

## 金沢市周辺の大桑層の堆積サイクル

北 村 晃 寿\*

Sedimentary cycles in the Omma Formation around Kanazawa City, Japan

Akihisa Kitamura\*

(1996年 1 月18日受理)

(Received 18, January, 1996)

### Abstract

The Omma and Utatsuyama Formations exposed around Kanazawa City, Central Japan, consist of approximately 400 m thick of shallow marine and coastal nonmarine sediment of Pleistocene age (*c.* 1.6~0.6 Ma). These formations can be regarded as a third-order depositional sequence, because analyses of both litho- and biofacies demonstrate that the Omma and Utatsuyama Formations represent a transgressive-regressive cycle. In terms of sequence stratigraphy, this sequence comprises a transgressive (lower and middle parts of the Omma Formation) and highstand systems tracts (upper part of the Omma Formation and the Utatsuyama Formation), and the maximum flooding surface is located just above the top of Jaramillo event (1.0 Ma). Result of calculation of the rate of subsidence and the rate of sediment supply shows that the latter exceeded the former at 1.0 Ma. Therefore, this third-order depositional sequence may be related to basin subsidence, and a rapid increase of sediment supply due to uplift of hinterland (maybe Iozen hill) after 1.0 Ma.

Although the Omma Formation is part of the third-order depositional sequence, it also consists of at least 14 fifth-order depositional sequences. A significant feature of these depositional sequences is that within them they show a cyclicity in the vertical distribution of *in situ* molluscan fossil associations. The change indicates that oceanic condition changed from cold-water to warm-water and to cold-water during the deposition of each sequence. Thus, these can be identified as depositional sequences related to glacial-eustasy with a period of 41 ka. In addition, upward-coarsening and upward-thickening patterns recognized in 14 fifth-order depositional sequences were caused by third-order sea-level change. In summary, 14 depositional sequences in the Omma Formation has been controlled by early Pleistocene glacial-eustasy and periodic pulses of tectonic activity.

---

\* 静岡大学理学部地球科学科

Institute of Geosciences, Faculty of Science, Shizuoka University, Shizuoka, 422, Japan

## はじめに

金沢大学理学部地学科に入学した年（1981年）の4月、私は『大型化石研究マニュアル（小高民夫編）』を頼りに、大桑層の露出する犀川を訪れた。そこで、貝化石のぎっしり詰まった層を見つけ（これは堆積サイクル11基底の貝化石密集層である）、さっそく化石の採取を試みたもののうまくいかず、がっかりした。長野市の生まれの私は、高校時代に柵層の貝化石を採取していたのだが、そこで培ったテクニックが大桑層では通用しなかったのだ。大桑層の貝化石は柵層のものよりもずっともろかったのである。さらに私をがっかりさせたことがある。犀川を訪れるまで、2個体しか採取したことがなかったため、私にとっては珍品だったウニの化石が、大桑層にはたくさんあったのである。こうして、私のウニの化石への思い入れもまた見事に粉碎されたのである。これが大桑層と私とのファーストコンタクトである。それから、6年後の1987年4月、私は再び犀川に立った。その年の3月に修士論文を提出し、金沢大学大学院の博士課程に進学した私は、新たな研究テーマを求めて、ここにやってきたのである。

修士論文で、私は富山県高岡市に分布する頭川層を研究した。この研究では、野外調査、粒度分析、炭酸カルシウム含有量測定、浮遊性有孔虫と底生有孔虫の比率、生物骨格粒子の組成などを検討し、頭川層の堆積環境とその時代の相対的海水準変動の復元を試みた。しかし、地質時代を確定できなかったこともあり、研究をうまくまとめられなかった。だが、今考えると、この修士論文は結構いい線を行っていた。なぜならば、地層の堆積過程を相対的海水準変動と関連づけて考えるということは、シーケンス層序学の概念に通じるものであり、また私が用いた手法はシーケンス層序学的解析で使われているものであったからだ。残念ながら、Vail *et al.* (1977)の提案したシーケンス層序学を、私が十分に理解できなかったため、修士論文はいい線で終わったのである。けれども、この修士論文を通じて、私は氷河性海水準変動に伴う堆積物と生物相の変遷に興味を持ったのである。そして、この研究テーマを完遂するための条件も理解することができた。その条件とは、①堆積時代が分かっており、②地層の連続性が良く、③水深と海中気候の変化を記録する化石、それも現地性で産する、地層である。これらの条件を満たした地層が大桑層であった。

大桑層は、Kaseno & Matsuura (1965)、Ogasawara (1977)、松浦 (1985)の貝化石の研究があり、高山ほか (1988)の微化石層序学的研究と大村ほか (1989)の古地磁気層序学的研究によって、その地質時代も明らかにされており、上記の条件が整っていた。だが、大桑層を研究するにあたり、さらに私は一つの研究戦略を建てた。それは、「氷河性海水準変動の最も重要な特徴はその周期性である。よって、氷河性海水準変動は何かしらの周期性を持った現象として地層や生物相にその痕跡を残すはずだから、その痕跡、つまり周期性を地層や生物相の中から見つけ出す」というものである。この戦略は大いに効果を挙げた。まず、犀川河床の大桑層露頭にケスタ状の地形を見出すことができ、それから堆積サイクルを認定できた。そして、貝化石の層位分布の精査によって、ついに大桑層の堆積サイクルが4.1万年周期の氷河性海水準変動に起因することを明らかにすることができた（北村・近藤, 1990; Kitamura *et al.*, 1994）。だが、これらの研究は大桑層模式露頭での調査に基づくので、ある1地点における氷河性海水準変動に伴う浅海環境や生物の時間変化しか読みとっていない。そのため、現在私は模式露頭よりも沖側と陸側に堆積した大桑層を調査し、氷期-間氷期サイクルに伴って沿岸から陸棚までの海域でどのような堆積作用が起り、また生物相がどのように変化するのかを復元する作業を行っている。本論はその研究の途中経過をまとめたものである。したがって、今後の研究により、本論の内容も一新される可能性があることをあらかじめ断っておく。

この度、鮎野義夫先生から小論を執筆する機会を賜った。金沢大学在学中の講座は違ったものの、

先生には多くの有益なアドバイスを頂いた。また、先生が保管されていた大桑層産貝化石標本は、私の研究に非常に役立った。ここに小論を寄稿し、先生への感謝の意を表する次第です。

### 氷河性海水準変動

大桑層や卯辰山層の堆積サイクルやそこに含まれる化石相の変遷を理解するには、両層の堆積した時代背景を知る必要がある。そこで、ここでは堆積サイクルを作り出した主要因の一つ、氷河性海水準変動について概説する。

一つの例外を除き、すべての地質時代は示準化石によって区分される。唯一の例外は、大桑層の堆積した時代、すなわち第四紀である。第四紀と第三紀の境界に関しては、19世紀以来議論が続けられており、現在では古地磁気の正磁極帯 Olduvai event の上限に置かれている。第四紀を他の地質時代と際立たせている特徴は、この時代が人類の進化した時代であることと、数万～10万年周期で氷期-間氷期サイクルが繰り返したことである。もっとも、最近の研究では、人類の起源は約4 Ma まで (e. g., White *et al.*, 1994; Leakey *et al.*, 1995), 氷期-間氷期サイクルの始まりも2.4~2.7 Ma までさかのぼることが明らかにされている (e. g., Raymo, *et al.*, 1992; Tiedemann, *et al.*, 1994)。このことは、第四紀を特徴づける氷期-間氷期サイクルの継続期間が1.5倍 ( $2.7 \div 1.8$ ) になったこと、人類進化の後半部が氷期-間氷期サイクルの下で起こったことを意味する。

さて、深海底堆積物中の有孔虫の酸素同位体比は、氷期-間氷期サイクルのインディケーターとして極めて有効であり、その記録は2.4~2.7 Ma に氷期-間氷期サイクルが開始したことを示す。そして、同時代にノルウェー海の深海堆積物に漂流岩屑 (ice-rafted detritus) が現れる (e. g., Jansen *et al.*, 1988) ことから、氷期-間氷期サイクルは北半球高緯度地域に大規模な氷床が形成されたことによるとされている。2.7 Ma以降の氷期-間氷期サイクルは、0.6 Maを境に、それ以前の4.1万年周期が卓越する小振幅・短周期の時代と、それ以後の10万年周期が卓越する大振幅・長周期の時代に分けられ (e. g., Berger *et al.*, 1994), 0.9~0.6 Maの期間が気候変換期であった (e. g., Ruddiman *et al.*, 1988)。また、Broecker & Van Donk (1970) によって、0.6 Ma以降の氷期-間氷期サイクルは、ゆっくりと進行する寒冷化とその後に来る急激な温暖化という非対称的な変動であったことが明らかにされている。

このような氷期-間氷期サイクルの周期性は、地球の天文学的運動、ミランコビッチサイクルと強い関係がある。なぜならば、ミランコビッチサイクルには、歳差運動による約2万年周期、地軸の傾きの変動による約4万年周期、離心率による41万年と10万年の周期があり、これらの周期と氷期-間氷期サイクルの周期が一致するからである (Hays *et al.*, 1976)。これらの天文学的強制力のうち、歳差運動と地軸の傾きの変動による日射量の変化は、気候変動をもたらすのに十分な大きさになる (例えば、福山, 1992)。一方、離心率の及ぼす日射量の変化は小さく、氷期-間氷期サイクルを引き起こすだけのパワーをもっていない。そのため、過去60万年の間に最も卓越する10万年周期は、地球システムのフィードバック機構によってもたらされたものであって、天文学的強制力はペース・メーカーの役割を果たしているにすぎないと考えられている (詳しくは、福山, 1992を参照)。

氷期-間氷期サイクルに伴い、地球表層環境は劇的に変化する。気候変動は大気循環・海洋循環の変化という形で現れ、それらは大気中の温室効果ガス濃度や海水中の栄養塩濃度を変え、さらには生物生産量や生物分布も変化させる。また、極地域には氷床として大量の水がトラップされるので、海水準が下がる。これが氷河性海水準変動である。

氷河性海水準変動の歴史は、海岸線の高度と有孔虫の酸素同位体比の統合からある程度まで復元で

きる。Fairbanks (1989) は、バルバドス島においてボーリングコアによって、水深 5 m 以浅に住むサンゴ *Acropora palmata* を採取し、その年代と深度を測定し、最終氷期最盛期の海水準は現在よりも 121m 低かったことを明らかにした。現在の極地域の氷床を構成する氷の  $\delta^{18}\text{O}$  値は平均  $-40\text{‰}$  であり、全海洋の平均深度を 3800m とすると、121m の海水準低下によって海水中の  $\delta^{18}\text{O}$  値は  $1.26\text{‰}$  変化する ( $0.0104\text{‰}/\text{m}$ )。ところが、世界各地の深海底生有孔虫の間氷期 - 氷期の酸素同位体比の差は  $1.26\text{‰}$  を上回り、約  $1.72\text{‰}$  もある。そのため、長い間、間氷期 - 氷期を通じて深海底の水温は一定であり、深海底生有孔虫の酸素同位体変動曲線は氷床量をモニターしていると思われていたが、そうではなく、氷期の水温は間氷期よりも  $2^\circ\text{C}$  低かったことが判明した ( $1.72 - 1.26 = 0.46\text{‰} = 2^\circ\text{C}$ ) (e.g., Chappell & Shackleton, 1986)。それゆえ、酸素同位体変動曲線からは、氷河性海水準変動のタイミングは分かるが、海水準の変動量を直接知ることができない。よって、最終氷期以前の氷河性海水準変動については、深海底生有孔虫の酸素同位体比変動曲線に水温変化に由来する  $0.46\text{‰}$  の変動値を補正して、変動量を見積もることとする。この算出方法を使うと、前期更新世の氷河性海水準変動の変動量は 70m を越えない。この値の妥当性は次のことから支持される。

CLIMAP (1981) は、浮遊性有孔虫群集を統計処理し、氷期最盛期の表層海水温を算出した。その結果、太平洋 - インド洋 - 大西洋の低緯度海域では、氷期と間氷期で水温に変化のないことが分かった。もし、このような状態が過去の氷期 - 間氷期サイクルにも適用できるとすると、低緯度海域の浮遊性有孔虫同位体比記録は氷床量をモニターしていることになる。実際に、赤道太平洋のコア V 28-238・V 28-239 の浮遊性有孔虫同位体比記録 (Shackleton & Opdyke, 1973, 1976) は、最終氷期と現在の差が約  $1.2\text{‰}$  であり、上記の  $1.26\text{‰}$  と良く一致する。そして、これら 2 つのコアの記録では、前期更新世の酸素同位体比の変動幅は約  $0.75\text{‰}$  内に収まり、この値を海水準の変動量に換算すると約 72m ( $0.75 \div 0.0104\text{‰}/\text{m}$ ) となる。この値は上述の値 (70m) と一致する。以上のことから、本論では大桑層の堆積した前期更新世の氷河性海水準変動の変動量は最大でも 70m と考える。

#### 日本海の第四紀環境変動

大桑層が堆積した日本海は縁海であり、4 つの浅い海峡で外洋とつながっている (図 1)。それゆえ、氷期 - 間氷期サイクルに伴う環境変動は、太平洋やオホーツク海とは全く異なった様相を呈する。その特異性を知ることは、大桑層や卯辰山層の堆積サイクルの理解に役立つ。しかも、近年行われた ODP 掘削によって、日本海の海洋環境変動の知見は飛躍的に増大した。このような観点をふまえて、以下に日本海の第四紀環境変動について概説する。

まず、Oba *et al.* (1991) の研究をもとに、最終氷期以降の日本海の環境変動を紹介する。彼らは隠岐堆の水深 935m (図 1) から採取したピストンコア試料を解析し、85,000 年前から現在に至るまでの日本海の環境には、5 つの変化があったことを明らかにした。

- (1) 85~27 ka は対馬暖流は流入せず、冷たい表層水が卓越していた。海底の環境は不良の好気的状況と酸化的状況の間で変動した。
- (2) 27~20 ka は淡水が日本海に流入した。これは多分黄河起源であり、淡水の流入によって成層構造が形成され、海底はシビアな無酸素状態となり、ほとんどの底生生物が死滅した。そのため、この期間の堆積物は暗色で平行葉理を持ち、黄鉄鉱を多く含む。
- (3) 20~10 ka は親潮が日本海に流入した。その結果、深層水の通気性が回復し、北太平洋の浅海性底生群集が津軽海峡を通過して、日本海に移住し、空いていた深海底のニッチを占有した。
- (4) 10~8 ka は対馬海流が日本海に一進一退を繰り返しながら、やがて本格的に流入してくる過

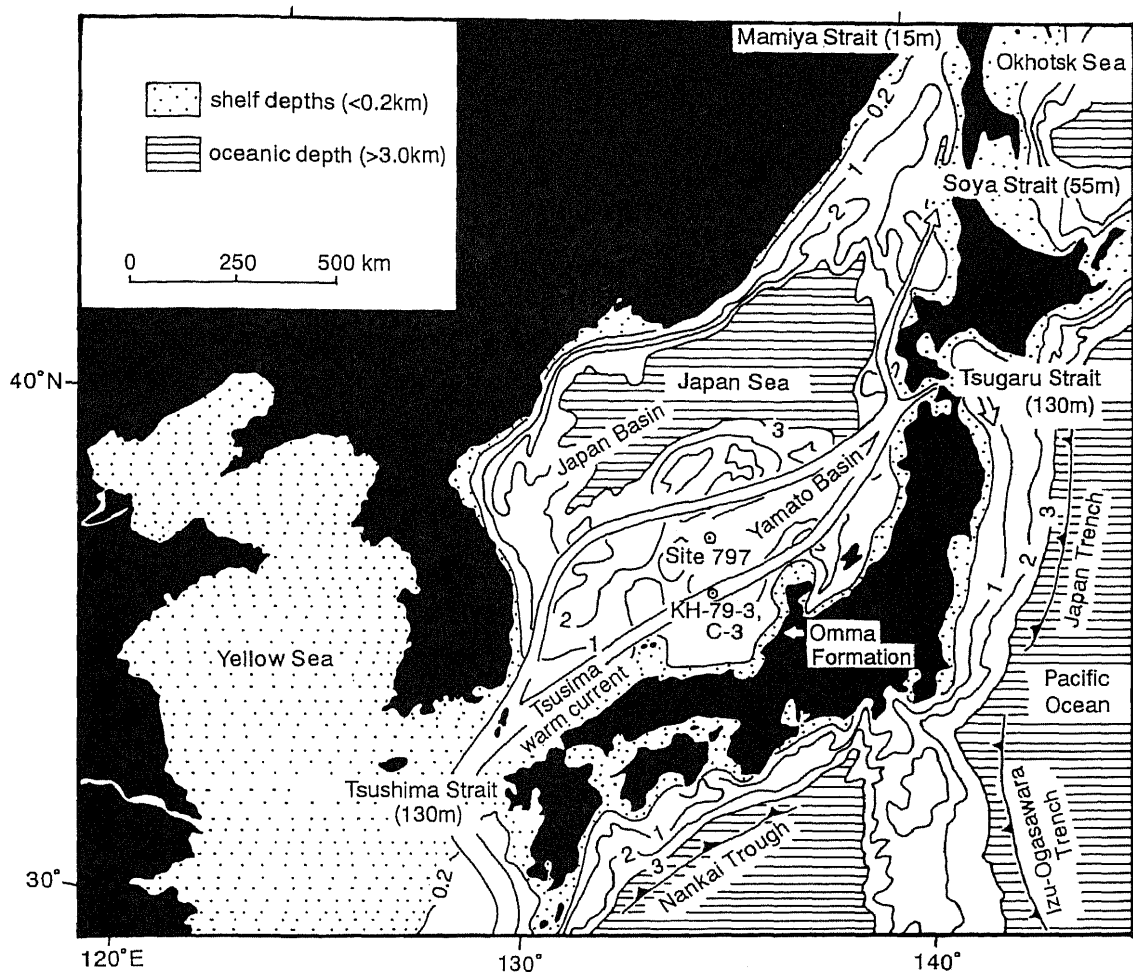


図 1 日本海及びその周辺の海況。大桑層と ODP Site 797 (Tada et al., 1992) と KH-79-3, C-3 (Oba et al., 1991) の位置。Tada et al. (1992) に加筆。

Figure 1 Map of the Japan Sea and its surrounding region, showing the location of the type section of the Omma Formation, ODP Site 797 and KH-79-3, C-3. Modified from Tada *et al.* (1992).

渡期である。この時期に、有孔虫の補償深度が1000mよりも浅くなった。これは対馬海流が流入を始めた結果、深海へ高溶存酸素を持つ日本海固有水が流れ込み、海底の有機物を分解し、二酸化炭素分圧が上がったためである。

- (5) 8 ka 以降、日本海は現在の状況になった。つまり、日本海に流入する海流は対馬海流だけであり、その大部分は津軽海峡と宗谷海峡から流出する。そして、残った海流は日本海北部で冬期冷やされ、日本海固有水となり、海底に沈降する。また一部はリマン海流となりアジア大陸沿いに南下する。日本海固有水は低温 (0℃)・高溶存酸素 (210  $\mu\text{ml/kg}$ ) のため、現在の日本海海底は酸化環境にある。

その後の研究によって、氷期の還元的環境の上限深度が明らかにされ、さらに27~20 ka に起こった日本海淡水化事件を引き起こした供給源が考え直された。それらを以下に記す。

氷期の還元的環境の上限は水深500mである (池原ほか, 1993)。これは、水深500mよりも浅海の表層コアから平行葉理層が見つかっていないことに基づく。つまり、最終氷期最盛期でも水深500m以浅は無酸素状態にはならず、そこには底生生物が生存した。

Oba *et al.* (1991) では、淡水化事件を黄河起源の水の流入に求めたが、小泉 (1984) や Tada *et al.*

(1992) は、これを日本周辺域からの河川水の流入に求めた。これは、東シナ海から日本海に流入する低塩分水の消長を指示する珪藻 *Paralia sulcata* の産出が同時期に最低になるためである。すなわち、対馬海峡南方海域からの水の流入は考えがたく、ゆえに淡水の起源を日本海周辺域に求めざるをえない。また、現在の黄河の流量は石狩川のたった4倍にすぎない(斉藤文紀私信)ことも、黄河説には不利な材料である。そのため、現在、淡水の供給源としては、日本海周辺域からの河川水説(小泉, 1984; Tada *et al.*, 1992)と、アムール川説(Keigwin & Gorbarenko, 1992)があげられている。

以上に、日本海の500m以深で起きた環境変遷について述べた。そこで、次に日本海沿岸の浅海臨海地域で起こった環境変遷について述べる。

海水準変動に対する浅海臨海地域の地形変化は、汎世界的海水準変動、地殻変動、堆積物供給速度に規制される。前二者については最終氷期以降では日本海特有の地質学的現象は認められないが、堆積物供給速度に関しては特有の現象が見られる。それは、対馬海流の流入による日本海側の陸上気候の劇的変化に関係する。すなわち、対馬海流の流入によって、日本海側はそれ以前の乾燥気候から冬季に大量の降雪がもたらされる気候へと変化し(例えば、安田, 1982)、その結果堆積物の供給量が増加したのである。例えば、富山深海扇状地においては、3万年前から現在までの間では、13,000~6,000年前の期間にタービダイト頻度が最大になったが、この原因は対馬海流の流入に伴う多雪化にあるという(中嶋, 1991)。このように、日本海の浅海臨海の堆積作用・地形変化を考察する上で、多雪化は極めて重要である。

さて、最終氷期以降の日本海の環境変遷を述べたが、これら一連の環境変動は何時から始まったのか? その答えは、ODP コアの研究にある。ODP Leg 127 (図1)のコアには、明暗層が認められ、明色層は間氷期に、暗色層は氷期に堆積したことが明らかとなった(Tada *et al.*, 1992)。この明暗層は約2.6 Maに始まり、約1.2 Ma以降、明暗のコントラストがはっきりする(Tada & Iijima, 1992)。これらのことは、最終氷期以降の日本海に見られた環境変遷—氷期には海底が還元的環境となり、間氷期には酸化的になる—が、過去260万年間続いたことを意味する。また、1.2 Ma (Berger *et al.* (1994)の年代スケールを使えば1.3~1.4 Maとなる)以降に関しては、間氷期ごとに暖流系貝化石群集が現れるので(北村, 1995)、海底に溶存酸素を送り込んだ担い手としては、対馬海流の変質した日本海固有水が考えられる。このような時代背景の下で、大桑層と卯辰山層が堆積したのである。

## 大桑層の概要

大桑層は石川県金沢市曾谷を西限とし、東は富山県小矢部市西部まで分布する。日本海沿岸地域に露出する同時代の海成層としては、韓国の済州島を除けば、大桑層は最も西に位置する。つまり、陸上に露出する地層としては、対馬海流の最も上流側に位置するのである。大桑層の研究史や年代論は、この論文集の別稿に詳しく説明されているので、ここでは大桑層の堆積サイクルの層序学的位置、ならびに、本論で扱う模式露頭と夕日寺の大桑層の地質概説を記す。

大桑層の模式露頭は、石川県金沢市大桑町犀川河床(図2)にある。ここの大桑層の走向・傾斜はE-W・10~20°N、全層厚は約210 m、岩相・貝化石群集から下部・中部・上部に3分される(図3)

(北村・近藤, 1990)。下位の犀川層(Ogasawara, 1977)と大桑層との接触部は観察できないが、上位の卯辰山層(市原ほか, 1950)と大桑層の接触部は、大桑橋より上流側の犀川右岸の段丘崖で観察でき、卯辰山層が大桑層を削り込んでいる(図3)(北村, 1994)。ここの大桑層には少なくとも14回の堆積サイクルが見られ、また少なくとも4枚の白色凝灰岩層が挟まれる(図3)。微化石層序・

古地磁気層序の基準面に基づく、大桑層中部と上部の堆積時代はそれぞれ1.5~1.0 Ma, 1.0~0.8 Ma ( $\approx 0.79$  Ma: Brunhes/Matuyama 境界年代) と推定される (図3). なお、堆積サイクル9は模式露頭では欠落しているが、これは金沢市山科地域で見ることができる (図2, 4) (Kitamura, *et al.*, 1994).

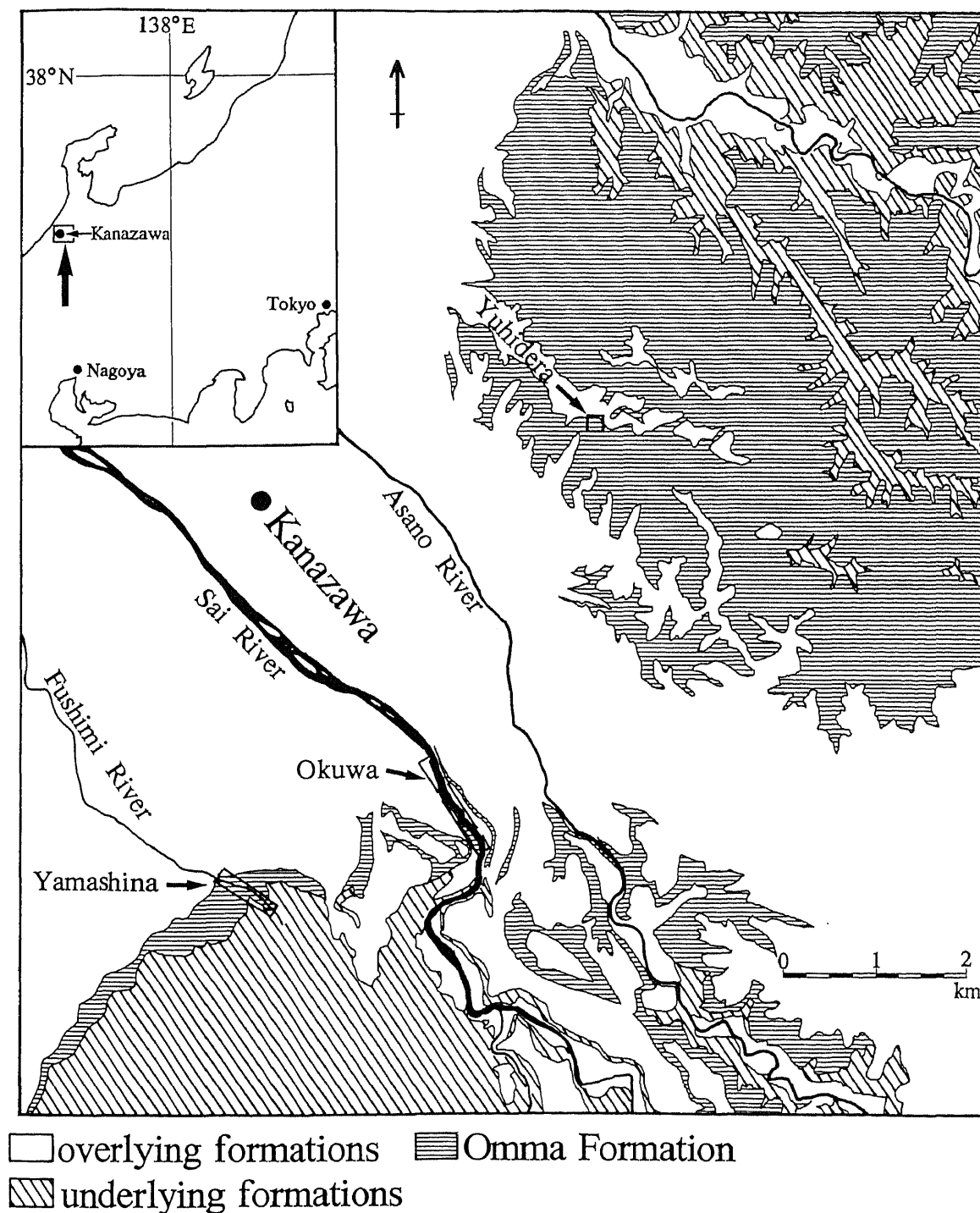


図2 金沢周辺の大桑層の分布。今井 (1959) をもとに作成。

Figure 2 Geological map and studied sections of the Omma Formation around Kanazawa City, Central Japan. Modified from Imai (1959).

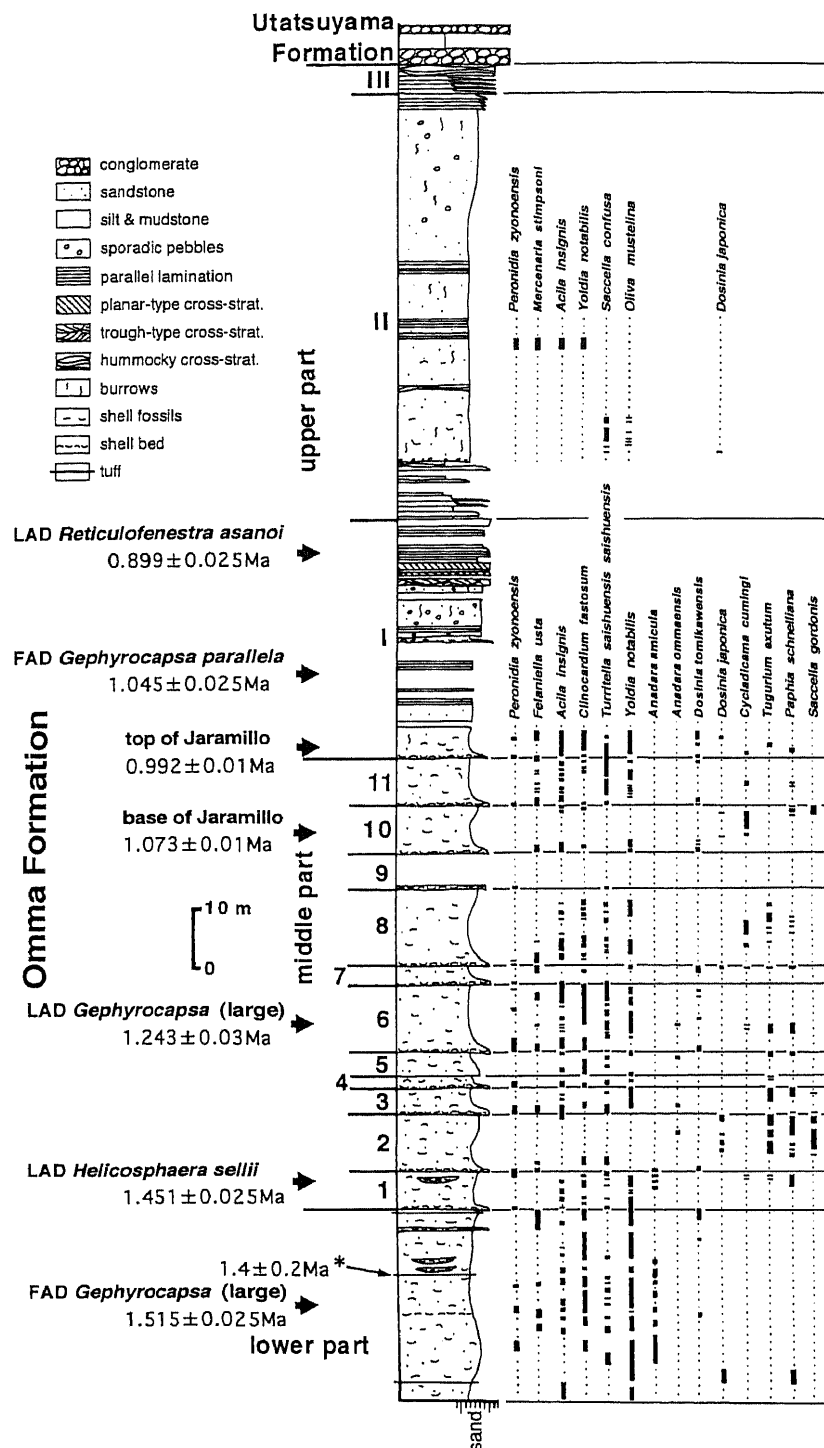


図 3 模式露頭の大桑層の柱状図と主要な貝化石種の層位分布。生層序基準面は高山ほか（1988）と Sato & Takayama（1992）に基づき、古地磁気学的データは大村ほか（1989）と酒井ほか（1993）による。各基準面の年代値は Berger *et al.*（1994）に基づく。\*：大村ほか（1989）がフィッシュン・トラック法によって求めた凝灰岩層の年代値。1～11：大桑層中部の堆積サイクルの番号。I, II & III：大桑層上部の堆積サイクルの番号（北村, 1994）。

Figure 3 Columnar section of the Omma Formation at type section, showing stratigraphic distribution of selected molluscan species. Biostratigraphic datum horizon is after Takayama *et al.* (1988) and Sato and Takayama (1992). Magnetostratigraphic data is from Ohmura *et al.* (1989) and Sakai *et al.* (1993). The ages of biostratigraphic datum horizon and magnetic polarity change are based on chronology of Berger *et al.* (1994). \* A zircon fission-track age of the O2 tuff was given by Ohmura *et al.* (1989). 1～11, I～III: number of sedimentary cycles (depositional sequences).



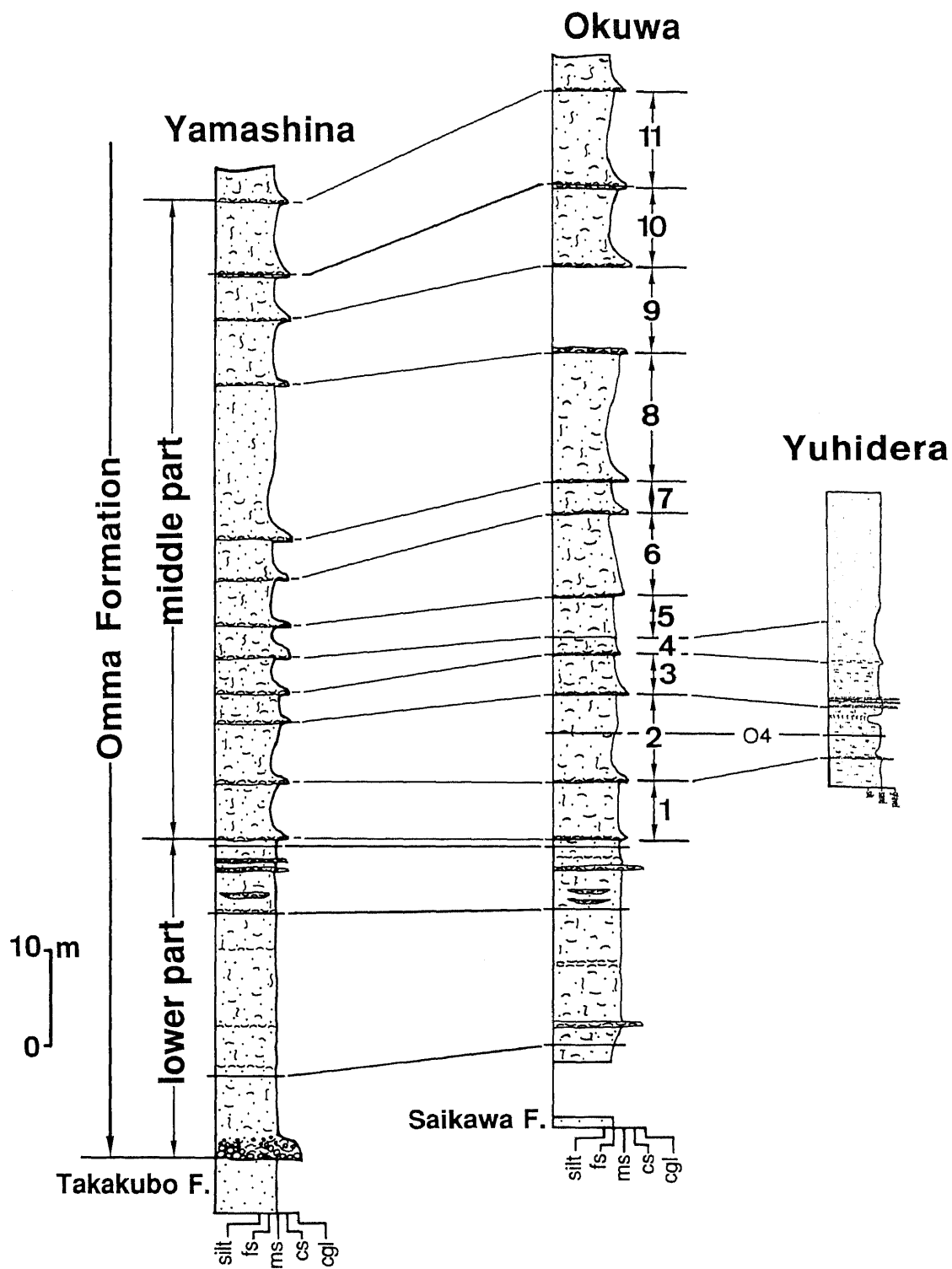


図 4 模式露頭，山科，夕日寺の大桑層中部の対比。

Figure 4 Sections in the middle part of the Omma Formation between Yamashina and Yuhidera.

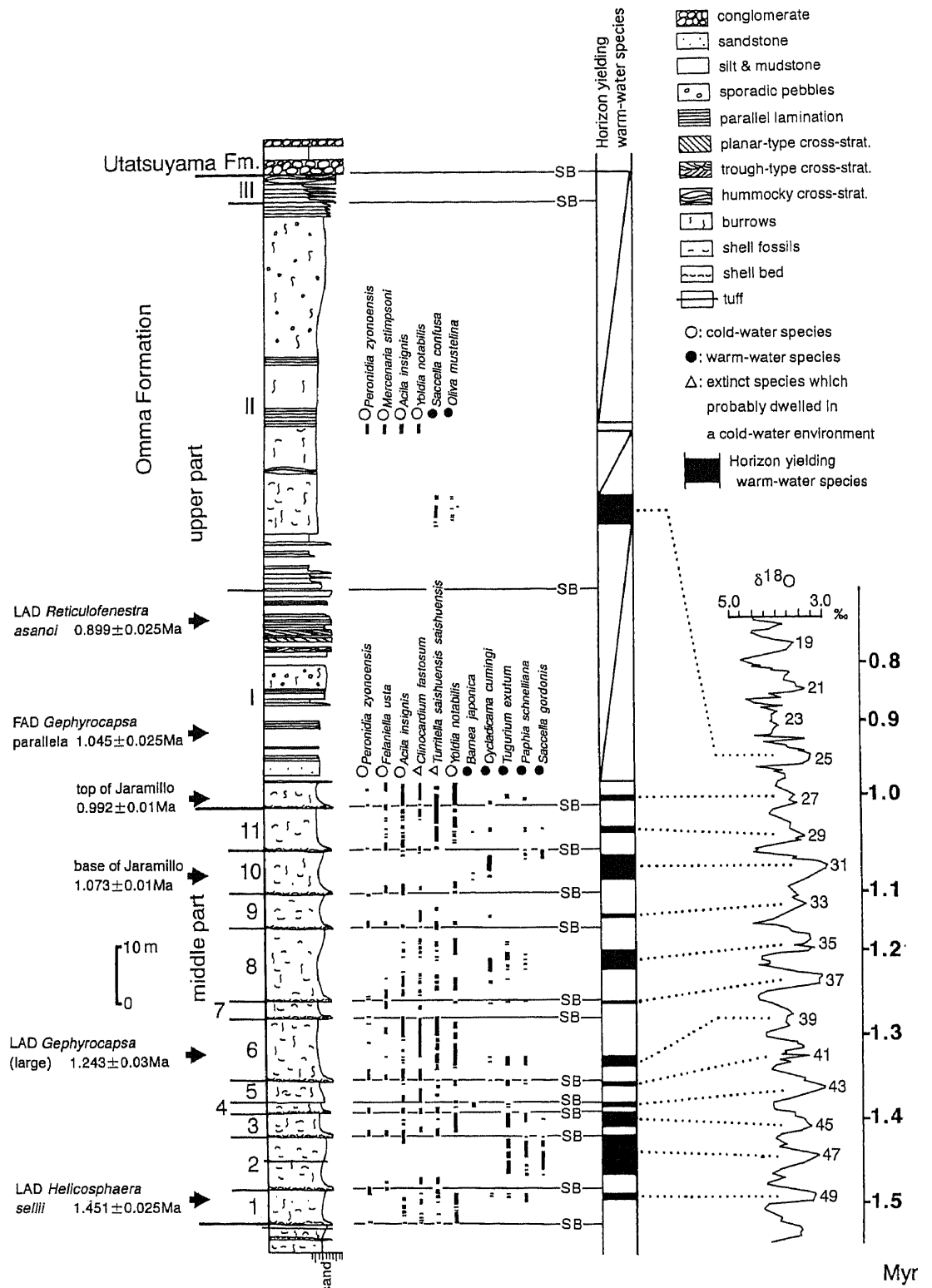


図 5 大桑層の堆積サイクルならびに貝化石群集の変遷と酸素同位体比変動曲線との対比。  
同位体比変動曲線には、DSDP Site 607 (Ruddiman et al., 1989) を使用。図 3 参照。  
Figure 5 Comparison of stratigraphic distribution of warm water species in the Omma Formation (Kitamura, 1994; Kitamura et al., 1994) with the oxygen isotope record of DSDP Site 607 (Ruddiman et al., 1989). See Fig. 3.

北村 (1994) と Kitamura *et al.* (1994) は、微化石層序・古地磁気層序学のデータを用いて、大桑層模式露頭の14の堆積サイクルと酸素同位体比変動曲線とを対比した。その結果、これらの堆積サイクルが4万1千年周期の氷河性海水準変動に強くコントロールされたものであり、14の堆積サイクルは酸素同位体ステージ50から23 (1.4–1.3~0.9 Ma; Berger *et al.* (1994) の年代スケールに準拠) に対比されることが分かった (図5) (Kitamura *et al.*, 1994)。大桑層中部の堆積サイクルに関しては、サイクル10, 11は Jaramillo Subchron 内に位置するので、その対比の精度はかなり高い。だが、それよりも下位の堆積サイクルについては、侵食によるサイクルの欠如がないものとして対比しているので、その確度は下位のサイクルほど低くなる。しかし、大桑層の堆積サイクルの中で海水準上昇量の最も大きかったと推定される堆積サイクル2が、酸素同位体比記録において1.3~1.5 Maの期間の間氷期の中で突出したピークを示すステージ47 (Berger *et al.*, 1994) に対比されるので、Kitamura *et al.* (1994) の対比は妥当なものと思われる。

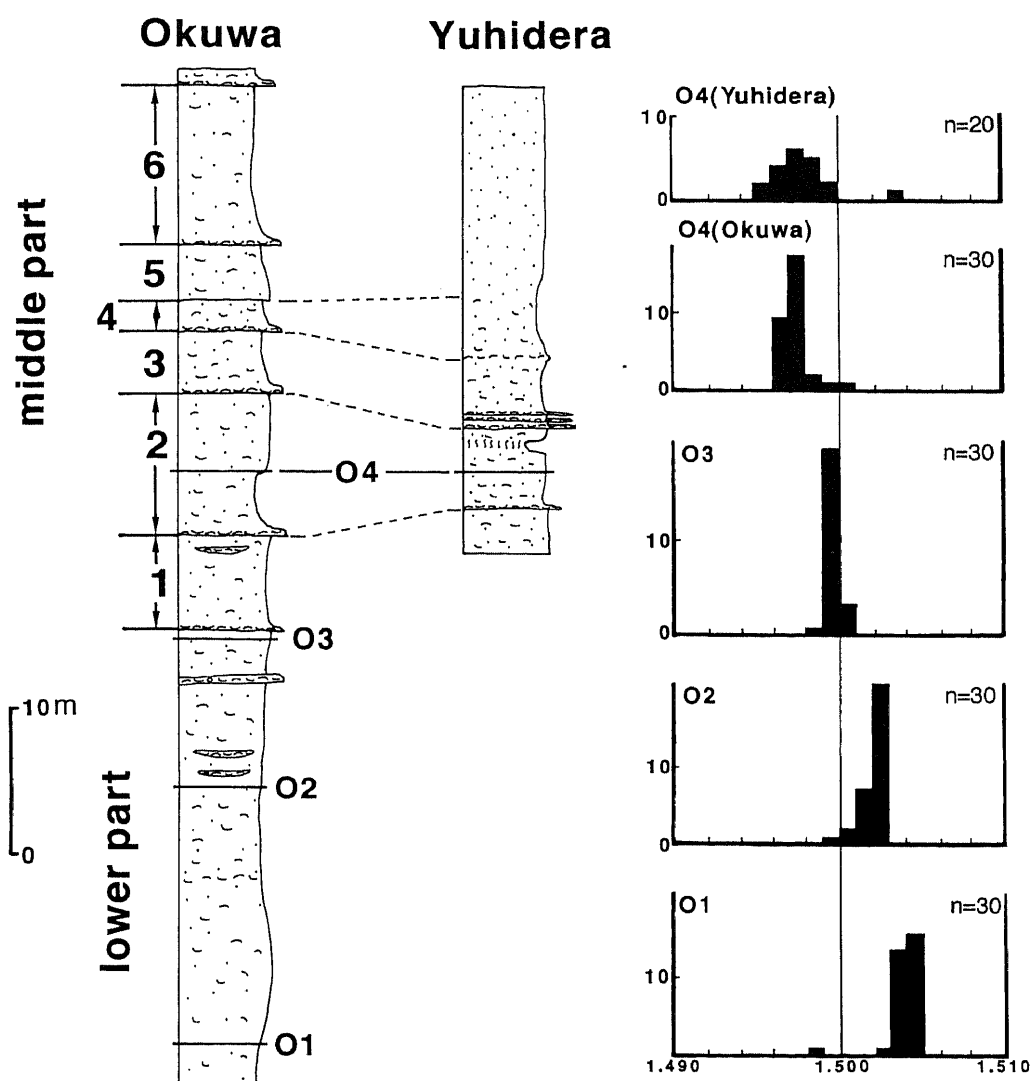


図 6 大桑層に挟まれる4枚の凝灰岩層の火山ガラスの屈折率のヒストグラム。nは測定数。  
Figure 6 Histogram of refractive index of glass in four volcanic ash layers at the type section and one layer at Yuhidera of the Omma Formation. The "n" on the right side shows the number of measured grains.

金沢市夕日寺の大桑層露頭は、模式露頭より約4 km 北に位置する(図2)。全層厚は約40m 以上、走向・傾斜はN40°N・6°Sである。この大桑層は2分され、下部(層厚9.6 m)は貝化石を良く含む青灰色砂岩からなり、ここには4つの堆積サイクルが見られる(図4)。一方、その上位の地層は褐色砂岩からなり、そこに含まれる貝化石はすべて印象化石である。下位より2番目の堆積サイクルは1枚の白色凝灰岩層を挟んでいる。この凝灰岩層は、火山ガラスの屈折率に基づくと、模式露頭の堆積サイクル2の凝灰岩層に対比される(図6)。この解釈は、二枚貝化石 *Anadara amacula* と *A. ommaensis* を用いた生層序学的対比(北村, 1996)からも支持される。よって、夕日寺の堆積サイクルは模式露頭の堆積サイクル1から4に対比される(図4)。なお、夕日寺の堆積サイクル1の下部は観察できない。

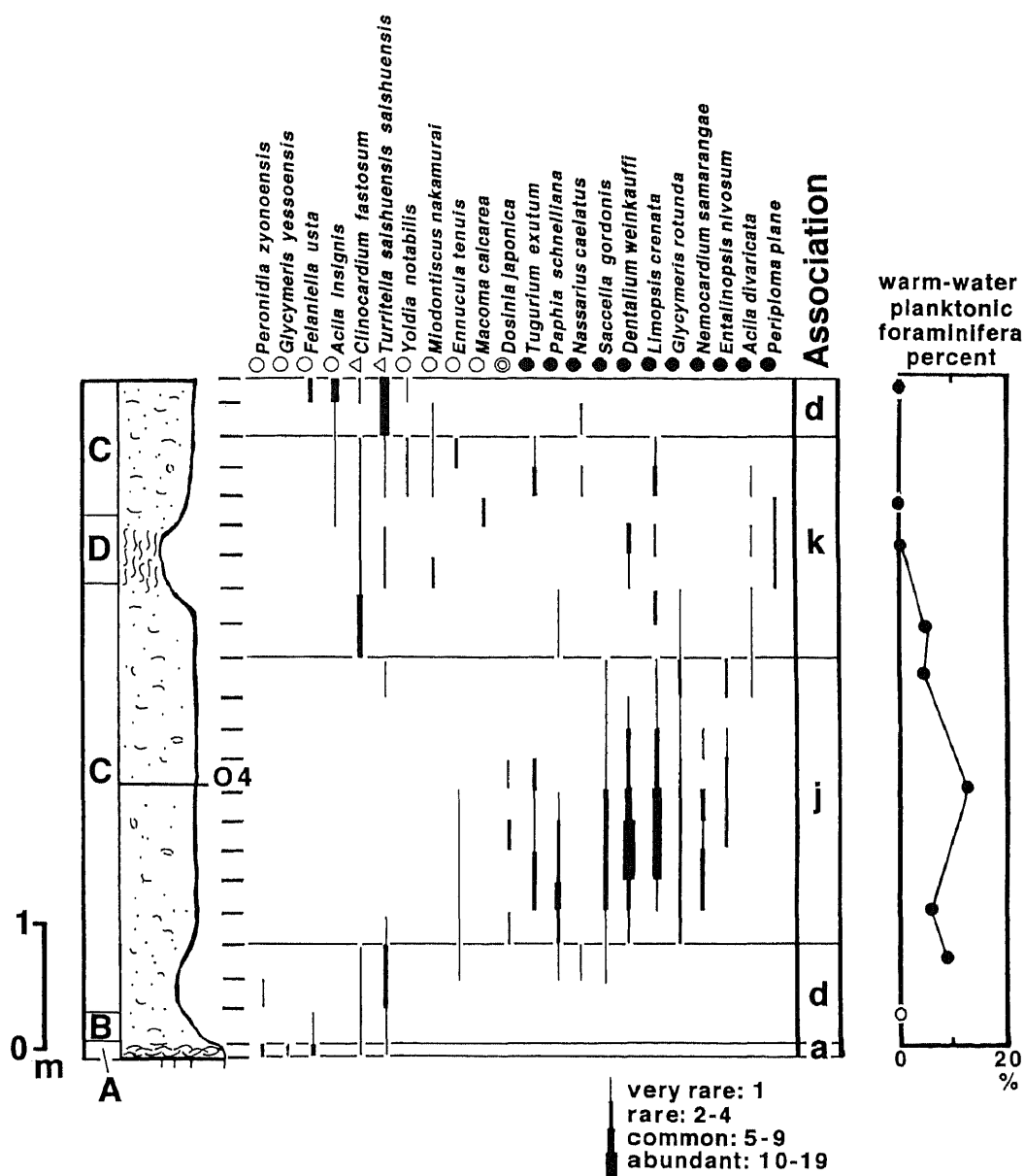
### 大桑層の堆積サイクルと貝化石群集

世界各地の第四系から、氷河性海水準変動に起因する堆積サイクルが報告されている(e.g., Beu & Edwards, 1984; Kondo, 1989; 徳橋・近藤, 1989; 廣木・木宮, 1990; 岡崎・増田, 1992; Murakoshi & Masuda, 1992; Abott & Cater, 1994; Ito & O'hara, 1994; Pillans *et al.*, 1994)。これらの堆積サイクルの中で、下総・上総層群と大桑層の堆積サイクルはユニークな特徴を共有している。それは、堆積サイクルの中に寒暖両海流系生物群の交互出現が見られることである。この生物群の交互出現は気候変動を意味するので、堆積サイクルが氷河性海水準変動で形成されたことの確かな証拠となる。この大桑層の堆積サイクルの特徴である寒暖両海流系生物群の交互出現のパターンならびに岩相の累重様式に注目すると、模式露頭と夕日寺に見られる堆積サイクルを以下の6つに分類できる。

(1) タイプ1の堆積サイクルは、夕日寺の堆積サイクル2である。層厚は5.5 m。この堆積サイクルは、岩相が下位より、貝化石密集層、淘汰の良い細粒砂岩、泥がちな極細粒～細粒砂岩、生痕化石の発達した砂質シルト岩、泥がちな極細粒～細粒砂岩の順に重なる(図7)。この堆積サイクルの特徴は生痕化石(*Rosselia*)の発達した砂質シルト岩であり、これは他のサイクルには見られない。

堆積サイクル内の貝化石群集は、上位に向かって、寒流系群集、暖流系群集、Transitional II群集へと変遷し、再び寒流系群集が現れる(図7)。Transitional II群集は、寒流系種とともに暖流系種の *Periploma plane* を伴う。この種の生息深度の上限は水深100m であり、これは模式露頭と夕日寺の大桑層から産する貝化石種のうち最も深い。

ところで、私の行った浮遊性有孔虫群集の解析結果によると、下位の *Clinocardium* - *Turritella* 群集産出層準最上部から、Transitional II群集産出層準中部までの層準には、暖流系種 *Globigerinoides ruber* が産する(図7)。このことから、暖流系貝化石群集 *Tugurium* - *Paphia* II群集はもとより、Transitional II群集や *Clinocardium* - *Turritella* 群集の生息期間にも対馬海流が流入していたことが分かる。*Clinocardium* - *Turritella* 群集産出層準最上部は暖流系貝化石が出現し始める層準である。したがって、この層準はまさに寒暖種の交代の時期に相当するのだろう。これに対して、Transitional II群集産出層準では対馬海流が流入している水深100m の海底に、寒流系の貝化石が姿を現すのである。実は、このような状況は現在の日本海にも見られる。対馬海流の流れる海域でも水深150～160m を越えると寒流系の底生生物種が出現するのである(西村, 1973; 尾形, 1972)。これは対馬海流の厚さが150～160m 程度であり、それ以深は冷たい中層水の世界となるためである。おそらくは、海水準の上昇量に対馬海流の厚さの増加が追いつかなかったため、対馬海流の下限が当時の夕日寺地域の深度よりも浅いところに位置し、その結果Transitional II群集に含まれる寒流系種が現れたのだろう。



A: basal shell bed  
B: well-sorted fine-grained sandstone  
C: muddy fine- to very fine-grained sandstone  
D: very fine-grained sandstone  
with overprinted burrows  
○: cold-water species ●: warm-water species ◎: intermediate species  
△: extinct cold-water species

a: *Peronidia* Assoc.  
d: *Clinocardium-Turritella* Assoc.  
j: *Tugurium-Paphia* II Assoc.  
k: Transitional II Assoc.

図 7 タイプ1の堆積サイクル(夕日寺の堆積サイクル2)の岩相, 貝化石群集, 暖流系浮遊性有孔虫の占有率の層位変化。

Figure 7 Stratigraphy of sedimentary cycle of type 1 (cycle 2 at Yuhidera), showing stratigraphic distribution of molluscan fossil associations and stratigraphic change in warm-water planktonic foraminifera percent. 1 ~ 9 : sampling horizon of planktonic foraminifera. The open circle of planktonic foraminifera percent means absence of planktonic foraminifera.

(2) タイプ2の堆積サイクルは、典型的なものでは、岩相が下位より、貝化石密集層、淘汰の良い細粒砂岩、泥がちな極細粒～細粒砂岩、淘汰の良い細粒砂岩の順に重なる(図8)。密集層の基底は侵食面である。堆積サイクル内の貝化石群は、寒流系群集から暖流系群集あるいは Transitional 群集へと変遷し、寒流系群集が再び現れる(図8)。層厚は5～12mである。大桑層中部の堆積サイクル1, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 夕日寺の堆積サイクル3, 4が属する(図5, 図9)。

(3) タイプ3の堆積サイクルは、岩相が下位より、貝化石密集層、淘汰の良い細粒砂岩、泥がちな極細粒～細粒砂岩の順に重なる(図10)。密集層の基底は侵食面である。この堆積サイクル内の貝化石群は、寒流系群集から暖流系群集へと変遷し、上位の堆積サイクル基底の貝化石密集層で寒流系群集が再び現れる(図10)。大桑層中部の堆積サイクル2, 3, 4, 7がこのタイプに属する(図5)。堆積サイクル2(層厚7m)を除くと層厚は約2～4mである。

なお、私は模式露頭の堆積サイクル2において、浮遊性有孔虫群集の解析を行っている。その結果、*Clinocardium*–*Turritella* 群集産出層準上部からサイクルの最上部まで暖流系種 *Globigerinoides ruber* が産することが明らかとなった(図10)。

(4) タイプ4は、大桑層上部の堆積サイクルIである(図11ではDS Iにあたる)。層厚は約50m。岩相は下位より、貝化石密集層、泥がちな極細粒～細粒砂岩(内側陸棚)、分級の良い細粒砂岩(下部外浜)、礫を含む中粒砂岩(中部外浜)、分級の良い粗粒砂岩(上部外浜)の順に重なる(図11)。この堆積サイクル内の貝化石群は、貝化石密集層、泥がちな極細粒～細粒砂岩と礫を含む中粒砂岩に見られるが、中粒砂岩中の貝化石は印象化石となっており同定できない。下位の2つの岩相中では、上位に向かって、寒流系群集から Transitional 群集へと変遷し、寒流系群集が再び現れる(図11)。このタイプの堆積サイクルは、富山県小矢部市八講田付近に分布する大桑層にも見られる(古屋ほか, 1990)。

(5) タイプ5は、大桑層上部の堆積サイクルIIである(図11ではDS IIにあたる)。層厚は約55m。岩相は下位より、砂岩層とシルト岩層との互層(後背湿地)、細粒砂岩(内側陸棚)、分級の良い細粒砂岩(下部外浜)、礫を含む中粒砂岩(中部外浜)、斜交層理を示す砂岩層と塊状砂岩層との互層(中部外浜)の順に重なる(図11)。堆積サイクル内の貝化石群は、細粒砂岩に産し、上位に向かって内湾群集、暖流系群集、寒流系群集へと変遷する(図12)。

(6) タイプ6は、大桑層上部の堆積サイクルIIIである(図11ではDS IIIにあたる)。層厚は約5m。岩相は下位より、砂岩層と泥岩層との互層(内側陸棚)、分級の良い細粒砂岩(下部外浜)の順に重なる(図11)。この堆積サイクルは貝化石を産しない。

タイプ4, 5, 6の各岩相と堆積環境の詳しい記載は北村(1994)にある。

### 大桑層の堆積サイクルのモデル

以上に述べた6つのタイプの堆積サイクルにワルターの法則を適用して、大桑層の堆積サイクルのモデルを作成する。ワルターの法則とは、「垂直的な岩相変化は元来その変化の順序で水平的に配置した堆積環境の違いによって生成したものである」(勘米良ほか, 1979)。また、ここで言う堆積サイクルのモデルは、海岸線に直交する地層断面に岩相と貝化石群集を記したものである。そこで、まず上記の堆積サイクルを水平配列させるため、各堆積サイクルが仮に同一の氷期–間氷期サイクルのもとで形成された場合の堆積深度の関係を検討する(実は、タイプ6を除く堆積サイクルに関しては、タイプ1から5へ向かって深度は浅くなるように番号を付した)。

タイプ1, 2, 3は、貝化石密集層を除けば、斜交層理などの初生の物理的堆積構造のない岩相が

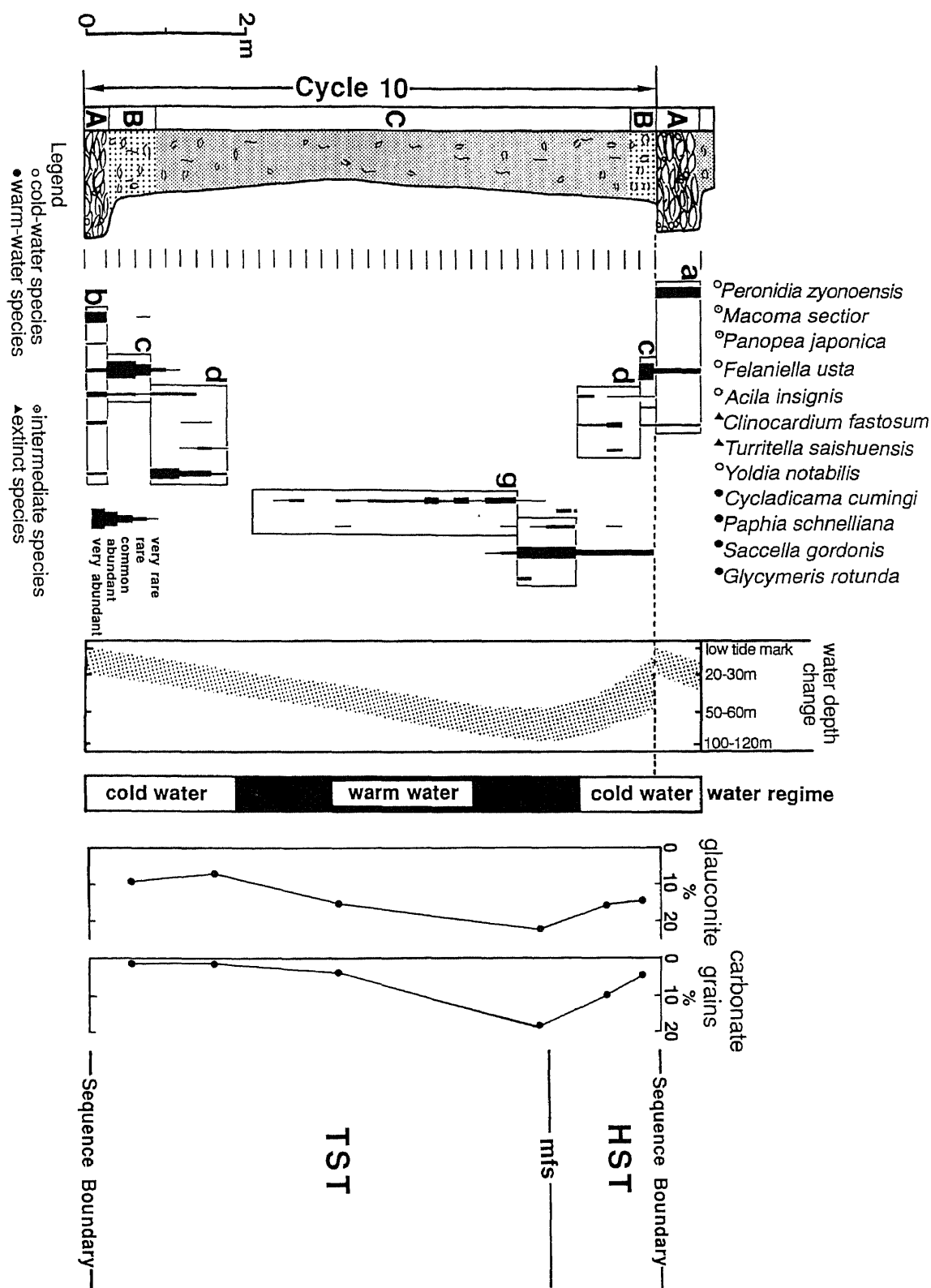
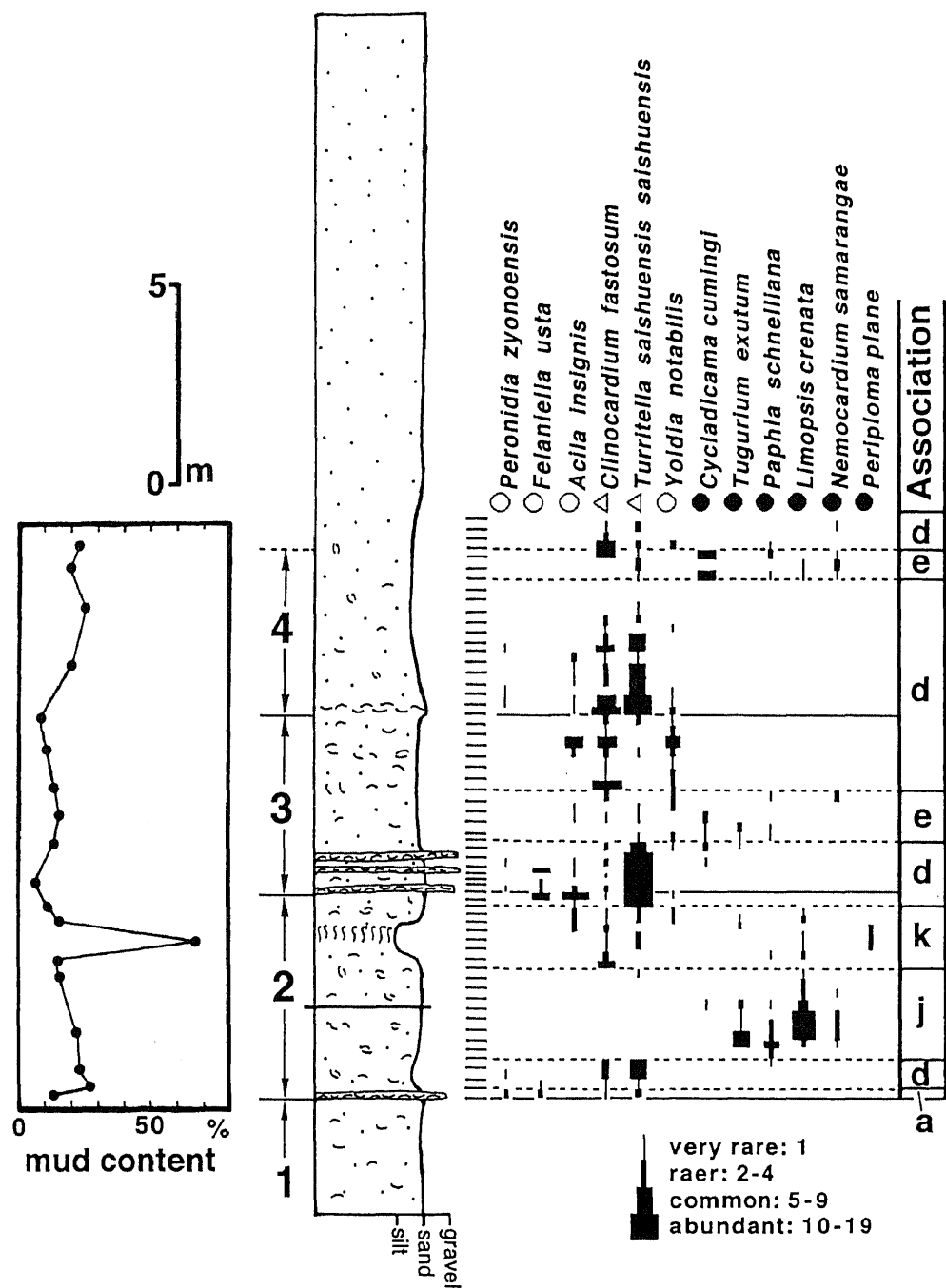


図 8 タイプ2の堆積サイクル（模式露頭の堆積サイクル10）の岩相，貝化石群集，海緑石と石灰質粒子の占有率の層位変化，シーケンス層序学に基づく堆積体の区分。

Figure 8 Stratigraphy of sedimentary cycle of type 2 (cycle 10 at type section), showing stratigraphic distribution of molluscan fossil associations and change in percent of glauconite and carbonate grains, with interpretation in terms of a sequence stratigraphic model. TST : transgressive systems tract ; HST : highstand systems tract.



a: *Peronidia* Assoc.      d: *Clinocardium-Turritella* Assoc.  
 e: Transitional Assoc.      j: *Tugurium-Paphia* II Assoc.  
 k: Transitional II Assoc.  
 ○: cold-water species    ●: warm-water species    ◎: intermediate species  
 △: extinct cold-water species

図 9      夕日寺の4つ堆積サイクルの岩相と貝化石群集。  
 Figure 9      Columnar section of the Omma Formation at Yuhidera, showing stratigraphic change in mud contents and stratigraphic distribution of molluscan fossil associations, 1 ~ 4 : number of sedimentary cycles (depositional).



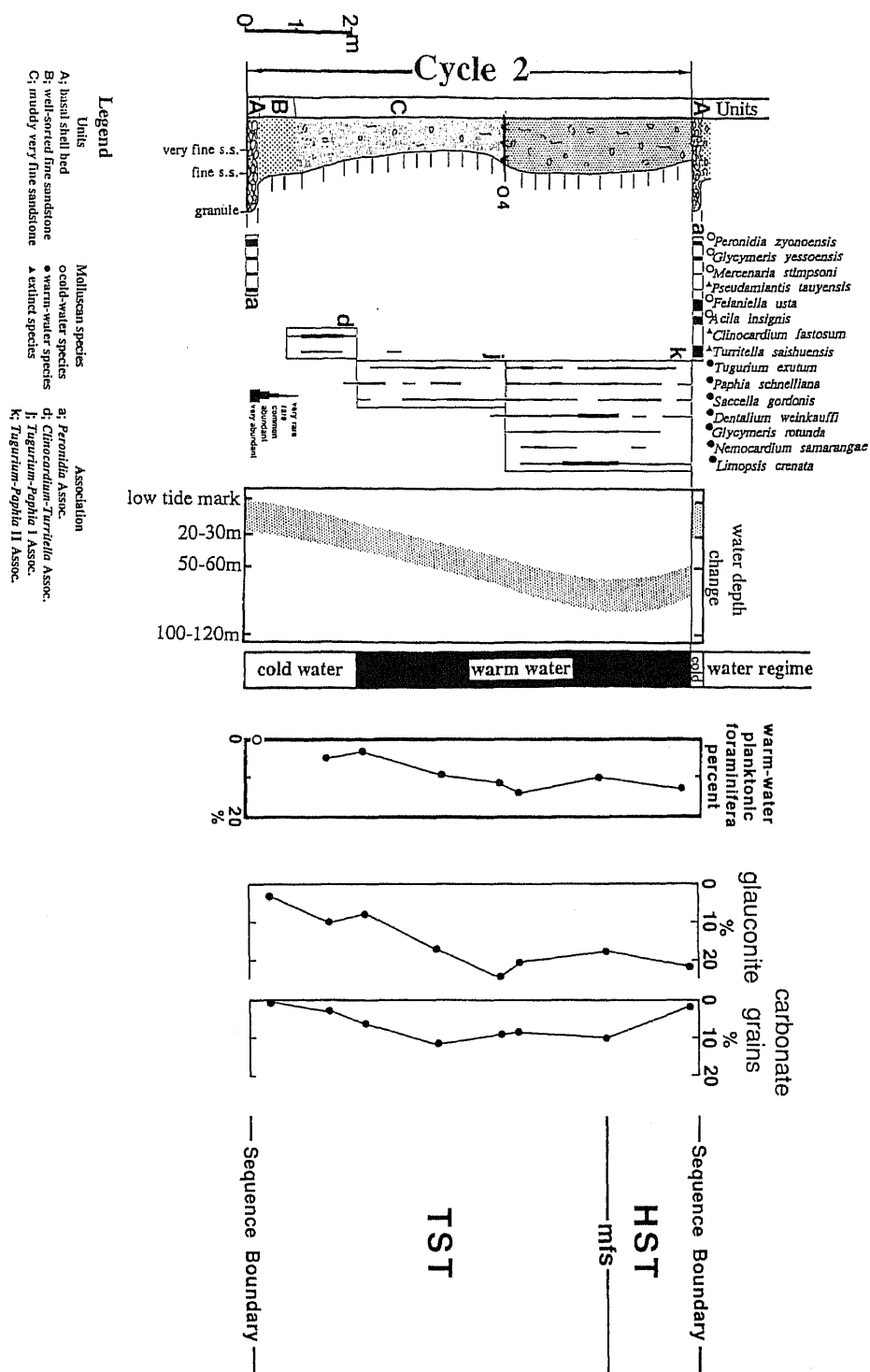


図 10 タイプ2の堆積サイクル（模式露頭の堆積サイクル10）の岩相，貝化石群集，暖流系浮遊性有孔虫の占有率，海緑石と石灰質粒子の占有率の層位変化。シーケンス層序学に基づく堆積体の区分。

Figure10 Stratigraphy of sedimentary cycle of type 3 (cycle 2 at type section), showing stratigraphic distribution of molluscan fossil associations and stratigraphic change in warm - water planktonic foraminifera percent, glauconite and carbonate grains, with interpretation in terms of a sequence - stratigraphic model.

- (1) Sedimentary environment & bounding surfaces  
 SB Sequence Boundary  
 TS Transgressive Surface  
 RS Ravinement Surface  
 mfs Maximum Flooding Surface
- (2) Systems tracts  
 HST Highstand Systems Tracts  
 TST Transgressive Systems Tracts  
 LST Lowstand Systems Tracts

- (3) Water regime  
 w warm water  
 c cold water  
 t transitional water

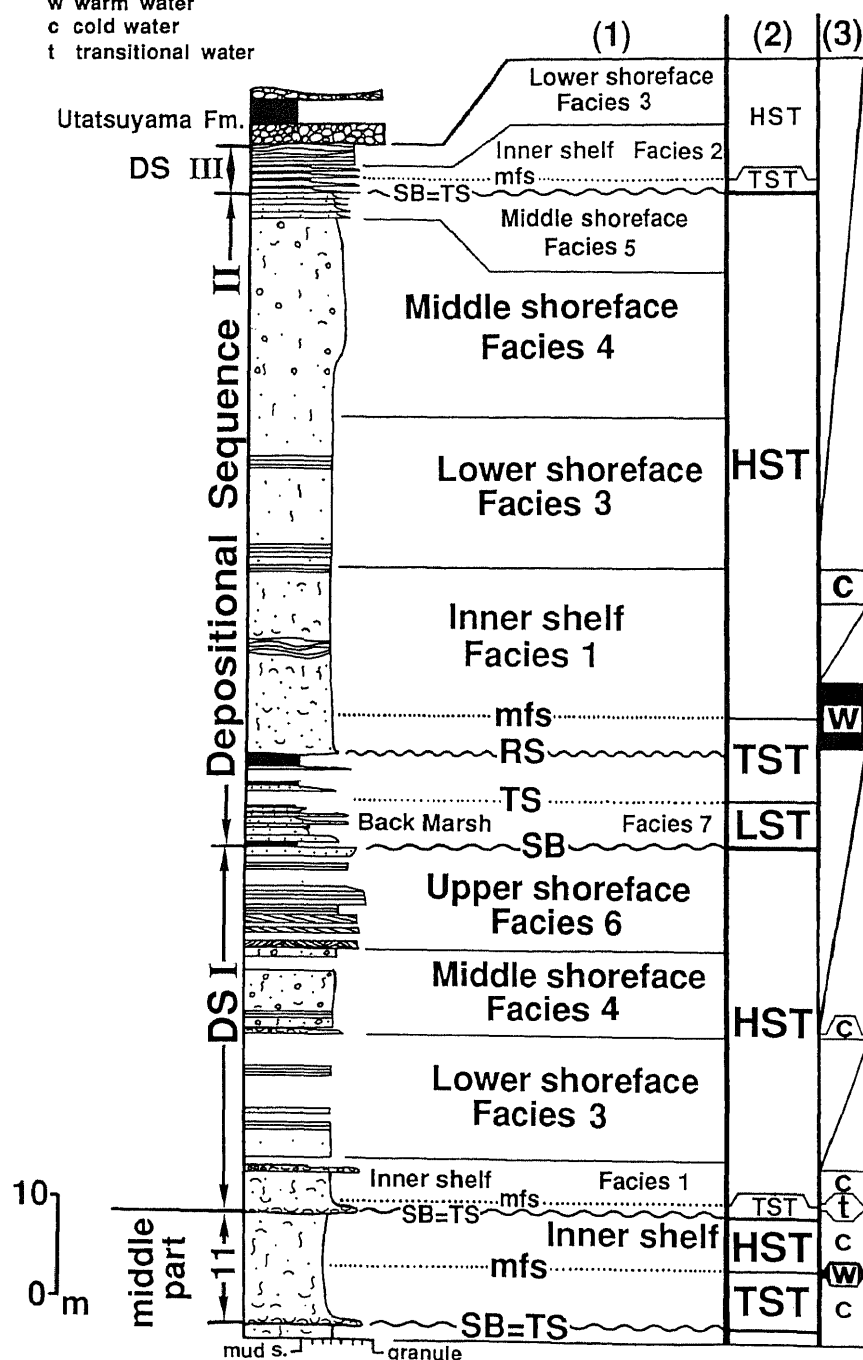


図 11 タイプ 4, 5, 6 の堆積サイクル (模式露頭の大桑層上部の堆積サイクル) の岩相, 貝化石群集から推定した海中気候, ならびにシーケンス層序学に基づく堆積体の区分. 北村 (1994) を修正.

Figure 11 Stratigraphy of sedimentary cycle of types 4, 5 and 6 (three depositional sequences in the upper part of the Omma Formation), with interpretation in terms of a sequence - stratigraphic model. After Kitamura (1994).

ら構成され、含泥率も5%を越える。これらのことから、3つの堆積サイクルは静穏時の波浪限界以深で堆積したと解釈される。そして、貝化石群は内湾種（例えば、*Paphia undulata* や *Raetellops pulchellus*）を含まず、外洋性種から構成されるので、これらの堆積サイクルは外洋に面した海域で堆積したと考えられる。このような海域での静穏時の波浪限界は約20mである（斉藤，1988）。それゆえ、貝化石密集層を除く部分は約20mよりも深いところで堆積したと解釈される。これは、現生

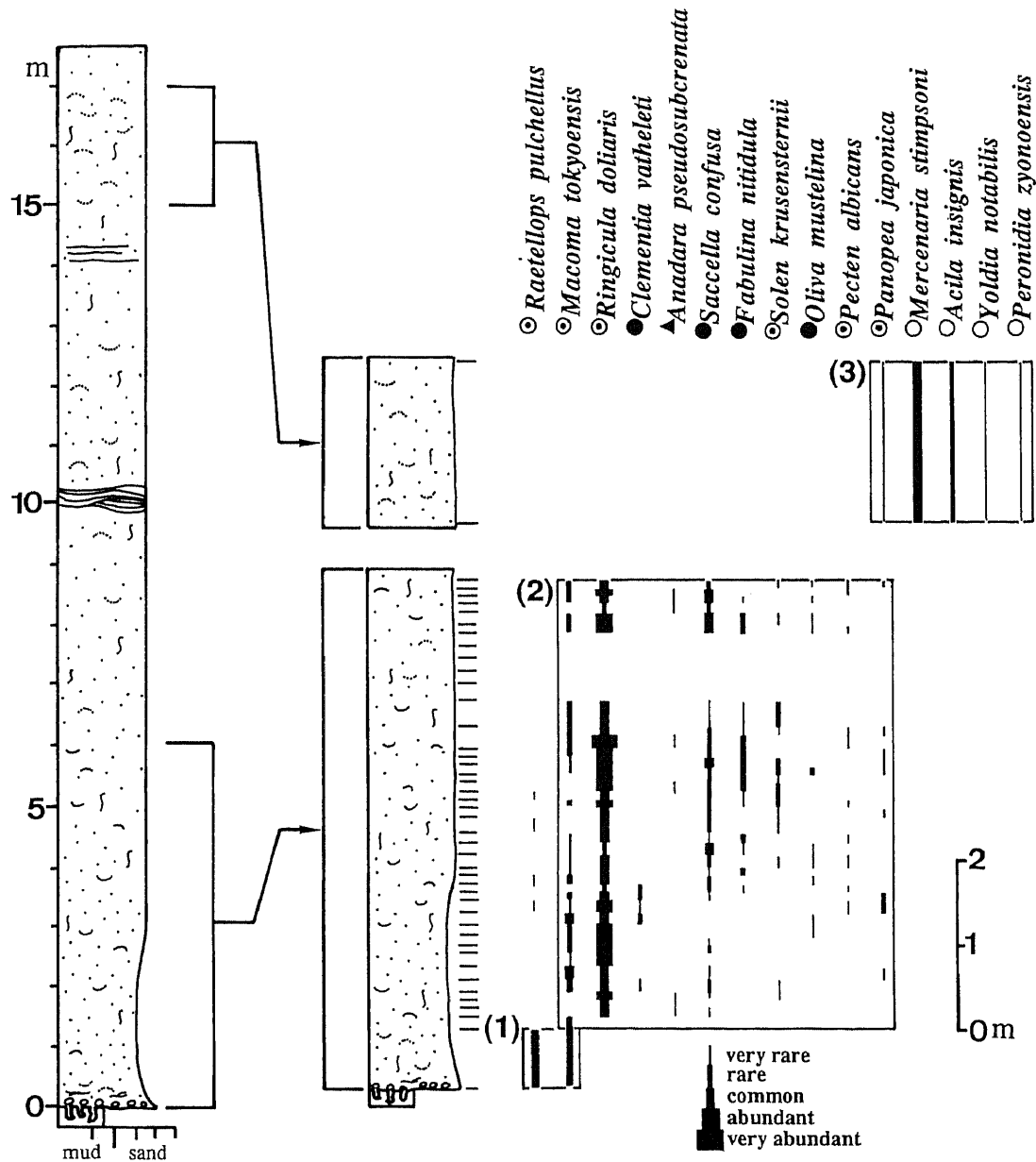


図 12 タイプ5（堆積サイクルII）の堆積相1内の貝化石群集の層位分布。（1）：*Raetellops* - *Macoma* 群集（内湾群集）（2）：*Macoma* - *Sacella* 群集（暖流系上部浅海帯群集）（3）：*Peronidia* 群集（寒流系上部浅海帯群集）。

Figure12 Stratigraphic distribution and relative frequency of selected molluscan species and molluscan fossil associations in the sedimentary facies 1 of the sedimentary cycle II. (1): *Raetellops* - *Macoma* ass., (2): *Macoma* - *Sacella* ass., (3): *Peronidia* ass. See legend in Fig. 8.

種の水深分布から推定した貝化石群集の生息深度からも支持される。

ところで、寒流系貝化石群集から暖流系貝化石群集への変遷パターンに注目すると、タイプ2と3は基本的に同じだが、それらとタイプ1の異なることが分かる。前者は寒流系群集 *Clinocardium* - *Turritella* 群集から *Tugurium* - *Paphia* I 群集か *Cycladicama* 群集へと変遷し、次いで *Tugurium* - *Paphia* II 群集が現れる (図8, 図10)。一方、後者では、あたかも *Tugurium* - *Paphia* I 群集あるいは *Cycladicama* 群集をとばして、*Clinocardium* - *Turritella* 群集から *Tugurium* - *Paphia* II 群集へと変遷する (図7)。この変遷パターンの違いは、タイプ1の堆積サイクルの堆積深度が他の堆積サイクルよりも深かったことに起因する。その理由は次の通りである。

現生種の生息深度に基づくと、*Tugurium* - *Paphia* II 群集の生息深度は、*Tugurium* - *Paphia* I 群集よりも深い。そして凝灰岩層 O4 の層位を見ると、模式露頭では *Tugurium* - *Paphia* II 群集産出層準の基底にあり、夕日寺では *Tugurium* - *Paphia* II 群集産出層準の中位にある (図7, 図10)。よって、夕日寺のほうが模式露頭より深かったことは確実である。夕日寺のほうが深かったため、海底が暖流の影響に入った時に現れた貝化石群集に上記のような違いが現れたのである。以上のことから、タイプ2と3の沖合いにタイプ1を配する (図13-a)。

タイプ2と3の違いは、前者は堆積サイクルの最上部に寒流系貝化石群集が現れるの対して、後者では現れないことである。後者の堆積サイクル上部で寒流系貝化石群集が現れないのは、次の堆積サイクルが堆積するまでに、寒流系群集の産出層準が侵食されてしまったためである。要するに、タイプ2と3の違いは、堆積後被った侵食の程度の違いによる。後述するが、堆積サイクル基底の侵食面は、海水準の低下速度が最大の時に起こる侵食と、その後の海進に伴う外浜侵食によってつくられたものである。そして、侵食量の大きい方が、沖合いでは陸側にあり、沿岸域では海側にある (図14)。また沿岸域で侵食を受ける場所は、海水準低下期には陸上となっている。タイプ2と3の堆積サイクルには陸化した証拠がないので、両堆積サイクルはともに海水準低位期に侵食作用が及ぶ海底に堆積したもので、侵食量の差より、タイプ3の方が陸側に位置すると解釈される (図13-a)。

タイプ4, 5には、タイプ1, 2, 3に見られない陸上や外浜の堆積物が見られる (図11)。したがって、タイプ4, 5とタイプ1, 2, 3の岩相の違いは、前者の堆積深度が浅かったことによると考えてよい。それゆえ、タイプ4と5の堆積サイクルをタイプ1, 2, 3よりも陸側に配列する (図13-a)。また、タイプ4と5に関しては、暖流系群集の出現層準をもとに、タイプ5を4よりも陸側に配置させた (図13-a)。その理由は以下の通りである。暖流系群集の出現層準は、タイプ4の堆積サイクルでは基底より50cm上位に位置するのに対して、タイプ5ではそれを認定できない (図12)。タイプ5で認定できないのは、堆積サイクルの堆積場が日本海に暖流系群集が出現した時にはまだ陸上にあり、海面下に沈んだ時には、すでに対馬海流が流入していたからである。この場合、仮にタイプ4と5の堆積サイクルが同一時期の海水準変動下で堆積したものとすると、暖流系群集の出現期の海水準を基準にとると、タイプ4の堆積深度はタイプ5よりも深いことになる。つまり、タイプ5は4よりも陸側に位置するはずの堆積サイクルというわけである。

タイプ6の堆積サイクルの下半部は内側陸棚に堆積したものと解釈される。砂岩層に挟まれる泥岩層を堆積しうる場所は、静穏時の波浪限界水深以深である。しかも、スウェール状斜交層理や波長1mの大型ウェーブリップルの存在は、この水域が外洋に面していたことを示唆する。なぜならば、このような長波長の堆積構造の形成には十分な吹送距離が必要であるからだ。よって、タイプ6の堆積サイクルの下半部は、水深20m以深の内側陸棚堆積物と解釈される。ところで、他の堆積サイクルも内側陸棚で堆積したものだが、タイプ6の下半部のような岩相を示さない。この相違は、堆積物の供

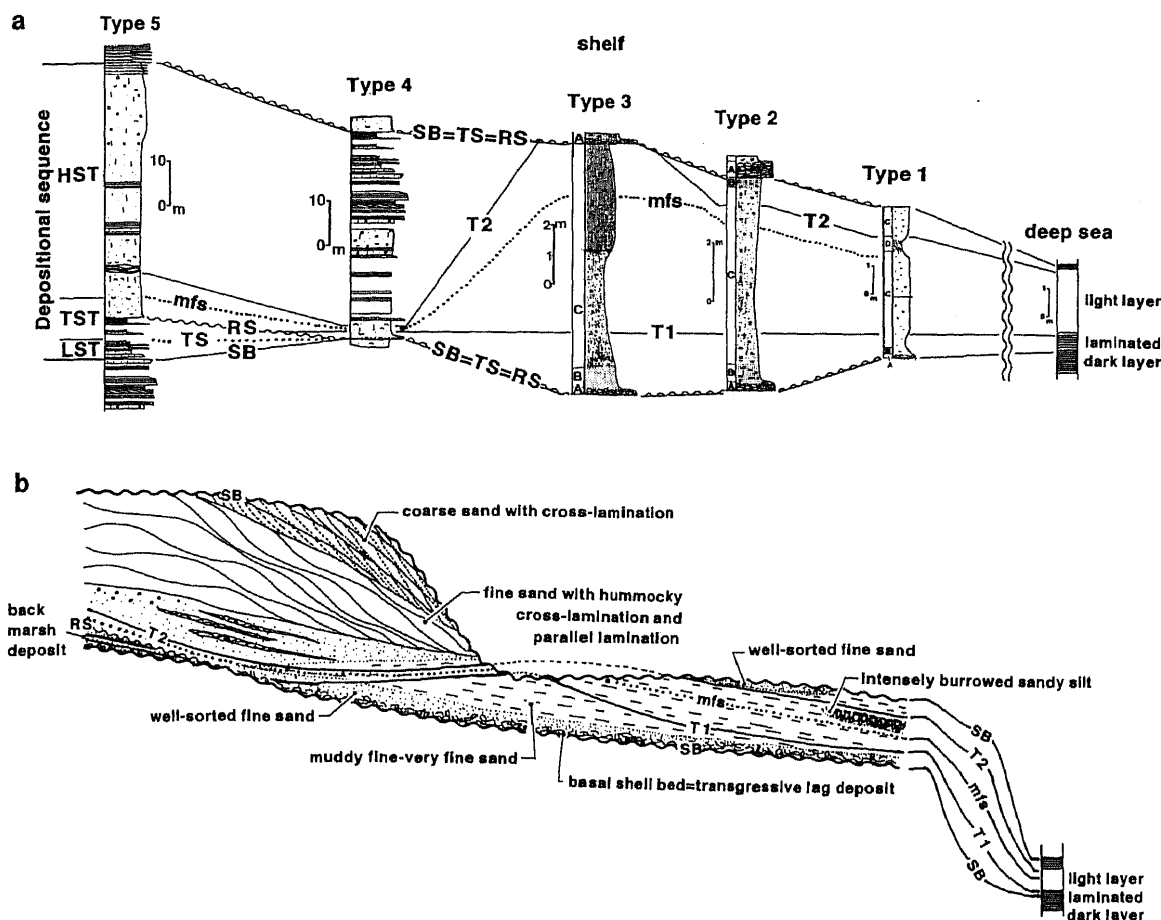


図 13 大桑層の堆積シーケンスと日本海深海の明暗層における岩相、暖流系の貝化石の出現・消滅層準、最大海成氾濫面、堆積体、シーケンス境界の空間分布。

Figure 13 Summary diagram of the facies, the appearance and disappearance datums of warm-water species, theoretical maximum flooding surface, systems tracts and sequence boundaries within depositional sequence in the Omma Formation and dark-light colored cycles in deep sea of the Japan Sea.

給量や生物活動の程度に差があったためと考えられる。いずれにせよ、他の堆積サイクルとは堆積環境が根本的に異なる可能性があるため、タイプ6の堆積サイクルを以下の堆積サイクルモデルから除外することとする。

これまでの議論に基づいて、各堆積サイクルを配したモデルを（図13-b）に示す。モデルには最近のODPの研究によって明らかにされた暗色縞と明色縞の堆積サイクルも配置した。この堆積サイクルの深度は約1000mである（Oba *et al.*, 1991）。またモデルには、2枚の同時間面も描いた。それらは貝化石群集の変遷から認定した同時間面で、暖流系群集の出現期（以下これをT1とする）、暖流系群集の消滅期（以下これをT2とする）、である。これらの貝化石群集の変遷は対馬海流の消長によって引き起こされ、1つの堆積盆の中ではある地点だけに対馬海流が流れ、それ以外の場所には流れなかったという状況はありえないから、T1とT2は同時間面として使用できる。なお、北村（1995）は、両時間面が日本海全域に使える可能性を指摘した。

## 大桑層の堆積サイクルのシーケンス層序学的解析

大桑層の堆積サイクルは、氷河性海水準変動に伴う1回の海進と海退に形成されたものである(北村, 1994; Kitamura *et al.*, 1994). このような海進海退現象によって形成された堆積サイクルを理解するには、シーケンス層序学の概念(e.g., Vail, *et al.*, 1991)が極めて役立つ。この概念は近年構築されたものであり、今日では多くの研究者が地層解析にシーケンス層序学の概念を用いている。本論でも、このシーケンス層序学の概念を適用して、大桑層の堆積サイクルの形成メカニズムを記すこととする。なお、シーケンス層序学に関する日本語のまとまった解説として、堆積学研究会報特集「Sequence stratigraphy」(1992)、石油技術協会誌特集「シーケンス層序学—その可能性を求めて」(1994)、地質学論集「シーケンス層序学—新しい地層観を目指して—」(1995)がある。

### 1. 堆積シーケンス・シーケンス境界

シーケンス層序学では、1回の海進海退現象に伴って形成された地層を堆積シーケンス(depositional sequence)という(e.g. Vail *et al.*, 1991). したがって、大桑層の堆積サイクルは堆積シーケンスである。1つの堆積シーケンスは、3枚の侵食面を持つ。そのうちの2枚は各堆積シーケンスの上限と下限の境界をなすシーケンス境界(sequence boundary)であり、残る1枚はラビーンメント面(ravinement surface)である。シーケンス境界は、相対的海水準の低下速度の最速期に形成される侵食面である。一方、ラビーンメント面は、海進時の外浜侵食によって作られる(Bruun, 1962). 外浜侵食とは、海進に伴って地形平衡断面が後退するために生じる海底侵食作用で、その最大深度は約40mである(Saito, 1991). 浅海域では、多くの場合、シーケンス境界とラビーンメント面は一致する。それは、浅海では海水準最低位期の堆積物が、その後の外浜侵食によって削刮されてしまい、その結果ラビーンメント面とシーケンス境界とが融合してしまうからだ。大桑層の堆積サイクルのうち、タイプ5以外の堆積シーケンスでは、シーケンス境界とラビーンメント面が一致し、貝化石密集層直下の侵食面がそれにあたる。

タイプ1～4の堆積シーケンス基底の密集層は、そこが堆積シーケンス形成時に最も浅かったことを物語る。その理由は以下の通りである。密集層の構成粒子は、堆積シーケンス中で最も粗粒であり、そのような粗粒物の濃集には強い流水エネルギーが必要である。貝化石群集に基づくと、タイプ1～4の堆積シーケンスは外洋に面した内側陸棚に堆積したものであり、このような環境下では一般に水深の減少に伴って流水エネルギーは増大する。よって、密集層は堆積シーケンス形成期間の海水準低位期に堆積したと解釈される。また、貝化石群集の変遷は、密集層が海水準上昇期の開始期に位置する。これらのことを考え合わせ、私は貝化石密集層直下の侵食面にシーケンス境界とラビーンメント面を設定した(図13-a)(北村, 1994). また、堆積シーケンス基底の貝化石密集層は、海進ラグ堆積物(外浜侵食によって堆積物中から洗い出された粗粒物質のこと)である。

タイプ5の堆積シーケンスには、3枚の侵食面があり、その最下位と最上位のものがシーケンス境界と見なされる(図11). 下位のシーケンス境界は、上部外浜堆積物と後背湿地堆積物を分かつ地層境界面である。現世の堆積環境を見ると、上部外浜と後背湿地の間には、前浜、後浜、砂丘が存在している。それゆえ、上部外浜堆積物の直上に後背湿地堆積物が重なることは、それらの間にあった前浜や後浜の堆積物が削られてしまったことを示唆する。よって、後背湿地堆積物の下面は侵食面であり、しかもその直上は陸成層だから侵食面は陸上で形成されたと考えられる。これらのことから、私はこの侵食面をシーケンス境界と見なした(図11)(北村, 1994). 海水準の低下に伴って、この地域は陸上に露出し、侵食されたのである。なお、このシーケンス境界直下の上部外浜堆積物は下位の同

堆積物よりも固結しており、その堆積物粒子の外縁には赤色の膜が形成されている。おそらく、ここは陸化した時の風化によって堆積物が変質した部分なのだろう。

タイプ5の堆積シーケンスでは、後背湿地堆積物の上に内側陸棚堆積物が直接重なる(図11)。ここでも、前浜や後浜堆積物が欠落しており、両堆積物の境界面が侵食面であることは確実である。ここでの場合には、海成層が累重することから(つまり海進)、この侵食面はラビーンメント面と解釈される(図11)。

ところで、時間面T1とラビーンメント面との層位関係が、タイプ1～4と5では異なっていることが分かる(図13-a)。すなわち、前者ではラビーンメント面の上位にT1が位置するのに対して、後者ではT1はラビーンメント面よりも下位にある。この相違は、ラビーンメント面の形成時期が陸側ほど遅くなることに起因する。海進現象は陸側ほど遅れるので、ラビーンメント面の形成時期も陸側ほど遅いのである(図13-b)。地層の解析において、ラビーンメント面が時間面に斜交することの認識は重要である(Vail, *et al.*, 1991)。なお、シーケンス境界は同時間面である(Vail, *et al.*, 1991)。

## 2. 堆積体

シーケンス層序学では、海水準変動の期間に基づき、堆積シーケンス内を低海水準期堆積体(LST: lowstand systems tract)、海進期堆積体(TST: transgressive systems tract)、高海水準期堆積体(HST: highstand systems tract)に区分する(e.g., Vail *et al.*, 1991)。それぞれの堆積体の境界は、LSTとTSTの境界は海進面(transgressive surface)で、TSTとHSTの境界は最大海成氾濫面(maximum flooding surface)である。海進面は海退から海進に移るときの堆積面で、海進面の上下では上位の地層のほうが堆積深度が深い。そして、すでに述べたように、浅海域ではシーケンス境界とラビーンメント面は一致してしまうことが多い。大桑層のタイプ1～4の堆積シーケンスでも、これらの3つの表面(surface)は一致する。そのため、これらの堆積シーケンスには、低海水準期堆積体がないことになる。一方、タイプ5の堆積シーケンスでは、シーケンス境界の約10m上位にラビーンメント面がある。このような場合、海進面はシーケンス境界よりも上位に、ラビーンメント面よりも下位に位置する。だが、ここの岩相は後背湿地堆積物であり、海水準変動の証拠はない。そこで、便宜上シーケンス境界とラビーンメント面の中位に海進面を設定し、それより下位を低海水準期堆積体とした。

海進期堆積体と高海水準期堆積体との境界の最大海成氾濫面は、一般的に非常に遅い堆積速度のために形成されるコンデンス・セクションの上面もしくは下面に生じる(Vail *et al.*, 1991)。コンデンス・セクションは、底生・浮遊性生物化石、海緑石・燐灰岩などの自生鉱物の濃集や生物種の最大多様性などで特徴づけられる(Baum & Vail, 1988; Vail *et al.* 1991)。世界各地の第四系から、氷河性海水準変動に起因する堆積シーケンスが報告されているが、私の知る限り上記の特徴を持つ狭義のコンデンス・セクションを観察できるのは、ニュージーランド北島ワンガヌイ湾の堆積シーケンスだけである(Abott & Carter, 1994)。狭義のコンデンス・セクションは観察できない上総層群では、上下の地層よりも細粒で、生物擾乱の著しい泥質堆積物をコンデンス・セクションとしている(伊藤, 1992; Ito & O'hara, 1994)。

大桑層でもやはりコンデンス・セクションを観察できない。そのため、これまで私は最大海成氾濫面を暖流系群集の産出層準の中央に設定していた(北村, 1994)。1つの堆積シーケンスの暖流系群集が上部浅海带群集と下部浅海带群集に分かれる場合には、後者の産出層準の中央に設定した。暖流

系種の産出はそこが間氷期であることを意味するから、少なくともその産出層準内で海水準が最高となったことは間違いないと考えて、その中央に最大海成氾濫面を設定したのである。この設定の妥当性を検証すべく、私はタイプ2と3の堆積シーケンスにおいて、砂サイズの堆積物粒子の組成を検討した。その結果、1つの堆積シーケンスにおいて、海緑石粒子の含有率も、生物骨格粒子（浮遊性・底生有孔虫殻+その他）の含有率も、ともに数%~20%まで変化していることが分かった（図8、図10）。しかも、両粒子の増減パターンは基本的に同様の傾向を示し、貝化石密集層を覆う淘汰の良い細粒砂岩では含有率は低く、暖流系貝化石群集の産出層準で高い値をとる。だが、それらの含有率の最大ピークは、最大水深を示唆する貝化石群集の産出層準内にあるわけではなく、また含泥率の最大ピークとは明らかにずれる。それゆえ、最大海成氾濫面は暖流系群集の産出層準内にあることは間違いないが、詳細な層準の位置付けはむずかしいことが分かった。また大桑層の堆積シーケンスに関しては、上総層群のような手法一堆积物の粒度組成から最大海成氾濫面を設定—を適用できないことも明らかとなった。このことは、タイプ1の堆積シーケンスについてもあてはまりそうである。堆積物粒子の検討は行っていないが、伊藤（1992）や Ito & O'hara(1994) の基準に従えば、タイプ1の堆積シーケンスでは最大海成氾濫面は生痕化石の発達したシルト岩層に設定される。なぜならば、この地層が最も細粒でありしかも生痕化石が顕著に発達しており、これらの特徴はまさに彼らの言う最大海成氾濫面そのもののなだから。だが、浮遊性有孔虫の解析結果は意外な事実を示す。下位の層準からシルト岩層に向かって暖流系種の占有率は徐々に低下し、そこではわずか1%になってしまうのだ（図7）。暖流系浮遊性有孔虫種の占有率が氷河性海水準変動のインディケーターとしてどのくらい有効かは明らかではないが、その変化パターンはとても生痕化石の発達したシルト岩層が最大海成氾濫面であることを支持するようには思えない。いずれにせよ、タイプ1の堆積シーケンスの堆積物粒子の解析が必要なのだが、どうも大桑層の堆積シーケンスの発達様式は上総層群のそれとは異なるように思える。

結局、大桑層の堆積シーケンスに関しては、現状では最大海成氾濫面の位置決定はできない。そこで、タイプ2~5の堆積シーケンスでは従来どおり暖流系群集の産出層準の中央に設定し、タイプ1の堆積シーケンスでは暖流系群集と Transitional II 群集の産出層準の境界に置くこととし、これをもって海進期堆積体と高海水準期堆積体を区分する（図13）。もちろん、これは暫定的なものである。

### 大桑層の堆積シーケンスの形成過程

以上に述べた内容をまとめて、大桑層の堆積シーケンスの形成過程を氷河性海水準変動や生物相の変遷と関連づけて以下に記す。

氷期の最盛期に向かって、海水準は低下し続ける（図15-1）。陸側の堆積盆（タイプ5）は陸化し、そこでは侵食面が形成された。沖合い側（タイプ1~4）でも海水準の低下に伴う流水エネルギーの増加によって浅海底で侵食が起こる。こうしてシーケンス境界が作られる。この時期は寒流系生物群が日本海全域に分布していた。浅海域には、アラスジサラガイ（*Peronidia zyonoensis*）、ビノスガイ（*Mercenaria stimpsoni*）、エゾタマキガイ（*Glycymeris yessoensis*）が生息していた。対馬海流が流入しなかったため、氷期の日本海の垂直循環は弱く、そのため深海底は還元環境となり、暗色層が堆積した。

やがて、海水準が上昇し始める（図15-2）。それに伴い水深40m 付近までの海底（タイプ1~4）は外浜浸食を被り、氷期の海水準低位期に生息していた貝化石などの生物遺骸が海底上に洗い出される。こうして貝化石密集層が形成された。その後の海水準の上昇に伴い、密集層は淘汰の良い細粒砂



に覆われ、それをさらに泥がちな細粒砂～極細粒砂が覆う。陸域（タイプ5）は後背湿地となっており、そこでは象や鹿が群れをなしていただろう。この時期には対馬海流は流れ込んでいないので、寒流系種が生息していた。淘汰の良い細粒砂には多数の二枚貝ウソシジミ (*Felaniella usta*) が生息し、その後の底質の泥質化に伴いウソシジミに替って、オンマイシカゲガイ (*Clinocardium fastosum*)、サイシュウキリガイダマシ (*Turittella saishuensis saishuensis*)、キララガイ (*Acila insignis*) やフリソデガイ (*Yoldia notabilis*) が現われる。この時期も日本海深海は還元環境であり、暗色層が堆積した。

さらに、海水準が上昇し、ついに対馬海流が日本海に流入、暖流系貝化石群集が日本海に侵入した（時間面 T1）（図15-3）。この時に現われる貝化石群集の構成種は水深によって異なる（もちろん底質の状態も影響するが）。浅いところ（タイプ2～4）では、キヌガサガイ (*Tugurium exutum*) やオオスグレガイ (*Paphia schnelliana*) やシオガマガイ (*Cycladicama cumingii*) が現われ、より深いところ（タイプ1）では、これらの貝類に加えて下部浅海带を特徴づけるベニグリガイ (*Glycymeris rotunda*) やナミジワシラスナガイ (*Limopsis crenata*) などが現われる。これらの貝化石群集は、後期鮮新～前期更新統掛川層群にも見られる (Nobuhara, 1993)。つまり、100万年前からすでに間氷期には、日本海の対馬海流流入域と太平洋側の黒潮流入域は同じ生物地理区にあったのだ。さて、対馬海流の流入は深海底の環境も激変させた。対馬海流が日本海固有水に変質し、それが日本海深海底に多量の溶存酸素を送り込み、海底を還元環境から酸化環境へと変化させたのだ。これにより、明色層の堆積が始まり、また炭酸塩補償深度 (CCD) も上昇した。この解釈が正しいとすると、時間面 T1 は、深海底では明色層の基底ならびに dissolved surface (Vail *et al.*, 1991; CCD の上昇によって作られる石灰質堆積物の産しない層準の基底) に連続すると考えられる (図15-3)。

海水準は上昇し続け、ようやくタイプ5の地点も海面下に没する (図15-4)。その際、そこは外浜侵食を受け、ラビーンメント面ができる。その後、一時的に内湾が形成されたものの、引き続き海水準上昇により外洋に面した浅海となった。やがて、海水準の最高位期が訪れる。沖合い（タイプ1）では、水深の増加に伴って貝化石群集が変化する。タイプ2と3の海域では、暖流系上部浅海带群集から暖流系下部浅海带群集へと変遷する。より沖合いでは、海水準の上昇量が対馬海流の厚さの増加分を上回ったため、暖流系種のリュウグウオトヒメガイ (*Periploma plane*) に混じって寒流系種のオンマイシカゲガイやサイシュウキリガイダマシが現われる。これらの寒流系種は、間氷期にも対馬海流下の冷水域に生息していたのである。この時期の深海底では、表層から生物遺骸の継続的供給に

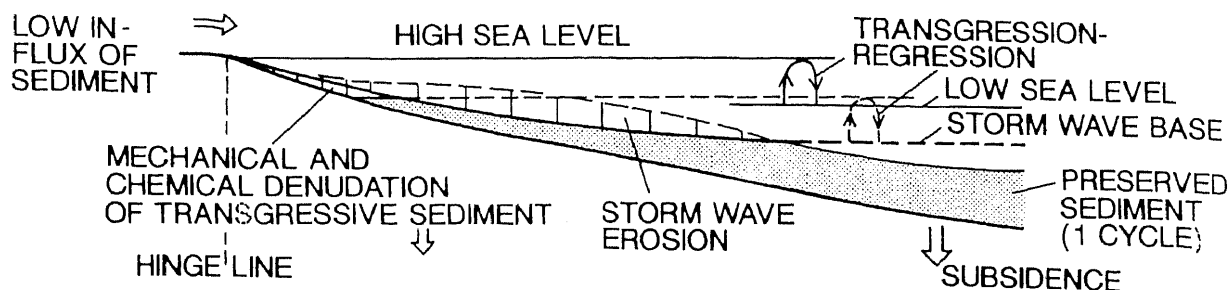


図 14 浅海域において海退期に起こる侵食量の深度変化。

Fig. 14 Basin morphology and erosion during regressive phase. Modified from Einsele & Bayer (1991).

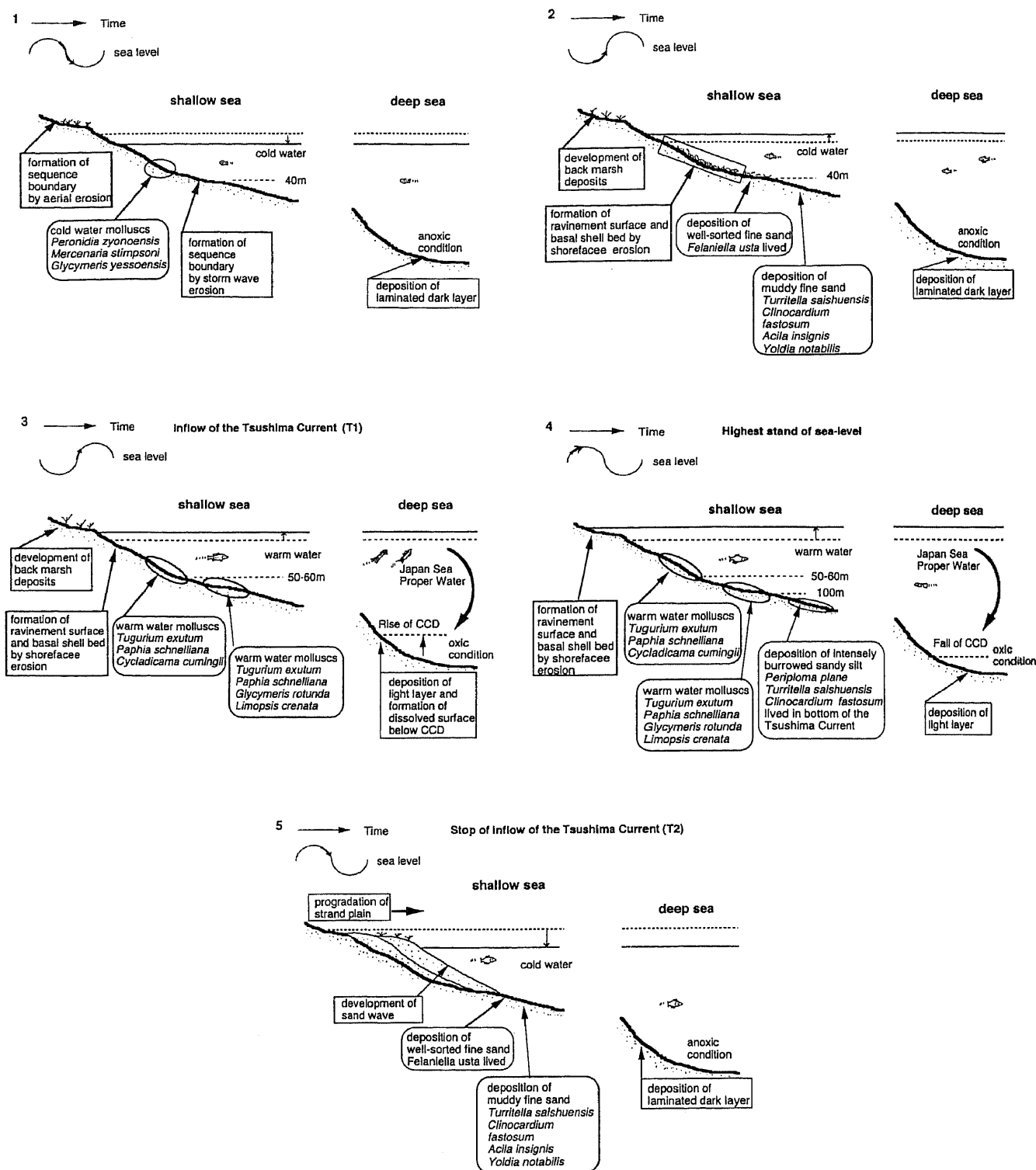


図 15 大桑層堆積盆における氷河性海水準変動に伴う浅海環境と貝化石群集の変遷の復元。

Fig. 15 Changes in shallow water paleoenvironment and molluscan fauna in the investigated Omma Formation. These changes were caused by glacial - eustasy with a period of 41,000-years and water depth fluctuation of under 70m.

よって、CCDが低下し、石灰質粒子を含む明色層の堆積領域が深海へと拡大したと推定される。

その後、海水準が下がり始め、やがて対馬海流の流入が停止する（時間面 T2）（図15-5）。寒冷化は暖流系種の死滅を招き、そのニッチを寒流系種が置換した。タイプ1・2・3・4の堆積海域では、オンマイシカゲガイ、サイシュウキリガイダマシ、キララガイやフリソデガイが現われ、より浅海（タイプ5）ではアラスジサラガイやビノスガイやエゾタマキガイが現われた。対馬海流の流入の停止により、深海底に供給される溶存酸素量は徐々に減少し、海底はやがて還元環境へと変わった。対馬海流の停止期と深海底の還元環境への移行期には多少のタイムラグがあるだろうから、時間面 T2は明色層の最上部付近に位置することとなろう（図13b）。

海水準がさらに低下すると、浅い海域（タイプ4・5）は暴風型陸棚となり、平行層理やハンモック状斜交層理の発達した細粒砂が堆積する（図15-5）。さらに浅くなると沿岸流の影響を受ける外浜から前浜となり、後浜までに至ったであろう。外浜には極粒砂や中粒砂が堆積し、海底には海岸線と平行なクレストを持つ砂堆が発達した。前浜には海岸に緩く傾斜した平行層理を持つ淘汰の非常に良い堆積物がたまったであろう。沖合い（タイプ2・3）では淘汰の良い細粒砂が堆積し、そこにはしばしば暴風時の暴浪が粗粒堆積物を運び込んだ。深海では引き続き暗色層が堆積した。

やがて、海水準の最低期になる（図15-1）。陸域、浅海域ともに浸食作用を被る。この作用によって堆積シーケンスの上位のシーケンス境界が作られる。浸食作用の程度の大きい場所では、寒流系群集の産出層準を越えて、その下位の暖流系群集の産出層準まで削り込む（タイプ3）。場所によっては、暖流系群集の産出層準より下位まで削られることもあるだろう（図13b）。この場所の堆積シーケンスには寒流系群集だけ産し、堆積シーケンス形成時に現われたはずの暖流系群集は、上位の堆積シーケンス最下部の貝化石密集層内に産することになる。

このような過程を経て、大桑層の堆積シーケンスが形成されたのである。そしてこれらの堆積シーケンスを作った海水準変動は変動幅が約70mで、その周期は4.1万年であり、シーケンス層序学的概念に従えば、第5オーダーの堆積シーケンスに区分される（Vail *et al.*, 1991）。

### 堆積シーケンスの累重様式から見た堆積盆の進化

以上に述べた大桑層の堆積シーケンスは、卯辰山層と複合して、より形成期間の長い堆積シーケンスを構成している（図16）。大桑層と卯辰山層の堆積時代に基づくと、この堆積シーケンスの形成期間は1.6 Ma から0.6 Ma の約100万年間となり（卯辰山層の上限年代はそれを覆う戸室山火山岩類のK-Ar年代（Shimizu & Itaya ; 1993）に基づく）、第3オーダーの堆積シーケンスに区分される。最後に、この第3オーダーの堆積シーケンスと、それから読み取った堆積盆の進化について述べる。

大桑層の堆積開始は海進を意味する。この海進は少なくとも大桑層下部堆積期間持続したと思われる。なぜならば、海成層のオンラップは海進現象の直接的な証拠であり、大桑層下部では同層が下位の地層にオンラップ（onlap）しているからである（田中，1970）。これに対して、大桑層中部の堆積シーケンスにおいては、それらを構成する岩相や貝化石群集の変遷パターンに堆積シーケンス間での重大な相違は認められない。このことは、大桑層中部では、堆積速度と堆積盆の沈降速度が釣り合っていたことを意味する。シーケンス層序学では、このような累重様式を累積性（aggradational）の累重様式という。この場合、平均的な海岸線の位置（氷河性海水準変動による海岸線の移動を差し引いたもの）は変動しない（図16）。そして、大桑層中部から上部を見ると、上方に向かって、堆積シーケンスが浅海化、粗粒化、厚層化することが分かる（図3，図11）。このような累重様式を前進性（progradational）の累重様式という（図16）。この累重様式は、堆積速度が堆積盆の沈降速度を上回

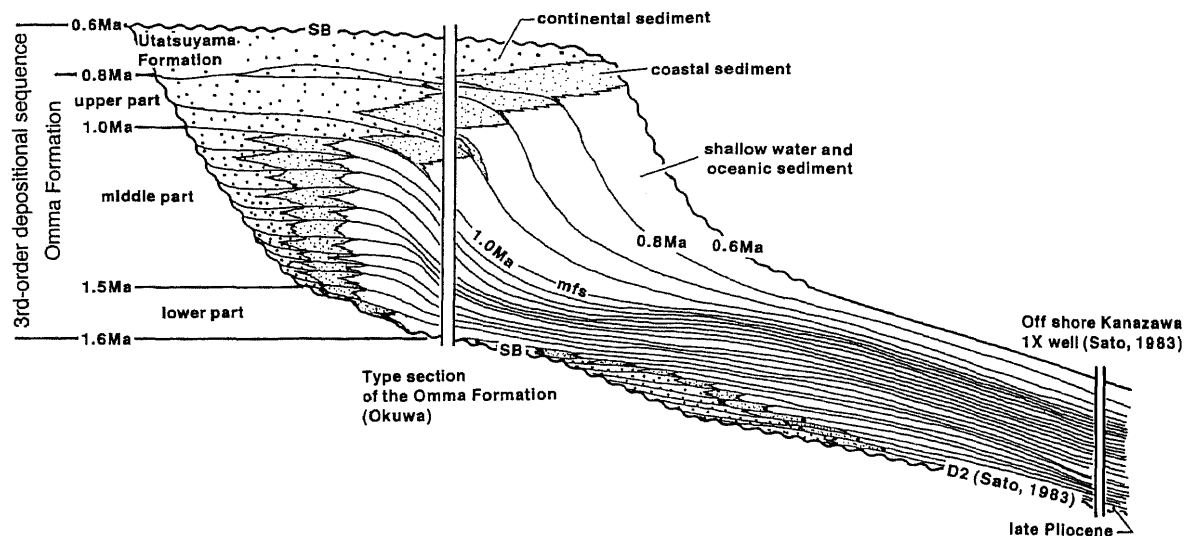


図 16 大桑層と卯辰山層からなる第3オーダーの堆積シーケンス。

Fig. 16 3rd-order depositional sequence consisted of the Omma and Utatsuyama Formations.

り、その場所が浅海化することによりできる。つまり、海退に伴ってできるのである。そして、この海退現象は卯辰山層堆積時にも継続した。

楡井 (1969) によると、卯辰山層は礫岩砂岩泥岩互層からなり、下部は砂岩層が優勢で上部は礫岩層が優勢であるという。さらに彼は、岩相ならびに生物相に基づき、同層下部を汽水成堆積物に、上部を淡水成堆積物に解釈した。卯辰山層が上方粗粒化傾向を示すことと、堆積環境の変遷様式から判断すると、同層全体を1つの堆積シーケンスと見なすことができる。そうすると、大桑層中・上部から卯辰山層までの一連の堆積シーケンスの累重を、前進性の累重様式としてとらえることができる。よって、私は大桑層から卯辰山層までを1つの堆積シーケンスと認定した。この場合、大桑層下部・中部が海進期堆積体に、大桑層上部・卯辰山層が高海水準期堆積体に区分され、大桑層の基底と卯辰山層の上限がそれぞれシーケンス境界に相当する (図16)。

なお、卯辰山層には海進を示唆する海成粘土層が7枚挟まれるので (楡井, 1969)、同層も複数の堆積シーケンスが累重したものと考えられる。

さて、堆積シーケンスを生み出す海進海退現象は、汎世界的な海水準変動、堆積盆の昇降運動、堆積速度にコントロールされる。このうち、汎世界的な海水準変動は酸素同位体変動曲線から推定できる。それによると、1.6 Ma から0.6 Ma までの酸素同位体比には、重大な時代変化は見られない。つまり、周期的に海水準は変動したものの、平均的な海水準は変化しなかったと推定される。よって、汎世界的な海水準変動は第3オーダーの堆積シーケンス (=大桑層+卯辰山層) を生み出す原因とはならない。残る二つの要素のうち、堆積速度は地層層厚と堆積期間から見積もれる。大桑層と卯辰山層の境界を Brunhes/Matuyama 境界とし、さらに堆積物の圧密、堆積面の傾斜、侵食を考慮しない場合、各期間の堆積速度は、大桑層下部で 25cm/1000年、中部で 16cm/1000年、上部で 55cm/1000年、卯辰山層では最小 75cm/1000年と算出される (図17)。そして、これらの値と地層の堆積深度の変化から堆積盆の沈降速度も計算できる。大桑層中部はその堆積期間を通じて堆積深度は変化しないから、堆積速度と堆積盆の沈降速度は釣り合っており、ゆえに沈降速度は 16cm/1000年となる。これに対して、他の期間では海進か海退現象にあり、海進期では沈降速度が堆積速度を上回り、海退

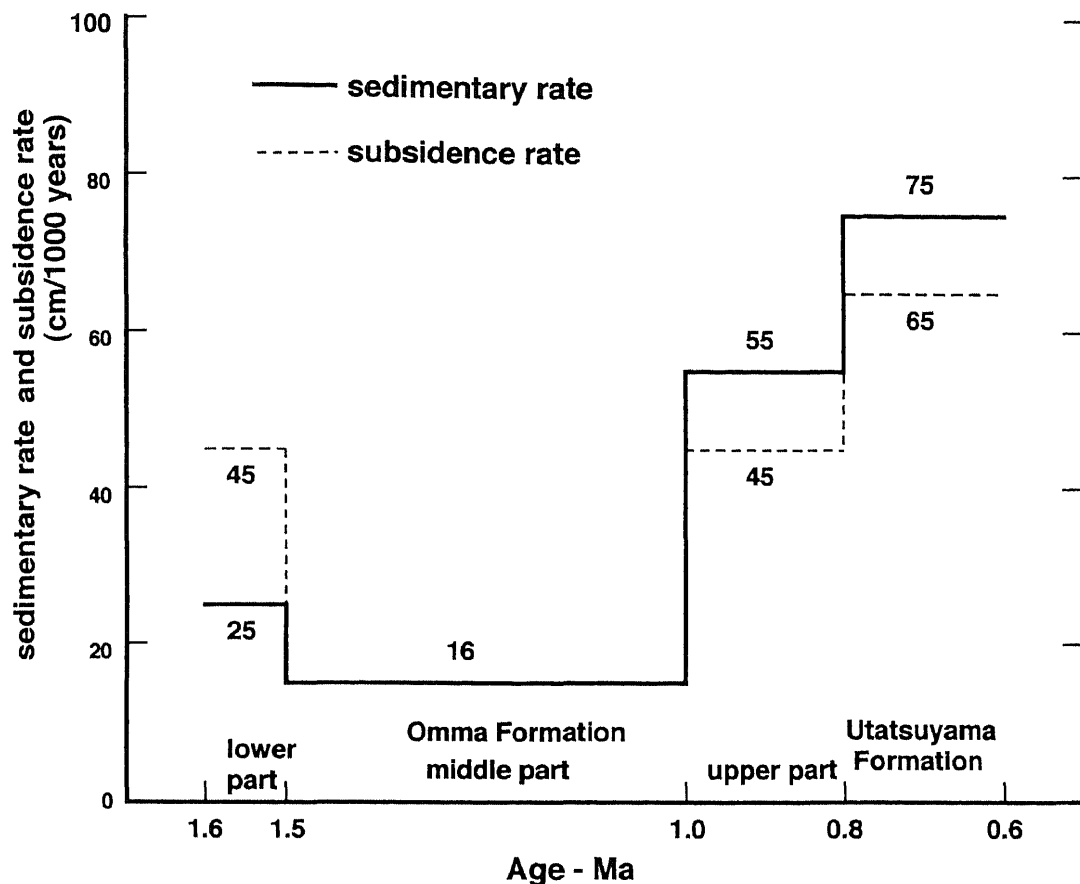


図 17 大桑層と卯辰山層の堆積時の堆積速度と沈降速度。

Fig. 17 Sedimentary rate and subsidence rate during the deposition of the Omma and Utatsuyama Formations.

期ではその逆となる。そして、大桑層下部、上部、卯辰山層内での堆積深度の変化はせいぜい20m程と見積もれるので、各期間の沈降速度は、大桑層下部・上部では45cm/1000年、卯辰山層では65cm/1000年と算出される(図17)。

以上のことから、大桑層と卯辰山層から構成される堆積シーケンスを生み出した海進海退現象は、海進は堆積盆の沈降に因るものであり、一方海退は堆積盆の昇降運動の変換(沈降から隆起)に起因するのではなく、堆積物の供給量の増加に起因することが分かる。つまり、大桑層の堆積盆は、海進に伴い1.6 Maに堆積を開始し、その後1 Maに起きた碎屑物の大量供給により海退へと転じ、卯辰山層の堆積終了をもって、その幕を閉じたのである。では、この海進海退現象はいかなるものであったかを考察する。

佐藤(1983)は、金沢沖の震探記録と孔井記録との解析から、同海域では鮮新世後期より海進の始まったことを明らかにした。この海進が大桑層の堆積物をもたらしたのである。そして、海進と大桑層の堆積開始の遅れは、金沢地域の高かったためである。同時期の海進は日本列島各地より報告されている(e.g., Oda, 1977; Takayama, 1980)。よって、この海進の原因はかなり広域に影響を与えたテクトニックイベントによることは間違いない。

1 Ma以降の大量の碎屑物の供給は何を意味するのであろうか? 大桑層の中部と上部では堆積環境が変化するばかりでなく、堆積物の粒子組成にも違いが見られる。例えば、私の野外観察によると、大桑層下中部に見られる礫は花岡岩質の亜円礫であるのに対して、上部の礫は火山岩質の亜角礫であ

る。この礫の円磨度の変化は、碎屑物の供給源が堆積盆により近いところに代わったことを意味する。そして、その礫種に基づく、その供給源は医王山丘陵と考えられる。これらのことから、大量の碎屑物の供給は、1 Ma に始まった医王山丘陵の隆起した結果と解釈される。この医王山丘陵の隆起は、この頃、中部地方から近畿北西部で起きた南北性の波曲運動（例えば、藤田, 1985）で生じたものであろう。これは、同地域の応力場が東西方向の圧縮場に変換したためで、その変換期は約1 Ma とされており（綱川・竹内, 1983）、まさに大桑層に記録された海退現象開始期に一致する。

以上のように、鮮新世後期に始まった海進と、1 Ma 以降の南北性波曲運動に伴う後背地の隆起したことによる大量の堆積物供給によって生じた海退により、大桑層と卯辰山層からなる第3オーダーの堆積シーケンスが生まれた。そして、この長期的な相対的海水準変動と氷河性海水準変動とが重なり合って、大桑層の第5オーダーの堆積シーケンスが形成されたのである。

### ま と め

1. 大桑層と卯辰山層は1つの堆積シーケンスとしてみなすことができる。この堆積シーケンスの形成期間は、1.6 Ma から0.6 Ma の約100万年間であり、第3オーダーの堆積シーケンスに区分される。また、大桑層下部・中部が海進期堆積体に、大桑層上部・卯辰山層が高海水準期堆積体に区分される。
2. この第3オーダーの堆積シーケンスは、鮮新世後期に始まった海進と、1 Ma 以降の医王山丘陵の隆起がもたらした大量の堆積物供給による海退によって、形成された。
3. 大桑層上部・中部は第5オーダーの堆積シーケンスの累重から構成される。これらの堆積シーケンスは、氷河性海水準変動（変動幅が約70m で、4.1万年周期）と第3オーダースケールの相対的海水準変動によって、形成された。
4. 大桑層上部・中部の第5オーダーの堆積シーケンスは、6つのタイプに区分できる。また、それらから堆積シーケンスのモデルを構築した。そこには、貝化石群集の変遷から認定した2枚の同時間面を描いた。この同時間面は、世界に例を見ない本邦第四紀の第5オーダー堆積シーケンスの重要な特徴である。

### 参考文献

- Abbott, S. T. and Carter, R. M., 1994, The sequence architecture of mid - Pleistocene (c. 1.1~0.4 Ma) cyclothems from New Zealand: facies development during a period of orbital control on sea-level cyclicity. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 19, 367-394.
- Baum, G. R. and Vail, P. R., 1988, Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrop, Gulf and Atlantic Basins. *Sea - level Changes - An Integrated Approach*, SEPM Special Publication No. 42, 309-327.
- Berger, W. H., Yasuda, M. K., Bickert, T., Wefer, G. and Takayama, T., 1994, Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, 22, 463-467.
- Beu, A. G. and Edwards, A. R., 1984, New Zealand Pleistocene and late Pliocene glacio - eustatic cycles. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 46, 119-142.
- Broecker, W. S. and Van Donk, J., 1970, Insolation changes, ice volumes and the  $^{18}\text{O}$  record in deep-sea sediments. *Rev. Geophys.*, 8, 169-198.

- Bruun, P., 1962, Sea level rise as a cause of shoreface erosion. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, J. Waterways Harbors Div., 88, 117–130.
- Chappell, J. and Shackleton, N. J., 1986, Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324 : 137–140.
- CLIMAP Project Members, 1981, Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MC – 36*.
- Einsele G. and Bayer, U., 1991, Asymmetry in transgressive – regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. In Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 665–681.
- Fairbanks, R. G., 1989, A 17,000 – year glacio – eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep – ocean circulation. *Nature*, 342, 637–642.
- 福山薫, 1992, 過去200万年における日射量の変化と気候変動モデル. 安成哲三・柏谷健二編, 『地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル』, 古今書院, 3–24.
- 藤田和夫, 1985, 変動する日本列島. 岩波新書, 228p.
- 古屋 京・北村晃寿・小西健二, 1990, 前期更新統大桑層にみられる堆積サイクル. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 273.
- Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J., 1976, Variations in the Earth's orbit : Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121–1132.
- 廣木義久・木宮一邦, 1990, 氷河性海水準変動に伴うバリアー島および海岸平野システムの発達—更新統渥美層群を例として—. 地質学雑誌, 96, 805–820.
- 市原 実・石尾 元・森下 晶・中川衷三・津田禾粒, 1950, 富山県および石川県の地質学的研究(其の2), 金沢・石動・福光地域. 地学, 2, 17–27.
- 池原 研・吉川清志・片山 肇・中嶋 健, 1993, テフラ層序からみた日本海の後期第四紀環境変動. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 168–169.
- 伊藤 慎, 1992, コンデンスセクション. 堆積学研究会報, 36, 1–4.
- Ito, M. and O'hara, S., 1994, Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo – Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology*, 41, 677–697.
- Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. and Slettemark, B., 1988, Paleoenvironmental changes in the Norweigen sea and the northeast Atlantic during the last 2.8 m.y. Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program Sites 610, 642, 643 and 644. *Paleoceanography*, 3, 563–581.
- 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高, 1979, 岩波講座地球科学 5. 岩波書店, 318p.
- Kaseno, Y. and Matsuura, N., 1965, Pliocene shells from the Omma Formation around Kanazawa City, Japan. *Sci. Rep., Kanazawa Univ.*, 10, 27–62.
- Keigwin, L. D. and Gorbarenko, S. A., 1992, Sea level, surface salinity of the Japan Sea, and the Younger Dryas Event in the Northwestern Pacific Ocean. *Quaternary Research*, 37, 346–360.
- 北村晃寿, 1996, 下部更新統大桑層における *Dosinia* 属と *Anadara* 属の層序的産出範囲. 化石, 59, 14–22.
- 北村晃寿, 1995, 日本海第四紀堆積物のシーケンス層序学的解析への生層序学の貢献 —時間面としての暖流系種の消長—. 地質学論集, 45, 110–117.
- 北村晃寿, 1994, 下部更新統大桑層上部に見られる氷河性海水準変動による堆積シーケンス. 地質学

- 雑誌, 100, 465-478.
- 北村晃寿・近藤康生, 1990, 前期更新世の氷河性海水準変動による堆積サイクルと貝化石群集の周期的変化—模式地の大桑層中部の例—. 地質学雑誌, 96, 19-36.
- Kitamura, A., Kondo, Y., Sakai, H. and Horii, M., 1994, 41, 000-year orbital obliquity expressed as cyclic changes in lithofacies and molluscan content, early Pleistocene Omma Formation, Central Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 112, 345-361.
- 小泉 格, 1984, 珪藻, 月刊地球, 63, 547-552.
- Kondo, Y., 1989, Faunal condensation in early phases of glacio-eustatic sea-level rise, found in the middle to late Pleistocene Shimosa Group, Boso Peninsula, central Japan. In Taira, A. and Masuda, F., eds. *Sedimentary facies in the active plate margin*, 197-212. TERRAPUB, Tokyo.
- 小高民夫, 1980, 大型化石研究マニュアル. 朝倉書店, 199p.
- Leakey M. G., Feibel, C. S., McDougall, I. and Walker A., 1995, New four-million-year-old hominid species from Kanapoi and Allia Bay, Kenya. *Nature*, 376, 565-571.
- 松浦信臣, 1985, 北陸地方の鮮新世から完新世に至る軟体動物群の変遷. 瑞浪市化石博物館研究報告, 第12号, 71-158.
- Murakoshi & Masuda, 1992, Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, 80, 167-184.
- 中嶋 健, 1991, 富山深海扇状地に記録された海水準変動と古気候. 堆積学研究会秋季研究集会講演要旨, 62-63.
- 西村三郎, 1973, 日本海の生物地理. 国土と教育, 17, 30-37.
- 楢井 久, 1969, 金沢市周辺の卯辰山層について. 地質学雑誌, 75, 471-484.
- Nobuhara, T., 1993, The relationship between bathymetric depth and climate change and its effect on molluscan faunas of the Kakegawa Group, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jpn*, n. s., 170, 159-185.
- Oba T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T., 1991, Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85, 000 years. *Paleoceanography*, 6, 499-518.
- Oda, M., 1978, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequences, Central Honshu, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol), 48, 1-72.
- Ogasawara, K., 1977, Paleontological analysis of Omma Fauna from Toyama-Ishikawa area, Hokuriku Province, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol), 47, 43-156.
- 尾形哲男, 1972, 日本海の海洋生物. 海洋科学, 4, 40-45.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, 98, 235-258.
- 大村一夫・伊藤 孝・政枝 宏・檀原 徹, 1989, 石川県金沢市に分布する大桑層の地磁気層序. 松尾秀邦教授退官記念論文集, 111-124.
- Pillans, B.J., Roberts, A.P., Wilson, G.S., Abbott, S.T. and Alloway, B.V., 1994, Magnetostratigraphic, lithostratigraphic and tephrostratigraphic constraints on Lower and Middle Pleistocene sea-level changes, Wanganui Basin, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 81-98.
- Raymo, M. E., Hodell, D. and Jansen, E., 1992, Response of deep ocean circulation to initiation of



- northern hemisphere glaciation (3 ~ 2 Ma). *Paleoceanography*, 7, 645-672.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., Martinson, D. G., Clement, B. M. and Backman, J., 1989, Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 4, 353-412.
- 齊藤文紀, 1988, 沿岸域の地形や堆積物と波浪作用限界水深の関係. 月刊地球, 10, 458-466.
- Saito, Y., 1991, Sequence stratigraphy on the shelf and upper slope in response to the latest Pleistocene-Holocene sea-level changes off Sendai, northeast Japan. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 12, 133-150.
- 佐藤時幸, 1983, 北陸・山陰地域の浮遊性微化石層序—不整合と関連して—. 石油技術協会誌, 48, 62-70.
- Sato, T. and Takayama, T., 1992, A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*. In Ishizaki, K. and Saito, T. Ed., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terrapub, Tokyo, 457-460.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D., 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D., 1976, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. In Cline, R. M. & Hays, J. D. (eds). *Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and Paleoclimatology. Mem. Geol. Soc. Amer.*, 145, 449-464.
- Shimizu, S. and Itaya, T., 1993, Plio-Pleistocene arc magmatism controlled by two overlapping subducted plates, central Japan. *Tectonophysics*, 225, 139-154.
- Tada, R. and Iijima, A., 1992, Lithostratigraphy and compositional variation of Neogene hemipelagic sediments in the Japan Sea. In K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams *et al.* (Editors), *Proc. ODP Sci. Res.*, 127/128 (2), 1229-1260.
- Tada, R., Koizumi, I., Cramp, A. and Rahman, A., 1992, Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea. In K. A. Pisciotto, J. C. Ingle Jr., M. T. von Breymann, J. Barron *et al.* (Editors), *Proc. ODP Sci. Res.*, 127/128 (1), 577-601.
- Takayama, T., 1980, Geological age of the late Nobori Formation, Shikoku, Japan; calcareous nannofossil evidence. *Prof. S. Kanno Memorial Volume*, 365-372.
- 高山俊明・加藤道雄・工藤哲朗・佐藤時幸・亀尾浩司, 1988, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その2, 北陸堆積盆地. 石油技術協会誌, 53, 9-27.
- 田中謙一, 1970, 金沢周辺の大桑砂岩層(鮮新統)基底の不整合について. 地質学雑誌, 76, 115-130.
- Tiedemann, R., Sarnthein, M. and Shackleton, N. J., 1994, Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}\text{O}$  and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659. *Paleoceanography*, 9, 619-638.
- 徳橋・近藤, 1989, 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質学雑誌, 95, 933-951.
- 綱川秀夫・竹内 章, 1983, 日本列島の古応力場と火成活動—新第三紀の変遷史. 科学, 53, 624-

631.

- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. and Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3 : relative changes of sea level from coastal onlap. *In* Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 26, 63–97.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. and Perez-Cruz, C. , 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology—an overview. *In* Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 617–659.
- White, T. D., Suwa, G. and Asfaw, B. , 1994, Australiopithecus ramidus a new species of early hominid from Aramis, Ethiopia., *Nature*, 371, 306–312.
- 安田喜憲, 1982, 気候変動. 加藤晋平・小林達雄・藤本強編, 縄文文化の研究 I, 雄山閣出版, 163–200.