中・上部更新統の地蔵堂層にみいだされた氷河性海水準変動による約2万年または約4万年周期の堆積シーケンス*

20,000 or 40,000-year depositional sequences caused by glacio-eustatic sea-level fluctuation in the middle Pleistocene Jizodo Formation, Boso Peninsula, central Japan*

Abstract

鎌滝孝信** 近藤康生***

*Takanobu Kamataki**
and Yasuo Kondo****

1996年7月8日受付.
1997年3月21日受理.

** 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻,
Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Kyoto
University, Kyoto 606-01, Japan

*** 高知大学理学部地学教室,
Department of Geology, Faculty of Science,
Kochi University, Kochi 780, Japan

The middle to late Pleistocene Shimosa Group distributed in the Kanto district, is characterized by sedimentary cyclothems originated from glacio-eustatic sea-level fluctuation. On the basis of detailed analysis of sedimentary facies and molluscan fossil content, the Jizodo Formation which represents the lowest formation of the Group, is subdivided into three depositional sequences. Each depositional sequence comprises two systems tracts: transgressive systems tract (TST) and highstand systems tract (HST). The TST is characterized by estuarine mud, transgressive lag and offshore sand. The HST of regressive facies is characterized by shoreface and beach sands.

Abundant molluscan fossils in the Jizodo Formation are the excellent indicator of both water depth and marine climate. The ratio of lower sublittoral warm-water molluscan fossils increase toward the top of the TST, forming a condensed section. While in the HST, upper sublittoral cold-water molluscan fossils become abundant in upward sequence and no lower sublittoral warm-water molluscan fossils are found. The HST is, therefore, interpreted as formed during an initial stage of sea-level fall under a condition of climatic cooling.

Judging from the fission track dating of a tephra and comparison of the inferred relative sea level curve with the oxygen isotope curve derived from V28-239 and DSDP site 502, we consider that the three depositional sequences in the Jizodo Formation correspond to the three cycles of the isotope fluctuation from stage 12 to 10. It follows that the each depositional sequence of the Jizodo Formation was formed under the influence of glacio-eustasy with a period of the c. 20,000 or 40,000-years.

Our preliminary survey shows that the overlying Yabu Formation is, similarly, subdivided into two depositional sequences. Also, the other formations of the Shimosa Group (Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, and Yokota formations) are known to have formed under the influence of glacio-eustasy with a period of the c. 20,000 or 40,000-years. It is, therefore, suggested that all the depositional sequences of the Shimosa Group were originated from glacio-eustasy with the period of orbital precession or obliquity by the Milankovitch theory.

Key words: Shimosa Group, middle to late Pleistocene, sedimentary cyclothem, depositional sequence, glacio-eustatic sea-level fluctuation, molluscan fossil, Milankovitch theory

はじめに

房総半島北部を中心に分布する中・上部更新統, 下総層群

に堆積サイクルが存在することは古くから知られている(三土, 1933; 中川, 1960; 植田, 1969; 青木・馬場, 1978; Aoki and Baba, 1980 など). 堆積サイクルが典型的に露出する木更津周辺地域の詳細な調査(徳橋・遠藤, 1984)により, 1 累層=1 堆積サイクルの原則に基づいた下総層群の層

* 日本古生物学会第144年例会(横須賀, 1995), 日本地質学会第103年学術大会(仙台, 1996)にて一部講演.

序が確立された。またこの堆積サイクルの成因が汎世界的な氷河性海水準変動であることについては、現在では多くの研究者の合意がある（中川，1960；杉原ほか，1978；Aoki and Baba, 1980；町田ほか，1980；徳橋・遠藤，1984；菊地ほか，1988；徳橋・近藤，1989 など）。さらに最近では、地蔵堂層について伊藤・大原（1990）や Ito and O'Hara（1994）などにより、シーケンス層序学に基づく解釈も行われている。しかし、個々の堆積サイクル内部でみられる堆積相の変化や化石群の変遷については、十分詳細な記載が公表されているわけではない、と筆者らは解釈している。

下総層群最下部の堆積サイクルである地蔵堂層についてみると、大山（1952a）および生越（1959）は、地蔵堂層から産出する貝化石群集に寒流、暖流の両要素が混合していることに注目して、その古生態学的意義について述べている。また Hatai and Hayasaka（1955）は、地蔵堂層の暖流種主体の化石群が示す温暖期を、第一間氷期に対比した。また Ogose（1961a）は、地蔵堂化石帯（坂倉，1935）と丹原化石帯（坂倉，1935）から産出する貝化石群の組成から、泉谷化石帯（坂倉，1935）を除いた地蔵堂層を間氷期の堆積物とし、藪層を氷期の堆積物としている。さらにその後 Ogose（1961b）は、Hatai and Hayasaka（1955）の見解を十分な根拠をもっていないとし、地蔵堂層の温暖期および藪層の寒冷期を、更新世におけるいずれかの間氷期・氷期に対比することはきわめて困難であるとしている。一方、中川（1960）は堆積相を区分した上で、周期的に重なる岩相の垂直的变化と貝化石群の示す環境変化とが、ほぼ対応していることから、地蔵堂層が氷期～間氷期の堆積物であることを論じている。さらに青木ほか（1962，1971）は、貝化石の層位分布を報告し、また鈴木・青木（1962）は、有孔虫化石の組成変化を論じており、1 累層の内部での環境変化にまで言及している。最近では Yokokawa et al.（1995）が、泉谷化石帯の下位にみられる砂泥互層（徳橋・遠藤，1983 による泉谷泥層下部）を、潮汐の影響下で形成されたとしている。地蔵堂層の形成年代は、挟在する J4 テフラ（徳橋・遠藤，1984）のフィッシュントラック年代や、貝化石の ESR 年代などにより約 0.4 Ma（鈴木・杉原，1983；徳橋ほか，1983；中里ほか，1990）とされている。また伊藤・大原（1990）および Ito and O'Hara（1994）は、酸素同位体層序ではステージ 12 とステージ 10 の海水準低下期に地層の上下を規定されたステージ 11 の高海水準期に相当する約 10 万年周期の気候変動・海水準変動によって形成された、と論じている。また、地蔵堂層の上位の累層では、それぞれに挟在するテフラのフィッシュントラック年代により、藪層がステージ 10～8、上泉層、清川層、横田層の 3 累層がステージ 8～6、木下層、常総粘土層の 2 累層がステージ 6～4 に相当する時期に形成されたとされている（Okazaki, 1992；Ito, 1993；中里，1993 など）。

このように、多くの研究が行われてきたフィールドではあるが、以下に述べるような、研究者間の事実認識および解釈の違いもあって、地蔵堂層の堆積相と化石の層位分布を統一的に説明する解釈は、これまでなかったと筆者らは考えている。

研究者間の解釈の違いとして以下の 2 点が指摘できる。第一は、貝化石密集層の解釈をめぐる問題点である。地蔵堂層の海成砂層中には、貝化石が特定の層準に限って分布しているのが特徴で、最下部の泉谷化石帯（坂倉，1935）、中部の地蔵堂化石帯（坂倉，1935）、上部の丹原化石帯（坂倉，1935）という 3 つの化石密集層が広く知られている。これらの化石密集層は、全体として 1 回の単調な海進・海退のなかで形成されたと考えられてきた（例えば、徳橋・近藤，1989；Ito and O'Hara, 1994）。チャンネル成の堆積物に貝化石がはきよせられている丹原化石帯は別として、これらの化石密集層に含まれる貝化石は原地性または同相的なものとみられてきた。またコンデンスセクション（condensed section）の特徴を示しているようにみえる泉谷化石帯と地蔵堂化石帯が、1 回の単調な海進と海退の中で形成されるのかという問題に対して明確な解釈は示されてこなかった。泉谷化石帯と地蔵堂化石帯は、化石の組成にはほとんど共通性がないにも関わらず、両者とも、基底部に巣穴化石が密集している。これは、無堆積または堆積の停滞によって、他層準と比較して相対的に底生動物の活動の記録が濃集（コンデンス）した結果（例えば、小竹・奈良，1995）、もしくは堆積速度が低い場所に適応した底生動物の活動が活発化した結果（近藤，1996）であると考えられる。さらに、化石の産状が原地性または同相的であること、よく淘汰された砂質堆積物に覆われることなど、堆積物としての特徴には共通点が多い。このようによく似た地層が、海進初期（泉谷化石帯）と最大海進期（地蔵堂化石帯）という異なった条件の下で形成されるのか、という疑問に対する明確な解釈はなかった。この問題に関連して、徳橋・遠藤（1984，p. 52）は、地蔵堂化石帯が粗粒な堆積物から成っていることに着目し、堆積環境が浅化したと解釈し、泉谷化石帯、地蔵堂化石帯、丹原化石帯の 3 層準で堆積場が浅海化した、すなわち 3 回の弱い堆積サイクルが認められることを指摘した。しかし、その後この解釈に対する評価は行われていない。

第二の問題点として、基底部の貝化石密集層（泉谷化石帯）をめぐる根本的な意見の対立がある。Kondo（1989，1992a，b）および徳橋・近藤（1989）は、地蔵堂層および上泉層の海成砂層基底部に存在する貝化石密集層では、二枚貝化石が原地性または同相的な産状を示すとともに、1 m 以下の厚さの化石密集層の中に、下位から干潟、内湾泥底、内湾砂底を経て、より外洋的な上部浅海帯までの、急激な海進に伴う環境変化が記録されていると主張した。また、これらの貝化石密集層の成因を、氷期から間氷期への移行期に特有の、急激な海水準の上昇に伴い、堆積物の供給量が減少した結果、すなわちコンデンセーション（condensation）と解釈した。一方、伊藤・大原（1990）および Ito and O'Hara（1994）は、地蔵堂層基底部の貝化石密集層（泉谷化石帯）を海進に伴うラグ堆積物（transgressive lag deposits）、すなわち海進に伴った残留堆積物と考え、Kondo（1989，1992a，b）とは全く異なる解釈を与えた。

筆者らは、これらの問題点を解決し古環境の変遷を明確にするため、地蔵堂層の模式地およびその周辺で、堆積相、貝

Fig. 1. Index map of the study area (simplified from Suzuki et al., 1995).

化石の産状、貝化石の組成の綿密な観察を行ってきた。その結果、地蔵堂層の内部に3つの堆積シーケンスが存在することが判明した。すなわち、地蔵堂層を堆積させたのは1回の単調な海進・海退ではなく、3回の明瞭な海進・海退であると考えることにより、上記の問題点はすべて氷解し整理されることとなった。ただし、本稿で明らかにした3つの堆積シーケンスと、徳橋・遠藤 (1984) が、堆積物の粒度変化に基いて指摘した3回の堆積サイクルとは、異なるものである。本稿では、このような地蔵堂層を構成する堆積サイクルの形成様式に関する新解釈について述べる。

本研究では、下総層群の層序は徳橋・遠藤 (1984) によるものを適用した。また、シーケンス層序学に関する用語の日本語訳は、酒井ほか (1995) によるものを参考にした。

謝 辞

八千代エンジニアリング株式会社の田代正之博士には、この研究を進める過程で貴重な御助言、御教示をいただいた。大阪大学大学院理学研究科 (現、京都大学大学院理学研究科) の増田富士雄教授には、原稿を読んでいただくとともに貴重な御助言、御教示をいただいた。鎮西清高教授をはじめとした、京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻地球生物圏史大講座の皆様には、貴重な御助言、御教示をいただいた。高知大学理学部地学教室の皆様には議論していただいた。この場をかりて厚く御礼申し上げるしだいである。

調 査 方 法

地蔵堂層の模式地に近い、房総半島西部で千葉県中央部に位置する千葉県木更津市泉谷 (徳橋・遠藤, 1984 の Loc. 53; Figs. 1, 2 の Loc. 1)、千葉県木更津市真里谷 (Figs. 1, 2 の Loc. 2)、千葉県君津市西谷 (伊藤・大原, 1990 の Loc. 3; Figs. 1, 2 の Loc. 3)、の3露頭 (Figs. 1, 2) を徳橋・遠藤 (1984) の J4 テフラ (=青木ほか, 1962 の白紅色火山灰層; 町田ほか, 1974, 杉原ほか, 1978 の TE-5; 三梨, 1973 の Hy-3) によって対比し (Fig. 2)、地蔵堂層の全層準を観察した。全層準にわたって、堆積相の観察、貝化石の組成と産状

Fig. 2. Columnar section of the Jizodo Formation at Izumiyatsu (Loc. 1), Mariyatsu (Loc. 2), and Nishiyatsu (Loc. 3), showing sampling points and J4 tephra.

に関する観察を行った。また、化石密集層の成因や、古環境の変遷を解釈する上で重要と判断した11の層準 (Fig. 2) で、バルクサンプリングによる二枚貝化石の種組成の定量分析を行った。

貝化石の種組成を定量的に比較するため、1層準につき約7,000 cm³の堆積物を採取し、それを流水下で2mm目のふるいで洗い、そこに残った二枚貝殻の中で殻頂部の残っている標本のみを1個体として数えた。また産出する二枚貝化石のほとんどが現生種であるため、現在の深度分布、地理的分布から堆積当時の古水温、古気候を推定した。

貝化石の生息分布はOyama (1973)、深度区分は大山 (1952b)、Oyama (1973) の N0~N4 までの区分 (Table 1) を、地理的区分は大原 (1973) の K-1, K-2, J, O-2, O-1 という区分 (Table 2) を、汎世界的な海水準変動のオーダーについては、Carter et al. (1991) によるもの (Table 3) を適用した。

堆積シーケンス

(1) 堆積シーケンスの記載と解釈

1-a) 堆積シーケンス I

記載: 徳橋・遠藤 (1984) による地蔵堂層の下部および上

Table 1. Bathymetrical ranges from Oyama (1973).

N0	intertidal zone	intertidal
N1	euneritic zone	low tidal mark ~ 20-30 m
N2	mesoneritic zone	20-30 m ~ 50-60 m
N3	subneritic zone	50-60 m ~ 100-120 m
N4	bathynneritic zone	100-120 m ~ 200-250 m

Table 2. Geographical ranges from O'Hara (1973).

K-1 species	species now living in area south of latitude 35° N
K-2 species	species now living in area south of lat. 39° N
J species	wide area ranging from south of lat. 35° N to north of lat. 39° N
O-2 species	species now living in area north of lat. 35° N
O-1 species	species now living in area north of lat. 39° N

部の下位 1/4 にほぼ相当する。下部に坂倉 (1935) による泉谷化石帯 (以下、泉谷化石層とする)、徳橋・遠藤 (1983) による泉谷泥層を含み、最上部は堆積シーケンス II によって侵食される。模式地の地蔵堂周辺での厚さは、28 m である。

坂倉 (1935) 以来、地蔵堂層に観察される化石密集層が、泉谷化石帯、地蔵堂化石帯などと呼ばれてきたが、化石帯という名前は、生層序学における化石帯の意味合いが強い。しかし、この名前が生層序学的意味として使用されている訳ではなく、むしろ、それぞれを泉谷化石層 (Fig. 3)、地蔵堂化石層 (Fig. 4) といった改めた方がよいと思われるため、本稿では、坂倉 (1935) による泉谷化石帯、地蔵堂化石帯、丹原化石帯と、青木ほか (1971) による西谷化石帯を、それぞれ泉谷化石層、地蔵堂化石層、丹原化石層、西谷化石層とし、さらに後述する堆積シーケンス II の下部を構成する化石密集層を、真里谷化石層と呼ぶこととする。

最下部は、汽水域もしくは陸水域にて形成されたと考えられる、植物根の化石を含む粘土層、シルト層が観察され、またしばしば泥炭層などが観察される。それらの非海成層は上総層群金剛地層を整合に覆う (徳橋・遠藤, 1984)。泉谷 (Loc. 1) では、泥炭層の下位に潮汐の影響を示す堆積構造がみられる (Yokokawa et al., 1995)。また、市原市奉免 (徳橋・遠藤, 1984 の Loc. 130) などでは、局部的に上記の泥質層の基底に、陸水および汽水域的環境下のチャンネル内で形成されたと考えられる粗粒堆積物が、下位の金剛地層を侵食している (徳橋・遠藤, 1984)。

最下部の淡水性泥層は、厚さ約 1 m の泥がちの海成層に覆われる。この地層は、互いに漸移する岩相、すなわち、下部の砂質泥と、泉谷化石層 (Loc. 1; Iz-1 層準) を含む泥質砂に分けることができる。下部の砂質泥には、厚い泥の壁をもつ内径 5 mm 程度の巣穴化石があり、しばしば、マガキ (*Crassostrea gigas*) やオオノガイ (*Mya arenaria*) など、潮

間帯に生息する二枚貝化石を含む。上部との漸移部付近には、ゴイサギ (*Macoma tokyoensis*) などの内湾泥底種を産する。上部の化石密集層は、生物攪拌の激しい泥質砂を基質とし、生息位置で保存されたエゾヌノメアサリ (*Callithaca adamsi*) とウチムラサキ (*Saxidomus purpuratus*) を含む。このほか、エゾイシカゲガイ (*Clinocardium californiense*) の幼貝やクロマルフミガイ (*Venericardia ferruginea*) を含む (Kondo et al., 1992)。これらの二枚貝類は、上部浅海帯から下部浅海帯の上部にかけての水深を示す。また、この化石密集層の上部は弱くセメントされていることが多い。

以上のように、この泥がちの薄い海成層は、垂直方向に岩相と化石が急変するのが特徴で、下位から上位に向かって、細粒から粗粒に、また、化石群は、潮間帯から陸棚中下部へと堆積場が深くなることを示す。また、この地層は、木更津地域から東金付近まで連続することが知られており (青木・馬場, 1973)、その直下に挟まれる火山灰層 (J1) からみて、同時に堆積したものであることも明らかにされている (徳橋・遠藤, 1984)。

この化石密集層は上方に向かって急激に化石が少なくなり、巣穴化石の分布密度も激減し、泥質分をほとんど含まない砂層となる。これより上位の、厚さ約 20 m の堆積物は、ほとんどが、平行、または低角の斜交層理を示す、よく淘汰された細粒砂からなる。低角斜交層理砂層は、均質な泥に薄く覆われることもあれば、泥を全く挟まないこともある。また、生物攪拌の著しい、やや泥質の部分もある。堆積シーケンス I は、海成層基底付近の化石密集層を除くと化石の産出は少ない。特に、よく淘汰された細粒砂層では、おそらく溶解により、貝殻はほとんど残っていない。ただし、最上部には、大型の斜交層理を示す中粒砂層があり、ここには、キュウシュウナミノコガイ (*Donax kiusiuiensis*) 等の汀線付近に生息する二枚貝や上部浅海帯に生息するの二枚貝化石が含まれ

Fig. 3. This photograph shows condensed shellbed of the depositional sequence I (Izumiyatsu shell bed). DS : depositional sequence. TST : transgressive systems tract.

Fig. 4. This photograph shows condensed shell bed of the depositional sequence III (Jizodo shell bed). DS : depositional sequence. TST : transgressive systems tract. HST : highstand systems tract. RS : ravinement surface. SB : sequence boundary.

る。模式地蔵堂の南に位置する一の沢付近（徳橋・遠藤 1984, の Loc. 47）では、大型斜交層理砂層は、平行層理を示す軽石混じりの中粒砂層に覆われる。ここには、エゾタマキガイ (*Glycymeris yessoensis*) などの寒流系の上部浅海帯に

生息する二枚貝が含まれる。真里谷 (Loc. 2) では、堆積シーケンスの最上部は、よく淘汰された細粒砂からなり、離弁のウバガイ (*Pseudocardium sachalinense*) やバカガイ (*Macra chinensis*) を含む。

解釈: 最下部の泥がちの海成層は、広い範囲にわたって同時に類似の堆積物が堆積していること、また、わずか1mという薄い地層のなかで、潮間帯から上部浅海帯の下部または下部浅海帯にまで堆積場の水深が深くなっていること、などから考えて、急激な海面上昇時の堆積物であり、地層の薄さは、その堆積速度の小ささを表していると考えられる。すなわち、泉谷化石層は、急激な海面上昇に伴うコンデンスセクションであると解釈できる。したがって、最下部の砂質泥から化石密集層およびその直上までが、海進期堆積体と考えられ、これより上位の厚い、淘汰のよい細粒砂層が高海水準期堆積体であると考えられる。これが、これまでのものと大きく異なる新解釈の要点である。以下に、このように判断した根拠について、下位より順に説明する。

まず、地蔵堂層基底付近に存在するチャンネル成堆積物は、チャンネルによる侵食は低海水準期であると考えられるが、内部を充填する堆積物は、海進に伴って形成されたものと考えられる。泥炭層のみられる泥層の下位には、潮汐の影響で形成された地層が存在するので、泥炭層の形成時期に海水準が下がったと単純には考えられず、海水準が上昇過程で一時的に停滞したため海水が遮断され後背湿地のような環境が存在し、そこに泥炭層が形成されたものと思われる。よって地蔵堂層基底から泉谷化石層の最上部までを海進期堆積体 (transgressive systems tract: TST) と認定した。

伊藤・大原 (1990) や Ito and O'Hara (1994) は、泥炭層の上面をラビーンメント面 (ravinement surface) とし、泉谷化石層をラビーンメント面上に発達した shell lag もしくは condensed transgressive lag deposit と解釈している。しかし、泥炭層の直上は細粒の泥質堆積物でもあり、アナジャコのもので推定される巣穴が掘られているだけで、堆積シーケンス II, III の基底部に観察されるような、明瞭な侵食面は認められない。このことから判断して、この海進は遮蔽された環境で起こったものであり、外浜侵食は起こっていないと考えられる。また、エゾヌノメアサリとウチムラサキの多くの個体が生息姿勢のまま保存されていて、原地性の産状を示すことから、この化石密集層の形成とラビーンメント面の形成とは無関係であると判断できる。

堆積シーケンスの形成と化石層の形成との関係を議論した Kidwell (1991) や近藤・鎌滝 (1996) に基づいて考えると、泉谷化石層は、オンラップに伴う化石密集層とバックラップに伴う化石密集層が複合したオンラップ-バックラップの複合化石密集層に近いと考えられ、遮蔽された環境から海進が開始されたために、オンラップに伴う化石密集層を伴わないものとなったと解釈される。また、泉谷化石層の最上部からよく淘汰された細粒砂への移り変わりは明瞭で (徳橋・遠藤, 1984), これがダウンラップ面 (downlap surface) であると推定できる。

また、化石層の形成環境や化石群の組成に基づく水深の推定についても、解釈をかえる必要がある。従来、泉谷化石層は寒流系の貝化石を多く産出するため、海面上昇の途上の海進初期に形成されたと考えられていた (Kondo, 1989)。しかし、以下のように、泉谷化石層そのものが、最大水深を示す

地層であり、コンデンスセクションであると考えた方がよいという証拠が多い。また、これまで、泉谷化石層は、上部浅海帯相当の水深と考えられてきたが、最近明らかになってきた東北地方の太平洋岸における貝類の深度分布資料 (土田・黒住, 1995) によれば、エゾイシカゲガイは水深 40-50 m から 120 m までの下部浅海帯から陸棚上の漸深海帯上部に分布することや、エゾヌノメアサリが下部浅海帯まで生息することなどが判明し、泉谷化石層の水深は下部浅海帯に達していると考えられる。また、泉谷化石層上部の地層は、弱くセメントされており、地蔵堂化石層やその他上位の堆積シーケンスに観察される、明らかな最大海汜濫面の岩相と共通の特徴を示す。

高海水準期堆積体のなかでは、化石の産出がまれであり、水深や海中気候の変化を詳しく読みとることは難しい。泉谷 (Loc. 1) では、堆積シーケンス I の最大海汜濫面より上部の地層中では、貝化石は溶解しているため観察できないが、青木ほか (1962) は、小櫃川右岸の当日西方 (青木ほか, 1962 の Loc. 63) でバカガイやウバガイなどの上部浅海帯に生息する貝化石の産出が報告されている。さらに青木・馬場 (1973) によると、養老川西岸の市原市ではバカガイやウソシジミ (*Felaniella usta*) などの上部浅海帯に生息する二枚貝が産出している。また真里谷 (Loc. 2) では、堆積シーケンス I の最上位層準 (Mr-1 層準) で、ストーム堆積物と推定されるよく淘汰された細粒砂に、ウバガイ、ウソシジミ、ビノスガイ (*Mercenaria stimpsoni*) など、寒流系上部浅海帯の二枚貝化石や、潮間帯に生息するキュウシュウナミノコガイを産出する。これらと、上部により粗粒の堆積物があることからみて、上方に向かって浅海化している可能性が高い。

1-b) 堆積シーケンス II

記載: 地蔵堂層中位層準の層厚約 2 m の小規模な堆積シーケンスで、泉谷など他の地域では確認されず、地蔵堂層が最も厚く堆積した地域 (本稿 Loc. 2 周辺) にだけ、侵食を免れて残ったものと考えられる (Fig. 1)。また上部は堆積シーケンス III によって侵食される。この堆積シーケンスの基底部から、弱くセメントされた泥質砂までに観察される化石密集層を、真里谷化石層 (新称) と呼ぶ。

真里谷 (Loc. 2) で観察される 2 枚の侵食面のうち、下部の侵食面の直上であり、小礫を含む粗粒砂の Mr-2 層準では、磨滅したエゾタマキガイが多く産出するほか、キュウシュウナミノコガイなども産出した。これらの層準は徳橋・近藤 (1989) のサブユニット b に相当する。Mr-2 層準直上で、淘汰の悪い粗粒砂層である Mr-3 層準では、エゾタマキガイの産出が減少し、ヒョクガイ (*Cryptopecten vesiculosus*) やピロードタマキガイ (*Glycymeris pilsbryi*) などの下部浅海帯に生息する二枚貝化石が多く産出する。下部の侵食面から約 1 m 上位である Mr-4 層準の堆積物の特徴は、弱くセメントされ、生物攪拌が激しく、淘汰の悪い泥質砂で、産出する二枚貝化石群の組成はベニグリ (*Glycymeris rotunda*) の割合が高い。さらに他の層準と比較して腕足類、単体サンゴの化石が多く観察される。しかし、他の層準と比較して二枚貝化石の産出個体数は少ない。これらの層準は、徳橋・近藤

(1989) のサブユニット c' に相当する。上部の侵食面の直下である Mr-5 層準では、淘汰の良い細粒砂中に、潮間帯に生息するバカガイ、ウバガイなど上部浅海帯の貝化石が産出する。この層準は徳橋・近藤 (1989) のサブユニット d に相当し、堆積シーケンス I 最上部の Mr-1 層準と堆積物の特徴、二枚貝化石の組成がともに類似している。

解釈：基底部である侵食面直上の地層は、二枚貝化石の組成から海進初期に形成された地層であると考えられ、また外浜侵食により洗い出されたと思われる磨滅・破片化した貝化石が他層準と比較して多い割合で産出するため、海進に伴ったラグ堆積物 (transgressive lag) と考えられる。よって、基底部にみられるシーケンス境界 (sequence boundary) となっている侵食面は、ラビーンメント面と考えられる。また、この化石密集層はオンラップに伴う化石密集層に相当する。さらに上位層準では、ビロードタマキガイやヒョクガイを多く含む泥質粗粒砂の層準を経て、弱くセメントされた淘汰不良の泥質の細粒砂 (Mr-4 層準) で、下部浅海帯に生息するベニグリアやシマキンギョ (*Keenaea samarangae*) が自生もしくは同相的な産状で観察されることから最大水深を示すと考えられ、バックラップに伴う化石密集層に相当する地層を形成している。またこれらの層準では腕足類、単体サンゴといった表在生ベントスの産出が多くなる。このことから Mr-4 層準を最大海氾濫面の形成に伴うコンデンスセクションと考え、シーケンス境界から Mr-4 層準までを海進期堆積体に認定した。また、本堆積シーケンスの海進期堆積体を形成している堆積物は、オンラップ・バックラップの複合化石密集層に近いと考えられる。最大海氾濫面から上部は、堆積シーケンス I の上部と同様に、よく淘汰された細粒砂で構成されるストーム成堆積物と考えられ、バカガイやウバガイなどの上部浅海帯かつ一部寒流系の貝類化石を含み、トップラップに伴う化石密集層 (Kidwell, 1991) を形成している。このことから、これらの地層は、高海水準期堆積体であると解釈した。

このような寒流系上部浅海帯の貝類化石の産出は、最大海氾濫面より上部の地層が、高海水準期におけるプログラデーションのみでなく、気候の寒冷化による海面低下がすでに始まっていた時期に形成されたものと考えられる。さらに、地蔵堂層より上位累層の清川層でも、最大海氾濫面より上位の高海水準期堆積体の内部は、海水準下降期の堆積物により構成されていることが、鎌滝・近藤 (1995) によって明らかにされている。このような海水準下降期の堆積体は、エクソモデルの高海水準期堆積体 (highstand systems tract: HST) と区別され、forced regressive systems tract (FRST: 海水準下降期堆積体) が Hunt and Tucker (1992, 1995) によって提唱されている。しかし、露頭上では地層 (堆積体) の累重関係 (ターミネーション) が観察しづらく、高海水準期堆積体と FRST との境界を明確に設定することが難しいため、また、シーケンス層序学では、高海水準期には海水準下降初期も含める場合が多いと解釈されるため、ここでは最大海氾濫面より上位の地層は、広い意味で高海水準期堆積体としておく。

1-c) 堆積シーケンス III

記載：地蔵堂層の上半部にほぼ相当する。地蔵堂化石層は、この堆積シーケンスの基底部直上 (Mr-7, 8 層準) に位置する。

真里谷 (Loc. 2) の露頭で観察される上部の侵食面の直上であり小礫を含む粗粒砂の Mr-6 層準では、エゾタマキガイ、ビノスガイ、キュウシュウナミノコガイなどの上部浅海帯に生息する二枚貝化石が産出する。この地層は、徳橋・近藤 (1989) のサブユニット b に相当する。その上位で、徳橋・近藤 (1989) のサブユニット c' に相当する泥質粗粒砂中の Mr-7 層準では、キュウシュウナミノコガイも産出するが、ビロードタマキガイや、ヒョクガイなど下部浅海帯に生息する二枚貝化石の産出が多くなる。これら 2 つの層準は、堆積物の特徴、貝化石の産状、種組成がともにそれぞれ、Mr-2 層準、Mr-3 層準と酷似する。さらに上位では、堆積物の特徴が、弱くセメントされ、生物攪拌が激しい、淘汰の悪い泥質砂という堆積シーケンス II の Mr-4 層準と酷似した岩相を呈した地層が観察される。その地層の上部に徳橋・遠藤 (1984) の J4 テフラが挟まれる。J4 テフラの直上である Mr-8 層準では二枚貝化石の産出頻度も低く、Mr-4 層準と良く似た岩相を呈するがベニグリアは産出せず、エゾタマキガイが産出する。またその上位の地層は、エゾヒバリガイ (*Modiolus kurilensis*) が多くなる。

西谷 (Loc. 3) では、地蔵堂層上部の丹原化石層 (坂倉, 1935 の丹原化石帯) とほぼ同層準もしくはやや上位層準と考えられている西谷化石層 (青木ほか, 1971 の西谷化石帯) の中部に相当し、トラフ型の斜交層理が発達した粗粒な堆積物の Ns-1 層準とその上位の Ns-2 層準で、ウバガイ、エゾタマキガイ、ビノスガイなどの寒流系上部浅海帯を示す二枚貝化石が産出する。また地蔵堂層で貝化石を含む最上部である Ns-2 層準では、アサリ (*Tapes japonicus*) が産出するようになる。一方、これらの層準からはビロードタマキガイなど下部浅海帯に生息する種が産出するが、表面装飾が著しく磨滅している。これらの地層は、徳橋・近藤 (1989) のサブユニット d に相当する。

解釈：シーケンス境界 (=ラビーンメント面) から最大海氾濫面と思われる地蔵堂化石層上部の層準までは、堆積シーケンス II と堆積物と二枚貝化石群の変化が共にきわめてよく似ている。よってシーケンス境界から最大海氾濫面までの推定される環境変化は、堆積シーケンス II とほぼ同等である。Mr-7 層準で、潮間帯を示すキュウシュウナミノコガイが産出しているが、これは殻が小さく運搬されやすいため、ビロードタマキガイやヒョクガイが生息していた環境に流れ込んだ物であり、この層準の堆積環境を反映しているものではないと解釈した。コンデンスセクションと解釈される地層の上位の地層は、エゾヒバリガイが多くなり、さらに地蔵堂層上部の西谷化石層の中部に相当する Ns-1 層準 (Loc. 3) では、ウバガイ、エゾタマキガイ、ビノスガイといった寒流系の上部浅海帯の貝類化石などを多く産出する。また、さらに上部の Ns-2 層準からはアサリが産出し、さらに浅海化していると考えられる。それらはトップラップに伴う化石密集層

Fig. 5. Stratigraphic distribution and relative frequency of selected bivalve fossils in the Jizodo Formation.

Fig. 6. Bathymetrical and geographical distribution of bivalve fossils in the Jizodo Formation. UK : unknown.

を形成している。一方、これらの層準からはピロードタマキガイなど、下部浅海帯に生息する種が産出するが (Fig. 3), どれも表面装飾の磨滅など、上部浅海帯の二枚貝化石と比較して保存状態が悪い。よって、明らかに再堆積したものと考えられ、他の上部浅海帯の二枚貝化石とは同時期に生息していたものではないと思われる。このことから、最大海汜濫面より上位の地層はゆるやかに浅海化していく高海水準期堆積

体と解釈できる。

以上のように、二枚貝化石群の変化により、地蔵堂層には3回の海進・海退が記録されていることが明らかになった (Figs. 5, 6)。これらの堆積シーケンスは、二枚貝化石から求められる水深幅がほぼ同等であり (Figs. 5, 6, 7), 産出する化石群の種組成には違いがあるもののその内部構造は酷似している (Fig. 7) ことから、それぞれが海進・海退という環境

Fig. 7. Stratigraphic distribution of selected trace and bivalve fossils in condensed shellbed of three depositional sequences, I (Izumiyatsu shell bed), II (Mariyatsu shell bed), and III (Jizodo shell bed), in the Jizodo Formation. See legend in Fig. 1.

変化の繰り返しにより形成されたとみてよい。また、これらの変化は、上部浅海帯の寒冷種を主体とする化石群と下部浅海帯の温暖種中心の化石群が交互に出現することからみて、氷河性海水準変動がもたらしたものと解釈できる。

(2) 最大海氾濫面の認定

堆積シーケンスの形成が氷河性海水準変動によるものであれば、海水準最高位期は間氷期にあるので（北村，1994），暖流系種の貝化石の産出割合が最も高くなるとともに，最大水深を示す層準を最大海汜氾面と認定した。ただし堆積シーケ

ンスⅠでは、明らかな暖流系種の産出層準ではないが、最大水深を示すとともに堆積シーケンスⅡ、Ⅲの最大海氾濫面の層準と岩相の酷似する層準を最大海氾濫面と考えた。

最大海氾濫面は一般的に、堆積速度が遅くなったために形成され、浮遊生もしくは底生の微化石動物群の量や多様性の増加、堆積物の著しい生物攪拌、海緑石など自生鉱物の形成、などで特徴づけられるコンデンスセクションの上面か下面、もしくは内部に設定される (Loutit et al., 1988; Abbott and Carter, 1994 など)。しかし、上述の堆積シーケンスの内

部で薄片を作成し鏡下観察した結果、海緑石と思われる鉱物の量比に目立った変化は認められない。また、北村（1995）は第5、第6オーダーの堆積シーケンスでは、その形成期間が短いためにコンデンスセクションの発達が不十分である、としている。地蔵堂層を構成する堆積シーケンス中に、海緑石の量比が増加するなどのコンデンスセクションの特徴がみいだされない理由も同様であろう。しかし地蔵堂層の最大海氾濫面周辺の地層は、その上下の層準と比較して著しい生物攪拌がみられること、表在生ベントスの種類、量がともに増加することなどから堆積速度が低下していると考えられる。よってこの層準を、下総層群など陸域に近い浅海で形成された地層におけるコンデンスセクションと解釈することができよう。

(3) 地蔵堂層を構成する堆積シーケンスの特徴

それぞれの堆積シーケンスは、海面上昇開始時の堆積環境の違いにより化石群や堆積相に違いはあるものの、基本的な環境変化の様式が海進と海退である点で同等である。しかし、それぞれの堆積シーケンスを形成した氷河性海水準変動の規模を比較すると、水深変化の振幅はほぼ同等と考えられるが、シーケンス境界が形成された環境は、それぞれの堆積シーケンスで異なる。例えば堆積シーケンスⅠの基底部に観察されるシーケンス境界は、一度陸化して形成されたと考えられるが、堆積シーケンスⅡ、Ⅲの基底部に観察されるシーケンス境界では、陸化した証拠は観察されない。

これらの堆積シーケンスの特徴は、基底部のシーケンス境界から最大海氾濫面までの海進期堆積体と考えられる地層が非常に薄く、また最大海氾濫面より上部の高海水準期堆積体は、海進期堆積体と比較して厚くなっていることが挙げられる。これは堆積盆の中心付近で堆積したため、海進期に陸源碎屑物の供給量が少なく、海進期堆積体が薄くなっているものと考えられる。また高海水準期から海水準下降期には、陸源碎屑物の供給量が大きかったために、相対的に高海水準期堆積体の厚さが大きくなっているであろう。

このように海進期堆積体が非常に薄く、それと比較して最大海氾濫面以降の地層が厚いという例は、ニュージーランドのワンガヌイベースンに観察される約4万年サイクルの気候変動によって形成された地層にも知られている（Carter et al., 1991; Abbott and Carter, 1994）。

考 察

(1) 酸素同位体比曲線との対比

第四紀の気候変動・海水準変動といった環境変動は、深海底から得られたコア中の有孔虫殻に含まれる酸素同位体比の研究から明らかにされていて（Williams et al., 1988 など）、下総層群の形成年代を含む約0.6 Ma以降の気候変動・海水準変動は、一般的に10万年周期が卓越するとされる（Williams et al., 1988 など）。

地蔵堂層の形成年代とされる約0.4 Ma前後に相当する酸素同位体層序によるステージ11の酸素同位体比曲線を見ると、本稿で貝化石により求められた古水深の変化曲線と、V 28-239（Shackleton and Opdyke, 1976）、DSDP site 502

（Prel, 1982）の酸素同位体比曲線が類似した特徴を示す（Fig. 8）。よって、それぞれの堆積シーケンスは、酸素同位体層序のステージ11の中の3つの山に対応して形成されたものと考えることが可能である。

一方、Williams et al. (1988) によると酸素同位体層序のステージ12と11、11と10の境界年代はそれぞれ、0.430 Ma、0.386 Maとされている。したがって単純に計算すると、ステージ11の期間は0.044 m.y.ということになる。よってそれぞれの堆積シーケンスの形成期間は約1.5万年となるが、そのような周期の気候変動サイクルはミランコビッチサイクルでは示されていない。しかし、地蔵堂層にみられる3つの堆積シーケンスが、氷河性海水準変動に関係して形成されたことは確実である。よって形成期間から考えて、地蔵堂層を構成する3つの堆積シーケンスは、それぞれミランコビッチサイクルの約2万年周期（歳差の周期）もしくは約4万年周期（地軸の傾きの変化周期）のユースタシーの影響を最も強く受けて形成されたと考えることが、現時点では最も合理的である。また、それらが複合して約10万年周期（地球軌道の離心率の変化周期）のユースタシーを形成していると考えることができる。

(2) 下総層群全体の堆積サイクルの周期

このように地蔵堂層に3つの堆積シーケンスが認められたことは、従来第5オーダー（Table 3）の堆積シーケンスとされてきた地層の中にも、より短周期のユースタシーを形成要因としている堆積シーケンスが存在することを強く示唆するものである。

前項で述べたように、地蔵堂層を構成する3つの堆積シーケンスが、ミランコビッチサイクルに起因する氷河性海水準変動によって形成されたとするならば、歳差運動の周期である約2万年周期のユースタシー（第7オーダー：Table 3）、もしくは地軸の傾きの変化の周期である約4万年周期のユースタシー（第6オーダー：Table 3）によって形成された地層であると考えることができる。

一方、地蔵堂層の上位の累層であり、10万年周期（ステージ10～8）のユースタシーにより形成されたと考えられていた藪層でも、鈴木・青木（1962）が、浮遊性有孔虫の組成変化から3回の気候変動のサイクルが存在することを述べている。さらにその上位に重なる、上泉層、清川層、横田層の3累層も、ステージ8～6に対比される10万年周期のユースタシー中の細かい変動（フラクチュエーション）に対比されている（増田, 1985・中里, 1993 など）。よって、下総層群の藪層から横田層にみられる堆積シーケンスも、地蔵堂層のものと同様に、10万年周期よりも高次のオーダーである、約2万年もしくは約4万年周期のユースタシーにより形成された地層であると考えられる。

以上のことから、下総層群下・中部を構成する地蔵堂層から横田層に観察される堆積シーケンスは、すべて基本的にはミランコビッチサイクルの約2万年もしくは約4万年サイクルのユースタシーによって形成されたものである、と考えることが可能である。

ミランコビッチサイクルによる気候変動・海水準変動は、

Fig. 8. Summary of the water depth change during the deposition of the Jizodo Formation. Oxygen isotope record of V28-239 and DSDP Site 502B with numbered isotope stages are from Williams et al. (1988). See legend in Fig. 1. SB: sequence boundary. TST: transgressive systems tract. HST: highstand systems tract. MFS: maximum flooding surface.

Table 3. The fundamental orders of cycles of sea-level fluctuation from Carter et al. (1991).

Order	Time span	Dominant cause
1st	100 Ma	Ocean-basin volume changes
2nd	5 - 100 Ma	Thermo - tectonic subsidence
3rd	1 - 5 Ma	Eustasy of unknown type
4th	0.3 - 0.6 Ma	Eustasy of unknown type
5th	c. 100 ka	Glacio - eustasy (eccentricity)
6th	c. 40 ka	Glacio - eustasy (tilt)
7th	c. 20 ka	Glacio - eustasy (precession)
Infra-7th	< 20 ka	Eustasy - sediment supply

地球軌道の離心率の変化 (約 10 万年), 地球自転軸の傾きの変化 (約 4 万年), 歳差運動の周期 (約 2 万年) が複合して表れるものであるが, 下総層群の形成年代を含む, 約 0.6 Ma 以降の気候変動・海水準変動は, 一般的に 10 万年周期が卓越する (Williams et al., 1988; Ruddiman et al., 1989 など) とされる。関東地方に分布するこの時期の浅海堆積物には,

10 万年程度で形成された堆積シーケンスが認められるとされる (Ito, 1992; Murakoshi and Masuda, 1992; Okazaki, 1992)。また, 大阪湾底の例でも, やはり 10 万年程度で形成された堆積シーケンスが認められていて, これより短い周期の海水準変動は堆積シーケンスの形成に影響を与えていないとされる (増田・徳橋, 1994)。しかし, 下総層群の地蔵堂層

Table 4. Site locations and source of isotope data used in this study.

Site	Latitude	Longitude	Source
V28-239	3°15'N	157°11'N	Shackleton and Opdyke (1976)
DSDP 502B	11°30'N	79°23'N	Prell (1982)

から横田層までにみられる堆積シーケンスは、前述のように約2万年もしくは4万年程度で形成されたと考えられる。一方、下総層群の下部累層の場合では、地蔵堂層・藪層などに累層単位での海進・海退の記録と考えられる堆積サイクルが観察され、約10万年周期の気候変動により形成された (Ito and O'Hara, 1994 など) とされる。これは、二枚貝化石を指標として明らかになった海中の気候変動と連動した、約2万年、4万年という短周期のユースタシーに起因する海進・海退が複合し、約10万年という周期を形成していることを示している。一方、下総層群の中部累層に位置する、上泉層、清川層、横田層の3累層では、それぞれの堆積シーケンスで、淡水成泥層などの陸化した証拠が認められる。これは、堆積盆の埋め立ての進行や、基盤の隆起などにより、堆積盆の規模が小さくなったため、より小さな海水準の変動で、陸化するようになったと推定できる。この証拠として、上泉層より上位の累層では、貝化石の変化により最大海進時でも、地蔵堂層や藪層ほどは水深が深くなっていない (O'Hara and Nemoto, 1978; Kondo, 1989 など) ことが挙げられる。実際には上泉層・清川層、横田層の3累層も地蔵堂層、藪層と同様に、3つの堆積シーケンスが複合して10万年周期の堆積サイクルを形成している、と考えることも可能である。よって、下総層群に観察される堆積シーケンスの基本単位は、第5オーダーのユースタシーのなかにみられる第6オーダー、第7オーダーのユースタシーによるものであると考えられる。

(3) 地蔵堂層の堆積シーケンスと層序区分について

この研究によって地蔵堂層に3つの堆積シーケンスが存在することが明らかになり、藪層にも複数の堆積シーケンスが存在することが鈴木・青木 (1962) の見解により示唆される。よって、下総層群の地蔵堂層と藪層では、1つの累層中に複数の堆積シーケンスが存在していることになる。一方、上位の上泉層、清川層、横田層の3累層は、いずれもいままでの研究の通り1累層=1堆積サイクルが、さらにイコール1堆積シーケンスとなっている。したがって、従来からの岩相層序区分では、下総層群全体が成因的に同等の海進・海退の繰り返しであることを表現できなくなった。従来の1堆積サイクル=1累層の原則に従い、さらに成因的に同等とするならば、1堆積シーケンス=1累層とし、地蔵堂層と藪層をさらに細分しなくてはならない。

しかし、岩相層序区分は野外で容易に認識できる岩相区分を基本とすべきである。例えば Walker (1990) は、North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) によって正式に認められた層序区分であり、地層中の

不連続面で境された地質図に表現できるオーダーの層状の碎屑岩体をその基本とした層序区分をすべきである、と主張している。今回発見された、地蔵堂層中のシーケンス境界は、必ずしも認定が容易でない場合もあると思われるし、堆積シーケンスIIのように地質図上に分布を示すことができるほどの厚さをもたないものもある (Fig. 9)。したがって、今回発見された堆積シーケンスに基づいて、1堆積シーケンス=1累層の原則を提唱し、地蔵堂層を3つの累層に区分することは必ずしも妥当ではなく、むしろ混乱をまねくと考えた。下総層群の堆積サイクルを、海成砂層と淡水成・汽水成泥層の互層とするこれまでの認識は、下部に泥層を含まない堆積シーケンスの発見を妨げてきた要因の一つであるが、それぞれのサイクルの岩相上の特徴を規定するものとしては依然として有効である。当面、堆積の周期性を論ずる場合には、地蔵堂下部シーケンス、中部シーケンス、などと呼ぶことにしてはどうか。今後の研究の進展により、下総層群全体にわたって、個々の堆積シーケンスと酸素同位体層序との対比が明らかになった時点で、それぞれの堆積シーケンスに番号を振るなどして命名すればよいだろう。

(4) 堆積シーケンスIIをめぐる問題点

堆積シーケンスIIは、他の堆積シーケンスと比較して薄く、また分布地域も模式地周辺のみである (Figs. 1, 2, 8, 9)。堆積シーケンスIとIIIの海進期堆積体と高海水準期堆積体を比較すると、高海水準期堆積体の砂層が厚い。一方、堆積シーケンスIIでは海進期堆積体と高海水準期堆積体の厚さがほぼ等しい。また、海進期堆積体のみを比較すると、それぞれの堆積シーケンスではほぼ等しくなっている (Fig. 8)。よって、堆積シーケンスIIの層厚が他の堆積シーケンスに比べて薄くなっている理由として、堆積シーケンスIIとIIIの間の海退が不完全であったため高海水準期堆積体が薄くなっている、と考えることもできる。このように解釈すると、局所的にしか分布しないことに対する理由としては、この地域でもっとも地蔵堂層が厚く堆積した真里谷周辺でのみ、堆積シーケンスIIとIIIの間の海退期もしくは堆積シーケンスIIIの海進による侵食を免れ、残っていると考えることができる。さらに異なる解釈として、堆積シーケンスIIを堆積した海進の持続期間が他の堆積シーケンスと比較して短かったと考えることもできる。しかし、ここまで述べてきたことに対する根拠となる証拠が不足するため、それ以上の議論は展開しないこととし、ここでは問題点として提起しておくにとどめることにする。

結 論

本研究において以下のことが明らかになった。

Fig. 9. Stratigraphic distribution of three depositional sequences, I, II, and III, in the Jizodo Formation. Geologic map and columnar sections of the Jizodo Formation are modified from Tokuhashi & Endo, 1984. LEGEND: (1). Mud, (2)a. Bedded mud, (2)b. Slumped mud, (3). Muddy sand, (4)a. Bedded muddy sand, (4)b. Slumped muddy sand, (5). Sand, (6). Gravelly sand, (7). Hard-rock gravels, (8). Semi-consolidated mudstone clasts, (9). Pumice grains, (10). Molluscan fossils, (11). Burrows, (12). Bioturbation, (13). Fossil of plant roots, (14). Cross lamination, (15). Peat, (16). Parallel lamination, (17). Convolute lamination, (18). Burrow (*Macaronichnus segregatis*), (19). Volcanic ash layers (key-marker beds).

(1) 貝化石群の組成変化と堆積相の累重関係の周期的な変化により、地蔵堂層に3つの堆積シーケンスの存在が明らかになった。それぞれの堆積シーケンスにおいて、相対的海水準変動に伴う最大水深は、二枚貝化石群からみて下部浅海帯に達している。また、それぞれの堆積シーケンスの水深の変化量は、ほぼ同等であったと推定される。

(2) それぞれの堆積シーケンスは、ミランコビッチサイクルの約2万年周期(歳差運動の周期)もしくは約4万年周期(地軸の傾きの変化の周期)の気候変動によって形成されたものと考えられる。さらにこの3回の氷河性海水準変動(3つの堆積シーケンス)が複合して10万年周期の気候変動が存在すると解釈できる。またそれは、下総層群の地蔵堂層から横田層にみられる堆積シーケンスすべてに当てはまるものである。

(3) それぞれの堆積シーケンスで、最大海氾濫面の上位にみられる高海水準期堆積体の内部には、気候の寒冷化による海水準低下が記録されている。このことも下総層群の地蔵堂層から横田層にみられる堆積シーケンスすべてに当てはまるものである。

(4) 泉谷化石層は従来考えられていたように、外浜侵食に伴った海進ラグ堆積物ではなく、最大海氾濫面の形成に伴うコンデンスセクションである。また、地蔵堂層に3回の海進・海退サイクルが発見されたことにより、泉谷化石層が海進初期のもの、地蔵堂化石層が最大海進期のもではなく、それぞれが海進初期から最大海進期までに形成されたものである。よって、地蔵堂層基底から泉谷化石層最上部が海進期堆積体となる。

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.
- 青木直昭・馬場勝良, 1973, 関東平野東部, 下総層群の層序と貝化石群のまとめ. 地質雑, **79**, 453–464.
- 青木直昭・馬場勝良, 1978, 成田層の古地理. 筑波の環境研究, **3**, 187–197.
- Aoki, N. and Baba, K., 1980, Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Tsukuba Univ.*, (Sec. B), **1**, 107–148.
- 青木直昭・馬場勝良・堀口 興, 1971, 房総, 木更津-大谷地域の更新統. 地質雑, **77**, 741–748.
- 青木直昭・池田宣弘・杉山悠紀子・栗野俊昭・堀口 興・小池桂子・吉村 文・川瀬嶺子・西川正子, 1962, 地蔵堂層および藪層の模式層序と貝化石群の再記載. 地質雑, **68**, 507–517.
- Carter, R. M., Abbott, S. T., Fulthorpe, C. S., Haywick, D. W. and Henderson, R. A., 1991, Application of global sea-level and sequence-stratigraphic models in Southern Hemisphere Neogene strata from New Zealand. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **12**, 41–65.
- Hatai, K. and Hayasaka, S., 1955, Significance of the Pleistocene marine fauna from the Jizodo Formation, Chiba Prefecture. *Tokyo Kyoiku Daigaku, Sci. Rep.*, Sec. C, **4**, 1–6.
- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sediment. Geol.*, **81**, 1–9.
- Hunt, D. and Tucker, M. E., 1995, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply. *Sediment. Geol.*, **95**, 147–160.
- Ito, M., 1992, High-frequency depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a middle Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.*, **76**, 155–175.
- Ito, M., 1993, Stratigraphic records of glacio-eustasy in the Shimosa Group, a middle to late Pleistocene sedimentary fill in Paleo-Tokyo Bay, Japan. *J. Coll. Arts and Sci. Chiba Univ.*, B-26, 31–40.
- 伊藤 慎・大原 隆, 1990, 君津市・富津市周辺の下総層群下部の堆積シーケンス. 千葉大環境科学研報, **16**, 1–8.
- 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.
- 鎌滝孝信・近藤康生, 1995, 氷河性海水準変動によって形成された堆積サイクルの内部構造と古環境の変遷: 下総層群清川層を例として. 日本地質学会第102年学術大会演旨, 108.
- Kidwell, S. M., 1991, Condensed deposits in siliciclastic sequences: Expected and observed features. In Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds., *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, 955 p., Berlin, 682–695.
- 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆, 1988, 上総・下総両層群の層序に関する2・3の問題. 地質学論集, no. 30, 51–65.
- 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. 地質雑, **100**, 463–476.
- 北村晃寿, 1995, 第5オーダーの堆積シーケンスの最大海成氾濫面. 日本地質学会第102年学術大会演旨, 183.
- 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*. TERRAPUB, Tokyo, 197–212.
- Kondo, Y., 1992 a, Taphonomy of bivalves: analyses of the mode of occurrence in some shallow marine deposits in the Pleistocene of Japan. *29th IGC Abstracts Vol. 2 of 3*, 355.
- Kondo, Y., 1992 b, Characteristic mode of shell bed formation and taphonomic processes in glacial-interglacial sedimentary cycle: an example from the Pleistocene sequence in Chiba, Japan. *29th IGC Abstracts Vol. 2 of 3*, 355.
- 近藤康生, 1996, ニュージーランドの第四紀堆積サイクルに記録された古環境変動と底生動物群集の変遷: 特にコンデンスセクションの群集に注目して. 地学雑, **105**, 506–511.
- 近藤康生・鎌滝孝信, 1996, 鮮新-更新世の氷河性海水準変動によって形成された堆積サイクルにおける化石密集層の形成様式. 日本地質学会第103年学術大会演旨, 182.
- Kondo, Y., Matsui, S. and Chinzei, K., 1992, Taphonomy and paleoecology of the Pleistocene molluscs in the Boso Peninsula. In Kato, H. and Noro, H., eds., *Island Arcs: Cenozoic stratigraphy and tectonics of Japan. Guide Book of 29th IGC Field Trip B22*, 99–108.
- 小竹信宏・奈良正和, 1995, 沖縄県与那国島の八重山層群, 久部良岳層のシーケンス層序. 地質学論集, no. 45, 208–222.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Condensed section: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S. et al., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*, SEPM Spec. Pub., **42**, 183–213.
- 増田富士雄, 1985, 古東京湾における堆積体発達様式. 昭和59年度科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書.
- 増田富士雄・徳橋秀一, 1994, Sequence stratigraphy: 地層学にもたらした影響と今後への展望. 石油技誌, **59**, 4–17.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980, 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年-テフラによる一つの試み-. 第四紀研究, **19**, 233–261.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 1974, 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑, **83**, 22–58.
- 三土知芳, 1933, 両総地方に於ける鮮新, 更新両統の境界に就いて.

- 地質雑, 40, 400-401.
- 三梨 昂, 1973, 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, 27, 48-65.
- Murakoshi, N. and Masuda, F., 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.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, North American stratigraphic code. *A. A. P. G. Bull.*, 67, 841-875.
- 中川久夫, 1960, 地蔵堂層および藪層. 地質雑, 66, 305-310.
- 中里裕臣, 1993, 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係. 千葉中央自然誌研報, 2, 115-124.
- 中里裕臣, 下川浩一, 今井 登, 1990, 中・上部更新統, 上総・下総層群産貝化石のESR年代測定. 月刊地球, 12, 37-42.
- 生越 忠, 1959, 千葉県君津郡富来田町当日の地蔵堂砂層から産する軟体動物化石の混合の型について. 地質雑, 65, 31-45.
- Ogose, S., 1961a, Molluscan Fossils from the Zizodo Sand and Yabu Sand and Gravel, Tiba Prefecture, South Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 67, 105-127.
- Ogose, S., 1961b, Additional Considerations on the Molluscan Fossils from the Zizodo Sand and Yabu Sand and Gravel, Tiba Prefecture, South Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 67, 171-183.
- 大原 隆, 1973, 東谷層の貝化石. 千葉大教養研報, B-6, 67-87.
- O'Hara, S. and Nemoto, N., 1978, Molluscan fossils from the Kami-izumi formation. *J. Coll. Arts & Sci., Chiba Univ.* B-11, 59-89.
- Okazaki, H., 1992, Sequence stratigraphy of the Shimosa Group. In Makino, Y., Masuda, F. et al., eds., *A Plio-Pleistocene fore-arc basin-fill in the Boso Peninsula, central Japan. Guide Book of 29th IGC Field Trip A10*, 52-60.
- 大山 桂, 1952a, 千葉県当日の化石群集の混合の型について. 資源研報, 28, 35-41.
- 大山 桂, 1952b, 海産貝類の垂直分布について. 貝類学誌, 17, 27-35.
- Oyama, K., 1973, Revision of Matajiro Yokoyama's Type Mollusca from the Tertiary and Quaternary of the Kanto Area. *Palaeont. Soc. Japan. Spec. Pap.*, 17, 148 p.
- Prell, W. L., 1982, Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. In Prell, W. L., Gardner, J. V. et al., eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 68. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 455-464.
- 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.
- 酒井哲弥・斉藤文紀・増田富士雄, 1995, シーケンス層序学入門. 地質学論集, no. 45, 1-14.
- 坂倉勝彦, 1935, 小櫃川流域の層序(その2). 地質雑, 42, 753-784.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D., 1976, Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28-239: Late Pliocene to Latest Pleistocene. In Cline, R. M. and Hays, J. D., eds., *Investigations of Late Quaternary Paleoclimatology and Paleoclimatology. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 145, 449-464.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋, 1978, 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質雑, 84, 583-600.
- 鈴木正男・杉原重夫, 1983, フィッショントラック年代からみた上総層群の鮮新/更新世境界. 第四紀学会講演要旨集, 13, 69-70.
- 鈴木達彦・青木直昭, 1962, 茂原市北西の地蔵堂層および藪層の層序と有孔虫化石について. 地質雑, 68, 497-506.
- 鈴木樹元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸ほか, 1995, 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質(第2版)説明書. 特殊地質図(20), 地質調査所, 109 p.
- 徳橋秀一・遠藤秀典, 1983, 千葉県「姉崎」地域の笠森層及び金剛地層一特に上総層群と下総層群の間の不整合問題に関連して一. 地調月報, 34, 59-80.
- 徳橋秀一・遠藤秀典, 1984, 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- 徳橋秀一・近藤康生, 1989, 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質雑, 95, 933-951.
- 徳橋秀一・檀原 徹・遠藤秀典・磯田邦俊・西村 進, 1983, フィッショントラック法を用いた若い年代試料測定の試みと問題点一房総半島上総-下総層群中の火山灰層を対象として一. 地調月報, 34, 241-269.
- 土田英治・黒住耐二, 1995, 岩手県大槌湾とその周辺海域の貝類相(5)二枚貝綱-2. 大槌臨海研究センター報告, 20, 13-42.
- 植田房雄, 1969, 房総半島北部の地質一堆積輪廻一(その1). 東洋大学紀要(教養・自然), 11, 1-30.
- Walker, R. G., 1990, Facies modeling and sequence stratigraphy. *Jour. Sediment. Petrol.*, 60, 777-786.
- Williams, D. F., Thunell, R. C., Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I., 1988, Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P.. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 64, 221-240.
- Yokokawa, M., Kishi, M., Masuda, F. and Yamanaka, M., 1995, Climbing ripples recording the change of tidal current condition in the middle Pleistocene Shimosa Group, Japan. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 24, 301-311.

(要 旨)

鎌滝孝信・近藤康生, 1997, 中・上部更新統の地蔵堂層にみいだされた氷河性海水準変動による約2万年または約4万年周期の堆積シーケンス. 地質雑, 103, 747-762. (Kamataki, T. and Kondo, Y., 1997, 20,000 or 40,000-year depositional sequences caused by glacio-eustatic sea-level fluctuation in the middle Pleistocene Jizodo Formation, Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 103, 747-762.)

下総層群地蔵堂層形成時期の古環境復元を目的として, 堆積相の観察, 二枚貝化石の産状および種組成の定量分析を行った. その結果, 従来ミランコビッチサイクルの約10万年周期の汎世界的な氷河性海水準変動による, 1回の海進・海退で形成されたと考えられていた地蔵堂層に, 3つの堆積シーケンスが存在することを明らかにした. それぞれの堆積シーケンスは, 海面上昇開始時の堆積環境の違いにより化石群や堆積相に違いはあるものの, 基本的な環境変化の様式や古水深の変化はほぼ同等である.

地蔵堂層を構成する3つの堆積シーケンスが, ミランコビッチサイクルに基づく氷河性海水準変動によって形成された堆積シーケンスであるとするれば, それぞれの形成期間は約4万年もしくは約2万年であると考えることができる.

また, 地蔵堂層に知られている泉谷化石帯, 地蔵堂化石帯という化石密集層は, 最大海氾濫面の形成に伴うコンデンスセクションであることが明らかになった.