大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究

Sequence stratigraphy of the Pleistocene Kioroshi Formation, Shimosa Group beneath the Omiya Upland, central Kanto Plain, central Japan

Abstract

中澤 努* 中島 礼* 植木岳雪*
田辺 晋* 大嶋秀明** 堀内誠示**

Tsutomu Nakazawa *, *Rei Nakashima* *,
Takeyuki Ueki *, *Susumu Tanabe* *,
Hideaki Oshima ** and *Seiji Horiuchi* **

2005年9月28日受付.

2006年3月1日受理.

* 産業技術総合研究所地質調査総合センター
Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba
305-8567, Japan

** パリノ・サーヴェイ株式会社
Palynosurvey Co. Ltd., Tozaki 559-3,
Okanogo, Fujioka, Gunma 375-0011, Japan

Corresponding author: T.Nakazawa,
t-nakazawa@aist.go.jp

In this paper, we discuss depositional process and sequence stratigraphy of the Pleistocene Kioroshi Formation, Shimosa Group beneath the Omiya Upland, central Kanto Plain, central Japan. On the basis of sedimentary facies and fossil data such as molluscan and diatom assemblages, the Kioroshi Formation can be subdivided into the lower and upper parts which were formed by a incised-valley system and a barrier-island system, respectively. Each part represents successive upward-fining and upward-coarsening units composed mainly of mud and/or thin-interbedded sand and mud. Based on the correlation between pollen zones, tephrochronology, and the MIS curve, the lower part is considered to have deposited during the sea-level rise of MIS 6 to early MIS 5e and most of the upper part during the gentle sea-level fall of late MIS 5e. The sea levels suggest that the incised-valley system is interpreted as lowstand and transgressive systems tracts and the barrier island system as a highstand systems tract.

Key words: depositional system, sequence stratigraphy, pollen assemblage, Kioroshi Formation, Pleistocene, central Kanto

はじめに

海水準の低下期に河川の下刻作用によって形成された地質時代の開析谷は、後の海水準上昇に伴い泥層で埋積されることが多い。その代表的な例は、海洋酸素同位体ステージ2 (MIS2; 最終氷期最盛期) に形成された開析谷を埋積している沖積層であり、軟弱な泥質堆積物からなることが多いため、応用地質学的な側面も含めてその層序と分布形態の検討が古くから行われている (海津, 1994 参照)。一方、MIS2 以前の顕著な低海面期である (Rohling et al., 1998) MIS6 に形成された谷を埋積した地層も、沖積層と類似の軟弱な泥層からなることがある (中澤・遠藤, 2002 など)。しかし、そのような軟弱な地層が、一般に締まった地盤とされる台地の地下に分布するということは意外と知られていない。関東平野中央部の大宮台地 (Fig. 1) の地下に分布する更新統下総層群木下層は、MIS6 に形成された谷を埋積した下部と、それとは対照的に広範囲に分布する上部とに分けられ、両者にはいずれも N 値 10 以下の軟弱な泥層が含まれる。このような軟弱な堆積物は基礎工事の際に問題となるが、堆積物の性状や分布形態を十分に理解することができれば、地盤調査の精度が高まり、土木・建築工事をより効率的にすすめることができる。また地下水の過剰な汲み上げによる地盤沈下は、谷埋め堆積物に代表される泥層の収縮が原因であることが多く (地盤沈下防止対策研究会, 1990)、谷埋め堆積物の性状や

分布形態の理解は地盤沈下の予測・防止への対応に貢献する。谷埋め堆積物は、形成メカニズムを知ることで、よりの確に理解され、効率的に性状や分布形態を調査・検討することが可能となる。

谷埋め堆積物を含む下総層群木下層の層序や形成過程に関する研究は、地表に露出する関東平野東部～南部において今まで数多く行われてきた (Murakoshi and Masuda, 1992; 岡崎・増田, 1992 など)。しかし、層相だけでなく、産出するさまざまな化石のデータを総合的に判断したうえでシーケンス層序学的な解釈をした研究は未だ行われていない。本稿では、層相、貝化石、珪藻化石、花粉化石、そして金子ほか (2005) が報告した有孔虫化石群集を基に、大宮台地の地下に分布する木下層の堆積環境と形成メカニズムを考察し、さらにシーケンス層序学的な解釈を行う。本研究は、大宮台地に限らず、木下層の形成過程をコアの総合解析により議論する初めての試みとなる。

これまでの研究

大宮台地に分布する木下層の研究はきわめて少ない。日本鉄道建設公団東京支社 (1974) は、武蔵野線工事に係る地下地質調査の結果、大宮台地の地下浅部に、本研究の木下層下部に相当すると思われる N 値 5 程度の泥層が谷埋め状に分布することを初めて図示した。日本鉄道建設公団東京支社 (1974) は年代の議論をせずにこの谷埋め堆積物を“武蔵野

Fig. 1. Index map showing locations of borehole sites of this study.

Fig. 2. Distribution of incised valleys filled mainly with soft muddy successions of the lower part of the Kioroshi Formation beneath the Omiya Upland. Contour lines show elevation (T. P. +, m) of the base of the lower part of the Kioroshi Formation. Modified from Nakazawa and Endo (2002).

層”としているものの、台地の地下に軟弱な谷埋め堆積物の存在を認識したという意味で先駆的な調査といえる。高原 (1984) は、大宮台地南部の地下に分布する、本研究の木下層に相当すると思われる泥層を浦和泥層と呼び、下部や上部から淡水生珪藻が、中部からは海生珪藻と貝化石が多産することを報告した。一方、中澤・遠藤 (2002) は、ボーリングコアに挟まれるテフラの検討から、大宮台地の地下浅部の谷埋め泥層が房総半島の下総層群木下層に対比されることを明らかにした。さらに、既存ボーリング資料の整理から、木下

層は谷埋め状に分布する下部とそれとは対照的に広範囲に分布する上部とに分けられることを示し、木下層下部基底の谷地形を描いた (Fig. 2)。また、中澤・遠藤 (2003) は、大宮台地の木下層が台地の地下に分布する軟弱層として土木・建築工事の支持層調査においても注意すべきであることを強調した。このように大宮台地の木下層は最近になって分布が明らかになり、軟弱泥層として重要性が再認識されたものの、未だ形成過程に関する詳細な検討はされていない。

一方、関東平野の東部～南部に分布する木下層は地表に露出することもあり、層序学的、古生物学的研究に始まり、近年では堆積学的な見地も含めて詳細な検討がされてきた。中でも木下層の広域的な堆積システムの復元をした岡崎・増田 (1992) は、木下層の形成過程を検討した先駆的な研究としてしばしば引用されている。その中で木下層は下部に谷埋め堆積物を伴う箇所があり、それらは溺れ谷埋積システムとして海進期に形成されたとしている。また MIS5e の高海面期には関東平野の広域に海が侵入し、東縁にはバリアー島が形成されたとしている。Murakoshi and Masuda (1992) は関東平野東部の木下層にシーケンス層序学的解析を試み、溺れ谷の形成からバリアー島システムや海浜平野システムの形成過程を海水準変動に関連させて論じ、シーケンス層序学的な地層区分を行った。これらの研究の後も多く研究者により木下層の層序や形成過程に関する研究が行われているものの、層相および産出するさまざまな化石のデータを総合的に判断したうえでシーケンス層序学的な解釈をした研究は未だ行われていない。

地質概説

大宮台地は、関東平野の中央部にあたる埼玉県東部に位置する。この地域は、台地の比高が概ね 10 m 以下と極めて低

Fig. 3. Stratigraphic summary of the Kioroshi Formation and its related successions. Sea-level curve taken from Shackleton (1987) and Rohling et al. (1998).

く、露頭では表層の関東ローム層（火山灰土層）しか観察されないことが多い。そのため関東ローム層より下位の更新統の層序や分布を把握するにはボーリング調査などの地下地質調査を行う必要がある。中澤・遠藤（2000, 2002）や中澤・中里（2005）は大宮台地でボーリング調査を行い、層相の詳細な観察から、房総半島の下総層群（徳橋・遠藤, 1984）と同様の、堆積シーケンスに基づく地層区分を行った。それによると大宮台地地下の標高-30 m よりも浅い部分に分布する地層は、下位より清川層、木下層、大宮層、“常総粘土”，および関東ローム層に分けられる（Fig. 3）。以下、中澤・遠藤（2002）および中澤・中里（2005）に基づき、清川層以上の地質の概要を記述する。

清川層は主に陸成の泥層からなり、上部に、房総半島の下総層群清川層下部に挟まれる Ky3 テフラ（徳橋・遠藤, 1984; 中澤ほか, 2003）が認められる。清川層は木下層に不整合で覆われる。

木下層は下部と上部に分けられる。下部は砂礫層の上に泥層あるいは砂質泥層の順に重なり、既存ボーリング資料の解析から局所的な谷埋め状の分布をすると解釈されている（Fig. 2）。また泥層は N 値 10 以下の軟弱な地層であることが多い。一方、上部は主に細粒～極細粒砂と泥からなる細かい互層であり、最下部に貝化石混じりの砂礫層を伴う。上部は下部のような谷埋め状ではなく、広範囲にその分布が確認される。木下層の最上部付近には三色アイス軽石（= KIP テフラ群: 町田, 1971）が挟在する。町田・新井（2003）が示した KIP テフラ群の分布によれば、調査地域の三色アイス軽石は主に KIP-7 からなると考えられる。なお房総半島の木下層は、下部に挟在する Ko1 テフラ（徳橋・遠藤, 1984; = TAU-12 テフラ: 町田ほか, 1974）および最上部に挟在する Ko-D テフラ群（徳橋・遠藤, 1984; = KIP テフラ群）の層位とフィッシュトラック年代から、MIS 6 に相当する低海水準期に形成された谷を MIS 6～5e の海水準上昇期および高海面期に埋積した地層と考えられている（中里, 1997; 中里・佐藤, 2001）。また木下層は、海成の泥層や砂層からなる横浜地域の下末吉層（関東第四紀研究会, 1970）、内湾成泥層からなる大磯丘陵の吉沢層（町田・森山, 1968）にほぼ対比される（杉原ほか, 1978）。

木下層の上位の大宮層は主に河川成の礫混じり砂層からなる。大宮層が分布する地域では、木下層最上部は割裂され、大宮層が木下層を不整合で覆う。また、木下層や大宮層を整合で覆う“常総粘土”および新期関東ローム層は、それぞれ灰白色凝灰質粘土、褐色の火山灰土からなる。

コア試料の採取および観察・分析

今回、検討したコア試料は、以下の 4 本である。これらはすべて大宮台地上から掘削・採取されたものである。

GS-UR-1: さいたま市浦和区岸町, 東経 139° 39'25.0", 北緯 35° 51'13.0"（世界測地系, 以下同じ）、孔口標高 T. P. + 16.29 m

GS-OK-1: 北本市石戸宿, 東経 139° 30'58.5", 北緯 36° 0'12.6", 孔口標高 T. P. + 22.33 m

GS-KG-1: 川口市差間, 東経 139° 43'52.5", 北緯 35° 52'17.8", 孔口標高 T. P. + 14.01 m

GS-KB-1: 春日部市内牧, 東経 139° 43'30.0", 北緯 35° 59'23.1", 孔口標高 T. P. + 11.98 m

Fig. 2 に示されているように、GS-UR-1（浦和）と GS-OK-1（北本）は、大宮台地を北北西から南南東に縦断する大きな埋没谷分布域に位置し、GS-OK-1（北本）が上流側、GS-UR-1（浦和）が下流側に相当する。また、GS-KG-1（川口）は、この大きな谷から分岐する、やや小さな支谷に位置する。一方、GS-KB-1（春日部）は谷地形およびそれを埋積した木下層下部の分布がなく、木下層上部が直接下位層を覆う。

コアはすべて内管に塩化ビニール管を使用した 116 mm 径の 3 重管サンプラーで採取し、回収率は 95 % 以上に達した。掘削長は 85～150 m であるが、今回は概ね標高-35 m 以浅に分布する木下層のみを検討した。

採取したコアは、岩石カッターなどを用いて塩化ビニール管ごと半割にし、半割面を整形した後、層相の観察を行った。またコア試料を用いて、含泥率測定、および産出する貝化石、珪藻化石、花粉化石の同定を行った。以上の観察・分析結果を総合して、木下層の堆積環境の変遷を明らかにした。

堆積相と堆積システム

調査地域の木下層は、谷埋め状に局所的に分布する下部とそれとは対照的に広範囲に分布する上部とに分けられる。また、木下層は、層相（Figs. 4, 5）、含泥率（Fig. 4）、産出する貝化石（Fig. 6）、珪藻化石（Fig. 7）に基づき、累重する 7 つのユニット（下位からユニット I～VII）に区分される（Fig. 4）。このうちユニット I～IV は木下層下部、ユニット V～VII は木下層上部に相当する。各ユニットの境界は、ユニット V の基底（木下層下-上部境界）および GS-UR-1（浦和）のユニット I と II 境界は明瞭な層相境界からなり侵食面と考えられるが、そのほかの境界はすべて漸移的である。以下に各ユニットの層相、産出化石群集の記載を行い、それらに基づき堆積環境を推定する。なお、貝類の生態データは奥谷（2000）、珪藻の生態データは小杉（1988）および安藤（1990）に基づき記述する。

Fig. 4. Columnar sections, lithologic divisions, and mud contents of examined sediment cores. See Figs. 1 and 2 for locations of borehole sites.

1. 木下層下部

1) ユニット I (河川相) Fig. 5-1

GS-UR-1 (浦和) : 深度 49.15 ~ 43.55 m (標高 -32.86 ~ -27.26 m)

GS-OK-1 (北本) : 深度 35.30 ~ 約 33 m (標高 -12.97 ~ 約 -11 m)

GS-KG-1 (川口) : 深度 38.20 ~ 約 35 m (標高 -24.19 ~ 約 -21 m)

GS-KB-1 (春日部) : 分布しない

層相: 上方細粒化を呈する砂礫層あるいは礫混じり砂層からなる。GS-UR-1 (浦和) では本ユニットは砂礫層の複数回の累重からなる。砂礫層は、コアで観察される限りで最大径 120 mm, 20 ~ 40 mm を主体とする亜円礫と、粗粒砂~細粒サイズのマトリックスから構成される。上方細粒化ユニット内では最上部で上記のような砂礫層から中粒砂へと急激に細粒化することが多い。1つの上方細粒化ユニットは 30 ~ 100 cm 以上の層厚を持つ。分級は全般的に極めて悪い。一方、GS-KG-1 (川口) や GS-OK-1 (北本) での本ユニットは

Fig. 5. Core photographs of the subsurface Kioroshi Formation beneath the Omiya Upland, central Kanto Plain. 1. Unit I (fluvial facies). Sand and gravel. Depth: 45.01-45.21 m, GS-UR-1 (Urawa). 2. Unit II (tidal flat facies). Bioturbated sandy mud. Depth: 42.35-42.55 m, GS-UR-1 (Urawa). 3. Unit III (estuarine central basin facies). Slightly laminated mud. Depth: 35.00-35.20 m, GS-UR-1 (Urawa). 4. Unit IV (bayhead delta facies). Interbedded fine-grained sand and mud. Depth: 26.30-26.50 m, GS-KG-1 (Kawaguchi). 5. Unit V (shoreface or bay mouth facies). Coarse-grained sand containing abundant molluscan fossils. Depth: 23.50-23.70 m, GS-KG-1 (Kawaguchi). 6. Unit VI (lagoon facies). Slightly laminated mud. Depth: 25.00-25.20 m, GS-UR-1 (Urawa). 7. Unit VII (delta facies). Interbedded very fine- to fine-grained sand and mud. Depth: 17.30-17.50 m, GS-KG-1 (Kawaguchi).

上方細粒化する礫混じりの砂層からなる。基底部には礫が集中する。

解釈: 上方細粒化する粗粒堆積物からなり、開析谷の基底部に泥層を伴わずに広く発達する(後述の「木下層の分布とN値」を参照)ことから、網状河川(Cant and Walker, 1976など)によって形成されたと考えられる。GS-UR-1(浦和)の本層は厚い砂礫層からなり、本流系の網状河川の河道堆積物と考えられる。一方、GS-KG-1(川口)やGS-OK-1(北本)の本ユニットは砂層を主体とすることから、小河川あるいは河川縁辺部で形成された可能性が高い。

2) ユニットII(干潟相) Fig. 5-2

GS-UR-1(浦和): 深度43.55～約38 m(標高-27.26～約-22 m)

GS-OK-1(北本): 深度約33～22.20 m(標高約-11～+0.13 m)

GS-KG-1(川口): 深度約35～32 m(標高約-21～約-18 m)

GS-KB-1(春日部): 分布しない

層相: 著しく生物擾乱を受けた泥質細粒砂層および砂質泥層からなる。含泥率は本ユニット下部で40～60%, 中部ではほぼ100%まで急激に増加し、上部は95～100%で推移する(Fig.4)。初生的な堆積構造として砂泥細互層が一部に見られるが、ほとんどは著しく生物擾乱を受け、塊状か、泥分の多い部分と砂分の多い部分が交錯した斑状を呈している。泥質砂が埋めた径2～3 cmの巣穴化石もしばしば認められる。また木片や径5～15 mm程度の礫が散在することがある。分級は下部で悪い。

貝化石: GS-KG-1(川口)からは、汽水域の潮間帯泥底に生息する*Cerithidea djadjariensis*(カワアイ)や*Tegillarca granosa*(ハイガイ)が産出する。GS-OK-1(北本)からも同様に*Cerithidea djadjariensis*, *Tegillarca*

*granosa*が産出するほか、汽水生種の*Batillaria zonalis*(イボウミニナ), *Crassostrea gigas*(マガキ), *Poramocorbula* sp.(ヌマコダキガイ類)、海生種の*Scapharca* sp.が産出する(Fig. 6)。

珪藻化石: 海生種である*Chaetoceros* spp., *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*, 海生～汽水生種である*Cyclotella striata*, 汽水生種である*Nitzschia cocconeiformis*, *Mitschia granulata*, 淡水生種である*Fragilaria ulna*, *Gomphonema parvulum*, *Pinnularia* spp., 陸生種である*Hantzschia amphioxys*など、さまざまな環境の種が産出する(Fig.7)。GS-UR-1(浦和)では産出種のうち海生種と海生～汽水生種がそれぞれ約50%(Fig. 7), GS-OK-1(北本)の本ユニット下部では汽水生種が70%程度を占める。またGS-KG-1(川口)では海生～汽水生種および淡水生種の合計が概ね全体の80%を超える(Fig. 7)。

解釈: 汽水域の潮間帯に生息する貝化石が産出すること、珪藻化石は混合群集からなるものの汽水生種が多いこと、生物擾乱が著しい泥層からなることから、干潟環境での堆積が考えられる。金子ほか(2005)は、GS-KG-1(川口)の本ユニット相当深度から湾奥の汽水域に生息する(小杉ほか, 1991など)有孔虫*Ammonia beccarii* forma 1が多産するとしているが、これは本ユニットが干潟環境で堆積したものと調和的である。

3) ユニットIII(エスチュアリー中央盆相) Fig. 5-3

GS-UR-1(浦和): 深度約38～30.10 m(標高約-22～-13.81 m)

GS-OK-1(北本): 分布しない

GS-KG-1(川口): 深度約32～29 m(標高約-18～約-15 m)

GS-KB-1(春日部): 分布しない

Fig. 6. Molluscan assemblages of GS-KG-1 (Kawaguchi), GS-OK-1 (Kitamoto), and GS-UR-1 (Urawa) cores. See Fig. 4 for legend.

層相: 塊状あるいは弱く水平層理が認められる泥層からなる。含泥率は、GS-UR-1 (浦和) では全体を通じて概ね 100 %, GS-KG-1 (川口) では 95 % 程度を示す (Fig. 4)。貝化石が散在し、ラミナ状に配列することもある。一部に生物擾乱が認められるが、砂分が極めて少ないため、ほとんどの層準は塊状に見える。GS-UR-1 (浦和) の本ユニット中部は有機質が強く暗色を呈する。

貝化石: GS-KG-1 (川口) から、浅海の砂底に生息する *Nitidotellina minuta* (ウズザクラ), *Orinella pulchella* (クチキレガイ), *Phacosoma japonicum* (カガミガイ),

砂泥底に生息する *Scapharca kagosimensis* (サルボウ), *Ringiculina doliaris* (マメウラシマガイ), 泥底に生息する *Theora fragilis* (シズクガイ) が産出する (Fig. 6)。

珪藻化石: GS-UR-1 (浦和) からは、海生種である *Chaetoceros* spp., *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*, 海生～汽水生種である *Cyclotella striata* などが産出する (Fig. 7)。このうち多産するのは *Paralia sulcata* と *Cyclotella striata* で、特に前者はユニット上部で多産する傾向が認められる。

解釈: 浅海生の貝化石や海生および海生～汽水生の珪藻化

Fig. 7. Diatom assemblages of GS-UR-1 (Urawa) and GS-KG-1 (Kawaguchi) cores. See Fig. 4 for legend.

石が産出すること、含泥率がほぼ 100 % であること、開析谷を埋積する分布形態を呈することから、エスチュアリー中央盆 (central basin: Dalrymple et al., 1992) での堆積が考えられる。GS-UR-1 (浦和) では本ユニット中部で有機質が強く、中央盆底における停滞水域の存在が推定される。金子ほか (2005) は、GS-KG-1 (川口) の本ユニット相当深度から、*Buccella frigida* や *Ammonia beccarii tepida* を主体とする湾央～湾奥の有孔虫群集が産出するとしており、本ユニットがエスチュアリー中央盆で堆積したと矛盾しない。

4) ユニット IV (湾頭デルタ相) Fig. 5-4

GS-UR-1 (浦和) : 分布しない

GS-OK-1 (北本) : 分布しない

GS-KG-1 (川口) : 深度約 29 ~ 24.06 m (標高約 -15 ~ -10.05 m)

GS-KB-1 (春日部) : 分布しない

層相: 砂層の上方厚層化および頻繁化する砂泥細互層からなる。この砂泥細互層は、およそ 1 ~ 4 cm ごとに細かく繰り返す細粒～極細粒砂と泥からなるが、生物擾乱により初生的な互層構造が乱され塊状の泥質砂あるいは砂質泥になっている部分も多い。砂層部分には微小な貝化石がしばしば含まれる。泥質偽礫が含まれることもある。含泥率はユニット下部から上部へ 95 % から 40 ~ 30 % と顕著に減少し (Fig. 4), 上方粗粒化を呈する。

貝化石: GS-KG-1 (川口) から、浅海の砂底に生息する *Nitidotellina minuta*, *Solen* sp. (マテガイ類), *Mactra nipponica* (チゴバカガイ), *Finella purpureoapicata* (シマモツボ), 砂泥底に生息する *Scapharca kagosimensis* が産出する (Fig. 6)。

解釈: 産出する貝化石は海生であり、層相は上方へ粗粒化を示すこと、本ユニットが開析谷埋積層であることを考慮に入れると、内湾に前進する湾頭デルタ (bayhead delta: Dalrymple et al., 1992) のデルタフロントで形成されたと考えられる。金子ほか (2005) によると、GS-KG-1 (川口) の本ユニット相当深度からは、下位のユニット III と同様に、内湾沖部泥底に多く生息する有孔虫 *Buccella frigida* が多産する。また、本ユニットの上部では、下位のユニット III 下部に多産した *Ammonia beccarii tepida* が再び漸増するようになり、浅海化の可能性がある。

5) 堆積システム

木下層下部に相当するユニット I ~ IV は下から順に、河川相、干潟相、エスチュアリー中央盆相、湾頭デルタ相からなる。これらのユニットは開析谷を埋積する分布形態を呈する。このうち、ユニット I の河川相は開析谷底に広く分布し、主に網状河川からなる河川システム (Davis, 1992) により形成されたと考えられる。また、ユニット II (干潟相) およびユニット III (エスチュアリー中央盆相) は、GS-UR-1 (浦和) では両者は累重関係にあり、開析谷の奥部に位置する GS-OK-1 (北本) ではユニット III (エスチュアリー中央盆相) を伴わずユニット II (干潟相) のみが木下層下部の最上部まで連続する。このような累重・分布形態からユニット II ~ III は、

開析谷に海が侵入することで形成されたエスチュアリーシステム (Dalrymple et al., 1992) によって形成されたと考えられる。一方、ユニット IV (湾頭デルタ相) はエスチュアリーに前進するデルタシステム (Davis, 1992; Elliott, 1986) によって形成されたと考えることができる。このような一連の開析谷埋積層を形成した堆積システム群は、総称して開析谷システム (incised-valley system: Zaitlin et al., 1994) と呼ばれる。

2. 木下層上部

1) ユニット V (外浜あるいは湾口相) Fig. 5-5

GS-UR-1 (浦和) : 深度 30.10 ~ 約 28 m (標高 -13.81 ~ 約 -12 m)

GS-OK-1 (北本) : 深度 22.20 ~ 約 20 m (標高 +0.13 ~ 約 +2 m)

GS-KG-1 (川口) : 深度 24.06 ~ 約 22 m (標高 -10.05 ~ 約 -8 m)

GS-KB-1 (春日部) : 深度 25.52 ~ 約 23 m (標高 -13.54 ~ 約 -11 m)

層相: 貝化石の密集層からなる。貝化石は破片になったものが多いが、破片化されていないものや、一部には合併のものも含まれる。密集する貝化石のマトリックスは、分級の悪い、礫混じりの粗粒～細粒砂からなることが多い。ユニット全体として上方に細粒化する。貝化石片もユニットの上部で産出が少なくなり、かつ化石片が小さくなる。

貝化石: GS-KG-1 (川口) からは、浅海の礫底に生息する *Megacardita ferruginosa* (フミガイ), *Saxidomus purpurata* (ウチムラサキガイ), *Mitrella bicincta* (ムギガイ), 砂底に生息する *Nitidotellina minuta*, *Phacosoma japonicum*, *Solen* sp., *Pecten albicans* (イタヤガイ), *Anisocorbula venusta* (クチベニデ), *Clinocardium buellowi* (イシカゲガイ), 砂泥底に生息する *Glycymeris rotunda* (ベニグリ), *Fulvia mutica* (トリガイ), *Cryptonatica andoi* (エゾタマガイ), 泥底に分布する *Tresus keenae* (ミルケイ), 汽水生の *Crassostrea gigas* などを産出する (Fig. 6)。GS-UR-1 (浦和) からは、浅海の砂底に生息する *Phacosoma japonicum*, *Pecten albicans*, *Macoma praetexta* (オオモモノハナ), *Solen* sp., *Myadora fluctuosa* (ミツカドカタビラガイ), 砂泥底に分布する *Veremolpa micra* (ヒメカノコアサリ), *Wallucina striata* (チヂミウメノハナ), *Panopea japonica* (ナミガイ), *Ringiculina doliaris*, *Mitrella (Indomitrella) yabei* (スミスシラゲガイ), *Fulvia mutica* トリガイ, *Mitrella (Indomitrella) martensi* (マルテンスマツムシ), *Lucinoma annulatum* (ツキガイモドキ), *Pillucina pisidium* (ウメノハナガイ), *Pillucina yamakawai* (アラウメノハナ), *Mya japonica* (オオノガイ), *Nucula paulula* (マメクルミガイ), 泥底に生息する *Cylichnatys angustus* (カミスジカイコガイ), *Cryptomya busoensis* (ヒメマスオガイ), そのほか *Dinocardium braunsi* (ブラウンイシカゲガイ) などを産出する (Fig. 6)。

解釈: 産出する貝化石はさまざまな環境に生息する種を含

む混合群集からなるが、浅海の砂底に分布する貝類が比較的多産すること、粗粒堆積物からなることから、浅海の高エネルギー環境で形成されたと考えられる。金子ほか (2005) によると、GS-KG-1 (川口) の本ユニット相当深度からは、内湾沿岸砂底種群に分類され (小杉ほか, 1991)、湾口部に多く分布する (Ujii, 1962) 有孔虫 *millioides* が多産する。また、湾央～湾口部に生息する (Matoba, 1970) *Rosalina australis* や *Ammonia japonica* などの有孔虫が産出している。本ユニットは、開析谷埋積層 (木下層下部) に相当するユニット I ～ IV とは対照的に広範囲に分布する木下層上部の基底ユニットに相当する。よって広範囲に海域が広がる際に、外浜あるいは湾口部の高エネルギー環境が後退する過程で形成されたと考えられる。

2) ユニット VI (ラグーン相) Fig. 5-6

GS-UR-1 (浦和): 深度約 28 ～ 23 m (標高約 -12 ～ 約 -7 m)

GS-OK-1 (北本): 深度約 20 ～ 19 m (標高約 +2 m ～ 約 +3 m)

GS-KG-1 (川口): 深度約 22 ～ 21 m (標高約 -8 ～ 約 -7 m)

GS-KB-1 (春日部): 深度約 23 ～ 21 m (標高約 -11 ～ 約 -9 m)

層相: 薄い砂層を挟む泥層、または塊状あるいは弱い水平層理が発達する泥層からなる。含泥率は 95 ～ 100 % (Fig. 4)。泥層に挟まれる砂層は細粒～極細粒砂からなり、リップル葉理がしばしば認められる。ただし GS-UR-1 (浦和) の本ユニットは、生物擾乱を受け、砂質泥層となっていることが多い。また GS-UR-1 (浦和) の本ユニットには貝化石片が散在するほか、一部に合併の貝化石も見受けられる。

貝化石: GS-UR-1 (浦和) から、浅海の砂底に生息する *Phacosoma japonicum*, *Pecten albicans*, *Macoma prae-texta*, 砂泥底に生息する *Veremolpa micra*, *Saxidomus purpurata*, *Scapharca broughtonii* (アカガイ), *Panopea japonica*, *Ringiculina doliaris*, *Mitrella (Indomitrella) yabei*, *Fulvia mutica*, *Dosinella angulosa* (ウラカガミ) などが産出する (Fig. 6)。

珪藻化石: GS-UR-1 (浦和) からは、海生種である *Thalassionema nitzschioides*, 海生～汽水生種である *Cyclotella striata*, 汽水生種である *Pseudopodosira kosugii*, 淡水生種である *Fragilaria ulna*, *Gomphonema parvulum* などが産出し、海生種、海生～汽水生種、淡水生種の産出率がほぼ同率を示す (Fig. 7)。GS-KG-1 (川口) からは、止水性淡水生種である *Aulacoseira distans* や *A. italica*, そのほかの淡水生種が多産し、全体の 90 % 程度は淡水生種で占められる (Fig. 7)。同様に GS-KB-1 (春日部) から *Aulacoseira distans*, *A. italica* が多産し、全体のほぼ 100 % が淡水生種で占められる。

解釈: 含泥率ほぼ 100 % の泥層からなること、浅海生の貝化石を含むことから、内湾での堆積が考えられる。GS-UR-1 (浦和) からは浅海生の貝化石が産出するが、珪藻化石は GS-UR-1 (浦和) では海生種、海生～汽水生種、淡水生種か

らなる混合群集、GS-KG-1 (川口) や GS-KB-1 (春日部) は主に止水性淡水生種からなることから、当時の内湾には河川水の流入の強い箇所が局所的に存在していたことが推測される。本ユニットは、エスチュアリー中央盆で形成されたユニット III とは異なり広範囲に分布する。また、岡崎・増田 (1992) などによると、木下層上部堆積期には現在の関東平野東部付近にバリアー島が形成されたとしている。これらの報告を考慮に入れると、本ユニットはバリアー島の背後のラグーンで堆積したと考えられる。

3) ユニット VII (デルタ相) Fig. 5-7

GS-UR-1 (浦和): 深度約 23 ～ 19.00 m (標高約 -7 ～ -2.71 m)

GS-OK-1 (北本): 深度約 19 ～ 18.38 m (標高約 +3 ～ +3.95 m)

GS-KG-1 (川口): 深度約 21 ～ 13.32 m (標高約 -7 ～ +0.69 m)

GS-KB-1 (春日部): 深度 21 ～ 17.98 m (標高約 -9 ～ -6.00 m)

層相: 上方に粗粒化する砂泥細互層からなる。砂泥細互層のうちの砂層は細粒～極細粒砂からなり、リップル葉理が認められることがある。砂層はユニットの上部へ向け厚層化するとともに、ユニット全体としても上方に顕著に粗粒化する。含泥率はユニット最下部で 0 ～ 5 %, 最上部で 60 ～ 90 % を示し (Fig. 4)、上方に緩やかに減少する。

珪藻化石: GS-UR-1 (浦和) からは、海生種である *Chaetoceros* spp., *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*, 海生～汽水生種である *Cyclotella striata*, 淡水生種である *Meridion circulare* var. *constrictum*, *Cymbella silesiaca*, *Fragilaria ulna*, *Aulacoseira distans*, *A. italica* などが産出する (Fig. 7)。ユニット下部では海生種、海生～汽水生種、淡水生種がほぼ同率で産出するが、ユニット上部に向け淡水生種の割合が増加する (Fig. 7)。GS-KG-1 では、止水性淡水生種である *Aulacoseira distans* や *A. italica*, そのほかの淡水生種が多産することから、全体の約 80 % は淡水生種で構成される (Fig. 7)。

解釈: 上方に顕著に粗粒化することからデルタフロントの堆積物と考えられる。GS-UR-1 (浦和) では上部に向け淡水生種の割合が増えるが、これはデルタの前進に伴い、より河川の影響を受ける環境に移行したことを示していると考えられる。本ユニットは、ユニット VI の上位に広範囲に分布することから、エスチュアリー内に前進するデルタ相であるユニット IV とは異なり、バリアー島背後の広大なラグーンに前進するデルタによって形成されたと考えられる。

4) 堆積システム 木下層上部に相当するユニット V ～ VII は下から順に、外浜あるいは湾口相、ラグーン相、デルタ相からなる。これらのユニットは、開析谷埋積層である下部とは対照的に広範囲に分布する。この時期には、岡崎・増田 (1992) や Murakoshi and Masuda (1992) などにより、関東平野の広域に海が侵入し、関東平野東部の鹿島～房総付近にバリアーを持つ、大規模なバリアー島システムが形成されたと考えられている。大宮台地にはバリアー堆積物は認めら

Fig. 8. Logs showing sedimentary facies and N-values of the Kioroshi Formation in the Omiya area. Data provided by the Saitama and Ageo City Offices. See Fig. 2 for locations of drilling sites.

れないが、これら周辺域の研究例を考慮に入れると、木下層上部のユニット VI の泥質堆積物は、バリアー島システムのラグーンに相当するものと考えられる。またユニット V はバリアー島形成直前の外浜環境あるいは湾口相と考えられる。

一方、今回検討したコアの木下層最上部に相当するユニット VII はデルタ相と解釈され、バリアー島システムのラグーン内に前進するデルタシステムによって形成されたと考えられる。関東平野東部の常総台地では、木下層上部堆積期にバリアー島システムのラグーン内に内陸側から鳥趾状デルタが発達し、そのデルタプレイン堆積物が木下層の上位の常総層に相当すると考えられている（池田ほか, 1982; Okazaki and Masuda, 1989; 岡崎・増田, 1992; Murakoshi and Masuda, 1992）。ただし、隣接するチャネルベルトの間に海域が存在するような堆積相の分布様式は確認されないことから（岡崎・増田, 1992）、鳥趾状デルタよりも、むしろ、チャネルベルト間に湿地（塩性湿地を含む）が存在する lobate delta (Fisher, 1969) に分類されるものかもしれない。いずれにせよ、このような例を考慮に入れると、大宮台地のユニット VII にみられる上方粗粒化サクセッションも、常総台地に見られるようなデルタの前進による可能性が高い。また、上位の大宮層の一部は常総層にほぼ対比されるため（中澤・遠藤, 2002）、デルタプレイン堆積物に相当する可能性がある。

木下層の分布と N 値

多数のボーリング土質柱状資料を検討することで、木下層の分布形態が下部と上部で大きく異なることを理解することができる。Fig. 8 に、土質柱状資料に基づき作成した木下層の柱状断面図を示す。この図で分かるように、木下層下部は、下から順に、最下部の N 値 50 に達する砂礫層、上方へ N 値が減少する砂質泥層あるいは泥質砂層、N 値 10 以下の泥層からなる。一方、上部は、最下部の N 値 50 に達する貝化石密集粗粒堆積物、N 値 10 程度から上方に N 値が増大する泥層あるいは砂質泥層の順に累重する。土質柱状資料では、本研究で区分した層相ユニットを同精度で認識することは不可能であるが、層相の記載事項や N 値の層序変化から層相ユニットを概ね推定することはできる。すなわち、木下層最下部の N 値 50 に達する砂礫層はユニット I、その上位の上方へ N 値が減少する砂質泥層あるいは泥質砂層は上方細粒化するユニット II の下部、N 値 10 以下の泥層は含泥率がほぼ 100 % のユニット II 上部からユニット III に相当する。また、川口の支谷のやや奥に位置する Loc. 10 では下部の上部で上方に N 値が漸増するが、これは GS-KG-1 (川口) の上方粗粒化するユニット IV に相当すると考えられる。一方、木下層上部の最下部の N 値 50 に達する貝化石密集粗粒堆積物はユニット V、N 値 10 程度から上方に N 値が増大する泥層あるいは砂質泥層は含泥率がほぼ 100 % のユニット VI および上方粗粒化するユニット VII に相当すると考えられる。このように N 値の層序変化は含泥率の層序変化に比較的良く対応していると考えられる。なお、木下層の上位の大宮層は河川成の礫混じり砂層あるいは砂礫層からなり（中澤・遠藤, 2002）、下部は N 値 20 ~ 50 に達する。また、木下層下部の

泥層とほぼ同標高には清川層の陸成層（中澤・中里, 2005）が分布するが（例えば Loc. 8）、後者は概ね N 値 20 以上の比較的締まった泥層を主体とし砂層や腐植土層を挟むことから、木下層下部と清川層は区別できることが多く、多数の土質柱状資料があれば木下層下部基底の谷地形を描くことができる（Fig. 2）。

木下層の下部と上部は、上部の最下部に相当する貝化石密集粗粒堆積物（ユニット V）の存在によって、既存の土質柱状資料でも容易に区分することができる。この粗粒堆積物は層厚約 3 m 以下で N 値 50 に達することが多く、その上下の N 値 10 以下の泥層と明瞭なコントラストをなし、広く追跡することができる。この粗粒堆積物によって木下層の N 値 10 以下の泥層の分布は 2 層準に分けられることになる。このような特徴に基づき、木下層の分布形態、すなわち谷埋め状の下部とそれとは対照的に広域に平坦に分布する上部の分布形態を明確に把握することができる（Fig. 8）。N 値の小さい層準が 2 層準に現れることは前述のように含泥率の層序変化にも見て取れる。また、2 層準に細粒層準が現れる要因は、木下層の下部と上部で、堆積システムが開析谷システムからバリアー島システムへと変化することに求められる。つまり木下層の N 値特性は、堆積システムの特性に大きく支配されていると解釈することができる。

一方、Fig. 8 で分かるように、ユニット V の粗粒堆積物は東ほど厚く明瞭な分布を示し、西では貝化石は密集するものの、東に比べ薄く、N 値にもその上下と大きな違いが表れないことも多い。そのような箇所では、上位の木下層上部の泥層も N 値 10 以下が厚く、結果として、木下層の上部と下部が連続して N 値 10 以下の泥層が厚さ 20 m 程度に達する（例えば Loc. 3 や Loc. 5）。GS-UR-1 (浦和) の木下層下部は湾奥部に相当し、含泥率 100 % の泥層が厚く、かつ木下層上部もユニット VI に相当するラグーン底の泥層が厚いが、Loc. 3 や Loc. 5 に見られる N 値 10 以下の厚い泥層は、GS-UR-1 (浦和) に見られるような層相に相当し、当時の堆積システム内での位置づけが地層の物性の違いとして表れていると考えられる。

花粉化石帯と MIS との対比

一般に関東地方の中-上部更新統は、テフラを軸に層序が構築されている。最近では、テフラ降下時期の花粉化石群集や段丘形成、堆積シーケンス内での層位などを考慮することにより、テフラと MIS との対比が高精度で論じられるようになってきた（中里・佐藤, 2001; 町田・新井, 2003 など）。しかし、大宮台地の木下層には指標となるテフラが挟在しないため、テフラを基に MIS との対比を議論することはできない。そこで本研究では、詳細な花粉分析調査が行われている神奈川県大磯丘陵の吉沢層や横浜地域の下末吉層と花粉化石群集の比較検討を行うことにより、それら花粉化石群集の変遷および吉沢層に挟在する指標テフラを基に MIS との対比を検討した。

木下層に相当する、神奈川県大磯丘陵の吉沢層や横浜地域の下末吉層では、辻 (1980)、辻・南木 (1982) や西村

Fig. 9. Pollen assemblages of GS-UR-1 (Urawa) core. See Fig. 4 for legend.

(1980) などにより詳細な花粉分析調査が行われている。なかでも吉沢層はテフラを多く含むため、指標テフラに基づいて層準が追跡でき、関東平野広域での対比に都合がよい。また、テフラと花粉化石帯との層序関係が明確であり、花粉化石群集に基づく古気候変化とテフラの層位の両面から MIS との対比を検討することができる。ここでは、地域的な植生の違いが認められるため詳細な対比はできないものの、関東平野南～中央部で花粉化石群集の変遷の傾向は概ね類似するものと考え、花粉化石群集に基づき、吉沢層と大宮台地の木下層との対比を行い、さらに MIS との対比を検討する。

1. 花粉化石帯

調査地域の木下層からは保存良好な花粉化石を多く産出した。調査地域の木下層は、特徴的に産出する花粉化石群集により、地域花粉帯として下位より P-1 帯および P-2 帯の 2 帯の花粉化石帯に区分される (Figs. 9, 10)。このうち P-1 帯はユニット I～IV、P-2 帯はユニット VI～VII に相当する。粗粒堆積物からなるユニット V は十分な花粉化石を産出しないためここでは議論に含めない。以下にそれぞれの花粉化石帯について記載する。なお、本文中に引用のない生態データおよび気候帯の区分は初島 (1976) に基づく。

1) P-1 帯 *Hemiptelea* (ハリゲヤキ属; 朝鮮半島～中国大陆に分布: 楡井, 1996) が全体を通じて高率で産出するほか、温

帯～暖温帯に分布する *Carpinus-Ostrya* (クマシデ属～アサダ属) や *Alnus* (ハンノキ属) もやや高率で産出する。このうち *Hemiptelea* は上方へ顕著に産出率が減少する。一方、*Carpinus-Ostrya* は *Hemiptelea* とは逆に上方へ産出率が増加し、最上部では再度やや減少する傾向も見られることがある。また、全体を通じて、温帯に分布する *Fagus* (ブナ属)、*Juglans* (オニグルミ属)、温帯～暖温帯に分布する *Quercus* subgen. *Lepidobalanus* (コナラ属コナラ亜属、以降 *Lepidobalanus* と記述)、*Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae* (イチイ科～イヌガヤ科～ヒノキ科、以降 T.-C. と記述)、*Cryptomeria* (スギ属)、温帯に多い *Pinus* (マツ属)、*Tsuga* (ツガ属) がやや多い。このうち *Fagus* は上方へ漸増する傾向が見られる。暖温帯～熱帯に分布する (大井, 1953) *Lagerstroemia* (サルスベリ属) は低率ながらほぼ連続的に見受け、本体上部でやや増加することがある。また、亜熱帯～熱帯に分布する *Alchornea* (アミガサキリ属) が産出することがある。

GS-UR-1 (浦和) 産出深度: 40.65 ～ 30.60 m, Fig. 9 : *Hemiptelea* が 12 ～ 35 % と卓越するほか、*Carpinus-Ostrya*, *Alnus*, *Lepidobalanus* が 5 ～ 20 % 程度産出する。また、*Tsuga*, *Pinus*, *Cryptomeria*, T.-C., *Juglans*, *Fagus*, *Lagerstroemia* が、概ね 10 % 未満ではあるが、ほぼ連続的

Fig. 10. Pollen assemblages of GS-OK-1 (Kitamoto) and GS-KG-1 (Kawaguchi) cores. See Fig. 4 for legend.

に見受けられる。*Hemiptelea* は最下部で産出率が 35 % に達するが、最上部では 12 % 程度と、上方へ向け顕著に減少する。一方、*Carpinus-Ostrya* は最下部で約 5 %、最上部で 15 % 程度と、上方へ増加する。*Pinus*、*Fagus* も上方へ産出率が增加する傾向が見られる。上部に *Alchornea* が認められる。

GS-OK-1 (北本) 産出深度: 32.32 ~ 22.26 m, Fig. 10 : *Hemiptelea* が 10 ~ 35 % と卓越し、*Carpinus-Ostrya*、*Alnus* が 10 ~ 25 % と多産する。そのほか、概ね 10 % 未満であるが、*Fagus*、*Lepidobalanus*、*Juglans*、*Tsuga*、*Pinus* などが連続的に見られる。また低率ながら、*Cryptomeria*、*T.-C.*、*Lagerstroemia* なども連続的に産出する。中部に *Alchornea* が産出する。*Hemiptelea* は最下部で約 35 %、最上部で約 10 % と上方に顕著に減少する。*Carpinus-Ostrya* は最下部で約 10 %、中部で約 20 ~ 25 %、上部で 15 % 程度と、上方へ増加し、最上部ではやや減少する傾向がみられる。*Tsuga*、*Pinus*、*Fagus* も上方へやや増加する。最上部では *Cryptomeria*、*Quercus subgen. Cyclobalanopsis* (コナラ属アカガシ亜属、以後 *Cyclobalanopsis* と記述) の産出が目立つようになる。

GS-KG-1 (川口) 産出深度: 34.76 ~ 26.11 m, Fig. 10 : *Hemiptelea* が 30 ~ 40 % と卓越し、*Carpinus-Ostrya*、*Alnus* が 10 % 程度と比較的多産する。*Fagus*、*Lepidobalanus*、*Tsuga*、*Pinus*、*Cryptomeria*、*Juglans*、*Lagerstroemia* も概ね 10 % 未満ながら連続して産出する。*Hemiptelea* は他のコアのような上方への産出率の低下が見られずほぼ高率で安定しているが、*Carpinus-Ostrya* は最下部で約 5 %、最上部は 5 % 程度ではあるものの、上部は概ね 10 % 程度と、上方へ産出率が增加する。*Lagerstroemia* も上方へやや産出率が增加する。

GS-KB-1 (春日部) : P-1 帯に相当する花粉化石群集は欠如している。

気候 : P-1 帯堆積時の調査地域周辺には、*Hemiptelea* を主体とし、*Carpinus-Ostrya*、*Alnus*、*Lepidobalanus*、*Fagus*、*Juglans* など、温帯~暖温帯にふつうに見られる樹木で構成される落葉広葉樹林が広く分布していたと推定される。低率ながら産出する *Lagerstroemia* は、現在は屋久島・種子島以南の暖温帯~熱帯域での分布が知られている(大井, 1953)。また、*Alchornea* は現在では沖縄以南に分布する(初島, 1975)。以上のことから、P-1 帯は暖温帯の気候にあったと考えられる。

2) P-2 帯 温帯~亜寒帯に分布する *Picea* (トウヒ属)、温帯に多い *Tsuga*、*Pinus*、温帯~暖温帯に分布する *Cryptomeria* が多産する。このうち *Cryptomeria* は 30 ~ 40 % に達する高率で産出することがある。また、温帯~亜寒帯に分布する *Abies* (モミ属)、温帯~暖温帯に分布する *T.-C.*、*Juglans*、*Fagus*、*Hemiptelea* も全体を通じてやや多く産出するが、P-1 帯で高い産出率を示した *Hemiptelea* は 10 % 未満、*Carpinus-Ostrya* は概ね 5 % 未満と、これらは P-1 帯から著しく減少する。

GS-UR-1 (浦和) 産出深度: 27.80 ~ 21.80 m, Fig. 9 : *Cryptomeria* が 30 ~ 40 % と全体を通じて高率で安定して産出する。また *Tsuga*、*Picea*、*Pinus*、*Alnus*、*Hemiptelea* が 10 % 前後の産出率を示す。*Cyclobalanopsis* や *Lagerstroemia* も少量ながら産出する。*Carpinus-Ostrya* の産出率は概ね 5 % 未満である。

GS-OK-1 (北本) : P-2 帯に相当する花粉化石群集は確認されていない。

GS-KG-1 (川口) 産出深度: 21.36 ~ 14.75m, Fig. 10 : *Tsuga*、*Picea*、*Pinus*、*Cryptomeria*、*Alnus* が 10 ~ 15 % と多産する。また *Abies* (モミ属)、*T.-C.*、*Juglans*、*Carpinus-Ostrya*、*Fagus*、*Lepidobalanus*、*Hemiptelea*、*Ulmus-Zelkova* などがそれぞれ 5 % 程度産出する。

GS-KB-1 (春日部) 産出深度: 23.00 ~ 22.94 m : *Picea*、*Carpinus-Ostrya*、*Alnus*、*Fagus* が産出率 10 ~ 15 % と多産する。そのほか *Abies*、*Tsuga*、*Pinus*、*Cryptomeria*、*T.-C.*、*Juglans*、*Betula* (カバノキ属)、*Hemiptelea* が 5 % 程度産出する。

気候 : P-2 帯堆積時の調査地域周辺には、*Picea*、*Tsuga*、*Pinus*、*Cryptomeria*、*Abies*、*T.-C.*などの針葉樹が卓越し、*Juglans*、*Fagus*、*Hemiptelea* などの落葉広葉樹を交える混合樹林が発達していたものと推定される。また、地域により *Cryptomeria* の優勢な森林が分布していたと考えられる。*Cryptomeria* は、現在、東北地方から屋久島まで広範囲にみられるが、分布は年間 1,600 mm 以上の降水量がある地域に限られる(林, 1960; 塚田, 1980)。暖温帯~熱帯に分布する *Lagerstroemia* が低率にみられることがあるが、温帯~亜寒帯(亜高山帯)に分布する *Picea* や *Abies* が比較的多産することから、P-2 帯は、P-1 帯よりもやや冷涼で降水量の多い、温帯の気候であったと考えられる。

2. 花粉化石群集による関東平野南西部の木下層相当層との比較

木下層と同時期の堆積物が分布する神奈川県の大磯丘陵(辻, 1980, 1983; 辻・南木, 1982)や中部地方の長野県諏訪湖湖底堆積物(大嶋ほか, 1997)では低温期から温暖期を経て低温期に至る花粉化石群集の変遷が明らかにされている。関東地方の下末吉期以降の植生変遷と気候変化を示すモデル(辻, 1983)によると、低温期では冷涼・寒冷の繰り返しの中でナラ類を主とする温帯落葉広葉樹林と温帯上部~亜寒帯針葉樹林が繰り返される。温暖期では温暖化と降水量の増加により先駆的植生(落葉広葉樹林)から暖温帯照葉樹林へ遷移する。そして湿潤な気候になってスギを主とする温帯針葉樹林に遷移し、次第にヒメバラモミが増加する低温期への植生へ遷移する。このようなモデルを基に各地域の花粉化石帯の対比ができる。

辻(1980)および辻・南木(1982)により詳細な花粉化石分析が行われている大磯丘陵の吉沢層には、前述のようにテフラを多く含むため、テフラと花粉化石帯との層序関係が明確である。また、辻(1980)や辻・南木(1982)が検討したセクションには同時異相である風成の吉沢ローム層や土屋ローム層上部と同様のテフラ群が確認でき、テフラを欠如

Table 1. Correlation of pollen zones between the Kioroshi and Kissawa Formations

Pollen zones in Kioroshi F., Omiya	Representative genera	Pollen zones in Kissawa F., Oiso (Tsuiji, 1980)	Intercalated tephra	Interpreted climate
P-2	<i>Cryptomeria</i> <i>Tsuga</i> <i>Picea</i> <i>Abies</i> <i>Pinus</i>	Ka-VI Ka-V (Ka-IV) (Ka-III)	KIP-3~7 KIP-1~2	pluvial, temperate
P-1	<i>Hemiptelea</i> <i>Carpinus-Ostrya</i>	Ka-II Ka-I	TAu-12	warm-temperate

させる顕著な堆積間隙は認められず、基本的に連続的な花粉化石群集変遷が記録されていると考えられる点においても利点がある。辻 (1980) は吉沢層を、花粉化石群集により Ka-I ~ VI 帯に区分した。辻 (1980) によると、Ka-I 帯には TAu-12 テフラ (町田ほか, 1974) が挟在する。また Ka-IV 帯には KIP-1 ~ 2 (町田, 1971) が、Ka-VI 帯には KIP-3 ~ 7 (町田, 1971) が挟在する。

辻 (1980) の Ka-I ~ II 帯は、*Ulmus* and/or *Zelkova* の高率の産出で特徴づけられる。*Ulmus* and/or *Zelkova* の産出率は Ka-I 帯で 50 % を超え Ka-II 帯上部に向け 20 % 程度に低下するとしている。*Ulmus-Zelkova* の多産は、横浜地域の下末吉層下部からも報告されている (西村, 1980)。また、吉沢層では *Carpinus* は Ka-I 帯から Ka-II 帯中部に向け 5 % から 20 % 前後へと産出率が増加し、Ka-II 帯上部からは再び減少する傾向を示す。*Lagerstroemia* は全層準のうち Ka-II 帯で最も多くなる。また *Fagus* は Ka-III 帯で最も多くなる。一方、Ka-III 帯より上位は *Cryptomeria* の多産で特徴づけられる。*Cryptomeria* は Ka-III 帯から Ka-V 帯の間に 10 % 程度だったものが 60 % を超えるまでに産出率が増加している。また *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Pinus* などの針葉樹林は全体に渡って低率で産出するが、Ka-V 帯以降はやや増加する。

大宮台地の P-1 帯は *Hemiptelea* の多産で特徴づけられる。楡井 (1996) は従来 *Ulmus-Zelkova* と同定されていたもののうち、花粉外膜の表面模様の違いにより *Hemiptelea* を区別することができるとしている。これに基づくと本研究の大宮台地から産出する従来 *Ulmus-Zelkova* と同定されていたものはほとんどが *Hemiptelea* と同定されることから、辻 (1980) の *Ulmus-Zelkova* も多くは *Hemiptelea* の可能性が高い。したがって吉沢層の Ka-I ~ II 帯と大宮台地の P-1 帯は、ともに *Hemiptelea* が多産するという特徴によって対比することができる。また大宮台地の P-1 帯では *Hemiptelea* は上方へ減少することも吉沢層 Ka-I ~ II 帯の

特徴と一致する。P-1 帯で *Carpinus* が上方へ増加し、P-1 帯最上部でやや減少する傾向もあること、*Lagerstroemia* が P-1 帯上部でやや増えることも、吉沢層 Ka-I ~ II 帯の特徴と同じである。一方、*Fagus* は P-1 帯上部で増加するが、これは吉沢層 Ka-III 帯の特徴と一致する。以上のことから、大宮台地の P-1 帯は吉沢層の Ka-I ~ III 帯に対比されると考えられる (Table 1)。

大宮台地の P-2 帯は *Picea*, *Tsuga*, *Pinus*, *Cryptomeria* などの針葉樹の卓越で特徴づけられる。特に *Cryptomeria* は GS-UR-1 (浦和) で 30 % を超える高率で産出し、吉沢層 Ka-IV 帯以降の特徴に比較できる。また *Picea*, *Tsuga*, *Pinus* などが多産するのは吉沢層 Ka-V 帯以降の特徴でもある。P-1 帯で特徴的に多産した *Hemiptelea* や *Carpinus* は P-2 帯では低率で推移するが、このような特徴は吉沢層の Ka-IV 帯以降にみられる。以上のことから大宮台地の P-2 帯は吉沢層の Ka-IV 帯以上、*Picea*, *Tsuga*, *Pinus* に注目するならば、吉沢層の Ka-V 帯以上に対比されるものと考えられる (Table 1)。辻 (1980) によると、*Cryptomeria* の産出率の層序変化は漸移的としているが、GS-UR-1 (浦和) の *Cryptomeria* の産出率は P-1 帯と P-2 帯との間で極端に異なることから、GS-UR-1 (浦和) では、吉沢層の Ka-III 帯 ~ Ka-IV 帯の一部に相当する花粉化石群集が確認されていない可能性が高い。また、GS-KG-1 (川口) の P-2 帯では *Picea*, *Tsuga*, *Abies* が多産するが、これを吉沢層の Ka-V 帯の特徴と捉えるならば、GS-KG-1 (川口) でも Ka-IV 帯相当の花粉化石群集が確認できていないと考えられる。これら未確認の花粉化石群集層準は、ユニット V の粗粒堆積物あるいはユニット V の基底のラビンメント面に相当する侵食作用により削剥された層準に相当すると考えるのが妥当である。

調査地の近傍では、埼玉県庄和町において木下層から *Cryptomeria*, *Picea*, *Pinus*, *Alnus* などからなる花粉化石群集が報告されている (埼玉県庄和町教育委員会, 2001)。本研究における P-2 帯の花粉化石群集はこれに対比される。

Lithologic division	Environment	Environment inferred from foraminiferal assem. (Kaneko et al., 2005)	System	Sequence stratigraphy and sea-level history	Pollen zone and interpreted climate
					<div>sea level L ← H</div>
Unit VII	delta		(delta) barrier island	HST ↑ sea-level fall and forced regression	P-2 pluvial, temperate
Unit VI	lagoon basin			MFS ↓ sea level in highest position	
Unit V	shoreface or bay mouth			RS ↓ submarine erosion and widespread flooding	
Unit IV	bayhead delta	middle to outer bay	(delta) inner to middle bay	TST ↑ bayhead-delta progradation at late stage of sea-level rise	P-1 warm-temperate
Unit III	estuarine central basin			LST ↑ rapid sea-level rise and shoreline retrograding into incised valley	
Unit II	tidal flat	inner bay	(estuary) incised valley		
Unit I	fluvial		(fluvial)		

Fig. 11. Summary of facies interpretation and sequence stratigraphy of the Kioroshi Formation in the Omiya area. LST: lowstand systems tract, TST: transgressive systems tract, HST: highstand systems tract, RS: ravinement surface, MFS: maximum flooding surface

以上のように大宮台地の P-1 帯は吉沢層の Ka-I ~ III 帯, P-2 帯は Ka-V 帯以降に対比される。したがって、大宮台地の P-1 帯は、遅くとも TAU-12 テフラ降下時期以降, KIP-1 テフラ降下時期より前, P-2 帯は KIP テフラ群降下時期に相当すると考えられる。

3. 海洋酸素同位体ステージ (MIS) との対比と海水準変動

MIS6 ~ 5 の汎世界的海水準変動は, Shackleton (1987) や Rohling et al. (1998) などにより, 海底コアに含まれる有孔虫殻の酸素同位体比を基に具体的な海水準変動カーブが示されている。それらによると, MIS6 に相当する低海面は 140 ka 前後から上昇に転じ, 約 135 ka および約 130 ka の 2 回の小規模な下降を経験しながら, 約 135 ka から約 125 ka にかけて再び急速に海水準は上昇した。また約 125 ka から約 115 ka の間は高海面をある程度維持しながらもすでに海水準は低下したことが示されている。一方, Esat et al. (1999) はパプアニューギニアのサンゴ礁段丘や洞窟の高度およびそれらの年代に基づき, 140 ~ 135 ka の間の現海水準 - 14 m までの海水準上昇, 135 ~ 130 ka の間の -60 ~ -80 m までの海水準低下, 130 ka 以降の再上昇, および 128 ~ 126 ka の最高海面, という海水準変動を復元した。いずれにせよ 130 ka 以降の急激な海水準上昇と 125 ~ 128 ka 前後の高海面は確かなようである。

大宮台地の P-1 花粉化石帯は, 大磯丘陵の花粉化石帯との対比から, 遅くとも TAU-12 テフラ降下時期以降 KIP-1 テフラ降下時期より前に相当することは既に述べた。このうち KIP-1 テフラ降下時期が MIS5e の最高海面期におよそ相当すると考えられており (長崎, 1978; 町田・新井, 2003), 暖温帯植物化石群集の産出もそれを支持している (辻, 1980, 辻・南木, 1982)。また, 町田・新井 (2003) は層位的な位置から TAU-12 テフラ降下時期を海水準上昇期後期と考えてお

り, 花粉化石群集も TAU-12 テフラ付近ですでにかなり温暖な気候を示唆し (辻, 1980; 辻・南木, 1982), 矛盾はない。これらのことにより, P-1 帯に相当する大宮台地の木下層下部は, 汎世界的な 130 ka 以降の海水準上昇期に形成されたと考えることができる。一方, P-2 花粉化石帯に相当する木下層上部堆積期には冷涼化が認められ, P-2 帯に相当する花粉化石群集は MIS5d の花粉化石群集へ連続することから (辻, 1983), 木下層上部堆積期には, Shackleton (1987) が示したように, ゆっくりとではあるが, すでに MIS5e から MIS5d への海水準の低下が開始されていたと考えられる。

シーケンス層序

ここでは, 堆積相および堆積システムの層序学的な変化に基づき, 木下層の形成過程をシーケンス層序学的に検討する。それら考察のまとめは Fig. 11 および Fig. 12 に示す。

1. 低海面期堆積体 (ユニット I)

木下層最下部のユニット I は網状河川システムにより形成された粗粒堆積物である。ユニット I は埋没谷の基底直上に認められ, GS-UR-1 (浦和), GS-KG-1 (川口), GS-OK-1 (北本) のそれぞれのコアに分布が見られる。このうち GS-UR-1 (浦和) では, ユニット I の砂礫層の上位に明瞭な層相境界を介してユニット II の干潟相が直接累重することから, GS-UR-1 (浦和) の砂礫層は, 下刻過程の河川成砂礫層が開析谷縁部に残存した, いわゆる埋没段丘堆積物の可能性がある。このような段丘堆積物の形成過程は, 沖積層に覆われた埋没低位段丘の形成過程 (例えば, 安藤・渡辺, 1996) と同様と考えられる。いずれにせよユニット I は, 開析谷の基底部に分布することから, 顕著な低海面期である MIS6 前後に形成されたものと考えられ, シーケンス層序学的には低海面期堆積体 (lowstand systems tract) と見なすことができる。

Fig. 12. Depositional process of the Kioroshi Formation in the Omiya area.

2. 海進期堆積体 (ユニット II ~ ユニット VI 最下部)

ユニット II およびその上位のユニット III はそれぞれエスチュアリーシステムの干潟相, エスチュアリー中央盆相に相当する. このような堆積相の変遷は, 急速な海水準上昇に伴い開析谷に海が侵入し, まず干潟が形成され, さらに水深が増しエスチュアリー中央盆へと変化したことを推測させる. 干潟相からエスチュアリー中央盆相への変遷は, GS-UR-1 (浦和) および GS-KG-1 (川口) において典型的に認められる. 一方, GS-OK-1 (北本) はエスチュアリー中央盆相に代表される水深の顕著な増大は認められず, 木下層下部の最上部まで, ユニット II に相当する干潟相が連続する. これは GS-OK-1 (北本) が湾奥に位置し流入河川からの堆積物供給量が大きいため, GS-UR-1 (浦和) や GS-KG-1 (川口) のユニット II ~ III 堆積期の海水準上昇にも潮間帯付近でほぼキープアップできているためと考えられる.

ユニット IV は湾頭デルタの堆積物である. ユニット IV は GS-KG-1 (川口) にのみ認められるが, GS-KG-1 (川口) は前述のように支谷に位置することから, 堆積空間 (accommodation space) がもともと小さく, 湾頭デルタの前進が容易であったことが推測できる. また GS-OK-1 (北本) の木下層下部はその最上部まで干潟相が連続するが, GS-OK-1 は湾の奥部に位置することから, この干潟相は湾頭デルタのデルタプレーンで堆積した可能性が高い. 一方, GS-UR-1 (浦和) は木下層下部の最上部までエスチュアリー中央盆相が連続するが, GS-UR-1 (浦和) はもともと水深が大きい湾中央部であったために, GS-KG-1 (川口) のユニット IV 堆積期にも湾頭デルタが到達しなかったことが考えられる. 中澤・遠藤 (2002) は, 木下層上部基底 (ユニット V 基底) の標高が浦和・大宮付近で低いことを指摘しているが, これは後述のラビンメント面形成時にもこの付近の水深が大きかったことを示していると考えられる. ユニット IV は P-1 帯の最上部に相当し, 花粉化石群集からは吉沢層の Ka-II ~ III 帯, すなわち最高海面期直前の花粉化石帯に対比されることから, ユニット IV 堆積期は最高海面期にかなり近いことが推測される.

木下層上部の最下部に相当するユニット V は, 貝化石を多量に含む粗粒堆積物からなり, 高エネルギー環境での堆積が考えられる. また, 木下層上部は, 谷埋め状に局所的に分布する木下層下部とは対照的に, 下部が分布しない春日部地域を含めて広範囲に認められる. これらのことから木下層上部基底, すなわちユニット V 基底がラビンメント面 (Swift, 1968; Nummedal and Swift, 1987) に相当し, この時期に外洋側から幅広く進行した海食が到達することで, ユニット IV 堆積期までは下総層群清川層からなる台地だった部分も侵食され, 広範囲に海が広がったものと考えられる. ユニット V の上位の, ユニット VI 主部の堆積期は, 花粉化石により, すでに冷涼化が始まっていることが推測できることから, 海水準が最も高かった時期はユニット V あるいはユニット VI 最下部付近と考えられる.

ところで木下層上部基底のラビンメント面は, 下位の地層の性質や後の構造運動により地域的な標高差が認められるも

の、かなり平坦に分布していることが知られている（中澤・遠藤, 2002）。海進時の外浜環境での侵食量は海水準の上昇速度により大きく異なることが知られているが（Reading and Collinson, 1996 など）、平坦なラビンメント面は急速な海水準上昇よりもむしろ海水準の緩慢な上昇あるいは停滞の時期のほうが形成されやすい（Walker and Eyles, 1991）。よって木下層上部基底に相当するラビンメント面の形成期は緩慢な海水準上昇期あるいはほぼ最高海面状態での停滞期と考えることができる。また、ユニット IV の上方粗粒化と相反するユニット V ～ VI の上方細粒化は、最高海面期頃に、開析谷システムからバリアー島システムへ堆積システムが変化したことで説明できる。すなわちユニット IV が堆積した開析谷は、側方への分布が限られるため元来堆積空間が小さく、前述のように湾頭デルタが発達した。一方でユニット V ～ VI はバリアー島システムであり、側方にも広大な堆積空間が広がる。なかでもユニット VI はバリアー島システムのラグーンに相当し、静穏な内湾環境であることから、堆積物供給量が同じならば細粒化することが考えられる。

また、ユニット VI 最下部を最大海氾濫面（maximum flooding surface）と考えれば、ユニット II ～ VI 最下部までを一連の海進期堆積体（transgressive systems tract）とみなすことができる。これらのユニットは P-1 花粉化石帯にほぼ相当し、暖温帯の植生を示唆する花粉化石群集を産出すること、P-1 帯は辻（1980）の Ka-I ～ III 帯に対比され、KIP-1 テフラ降下期まで続く海水準上昇期（町田・新井, 2003）に相当することから、ユニット II ～ IV は MIS6 ～ 5e の主に海水準上昇期に形成されたと考えられる。

3. 高海面期堆積体（ユニット VI ～ ユニット VII）

木下層最上部のユニット VII に見られるデルタの前進は海退として表される。また、デルタを重視するならば、ユニット VI のラグーン相もデルタシステムのプロデルタ相と捉えることが可能である。よってユニット VI ～ ユニット VII は一連の高海面期堆積体（highstand systems tract）と見なすことができる。

ところで、ユニット VI ～ VII からは冷涼化を示す花粉化石群集が産出する。また、花粉化石帯は最高海面期に降下したとされる KIP-1 テフラより上位に相当し、MIS5e 後半の MIS5d への緩やかな海水準低下期（Shackleton, 1987）に対応する。したがって、ユニット VII の海退は、海水準の低下に伴う forced regression（Posamentier et al., 1992）に相当する可能性を指摘できる。この考えは、木下層相当層の離水面である横浜地域の下末吉面が KIP テフラ群の降下時期から徐々に離水し段丘化していったこと（当間, 1974）とも調和的である。ユニット VII に見られるデルタの前進は海水準の低下がなくとも必然的に進行するものと推測されるが、海水準の低下に伴う堆積空間の減少により、前進が少なからず加速され、浅海化したものと考えられる。

ま と め

大宮台地の地下に分布する木下層の形成過程について、層相および産出する化石群集を基にシーケンス層序学的な考察

を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 大宮台地に分布する木下層は、谷埋め状に局所的に分布をする下部とそれとは対照的に広範囲に分布する上部とに分けられる。下部と上部はそれぞれ開析谷システムおよびバリアー島システムにより形成された。また、層相および産出する化石群集に基づくと、木下層下部は 4 つのユニットに、木下層上部は 3 つのユニットに細分される。このうち木下層下部ユニット群が示す堆積環境は下から順に、河川、干潟、エスチュアリー中央盆、湾頭デルタへと変遷する。一方、上部は、外浜あるいは湾口、ラグーン、デルタの順に変遷する。このような変遷に伴い、木下層には上部と下部のそれぞれに上方細粒化とそれに引き続く上方粗粒化が認められる。
2. 大宮台地の木下層は、下部の河川相および上部の外浜・湾口相以外は主に N 値 10 以下の軟弱な泥層からなり、N 値は含泥率の層序変化に概ね対応して変化する。したがって、堆積システムの変化に伴う 2 回の上方細粒化・上方粗粒化を反映して、N 値の低い泥の層準が木下層の上部と下部の 2 層準に分かれて分布する。このような特徴を基に既存の土質柱状資料を検討し、木下層下部が谷埋め状の分布をすること、上部が広範囲に平坦な分布をすることを確認した。
3. 産出する花粉化石群集に基づくと、大宮台地の木下層は大きく P-1 帯と P-2 帯の 2 帯に区分され、それぞれ木下層の下部と上部にほぼ一致する。また、P-1 帯は暖温帯、P-2 帯は温帯を示唆し、P-1 帯と比較して P-2 帯の堆積期にはやや冷涼化したことが考えられる。
4. 木下層最下部の河川相は低海面期堆積体、その上位の干潟相から木下層上部のラグーン相最下部までが海進期堆積体、ラグーン相主部から最上部のデルタ相が高海面期堆積体と考えられる。

以上のような検討により、木下層の層相および分布形態が、海水準変動とそれに伴う堆積システムの変化で説明できることを示した。今後は木下層の層相と堆積物の工学的性質を比較することにより、木下層の、特に軟弱泥層の詳細な物性値層序の把握に努めたい。

謝 辞

本研究を実施するにあたり、産業技術総合研究所の木村克己氏、遠藤秀典氏、松浦浩久氏には多大な便宜をはかっていただいた。コア試料の処理等は、国友良樹、柏木健司、内山美恵子、原未来也の各氏をはじめとする大勢の方々にご協力いただいた。埼玉県およびさいたま市、上尾市からは貴重なボーリング資料の閲覧をさせていただいた。ボーリング調査においては地元市役所や自治会の方々に多大な便宜をはかっていただいた。群馬県立太田女子高等学校の金子 稔氏には木下層の有孔虫化石についてご教示いただいた。パリノサーヴェイ株式会社 興津昌宏氏には微化石分析に関する調整をしていただいた。大洋地下調査株式会社にはほぼ完全なコア採取を実施していただいた。査読者の長谷義隆氏、岡崎浩子氏、および担当編集委員の保柳康一氏からは有益な助言を頂

き、本稿は大きく改善された。以上の方々に記して深く感謝いたします。

文 献

- 安藤一男, 1990, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理, **42**, 73-88.
- 安藤一男・渡辺満久, 1996, 武蔵野台地北部の開析谷沿いにおける埋没地形面群. 第四紀研究, **35**, 281-291.
- Cant, D. J. and Walker, R. G., 1976, Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, **13**, 102-119.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. and Boyd, R., 1992, Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sediment. Petrol.*, **62**, 1130-1146.
- Davis, R. A. Jr., 1992, *Depositional systems, an Introduction to sedimentology and stratigraphy, second edition*. Prentice Hall, 604p.
- Elliott, T., 1986, Deltas. In Reading, H. G. ed., *Sedimentary environments and facies, second edition*. Blackwell, 113-154.
- Esat, T. M., McCulloch, M. T., Chappell, J., Pillans, B. and Omura, A., 1999, Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science*, **283**, 197-201.
- Fisher, W. L., 1969, Facies characterisation of Gulf Coast Basin delta systems with some Holocene analogues. *Trans. Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc.*, **19**, 239-261.
- 初島住彦, 1975, 琉球植物誌. 沖縄生物教育研究会, 1002p.
- 初島住彦, 1976, 日本の樹木. 講談社, 879p.
- 林 弥栄, 1960, 日本産針葉樹の分類と分布. 農林出版, 202p.
- 池田 宏・水谷かおり・園田洋一・伊勢屋ふじこ, 1982, 筑波台地の地形発達—“古霞ヶ浦”の鳥趾状三角州—. 筑波の環境研究, **6**, 150-156.
- 地盤沈下防止対策研究会, 1990, 地盤沈下とその対策. 白亜書房, 319p.
- 金子 稔・石川博行・中澤 努・野村正弘・山岸良江・矢島祐介, 2005, 大宮台地に分布する中-上部更新統下総層群木下層の有孔虫化石群集. 第四紀研究, **44**, 339-351.
- 関東第四紀研究会, 1970, 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題. 地球科学, **24**, 151-166.
- 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.
- 小杉正人・片岡久子・長谷川四郎, 1991, 内湾域における有孔虫の環境指標種群の設定とその古環境復元への適用. 化石, **50**, 37-55.
- 町田 洋, 1971, 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**, 1-20.
- 町田 洋・森山昭雄, 1968, 大磯丘陵の tephrochronology とそれに基づく富士および箱根火山の活動史. 地理評, **41**, 241-256.
- 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**, 302-338.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- Matoba, Y., 1970, Distribution of recent shallow water foraminifera of Matsushima Bay, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), **42**, 1-85.
- 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.
- 長崎 正, 1978, 相模積成盆地地域における下末吉期の古地理の変遷について—とくに下末吉面の形成について. 関東の四紀, no. 5, 22-25.
- 中里裕臣, 1997, 下総層群の年代. 坂上澄夫教授退官記念論文集, 127-141.
- 中里裕臣・佐藤弘幸, 2001, 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. 第四紀研究, **40**, 251-257.
- 中澤 努・遠藤秀典, 2000, 関東平野中央部大宮・野田地域地下浅部の更新統堆積シーケンスと構造運動. 堆積学研究, **51**, 23-38.
- 中澤 努・遠藤秀典, 2002, 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 41p.
- 中澤 努・遠藤秀典, 2003, 最新地質図の紹介 5 万分の 1 地質図幅「大宮」. 地質ニュース, no. 584, 26-27.
- 中澤 努・中里裕臣・小松原 琢・塚本 齊, 2003, 関東地方に分布する中期更新世指標テフラ TB-8 と Ky3 の対比の再検討. 地質調査研報, **54**, 341-350.
- 中澤 努・中里裕臣, 2005, 関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー. 地質雑, **111**, 87-93.
- 日本鉄道建設公団東京支社, 1974, 武蔵野 (東西) 線地質図 (府中本町〜新松戸). 83p.
- 楢井 尊, 1996, 更新統産ハリゲヤキ属 (ニレ科) の花粉形態. 第四紀研究, **35**, 333-338.
- 西村祥子, 1980, 横浜市における中・上部更新統の花粉群変遷. 地質雑, **86**, 275-291.
- Nummedal, D. and Swift, D. J. P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *SEPM Spec. Pub.*, **41**, 241-260.
- Okazaki, H. and Masuda, F., 1989, Arcuate and bird's foot deltas in the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **41**, 129-138.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質雑, **98**, 235-258.
- 奥谷喬司, 2000, 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- 大井次三郎, 1953, 日本植物誌. 至文堂, 1383p.
- 大嶋秀明・徳永重元・下川浩一・水野清秀・山崎晴雄, 1997, 長野県諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集とその対比. 第四紀研究, **36**, 165-182.
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P. and Tesson, M., 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, **76**, 1687-1709.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996, Calistic coasts. In Reading, H. G. ed., *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, third edition*. Blackwell Science, 154-231.
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G. and Caulet J. P., 1998, Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature*, **394**, 162-165.
- 埼玉県庄和町教育委員会, 2001, 庄和町の自然史 首都圏外郭放水路建設事業に伴う古環境復元調査の記録. 庄和町文化財調査報告第 5 集, 149p.
- Shackleton, N. J., 1987, Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quatern Sci Rev* **6**, 183-190.
- 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.
- Swift, D. J. P., 1968, Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Jour. Geol.*, **76**, 444-456.
- 高原勇夫, 1984, 大宮台地南部及び荒川低地における第四系の地層区分と堆積環境. 埼玉地理, **8**, 1-12.
- 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, 136p.
- 当間唯弘, 1974, 横浜付近の下末吉面の陸化過程. 第四紀研究, **13**, 199-215.
- 辻 誠一郎, 1980, 大磯丘陵の更新世古沢層の植物化石群集 (I). 第四紀研究, **19**, 107-115.
- 辻 誠一郎, 1983, 下末吉期以降の植生変遷と気候変化. アーバンクボタ, no. 21, 44-47.
- 辻 誠一郎・南木睦彦, 1982, 大磯丘陵の更新世古沢層の植物化石群集 (II). 第四紀研究, **20**, 289-304.
- 塚田松雄, 1980, 杉の歴史: 過去一万五千年間. 科学, **50**, 538-546.
- Ujiié, H., 1962, Introduction to statistical foraminiferal zonation. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **68**, 431-450.
- 海津正倫, 1994, 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270p.
- Walker, R. G. and Eyles, C. H., 1991, Topography and significance of a basinwide sequence-bounding erosion surface in the Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *Jour. Sediment. Petrol.*, **61**, 473-496.
- Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W. and Boyd, R., 1994, The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *SEPM Spec. Pub.*, **51**, 45-60.

(要 旨)

中澤 努 中島 礼 植木岳雪 田辺 晋 大嶋秀明 堀内誠示, 2006, 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. 地質雑, **112**, 349–368. (Nakazawa, T., Nakashima, R., Ueki, T., Tanabe, S., Oshima, H. and Horiuchi, S., 2006, Sequence stratigraphy of the Pleistocene Kioroshi Formation, Shimosa Group beneath the Omiya Upland, central Kanto Plain, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **112**, 349–368.)

大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層の形成過程について, コアの層相および産出する化石群集を基にシーケンス層序学的な検討を行った. 大宮地域の木下層は, 開析谷システムにより形成された下部とバリアー島システムによって形成された上部に分けられ, 下部および上部のそれぞれに上方細粒化と上方粗粒化のセットからなる堆積相累重様式が認められる. 花粉化石とテフクロクロノロジーおよび MIS カーブの対比に基づくと, 下部は MIS6 ~ 5e 前期, 上部は MIS5e 後期に対比され, 下部の開析谷システムは低海面期堆積体および海進期堆積体, 上部のバリアー島システムは高海面期堆積体と解釈される.