が保存される一つの条件といえる。

珪藻分析と¹⁴C年代測定の結果から、豊岡盆地および気比低地では海成層の上限はいずれも標高 +0.40 ~ +0.70 m にあって、その形成年代は約 3,000 y.B.P. 以降と認定された。このようなわずかな資料をもって豊岡盆地全域について論じるわけにはいかないが、marine limit を指示する海成層の上限が保存されている可能性は低いように思われる。すなわち、貝塚（1991）が述べているように、沈降域にある豊岡周辺域では約 4,500 y.B.P. の小海退期の間も海域の時代が続き、海進頂期の地層はその後の約 3,000 y.B.P. の小海進期のものと重複しているものと推定される。このような例は、完新世を通じて著しい沈降域にあった地域では一般的な現象と考えられ、今後さらに検討する必要がある。

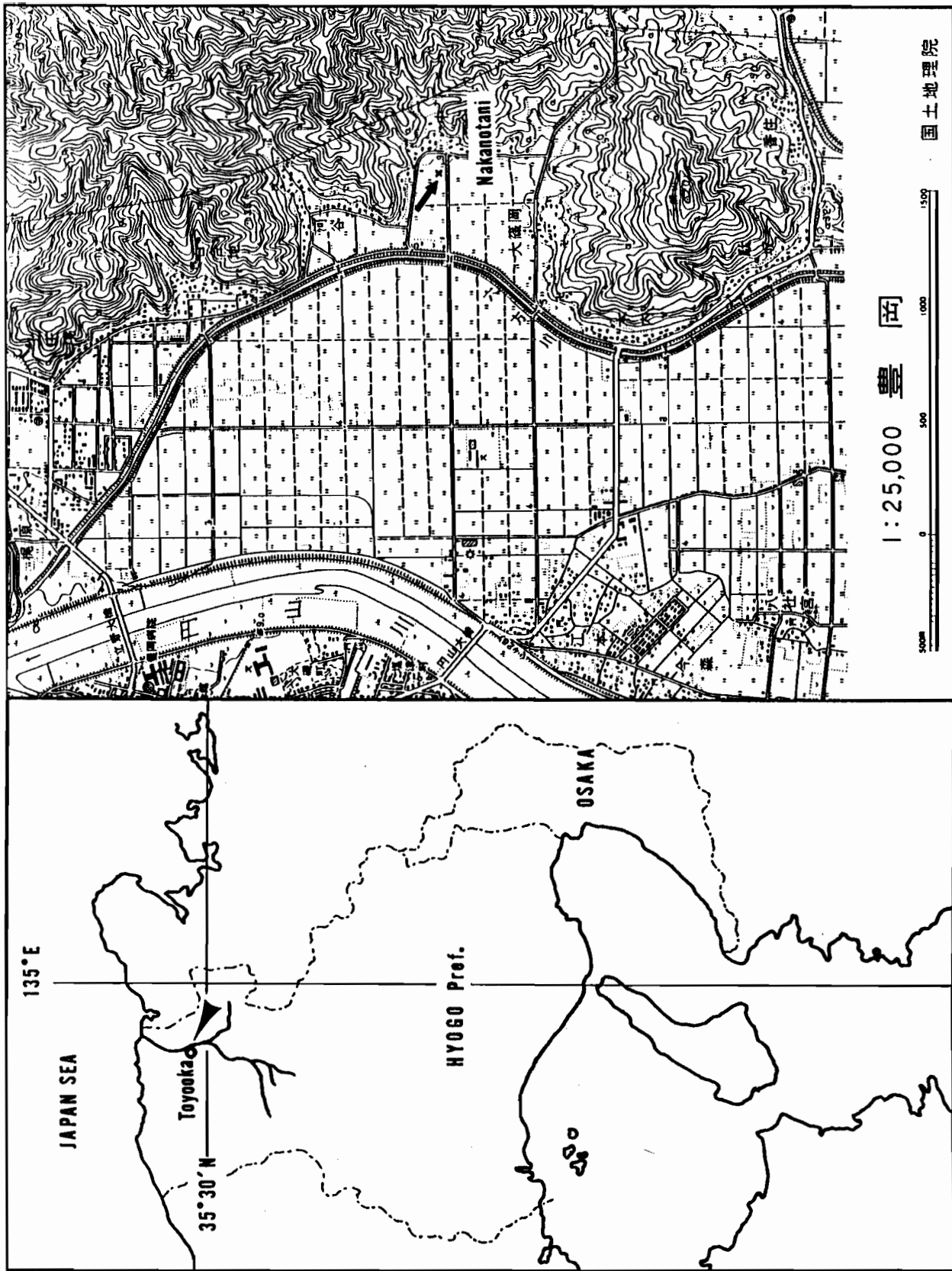


図 30 豊岡盆地中谷コアの採取地点

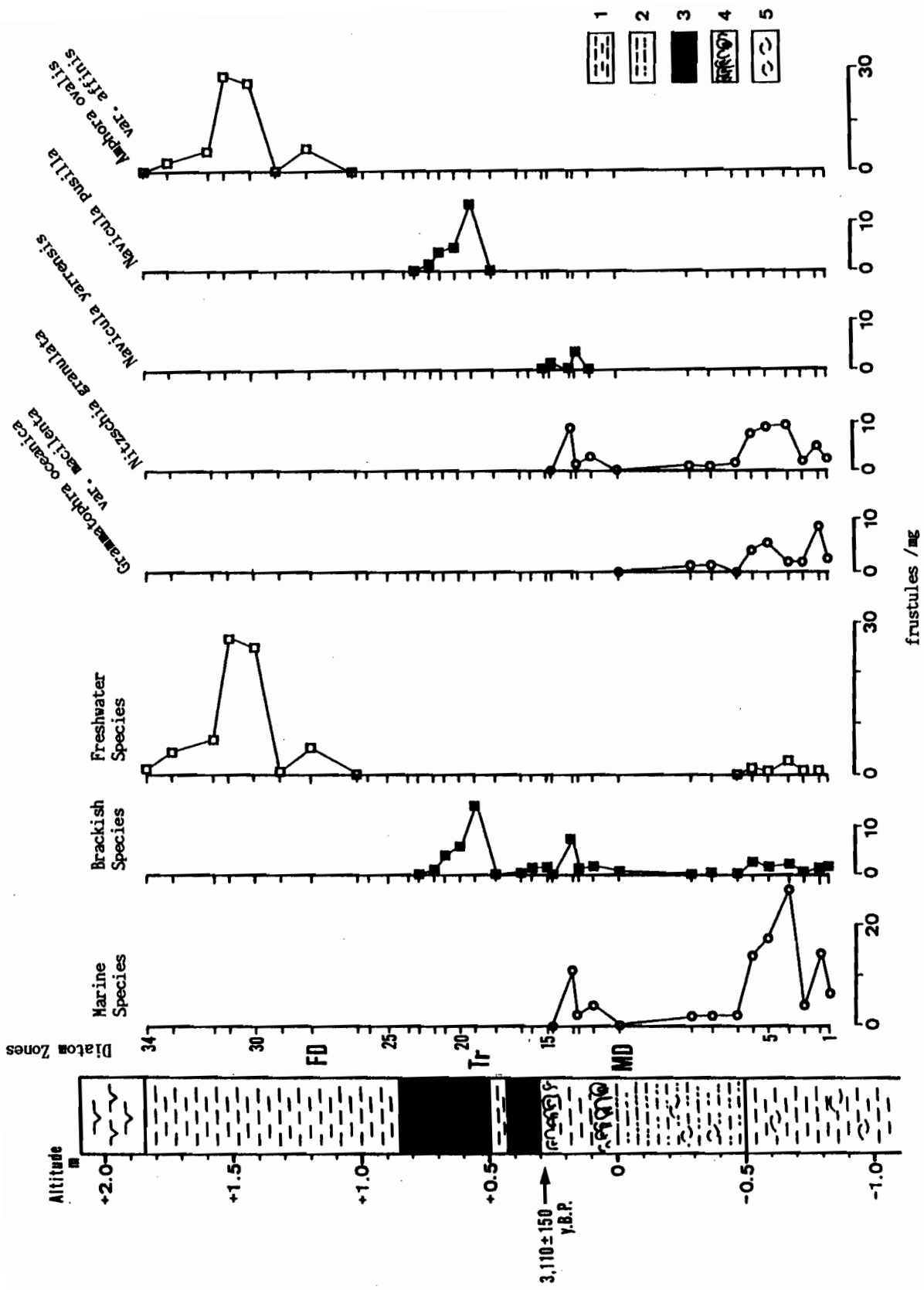


図 31 中谷コアにおける珪藻遺骸群集の出現状況
 (1: シルト、2: 細砂、3: 黒灰色ビート、4: カキ礫、5: 貝化石)

第4章 完新世海進に伴う砂州の発達と堆積環境

4-1 はじめに

砂州は沿岸域にみられる砂礫からなる高まりのうち、バーとバリアーの両者の意味がある。砂・礫や未固結の物質によって海岸線より沖に形成された高まりで、少なくとも高潮位に沈水するものをバー、海岸線に平行して高潮位よりも高く発達し、外洋とラグーンなどの閉鎖水塊とを分離するものをバリアーと呼ぶ(斉藤、1987)。以下においては、「砂州」をもってバリアーを意味するものとする。

一般に海進期においては、最終氷期の谷地形の中に溺れ谷が形成される。外洋に面した地域では岬などの突出部が侵食され、碎屑物が沿汀流によって海岸線に沿って運ばれて砂州が形成される。海面の上昇に伴い、海岸線の後退とともに砂州も後退する。砂州は後退しながらも、その時の海面付近に形成されるので、結果として上方かつ陸側へ成長する。すなわち、砂州は基本的に海進期の堆積相である(斉藤、1987)。

このような砂州の発達は海岸低地の形成過程に大きく関係している。第2章でみたように、佐渡島加茂湖の約 6,000 y. B. P. 以降の堆積環境変遷は、わが国においてこれまでに報告された完新世海進頂期以降の海面の小変動をよく反映し、それは湾口部に形成された砂州の発達が海面の小変動にほぼ同調して進行したことによるものと解釈された。しかし、砂州の発達はその地域の潮位差、碎屑物の供給量、陸棚の勾配などに左右されると考えられるため、必ずしも海面の小変動に同調するとは限らないであろう。

本章では、北海道礼文島久種湖と神戸市垂水(福田川河口)を例に、海岸低地における完新世の堆積環境変遷が砂州の形成とその発達に強く影響され、これまでに報告された完新世の海面変化と必ずしも一致しないケースを取り上げる。久種湖における完新世の堆積環境については、Kumano et al. (1990) による報告があるが、ここではさらに詳しい分析結果から得られた知見に基づいて新たな解釈を試みる。

4-2 礼文島久種湖

4-2-1 概況

沖積平野の発達に乏しい礼文島で、北部の船泊湾に流入するオソナイ川とホロナイ川に沿って、比較的広い沖積低地がみられ、湾に面して砂浜海岸と砂丘地帯が発達する(遠藤、1984)。オソナイ川の河口部には、オソナイ砂丘が発達し、久種湖を船泊湾から隔ててい

る。

久種湖はわが国の最北端に位置する湖で、湖面積 0.49 km²、湖岸線延長 3.0 km、最大水深 5.2 m、平均水深 3.5 mを有する。現在は淡水湖となっており、筆者が行った 1988年 7月の水質調査の結果によると、総窒素 0.66-0.73 mg/l、総リン 0.042-0.053 mg/l、クロロフィル a 量 12.1-17.2 μg/l で、富栄養状態にある。湖奥部沿岸には湿原が発達し、ミズバショウやミツガシワなどが群生する。コア試料は湖岸の湿原においてピートサンプラーを用いて採取された (図 32)。

4-2-2 分析方法

堆積物試料 1 g (乾燥重量) を粉碎した後、1N 塩酸と 30 %過酸化水素水で処理した。酸処理した試料懸濁液にピロリン酸ナトリウムを加え、堆積物粒子を十分に拡散させ、粒子の沈降速度の違いを利用して粘土成分と粗粒堆積物成分を除去して珪藻画分を得た。珪藻画分は蒸留水を加えて 100 ml とし、0.5 ml をカバーガラス上に塗布した。乾燥後、マウントメディア (和光純薬) で封入し、プレパラートとした。珪藻殻の定量は Microtransect 法により、最終的に堆積物乾燥試料 1 mg あたりの殻数を算定した。堆積物中の珪藻遺骸群集の組成を明らかにするために、珪藻殻の計数は最も優占する taxon の殻が 50個に達するまで行った。出現した珪藻種の同定は、Cleve-Euler (1951-1955)、Hustedt (1930a、1930b、1961-1966)、Patrick and Reimer (1966、1975)、Van Der Werff and Huls (1957-1974)、John (1983) によった。これらの文献から得られた珪藻種に関する生態情報から、出現した珪藻を海生、汽水生、淡水生の生態区分に類別し、その組成を百分率 (%) で表した。

4-2-3 層相と¹⁴C年代

コアの全長は 16.25 m で、地表面から基底部の標高約 -14.00 m にまで達した (図 33)。

コアの層相は標高約 -13.00 m 付近より下位においてシルト質粘土に砂や礫が混じり、-13.30 m より下位では完全に砂礫層から成る。この砂礫層は完新世基底礫層と考えられる。標高 -13.00 m から -1.30 m までは概ね青灰色シルト質粘土から成る。標高 -8.00 m から -7.00 m でラミナがよく発達し、所々で細砂や腐植質が混じる。特に、標高 -11.00 m より下位では腐植質が多く含まれ、標高 -11.70 m 付近には植物遺体が含まれる。この植物遺体について¹⁴C年代測定が行われ、7,310±100 y. B. P. と決定された。また、標高 -7.83 m の腐植質に富んだシルト質粘土についても年代測定が行われ、5,180±210 y. B. P.

と決定された。標高 -1.30 m から +1.30 m までは砂質堆積物から成り、下位から上位にいくにしたがって粗砂から細砂へと粒子は細かく変化した。標高 -0.02 m から得た植物遺体について年代測定を行ったところ、 $1,700 \pm 210$ y. B. P. を示した。標高 +1.30 m から地表面 (標高 +2.47 m) まではピートから成る。

堆積環境の変化をできるだけ詳しく捉えるために、珪藻分析用の試料はコアから 2.0 ~ 50 cm の間隔で採取し、計 44 試料について分析を行った。

4-2-4 結果および考察

4-2-4-1 珪藻帯と堆積環境

堆積物の珪藻殻含有状態および海生種、汽水生種、淡水生種の出現状況を図 34 に示した。堆積物試料の分析を試みたところ、珪藻殻をほとんど含有しない試料が所々でみられた。すなわち、標高 -12.50 m より下位の層準 (No.1-8)、-11.90 m (No.11)、-11.40 m (No.12)、-8.50 m (No.18)、-0.50 m (No.39) の計 12 試料であった。珪藻殻をほとんど含有しない堆積物から成る層準については、珪藻分析から堆積環境を明らかにすることは困難であったが、層相と堆積環境が明らかな上下の層準からの情報に基づいて、堆積環境の推定を試みた。

珪藻分析の結果、久種湖で得られた堆積物コアは五つの珪藻帯に区分された。すなわち、下位より海生珪藻帯 1 (MD 1ゾーン)、遷移帯 2 (Tr 2ゾーン)、淡水珪藻帯 (FD 2ゾーン)、遷移帯 3 (Tr 3ゾーン)、淡水珪藻帯 (FD 3ゾーン) であった (図 34)。標高 -12.40 m より下部はシルト質粘土に砂質もしくは粗粒堆積物が混じり、堆積物中には珪藻殻は認められなかったために珪藻帯に区分できなかった。堆積環境に関する確かな情報は得られなかったが、層相から判断してこの層準はほぼ基底部に達しているものと思われる。河成堆積物から成るものと考えられる。河川氾濫原を構成する河成堆積物ではしばしば珪藻殻が含有されていないことがある (佐藤、1985)。

本論文第 1 章の神戸市玉津や第 3 章の豊岡盆地八条 No.1-2 コアでみられたように、通常、海進に伴う堆積環境変遷には遷移帯 1 (Tr 1ゾーン) の介在が認められるが、ここでは、海進に伴う珪藻帯推移においてそれは認められなかった。これは海進以前の堆積環境が河川氾濫原のような陸域であったこと、流入河川が小規模であったこと、当時の海面上昇が急激であったことなどによるものと考えられる。

海生珪藻帯 1 (MD 1ゾーン) (標高 -12.40 m から -12.20 m) :

珪藻分析に十分量の珪藻殻を含有し、海生種が 90 % 以上を占める二つの試料 (No.9、

10) に挟まれた標高 -12.40 m から -12.20 m の層準をMDゾーンとした(図 34)。標高 -12.40 m (No.9) では、海生種 Palaria sulcata と Nitzschia lanceolata がともに 43.1 %の高頻度で優占し、標高 -12.20 m (No.10) では、Palaria sulcata が 56.7 %と優占した(図 35)。これらの種の優占は当時の調査地点の堆積環境が海域であったことを示すものと考えられる。このゾーンは全層準を通じて海生種の出現頻度が最も高かったことから、当時内陸部に海が最も奥深く進入して、古久種湾を形成していたことを反映するものと解される。

標高 -11.70 m の¹⁴C年代が 7,370±100 y. B. P. であることから、このゾーンは完新世海進の開始期に相当するものと思われる。

遷移帯 2 (Tr 2ゾーン) (標高 -12.20 m から -8.20 m) :

ゾーン下部からの試料 (No.11、12) と上部からの試料 (No.18) において珪藻殻含有量が少なく、珪藻遺骸群集の組成を十分に把握できなかったが、概ね下部から中部にかけて主として汽水生種が優占し、上位にいくにしたがってそれらは減少し、代わって淡水生種が増加する傾向を示した(図 34)。珪藻殻含有量の豊富な層準(標高 -11.20 m から -9.00 m) からの試料 (No.13-17) では、海生種として Cocconeis scutellum (12.8-21.5 %) (図 35)、汽水生種として Melosira juergensii (3.3-17.7 %)、Rhopalodia gibberula (11.4-41.3 %) (図 35)、淡水生種として Cocconeis placentula (1.8-19.3 %)、Epithemia spp. (3.8-17.1 %) (図 36) が出現した。また、汽水生種として Mastogloia elliptica + Mastogloia smithii がゾーン上位(試料 No. 15-17) で特徴的に出現した(図 35)。標高 -11.20 m (No.13) では汽水生種 Nitzschia littoralis が32.1 %の高い出現頻度を示した。

主に汽水生種が優占することから、このゾーンの堆積環境は汽水環境で、優占種がいずれも付着性種であることから、水域は浅かったものと推定される。海生種の減少は調査地点における海退現象を反映するものと解釈できる。標高 -11.70 m において¹⁴C年代測定値が 7,370±100 y. B. P. を示したことから、完新世海進の開始期に相当する。

淡水珪藻帯 (FD 2ゾーン) (標高 -8.20 m から -7.25 m) :

このゾーンでは、淡水生種が圧倒的に優占した(図 34)。特に標高 -7.90 m (No.21) では、珪藻遺骸群集は 100 %淡水生種によって占められた。ここでは淡水生種として、Cocconeis placentula が 20.2-52.1 %、Melosira granulata + Melosira italica が標高 -7.90 m (No.21) を除いて 19.8-56.2 %と優占的に出現した。また、Epithemia spp.

も 1.7-10.1 %とよく出現した。淡水生種の圧倒的な優占は調査地点の水域がかなり淡水化したこと示し、さらにプランクトン性の Melosira 属が優占することから淡水化と同時に、水域の水位が上昇したことが示唆される。このことは古久種湾の淡水湖沼への移行プロセスを反映するものと考えられる。

標高 -7.83 m において¹⁴C年代測定値が 5,180±210 y. B.P.を示したことから、このゾーンは完新世海進の頂期に相当するものと考えられる。このような海進期に堆積環境が海域から淡水域へと変化し、さらには湖沼化した原因として、古久種湾の湾口部における砂州の発達と考えられる。当時の沿岸には、典型的なバリアシステムが形成されていたものと考えられ、調査地点はラグーンの内陸奥部に位置していたものと推定される。

遷移帯 3 (Tr 3ゾーン) (標高 -7.25 m から -7.00 m) :

このゾーンでは再び海生種と汽水生種が一時的に増加した (図 34)。海生種として Cocconeis scutellum が標高 -7.20 m (No. 27) で 30.3 %と高い出現頻度を示し、沿岸プランクトン性の Thalassiosira spp. もわずかながら (0.4-4.8 %) 特徴的に出現した。また、汽水生種として Melosira juergensii (2.4-11.2 %)、Mastogloia elliptica (4.8-17.2 %)、Rhopalodia gibberula (4.5-17.6 %) が多く出現した。これらの海生種や汽水生種の増加は調査地点に再び海水が流入したことを示すものと解される。

Tr 2ゾーン、FD 2ゾーン、Tr 3ゾーンは本調査地点の堆積環境が海域から淡水へと移行するプロセス、すなわち古久種湾から久種湖への移行プロセスを反映するものと考えられる。¹⁴C年代測定値より、これらのゾーンは一般に考えられている完新世海進開始期から海進頂期に相当する。

FD 2ゾーンは海面上昇に伴って発達した砂州によって潮流口が閉塞され、ラグーン内の淡水化が急速に進んだことを示し、さらに海面上昇とともにラグーン内の水位も上昇したことを示している。当時の水域はすでに湖沼環境になっていたものと思われる。Tr 3ゾーンでは再び海生種と汽水生種が一時的に増加した。これは砂州の分断、すなわち潮流口の開放により湖内へ一時的に海水が進入し、内陸奥部の調査地点にまで達したことを示すものと解される。

淡水珪藻帯 3 (FD 3ゾーン) (標高 -7.00 m より上部) :

標高 -7.00 m よりコア最上部まで淡水生種が圧倒的に優占した (図 34)。このことは一時的に開放されていた砂州が再び発達して潮流口を閉塞し、それに伴ってラグーンの淡水化が進んだことを示すものと考えられる。

このゾーンは優占種の出現状況から3つのサブゾーンに区分された(図34)。すなわち、標高 -7.00 m から -4.50 m まで (No. 28-34) をサブゾーンFD3a、標高 -4.50 m から層相の変化する -1.30 m まで (No. 35-37) をサブゾーンFD3b、標高 -1.30 m から最上部まで (No. 38-44) をサブゾーンFD3a とした。

サブゾーンFD3a では、Melosira granulata + Melosira italica が標高 -6.20 m (No. 32) で、19.6 %とやや低い出現頻度を示したことを除けば、60 %以上と非常に高い出現頻度で優占した(図36)。このような淡水プランクトン性種の優占は、このサブゾーンにおける堆積が淡水湖沼において進行したことを示すものと解される。標高 -6.20 m (No. 32) では、付着性種 Gomphonema spp. が 28.3 %と高い出現頻度を示した。これは湖沼水位の一時的な低下、あるいは湖沼への河川水の流入が増加したことを反映するものと解される。

サブゾーンFD3b では、Melosira 属が依然として高い出現頻度を示したが、サブゾーンFD3a に比べて減少する傾向を示した(図36)。その一方で、Cocconeis placentula (10.6-19.5 %)が増加した。淡水プランクトン性種の減少とそれに代わる付着性種の増加は、湖沼沿岸の埋積に伴う調査地点の浅化を示すものと考えられ、湖沼生態系の遷移過程を反映するものと解される。

標高 -1.30 m より上部は標高 -1.30 m から +1.30 m までの砂層と標高 +1.30 m より地表面までのピート層から成る。砂質堆積物中には珪藻殻を含有しない試料 (No. 39) がみられたが、砂層およびピート層から得られた堆積物中の珪藻遺骸群集の組成に大きな変化は認められなかったため、サブゾーンFD3c として一括した。ここでは、プランクトン性の Melosira 属はかなり減少し、付着性種が優占した。付着性種として Gomphonema spp. (1.9-31.8 %)、Meridion circulare var. constrictum (3.9-28.7 %) が多く出現し、Cocconeis placentula (6.3-11.7 %)、Cymbella spp. (3.2-15.6 %)、Eunotia spp. (3.7-14.3 %) などが出現した(図36)。Meridion circulare は流水環境に好んで出現する真流水性種である(Lowe、1974)。このほか、Cymbella spp. や Gomphonema spp. なども河川の付着性種として一般的である。これらの種の出現と堆積物がピートであることから、サブゾーンFD3c における堆積は湿原で、流水の影響を強くうけた条件下で進行したものと推定される。河川の流水の影響があったことはピート層下位における砂層の挟在からも伺い知ることができる。その後、調査地点では堆積が進み、湿地化とともに離水したものと考えられる。

4-2-4-2 久種湖における完新世海進期の堆積環境

珪藻遺骸群集の解析結果から、久種湖では完新世海進の開始期に海は内陸へ進入し、古久種湾を形成した後、約 7,000 y. B. P. から湾内の淡水化が始まったことが示された。このように海進期であるにもかかわらず、調査地点において淡水化が起こった原因として湾口部の砂州の発達と考えられる。

礼文島北部の海岸地帯には砂丘地帯が発達し、久種湖はオソナイ砂丘によって船泊湾と隔てられている。オソナイ砂丘は、低地の規模に比べ比較的大規模な比高 10~15 m の、塊状または風食凹地を伴うパラボラ型の砂丘である（遠藤、1984）。このような現在の地形から、完新世海進期の久種湖には典型的なバリアーシステムが発達していたものと考えられる。

現在、礼文島北部は強風地域に属し、オソナイ砂丘は海岸が乾燥する 11月から5月にかけて北~北西あるいは南西の強風によって形成されるものと推定されている（遠藤、1984）。すなわち、風成と考えられている。久種湖では、海進開始期の約 8,000 y. B. P. にバリアーシステムが形成された後、砂州は強風の影響で海面上昇を上回る急速な成長をとげ、完新世の最高海面期より以前に潮流口が閉塞されてラグーンの淡水化が進行したものと解される。

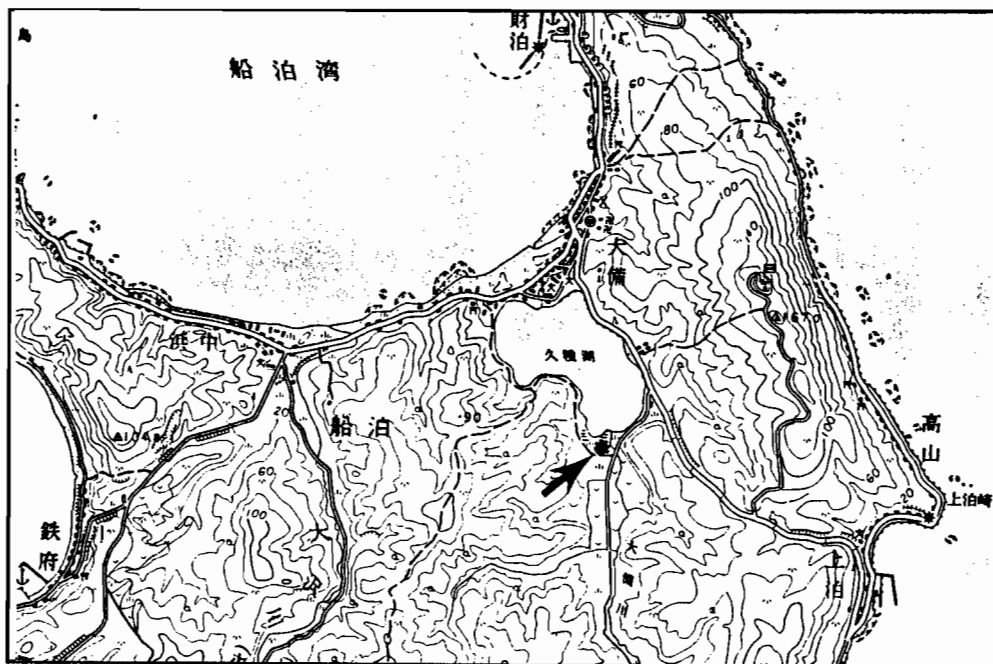
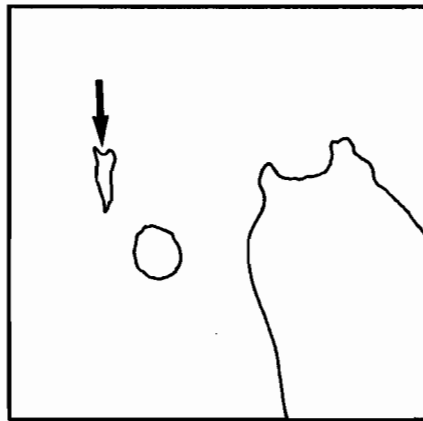
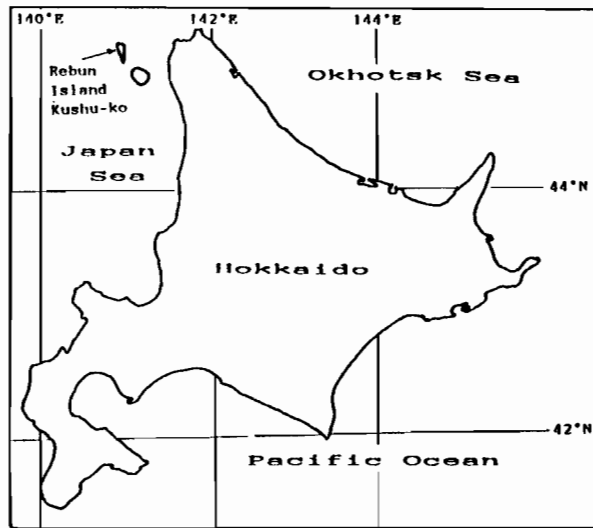


図 32 礼文島久種湖コアの採取地点

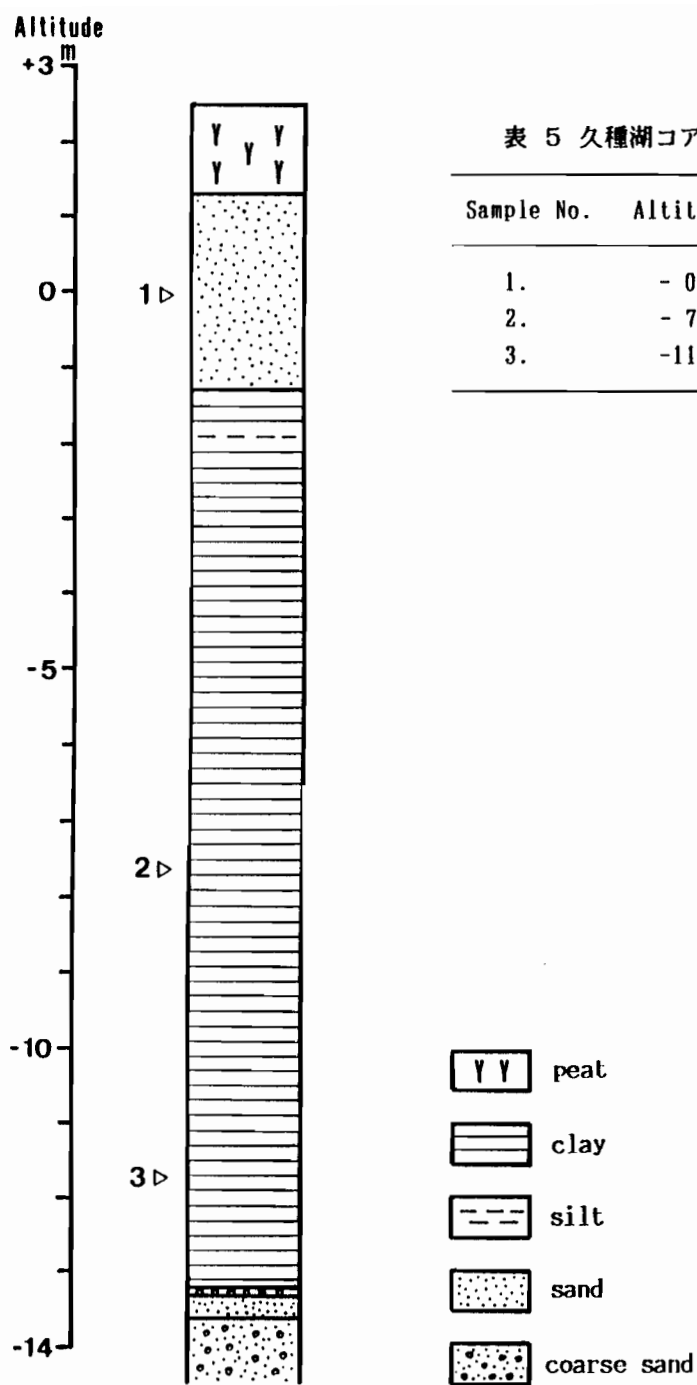


表 5 久種湖コアの¹⁴C年代値 (試料番号は図 33を参照)

Sample No.	Altitude (m)	Sample	¹⁴ C Age (y.B.P.)
1.	- 0.02	plant remains	1,700 ± 210
2.	- 7.83	peaty clay	5,180 ± 210
3.	-11.70	plant remains	7,310 ± 100

図 33 久種湖コアの地質柱状図

(番号 1-3 は¹⁴C年代測定用の試料を示す。)

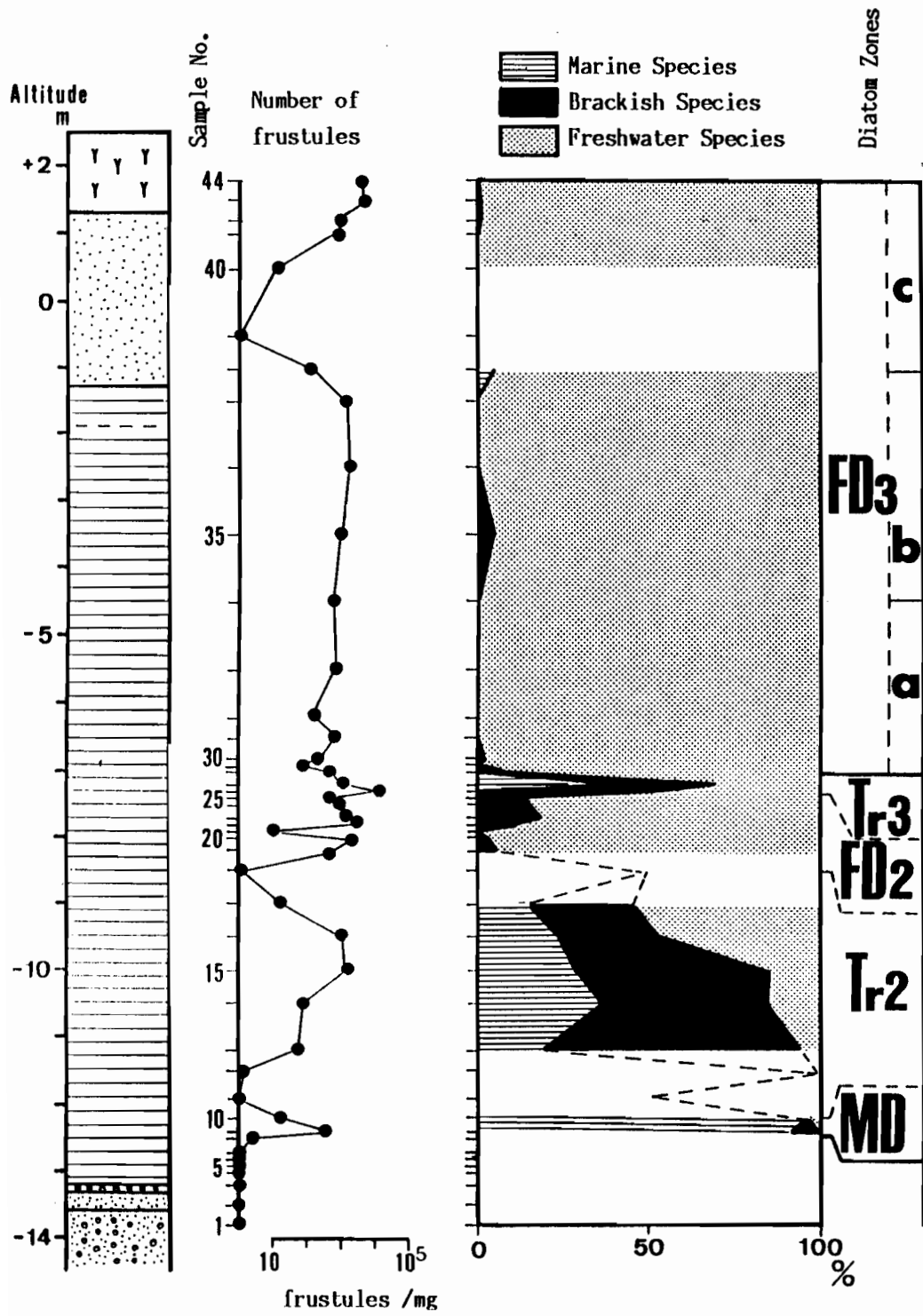


図 34 久種湖コアの珪藻ダイアグラム

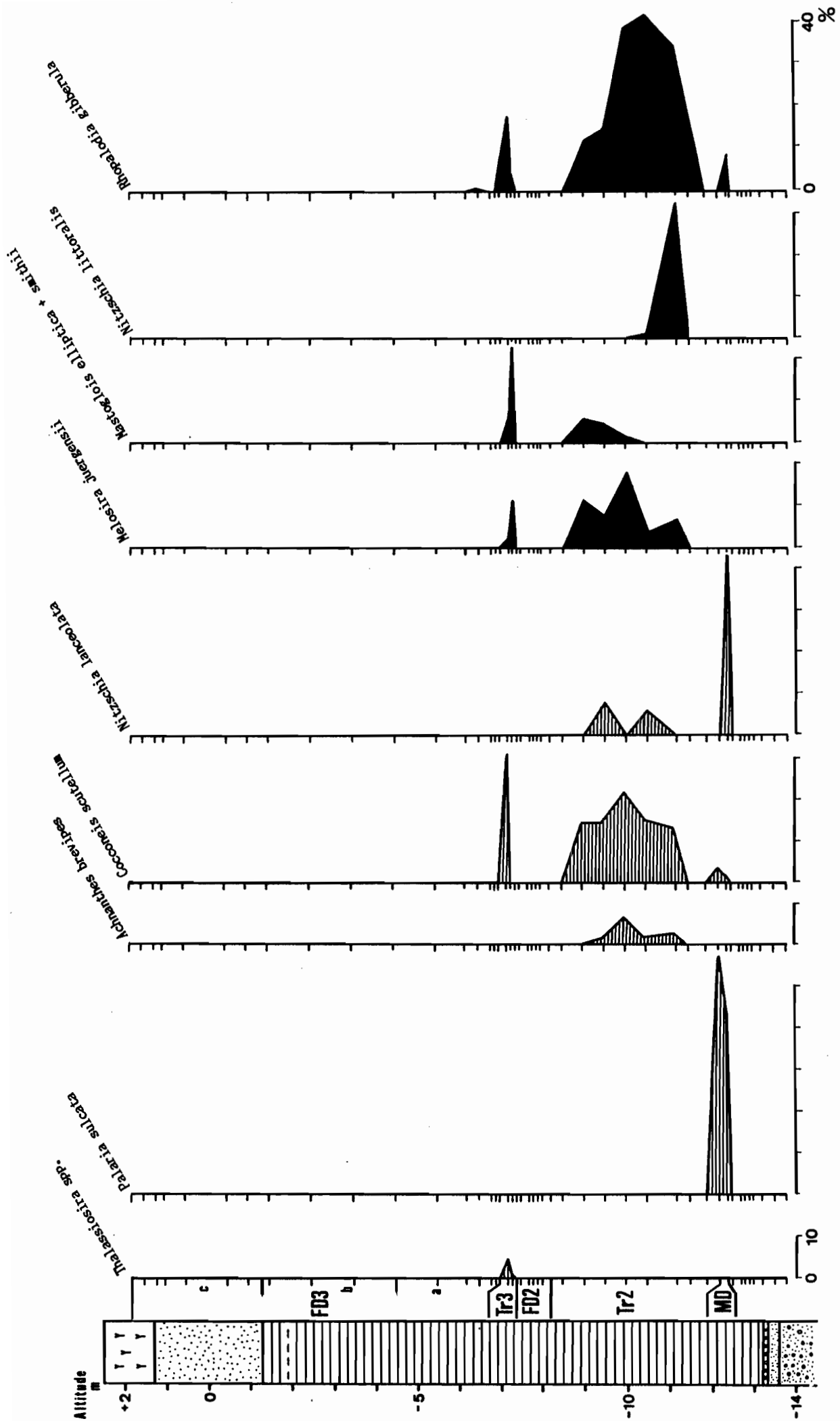


図 35 久種湖コアにおける主要な海生および汽水珪藻の出現状況

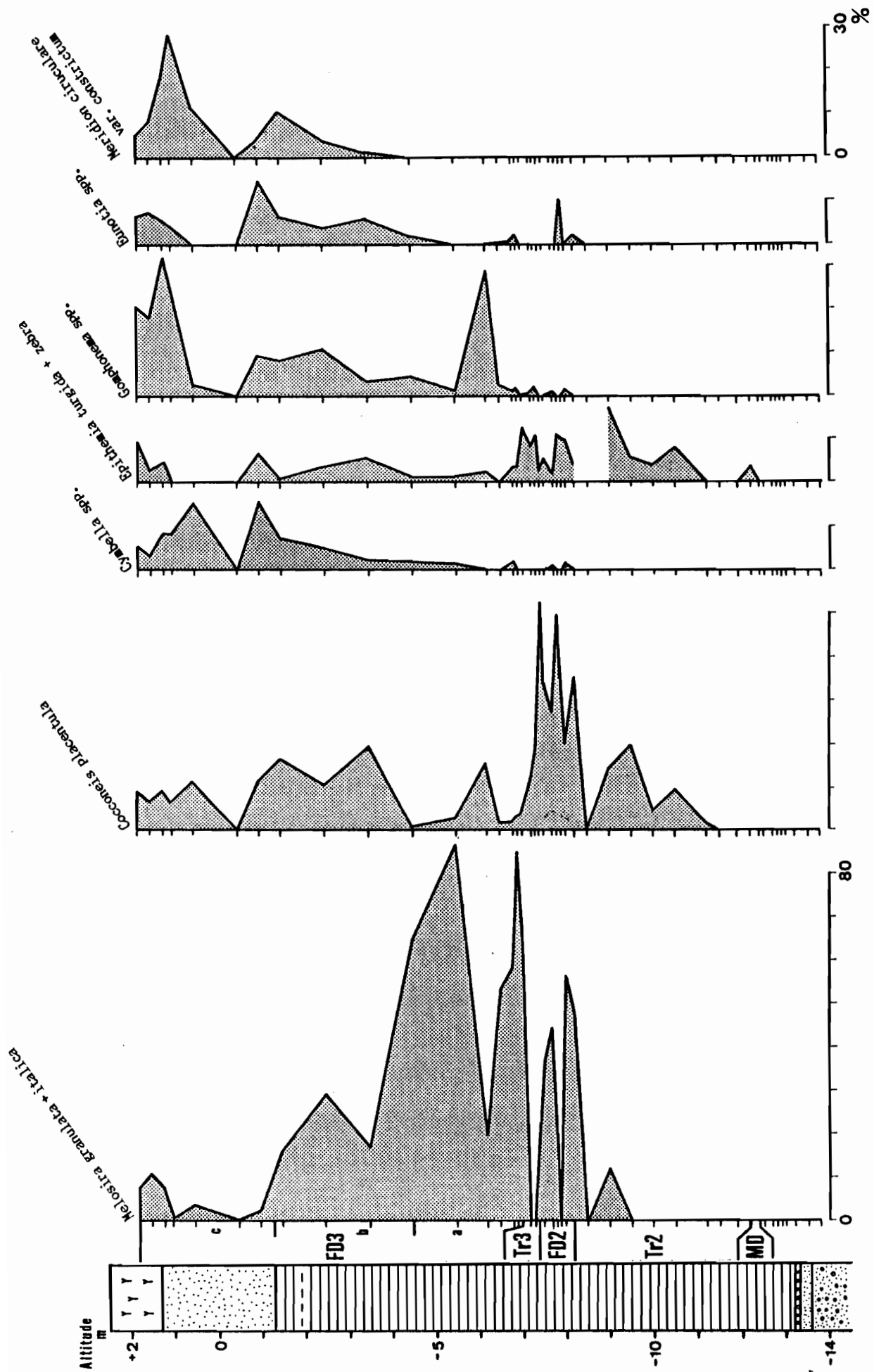


図 36 久種湖コアにおける淡水珪藻の出現状況

4-3 神戸垂水・福田川河口

4-3-1 概況

福田川は河川延長約 7 km の小さな河川で、神戸市垂水区より大阪湾に流入する(図 37)。福田川河口における完新世の堆積環境を明らかにするために、1988年から1990年にわたって垂水区日向遺跡のトレンチ 4ヶ所 (A-D地点) の露頭面より計 54 堆積物試料を採取し、堆積物中の珪藻遺骸群集の解析を試みた。

4-3-2 分析方法

珪藻分析のために、堆積物の乾燥試料約 1 g を 10 %過酸化水素水と濃塩酸で処理した。ピロリン酸ナトリウムと蒸留水を加えて、堆積物粒子を十分に拡散させた後、遠心分離によって水洗を行うとともに粘土成分を除去した。この操作を 5 回くり返し、珪藻殻を含有する堆積物懸濁液(珪藻画分)を得た。各試料より得た珪藻画分の適量をカバーガラス上に塗布し、Pleurax で封入して検鏡用プレパラートとした。各プレパラートについてランダムに選んだ一直線視野に出現する珪藻殻を 200 個計数し、種の同定を行った。

4-3-3 結果および考察

4-3-3-1 ^{14}C 年代とアカホヤ火山灰

^{14}C による年代測定は木越(1992)、アカホヤ火山灰の同定は檀原(1992)によった。A地点とC地点における年代測定の結果を図 38 と図 40 に示した。A地点の標高 -0.1 m、+1.0 m、C地点の標高 +1.6 m において採取された植物遺体の ^{14}C 年代は、それぞれ $7,220 \pm 110$ y. B. P.、 $7,210 \pm 120$ y. B. P.、 $6,340 \pm 110$ y. B. P. と決定された。完新世のキーテフラであるアカホヤ火山灰の噴出年代は、本論第 1 章において論じたように約 6,300 y. B. P. である。

4-3-3-2 珪藻遺骸群集

海生珪藻帯(MDゾーン)は海生珪藻と汽水生珪藻によって80%以上が占められる。遷移帯(Trゾーン)は海生珪藻と汽水生珪藻が優占するが、海生珪藻の出現頻度が全体の30%以下のゾーンである。海生、汽水生、淡水生の生態区分に類別された珪藻の出現状況を図 38、39、40 に、優占種の出現状況を図 41、42、43 にそれぞれ示した。

本章では完新世海進の開始期に相当する遷移帯をTr 1ゾーン、海進期に相当する海生珪藻帯をMD 1ゾーン、海進頂期後の海退を反映すると考えられる遷移帯をTr 2ゾーンとした。ここではMD 1ゾーンとTr 1ゾーンが頻繁に交代したが、巨視的には同一ゾーンにおける小変化と考えられた場合は、下位よりTr 1-1、Tr 1-2 と命名した。さらに

各地点間での珪藻帯の照合を容易にするために、優占種に基づいてサブゾーン (a ~ e) に細分した。

4-3-3-2-1 A地点 (標高 -0.10 m から +1.40 m)

遷移帯1-1 (Tr1-1ゾーン) (標高 -0.1 m から +0.18 m) :

a) サブゾーンTr1-1-a

このサブゾーンでは汽水生珪藻が優占した (図 38)。サブゾーン下位の層準では、汽水生種 Achnanthes hauckiana が優占した。これに対して、上位の層準では汽水生種 Bacillaria paradoxa が優占し、汽水生種 Rhopalodia gibberula、海生種 Nitzschia granulata、Nitzschia punctata がこれに随伴した (図 41)。

海生珪藻帯1 (MD1ゾーン) (標高 +0.18 m から +0.65 m) :

a) サブゾーンMD1-a

海生種と汽水生種がそれぞれ 30 %以上出現し、淡水生種の出現頻度は 30 %以下であった (図 38)。ここでは、海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata が約 50 %と優占し、それに海生・沿岸底生種の Nitzschia punctata (約 20%) と汽水生種 Achnanthes hauckiana (約 10 %) とが随伴して出現した (図 41)。このサブゾーンでは、上位にいくにしたがって海生種は減少し、代わって汽水生種 Rhopalodia gibberula が増加した (図 41)。

遷移帯1-2 (Tr1-2ゾーン) (標高 +0.65 m から +1.21 m)

Tr1-2 ゾーンは優占種の違いによって三つのサブゾーンに細分された (図 38)。

a) サブゾーンTr1-2-b

海生種と汽水生種で珪藻遺骸群集の 70 %以上を占めたが、海生種は 30 %以下であった (図 38)。このサブゾーンの優占種は汽水生種 Rhopalodia gibberula であった (図 41)。

b) サブゾーンTr1-2-c

汽水生種が 30 %以下に減少し、わずかに海生種が認められたにすぎなかった。これに対して、淡水生種は珪藻遺骸群集の約 60 %を占めた (図 38)。このサブゾーンの優占種は、淡水生種 Navicula contenta と Achnanthes lanceolata で、これに汽水生種 Nitzschia hungarica と Achnanthes hauckiana が随伴した (図 41)。

c) サブゾーンTr1-2-d

淡水生種が 20 %以下に減少し、海生種と汽水生種がそれぞれ 30 %と 50 %に増加し

た(図 38)。優占種は汽水生種 Rhopalodia gibberula と海生種 Nitzschia granulata で、淡水生種として Navicula contenta がわずかに認められた(図 41)。

海生珪藻帯 (MD 1ゾーン) (標高 +1.21 m から +1.40 m)

a) サブゾーンMD 1-b

海生種と汽水生種が増加し、それぞれ約 40 %と約 50 %を占めた。これに対して、淡水生種は 10 %以下に減少した(図 38)。このサブゾーンの優占種は、汽水生種 Rhopalodia gibberula で、これに海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata と Nitzschia punctata が随伴して出現した(図 41)。

4-3-3-2-2 B地点 (標高 -0.80 m から +2.70 m)

遷移帯 1-2 (Tr 1-2ゾーン) (標高 -0.80 m から +0.90 m)

a) サブゾーンTr 1-2-a

海生種の出現頻度は 30 %以下であったが、海生種と汽水生種とで珪藻遺骸群集の 90 %以上を占めた(図 39)。このサブゾーンの優占種は汽水生種 Achnanthes hauckiana で、これに海生・底生種 Nitzschia granulata と Nitzschia punctata が随伴して出現した(図 42)。

海生珪藻帯 (MD 1ゾーン) (標高 +0.90 m から +1.54 m)

MD 1ゾーンは優占種の違いによって三つのサブゾーンに細分された。

a) サブゾーンMD 1-b

海生種が 50 %以上を占め、汽水生種も約 30 %出現した。これに対して、淡水生種は 10 %以下であった(図 39)。このサブゾーンの下位の層準では、海生・沿岸底生種 Nitzschia punctata が優占し、これに汽水生種 Rhopalodia gibberula と Achnanthes hauckiana が随伴して出現した。一方、サブゾーン上位では、優占種は海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata にとって代わられた(図 42)。

b) サブゾーンMD 1-c

海生珪藻が増加し、80 %以上を占めたのに対して、汽水生種と淡水生種は両者を合わせても 10 %以下であった(図 39)。このサブゾーンの優占種は海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata であったが(図 42)、サブゾーン上位で汽水生 Rhopalodia 属と海生・沿岸底生種 Nitzschia punctata にとって代わられた(図 42)。

c) サブゾーンMD 1-d

海生種と汽水生種がそれぞれ約 50 %を占め、淡水生種の出現頻度は 20 %以下であっ

た(図 39)。サブゾーン下位における優占種は海生種 Nitzschia punctata と汽水生種 Rhopalodia gibberula であったが、上位では海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata が優占した(図 42)。

遷移帯 1-3 (Tr 1-3ゾーン) (標高 +1.54 m から +1.63 m)

a) サブゾーン Tr 1-3-c

海生種が 20 %以下に減少したのに対して、汽水生種が約 60 %にまで増加し、淡水生種もわずかに増加した(図 39)。このサブゾーンの優占種は汽水生種 Achnanthes hauckiana で、これに汽水生種 Nitzschia hungarica と淡水生種 Achnanthes lanceolata が随伴して出現した(図 42)。

海生珪藻帯 1 (MD 1ゾーン) (標高 +1.63 m から +1.84 m)

a) サブゾーン MD 1-a

海生種が約 60 %にまで増加したのに対して、汽水生種と淡水生種はそれぞれ 40 %および 10 %以下にまで減少した(図 39)。サブゾーン下位における優占種は海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata で、上位では海生・沿岸底生種 Nitzschia punctata が優占し、これに汽水生種 Rhopalodia gibberula と Achnanthes hauckiana が随伴して出現した(図 42)。

遷移帯 2 (Tr 2ゾーン) (標高 +1.84 m から +2.70 m)

a) サブゾーン Tr 2-e

このサブゾーン下位で、汽水生種は 40 %以下に減少し、海生種もわずかに認められるに過ぎなくなった。これに対して、淡水生種は 50 %にまで増加した(図 39)。ここでは、汽水生種 Bacillaria paradoxa、淡水生種 Achnanthes lanceolata、Navicula contenta、Navicula cincta など多くの珪藻が出現した(図 42)。

サブゾーン上位では、汽水生種は 20 %以下に減少し、海生種は認められなくなったのに対して、淡水生種は 80 %以上に増加した(図 39)。このサブゾーンの優占種は淡水生種 Navicula contenta と Achnanthes lanceolata で、このほかに汽水生種がわずかに認められた(図 42)。

4-3-3-2-3 C地点 (標高 +1.00 m から +2.20 m)

海生珪藻帯 1 (MD 1ゾーン) (標高 +1.00 m から +1.53 m)

このゾーンは海生種と汽水生種とで約 70 %が占められ(図 40)、優占種の違いによって三つのサブゾーンに細分された。

a) サブゾーンMD 1-b

海生種と汽水生種がそれぞれ約 40 %を占めたのに対して、淡水生種は 20 %以下であった (図 40)。このサブゾーンでは、海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata と汽水生種 Rhopalodia gibberula が優占し、これに海生・沿岸底生種 Amphora acutiuscula と Nitzschia punctata が随伴して出現した (図 43)。

b) サブゾーンMD 1-c

海生種が 80 %にまで増加したのに対して、汽水生種と淡水生種は両者を合わせても 20 %に満たなかった (図 40)。このサブゾーンの優占種は海生・沿岸底生種 Amphora acutiuscula、Nitzschia granulata と汽水生種 Rhopalodia gibberula であった (図 43)。

c) サブゾーンMD 1-d

海生種と汽水生種がそれぞれ約 40 %を占めたのに対して、淡水生種の出現頻度は約 20 %であった (図 40)。このサブゾーン下位では、海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata、Nitzschia punctata、汽水生種 Rhopalodia gibberula など多くの珪藻が出現した。一方、サブゾーン上位では、汽水生種 Rhopalodia gibberula が優占し、これに海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata が随伴して出現した (図 43)。

遷移帯 1-3 (Tr 1-3ゾーン) (標高 +1.53 m から +1.63 m)

a) サブゾーンTr 1-3-c

海生種が 10 %以下に減少し、汽水生種が約 30 %を占めた。これに対して、淡水生種は 40 %にまで増加した (図 40)。このサブゾーンの優占種は淡水生種 Navicula contenta でこれに汽水生種 Achnanthes hauckiana が随伴して出現した (図 43)。

海生珪藻帯 (MD 1ゾーン) (標高 +1.63 m から +2.20 m)

このゾーンでは、海生種が 30-70 %を占め、汽水生種と淡水生種がそれぞれ 40 %と 10 %占めた (図 40)。このゾーンは優占種の違いによって二つのサブゾーンに細分された。

a) サブゾーンMD 1-a

このサブゾーンにおける優占種は汽水生種 Achnanthes hauckiana で、これに海生・底生種 Nitzschia granulata、Nitzschia punctata、Amphora acutiuscula と未同定種が随伴して出現した (図 43)。

図 43 に示された未同定種は、種レベルだけでなく属レベルでさえも不明であった。こ

の未同定種は神戸市玉津のMDゾーンにおいてみられたことから（佐藤、未公表）、生態区分としては海生種に属するものと考えられる。

b) サブゾーンMD 1-e

このサブゾーンの優占種は上記の未同定種で（図 43）、これに海生・沿岸底生種 Nitzschia granulata、汽水生種 Rhopalodia gibberula、Achnanthes hauckiana が随伴して出現した（図 43）。

4-3-3-2-4 D地点（標高 +2.40 m から +3.70 m）

本調査地点において採取された堆積物中では、珪藻殻含有量が非常に少なかった。しかし、出現した珪藻は汽水生種と淡水生種に限られ、海生種は認められなかった。淡水生種 Pinnularia spp. が出現したことから、この層準は淡水珪藻帯（FDゾーン）とみなすことができるかもしれない。

4-3-3-3 古福田川（神戸市垂水）における完新世海進期の堆積環境

高橋（1992）は微地形の解析から、大阪湾に面する本調査地点の沿岸で3列の砂堆の発達を認めている（図 44）。これらの砂堆はいずれも完新世の海進に伴って形成されたものと考えられる。

珪藻遺骸群集の解析結果から、本調査地点ではTr 1ゾーンが海進頂期のMD 1ゾーンの間で3回にわたって介在したことが示された。このことは海進頂期の海湾拡大期に、堆積環境が3回にわたって汽水化したことを示している。。Tr 1ゾーンの介在は、海進頂期の古福田川河口における砂州の発達と密接な関係があるものと考えられる。すなわち、Tr 1-1 ~ -3 ゾーンは砂州の発達に伴う調査地点での見かけ上の海退を反映し、それぞれは微地形の分析から確認された3列の砂堆形成に対応するものと推定される。

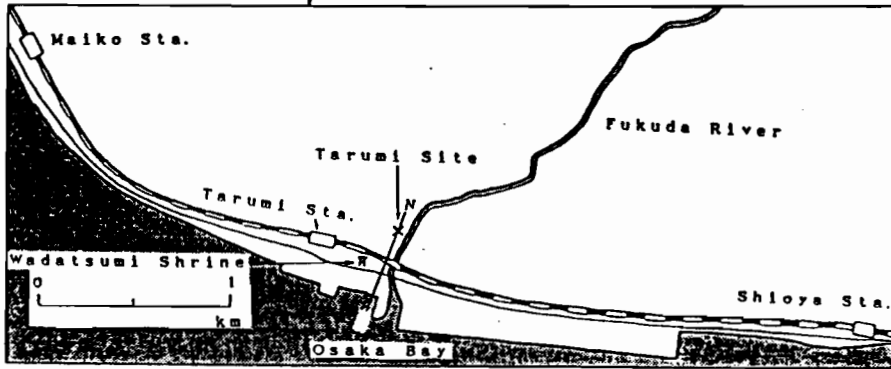
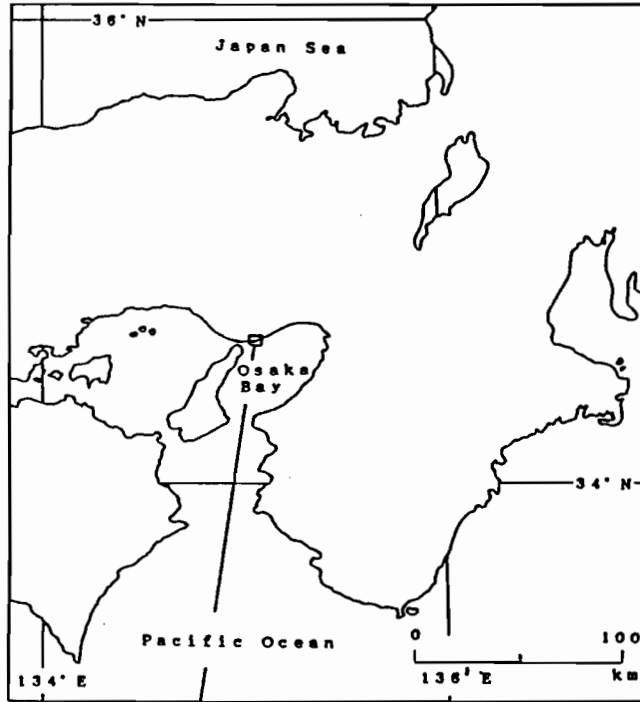


図 37 神戸市垂水・福田川河口における試料採取地点

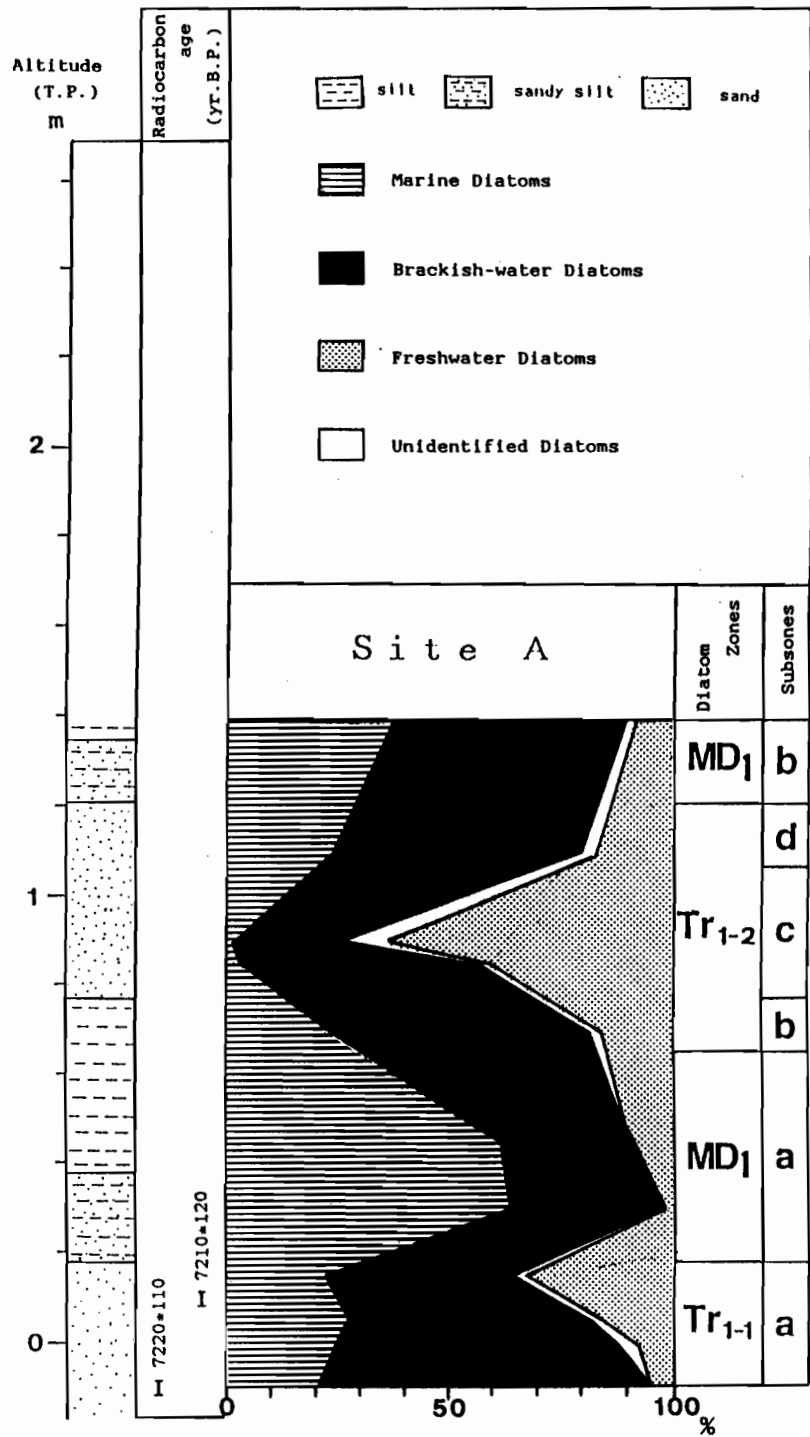


図 38 神戸市垂水 A地点の地質柱状図、¹⁴C年代および珪藻ダイアグラム

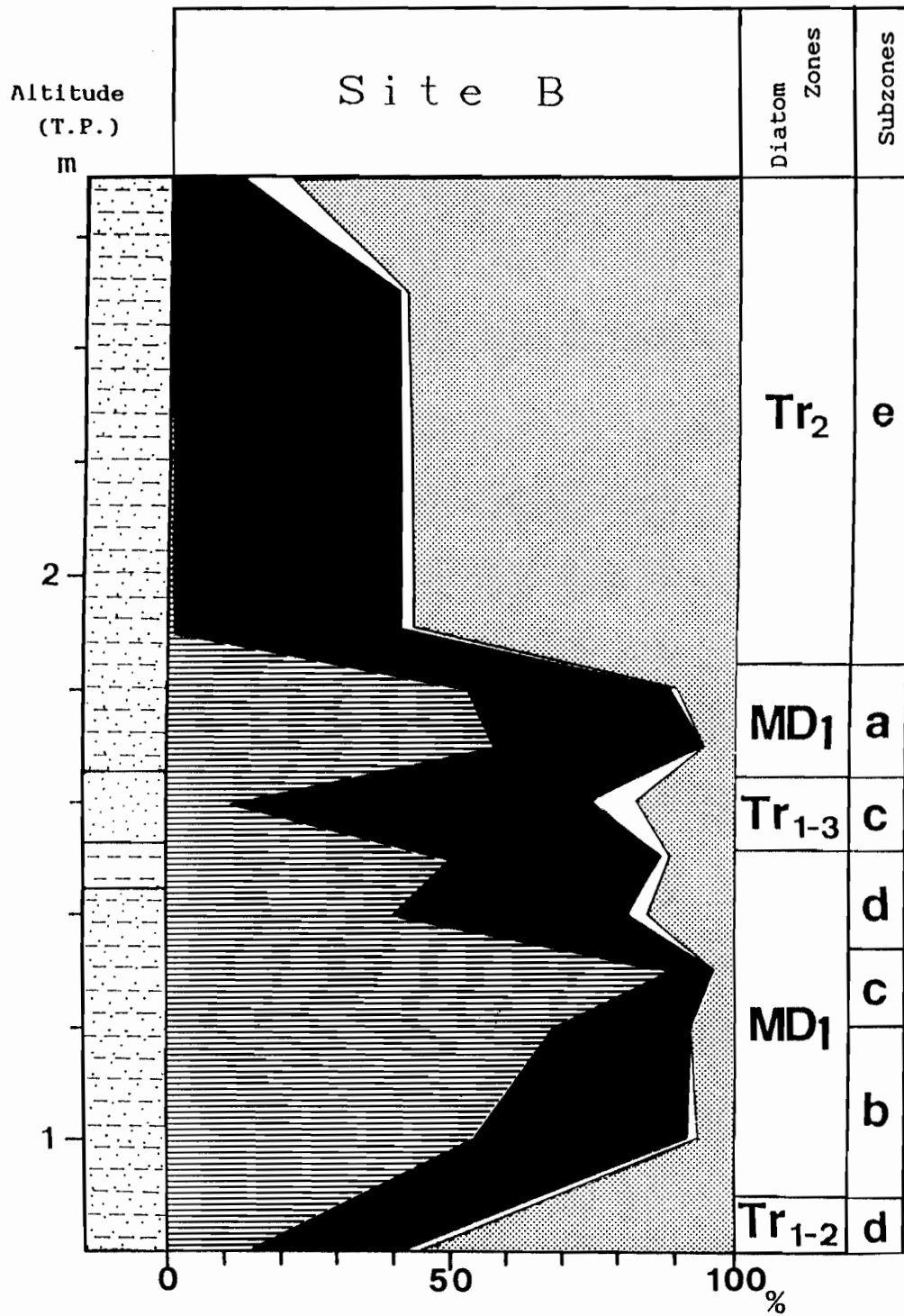


図 39 神戸市垂水 B地点の地質柱状図と珪藻ダイアグラム

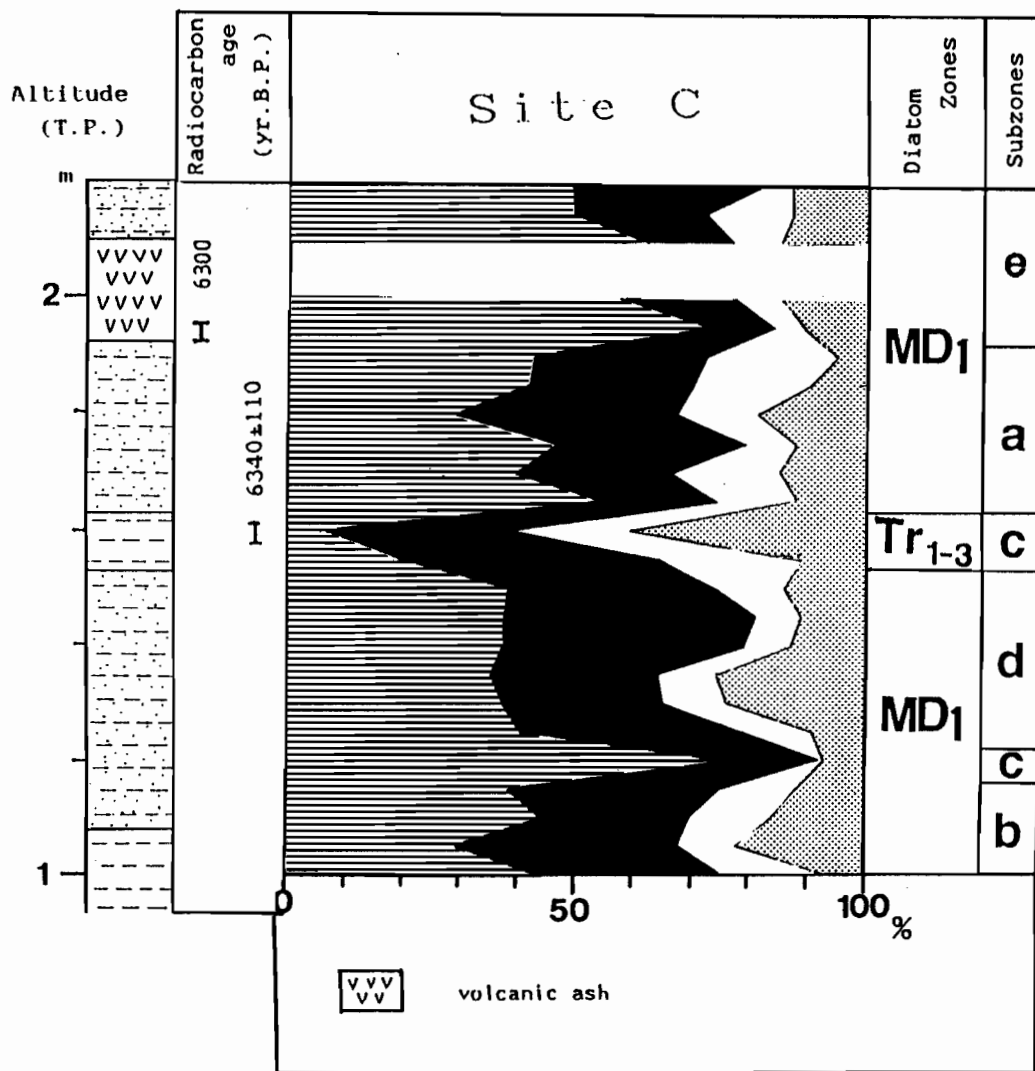


図 40 神戸市垂水 C地点の地質柱状図、¹⁴C年代および珪藻ダイアグラム

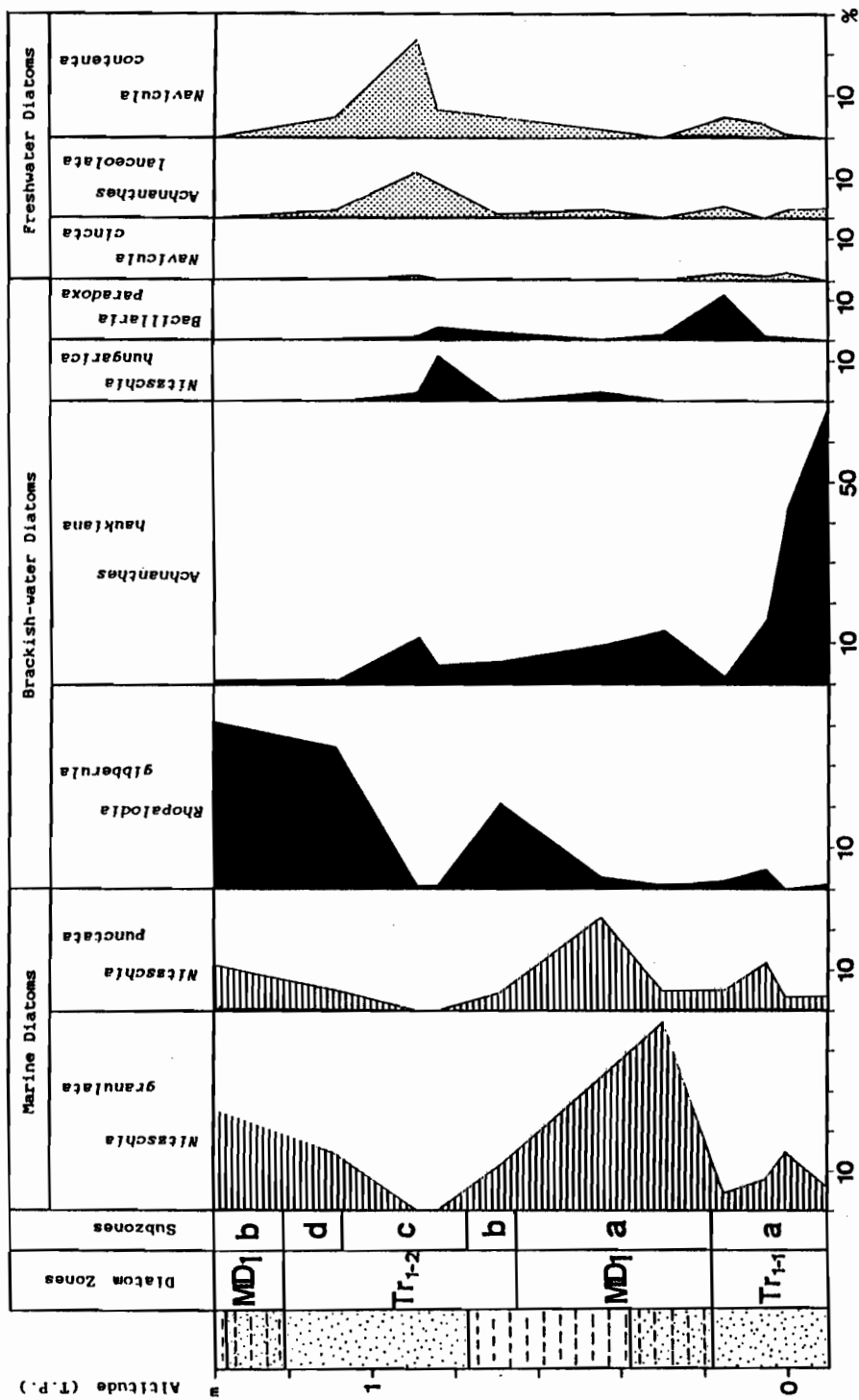


図 41 神戸市垂水 A地点における主要な珪藻の出現状況

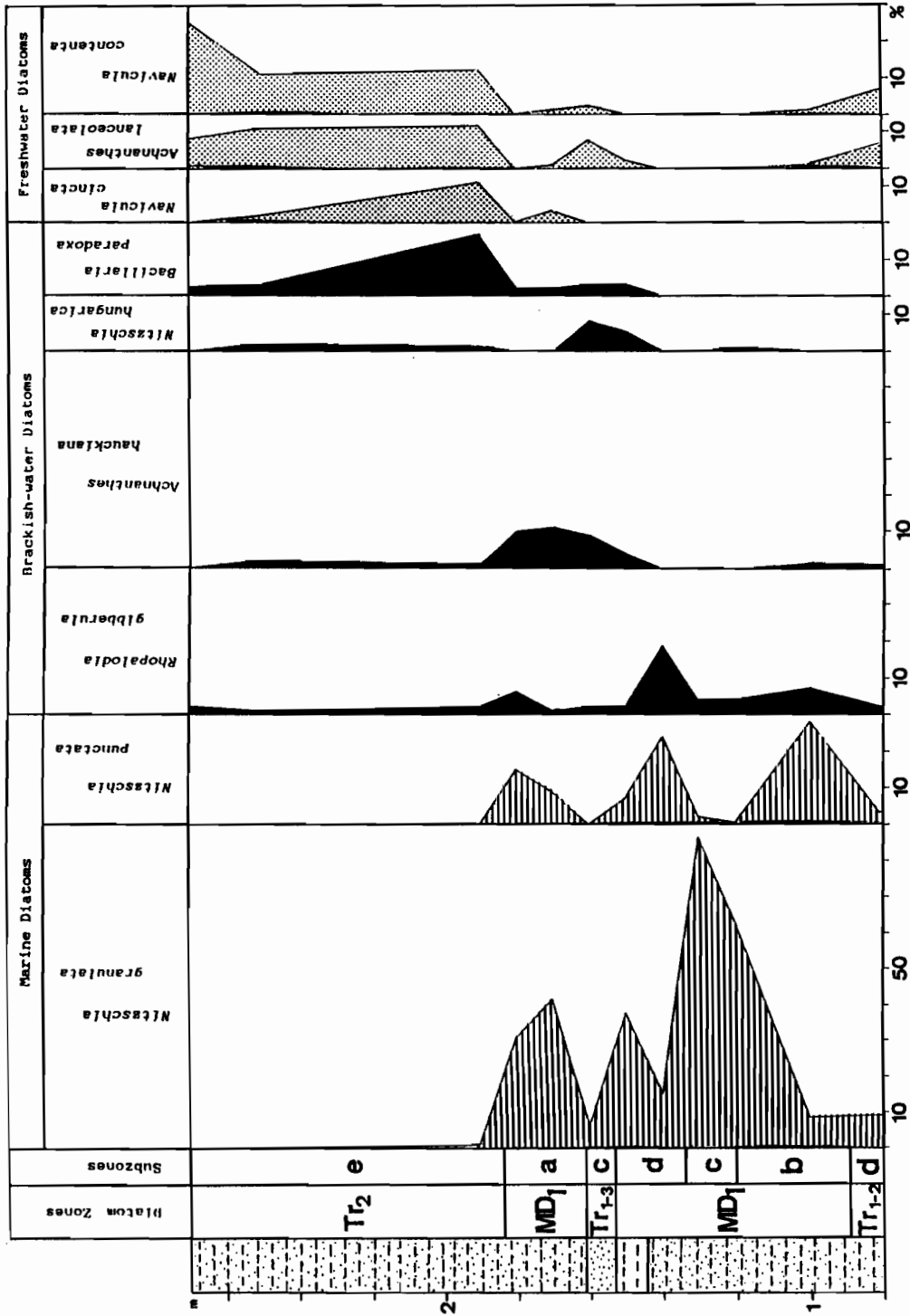


図 42 神戸市垂水 B 地点における主要な珪藻の出現状況

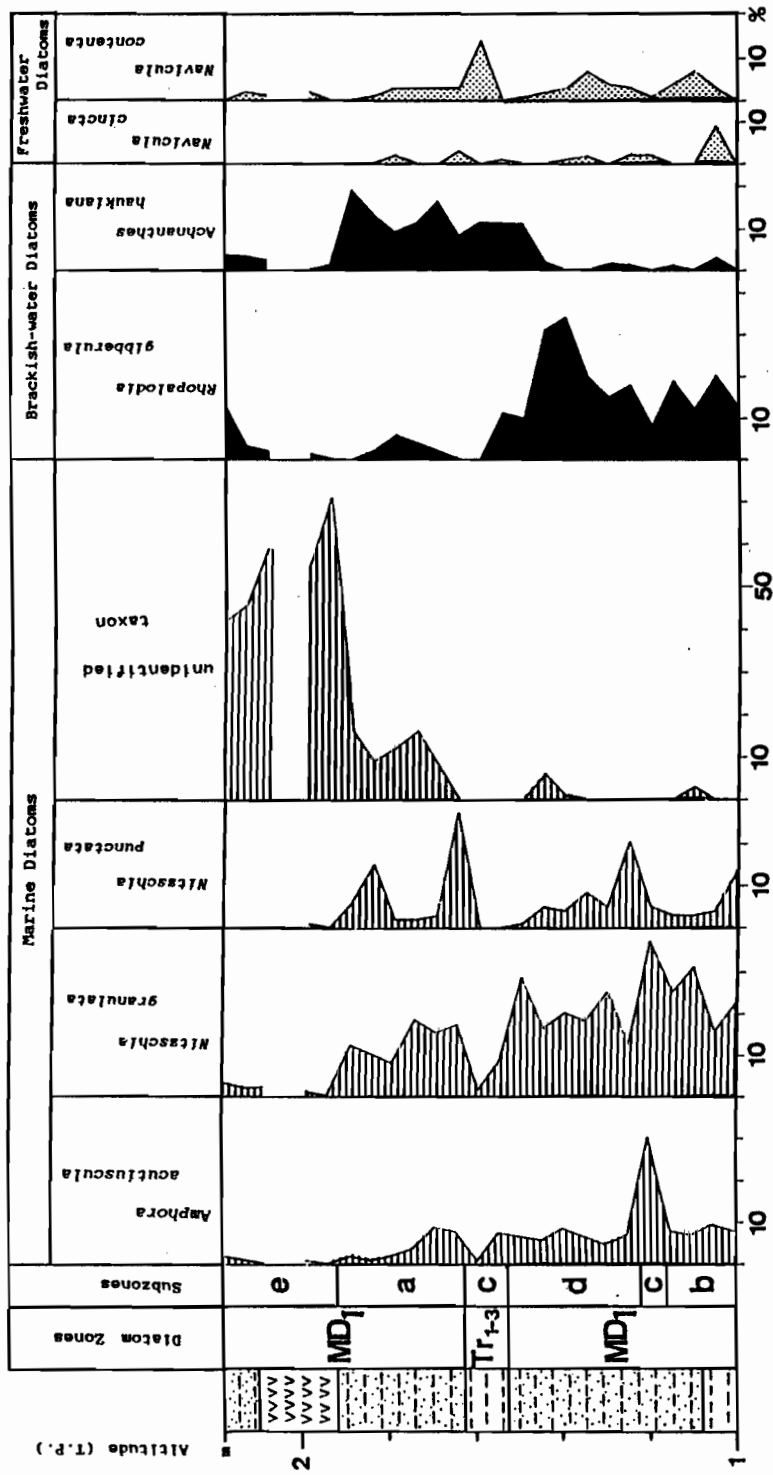


図 43 神戸市垂水 C 地点における主要な珪藻の出現状況

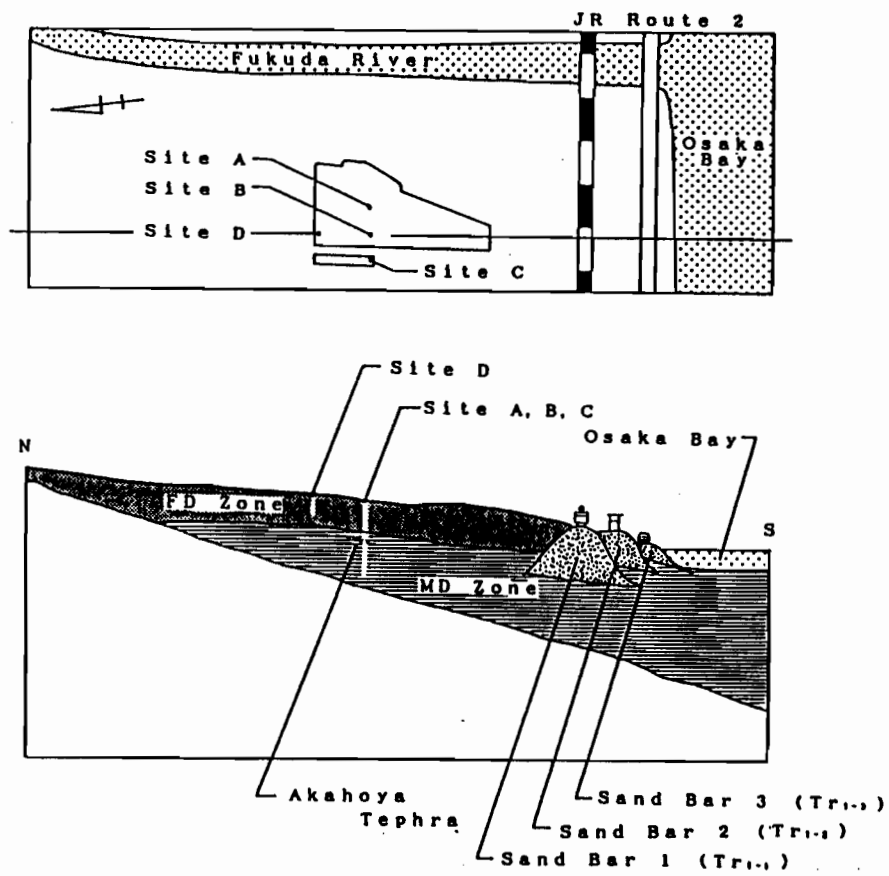


図 44 神戸市垂水・福田川河口における調査地点の堆積環境と砂堆列の発達
 (砂堆列の微地形調査は、高橋 (1992) による)

4-4 砂州の発達と堆積環境

本論文第1章から第3章でみたように、約 6,000 y. B. P. の最高海面期に海湾は最も拡大し、多くの海岸低地において、当時の環境は内湾となっていたものと考えられる。換言すれば、完新世の最高海面期はすなわち海進頂期であったわけである。

本章における海生珪藻帯MDゾーンは、完新世海進に伴う海湾拡大期の堆積環境を反映している。多くの海岸低地において、海進頂期の 6,000 y. B. P. 前後には海湾は最も拡大したと考えられるため、通常この時期の堆積物はMDゾーンに相当する海生珪藻帯に区分される海成堆積物から構成されているものと予想される。北海道では、釧路湿原 (Ihira et al., 1985、Kumano et al., 1990)、常呂平野 (Hamano et al., 1985) において MD1ゾーンが確認されており、大阪湾周辺でも、神戸市玉津 (本論文第1章) をはじめ、尼崎左門殿川河口 (Kumano and Miyahara, 1981)、大阪南港 (Kumano and Fujimoto, 1982) において完新世海進期を反映する海生珪藻帯が認められている。これらの海生珪藻帯はいずれも海進頂期の海成堆積物を含んでいた。これに対して、本章で取り上げた礼文島久種湖と神戸市垂水では、MDゾーン (またはMD1ゾーン) は海進頂期の海成堆積物を含まなかった。二つの例では、一般に知られている海進頂期であるにもかかわらず、堆積環境が淡水または汽水へと移行する海退を示した。しかし、ここで認められた海退現象は、砂州の発達による「見かけ上の海退」と考えられる。

砂州の発達は海面変化に地質学的意味において鋭敏に反応し、その形成に際しては堆積物の供給が決定的な要因と考えられている (Cater, 1988)。第2章でみたように、完新世の佐渡島加茂湖の発達史において、湾口部の砂州形成とその発達が堆積環境変遷に大きな影響を及ぼしていた。わが国の海岸低地の多くはその完新世発達プロセスにおいて、最高海面期の約 6,000 y. B. P. にはラグーンまたは内湾環境の存在が認められており、それらの地域でも海進期にはバリアーシステムが存在していたものと思われる。そして海退期に河川からバックバリアーに運搬された碎屑物量の多寡によって、ラグーンが海跡湖として残る地域とラグーンの奥部から溺れ谷三角州が発達してバリアーシステムを覆ってしまう地域ができるものと考えられている (斉藤, 1987)。加茂湖や久種湖では、海跡湖として当時のラグーンが残されたが、神戸市垂水では、バックバリアーに運搬される碎屑物量が多かったために海進期以降に埋積されたものと考えられる。

また、加茂湖では砂州の発達に伴う堆積環境は、完新世の海進・海退とほぼ同調したものと推定されたのに対して、神戸市垂水や久種湖では、砂州の発達に伴う堆積環境は完新

世における海進・海退と同調することなく進行したことが示された。このような違いが生じた要因として、運搬される碎屑物量、沿汀流、地域による潮位差の違いなどが考えられる。そして久種湖の場合には、これらに強風という特殊な条件が加わったために、砂州の成長が完新世海進期の海面上昇を完全に上回り、最高海面期に達するより以前にラグーンの急速な淡水化が起こったものと考えられる。多くの海岸低地では、約 6,000 y. B. P. の最高海面期は海進頂期であり、海湾が最も拡大した時期であった。しかし、本章で示した神戸市垂水や久種湖のように、砂州の発達によって海進頂期が必ずしも海湾の最拡大期であったとは限らない。久種湖では最も海湾が拡大した時期は海進開始期の約 8,000 y. B. P. であった。このようなケースは、海岸低地の完新世発達プロセスが必ずしもユースタティックな海面変化と地殻変動との総和として単純に表されるとは限らず、例えば砂州の特異的な発達といった、他の要因によって様々な変遷プロセスを経るものであることを示している。このことはまた、ユースタティックな海面変化によって引き起こされたグローバルな地学現象と地域特有の現象とを区別することの重要性をさらに強調するものでもある。

第II部 堆積環境解析論

第5章 分別化学抽出と珪藻分析とを組み合わせた方法による堆積環境の解析

5-1 はじめに

堆積物の珪藻分析は、完新世の海進・海退によって引き起こされる海岸低地の堆積環境変化を明らかにする手段として用いられてきた（例えば、安藤、1988、安藤・藤本、1990）。しかしながら、本論文第3章における気比低地や豊岡盆地および第4章の久種湖のコア試料でみられたように、堆積物中にはしばしば信頼できる古環境情報を得るのに十分量の珪藻遺骸が含有されていないことがある。このような場合、古環境変化について連続した情報を得るために、珪藻分析とは別の古環境解析テクニックを併用して情報を補足する必要がある。

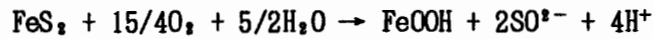
堆積物中の化学成分もまた、堆積環境変化に関して詳細な情報をもたらすことができる。このような観点から、特定の化学成分を用いて堆積環境を推定する研究がなされてきた（例えば、狛ほか、1983, 1988, 1989）。これらの研究は堆積物中のイオウが海成と陸成とを区別するのに有効な指示元素であることを示した。堆積物中のイオウは分別化学抽出法によって、水抽出硫酸塩イオウ、塩酸抽出硫酸塩イオウ、硫化鉄イオウ+元素イオウ、および二硫化鉄イオウ+炭素結合イオウにそれぞれ分別することができ（狛ほか、1983）、このうち、二硫化鉄イオウ、特にパイライト（ FeS_2 ）が堆積環境の指標に用いられることが多い。

パイライトは硫酸還元の主たる最終産物である。堆積物中のパイライト生成は溶存する硫酸イオン濃度、反応性を有する鉄の量、および硫酸還元菌の呼吸基質となる有機物量などに依存している（Berner、1970、1984、図 45）。

通常、淡水成堆積物に比べて、多量のパイライトが汽水および海成の細粒堆積物には含有されている（Postoma、1982）。このため、堆積物中のパイライト含有量は完新世の海進・海退によって引き起こされた海岸低地の堆積環境変遷を推定する手段として用いられてきた（中井ほか、1982、白神、1985）。このようなパイライト分析の有用性は淡水と海水に含有される硫酸イオンの量、即ち、海水は平均 28 m mol/l の硫酸イオンを含有し、これは淡水の 100 倍以上であるという事実に基づいている（Berner and Raiswell、1984）。パイライト分析はこのように堆積環境について海成と淡水成とを区別するのに有効な手段

であるが、パイライト含有量を堆積環境の指標とする際には、パイライトの酸化についても考慮する必要がある（千木良、1988）。

パイライト酸化の化学反応式は以下のように表される（Postoma、1983）。



この反応式から、堆積物中ではパイライトが酸化すると、水による移動がない限り、硫酸態のイオウが増加することが予測される。したがって、堆積物中のパイライト態イオウと硫酸態イオウとの量比を知ることによって、パイライトの酸化問題についてもある程度対処できるものと考えられる。

堆積物中のパイライトの定量は混酸（塩酸：硝酸＝1：3）で硫酸イオンに酸化し、その硫酸イオンを硫酸バリウムとして重量法により定量する方法が多く用いられている

（例えば、中井ほか、1982、白神、1982）。一方、下水汚泥の分析などでは、イオウの分析は硝酸マグネシウム溶液を加えて灰化分解し、試料中のイオウを硫酸イオンとした後、重量法または比濁法によって定量する方法が採用されている（日本下水道協会、1984）。

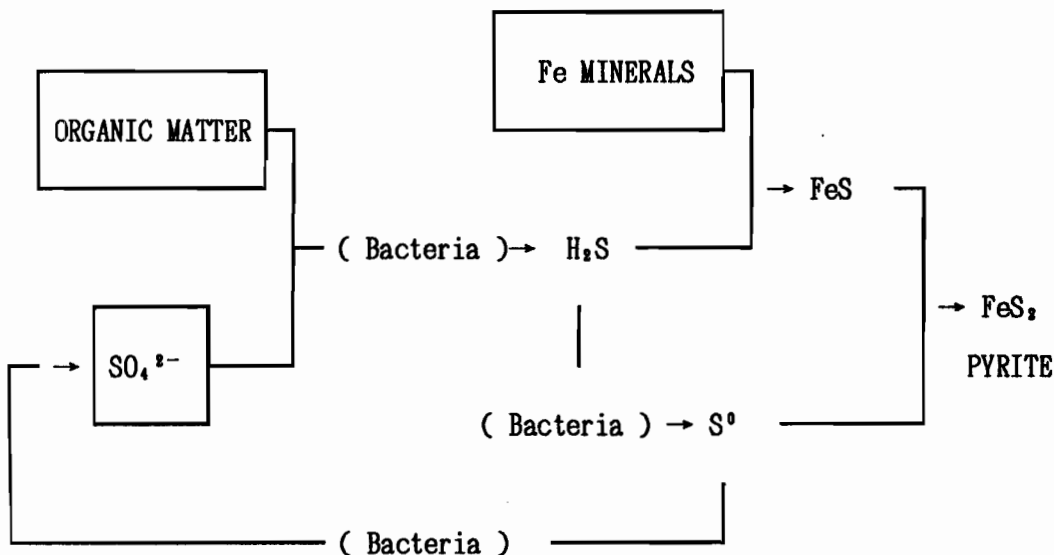


図 45 パイライトの生成プロセスを示す模式図（Berner、1984）

比濁法は硫酸イオンを塩酸酸性において塩化バリウムと反応させ、生成した硫酸バリウムの濁りを吸光光度法により、波長 450 nm 付近の吸光度を測定して硫酸イオン濃度を求める方法で、天然水の硫酸イオンの分析に広く用いられている（日本水質汚濁研究協会、1982、日本下水道協会、1984、日本水道協会、1985、APHA et al.、1985）。重量法に比べて精度はよくないが、間違いのない簡便な方法とされている（三宅・北野、1976）。本論文では、堆積物のイオウの定量法として堆積物を 1N 塩酸と 30 %過酸化水素水で処理し、溶出した硫酸イオンを比濁法によって定量する方法を採用した。通常、30 %過酸化水素水は堆積物の化学分析において、堆積物中の有機物を分解し、有機物に吸着した陽イオンなどを分離する際の試薬として用いられている（Engstrom and Wright、1984）。過酸化水素水はまた、酸性条件下で有機物を酸化分解すると、粘土鉱物がある程度分解することが可能であり（Douglas and Fiessinger、1971）、堆積物中の自生鉱物であるパイライトも酸化分解され、パイライト中のイオウが硫酸イオンとして溶出することが知られている（Kitano and Fujiyoshi、1980）。

比濁法を用いた堆積物のイオウ分析は塩酸処理と過酸化水素水処理とを組み合わせた分別抽出によって、硫酸態イオウとパイライト態イオウを形態別に分析することを可能にする。これらの処理はまた、珪藻分析の際に行う前処理に類似している。このことから、本章では新しい古環境解析テクニックとして、珪藻分析と分別化学抽出とを組み合わせる方法を提案する。珪藻分析と化学分析とを同一サンプルを用いて行うことによって、珪藻分析結果から推定される環境変化と化学元素の挙動から推定されるそれとを同一時系列で比較し、論議することが可能となる。したがって、珪藻分析と分別化学抽出とを組み合わせた方法は古環境解釈のためのより詳細な情報をもたらすものと期待できる。

ここでは、気比低地と豊岡盆地および久種湖のコア試料を例に、新しい古環境解析テクニックの有効性を論議した。

5-2 堆積物の分析

Kitano et al. (1980) によって提案された分別化学抽出法を今回の分析に応用した。堆積物試料の化学成分の抽出手順は図 46 に示したとおりである。1N 塩酸可溶画分と 30 %過酸化水素可溶画分中に溶出した化学成分についてそれぞれ定量を行い、残りの珪酸塩画分を珪藻分析に供した。各画分中のナトリウム、カリウム、カルシウム、およびマグネシウムは原子吸光光度法によって定量し、鉄についてはオルトフェナントロリン法また

は原子吸光光度法を用い、硫酸イオンは比濁法によって定量した (APHA et al.、1985、日本下水道協会、1984)。

5-2-1 1N 塩酸可溶画分

乾燥させた堆積物試料 1 g をまず 50 ml 遠沈管に入れ、1N 塩酸を 10 ml 加えてウォーターバス (80-90° C) 中で約 40 分間処理した。蒸留水 30 ml を加えて、試料液を遠心分離 (3,000 rpm、15 min) し、上澄液を回収した。遠心操作は二回繰り返し、回収した上澄液の全体量を 100 ml にメスアップして 1N 塩酸可溶画分とした。

5-2-2 30 %過酸化水素可溶画分

上記操作の残渣を 200 ml コニカルビーカーに回収し、試料を乾燥させた後、30 %過酸化水素水 10ml と 3N 塩酸 2 ml を用いて、ホットプレート上 (80-90° C) で 2-3 分間反応させた。その後、室温で一晩静置した。堆積物中のパイライトはこの処理によって完全に溶解することができる (Kitano et al.、1980)。蒸留水 30 ml を加えて、試料液を遠心分離 (3,000 rpm、15 min) し、上澄液を回収した。遠心操作を二回繰り返し、回収した上澄液の全体量 100 ml にメスアップして 30 % 過酸化水素可溶画分とした。

5-2-3 珪藻分析

上記の 1N 塩酸および 30 %過酸化水素水処理の後、ほとんど珪酸塩鉱物から成る残渣を珪藻分析に用いた。試料にまず 1 %ピロリン酸ナトリウム液を加えて、堆積物粒子を十分に拡散させ、細粒粘土画分をデカンテーションによって除去した。残りの画分から粗粒堆積物を除去した試料懸濁液を珪藻画分とした。得られた珪藻画分は蒸留水を加えて 100 ml とし、十分に攪拌した後、0.5 ml をピペットで採取してカバーガラス上に塗布した。ホットプレート上 (50-60° C) で乾燥後、マウントメディア (和光純薬) で封入してプレパラートとした。このような手順で作成した検鏡用プレパラートを用いて、光学顕微鏡 400 倍下で Microtransect 計数法 (APHA et al.、1985) により、ランダムに選んだ一直線視野に出現した珪藻殻を計数し、最終的に堆積物の乾燥重量 1 mg あたりの殻数を算定した。堆積物中の珪藻遺骸群集の種組成を明らかにするために、最も優占する taxon の殻数が 50 個以上に達するまで検鏡をつづけた。珪藻種の同定および生態に関する情報は、主として Lowe (1974) Cleve-Euler (1951-1955)、Hustedt (1930-1966)、Patrick and Reimer (1966、1975)、Van Der Werff and Huls (1957-1974)、John (1983) によった。

5-3 堆積環境の解析方法

5-3-1 イオウ含有量を指標とした解析方法

前項の分別化学抽出において 1N 塩酸可溶画分および 30 %過酸化水素可溶画分に溶出した硫酸イオンをそれぞれ比濁法により定量し、堆積物試料の乾燥重量 1 g 中のイオウ含有量 (S mg/g) として表現した。本章では、1N 塩酸可溶画分および 30 %過酸化水素可溶画分中のイオウをそれぞれ塩酸可溶イオウ (S in HCl)、過酸化水素可溶イオウ (S in H₂O₂) と呼ぶ。塩酸可溶イオウは主に堆積物 (および間隙水) 中の硫酸塩と塩酸可溶性硫化物に、過酸化水素可溶画分のそれは主としてパイライトと有機イオウ化合物に由来するものと考えられる (Kitano et al., 1980, Kitano and Fujiyoshi, 1980, 増澤, 1986)。

粕ほか (1983, 1988) は第四紀泥質層における全イオウ含有量と堆積環境との関係について研究し、泥質堆積物中の含有量 0.2-0.3 % (2.0-3.0 mg/g) 以上を海成堆積物、それ以下を淡水成堆積物と判断して大きな誤りはないとした。また、彼らの研究によれば、二硫化鉄イオウ+炭素結合イオウ量の全イオウ量に対する割合が 80%を越えるものが多く、全イオウ量の変化はほとんど二硫化鉄イオウ+炭素結合イオウ量の変化に依存するとしている。今回の分別化学抽出によって得られた過酸化水素可溶イオウ含有量が二硫化鉄イオウ+炭素結合イオウ量に相当する。ここでは、過酸化水素可溶イオウ量 2.0 mg/g を淡水成と海成とを区別するための判断基準とした。

一方、堆積物中のパイライトは堆積後に化学的風化を受けて消失することがある

(千木良, 1988)。また、今回は試料を保存する際に、特に窒素封入などによって酸素を除去することはなかったため、実験室において分析に供するまでの間に若干酸化された可能性もある。いずれの場合も、パイライト由来のイオウはその酸化によって生成された硫酸塩が水によって移動しない限り、同じ堆積物試料中に保存されているはずである。このことから、本論文では塩酸可溶イオウ量の変化を酸化的条件の指標とした。

5-3-2 珪藻遺骸群集に基づく解析方法

珪藻遺骸群集に基づいて、堆積環境における古塩分濃度の変化を復元するために、出現した珪藻は、塩分濃度に基づいた 6 つの生態区分体系、即ち、嫌鹹性 (halophobous)、不定性 (indifferent)、好鹹性 (halophilous)、 β -中鹹性 (β -mesohalobous)、 α -中鹹性 (α -mesohalobous)、真鹹性 (euhalobous) に類別された (Lowe, 1974)。

上記の塩分濃度に基づいた 6 つの生態区分を用いて、珪藻による古塩分濃度指数を算出した。堆積物中の珪藻遺骸群集に基づいた古塩分濃度指数については、Denys (1984) によ

って設定された Index S がある。Index S は塩分濃度に基づいた 7 つの生態区分の出現頻度に対して、塩分濃度の高い方から順に 7 から 1 までの荷重係数を与えて算出したものである。すなわち、

$$S = 7P_M + 6P_{MB} + 5P_{BM} + 4P_B + 3P_{BF} + 2P_{FB} + P_F$$

P_M は海生種の相対出現頻度であり、以下 P_{MB} 、 P_{BM} 、 P_B 、 P_{BF} 、 P_{FB} 、 P_F は、それぞれ海～汽水生種、汽水～海生種、汽水生種、汽水～淡水生種、淡水～汽水生種、淡水生種の相対出現頻度である。指数は各生態区分の出現頻度の違いにしたがって 1 から 7 までの間を変動し、堆積環境における古塩分濃度変化を指示する。しかし、この指数は実際上の淡水と海水との塩分濃度には 100 倍以上の違いがあるにもかかわらず、与えられた荷重係数が各生態区分間で等しく 1 であるために、海水の影響がやや過小評価される傾向にある。

そこで本論文では、6 つの生態区分に与える荷重係数を大きくして、堆積環境における塩分濃度変化がより明確に表現できるようにした。ここで提案する珪藻遺骸群集に基づく古塩分濃度指数（珪藻古塩分濃度指数；Diatom-based Index of Paleosalinity、DIPs）の算式は以下のとおりである。

$$\text{珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)} = P_{F1} + 2P_{F2} + 5P_{FB5} + 10P_{BM10} + 20P_{MB20} + 30P_{M30}$$

P_{F1} は嫌鹹性 (halophobous) 種の相対出現頻度であり、以下 P_{F2} 、 P_{FB5} 、 P_{BM10} 、 P_{MB20} 、 P_{M30} は、それぞれ不定性 (indifferent) 種、好鹹性 (halophilous) 種、 β -中鹹性 (β -mesohalobous) 種、 α -中鹹性 (α -mesohalobous) 種、真鹹性 (euhalobous) 種の相対出現頻度である。各係数は任意に選び、最小の係数 1 を塩分濃度に対しても耐性を有しない嫌鹹性種の相対出現頻度に与え、2 を低塩分濃度に耐える不定性種に、5 を低塩分濃度の水域に好んで出現する好鹹性種に、10 を塩分濃度 500～10,000 mg/l の水域に出現する β -中鹹性種に、20 を塩分濃度 10,000～30,000 mg/l の水域に出現する α -中鹹性種に、30 を塩分濃度 30,000～40,000 mg/l の水域に出現する真鹹性種にそれぞれ与えた。

DIPs は最小値 1 から最大値 30 までの間を変動する。例えば、珪藻遺骸群集がすべて淡水生種から構成されていた場合、DIPs は $P_{F1} + P_{F2} = 1$ 、 $P_{FB5} = P_{BM10} = P_{MB20} = P_{M30} = 0$ によって算出されるので、1.0 から 2.0 の値を示すはずである。同様に、群集がすべて汽水生種から構成されていた場合、DIPs は $P_{FB5} + P_{BM10} = 1$ 、 $P_{F1} = P_{F2} = P_{MB20} = P_{M30} = 0$ によって算出され、すべて海生種の場合は $P_{MB20} + P_{M30} = 1$ 、 $P_{F1} = P_{F2}$

= P_{FB5} = P_{BM10} = 0 によって算出されるので、それぞれ 5.0 から 10.0 または 20.0 から 30.0 の間の値を示すことになる。これらのことから、DIPs は 5.0 を基準にして、それより小さな値は淡水の影響が強い堆積環境であったことを示し、それより値が大きくなるにしたがって、海水の影響が徐々に増加していく状況を指示するものと考えることができる。

堆積環境の詳細については、主として珪藻遺骸群集中の優占種がもつ生態情報に基づいた。この点については、本論文第 I 部の結果を参照することとした。

5-3-3 他の元素について

イオウのほかに、鉄、ナトリウム、カリウム、マグネシウム、カルシウムについて、それぞれ 1N 塩酸および 30 %過酸化水素可溶画分中の含有量を求めた。これらの中で、鉄は海成堆積物中に多く含まれる硫化物の生成と密接な関係にある。

前述したように、反応性を有する鉄はパイライト生成の制限因子の一つとなっている。反応性を有する鉄とは熱した濃塩酸によって堆積物中から溶出される鉄とされている

(Raiswell and Berner、1985)。したがって本論文では、1N 塩酸可溶画分中の鉄（塩酸可溶鉄）を反応性を有する鉄として扱った。30 %過酸化水素可溶画分中の鉄は同画分中のイオウとともに、主としてパイライトに由来するものと考えられ、パイライト由来のイオウ量を確認する際のクロスチェックに用いた。

鉄以外の元素については、Engstrom and Wright (1984) の総説がある。それによると、塩分濃度変化の環境指標としての有用性は認められていないが、ナトリウム、カリウム、マグネシウムについては土壌の風化・侵食の強度を示す指示元素としての有用性が指摘されている。また、ナトリウムについては、ナトリウムが塩化物として存在するとき、塩素イオンとともに堆積物カラム間の水の移動を知る手がかりを与えるとされている（狛ほか、1983）。本論文では、珪藻遺骸群集とイオウ含有量の解析結果から推定される堆積環境との比較の上で、これらの元素の有用性についても検証を試みた。

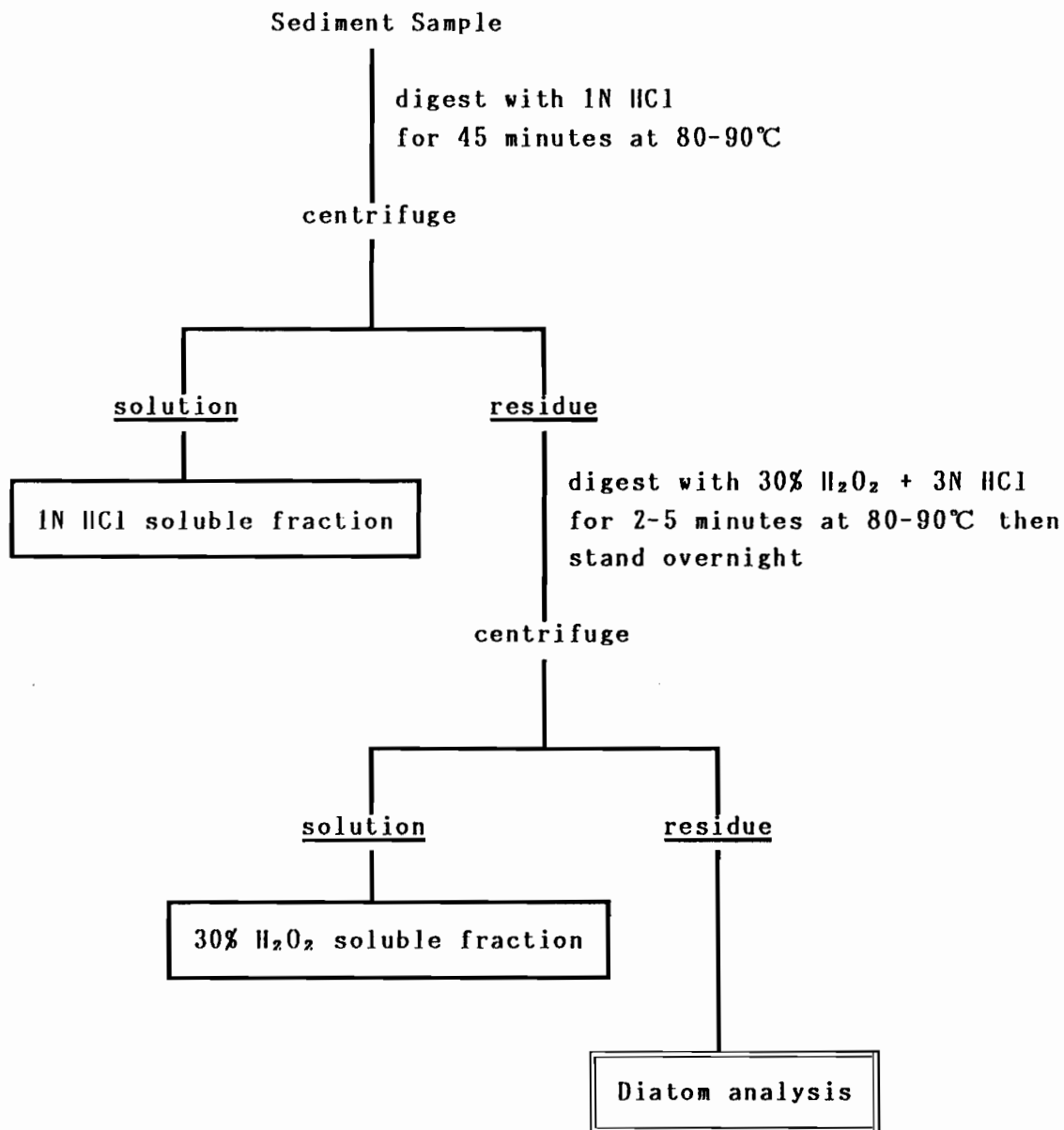


図 46 分別化学抽出-珪藻分析フロー

5-4 気比低地

5-4-1 層相と¹⁴C年代

コア堆積物の層相は下位から上位にかけて以下のようなものであった（本論文第3章、図16）。

(1) 標高約 -16.00 m から -1.00 m までは主としてシルト質粘土から成り、標高 -9.00 m と -4.40 m 付近に砂の薄層がみられた。シルト質粘土層には多数の貝化石が含まれており、この間の10層準から採取された貝化石について¹⁴C年代測定が実施された（第3章、表3）。また、肉眼での層相観察では識別できなかったが、堆積物の顕微鏡観察から標高 -11.70 m 付近に火山ガラスの濃集帯が認められた。標高 -12.15 m の層準で得られた貝化石の¹⁴C年代値 7,080±410 y. B. P. から、その火山灰はアカホヤ火山灰と判断された。標高 -11.00 m 付近の¹⁴C年代値 5,940±310 y. B. P. とその上位の標高 -10.20 m の年代値 6,380±280 y. B. P. とが逆転した値を示しているが、広域アカホヤ火山灰の噴出年代が 6,300 y. B. P. と確定していることから、標高 -11.00 m 付近の 5,940±310 y. B. P. の年代値のほうが整合すると判断された。

(2) 標高 -1.00 m から +0.40 m までは細砂質シルトから成り、標高 -0.80 m 付近では砂および粘土混じり砂礫が混入した。

(3) 標高 +0.40 m から +1.30 m までは黒褐色泥炭である。

(4) 標高 +1.30 m から +2.00 m までは細砂質堆積物から成る。

標高 +2.00 m から地表面 +2.30 m までは耕作土となっている。

分析用試料は標高 -5.00 m より下位の層準においては 1.00 m 間隔で、層相や堆積環境が変化するところではできるだけ細かく採取し、計 30 試料を分析に供した（図47）。

5-4-2 分析結果

5-4-2-1 イオウと鉄

塩酸可溶イオウは堆積物（および間隙水）中の硫酸塩と酸可溶性硫化物に、過酸化水素可溶イオウは主としてパイライトと有機イオウ化合物にそれぞれ由来するものと思われる。過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量 (S/Fe) 比をみると、過酸化水素可溶イオウの含有量が 1 mg/g 以上の堆積物試料では 1.00 から 1.64 の間で変動し、平均 1.23 を示した。過酸化水素可溶画分中の S/Fe 比がパイライト (FeS₂) の化学量比 (S/Fe=1.15) に近似することから、大部分の試料で過酸化水素可溶イオウはパイライトに由来するものと考えられる。

過酸化水素可溶イオウ量は標高 -2.40 m より下位の層準 (No.1-17) において、1.9 mg/g (No.15) から 8.7 mg/g (No.16) の間で変動し、標高 -2.20 m より上位 (No.18-30) では、いずれの試料も 2.0 mg/g 未満であった (表 6、図 47)。標高 +0.60 m から最上部までの層準 (No.26-30) では、過酸化水素可溶イオウは全く検出されなかった。一方、塩酸可溶イオウ量は上位にいくにしたがって、過酸化水素可溶イオウ量より多くなる傾向を示し、標高 -2.40 m から +0.40 m の間の試料 (No.17-25) では卓越した (表 6、図 47)。塩酸可溶イオウと過酸化水素可溶イオウを合わせた堆積物中のイオウ (以下、全イオウという) は、標高 +0.40 m より下位の層準 (No.1-25) では 7.2 mg/g (No.5) から 18.0 mg/g (No.22) と高含有量を示したが、標高 +0.60 m から最上部までの層準 (No.26-30) ではほとんど検出されなくなった。

塩酸可溶鉄は最上位の標高 +1.80 m の試料 (No.30) を除いて、10.0 mg/g 以上の高含有量を示した。過酸化水素可溶鉄は概ねパイライトに由来するものと考えられるが、過酸化水素可溶イオウがほとんど検出されなくなった標高 +0.60 m より最上部の層準 (No.26-30) でもわずかながら検出された。

5-4-2-2 ナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム

いずれの元素についても、過酸化水素可溶画分に比べて塩酸可溶画分の含有量のはるかに高く、塩酸可溶画分と過酸化水素可溶画分を合わせた全体量の変化は塩酸可溶画分の含有量の変化に依存した (表 7、図 47)。各元素の全体量は上位にいくにしたがって減少する傾向を示したが、カルシウムについては標高 -12.70 m から -4.20 m までの層準 (No.4-13) で、11.5 ~ 34.2 mg/g と特に高い含有量を示した (表 7、図 47)。

5-4-2-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

最下部の二試料 (No.1-2) では、堆積物中に珪藻殻が全く認められなかったため、DIPs を算出することができなかった。堆積物中の珪藻殻含有量が非常に少ないとき、珪藻遺骸群集の解析から導き出される古環境解釈は信頼性に乏しいと思われるので、珪藻殻含有量が堆積物 1 mg あたり 10.0 個未満の試料については DIPs は参考値としてカッコ内に示した (表 8)。

標高 -2.40 m より下位の珪藻殻を十分含有する試料 (No.7-17) では、DIPs は高い値を示し、17.9 (No.17) から 20.2 (No.7) の間で変動した (表 8、図 47)。標高 -2.20 m (No.18) で DIPs は 3.0 と急激に低下し、標高 +0.40 m (No.25) までは 6.3 (No.24) から 13.6 (No.23) の間で変動した。DIPs は標高 +0.60 m (No.26) で再び 1.9 と低下し、

最上位まで 2.0 以下の低い値を示した。

5-4-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) とイオウ含有量からみた各層準の堆積環境

過酸化水素可溶イオウはパイライトと有機イオウ化合物に由来するものと思われるが、過酸化水素可溶画分の S/Fe 比がパイライト (FeS_2) の化学量比 1.15 に近いことから、過酸化水素可溶イオウは大部分がパイライト起源と考えられる。そこで、堆積物の過酸化水素可溶イオウ含有量 2.0 mg/g を基準として、それ以上の含有量をもつ堆積物を汽水成または海成、それ未満を淡水成と判断した。

標高 -2.40 m より下位の層準では、過酸化水素可溶イオウは標高 -3.20 m の試料 (No.15) を除いて 2.0 mg/g 以上の含有量を示した (表 6、図 47)。塩酸可溶および過酸化水素可溶画分を合わせた全イオウ量は 7.2 mg/g 以上であった。これらの層準において、堆積物中に珪藻殻を十分に含有する試料では DIPs が 17.9 以上の高い値を示した (表 8、図 47)。標高 -10.70 m より下部では、堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されていないため信頼できる DIPs 値を算出することができなかったが、過酸化水素可溶イオウの含有量から海成堆積物であることが示される。したがって、標高 -2.40 m より最下部約 -16.00 m までは海成堆積物と判断できる。このことは層相観察において標高 -2.40 m より下部で、海生の貝類化石が多く含まれることと調和する (本論文第 3 章)。

標高 -2.40 m より上部では、過酸化水素可溶イオウ量が標高 +0.10 m (No. 24) を除いて、2.0 mg/g 未満に減少した (表 6、図 47)。これに対して、塩酸可溶イオウは標高 +0.40 m まで 12-17 mg/g と高含有量を示し、標高 +0.60 m で急減し、それより上部では全イオウとしてもほとんど検出されなくなった。イオウ含有量の変動から、標高 -2.40 m を境に上部と下部さらには標高 +0.40 m と +0.60 m の間で堆積環境変化が示唆される。

DIPs は標高 -2.40 m と -2.20 m の間で、17.9 から 3.0 へと急減し、標高 -2.40 m と +0.40 m までの層準では 3.0 から 13.6 の間で変動し、平均は 8.9 であった。特に、標高 -2.20 m における DIPs の著しい低下は淡水の影響が一時的に非常に強かったことを示している。これらの層準では、過酸化水素可溶イオウ含有量は大部分の試料で 2.0 mg/g 未満であるため、イオウ含有量に基づく堆積環境判定の基準を適用すれば淡水成と判断される。しかし、ここでは堆積物の塩酸可溶イオウ含有量が高く、かつ DIPs が平均 8.9 であることから、明らかに堆積は海水の影響を受ける条件下で進行したものと考えられる。このように、堆積環境が海水の影響下において硫酸イオンが十分に供給されていたと考えられるにもかかわらず、過酸化水素可溶イオウ、すなわちパイライト起源のイオ

ウが減少した理由として次の二点が考えられる。すなわち、1) 堆積物の有機物含有量もしくは鉄含有量が制限因子として働き、パイライトの生成を抑制した、2) 酸化的条件であったためにパイライトが生成されなかったか、生成後に酸化されて消失した。

塩酸可溶鉄の含有量は本コア全体を通じて高く、鉄含有量がパイライト生成の制限因子となった可能性は低い。一方、有機物含有量は今回測定を実施していないが、標高 -2.40 m の上部と下部で大きな変化があったとは考えがたい。ここでのパイライト含有量の減少は有機物や鉄の含有量によってその生成が抑制されたとは考えにくく、堆積時または堆積後の酸化的条件が原因と思われる。

パイライトは酸化されると鉄イオンと硫酸イオンを生じる (Postoma、1983、関・酒井、1987)。もし堆積後に水による移動がなければ、酸化によって生じた硫酸イオンはそのまま硫酸塩として堆積物中に保存されているものと仮定される。また、もし酸化的条件であったために硫酸還元が起こり得ず、パイライトが生成されなかったとしても、海水中の硫酸イオンは同様に硫酸塩として堆積物中に保存されるものと思われる。実際のところ、これらの層準では堆積物の塩酸可溶イオン含有量は高く、硫酸塩が多く含有されていることを示している。ここでのパイライトの減少は、堆積時または堆積後の酸化的条件を反映するものと解される。そして、そのような条件は DIPs の低下、すなわち淡水の影響による堆積環境の塩分濃度の低下と関係があるものと思われる。標高 -2.40 m から +0.40 m までの層準は汽水成の堆積物から成るものと解される。

標高 +0.40 m より上位で層相も細砂質シルトから黒褐色泥炭へと変化し、泥炭は標高 +1.30 m までつづいた (図 47)。標高 +0.40 m より上部では過酸化水素可溶イオンはほとんど検出されず、全イオンとしても 1.0 mg/g 未満であった。DIPs も 2.0 以下と非常に低く、珪藻遺骸群集がほとんど淡水生種のみから構成されていることを示している。これらのことから、標高 +0.40 m より上部は明らかに堆積環境は淡水であったといえる。

堆積物のナトリウム、カリウム、カルシウムおよびマグネシウム含有量も概ね標高 -2.40 m を境にして下部で高く、上部で低くなる傾向を示した。特にカルシウムの含有量が高く、これは堆積物中の貝類化石の含有量と関係があるものと思われる。これらの元素は海水中に豊富に溶存し、堆積物中に保存される。そして、それは今回の分別化学抽出において塩酸可溶画分に溶出するものと予測される。これまでに堆積物中のこれらの元素を用いて過去の塩分濃度変化を推定する試みがなされてきたが、塩酸可溶画分に溶出するこれらの元素は堆積物の沈積後に間隙水の移動に伴って拡散し、堆積当時の状態を保持して

いることは少ないとされている (Engstrom and Wright、1984)。しかし、気比コアではこれらの元素の含有量変動が示す堆積環境変化とイオウ含有量および珪藻遺骸群集から推定されるそれとは概ね合致している。このことは、これらの元素が堆積当時の状態をよく保持していることを示すものと考えられ、ここでは堆積後に間隙水の移動による拡散は比較的少なかったものと推定される。

5-4-4 堆積環境変遷のまとめ

気比コアは DIPs の変動と過酸化水素可溶イオウ含有量 2.0 mg/g を基準として、下位より堆積環境変化を反映する 4 つの古環境相 (Paleoenvironmental phase) が識別された (図 47 A)。

古環境相	珪藻古塩分濃度指数	過酸化水素可溶イオウ含有量
I:	17.9 ~ 20.2	2.7 ~ 8.7 mg/g
II:	3.0	2.0 mg/g
III:	6.3 ~ 13.6	0.1 ~ 2.1 mg/g
IV:	2.0	0.0 mg/g

さらに、気比コアではアルカリ金属類含有量の垂直変動から、堆積後の水による移動は少なかったものと推定されるため、塩酸可溶イオウ含有量の垂直変動は堆積時の環境および堆積後の酸化的条件を示す指標となるものと考えられる。したがって、ここでは塩酸可溶イオウ含有量も古環境解釈にあたって考慮することとした (図 47 B)。

古環境相 I は堆積が海域であったことを示し、DIPs が本コアを通して最も高く、珪藻殻を十分に含有する試料では、平均値が 18.9 であった。この古環境相は、¹⁴C年代から完新世海進頂期の約 6,000 y. B. P. の堆積物を含んでいる。DIPs の変動から、この古環境相において堆積環境の塩分濃度が最も高く、海進頂期に海が最も内陸奥深くまで進入したことを示している。

古環境相 II は過酸化水素可溶イオウ含有量が 1.1 mg/g で、DIPs は 3.0 と低い値であることから、堆積環境は淡水の影響が一時的に強くなったことを反映するものと解される。しかし、塩酸可溶イオウ含有量は高かったことから、海水の影響が全くなかったとはいえない。堆積は淡水の優勢な汽水域で進行し、塩酸可溶イオウの高含有量は堆積時または堆積後に環境が酸化的条件であったことを示すものと解される。

古環境相 III はほとんどの試料で過酸化水素可溶イオン含有量が 2.0 mg/g 未満であったが、塩酸可溶イオン含有量は高く、DIPs も 5.0 以上であった。このことから、堆積環境は海水の影響を受け、塩分濃度も古環境相 II より高くなったことが示される。堆積は汽水環境下で進行し、塩酸可溶イオンの高含有量は堆積時または堆積後の環境が酸化的条件であったことを示すものと解される。

古環境相 IV は過酸化水素可溶イオンはほとんど検出されず、全イオンとしても 1.0 mg/g 未満であった。DIPs も 2.0 以下で明らかに堆積環境は淡水で海水の影響は全くなかったことを示している。

以上のように、堆積物の珪藻遺骸群集とイオン含有量を組み合わせた堆積環境の解析法は、相互に情報の不足や欠落を補完し合うことによって、これまで単独の手法では明らかにできなかった堆積環境変化について詳細な情報を与えることが示された。

表 6 気比コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量 (mg/g) 、過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量比 (S/Fe)

Sample No. /	S			Fe			S/Fe in H ₂ O ₂
	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	
1.	6.3	8.0	14.3	14.5	6.2	20.7	1.29
2.	3.1	8.5	11.6	13.6	6.2	19.8	1.37
3.	2.7	8.5	11.2	15.0	6.8	21.8	1.25
4.	2.7	6.2	8.9	18.0	5.0	23.0	1.24
5.	4.9	2.3	7.2	15.5	1.4	16.9	1.64
6.	4.7	4.4	9.1	14.5	3.9	18.4	1.13
7.	5.2	4.3	9.5	19.5	3.4	22.9	1.26
8.	6.1	6.2	12.3	17.0	4.1	21.1	1.51
9.	4.3	4.9	9.2	14.0	4.1	18.1	1.20
10.	2.2	5.7	7.9	16.1	5.4	21.5	1.06
11.	4.3	5.8	10.1	15.3	5.0	20.3	1.16
12.	6.9	8.1	15.0	16.0	7.0	23.0	1.16
13.	5.9	8.5	14.4	14.5	7.4	21.9	1.15
14.	8.9	2.1	11.0	16.6	2.0	18.6	1.05
15.	14.	1.9	15.9	21.5	1.6	23.1	1.19
16.	9.3	8.7	18.0	19.9	6.0	25.9	1.45
17.	11.	2.7	13.7	16.6	2.0	18.6	1.35
18.	12.	1.1	13.1	15.8	1.1	16.9	1.00
19.	12.	1.5	13.5	15.3	1.3	16.6	1.15
20.	15.	1.6	16.6	17.5	1.4	18.9	1.14
21.	12.	1.3	13.3	13.1	1.2	14.3	1.08
22.	17.	1.8	18.8	19.5	1.6	21.1	1.13
23.	12.	0.1	12.1	15.3	1.6	16.9	----
24.	16.	2.1	18.1	25.5	1.6	27.1	1.31
25.	16.	0.4	16.4	24.4	1.2	25.6	----
26.	0.5	0.0	0.5	15.6	0.9	16.5	----
27.	0.9	0.0	0.9	15.1	0.9	16.0	----
28.	0.0	0.0	0.0	15.0	0.6	15.6	----
29.	0.0	0.0	0.0	13.5	1.2	14.7	----
30.	0.0	0.0	0.0	9.0	0.5	9.5	----

表 7 気比コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶面分中のナトリウム、カリウム、カルシウム、
マグネシウムの含有量 (mg/g)

Sample No. /	Na		K		Ca		Mg	
	HCl	H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂
1.	4.00	0.03	1.70	0.06	3.80	0.00	6.58	0.12
2.	3.96	0.04	1.64	0.06	5.05	0.00	6.80	0.15
3.	3.92	0.05	1.70	0.08	6.50	0.04	6.85	0.18
4.	4.29	0.05	1.57	0.07	14.5	0.17	8.63	0.22
5.	3.92	0.04	1.45	0.05	11.5	0.13	8.25	0.13
6.	4.29	0.03	1.60	0.06	15.1	0.11	8.75	0.19
7.	4.88	0.06	1.76	0.07	20.5	0.21	8.88	0.29
8.	5.08	0.06	1.70	0.08	32.0	0.49	8.50	0.29
9.	4.64	0.06	1.60	0.07	26.5	0.05	8.00	0.21
10.	5.08	0.08	1.76	0.08	24.4	0.00	7.88	0.28
11.	4.77	0.06	1.71	0.09	23.2	0.02	6.40	0.48
12.	5.20	0.04	1.71	0.09	34.2	0.00	6.40	0.54
13.	4.45	0.04	1.64	0.06	16.0	0.00	7.63	0.20
14.	4.16	0.06	1.50	0.10	5.08	0.00	4.80	0.36
15.	4.38	0.07	1.74	0.09	5.05	0.00	6.50	0.19
16.	5.80	0.06	2.10	0.11	10.0	0.16	7.16	0.48
17.	4.14	0.06	1.48	0.09	6.30	0.00	6.58	0.23
18.	2.98	0.04	1.70	0.08	1.55	0.00	4.55	0.12
19.	3.60	0.03	1.35	0.07	2.13	0.00	3.42	0.15
20.	3.45	0.05	1.35	0.08	2.60	0.00	5.30	0.17
21.	2.20	0.02	0.83	0.05	1.80	0.00	3.20	0.19
22.	2.95	0.04	1.04	0.12	2.50	0.00	4.00	0.22
23.	2.30	0.03	0.47	0.06	2.30	0.00	3.36	0.24
24.	1.90	0.04	0.65	0.06	2.00	0.00	4.40	0.21
25.	1.19	0.03	0.68	0.05	1.35	0.00	3.00	0.16
26.	1.23	0.04	0.53	0.06	1.50	0.00	3.30	0.16
27.	1.08	0.04	0.47	0.05	1.63	0.00	3.10	0.17
28.	1.89	0.07	0.32	0.04	2.84	0.00	2.10	0.11
29.	0.55	0.04	0.38	0.05	1.75	0.00	3.30	0.17
30.	0.20	0.01	0.25	0.03	1.55	0.00	2.40	0.09

表 8 気比コア堆積物中の珪藻殻含有量と珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

Sample No. /	Diatoms frustules (Nos./mg)	DIPs
1.	0	-
2.	0	-
3.	(0.4)	(20.0)
4.	(1.2)	(20.0)
5.	(2.0)	(16.0)
6.	(2.4)	(18.3)
7.	35.2	20.2
8.	37.2	19.3
9.	360	19.6
10.	432	19.1
11.	576	18.9
12.	648	19.2
13.	432	18.8
14.	432	18.0
15.	720	18.0
16.	864	19.3
17.	432	17.9
18.	288	3.0
19.	19800	7.6
20.	18360	10.5
21.	2376	7.4
22.	18720	11.6
23.	5904	13.6
24.	1008	6.3
25.	16.0	11.1
26.	28.4	1.9
27.	288	1.3
28.	576	1.8
29.	216	1.8
30.	216	2.0

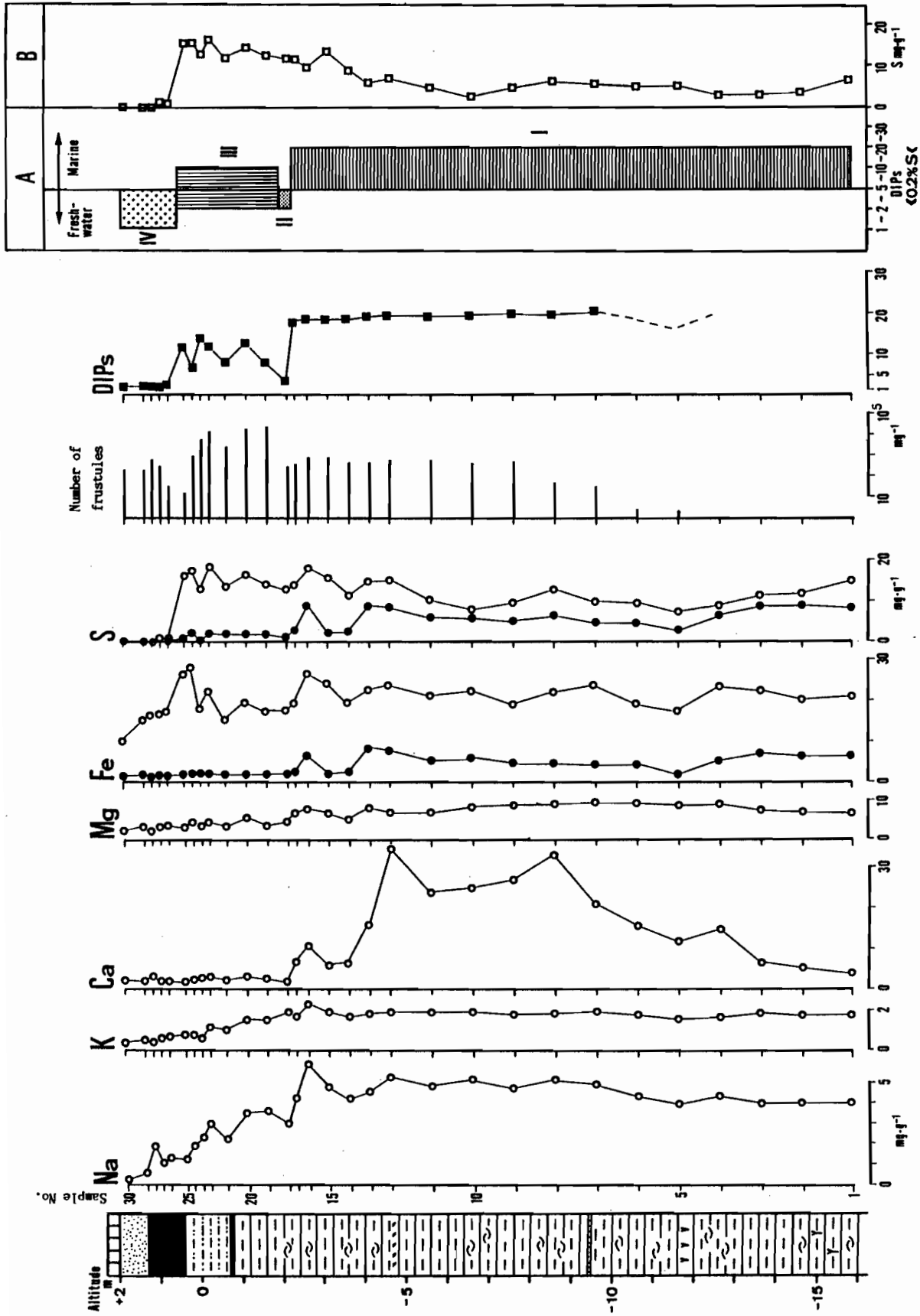


図 47 気比コアにおける堆積物中の化学成分 (Na, K, Ca, Mg, S, Fe) 含有量 および珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) の変動

5-5 豊岡盆地八条 No.1 コア

5-5-1 層相と¹⁴C年代

豊岡盆地八条 No.1 コアは全長約 42.00 m で、標高 -37.85 m にまで達している。コアの層相は以下のようなものであった（本論文第 3 章、図 22）。

- (1) 標高 -30.36 m より下位の砂礫層は完新世基底礫層と考えられる。
- (2) 標高 -30.36 m から -29.61 m までは均質なシルトで腐植物を若干混入する。
- (3) 標高 -29.61 m から -28.81 m までは主としてシルトを含んだ細砂堆積物から成る。
- (4) 標高 -28.81 m から -4.51 m までは主としてシルトから成り、所々に細砂が混じり、標高 -6.36 m から -5.96 m の間に砂質堆積物を挟む。標高 -28.81 m から -8.36 m までの層準では貝化石が混入する。ここでは、標高 -16.91 ~ -17.21 m、-17.91 ~ -18.21 m、-23.91 ~ -24.21 m、-24.91 ~ -25.21 m の 4 層準から得た貝化石について¹⁴C年代の測定が実施された。年代測定は名古屋大学年代測定資料センターにおいて行われ、それぞれ 5,150±320 y. B. P.、6,900±580 y. B. P.、9,180±240 y. B. P.、8,660±140 y. B. P.と決定された。また、堆積物の顕微鏡観察において標高 -17.00 m より上位の試料で火山ガラスが見いだされた。火山灰の濃集帯は標高 -17.50 m 付近にあるものと思われ、その上位および下位の層準における¹⁴C年代値から、その火山灰はアカホヤ火山灰と考えられる。
- (5) 標高 -4.51 m から +1.54 m までは砂または砂礫堆積物から成る。
- (6) 標高 +1.54 m から +3.54 m までは暗黄灰色粘土から成り、上部はやや砂質である。標高 +3.54 m から地表面 (+4.24 m) までは盛り土である。

分析用の試料は標高約 -30.00 m から -2.00 m の間の層準よりおよそ 1.00 m 間隔で採取し、計 27 試料を今回の分析に供した（図 48）。

5-5-2 分析結果

5-5-2-1 イオウと鉄

各試料の塩酸および過酸化水素可溶のイオウと鉄について、それぞれの含有量を表 9 に示した。標高 -30.00 m (No.1)、-8.00 m (No.22)、-4.00 m (No.26)、-2.00 m

(No.27) 以外の試料において、過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量比 (S/Fe 比) は 0.92 から 1.20 の間で変動し、その平均値は 1.08 であった（表 9）。過酸化水素可溶画分中の S/Fe 比はパイライトの化学量比 (S/Fe=1.15) に近似することから、これらは主として堆積物中のパイライトに由来するものと考えられる。

塩酸可溶鉄は全層準を通じて豊富に含有されており、反応性を有する鉄の量がパイライトの生成を制限する要因とはならなかったものと思われる（表 9、図 48）。

全イオウ含有量は標高 -2.00 m (No. 27) を除いて、2.0 mg/g 以上であった。過酸化水素可溶イオウは標高 -30.00 m (No. 1) 、 -8.00 m (No. 22) 、 -4.00 m (No. 26) 、 -2.00 m (No. 27) を除く試料において、2.0 mg/g 以上が含有されていた（表 9、図 48）。

5-5-2-2 ナトリウムとカリウム

過酸化水素可溶画分中のナトリウムおよびカリウムの量は、塩酸可溶画分中のそれらに比べて非常に少なく、ほとんど無視できるものと思われる（表 10）。塩酸可溶ナトリウムとカリウムはそれぞれ主に炭酸塩と粘土鉱物の中のイオン交換されやすい部位に由来するものと考えられる（Kitano et al.、1980）。ナトリウム含有量は上位の層準では増加する傾向を示し、標高 -8.00 m (No. 22) で最も含有量が高かった（表 10、図 48）。カリウム含有量は標高 -16.00 m と -19.00 m の間の試料 (No. 11-14) でやや高くなる傾向を示した（図 48）。

5-5-2-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

標高 -25.00 m と -11.00 m の間の 5 試料 (No. 10、11、15-17) と最上部の 2 試料 (No. 26、27) において、信頼できる分析に十分量の珪藻殻が含有されていなかった。特に、標高 -4.00 m (No. 26) については珪藻殻は全く認められず、DIPs を算出できなかった。その他の試料においても信頼できる DIPs を算出できず、それらの試料については DIPs は参考値としてカッコ内に示した（表 11）。

これらの試料について DIPs は算出できず、堆積環境の塩分濃度を知ることはできなかった。珪藻殻を豊富に含有するほとんどの試料で、DIPs が 5.0 以上を示したのに対して、標高 -30.00 m (No. 1) と -8.00 m (No. 22) ではそれぞれ 3.5 と 3.1 であった（表 11、図 48）。標高 -25.00 m と -11.00 m の間の試料 (No. 5-9、12-14、18、19) では、DIPs は 10.8 から 15.9 のかなり高い値を示した（表 11、図 48）。

5-5-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) とイオウ含有量からみた堆積環境

過酸化水素可溶画分中の S/Fe 比がパイライトの化学量比 1.15 に近いことから、過酸化水素可溶イオウは大部分がパイライト起源と考えられる。そこで、堆積物の過酸化水素可溶イオウ含有量 2.0 mg/g を基準として、それ以上の含有量をもつ堆積物を汽水成または海成、それ未満を淡水成と判断した。

最下部の標高 -30.00 m からの泥質堆積物では、DIPs が 3.5 と低い値を示し、過酸化

水素可溶イオウは検出されなかった。このことは最下部の層準における堆積は、淡水環境下で進行したことを示すものと解される。標高 -28.00 m と -5.00 m の間の層準では、標高 -8.00 m を除いて、過酸化水素可溶イオウ含有量は 2.0 mg/g 以上であった。これらの層準では、DIPs が 5.0 以上を示した (図 48)。過酸化水素可溶イオウ含有量と DIPs の両方から、標高 -8.00 m を除いて、標高 -28.00 m と -5.00 m の間では、堆積は海水の影響下で進行したことが示される。

標高 -25.00 m と -11.00 m の間の層準では、DIPs は 10.0 以上の比較的高い値を示した (図 48)。この間の層準から得られた 5 つの試料 (No.10、11、15-17) では、堆積物中に含まれる珪藻殻が少ないために DIPs を算出することができなかったが、過酸化水素可溶イオウ含有量が 2.0 mg/g 以上であったことから、堆積環境は海水の影響下にあったことが示される。ここでは、堆積物中のパイライト起源のイオウ含有量が珪藻遺骸群集からの古環境情報の欠落を補足し、堆積環境は比較的塩分濃度の高い海域環境が継続したものと推定される。一方、標高 -11.00 m から -5.00 m までの層準では、標高 -8.00 m を除いて、DIPs がほぼ 5.0 から 10.0 の間で変動し、それより下位の層準に比べてやや塩分濃度が低下したことが示される。

パイライトは酸化されると鉄と硫酸イオンを生じる。堆積物中の硫酸態イオウは塩酸可溶イオウとして測定される。標高 -8.00 m から -5.00 m の間の層準からの試料では、塩酸可溶イオウ含有量が過酸化水素可溶イオウ含有量より卓越した (図 48)。このことは、この間の層準においてパイライトの酸化が起こったことを示唆している。特に、標高 -8.00 m では過酸化水素可溶イオウは検出されず、DIPs も 3.1 と全層準を通じて最低値を示した (図 48)。このことはこの層準において一時的に淡水の影響が優勢な堆積環境が生じたことを示している。しかし、ここでは塩酸可溶イオウは 11 mg/g と高含有量を示した (図 48)。この層準で過酸化水素可溶イオウが検出されなかったのは淡水の影響が優勢となり、硫酸イオンの供給量が減少して、それが硫酸還元制限因子になったためと考えられる。これに対して、塩酸可溶イオウの高含有量はナトリウム含有量の変動との関係において解釈されるべきである。

海水は一般に、ナトリウムやカリウムを淡水に比べて豊富に含有し、塩分濃度と密接なかわりがあるが、本コアにおける堆積物中のナトリウムとカリウム含有量の変動は DIPs の変動と無関係であった。ナトリウムやカリウムのような水溶性で容易にイオンになる元素は、間隙水の移動に伴って拡散したりするので、堆積時の状態が保持されにくいも

のである (Engstrom and Wright、1984)。一方、堆積物中においてナトリウムが水溶性の塩化物として存在しているとき、ナトリウムは塩素イオンとともに堆積物カラム間の水の移動を知る手がかりを与える (粕ほか、1983)。標高 -8.00 m ではナトリウム含有量が最も高かった。ここでのナトリウム含有量の増加は水の移動を示すものと考えられ、塩酸可溶イオンも堆積後に他の層準から水とともに移動してきたものと推定される。このような水の移動は標高 -8.00 m と -5.00 m の間の層準におけるパイライトの酸化と密接な関係があるものと考えられる。

砂質堆積物から成る最上部の層準では、過酸化水素可溶イオンと珪藻殻の両方がほとんど認められなかった。標高 -2.00 m において DIPs は参考値として 2.0 が得られ、過酸化水素可溶イオン含有量も全く検出されなかったことから、この層準における砂質堆積物は河成である可能性が高い。

5-5-4 堆積環境変遷のまとめ

豊岡盆地八条 No.1 コアは DIPs の変動と過酸化水素可溶イオン 2.0 mg/g を基準として、下位より堆積環境変化を反映する7つの古環境相 (Paleoenvironmental phase) が識別された (図 48 A)。

古環境相	珪藻古塩分濃度指数	過酸化水素可溶イオン含有量
I:	3.5	0.0 mg/g
II:	5.0 ~ 13.6	4.5 ~ 15. mg/g
III:	10.8 ~ 15.9	3.0 ~ 9.9 mg/g
IV:	7.7 ~ 8.8	4.6 ~ 6.0 mg/g
V:	3.1	0.0 mg/g
VI:	6.0 ~ 12.0	2.3 ~ 6.6 mg/g
VII:	----	0.0 mg/g

さらに、八条 No.1 コアでは塩酸可溶イオン含有量の変動を堆積後の酸化的条件を示す指標として用いた (図 48 B)。

古環境相 I は DIPs および過酸化水素可溶イオン含有量から、堆積は淡水の影響下で進行したことが示される。

古環境相 II は DIPs および過酸化水素可溶イオン含有量から海水の影響を受ける堆積

環境であったと考えられるが、DIPs がそれほど高くないため、汽水環境であったと判断される。古環境相 III は標高 -16.00 m と -17.00 m からの貝化石試料の¹⁴C年代値が、それぞれ 5,150±320 y.B.P. と 6,900±580 y.B.P. を示したことから、約 6,000 y.B.P. の完新世海進頂期に相当する。DIPs が本コアの全層準を通じて最も高く、堆積環境の塩分濃度が最も高かったことが示され、海進頂期に海水が最も内陸部へ進入したと調和する。

塩酸可溶イオウ含有量の変動はパイライトの酸化の指標として用いられ、それは古環境相 IV、V、VIで高くなる傾向を示した。古環境相 IV では DIPs がやや低下し、海進頂期後に海水の影響がやや減少したことを示している。古環境相 V は DIPs および過酸化水素可溶イオウ含有量から、堆積環境は淡水の影響が強かったことが示され、ここでの塩酸可溶イオウ含有量の増加は他の層準から移動してきた可能性が考えられた。本コアではナトリウム含有量の変動が堆積後の水による物質の移動の指標となるものと考えられ、ナトリウム含有量の増加から古環境相 V における塩酸可溶イオウ含有量の増加は堆積後の水の移動に伴って生じたものと解釈された。

古環境相 VI では、再び海水の影響を受けるようになり、堆積環境が汽水化したことが示される。古環境相 VII は砂質堆積物から成り、堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されていないために、信頼できる DIPs は得られなかった。DIPs が参考値として 2.0 が得られたことや過酸化水素可溶イオウが全く含有されなかったことから、ここでの砂質堆積物は河成の可能性が高い。しかし、このような砂質堆積物の沈積する好氣的条件下では硫酸還元は起こりにくく、海成堆積物であってもパイライトは生成されにくいものと思われる。一般に、砂質堆積物中には珪藻殻も保存されにくいいため、砂質堆積物においては珪藻遺骸群集とパイライト起源のイオウ含有量のいずれの方法によっても信頼できる堆積環境を推定することは困難かもしれない。

以上のように、本コアでは泥質堆積物において珪藻殻含有量が少ないために、信頼できる DIPs 値が得られなかったとき、パイライト起源のイオウ含有量が堆積環境変遷に関する情報の欠落を補い、連続した古環境情報を与えることができることが示された。

表 9 八条 No.1 コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量 (mg/g) 、過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量比 (S/Fe)

Sample No. /	S			Fe			S/Fe in H ₂ O ₂
	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	
1.	2.1	0.0	2.1	24.4	1.4	25.8	----
2.	5.9	15.	20.9	24.8	13.6	38.4	1.12
3.	6.0	7.5	13.5	27.0	7.0	34.0	1.07
4.	6.4	4.5	10.9	26.5	4.4	30.9	1.02
5.	5.6	9.6	15.2	23.1	8.4	31.5	1.14
6.	5.2	6.9	12.1	24.7	6.0	30.7	1.15
7.	4.8	6.3	11.1	25.2	6.1	31.3	1.03
8.	6.9	7.3	14.2	24.1	6.7	30.8	1.09
9.	8.3	6.4	14.7	30.4	5.7	36.1	1.12
10.	3.7	9.9	13.6	24.5	8.3	32.8	1.19
11.	2.7	6.2	8.9	29.8	5.9	35.7	1.05
12.	8.7	5.3	14.0	26.9	4.8	31.7	1.10
13.	1.4	7.7	9.1	26.8	7.2	34.0	1.07
14.	2.5	8.7	11.2	23.5	7.7	31.2	1.13
15.	1.7	3.0	4.7	22.0	3.1	25.1	0.96
16.	3.2	2.6	5.8	22.0	2.8	24.8	0.93
17.	3.7	4.5	8.2	30.3	4.2	34.5	1.07
18.	4.1	3.5	7.6	22.2	3.8	26.0	0.92
19.	1.1	5.8	6.9	42.5	5.7	48.2	1.02
20.	5.7	6.0	11.7	19.2	5.0	18.9	1.20
21.	4.3	4.6	8.9	24.0	4.3	14.3	1.07
22.	11.	0.0	11.0	19.6	1.9	21.5	----
23.	17.	2.3	19.3	26.9	2.0	28.9	1.15
24.	9.0	4.8	13.8	23.6	4.5	28.1	1.07
25.	8.1	6.6	14.7	19.2	5.6	24.8	1.18
26.	2.6	0.0	2.6	16.8	0.6	17.4	----
27.	0.2	0.0	0.2	7.7	0.3	8.0	----

表 10 八条 No.1 コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶画分中の
ナトリウム、カリウムの含有量 (mg/g)

Sample No. /	Na			K		
	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂
1.	0.96	0.06	1.02	0.86	0.08	0.94
2.	0.81	0.05	0.86	0.70	0.05	0.75
3.	1.13	0.06	1.19	0.90	0.04	0.95
4.	1.61	0.06	1.67	1.21	0.05	1.26
5.	1.60	0.07	1.67	1.30	0.05	1.35
6.	1.52	0.05	1.57	1.18	0.05	1.23
7.	1.46	0.05	1.51	1.06	0.05	1.11
8.	1.63	0.05	1.68	1.20	0.06	1.26
9.	2.07	0.06	2.13	1.47	0.07	1.54
10.	2.10	0.06	2.16	1.54	0.08	1.62
11.	2.37	0.06	2.43	1.62	0.08	1.70
12.	2.40	0.06	2.46	1.60	0.08	1.68
13.	2.50	0.07	2.57	1.60	0.07	1.67
14.	2.50	0.07	2.57	1.60	0.08	1.68
15.	2.40	0.07	2.47	1.41	0.07	1.48
16.	2.43	0.06	2.49	1.40	0.07	1.47
17.	2.59	0.07	2.66	1.45	0.09	1.54
18.	2.86	0.07	2.93	1.42	0.07	1.49
19.	2.78	0.07	2.85	1.20	0.05	1.25
20.	2.58	0.07	2.65	0.89	0.06	0.95
21.	3.04	0.07	3.11	1.23	0.07	1.30
22.	3.92	0.10	4.02	0.88	0.06	0.94
23.	2.54	0.07	2.61	0.85	0.06	0.91
24.	1.62	0.07	1.69	0.54	0.06	0.60
25.	0.90	0.06	0.96	0.64	0.05	0.69
26.	0.14	0.04	0.18	0.20	0.06	0.26
27.	0.06	0.04	0.10	0.10	0.04	0.14

表 11 八条 No.1 コア堆積物中の珪藻殻含有量と珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

Sample No. /	Diatoms	
	frustules (Nos./mg)	DIPs
1.	74	3.5
2.	5256	13.6
3.	2160	6.0
4.	3312	5.0
5.	1224	12.3
6.	216	10.8
7.	1584	15.9
8.	1944	14.8
9.	10	14.2
10.	0.8	(20.0)
11.	1.6	(10.5)
12.	648	15.9
13.	14	15.7
14.	51	15.9
15.	3	(8.5)
16.	6	(13.4)
17.	9	(12.8)
18.	288	12.4
19.	576	10.8
20.	1152	8.8
21.	1584	7.7
22.	4557	3.1
23.	878	7.9
24.	52	12.0
25.	39	6.0
26.	0	----
27.	0.3	(2.0)

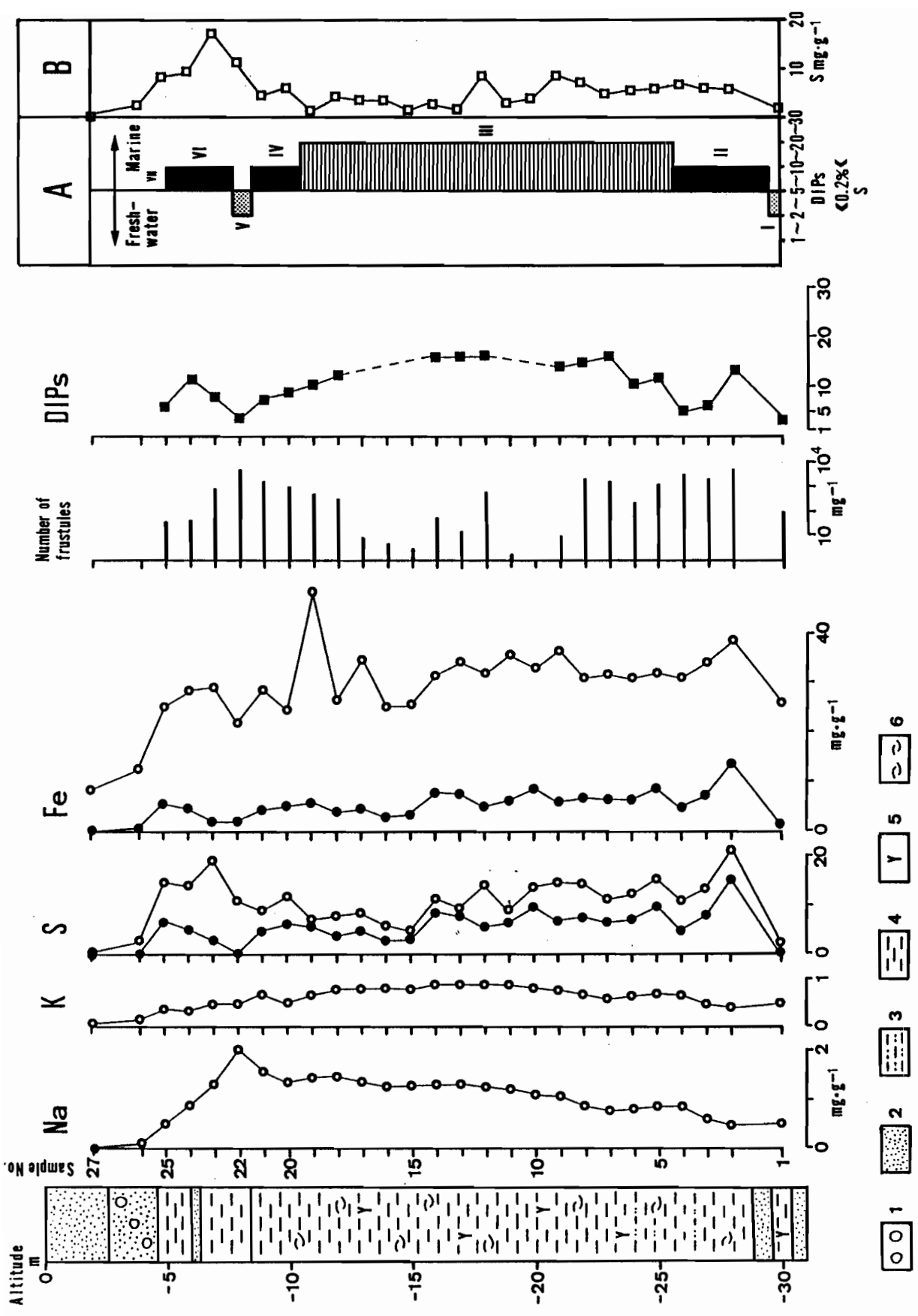


図 48 八条 No.1 コアにおける堆積物中の化学成分 (Na, K, S, Fe) 含有量
および珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) の変動

(1: 礫, 2: 砂, 3: シルト質細砂, 4: シルト, 5: ピート, 6: 頁化石)

5-6 豊岡盆地八条 No.2 コア

5-6-1 層相と¹⁴C年代

豊岡盆地八条 No.2 コアは全長約 40.00 m で標高 -37.81 m にまで達している。コアの層相は以下のようなものであった(本論文第3章、図 26)。

- (1) 標高 -30.23 m より下部の砂礫層は完新世基底礫層と考えられる。標高 -34.23 m から -33.78 m にシルトを挟む。
- (2) 標高 -30.23 m から -29.63 m までは砂混じりシルトで腐植物が混入する。
- (3) 標高 -29.63 m から -25.83 m までは砂質堆積物から成り、標高 -29.63 m から -28.43 m の層準では礫が混じる。
- (4) 標高 -25.83 m から -21.33 m までは主として砂混じりシルトから成る。
- (5) 標高 -21.33 m から -4.33 m までは主としてシルトから成り、標高 -11.98 m から -11.78 m、-8.78 m から -8.63 m、-6.53 m から -5.43 m に砂質堆積物を挟む。標高 -21.33 m から -8.78 m までの間のシルト層中には多くの貝化石が混入する。No.1 コアと同様に、火山ガラスの分布からアカホヤ火山灰の濃集帯が標高 -17.50 m 付近にあるものと推定され、この層準の年代は約 6300 y.B.P. と考えられる。
- (6) 標高 -4.33 m から -0.93 m は砂質堆積物から成る。
- (7) 標高 -0.93 m から -0.43 m は砂質シルトで腐植物を含む。

標高 -0.43 m から地表面 (+2.37 m) までは盛り土である。

分析用の試料は標高約 -38.00 m から -4.00 m までの層準からおよそ 1.00 m 間隔で採取し、計 33 試料を今回の分析に供した。

5-6-2 分析結果

5-6-2-1 イオウと鉄

分別化学抽出によって得られた堆積物の塩酸および過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量を表 12 に、またそれぞれの変動を図 49 に示した。

全層準を通じて、過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量 (S/Fe) 比はイオウ含有量が 1.0 mg/g 以上の試料では 0.78 から 1.89 の間で変動し、平均 1.09 であった。

標高 -26.00 m より下位 (No.1-9) では、砂質堆積物と泥質堆積物がくり返され、標高 -34.00 m (No.3) と -29.80 m (No.6) からの泥質堆積物においては、過酸化水素可溶イオウがそれぞれ 8.9 mg/g と 10 mg/g と高含有量を示した。概して砂質堆積物では過酸化水素可溶イオウだけでなく、全イオウとしても含有量は少なかったが、標高 -26.00 m

(No.9) では塩酸可溶イオウが 7.4 mg/g と高含有量を示した。

標高 -26.00 m から -9.80 m の間の試料 (No.10-26) は泥質堆積物から成り、堆積物の過酸化水素可溶イオウ含有量は 2.0 mg/g 以上であった。

標高 -9.00 m からの試料 (No.27) では、過酸化水素可溶イオウ含有量は 0.3 mg/g と急減し、全イオウ含有量も 2.8 mg/g に減少した。標高 -8.00 m から -4.80 m の間の試料 (No.28-30) では、過酸化水素可溶イオウ含有量は再び 2.0 mg/g 以上に増加した。特に標高 -4.80 m では、塩酸可溶イオウ含有量が 28 mg/g と非常に高かった。本コアの最上部の砂質堆積物 (No.31-33) では、全イオウとしても 1.0 mg/g 以下であった。

塩酸可溶鉄は標高 -26.00 m より下位の砂質堆積物から成るいくつかの試料 (No.1、5、7) で、その含有量は少なかったものの、大部分の試料で 10.0 mg/g 以上の高含有量を示した。

5-6-2-2 ナトリウムとカリウム

堆積物の塩酸および過酸化水素可溶画分中のナトリウムとカリウムの含有量を表 13に、またそれぞれの変動を図 49 に示した。

過酸化水素可溶画分中のナトリウムおよびカリウム含有量は、塩酸可溶画分中のそれらに比べて無視できるものと判断された。堆積物のナトリウム含有量は標高 -17.80 m から -8.00 m の間の試料 (No.17-28) で高くなる傾向を示し、本コアの下部と上部に挟在する砂質堆積物ではほとんど含有されていなかった。

カリウム含有量は標高 -24.80 m から -8.00 m の間の試料 (No.10-28) で高くなる傾向を示したが、その変動は顕著ではなかった。

5-6-2-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

堆積物の珪藻殻含有量と DIPs 値を表 14 に、またその変動を図 49 に示した。

堆積物中の珪藻殻含有量が少ないとき、珪藻遺骸群集に基づく古環境解釈は信頼性に乏しいものと考えられるので、堆積物 1 mg あたりの珪藻殻含有量が 10 個未満の試料については DIPs を参考値として表 14 においてカッコ内に示した。

標高 -26.00 m より下位の砂質堆積物は概して珪藻殻含有量が少なく、信頼できる DIPs 値を算出することはできなかった。最下部の砂質堆積物 (No.1) では参考値ながら DIPs は 8.1 を示し、海水の影響を示唆したのに対して、そのすぐ上位の砂質堆積物 (No.2) および泥質堆積物 (No.8) では珪藻殻を十分に含有し、DIPs はそれぞれ 2.1 と 2.0 と低い値を示した。標高 -31.80 m から -26.00 m の間の試料 (No.4-9) では、砂

質堆積物からの参考値も含めて DIPs は 4.2 から 16.3 の間で変動した。標高 -26.00 m から -22.80 m までの試料 (No.9-11) では、DIPs は 5.2 から 10.7 の間で変動した。標高 -22.80 m から -11.60 m の間の試料 (No.10-24) では、シルト質の細粒堆積物から成るにもかかわらず、珪藻殻含有量の乏しい試料 (No.15、16、18-20) が認められた。これらの試料においては信頼のおける DIPs 値が得られなかったが、そこで得られた参考値を含めてもこの間の層準では DIPs は 10.0 以上の比較的高い数値を示した。標高 -11.60 m から -4.80 m までは、標高 -5.80 m (No.27) の 10.5 を除いて 5.0 から 10.0 の間で変動した。最上部の砂質堆積物からの試料 (No.31-33) では、DIPs はいずれも 3.0 未満の低い数値を示した。

5-6-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) とイオウ含有量からみた各層準の堆積環境

過酸化水素可溶画分中の S/Fe 比がパイライトの化学量比 1.15 に近似することから、過酸化水素可溶イオウ含有量が 1.0 mg/g 以上の試料において、それは大部分がパイライトに由来するものと考えられる。以下において、過酸化水素可溶イオウ含有量 2.0 mg/g および DIPs 値 5.0 を海成または汽水成堆積物と淡水成堆積物とを区別する際の基準として、堆積環境の推定を試みた。

本コアの上部と下部では、砂質堆積物と泥質堆積物が交互に挟在する複雑な層相を呈し、堆積環境も複雑に変化したことが示唆される。そのうえ、砂質堆積物は堆積環境に関する情報に乏しく、珪藻遺骸群集とイオウ含有量いずれの方法によってもその堆積環境が明らかにすることが困難な場合が多かった。

最下部の標高 -37.60 m の砂質堆積物では DIPs は参考値ながら 8.1 を示した。DIPs は海水の影響があったことを示唆するが、珪藻殻含有量が少ないためにこの数値は信頼性に乏しい。したがって、この層準における砂質堆積物の堆積した環境を明らかにすることは困難である。一方、そのすぐ上位の標高 -34.60 m の砂質堆積物と標高 -34.00 m の泥質堆積物では、DIPs はそれぞれ 2.1 と 2.0 と低く、堆積環境は淡水が優勢であったことを示している。

ところが、DIPs は淡水の影響が優勢であったことを示したにもかかわらず、標高 -34.00 m の泥質堆積物では過酸化水素可溶イオウが 8.9 mg/g と高含有量で海水の影響を示した。ここでの DIPs とイオウ含有量から推定される堆積環境の不一致は二通りの解釈が可能である。すなわち、

- 1) 堆積環境となった水域環境において表層部は淡水が優勢であったが、底層には海水の

流入する環境であった。

2) 堆積環境は淡水であったが、堆積後の海水の流入により二次的にパイライトが生成された。

本論文第3章でみたように、ここで優占した珪藻はプランクトン性で堆積環境は比較的水深のある止水環境と推定された。しかし、この泥質堆積物を挟む上下の層準が粗粒な砂質堆積物から成ることから、ここでのパイライト生成は堆積後に流入した海水が浸透して二次的に生成された可能性が高いように思われる。

標高 -34.00 m より上位から -26.00 m までの間においても砂質堆積物が挟在し、ここでも珪藻殻含有量が少ないために信頼できる DIPs が得られなかった。しかし、標高 -30.00 m の泥質堆積物では DIPs が 8.0、過酸化水素可溶イオウ含有量も 10 mg/g の高含有量を示した。砂質堆積物においても DIPs は参考値ながら 5.0 から 10.0 であったことから、この間の層準では堆積は海水の影響下で進行したものと推定される。

標高 -26.00 m より上位から -11.60 m までは概ねシルト質の泥質堆積物から成り、ここでは過酸化水素可溶イオウ含有量が 2.0 mg/g 以上であった。標高 -26.00 m より上位から -22.80 m までは DIPs はほぼ 5.0 から 10.0 の間で変動し、堆積環境の塩分濃度はそれほど高くはなかったが、標高 -22.80 m から -11.60 m までの層準で珪藻殻を十分に含有する試料では、DIPs は10.0 以上の比較的高い数値を示した。この間の層準では堆積物がシルト質の細粒堆積物であるにもかかわらず、珪藻殻をほとんど含有しない堆積物がみられた。これらの堆積物が珪藻殻を含有しない原因については明らかではないが、過酸化水素可溶イオウ含有量が 2.0 mg/g 以上であることから、この間の層準では堆積環境は海域環境が継続していたものと推定される。ここでは堆積物のイオウ含有量が珪藻遺骸群集からの古環境情報の欠落を補足した。

標高 -11.60 m から -4.80 m までは、DIPs は標高 -5.80 m の砂質堆積物を除いて、5.0 から 10.0 の間で変動し、それより下位の層準に比べて、堆積環境の塩分濃度が低下したことを示している。この間の層準では概ね過酸化水素可溶イオウ含有量も 2.0 mg/g 以上を示したが、標高 -9.00 m では過酸化水素イオウ含有量は 0.3 mg/g と少なく、さらに全イオウ含有量でも 2.8 mg/g に減少した。八条 No.1 コアにおいても標高 -8.00 m 付近で、DIPs から淡水の影響が優勢な堆積物が認められたことから、八条 No.2 の標高 -9.00 m における DIPs とイオウ含有量の不一致もまた八条 No.1 コアでみられたのと同様の堆積環境変化、すなわち淡水の影響と密接な関係があるものと考えられる。

標高 -5.00 m では塩酸可溶イオン含有量が非常に高く、硫酸態イオンの集積が認められた。この層準では、堆積後における水の移動の指標と考えられるナトリウム含有量はこの層準で特に高くなる傾向を示さなかったことから、ここでの塩酸可溶イオンの高含有量は水の移動とは関係がないものと思われる。塩酸可溶イオンの高含有量の原因については現時点では明らかではない。

標高 -4.80 m より上位の砂質堆積物は信頼できる古環境情報得るのに十分量の珪藻殻を含有し、DIPs はいずれも 3.0 未満で堆積環境は明らかに淡水域であったことが示される。

5-6-4 堆積環境変遷のまとめ

以上のように、八条 No.2 コアの砂質堆積物の中には、イオン含有量と珪藻遺骸群集のいずれの分析からもその堆積環境を明らかにできないものがあったが、堆積物の DIPs の変動と過酸化水素可溶イオン含有量 2.0 mg/g を基準として、本コアの堆積物は堆積環境変遷を反映する 11 の古環境相 (Paleoenvironmental phase) が識別された (図 49 A)。

古環境相	珪藻古塩分濃度指数	過酸化水素可溶イオン含有量
I:	2.1	0.4 ~ 0.8 mg/g
II:	2.0	8.9 mg/g
III:	----	0.5 ~ 0.7 mg/g
IV:	8.0	10. mg/g
V:	10.7	0.8 ~ 1.7 mg/g
VI:	5.2 ~ 8.1	9.2 ~ 9.5 mg/g
VII:	10.5 ~ 17.1	2.3 ~ 10. mg/g
VIII:	4.4 ~ 8.0	2.6 ~ 4.8 mg/g
IX:	10.5	0.3 mg/g
X:	5.3 ~ 6.8	3.1 ~ 5.3 mg/g
XI:	2.0 ~ 2.6	0.4 mg/g

さらに、堆積環境の酸化的条件の指標として堆積物の塩酸可溶イオン含有量の変動を図 49 B に示した。

古環境相 I は分析に十分量の珪藻殻を含有する砂質堆積物において、DIPs は 2.1 を示し、淡水成であることが示される。古環境相 II は泥質堆積物から成り、DIPs から堆積環

境は淡水であったことが示されたが、その一方で過酸化水素可溶イオン含有量は高く、堆積後に海水の影響によってパイライトが二次的に生成されたことが示唆された。古環境相 III では、DIPs は参考値ながら比較的高い値を示し、海水の影響が示唆された。過酸化水素可溶イオン含有量は堆積物が砂質の粗粒堆積物から成るため、ほとんど検出されなかった。古環境相 IV は珪藻殻を十分に含有する泥質堆積物から成り、過酸化水素イオン含有量および DIPs から、堆積は汽水域で進行したことが示される。古環境相 V は砂質堆積物から成り、過酸化水素可溶イオン含有量は少なかったが、珪藻殻を十分に含有する試料は海水の影響を示した。

古環境相 VI は、DIPs の変動から古環境相 V と堆積環境の塩分濃度はほとんど変化はなかったものと考えられるが、古環境相 V がほとんど砂質堆積物から成るのに対して、古環境相 VI はシルト質の泥質堆積物から成り、堆積環境が安定したことが示された。したがって、ここでは古環境相 V とは区別した。

古環境相 VII は DIPs が 10.0 以上を示し、本コアにおいて堆積環境の塩分濃度が最も高く、調査地点において最も海が内陸へ進入した時期を反映するものと考えられる。このことは標高 -17.50 m にアカホヤ火山灰の濃集帯が認められ、この層準が一般にいわれる約 6,000 y. B. P. の海進頂期に相当することと調和する。

古環境相 VIII では、DIPs の変動から堆積環境の塩分濃度が低下したことが示され、このことは海進頂期後の海退を反映するものと解される。古環境相 IX では、DIPs が古環境相 VIII にひきつづいて汽水環境であることを示すにもかかわらず、過酸化水素可溶イオン含有量および全イオン含有量が著しく減少した。このことは堆積環境が酸化的条件であったことを示唆する。八条 No.1 コアにおいても、これに近い標高 -8.00 m において淡水成と考えられる堆積物（古環境相 V）が認められた。古環境相 IX は八条 No.1 コアの古環境相 V とともに、今後その年代を決定し、堆積環境の詳細を明らかにする必要がある。

古環境相 X は、再び過酸化水素可溶イオン含有量が 2.0 mg/g 以上を示し、古環境相 VIII と同じく堆積は汽水域で進行したことが示される。ここでは、上部の泥質堆積物において塩酸可溶イオンが高含有量を示した。

古環境相 XI は砂質堆積物から成るが、珪藻殻を十分に含有し、DIPs および過酸化水素可溶イオン含有量から、堆積が明らかに淡水環境下で進行したことが示される。

表 12 八条 No.2 コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量 (mg/g)、過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量比 (S/Fe)

Sample No. /	S			Fe			S/Fe in H ₂ O ₂
	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	
1.	0.1	0.4	0.5	8.3	2.4	10.7	----
2.	0.5	0.8	1.3	14.6	0.6	15.2	----
3.	6.6	8.9	15.5	23.3	10.9	34.2	0.82
4.	0.5	0.7	1.2	11.4	0.4	11.8	----
5.	0.3	0.5	0.8	3.1	3.6	6.7	----
6.	4.6	10.	14.6	27.0	9.4	36.4	1.10
7.	0.2	0.0	0.2	9.0	1.6	10.6	----
8.	1.6	0.8	2.4	15.6	0.0	15.6	----
9.	7.4	1.7	9.1	18.8	0.9	19.7	1.89
10.	7.5	9.5	17.0	24.0	7.4	31.4	1.28
11.	3.7	9.2	12.9	23.0	8.1	31.1	1.14
12.	4.4	5.7	10.1	18.0	4.9	22.9	1.16
13.	6.7	7.0	13.7	22.4	5.9	28.3	1.19
14.	7.3	9.1	16.4	23.4	7.5	30.9	1.21
15.	2.4	9.4	11.8	22.0	9.1	31.1	1.03
16.	4.8	6.8	11.6	24.4	6.4	30.8	1.06
17.	2.7	10.	12.7	26.5	9.9	36.4	1.04
18.	1.5	6.5	8.0	18.5	6.2	24.7	1.05
19.	1.7	5.1	6.8	23.5	5.1	28.6	1.00
20.	1.2	2.8	4.0	23.0	3.2	26.2	0.88
21.	2.2	3.5	5.7	25.8	4.5	30.3	0.78
22.	1.3	2.3	3.6	25.8	2.6	28.4	0.88
23.	1.7	5.8	7.5	19.6	5.7	25.3	1.02
24.	1.7	3.7	5.4	23.6	3.4	27.0	1.09
25.	1.2	2.6	3.8	40.2	3.2	43.4	0.81
26.	2.1	4.8	6.9	22.0	4.3	26.3	1.12
27.	2.5	0.3	2.8	20.0	0.3	20.3	----
28.	1.8	5.3	7.1	27.2	4.6	31.8	1.15
29.	6.1	3.1	9.2	17.8	3.1	20.9	1.00
30.	28.	3.3	31.3	32.0	2.4	34.4	1.38
31.	0.6	0.4	1.0	12.8	0.0	12.8	----
32.	0.0	0.0	0.0	11.0	0.0	11.0	----
33.	0.0	0.0	0.0	13.3	0.0	13.3	----

表 13 八条 No.2 コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶成分中の
ナトリウム、カリウムの含有量 (mg/g)

Sample No. /	Na			K		
	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂
1.	0.26	0.05	0.31	0.24	0.07	0.31
2.	0.26	0.04	0.30	0.34	0.08	0.42
3.	0.48	0.12	0.60	0.70	0.11	0.81
4.	0.16	0.04	0.20	0.22	0.06	0.28
5.	0.15	0.07	0.22	0.16	0.10	0.26
6.	0.40	0.05	0.45	0.80	0.06	0.86
7.	0.16	0.04	0.20	0.28	0.10	0.38
8.	0.12	0.03	0.15	0.32	0.07	0.39
9.	0.24	0.04	0.28	0.34	0.05	0.39
10.	0.54	0.05	0.59	0.86	0.08	0.94
11.	0.62	0.05	0.67	1.00	0.08	1.08
12.	0.70	0.04	0.74	1.00	0.08	1.08
13.	0.76	0.06	0.82	0.80	0.05	0.85
14.	1.20	0.04	1.24	1.32	0.07	1.39
15.	1.50	0.07	1.57	1.55	0.08	1.63
16.	1.32	0.08	1.40	1.33	0.09	1.42
17.	1.90	0.07	1.97	1.72	0.08	1.80
18.	1.68	0.07	1.75	1.30	0.06	1.36
19.	1.86	0.09	1.95	1.32	0.07	1.39
20.	2.12	0.09	2.21	1.74	0.09	1.83
21.	2.04	0.10	2.14	1.26	0.09	1.35
22.	1.52	0.07	1.59	0.83	0.05	0.88
23.	2.12	0.10	2.22	1.28	0.07	1.35
24.	2.02	0.07	2.09	1.12	0.08	1.20
25.	2.38	0.08	2.46	1.28	0.08	1.37
26.	2.40	0.07	2.47	1.28	0.07	1.35
27.	1.48	0.04	1.52	0.78	0.08	0.86
28.	2.18	0.07	2.25	1.11	0.07	1.18
29.	0.14	0.04	0.18	0.34	0.03	0.37
30.	0.28	0.04	0.32	0.79	0.03	0.82
31.	0.10	0.03	0.13	0.20	0.07	0.27
32.	0.08	0.04	0.12	0.12	0.06	0.18
33.	0.16	0.04	0.20	0.18	0.05	0.23

表 14 八条 No.2 コア堆積物中の珪藻殻含有量と珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

Sample No. /	Diatoms frustules (Nos./mg)	DIPs
1.	2.3	(8.1)
2.	12	2.1
3.	3709	2.0
4.	0	(16.3)
5.	1.7	(7.4)
6.	22	8.0
7.	1.0	(4.2)
8.	0.4	(10.0)
9.	144	10.7
10.	4176	8.1
11.	2232	5.2
12.	28	13.4
13.	1584	11.6
14.	2229	13.0
15.	2.4	(15.0)
16.	2.8	(13.9)
17.	23	17.1
18.	1.2	(20.0)
19.	6.8	(14.6)
20.	2.4	(13.8)
21.	10	10.5
22.	7.6	(10.0)
23.	720	11.2
24.	1944	4.4
25.	2016	8.0
26.	2232	6.4
27.	216	10.5
28.	1512	6.8
29.	0.6	(6.8)
30.	176	5.3
31.	18	2.6
32.	36	2.0
33.	1440	2.3

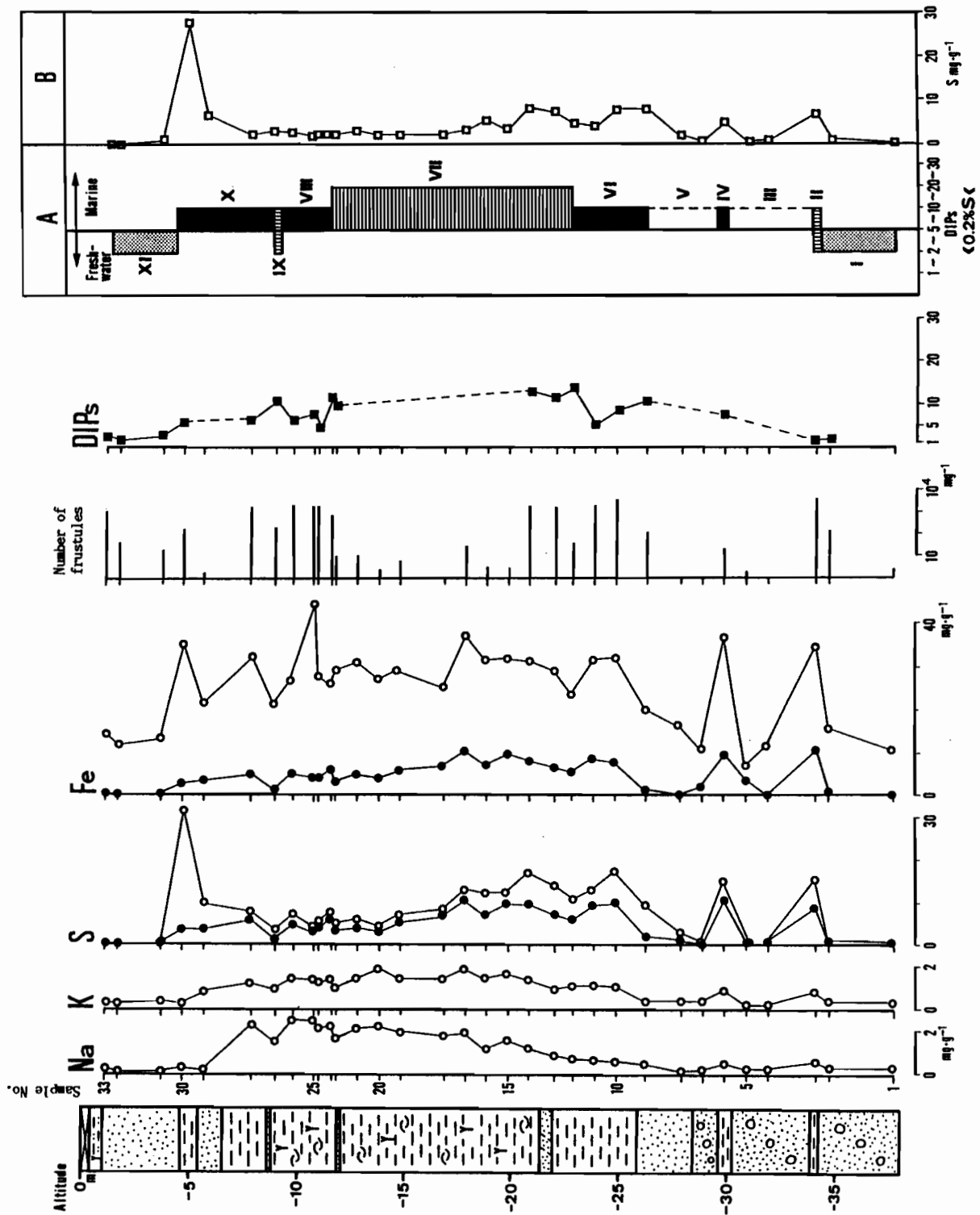


図 49 八条 No.2 コアにおける堆積物中の化学成分 (Na, K, S, Fe) 含有量 および珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) の変動

5-7 礼文島久種湖

5-7-1 層相と¹⁴C年代

コアの全長は 16.25 m で、地表面から基底部の標高約 -14.00 m にまで達した。

コアの層相は標高約 -13.00 m 付近より下位においてシルト質粘土に砂や礫が混じり、-13.30 m より下位では完全に砂礫層から成る。この砂礫層は完新世基底礫層と考えられる。標高 -13.00 m から -1.30 m までは概ね青灰色シルト質粘土から成る。標高 -8.00 m から -7.00 m でラミナがよく発達し、所々で細砂や腐植質が混じる。特に、標高 -11.00 m より下位では腐植質が多く含まれ、標高 -11.70 m 付近には植物遺体が含まれる。この植物遺体について¹⁴C年代測定が行われ、7,310±100 y. B. P. と決定された。また、標高 -7.83 m の腐植質に富んだシルト質粘土についても年代測定が行われ、5,180±210 y. B. P. と決定された。標高 -1.30 m から +1.30 m までは砂質堆積物から成り、下位から上位にいくにしたがって粗砂から細砂へと変化した。標高 -0.02 m から得た植物遺体について年代測定を行ったところ、1,700±210 y. B. P. を示した。標高 +1.30 m から地表面(標高 +2.47 m) まではピートから成る。

堆積環境の変化をできるだけ詳しく捉えるために、珪藻分析用の試料はコアから 2.0 ~ 50 cm の間隔で採取し、計 44 試料について分析を行った (図 50)。

5-7-2 分析結果

5-7-2-1 イオウと鉄

分別化学抽出によって得られた堆積物の塩酸および過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量を表 15 に、また、それぞれの変動を図 50 に示した。

過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量比 (S/Fe 比) は、過酸化水素可溶イオウ含有量が 1 mg/g 以上の試料では、0.26 から 1.66 の間でかなり大きく変動し、平均は 1.05 であった。

過酸化水素可溶イオウ含有量は、標高 -12.70 m より下位の試料 (No.1-7) では 2.0 mg/g 未満であった。標高 -12.50 m (No.8) になると、塩酸および過酸化水素可溶イオウ含有量はそれぞれ 12 mg/g、11 mg/g と急増した。標高 -12.50 m から -7.20 m までの試料 (No.8-27) では、過酸化水素可溶イオウ含有量は概ね 2.0 mg/g 以上を示し、これらの試料では塩酸可溶イオウ含有量も高く、全イオウとしてほとんどの試料が 10 mg/g 以上の高含有量を示した。標高 -8.20 m (No.19) と標高 -7.90 m (No.21) では、過酸化水素可溶イオウ含有量はそれぞれ 1.2 mg/g と 0.2 mg/g と低かったが、塩酸可溶イオウは

それぞれ 5.1 mg/g と 12 mg/g の高含有量を示した。標高 -7.00 m (No.28-44) では、標高 -6.80 m (No.30) を除いて過酸化水素可溶イオン含有量は 2.0 mg/g 未満に低下した。ここでは、塩酸可溶イオン含有量も概ね 2.0 mg/g 以下と低かったが、最上部の標高 +1.50 m (No.43) と +1.80 m (No.44) では、それぞれ 4.8 mg/g と 4.1 mg/g を示した。

塩酸可溶画分中の鉄含有量をみると、全層準を通して 10 mg/g 以上の高含有量を示し、鉄含有量がパイライト生成の制限因子となることはなかったものと思われる。

5-7-2-2 ナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム

堆積物の過酸化水素可溶画分中のナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム含有量は、塩酸可溶画分中のそれらに比べてほとんど無視できるほどのものと判断された

(表 16)。したがって、これらの成分において全体量の変動は塩酸可溶画分中の含有量の変動に依存した。

堆積物のナトリウムとカリウム含有量は下部の層準で高く、上位にいくにしたがって減少する傾向を示した。両成分はいずれも標高 -12.70 m (No.7) で、最も高含有量を示した(図 50)。カルシウムとマグネシウムの含有量も標高 -12.70 m (No.7) で高くなる傾向を示し、マグネシウムの場合は全層準を通じて最も高含有量を示した。両成分は標高 -1.50 m (No.37) でもその含有量が増加し、カルシウムはここでの含有量が全層準を通じて最も高かった。

5-7-2-3 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

本コアではほとんどの試料が泥質堆積物であるにもかかわらず、珪藻殻が全く認められない試料 (No.1、3-5、7) とその含有量が堆積物 1 g (乾燥重量) あたり 10 個未満の試料 (No.2、6、8、11、12、18、39) がみられた。後者については、DIPs は参考値としてカッコ内に示した (表 17)。

参考値ながら、標高 -13.50 m (No.2) では DIPs は 1.0 と低い値を示した。標高 -12.80 m (No.6)、-12.50 m (No.8) でもまた参考値ではあるが、DIPs は 20.0 と 21.0 と高い値を示し、標高 -12.40 m (No.9) では分析に十分量の珪藻殻が含有され、DIPs は 18.6 と高い値を示した。標高 -12.40 m から -10.00 m までの試料 (No.9-15) では、DIPs は参考値も含めて、10.0 以上の比較的高い値を示した。標高 -9.50 m から -9.00 m までの試料 (No.16-17) では、DIPs はそれぞれ 7.9 と 6.5 を示し、やや低下した。標高 -8.50 m (No.18) では参考値として、DIPs は 16.0 を示したが、標高 -8.20 m (No.19) になると DIPs は 2.1 と急激に低下した。標高 -8.20 m から -7.45 m までの

試料 (No.19- 25) では 1.9 から 2.6 の間で変動し、標高 -7.25 m (No.26) で 5.4 とやや高くなり、標高 -7.20 m (No.27) では 11.2 と比較的高い値を示した。標高 -7.00 m より上位の試料 (No.28-44) では、標高 -0.50 m の砂質堆積物の試料 (No.39) で、参考値として 10.0 を示したのを除けば 1.8 から 2.8 の低い値であった。

5-7-3 各層準における堆積環境

過酸化水素可溶画分中の S/Fe 比は平均 1.05 であったが、最大値 1.66 から最小値 0.26 とかなり変動幅が大きい。これまでにみた気比低地や豊岡盆地のコアでは、堆積物の過酸化水素可溶イオン含有量が 1.0 mg/g より高いとき、大部分の試料において過酸化水素可溶画分中の S/Fe 比はパイライトの化学量比 1.15 に近似していた。したがって、過酸化水素可溶イオンは大部分がパイライト起源と考えることができた。しかし、久種湖のコアでは、過酸化水素可溶画分中のイオンおよび鉄は必ずしもパイライトに由来するとは考えられない試料が認められた (表 15)。久種湖のコアでは、その層相観察から腐植質を多く含有しており、過酸化水素水処理によって堆積物中の有機物に吸着した陽イオンが分離されることから (Engstrom and Wright, 1984)、今回の試料では過酸化水素画分中の鉄は有機物起源のものが含有されていることが考えられる。

過酸化水素可溶イオンは必ずしもパイライト起源ではないと考えられるが、その含有量 2.0 mg/g を海成および汽水成と淡水成とを区別する基準とし、DIPs との比較の上で、各層準の堆積環境の推定を以下に試みる。

最下部の標高 -13.75 m から -12.50 m までは堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されていないために、信頼できる DIPs を算出できなかったが、過酸化水素可溶イオン含有量が 2.0 mg/g に満たなかったことから、この間の層準における堆積は淡水環境下で進行したものと考えられる。標高 -12.70 m では、ナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム含有量がすべて高くなる傾向を示し、特にナトリウム、カリウム、マグネシウムは全層準を通じて最も高含有量であった。多くの古陸水学的研究から、湖沼堆積物中のナトリウム、カリウム、マグネシウムは集水域における風化と侵食の強度、すなわち土壌侵食の指標としての有効性が認められている (Engstrom and Wright, 1984)。標高 -12.70 m において、ナトリウム、カリウムおよびマグネシウムが同時に高含有量を示したことから、この層準は調査地点の集水域における土壌侵食の最も盛んであったことを反映するものと考えられる。標高 -12.50 m になると、過酸化水素可溶イオン含有量が急増し、調査地点に海水が流入したことが示される。標高 -12.50 m、-11.90 m、-11.50 m で珪藻殻含有量が

少なかったために、信頼できる DIPs を得ることはできなかったが、DIPs も標高 -12.50 m から -10.50 m までは概ね 10.0 以上の高い値を示し、堆積環境が海域となっていたことが示される。

標高 -10.50 m から -8.20 m までは過酸化水素可溶イオウ含有量は依然として高かったが、DIPs はやや低下する傾向にあり、堆積環境の塩分濃度低下が示唆された。標高 -8.20 m になると DIPs は 2.1 と急減し、標高 -7.25 m までは 1.9 から 2.6 の低い値を示した。この間の層準では、DIPs が明らかに淡水環境であることを示すにもかかわらず、過酸化水素可溶イオウ含有量は標高 -7.90 m を除いては 2.0 mg/g 以上を示し、全イオウとしても 6.3 mg/g から 22.3 mg/g と高含有量で、堆積が海水の影響下で進行したことを示唆した。この間の層準における珪藻遺骸群集は本論文第 4 章 4-2 でみたように、淡水プランクトン性の *Melosira* 属が優占し、砂州の発達による古久種湾の閉塞によって、調査地点の水位が上昇して湖沼化が進行したことが示された。このように、DIPs と過酸化水素可溶イオウ含有量から推論される堆積環境が一致しない原因として、湖沼化の進行が示唆されたこの間の層準において、堆積環境となった湖沼の表層は淡水化したが、底層部には依然として海水が残留し、硫酸還元が盛んに行われていたことを示すものと考えられる。久種湖では、砂州の発達によって湖沼が海から分離された初期において、底層部には海水、表層部の有光帯には淡水が存在する部分循環的状况にあったことが示唆される。

標高 -7.25 m と -7.20 m で、DIPs はそれぞれ 5.4 と 11.2 を示し、再び海水が調査地点が流入したことが示された。また、ここでは、珪藻遺骸群集の構成種から、堆積環境の水位は一端下がったことが示された（本論文第 4 章 4-2）。

標高 -7.00 m になると、過酸化水素可溶イオウ含有量は減少し、それより上位の層準では、標高 -6.80 m を除いて 2.0 mg/g 未満であった。DIPs もまた、標高 -7.00 m から上位の層準では 1.8 から 2.3 の低い値を示した。これらのことは標高 -7.00 m より上位において、調査地点が完全に淡水化したことを示している。標高 -0.50 m の砂質堆積物で、DIPs は参考値として 10.0 を示したが、イオウ含有量も非常に少ないことや上下の層準における状況から、この砂質堆積物中の珪藻殻は再堆積と判断される。

最上部の標高 +1.50 m と +1.80 m で、塩酸可溶イオウ含有量が 4.8 mg/g と 4.1 mg/g の比較的高含有量を示したが、ナトリウム含有量はこれらの層準で特に含有量は高くないので、海水の浸透や他の層準からの水による移動は考えにくい。ピート層では、有機物起源のイオウがしばしば高含有量を示すことがあるとされ（松本、私信）、この層準で

の塩酸可溶イオン含有量の増加は有機イオン化合物の分解に由来するものかもしれない。

5-7-4 堆積環境変遷

久種湖コアは DIPs の変動と過酸化水素可溶イオン含有量 2.0 mg/g を基準として、下位より堆積環境変化を反映する 8 つの古環境相 (Paleoenvironmental phase) が識別された (図 50 A)。

古環境相	珪藻古塩分濃度指数	過酸化水素可溶イオン含有量
I:	----	0.0 ~ 1.9 mg/g
II:	9.8 ~ 10.4	4.3 ~ 13. mg/g
III:	6.5 ~ 9.9	3.7 ~ 10. mg/g
IV:	1.9 ~ 2.5	0.2 ~ 6.4 mg/g
V:	5.4 ~ 11.2	4.1 ~ 5.3 mg/g
VI:	1.8 ~ 2.3	0.0 ~ 2.7 mg/g
VII:	----	0.5 mg/g
VIII:	1.8 ~ 1.9	0.0 ~ 0.5 mg/g

古環境相 I は堆積物中に含まれる珪藻殻が少なかったために、信頼できる DIPs は得られなかったが、すべての試料で過酸化水素可溶イオン含有量が 2.0 mg/g 未満であったことから、この古環境相を構成する堆積物は淡水成もしくは陸成と判断される。この古環境相の上部で、ナトリウム、カリウム、カルシウムおよびマグネシウムの含有量がピークを示したことから、海進前の古環境相では土壌侵食が激しかったことが示唆された。

古環境相 II では、DIPs は 10.0 以上、過酸化水素可溶イオン含有量も高く、海水が調査地点に流入したことが示される。標高 -11.70 m において ^{14}C 年代は $7,370 \pm 100$ y. B. P. と決定され、この古環境相は海進開始期に相当する。古環境相 I から古環境相 II へ移行する際の堆積環境の塩分濃度変化は急激で、古環境相 I の堆積が冠水した環境下でなく、河川の氾濫源のような陸成であったことを示唆する。このことはまた、ナトリウムほかのアルカリ金属含有量によって指示された土壌侵食と関係があるものと考えられる。

古環境相 III では、DIPs は低下し、堆積環境の塩分濃度が低下したことが示される。

古環境相 IV では、DIPs は 1.9 から 2.5 の低い値で、明らかに淡水環境であることが示されたにもかかわらず、過酸化水素可溶イオンはほとんどの試料で 10 mg/g 以上の含有

量を示し、ここでは珪藻遺骸群集の構成種から、砂州の発達によって堆積環境は湖沼化が進んだことが示され、その湖沼において表層部と底層部で水質環境が異なることが示された。すなわち、表層部は淡水で、底層部には海水の存在する部分循環湖であった可能性が示唆される。標高 -7.83 m の¹⁴C年代が 5,180±210 y. B. P. と決定されたことから、この古環境相はほぼ海進頂期に相当する。

古環境相 V では DIPs が増加し、再び堆積環境の塩分濃度が高くなったことが示された。ここでは、珪藻遺骸群集の構成から水位の低下が示され、堆積環境の変化は砂州の開放と関係があるものと考えられる。

古環境相 VI では、DIPs は 1.8 から 2.8 の低い値を示し、過酸化水素可溶イオウもほとんどの試料で 2.0 mg/g 以下で、堆積環境は淡水であることが示される。古環境相 VII は砂質堆積物で、DIPs は参考値として海水の影響を示唆したが、過酸化水素可溶イオウも含有されないことや上下の層準における堆積環境から、この層準で得られた珪藻殻は再堆積である可能性高く、ここでの堆積は河成と考えられる。古環境相 VIII は 2.0 未満の低い値を示し、かつ過酸化水素可溶イオウもほとんど含有されず、明らかに堆積環境は淡水と判断される。

以上のように、DIPs とイオウ含有量に基づく堆積環境の解析は堆積物中にほとんど珪藻殻が含有されていないために DIPs から古環境情報が得られないとき、イオウ含有量が珪藻分析からの情報の欠落を補足できることが示された。さらに DIPs とイオウ含有量の不一致から、これまで珪藻分析単独では捉えられなかった海進期における古久種湖の部分循環的状况を明らかにすることができた。

表 15 久種湖コア堆積物における塩酸および過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量 (mg/g) 、過酸化水素可溶画分中のイオウと鉄の含有量比 (S/Fe)

Table 5-10

Sample No. /	S			HCl	Fe		S/Fe in H ₂ O ₂
	HCl	H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂		H ₂ O ₂	HCl+H ₂ O ₂	
1.	0.0	0.9	0.9	28.0	2.4	30.4	----
2.	0.9	0.0	0.9	26.5	1.9	28.4	----
3.	0.5	0.4	0.9	25.8	2.4	28.2	----
4.	0.3	0.1	0.4	27.5	2.4	29.9	----
5.	0.3	1.7	2.0	23.6	2.0	25.6	0.85
6.	1.9	1.9	3.8	28.3	4.1	32.4	0.46
7.	1.5	1.3	2.8	32.0	4.9	36.9	0.26
8.	12.	11.	13.0	25.5	9.6	35.1	1.15
9.	11.	13.	14.0	18.5	9.6	28.1	1.35
10.	13.	4.3	17.3	22.0	4.3	26.3	1.00
11.	4.5	4.9	9.4	20.9	4.8	25.3	1.02
12.	4.5	9.6	14.1	17.1	8.1	25.2	1.19
13.	5.9	7.9	13.8	15.9	6.1	22.0	1.30
14.	7.0	7.9	14.9	17.5	6.3	23.8	1.25
15.	9.7	8.8	18.5	19.4	5.3	24.7	1.66
16.	8.9	10.	18.9	15.3	6.2	21.5	1.61
17.	9.5	4.9	14.4	21.9	4.6	26.5	1.07
18.	2.4	3.7	6.1	14.6	3.6	18.2	1.03
19.	5.1	1.2	6.3	21.0	2.1	23.1	0.57
20.	18.	4.1	22.1	27.3	3.7	31.0	1.11
21.	12.	0.2	12.2	25.6	2.0	27.6	----
22.	18.	4.3	22.3	30.0	3.8	33.8	1.13
23.	6.8	3.5	10.3	13.9	3.4	17.3	1.03
24.	4.3	6.4	10.7	19.5	5.8	25.3	1.10
25.	6.6	4.1	10.7	21.0	3.0	24.0	1.37
26.	16.	4.1	20.1	25.1	3.4	28.5	1.21
27.	14.	5.3	19.3	23.4	3.5	26.9	1.51
28.	2.3	1.7	4.0	17.5	1.5	19.0	1.13
29.	1.6	0.1	1.7	29.5	3.0	32.5	----
30.	1.7	2.7	4.4	17.9	5.6	23.5	0.48
31.	1.7	0.6	2.3	23.9	1.7	25.6	----
32.	1.4	0.9	2.3	29.5	3.0	32.5	----
33.	1.1	1.2	2.3	32.3	3.6	35.9	0.33
34.	1.3	0.0	1.3	30.4	2.0	32.4	----
35.	1.7	0.0	1.7	24.5	1.6	26.1	----
36.	1.1	0.7	1.8	20.1	1.9	22.0	----
37.	1.5	0.5	2.0	20.4	1.8	22.2	----
38.	0.6	0.0	0.6	16.4	2.8	19.2	----
39.	0.3	0.5	0.8	23.5	1.3	24.8	----
40.	0.0	0.0	0.0	22.1	1.5	23.6	----
41.	0.9	0.0	0.9	22.5	1.9	24.4	----
42.	0.4	0.0	0.4	15.6	1.6	17.2	----
43.	4.8	0.3	5.1	18.1	2.2	20.3	----
44.	4.1	0.5	4.6	13.5	1.3	14.8	----

表 17 久種湖コア堆積物中の珪藻殻含有量と珪藻古塩分濃度指数 (DIPs)

Sample No. /	Diatoms frustules (Nos./mg)	DIPs
1.	0	----
2.	(0.5)	(1.0)
3.	0	----
4.	0	----
5.	0	----
6.	(0.5)	(20.0)
7.	0	----
8.	(2.5)	(21.0)
9.	288	18.6
10.	15	19.4
11.	(1.0)	(15.0)
12.	(1.5)	(20.0)
13.	55	9.8
14.	72	10.2
15.	1512	9.9
16.	1152	7.9
17.	18	6.5
18.	(1.0)	(16.0)
19.	432	2.1
20.	2304	2.1
21.	10	1.9
22.	3600	2.6
23.	1512	2.5
24.	864	2.5
25.	432	2.5
26.	12816	5.4
27.	1152	11.2
28.	432	2.3
29.	72	2.0
30.	216	2.0
31.	648	2.0
32.	144	2.0
33.	792	2.0
34.	504	2.0
35.	864	2.1
36.	1800	1.9
37.	1296	1.8
38.	144	2.8
39.	(0.5)	(10.0)
40.	14	1.8
41.	864	1.8
42.	864	1.8
43.	5328	1.8
44.	4536	1.9

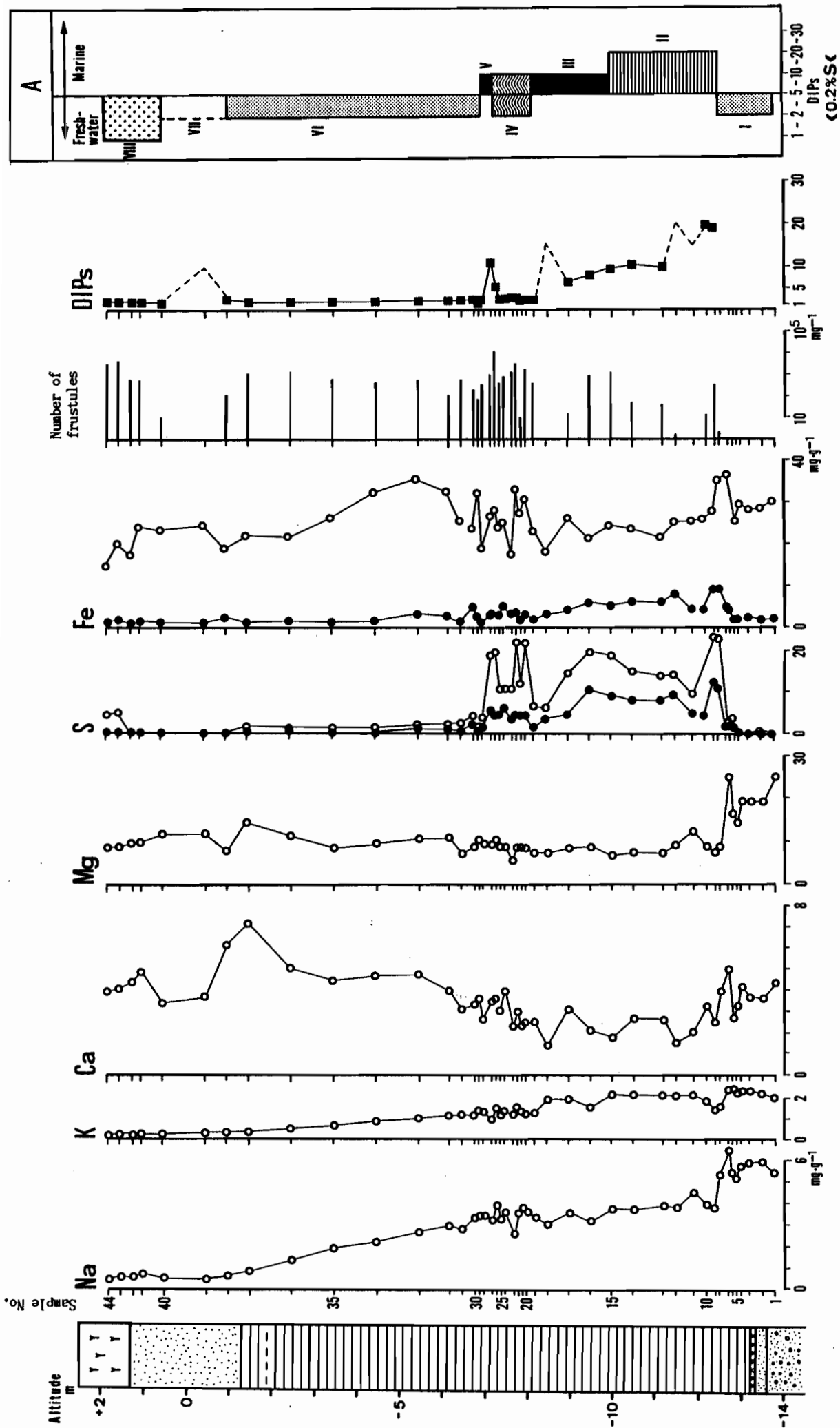


図 50 久種湖コアにおける堆積物中の化学成分 (Na, K, S, Fe) 含有量
および珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) の変動

5-8 珪藻遺骸群集とイオウ含有量

Berner (1984) は海成堆積物中においてパイライトが生成される条件として、Normal な条件と Euxinic な条件について考察している。Normal な条件は、酸素を十分に含んだ海水が底層水として存在する海底で生じる。そこでは底層水と接する底泥表面数 cm が無酸素状態となって硫酸還元が起こり、その最終産物としてパイライトが生成される。このとき、パイライト生成は硫酸還元菌の呼吸基質となる有機物の量によって制限されるため、堆積物の有機物含有量とパイライト起源のイオウ含有量との正の相関が認められる。このことから、C/S 比を指標として、堆積岩が形成された海洋環境を推定する研究も盛んに行われている (Leventhal, 1983, Davis et al. 1988)。これに対して、Euxinic な条件とは、底層水が無酸素状態で H_2S (硫化水素) を含む海底で生じ、硫化水素の供給が多量のパイライト生成を引き起こす。この場合はパイライト形成に参与する鉄鉱物量によって、その生成は制限される。このような特殊なパイライト生成は、現在、黒海、バルト海、メキシコ湾沿岸などでみることができる (Raiswell and Berner, 1985, Boesen and Postoma, 1988, Lin and Morse, 1991)。いずれにせよ、パイライト生成は硫酸イオンを豊富に含んだ底層水の存在するところでの還元的条件を反映するものである。言い換えれば、堆積物中のパイライト含有量は堆積後の還元的条件を指示し、厳密には堆積時の環境を反映するものではない。しかし、通常海成堆積物においてはパイライトは底泥表面で生成されるため、堆積が連続的に進行して時間的欠落がなければ、ほとんど堆積時の環境を示すことになる。したがって、通常の場合においては、堆積物のパイライト含有量と珪藻遺骸群集が指示する堆積環境とはほぼ一致することが予想される。

海成および汽水成の堆積物中には淡水成堆積物に比べて、パイライト起源のイオウ以外にも種々の形態のイオウが多く含有されている。堆積物中に含まれるそれらすべてのイオウ (全イオウ) 量を環境の化学的指標とする研究も進められており、それらの研究では堆積物の全イオウ含有量が 0.2-0.3 % (2.0-3.0 mg/g) 以上をもって海成堆積物と判断されている (狛ほか, 1983, 1988, Koma et al., 1992)。

本章では、珪藻分析とイオウ分析とを併用して堆積環境の推定を試みた。イオウ分析では、堆積物の硫酸態および酸可溶性硫化物に由来するイオウを塩酸可溶イオウ、パイライトおよび有機イオウ化合物に由来するイオウを過酸化水素可溶イオウ、そして両者の合計量を全イオウ含有量とした。ここでの全イオウ含有量は硫化鉄態イオウや元素態イオウなどが含まれていないため、Koma et al. (1992) による全イオウ量とは異なる。さらに珪藻

分析では、堆積物中の珪藻遺骸群集に基づいて堆積環境の塩分濃度を表現する指標として、珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) を算出した。そして、DIPs と堆積物中のイオウ含有量とを併用しながら堆積環境の推定を試みた。その際、淡水または海水の影響の強度を判断する基準として、DIPs 5.0 および過酸化水素可溶イオウ 2.0 mg/g を採用し、それ以上を汽水成または海成、それ未満を淡水成とした。珪藻分析またはイオウ分析の有効性はこれまで個々には検討されてはきたが、両者を同一時系列において比較検討されたことはない。本章で採用した分析法は同一試料で珪藻およびイオウ分析を実施しているため、同一時系列における比較検討が可能である。

気比コア、豊岡コアおよび久種湖コアについて、DIPs とイオウ含有量との関係を図示した (図 51)。

気比コア (図 51 A) では、DIPs が 2.0 以下、すなわち珪藻遺骸群集が淡水生種から構成され、珪藻分析から完全に淡水成と判断される堆積物において、過酸化水素可溶イオウ、全イオウともにほとんど検出されない。DIPs が 5.0 以上の試料では、全イオウは常に高含有量を示すが、過酸化水素可溶イオウは 2.0 mg/g 未満のものがみられる。豊岡盆地八条 No.1-2 コア (図 51 B) では、DIPs が 5.0 以上の試料では、全イオウ含有量は常に 2.0 mg/g 以上を示すが、過酸化水素可溶イオウは 2.0 mg/g 未満の試料がみられる。ここでは、DIPs が 2.0 前後の低い値をもつ試料でも、イオウ含有量の高い試料がみられる。久種湖コア (図 51 C) では、DIPs が 5.0 以上の試料では、常に過酸化水素可溶イオウ含有量が 2.0 mg/g 以上を示し、かつ全イオウ含有量も高い。ここでは、DIPs が 2.0 前後の低い値の試料でもイオウ含有量の高い試料が数多くみられる。

以上の結果を整理すると、次のようなことがいえる。

1) DIPs が 5.0 以上を示す試料では常に全イオウ含有量は高い。

珪藻分析から堆積環境が海水の影響下にあるとき、すなわち汽水成および海成堆積物においては、常に全イオウ含有量が高いことを示している。粕ほか (1983、1988) および Koma et al. (1992) は全イオウ含有量 0.2-0.3 %以上を海成堆積物と判断して誤りはなしていないとしているが、本研究においては、DIPs が 5.0 以上で明らかに堆積環境が海水の影響下にあったと判断できる堆積物試料において、全イオウ含有量はおおよそ 4.0 mg/g 以上を示すことが多かった。

2) DIPs が 5.0 以上を示す試料でも過酸化水素可溶イオウは必ずしも 2.0 mg/g 以上を含有しない。

これは珪藻分析から堆積物が汽水成または海成と判断できるにもかかわらず、過酸化水素可溶イオウすなわちパイライト含有量が少ない場合である。堆積物中のパイライトは溶存する硫酸イオン濃度、反応性を有する鉄鉱物量および硫酸還元菌の呼吸基質となる有機物量などに依存し、還元的な条件下で生成される (Berner、1984)。したがって、たとえ堆積環境が汽水域または海域で硫酸イオンなどの物質的条件が満足されても、環境条件が酸化されると生成されないか、あるいはまた生成されてもその後生じた酸化的条件により酸化される可能性も考えられる。この場合における DIPs と過酸化水素可溶イオウ含有量との差異は、堆積時または堆積後の酸化的条件を反映するものと考えられる。

3) DIPs が低い値を示す試料でもイオウ含有量が高いことがある。

DIPs が 2.0 前後の低い値、すなわち珪藻遺骸群集がほとんど淡水生種から構成され、珪藻分析からは淡水成堆積物と判断されるのにもかかわらず、イオウ含有量は高く、海成堆積物の特徴を示す場合である。

堆積物中の珪藻遺骸群集がすべて淡水生種のみから構成されているとき、すなわち DIPs が 2.0 から 1.0 の値を示すとき、堆積環境は完全に淡水と判断できる。気比コアでは、DIPs が 2.0 前後の低い値を示す堆積物ではほとんどイオウは検出されず、DIPs とイオウ含有量から推定される堆積環境は一致した。気比コアは DIPs とイオウ含有量とが一致する典型的なケースであり、この場合にはパイライトが酸化されて消失することから、過酸化水素可溶イオウだけでなく、全イオウ含有量もまた堆積環境の評価には有効と考えられる。

豊岡盆地中谷コアについても全イオウ含有量と DIPs との関係を調べたところ、両者の関係がよく一致する典型的なケースが得られた (図 51 D)。すなわち、DIPs が 2.0 前後の低い値のとき、全イオウは全く検出されず、DIPs がおよそ 5.0 以上のとき、全イオウはおよそ 4.0 mg/g 以上を示した。

以上のことから、イオウ含有量によって通常の泥質堆積物が汽水成または海成と確実に判断できるのは、過酸化水素可溶イオウ含有量が 2.0 mg/g 以上または全イオウ含有量が 4.0 mg/g 以上と考えられる。

これらに対して、久種湖コアでは、DIPs から完全に堆積環境が淡水と判断できるにもかかわらず、イオウ含有量の高い堆積物が数多く認められた。DIPs とイオウ含有量との間でみられる、このような不一致は堆積環境の特性を反映するものと考えられる。すでにみたように、久種湖では海進頂期に砂州が発達し、それによって内湾が外海から隔絶されて湖

沼環境が成立したが、その成立初期の段階において、水体の表層部には淡水、底層部には海水が混じる二重構造を呈する環境であったと推定された。このような新しい知見は珪藻分析とイオウ分析とが示す結果の不一致から導き出されたものである。

これまでの研究においては、イオウ含有量から推定される堆積環境と珪藻遺骸群集に基づくそれとは概ね一致するとされ (Koma et al., 1992)、両者の一致点のみが強調される傾向にあった。本章においても気比コアをみれば、DIPs から推定される堆積環境と全イオウ含有量から推定されるそれとはよく一致している。古環境解釈においては、互いに独立した複数の解析法から導き出される結論が一致することが重要である。しかし、今回の久種湖コアのように不一致な部分もあり、その原因を追求することにより、これまでの珪藻分析やイオウ分析といった単独の手法からは明らかにできなかった、より詳しい堆積環境の解析が可能である。このように、珪藻分析とイオウ分析とから推定される堆積環境の不一致点から新しい知見を得るためには、本章で提示した分別化学抽出と珪藻分析を組み合わせる方法により、珪藻遺骸群集とイオウ含有量から得られる堆積環境に関する情報を同一時系列で論議することが重要と考えられる。

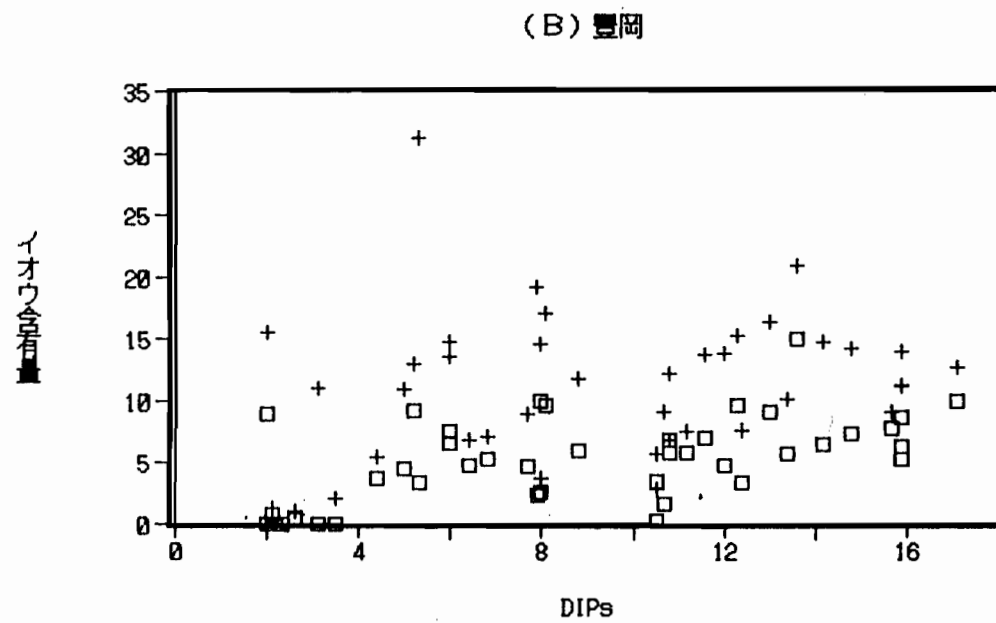
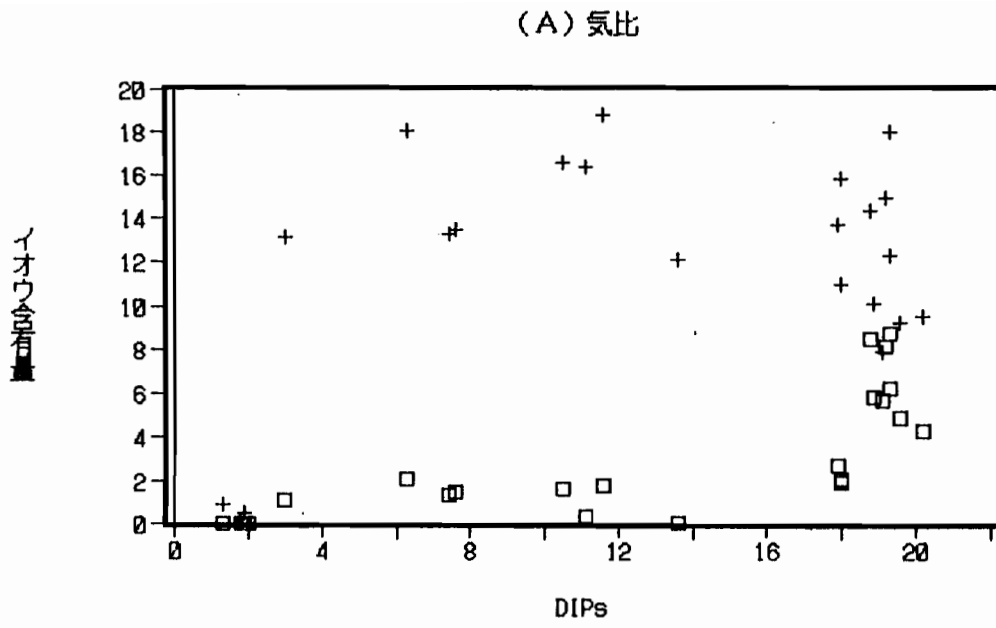
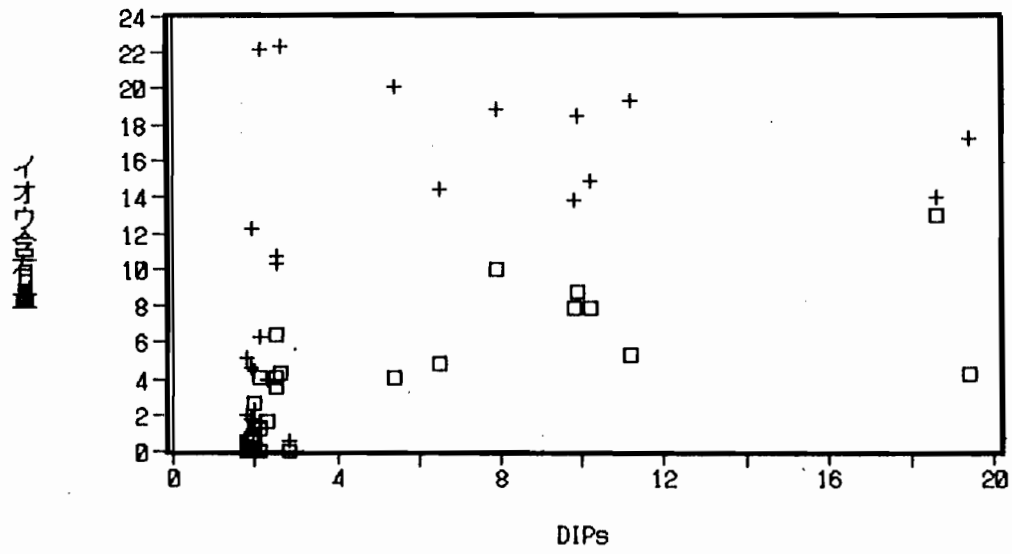


図 51a 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) とイオウ含有量との関係

(A: 気比コア、B: 豊岡盆地八条 No.1-2 コア、+ は全イオウ含有量
□ は過酸化水素可溶イオウ含有量を示す。)

(C) 久種湖



(D) 中谷

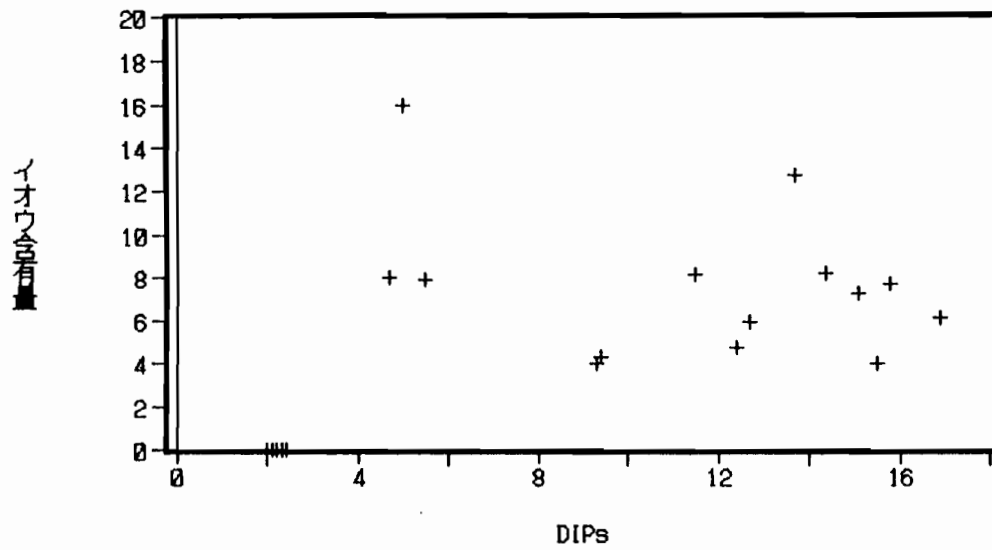


図 51b 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) とイオウ含有量との関係
(C: 久種湖コア、D: 豊岡盆地中谷コア、+ は全イオウ含有量
□ は過酸化水素可溶イオウ含有量を示す。)

考察および結論

1. はじめに

本論文第1章から第4章では6地域の海岸低地を例に、珪藻分析に基づいて完新世における堆積環境変遷を明らかにすることを試みた。その際に堆積物中の珪藻遺骸群集を海生、汽水生、淡水生の生態区分に類別し、その構成比(%)をもとにして堆積物を珪藻帯に区分し、調査地点の堆積環境変遷を表した。本論文で用いた堆積物の珪藻帯の名称は完新世海面変化に伴う調査地点の堆積環境と対応しているため、珪藻帯の推移はそのまま堆積環境変遷を表している。本論文で取り上げた海岸低地における完新世堆積物の珪藻帯推移を通して、海進および海退時の堆積環境変遷について一定のパターンを読み取ることができる。ここでは、まず珪藻帯の推移によって示される海進および海退時の堆積環境変遷の特徴について考察する。

珪藻帯区分による完新世堆積物の分類は、堆積環境変遷を表現する上で有効であるが、第3章における気比コア、豊岡盆地八条 No.1、No.2 コアや第4章における久種湖コアでみたように、堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されていないために、珪藻分析から堆積環境について連続した情報が得られない場合がある。このような場合には堆積物を珪藻帯に区分することが困難である。こういった珪藻分析からの古環境情報の欠落を補完するために、第5章において堆積物の珪藻分析とイオウ含有量とを組み合わせる古環境解析法を提案し、その手法が有効であることを示した。特に、久種湖コアにおいては、これまで珪藻分析単独では明らかにしえなかった古環境情報が得られることを示した。このことから、珪藻帯区分をさらに発展させた帯区分として、イオウ含有量と珪藻帯とを組み合わせた帯区分を新たに提示する。

2. 完新世堆積物の珪藻帯区分

堆積物中の珪藻遺骸群集を海生、汽水生、淡水生の三つの生態区分に類別し、海生珪藻が50%以上優占する堆積物を海生珪藻帯(MDゾーン)、淡水生珪藻が優占する堆積物を淡水珪藻帯(FDゾーン)とし、MDからFDゾーンまたはFDからMDゾーンへの移行プロセスを遷移帯(T_rゾーン)とした。

上記のような条件に基づいて、第1章から第4章では6地域の海岸低地の完新世堆積物を珪藻帯区分した(表18)。

これらの珪藻帯の推移から、完新世海進により調査地点に海水が流入したのに伴う堆積環境変遷の基本型としてはFD→Tr→MDのパターンが認められた。それぞれの珪藻帯はどの海岸低地においても完新世の最初に現れることから、FD1→Tr1→MD1と確定することができる。このような基本型は今回、豊岡盆地八条 No.1-2 コアにおいてみることができた。豊岡盆地八条 No.1-2 コアでは、海進に伴って堆積環境は河口域を経て内湾へと変化したものと推定された。そこでは海水と淡水が交互に優勢となるため、Tr1ゾーンは長く複雑な様相を示した。神戸市玉津の珪藻帯推移もまた、基本型を示したが、ここでは海進に伴う堆積環境変遷は河口域を経ることなく内湾へと移行した。このため、海進に伴う堆積環境変化は急激で、Tr1ゾーンは非常に短かった。FD1ゾーンの堆積環境が河川ではなく、止水環境であった場合にはTrゾーンが完全に欠落することがあるかもしれない。その場合、珪藻帯の推移はFD1→MD1と表すことができる。

鹿島 (1986) は約 10,000 ~ 6,000 y. B. P. における珪藻遺骸群集の推移とそれから推定される古環境変遷を、「河口-干潟-内湾」系と「谷底平野-内湾」系の二つのパターンに分類した。前者は完新世海進に伴って堆積環境が河川域→河口感潮域→干潟→内湾へと変化するパターンで、これは本論文における珪藻帯推移の基本型FD1→Tr1→MD1系列に相当する。後者は淡水の止水環境ないし低塩分濃度の汽水域から直接内湾へと堆積環境が変化するパターンで、これはFD1→MD1系列に相当する。

これら二つの系列に加えて、もう一つの系列が見い出された。すなわち、久種湖コアでは、珪藻殻が含有されず、珪藻分析から古環境情報が得られない堆積物から直接MD1ゾーンへと変化した。それは海進期以前のFD1ゾーンの堆積環境が河川氾濫原の河成堆積物からなるためと考えられる。通常、河川氾濫原のような河成堆積物には珪藻殻が含有されていないことが多く、堆積物を珪藻帯に分類することができない。これはFD1→MD1系列の派生型、(FD1)→MD1系列として捉えることができる。

海退に伴う離水時の珪藻帯推移の基本型は、海進時のそれとは逆にMD→Tr→FDで表すことができる。ここでの珪藻帯の番号は調査地域の堆積環境の特性を反映して各地域で異なる。本論文で取り上げた海岸低地では、珪藻帯の推移は一律的にMD→Tr→FDのパターンを示したが、珪藻遺骸群集の種組成から推定されたTrゾーンの堆積環境の違いによって三つのプロセスが認められた。すなわち、Trゾーンが1) 干潟または塩水性湿地 (MD→Tr A系列)、2) 河川流路 (MD→Tr B系列)、3) 潟湖 (MD→Tr C系列) となる場合である。1) の場合は今回、神戸市玉津、気比コア、豊岡盆地中谷コ

ア、神戸市垂水において認められ、FDゾーンの堆積環境はいずれも河川氾濫原と推定された。2) の場合は豊岡盆地八条 No.1-2 コアにおいて認められ、ここでもFDゾーンとして河川氾濫原を經由して離水したものと思われる。3) の場合は佐渡島加茂湖、礼文島久種湖において認められ、FDゾーンとして淡水湖を經由し、調査地点はいずれも湖岸の浅化とともに離水した。

鹿島(1986)は約6,000 y.B.P.以降の珪藻遺骸群集の推移とそれから推定される古環境変遷を、「内湾-河口-河口氾濫原」系、「内湾-干潟-谷底平野」系、「内湾-潟湖-泥炭地」系の三つのパターンに分類した。それぞれは本論文において認められたT_rゾーンの3系列に対応しているが、河口氾濫原と谷底平野は河川氾濫原系として一括できるものと考えられる。

以上のように、珪藻遺骸群集に基づいて完新世堆積物の珪藻帯区分を行い、珪藻帯の推移に一定のパターンがあることが示された。しかし、堆積中にはしばしば珪藻殻が含まれていないことがあり、そのような場合には珪藻帯を設定することができない。

3. イオウ含有量と珪藻古塩分濃度指数(DIPs)を組み合わせた帯区分(Complex Zone)

海岸低地における完新世堆積物の珪藻帯区分は完新世海面変化に伴う堆積環境変遷を明らかにする方法として有効であるが、堆積物中に珪藻殻がほとんど含有されないために、珪藻帯を設けることができないことがしばしばある。これまでの珪藻分析に関する研究では、珪藻からの古環境情報の欠落部分について全く論議がなされなかった。それは珪藻分析が古環境解析の中でも有効な手法と考えられ、その有効性ばかりが強調されて、それを補完する手法について検討がなされなかったことによるものと思われる。

珪藻分析から古環境に関する情報が得られないとき、堆積物中のイオウ含有量はその堆積物が海水の影響下で沈積したのかどうかを決定する有効な指標となる。そこで第5章においては珪藻分析とイオウ含有量に基づく古環境解析法を提案し、完新世の堆積環境変遷を明らかにする事例を示した。その結果、珪藻分析とイオウ分析を組み合わせることによって、久種湖ではこれまで珪藻分析単独では明らかにしえなかった特異な堆積環境の存在を知ることができた。このことにより、完新世堆積物の帯区分を見直す必要が生じてきた。さらに、これまでの珪藻遺骸群集に基づく帯区分にも基準に不明確な点があり、この機会に基準を明確にしておく必要がある。

第5章において、イオウ含有量とDIPsをもとにして堆積環境変遷を整理する際に、堆

積物の過酸化水素可溶イオン含有量 2.0 mg/g と DIPs値 5.0 を基準とした。しかし、堆積物中のパイライトは堆積後の環境条件によって酸化されて消失することがあるために、塩酸可溶イオンと過酸化水素可溶イオンとを合わせた全イオン含有量がしばしば有効となることを示した。全イオン含有量を指標とした場合には、通常の泥質堆積物において 4.0 mg/g 以上が確実に海成または汽水成と判断できる。このことから、イオン含有量と DIPs に基づく堆積物の帯区分は以下のように定義する。

1) 珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) の変化にしたがって、1.0 ~ 5.0 をFDゾーン、5.0 ~ 10.0 をTrゾーン、10.0 以上をMDゾーンとする。

2) 過酸化水素可溶イオン含有量が 2.0 mg/g 以上または全イオン含有量が 4.0 mg/g 以上の堆積物をMゾーンとし、過酸化水素可溶イオン含有量が 2.0 mg/g 未満かつ全イオン含有量が 4.0 mg/g 未満の堆積物をFゾーンとする。

完新世堆積物は上記の珪藻帯とイオン帯の組合せによって帯区分され、各ゾーンの堆積環境の詳細は、従来のおり群集中の優占種がもつ生態情報に基づくものとする。この定義にしたがった帯区分として久種湖コアを例示した (表 19)。本論文第 5 章 5-7 において、久種湖コアはイオン含有量と DIPs から 8 つの古環境相 (Paleoenvironmental phase) が認められた。それぞれの古環境相がイオン-珪藻帯 (Complex Zone) に対応している。8 つの古環境相とイオン-珪藻帯、さらに珪藻帯区分との対応を以下に示した。

古環境相:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
珪藻帯:	-	MD	Tr2	FD2	Tr3	FD3	-	FD3
イオン-珪藻帯:	F	M-MD	M-Tr	M-FD	M-Tr	F-FD	F	F-FD

イオン含有量と DIPs による帯区分は、久種湖における完新世の堆積環境が陸成 (河川氾濫原) → 海進に伴う内湾化 → 汽水化 → 淡水化 (淡水環境であるが底層部には海水が流入または停滞) → 一時的な海水の流入 → 淡水化 → 河成堆積物による埋積 → 湿地へと変化したことを示している。

久種湖ではイオン含有量から推定される堆積環境と珪藻古塩分濃度指数 (DIPs) が示すそれとが一致しない M-FD ゾーンが認められた。一方、本論文第 4 章において、珪藻遺骸群集の種組成から、このゾーンにおける堆積環境は淡水の湖沼環境であることが示された。これらのことから、久種湖では完新世海進に伴って発達した砂州によって湾口部が閉塞さ

表 18 本論文における各調査地域の珪藻帯推移

14C年代値 X10 ³ y. B. P.	神戸市 玉津	佐渡島 加茂湖	気比	豊岡盆地			礼文島 久種湖	神戸市 垂水
				No. 1	No. 2	中谷		
2		FD3	FD		FD2	FD	FD3	
		Tr4						
3	FD2	MD2	Tr			MD		
		Tr3	MD					
4	Tr2	Tr3						
		FD2						
5		Tr2			Tr2	Tr2		FD2
		MD	MD		MD	Tr2		
6	MD	MD1						Tr2
7								Tr2
8	Tr1			Tr1	Tr1		MD	
		FD1						
9				FD1	FD1			

表 19 久種湖におけるイオウ-珪藻帯区分と堆積環境変遷

^{14}C Age ($\times 10^3$)	Phase	S in H_2O_2 (mg/g)	Total S (mg/g)	DIPs	Complex Zones	Diatom Assemblages	Sedimentary Environment
— 1.7	VIII	0.0-0.5	0.0-5.1	1.8-1.9	F-FD	<u>Cymbella</u> spp. <u>Eunotia</u> spp. <u>Gomphonema</u> spp. <u>Meridion circulare</u> var. <u>constrictum</u>	(Shoaling)
	VII	0.5	2.0	---	F	-----	(Fluvial)
	VI	0.0-2.7	1.3-4.4	1.8-2.3	F-FD	<u>Melosira granulata</u> <u>Melosira italica</u>	Freshwater Lake
— 5.0	V	4.1-5.3	19.8-20.1	5.4-11.2	M-Tr	<u>Cocconeis scutellum</u> <u>Melosira juergensii</u> <u>Rhopalodia gibberula</u>	Lagoon
	IV	0.2-6.4	10.7-22.3	1.9-2.5	M-FD	<u>Melosira granulata</u> <u>Melosira italica</u> <u>Cocconeis placentula</u>	Meromictic Lake
	III	3.7-10.	6.1-18.9	6.5-9.9	M-Tr	<u>Cocconeis scutellum</u> <u>Melosira juergensii</u> <u>Mastogloia elliptica</u> <u>Rhopalodia gibberula</u> <u>Mastogloia elliptica</u>	Lagoon
— 7.0	II	4.3-13.	9.4-18.5	9.8-19.4	M-MD	<u>Palaria sulcata</u> <u>Nitzschia lanceolata</u>	Inner Bay
	I	0.0-1.9	0.4-3.8	---	F	-----	Flood Plain

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、神戸大学大学院自然科学研究科の安川克己教授をはじめ、榎本幸人教授、中村 昇教授、尾崎勲司教授にご指導を頂いた。

また、神戸大学理学部の熊野 茂助教授、山形大学教育学部の前田保夫教授には本研究全般を通じてご指導とご教示を賜った。

本研究の地球化学的側面については名古屋大学水圏科学研究所の松本英二教授、名古屋大学理学部の中井信之名誉教授に有益なご助言を頂いた。

^{14}C 年代測定については名古屋大学年代測定資料センターの中村俊夫助教授に、貝類化石の同定については神奈川県立博物館の松島義章博士に、さらに野外調査に際しては北海道斜里町立知床博物館の松田 功学芸員に御協力頂いた。

このほか、本研究を行うにあたり、施設の利用等について兵庫県企業庁姫路利水事務所の野見山武敏所長をはじめとする姫路利水事務所船津浄水場の方々や兵庫県立人と自然の博物館（姫路工業大学自然・環境科学研究所）の小林文夫教授をはじめとする地球科学研究部の方々に格別のご配慮を賜った。

以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- Alhonen, P. (1967) Paleolimnological Investigations of Three Inland Lakes in South-Western Finland. *Acta bot. fenn.* 76, 56 p.
- American Public Health Association, American Water Works Association and American Pollution Control Federation (APHA AWWA WPCF) (1985) Standard methods for the examination of water and wastewater. 16th ed. 1269 p、 American Public Health Association.
- 安藤一男 (1977) 日本産コケ付着珪藻 (1) . 藻類、25 : 195-201.
- 安藤一男 (1988) 埼玉県荒川低地における沖積上部砂層の上位でみられる海成粘土層. 第四紀研究、27 : 139-151.
- 安藤一男・藤本 潔 (1990) 珪藻遺骸群集からみた埼玉県荒川低地中流域における古環境の変遷と旧海水準. 第四紀研究、29 : 427-437.
- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系 -とくに有明軟弱粘土について-. 地団研専報、11 : 1-11.
- Battarbee, R. W. (1986) Diatom Analysis. In B. E. Berglund (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. 869 p、 John Wiley & Sons, Ltd.
- Berner, R. A. (1970) Sedimentary pyrite formation. *Amer. J. Sci.*、268 : 1-23.
- Berner, R. A. (1984) Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochim. Cosmochim. Acta*、48 : 605-615.
- Berner, R. A. and Raiswell, R. (1984) C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*、12 : 365-368.
- Boesen, C. and Postoma, D. (1988) Pyrite formation in anoxic environments of the Baltic. *American Journal of Science*、288 : 575-603.
- Bradbury, J. P.、Leyden, B.、Salgado-Labouriau, M.、Lewis, W. M.、Scubert, C.、Binford, M. W.、Frey, D. G.、Whitehead, D. R. and Weibezahn, F. H. (1981) Late-Quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela. *Science*、214 : 1299-1305.
- Camburn, K. E.、Lowe, R. L. and Stoneburner, D. L. (1978) The haptobenthic diatom

- flora of Long Branch Creek, South Carolina. *Nova Hedwigia*, 30 : 149-280.
- Cater, R. W. G. (1988) *Coastal Environments. - An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastallines.* 617 p、Academic Press.
- 千木良雅弘 (1988) 泥岩の化学的風化—新潟県灰爪層の例—。地質学雑誌、94 : 419-431.
- 鎮西清高 (1982) カキの古生態学(1)(2)。化石、31 : 27-34.、32 : 19-27.
- Clark, J. L. and Bloom, A. L. (1979a) Hydro-Isostasy and Holocene Emergence of South America. *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"* Sao Paulo, Brasil、p.41-60.
- Clark, J. L. and Bloom, A. L. (1979a) The Effect of the Patagonian Ice Sheet On Relative Sea Levels Along the Atlantic Coast of South America: A Numerical Calculation. *Proceedings of the "1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"* Sao Paulo, Brasil、p.61-76.
- Connell, W. E. and Patrick, Jr., W. H. (1968) Sulfate Reduction in Soil: Effects of Redox Potential and pH. *Science*, 159 : 86-87.
- Cleve-Euler, A. (1951-1955) *Die Diatomeen von Schweden und Finland I-V.*
K. Sven. Vet. Akad. Handl.、2(1) : 1-155、3(3) : 1-143、4(1) : 1-149、4(5) : 1-240、5(4) : 1-217、J. Cramer.
- 檀原 徹 (1992) 火山灰分析。p.171-184。神戸市教育委員会編、神戸市垂水区垂水・日向遺跡第1・3・4次調査(日向地区・陸ノ町地区)、(財)神戸市スポーツ教育公社。
- Davis, H. R.、Byers, C. W. and Dean, W. E. (1988) Pyrite formation in the Lower Cretaceous Mowry Shale: Effect of organic matter type and reactive iron content. *American Journal of Science*、288 : 873-890.
- Denys, L. (1985) Diatom Analysis of an Atlantic-Subboreal Core from Slijpe (Western Belgian Coastal Plain). *Review of Palaeobotany and Palynology*、46 : 33-53.
- Douglas, L. A. and Fiessinger, F. (1971) Degradation of clay minerals by H₂O₂ treatments to oxidize organic matter. *Clays Clay Miner.*、19 : 67-68.
- 遠藤邦彦 (1984) 最終氷期以降の北海道沿岸地域の環境変遷。福田正巳・小崎 尚・

- 野上道男編、寒冷地域の自然環境。274 p、北海道大学図書刊行会。
- Engstrom, D.R. and Wright, Jr., H.E. (1984) Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental changes. In E.Y. Haworth and J.W.G. Lund (eds.), Lake sediments and Environmental History. 405 p、Leicester University Press.
- Eronin, M., Kankainen, T. and Tsukada, M. (1987) Late Holocene Sea-Level Records in a Core from the Puget Lowland, Washington. Quaternary Research, 27:147-156.
- Evans, G.H. and Walker, R. (1977) The Late Quaternary History of the Diatom Flora of Llyn Clyd and Llyn Glas, Two Small Oligotrophic High Mountain Tarns in Snowdonia (Wales). New Phytol. 78:221-236.
- Florin, M.B. (1970) Late-glacial diatom of Kirchner Marsh, southern Minnesota. Nova Hedwigia, Beihefte, 31:667-729.
- 藤 則雄・松島義章・藤井昭二・北里 洋・森 忍 (1982) 名古屋港とその周辺の完新統の古生物に基づく環境解析。 第四紀研究、21:153-167.
- Gasse, F. (1978) Les diatomees Holocene d'une Le Mont Badda. Rev. Algol., 13: 105-149.
- Hamano, Y., Maeda, Y., Matsumoto, E. and Kumano, S. (1985) Holocene sedimentary history of some coastal plains in Hokkaido, Japan. 3. - Transition of diatom assemblages in Tokoro along Okhotsk Sea. Jap. J. Ecol., 35:307-316.
- 長谷川康雄 (1967) 関東平野の前期縄文時代における沖積土の微古生物学的研究 - 化石珪藻について そのIV-。 資源科学研究所彙報、69:139-157.
- Hasegawa, Y. (1976) Fossil diatom composition of Lake Obuchi, Aomori Prefecture. In S. Horie (ed.), Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 4: 430-498.
- Haworth, E. Y. (1976) Two Late-Glacial (Late Devensian) Diatom Assemblage Profiles from Northern Scotland. New Phytol., 77: 227-256.
- Haworth, E. Y. (1984) Stratigraphic changes in algal remains (diatoms and chrysophytes) in the recent sediments of Blelham Tarn, English Lake District. In E. Y. Haworth and J.W.G. Lund (eds.), Lake sediments and Environmental

- History. 405 p, Leicester University Press.
- Hendey, N.I. (1964) An introductory account of the smaller algae of British coastal waters. Part V : Bacillariophyceae (Diatoms). 317 p, Her Majesty's Stationary Office, London.
- 堀江正治 (1973) びわ湖古陸水研究の立案と経過. 陸水学雑誌, 34 : 49-54.
- Hustedt, F. (1930a) Bacillariophyta (Diatomeae). In A. Pascher (ed.), Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas, 10, 466 p, Gustav Fischer, Jena.
- Hustedt, F. (1930b) Die Kieselalgen, In L. Rabenhorst (ed.), Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 7, (1) : 1-920.
- Hustedt, F. (1959) Die Kieselalgen, In L. Rabenhorst (ed.), Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 7, (2) : 1-845.
- Hustedt, F. (1961-1966) Die Kieselalgen, In L. Rabenhorst (ed.), Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 7, (3) : 1-816.
- 藤田和夫 (1990) 大阪湾岸の地質. structure, 36 : 25-29.
- Ihira, M., Maeda, Y., Matsumoto, E. and Kumano, S. (1985) Holocene sedimentary history of some coastal plains in Hokkaido, Japan. III. Transition of diatom assemblages of the sediments from Kushiro Moor. Jpn. J. Ecol., 35 : 199-205.
- 井関弘太郎 (1977) 完新世の海面変動. 日本第四紀学会編 日本の第四紀 研究—その発展と現状, 415 p, 東京大学出版会.
- 市原 優子 (1960) 海成粘土層にみられる粘土鉱物の風化. 地質学雑誌, 66 : 812-819.
- 市原 実・市原優子 (1971) 大阪層群の海成粘土と淡水粘土について. 竹原平一教授 記念論文集, p.137-181.
- John, J. (1983) The diatom flora of the Swan River Estuary, Western Australia. Bibliotheca Phycologica, Band 64 : 1-359. J. Cramer, Vaduz.
- Kaizuka, S., Naruse, Y. and Matsuda, I. (1977) Recent Formation and Their Basal Topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. Quaternary Research, 8 : 32-50.
- 貝塚爽平 (1991) 変動する地球表面. 笠原慶一・杉村 新編、変動する地球—現在および第四紀—. 304 p, 岩波書店.

- Kamijo, H. and Watanabe, T. (1973) On the diatom from Lake Kahoku-gata and its inflow. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, 18: 97-153.
- 鹿島 薫 (1986) 沖積層中の珪藻遺骸群集の推移と完新世の古環境変遷. *地理学評論*, 59: 383-403.
- 鹿島 薫・太田陽子・松島義章・劉 平妹・澤 真澄 (1990) 銚子半島高神低地における完新世海水準変化. *第四紀研究*, 29: 139-149.
- Keith, M. L. and Degens, E. T. (1959) Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. In P. H. Abelson (ed.), *Researches in Geochemistry*. John Wiley & Sons, Inc., New York
- 木越邦彦 (1992) 放射性炭素年代測定. p.157-158. 神戸市教育委員会編、神戸市垂水区垂水・日向遺跡第1・3・4次調査(日向地区・陸ノ町地区)、(財)神戸市スポーツ教育公社.
- Kitano, Y. and Fujiyoshi, R. (1980) Partitioning of cadmium, copper, manganese and iron into minerals and organic fractions in core sediments from the Osaka Bay. *Geochem. J.*, 14: 289-301.
- Kitano, Y., Sakata, M. and Matsumoto, E. (1980) Partitioning of heavy metals into mineral and organic fractions in a sediment core from Tokyo Bay. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1279-1285.
- 粕 武 (1974) 油田第三系における泥質岩の化学組成. *地調報告*, no. 250-2: 211-227.
- 粕 武・伊藤 聡・横田節哉・上島 宏 (1974) 北西北海道築別付近における新第三系泥質岩類の化学組成. *石油技術協会誌*, 39: 17-28.
- 粕 武・鈴木尉元・小玉喜三郎 (1983) 房総半島における上総層群泥質岩中の硫黄、炭素、塩素、鉄の形態・組成と堆積環境. *地質調査所月報*, 34: 191-206.
- 粕 武・安藤一男・宇野沢昭・坂本 亨 (1988) 茨城県中部、瓜連丘陵の第四系泥質層の化学組成・化石珪藻から見た堆積環境. *地質調査所月報*, 39: 573-599.
- 粕 武・鈴木尉元・富樫茂子 (1989) 南関東ガス田のいくつかの坑井堆積物を用いた地球化学的指標成分. *石油技術協会*, 54: 1-17.
- Koma, T., Ando, K., Unozawa, A. and Sakamoto, T. (1992) Sedimentary environment deduced from sulfur contents and diatom assemblages in the late

- Cenozoic formations of Urizawa Hill, Ibaraki Prefecture, Japan. 堆積学研究会報、
36 : 67-76.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究、
27 : 1-20.
- Kumano, S. and Miyahara, S. (1981) Holocene history of the diatom assemblages
of the sediments from the mouth of the Samondo-gawa river along the northern
coast of the Osaka Bay. Jap. J. Phycol.、29 : 109-115.
- Kumano, S. and Fujimoto, I. (1982) Diatom assemblages during the Holocene
transgression at the Minato Bridge in Osaka Port along Osaka Bay. Jap. J.
Phycol.、30 : 213-218.
- Kumano, S.、Ihira, M.、Kuromi, M.、Maeda, Y.、Matsumoto, E.、Nakamura, T.、
Matsushima, Y.、Sato, H. and Matsuda, I. (1990) Holocene Sedimentary History
of Some Coastal Plains in Hokkaido, Japan V. Sedimentary History of Kushu
Lake and Akkeshi. Ecol. Res.、5 : 277-289.
- Lee, J. J.、McEnery, M. E.、Kennedy, E. M. and Rubin, H. (1975) A nutritional
analysis of a sublittoral diatom assemblage epiphytic on *Enteromorpha* from a
Long Island salt marsh. J. Phycol.、11 : 14-49.
- Leventhal, J. S. (1983) An interpretation of carbon and sulfur relationships in
Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. Geochim et
Cosmochim Acta、47 : 133-137.
- Lin, S. and Morse J. W. (1991) Sulfate reduction and iron sulfide mineral
formation in Gulf of Mexico. American Journal of Science、291 : 55-89.
- Lowe, R. L. (1974) Environmental requirements and pollution tolerance of
freshwater diatoms. 333 p, National Technical Information Service, U.S.
Department of Commerce、.
- 建設省国土地理院 (1984) 一等水準点検測成果集録、28、国土地理院技術資料、
B3-No. 28.
- Maeda, Y. (1976) The sea level changes of Osaka Bay from 12,000 BP from
6,000 BP. Jour. Geos. Osaka City Univ.、20 : 43-58.
- 前田保夫 (1977) 大阪湾の自然史 - 潜函でとらえた海と森の変遷 - . 科学、47 :

514-523.

Maeda, Y. (1978) Holocene transgression in Osaka Bay. — Environmental changes with the Osaka Bay area. Part III — Jour. Geos. Osaka City Univ., 21 :

53-63.

前田保夫 (1980) 1万年前以降の瀬戸内海東部の海面変化 —とくに大阪湾、播磨灘について—。海と空、56 : 145-150.

前田保夫 (1991) 海面変化研究の動向 —大阪湾の完新世海面変化を例に—。日本応用地質学会関西支部創立20周年記念論文集、p. 25-28.

前田保夫・山下勝年・松島義章・渡辺 誠 (1983) 愛知県先刈貝塚と縄文海進。第四紀研究、22 : 213-222.

前田保夫・中井信之・松本英二・中村俊之・楠 聡・松島義章・佐藤裕司・松原彰子・熊野 茂・黒見充宏・額田雅裕・青木哲哉・古田 昇・小橋拓司・松井順太郎・河原典史・山下博樹 (1989) 完新世における山陰海岸東部気比低地 (兵庫県豊岡市) の古環境。立命館地理学、1 : 1-19.

前田保夫・山下勝年・松島義章・渡辺 誠 (1983) 愛知県先刈貝塚と縄文海進。第四紀研究、22 : 213-222.

Maeda, Y., Nakada, M., Matsumoto, E. and Matsuda, I. (1992) Crustal tilting derived from Holocene sea-level observations along the east coast of Hokkaido in Japan and upper mantle rheology. Geophysical Research Letters, 19 : 857-860.

増澤敏行 (1986) 硫黄。日本海洋学会編、沿岸環境調査マニュアル、266p、恒星社厚生閣。

Matsuki, T., Homma, Y., Toyota, S. and Horie, S. (1980) Paleolimnology of Lake Kamo, Sado Island, Niigata Prefecture (I). In S. Horie (ed.), Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 8 : 289-302.

松本秀明 (1981) 仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化。地理学評論、54 : 72-85.

松島義章・大嶋和雄 (1974) 縄文海進期における内湾の軟体動物群集。第四紀研究、13 : 135-159.

松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集 —特に環境変遷に伴うその

- 時間空間的変遷一. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学)、15: 37-109.
- Matsuyama, M. (1974) Vertical Distribution of Some Chemical Substances in Surface Sediments of a Meromictic Lake Suigetsu. J. Oceanog. Soc. Japan、30: 209-215.
- 三宅泰雄・北野 康 (1976) 新水質化学分析法. 265p、地人書館.
- Mori, S. (1974) Diatom succession in a core from Lake Biwa. In S. Horie (ed.) Palaeolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene、2: 247-255.
- Mori, S. (1975) Vertical distribution of diatoms in a core sample from Lake Biwa. In S. Horie (ed.) Palaeolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene、3: 368-391.
- Moss, B. (1979) Algal and Other Fossil Evidence for Major Changes in Strumpshaw Broad, Norfolk, England in The Last Two Centuries. Br. phycol. J.、14: 263-283.
- 中田正夫 (1987) 後氷期海面変化とアイソスタシー. 地球、9: 492-499.
- Nakada, M.、Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: Implications for tectonic histories and mantle rheology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 85: 107-122.
- 中井信之・太田友子・藤澤 寛・吉田正夫 (1982) 堆積物コアの炭素同位体比、C/N 比および FeS₂ 含有量からみた名古屋港周辺の古気候、古海水準変動. 第四紀研究、21: 169-177.
- 日本下水道協会 (1984) 下水道試験方法. 643p.
- 日本水道協会 (1985) 上水試験方法. 1019p.
- 日本水質汚濁研究協会 (1982) 湖沼環境調査指針. 257 p、公害対策技術同友会.
- 新潟第四紀研究グループ (1972) 東京低地および新潟平野沖積層の生層序区分と堆積環境. 地質学論集、7: 213-233.
- 濃尾平野第四系研究グループ (1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析. 地質学論集、14: 161-183.
- 野口寧世 (1970) 美保湾・隠岐諸島周辺海域における珪藻遺体の分布. 地質調査所月報、21: 259-267.
- 太田陽子・松田時彦・長沼和雄 (1976) 佐渡小木地震 (1802年) による土地隆起量の分

- 布とその意義. 地震、29：55-70.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広 (1982) 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題 -Atlas of Holocene Sea-level Records in Japanを資料として-. 第四紀研究、21：133-143.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題 -1980~1988における研究の展望-. 第四紀研究、29：31-48.
- Patrick、R. and Reimer、C.W. (1966) The Diatoms of the United States、1、Acad. Nat. Sci.
- Patrick、R. and Reimer、C.W. (1975) The Diatoms of the United States、2、Acad. Nat. Sci.
- Postoma、D. (1982) Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. Am. Jour. Sci.、282：1151-1183.
- Postoma、D. (1983) Pyrite and siderite oxidation in swamp sediments. Jour. Soil Sci.、34：163-182.
- Raiswell、R. and Berner、R.A. (1985) Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. American Journal of Science、285：710-724.
- Riznyk、R.Z. (1973) Interstitial diatoms from two tidal flats in Yaquina Estuary, Oregon, U.S.A.. Bot. Mar.、16：113-139.
- Round、F.E. (1973) The biology of the algae. 278 p、Edward Arnold、London.
- 災害科学研究所 (1984) 関西国際空港地盤地質調査. 286 p、柴原出版.
- 西條八束・阪口 豊 (1978) 日本の湖. 科学、48：352-362.
- 斉藤文紀 (1978) 海水準変動に支配された海成沖積層の形成モデル. 地球、9：533-514.
- 佐藤裕司 (1985) 六甲アイランドにおけるポーリングコアの珪藻遺骸群集解析. 地球、7：319-323.
- 関 陽太郎・酒井 均 (1987) 千葉県館山市船形磨崖仏十一面観音像の劣化と水・岩石の相互作用. 岩石鉱物鉱床学会誌、82：230-238.
- Sieburth、J.McN. and Thomas、C.D. (1973) Fouling on eelgrass (*Zostera marina* L.). J. Phcol.、9：146-150.
- Simonsen、R. (1979) The Diatom System: Ideas on Phylogeny. Bacillaria、2：

9-71.

- 白神 宏 (1985) FeS₂含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造. 地理学評論、58 : 631-644.
- Stoermer、E. F.、Kocielek、J. P.、Schelske、C. L. and Conley、D. J. (1985) Siliceous Microfossil Succession in the Recent History of Lake Superior. Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia、137 : 106-118.
- Sugimura、A. and Naruse、Y. (1955) Changes in sea level, seismic upheavals and coastal terraces in the Southern Kanto Region, Japan (II). Japanese Journal of Geology and Geography、26 : 165-176.
- 杉村 新 (1977) 氷と陸と海. 科学、47 : 749-755.
- 高橋 学 (1992) 垂水・日向遺跡の地形環境分析 - 福田川流域の地形環境 I -. p. 261-281. 神戸市教育委員会編、神戸市垂水区垂水・日向遺跡第1・3・4次調査 (日向地区・陸ノ町地区)、(財)神戸市スポーツ教育公社.
- 海津正倫 (1983) 常呂川下流低地の地形発達史. 地理科学、38 : 1-10.
- Umitsu、M (1991) Holocene Sea-level Changes and Coastal Evolution in Japan. 第四紀研究、30 : 187-196.
- 歌代 勤・久保定夫・下野悦郎・田中幸博・永木明世・長谷川康雄・山県 守 (1975) 岡山県倉敷市地下の地質と珪藻遺骸群集. 第四紀研究、14 : 139-148.
- Van Der Werff、F. and Huls、H. (1957-1974) Diatomeenflora van Nederland. Abcoude. 10. fasc. in 1 volume. Reprinted at Koenigstein 1976.
- Widdel、F. (1988) Microbiology and Ecology of Sulfate- and Sulfur-Reducing Bacteria. In A. J. B. Zehnder (ed.)、Biology of Anaerobic Microorganisms. 872 p、John Willy & Sons、Inc.、New York.
- 米倉伸之 (1979) 太平洋諸地域の第四紀後期の海面変化と地殻変動. 地球、1 : 822-829.