

第3章 下総層群

(米岡佳弥・中澤 努・野々垣 進・中里裕臣)

更新統下総層群は、本調査地域の中心部に位置する大宮台地及び低地の沖積層の下位に分布する。大宮地域の下総層群は、下位より地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層、大宮層に区分され（中澤・中里、2005），清川層及び大宮層を除いて各層がそれぞれ一回の海水準変動の影響を受けて形成された陸成層と海成層の堆積サイクルからなる。以下では、基準ボーリング調査のコア試料の観察結果を中心に、本地域地下に分布する下総層群の各層について記載する。

3.1 研究史

大宮台地を含む関東平野中央部の下総層群は、最上部を除くと大部分が地表に露出していないため、地層観察を露頭で行うことは困難である。従って地層の観察にはボーリング調査が必要である。ボーリング試資料に基づく大宮台地の初期の研究としては、森川（1962），新堀ほか（1970），堀口（1970）などがある。森川（1962）は大宮台地の深度 60 m 付近までの地層を下位より下部暗色層，第2砂礫層，上部暗色層，第1砂礫層，淡色層，ローム層に区分した。新堀ほか（1970）は深度約 70 m 付近までに認められる複数の礫層を下位より G4, G3, G2, G1 とし，これらを追跡することで関東平野の広域な地質構造を推定した。堀口（1970）は大宮台地の深度 40 m 付近までの地層を，下位より浦和層（下部砂礫層，中部泥層，上部砂層，シルト層，最上部粘土）及び大宮層（下部砂礫層，上部粘土層）に区分した。大宮台地の下総層群の堆積環境を初めて検討したのは高原（1984）であり，土木・建築工事のボーリング試資料の層相及び珪藻化石分析から大宮台地の地層を検討した。その結果，浦和付近の台地の深度 40 m 付近までの地層を，下位より浦和砂礫層，浦和泥層，大宮砂礫層に区分し，このうち浦和泥層中部を珪藻化石と貝化石から内湾性の浅海成堆積物，浦和泥層の下部と上部を淡水性種珪藻化石の多産から淡水域の地層，大宮砂礫層を淡水性種珪藻化石の多産から河川堆積物と判断した。

1990 年代には関東平野中央部地質研究会（1994）により，春日部の地盤沈下観測井のコア試料を用いて層相記載，テフラ，各種化学分析，古地磁気分析が行われた。また埼玉県（1996）は，さいたま市見沼区深作において活断層調査のためのボーリング調査を行い，深度 37 m 付近に下総層群清川層の Ky3 テフラを認めた。しかし 1990 年代のこれらの調査では下総層群の模

式地の地層との対比や年代についての議論は充分に行われなかった。

初めて関東平野中央部で下総層群の地層を海進－海退の堆積サイクルに基づき区分したのは中澤・遠藤（2000, 2002）である。さらに中澤・中里（2005）はさいたま市浦和区 調 公園で実施されたボーリング調査のコア試料から堆積サイクルを認定し，見出したいいくつかの指標テフラから下総層群の模式地との対比を行った。これにより大宮台地の下総層群の形成年代と地層形成過程が明らかとなった。

これ以降，より詳細に下総層群の各層が調査されるようになる。中澤ほか（2006）は大宮台地の地下に分布する木下層について層相及び花粉・珪藻化石群集をもとに形成過程を検討し，木下層下部を下位から順に河川，干潟，エスチュアリー中央盆，湾頭デルタの 4 つのユニットに，木下層上部は下位から順に外浜あるいは湾口，ラグーン，デルタの 3 つのユニットに細分した。中澤ほか（2009）は関東平野中央部において MIS 12 層準，すなわち下総層群と上総層群の境界である地蔵堂層の基底を初めて厳密に認定した。この研究では越谷市大杉でボーリング調査が行われ，この地域では地蔵堂層基底は河川成の砂礫層を伴わない侵食面であることが明らかとなり，そのような境界が下総層群と上総層群の境界となる場合があることが認識された。

関東平野中央部で更新統の標準となる花粉化石層序を，初めて指標テフラを含めて構築したのは本郷・水野（2009）である。本郷・水野（2009）は埼玉県（1996）の深作ボーリングコア試料を対象として花粉分析を行い，28 の地域花粉群集帯に区分した。これにより MIS 11 に *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) (コナラ属アカガシ亜属) が多産する層準が，MIS 15 ~ 16 に *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) (コナラ属コナラ亜属) が相対的に多産する層準があることが明らかとなり，広域での対比に有用であることが確認された。

2014 年には関東平野中央部で地質図が 2 編発行された。納谷・安原（2014）は大宮台地北部の鴻巣地域でボーリングコアの詳細な記載，テフラの記載及び分析，貝化石・貝形虫化石・有孔虫化石・花粉化石・珪藻化石分析を行い，5 万分の 1 地質図を作成した。また，納谷ほか（2014）は関東平野中央部の特殊地質図作成のために掘削長 300 ~ 600 m の長尺ボーリングコアの解析を行い，関東平野中央部の標準地下地質の構築やテフラのカタログ作成と広域対比などを行った。特に下総層群については藪層基底層準の地層標高分布モ

ル図が初めて作成された。

最近では金子ほか（2018）が浦和 GS-UR-1 コア試料から下総層群各層の有孔虫化石分析を行い、関東平野中央部における古東京湾の古環境変遷を考察した。また、地蔵堂層と藪層の一部の層準で浮遊性有孔虫の多産層準が認められ、外洋水の影響が最も大きかった時期と考えられるとともに、関東平野中央部において対比にも有効であると考えられた。中澤ほか（2019a）は、さいたま市史の中で、大宮台地の下総層群の既存研究をとりまとめ、14 セクションの地下地質断面を図示した。Kajita *et al.* (2022) は、浦和 GS-UR-1 コアの MIS 5e, 7e, 9, 11 に相当する海成層（それぞれ木下層、上泉層、藪層、地蔵堂層）から長鎖不飽和ケトン化合物（アルケノン）を検出し、各層準の古水温を推定した。今後、定量的かつ汎用性のあるアルケノン古水温データも有効な対比ツールとなりうることが示された。

3.2 地蔵堂層 (J)

命名・定義 板倉（1935）の名称に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義。下位の上総層群金剛地層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の藪層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる。

模式地 千葉県木更津市地蔵堂周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

桶川 GS-OK-1 : 深度（基底不明）～70.55 m, 標高（基底不明）～-48.22 m

芝浦工大 GS2012-OMY : 深度 150.00 (孔底) ～113.30 m, 標高 -135.96 (孔底) ～-99.26 m

大宮 GS-OM-6 : 深度 120.00 (孔底) ～101.36 m, 標高 -107.03 (孔底) ～-88.39 m

浦和 GS-UR-1 : 深度 102.00 (孔底) ～91.34 m, 標高 -85.71 (孔底) ～-75.05 m

川口 GS-KG-1 : 深度 110.00 (孔底) ～80.30 m, 標高 -95.99 (孔底) ～-66.29 m

越谷 GS-KS-1 : 深度 134.12 ～86.00 m, 標高 -128.79 ～-80.67 m

八潮 GS-YS-2 : 深度 89.39 ～63.98 m, 標高 -87.73 ～-62.32 m

層相 地蔵堂層は下部、中部、上部に分けられる（第 3.1 図）。下部は上方に細粒化する砂礫層及びその上位の泥層からなる。中部は主に生物擾乱を受けた砂泥層からなり、貝化石が認められる。上部は全体に上方へ粗粒化する砂層からなり、貝化石や礫が含まれることが多い。

地蔵堂層下部は芝浦工大 GS2012-OMY コアで観察される（第 3.1 図）。このコアでは地蔵堂層基底は掘止深度以深であるため確認できないが、下部の大部分を観察できる。下部の下半部は斜交葉理が認められる砂礫層であり、分級の悪い粗粒～極粗粒砂を主体とする砂層に径 40 mm 以下の亜円礫～亜角礫を多量に含む。砂

礫層は上方に細粒化し、上半部の泥層へ漸移する。下部の上半部はやや腐植質な泥層を主体とし、一部で細粒砂層と互層する。また下部の最上部には上位の地蔵堂層中部より巣穴化石が掘り込んでいる。

地蔵堂層中部は、桶川 GS-OK-1 コア、芝浦工大 GS2012-OMY コア、越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアで基底まで観察される（第 3.1 図）。越谷 GS-KS-1 コアの地蔵堂層中部は上記の 4 つのボーリングコアの中で最も層厚が大きく、約 25 m である。このコアでの地蔵堂層中部は砂層が主体であり、下半部は生物擾乱を受けた細粒～極細粒砂から泥へと上方に細粒化する層が複数累重し、砂層中には貝化石が認められる。上半部は基底部の礫混じり粗粒砂層と、その上位の砂泥互層からなる。下半部と同様に上半部も全体に貝化石が認められ、最上部付近では生物擾乱を受けている様子が観察される。また、中部の最上部付近の泥層には J4 (TE-5) テフラが認められる。この J4 テフラは浦和 GS-UR-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアにも同様に地蔵堂層中部に認められる。桶川 GS-OK-1 コアや八潮 GS-YS-2 コアの地蔵層中部も同様に貝化石混じりで生物擾乱が認められるが、層相は砂泥互層あるいは泥層がやや優勢である。

地蔵堂層上部は上方に粗粒化する比較的分級の良い砂層からなる（第 3.1 図）。ただし、上部の基底部は貝化石・礫混じりのやや粗粒な砂になることがある。芝浦工大 GS2012-OMY コアでは基底部に径 50 mm 以下の円礫～亜円礫が混じる。芝浦工大 GS2012-OMY コア、川口 GS-KG-1 コア、越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-1 コアでは砂層全体に貝化石が認められる。川口 GS-KG-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアでは上部は下位から順に、分級の良い平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達した極細粒～細粒砂層、斜交葉理の発達する細粒～中粒砂層、白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する平行葉理細粒～中粒砂層が累重する。特に川口 GS-KG-1 コアでは最上部に重鉱物が濃集したラミナが認められる。川口 GS-KG-1 コア、越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアの上半部の砂層には礫が混じる。

S 波速度 基底部の礫層は S 波速度がおよそ 400 ～ 700 m/s である（ウェブサイト「都市域の地質地盤図」のボーリング柱状図に併記；以下、同じ）。それより上位の砂層及び泥層は S 波速度がおよそ 300 ～ 450 m/s である。

花粉化石（第 3.2 図） 中澤ほか（2009）により、越谷 GS-KS-1 コアから花粉化石群集の報告がある。越谷 GS-KS-1 コアの地蔵堂層は木本植物花粉の組み合わせに基づき、中部に相当する KS-P2 帯及び KS-P3 帯に区分される。

KS-P2 帯は *Tsuga* (ツガ属) が高率で産出し、*Abies* (モミ属), *Picea* (トウヒ属), *Pinus* (マツ属) がこれに次ぐ。また本花粉帶の下部では *Cryptomeria* (スギ属) が上部に比べてやや多く産する。

KS-P3 帯は *Fagus* (ブナ属) が高率で産出し、

Hemiptelea (ハリゲヤキ属) がやや高率で伴う。また、*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*), *Carpinus/Ostrya* (クマシデ属/アサダ属), *Taxaceae/Cephalotaxaceae/Cupressaceae* (イチイ科/イヌガヤ科/ヒノキ科) が比較的多く産出し、*Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*), *Distylium* (イスノキ属) が低率ながら産出する。

KS-P2 帯は亜寒帯に多い *Abies*, *Tsuga*, *Picea* が多産することから冷涼な気候が推定される。一方で KS-P3 帯では温帯域の落葉広葉樹である *Fagus*, *Hemiptelea*, *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*), *Carpinus/Ostrya*, *Taxaceae/Cephalotaxaceae/Cupressaceae* が主体とする森林が広く分布していたと推測される (中澤ほか, 2009)。

また本郷・水野 (2009) により、さいたま市見沼区深作で実施された A-1 ボーリング (埼玉県, 1996) のコア試料から花粉化石群集の報告がある。深作 A-1 コアでは地蔵堂層中部に相当する花粉帶である Fs-Pol-12 帯に *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*), *Fagus* 及び *Cupressaceae* が多産し、*Abies*, *Picea*, *Cryptomeria* 及び *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) が低率で産出する層準がある。本花粉帶は産出花粉の組み合わせから、銚子地域において MIS 11 の堆積物に相当する CH 9 帯 (Okuda et al., 2006) に対比された (本郷・水野, 2009)。下総層群において *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) が高率で産出する層準は地蔵堂層 (MIS 11) の指標となる可能性がある (榎井・本郷, 2018)。

有孔虫化石 (第 3.3 図) 金子ほか (2018) により、浦和 GS-UR-1 コアから有孔虫化石群集の報告がある。浦和 GS-UR-1 コアの地蔵堂層は有孔虫化石を豊富に産出し、下位から地蔵堂層は I ~ IV 帯の 4 つの化石帶に区分される。

I 帯は *Pseudononion japonicum*, 暖流系表層水種 (井上, 1980) である *Pseudorotalia gaimardi*, *Elphidium kusiroense* が主要な構成種であり、地蔵堂層の他の化石帶と比べて浮遊性有孔虫産出数 (PFN) が多く、有孔虫全個体数に占める浮遊性有孔虫産出数の割合 (P/T 比) が高い。

II 帯は *Pseudononion japonicum*, *Pseudorotalia gaimardi* が主要な構成種であり、特に *Pseudorotalia gaimardi* が多産する。I 帯と比べて PFN 及び P/T 比が減少する。

III 帯は *Nonionella stella*, *Buccella inusitata*, *Ammonia japonica* が主要な構成種である。II 帯と比べると特に湾央部に多い *Nonionella stella* (Ujiie, 1962) が多産し、寒冷種の *Buccella inusitata* (井上, 1980) の産出が増える。

IV 帯は *Elphidium subgranulosum*, *Buccella frigida*, *Elphidium clavatum* を主要な構成種とする。*Elphidium subgranulosum* や *Buccella frigida* は湾奥部を除く湾全体に分布するとされている (Matoba, 1970)。

I 帯は浮遊性有孔虫の多産や暖流系表層水種の産出から、暖流の影響が大きい湾口部から沿岸部浅海域であ

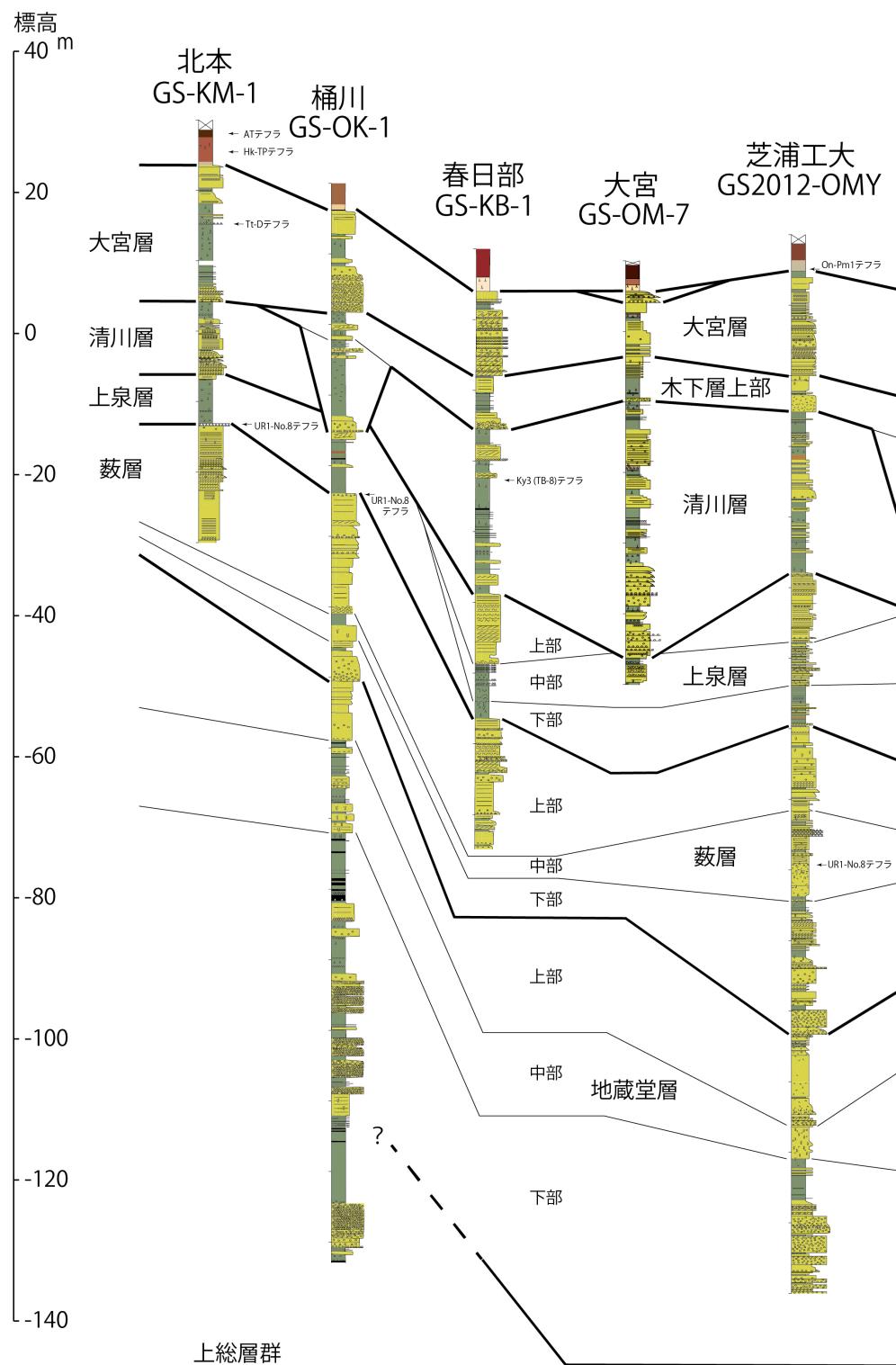
ると考えられる。II 帯から III 帯も湾口部～湾央部の環境が続くが、暖流の影響は弱まり寒流の影響を受けるようになった。IV 帯では暖流系表層水種は産出しなくなり、寒流の影響の大きい湾央部の環境が推測される。

テフラ (第 3.1 表)

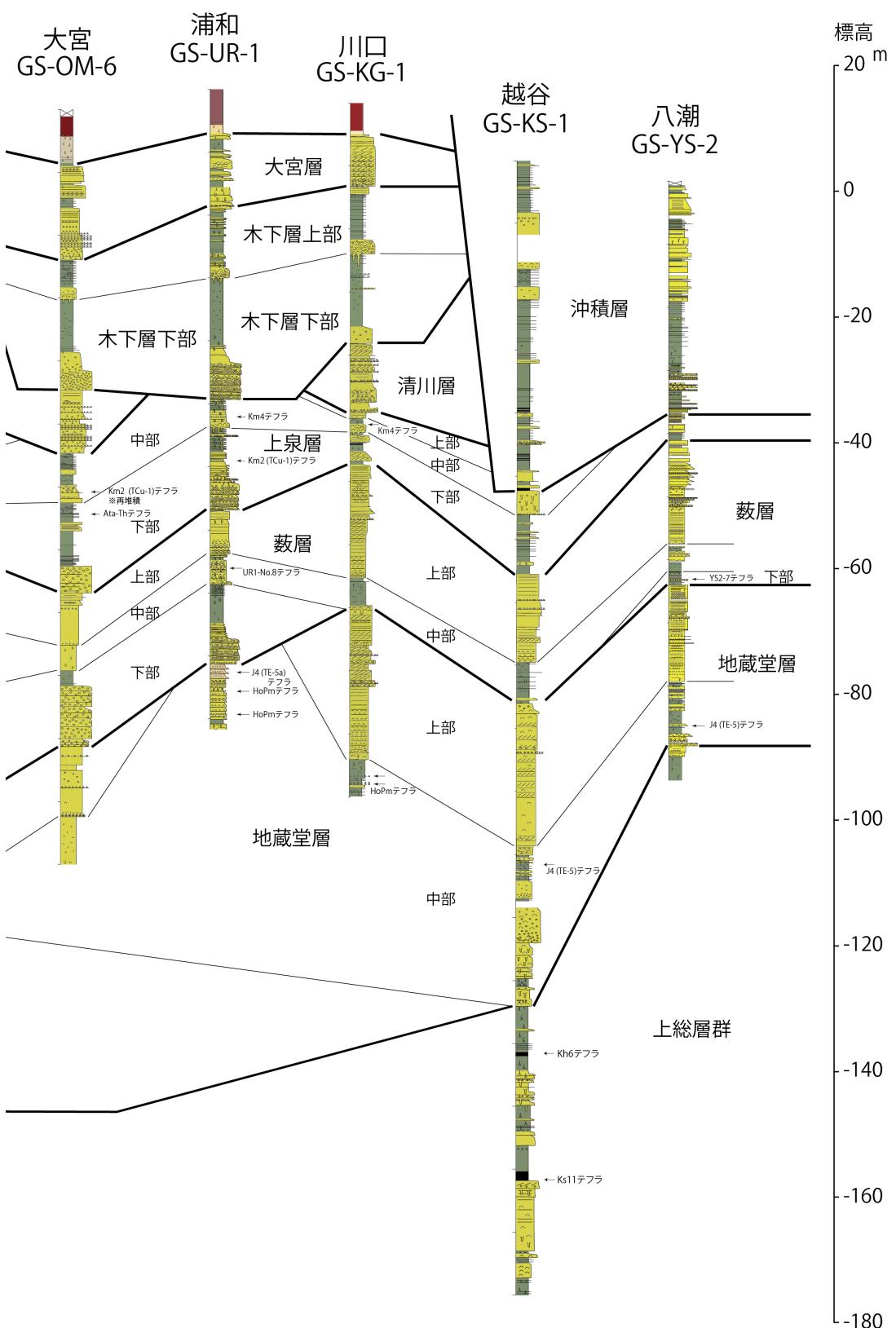
J4 (TE-5) テフラ：浦和 GS-UR-1 コアの深度 93.57 ~ 91.34 m (第 3.4 図；地蔵堂層中部), 越谷 GS-KS-1 コアの深度 111.58 ~ 111.57 m (地蔵堂層中部) 及び八潮 GS-YS-2 コアの深度 86.50 ~ 86.18 m (地蔵堂層中部) に挟在する。

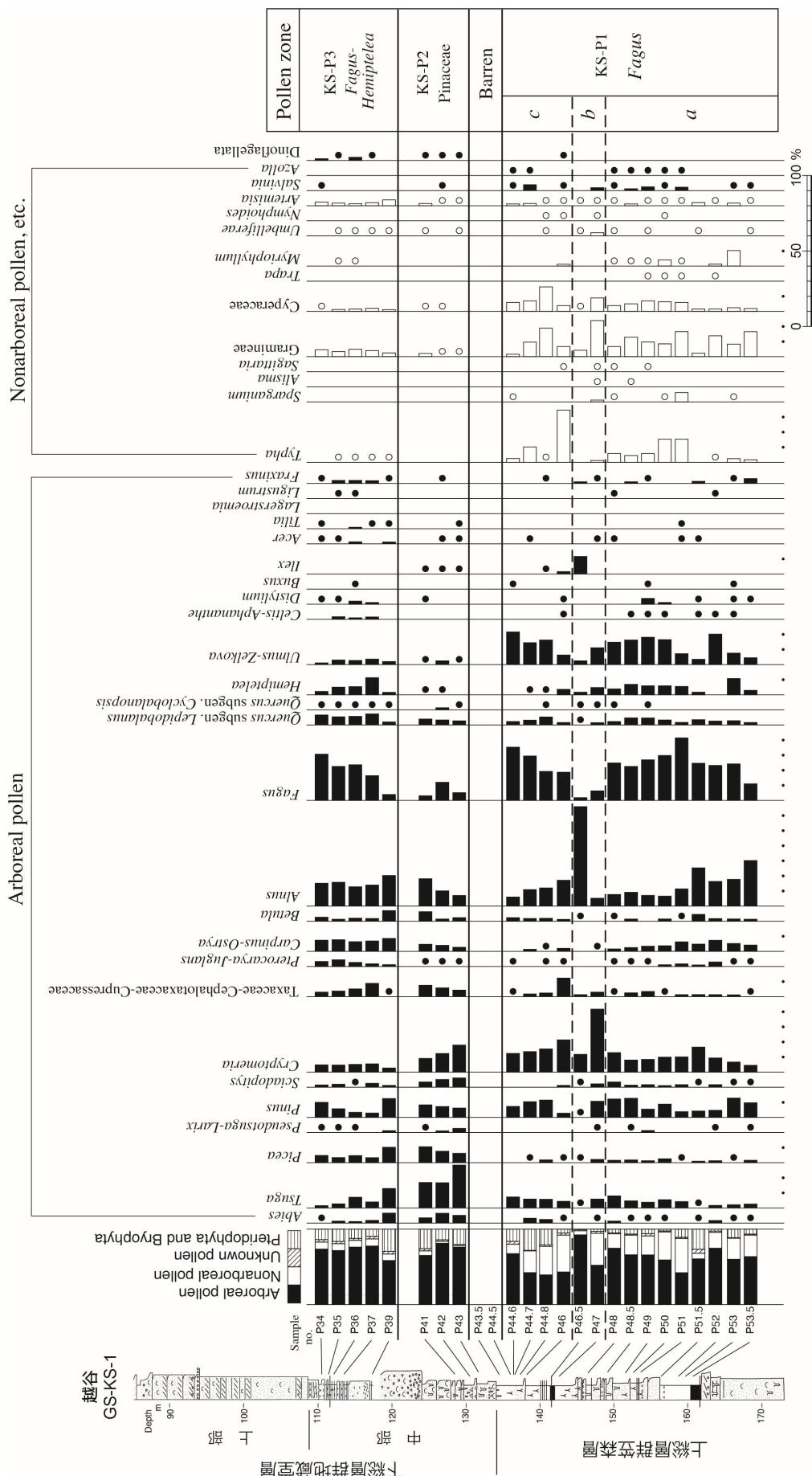
一般に J4 (TE-5) テフラは下部の細粒の火山灰層と上部の粗粒の軽石層に細分することができ、前者は TE-5a, 後者は TE-5b と呼ばれている (吉川・井内, 1991; 斎藤, 2000; 町田・新井, 2003)。両者は給源火山が異なるテフラであり、テフラの特徴が異なることが知られている。TE-5a (細粒火山灰層) には主に黒雲母及び角閃石が含まれ、火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498 ~ 1.500, 角閃石の屈折率 (n₂) は 1.690 ~ 1.695 である (町田・新井, 2003)。一方で TE-5b (粗粒軽石層) には主に角閃石及び直方輝石が含まれ、火山ガラスの屈折率 (n) は 1.506 ~ 1.512, 直方輝石の屈折率 (γ) は 1.703 ~ 1.708, 角閃石の屈折率 (n₂) は 1.667 ~ 1.672 である (町田・新井, 2003)。本テフラは酸素同位体比曲線との対比から MIS 11 のピーク付近に降灰したと考えられている (中澤ほか, 2009)。

浦和 GS-UR-1 コアでは本テフラは細粒の火山灰からなる。重鉱物は主に黒雲母であり、少量の角閃石及び直方輝石を含む (中澤・中里, 2005)。角閃石の屈折率 (n₂) は 1.688 ~ 1.695 (1.690 ~ 1.692:括弧内はモード値, 以下同じ), 直方輝石の屈折率 (γ) は 1.733 ~ 1.736 (1.735) であり、共に高い屈折率を示す。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.497 ~ 1.498 である。これらの特徴からこのテフラは TE-5a に対比される (中澤・中里, 2005)。一方で越谷 GS-KS-1 コアでは、重鉱物は黒雲母が認められ、火山ガラスは中間型及び多孔質型からなる (中澤ほか, 2009)。このうち中間型の火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498 ~ 1.500 と低く、5 wt.% 程度の高い K₂O 含有量を示す (第 3.2 表; 中澤ほか, 2009)。これに対して多孔質型の火山ガラスの屈折率 (n) は 1.500 ~ 1.509 であり、化学組成は CaO と K₂O が 2 wt.% 程度含まれる。これらの特徴から前者は TE-5a, 後者は TE-5b の火山ガラスに対比され、越谷 GS-KS-1 コアの本テフラは TE-5a に TE-5b が混入したものであると判断された (中澤ほか, 2009)。また、八潮 GS-YS-2 コアでは本テフラは 2 層準に分かれており、ガラス質テフラの直上に軽石質テフラが認められる (坂田ほか, 2011)。前者のガラス質テフラは細粒の火山ガラスと黒雲母からなり、火山ガラスの屈折率 (n) は 1.499 ~ 1.501 (1.499) である。後者の軽石質テフラは重鉱物として角閃石を多く含み、次いで少量の直方輝石及び磁鐵鉱を含む。角閃石の屈折率 (n₂) は 1.666 ~ 1.672 (1.668), 直方輝

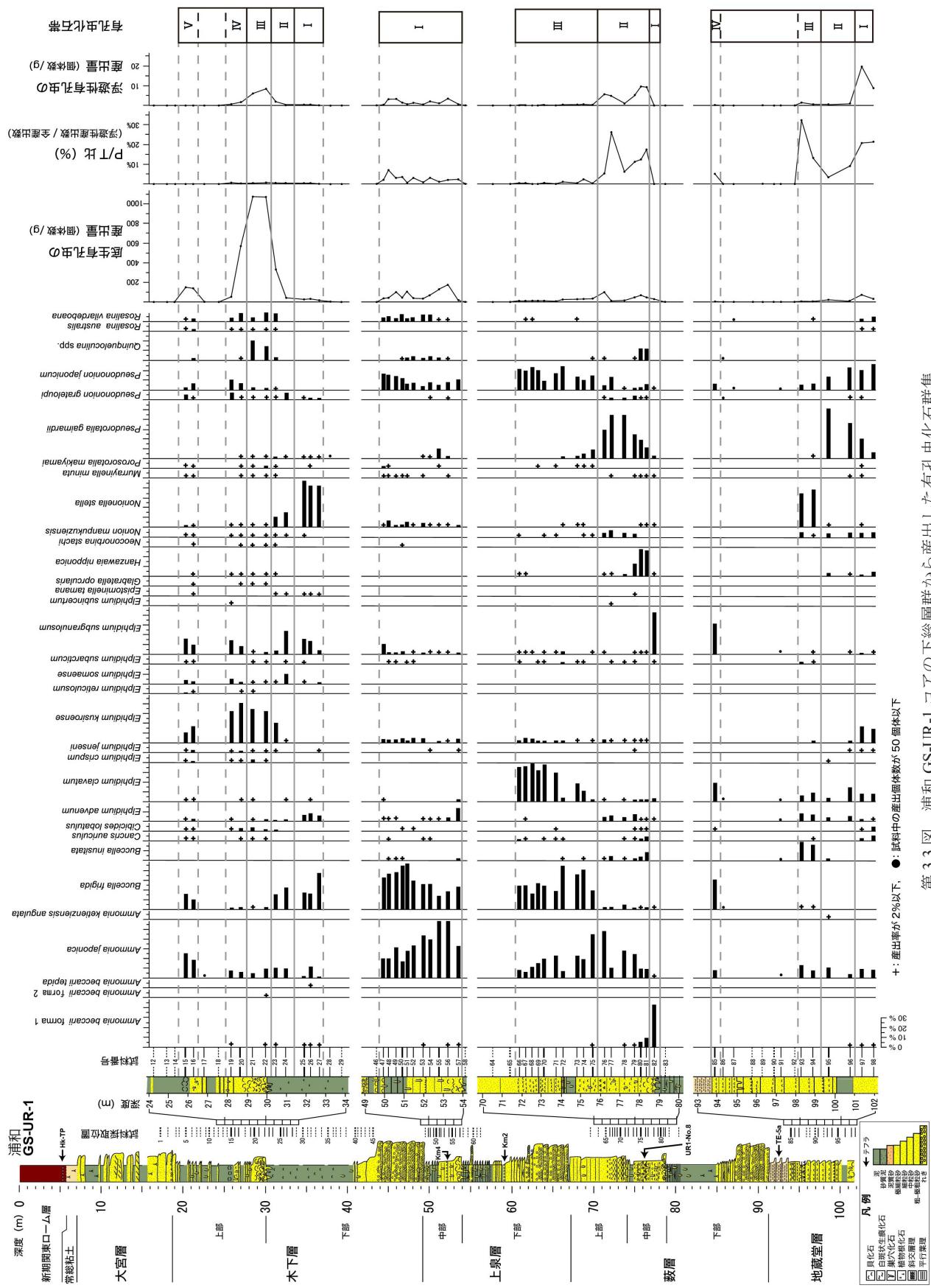


第3.1図 調査地域の更新統下総層群の柱状図。
柱状図の位置は第2.2図参照。





第3.2図 越谷 GS-KS-1 コアの上総層群笠森層から下総層群地蔵層にかけての範囲から产出した花粉化石群集。
中澤ほか(2009)を一部改変。●や○は1%未満の产出を示す。柱状図の凡例は第3.1図参照。柱状図の位置は第2.2図参照。

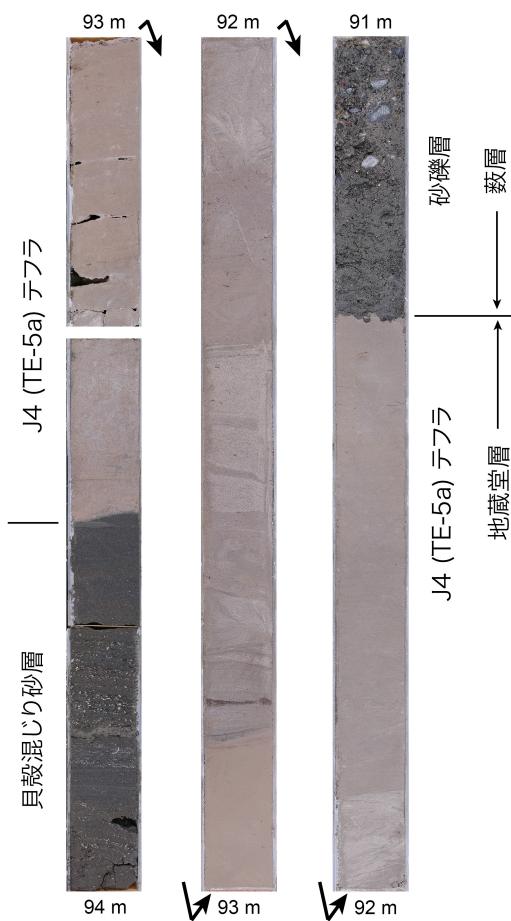


第3.3図 潟和 GS-UR-1コアの下総層群から産出した有孔虫化石群集。
金子ほか、(2018)を一部改変。柱状図の位置は第2.2図参照。

第3.1表 基準ボーリングコア試料から見出されたテフラの記載岩石学的特徴。

コア	深度	層厚	層相	色調	粒径	重鉱物	屈折率	対比	文献
GS-KM-1	14.73–14.74 m	1 cm	軽石	wh	1 mm	opx > ho, mt, (bi)	gl (n): 1.500–1.504 (1.503) opx (V): 1.712–1.719 (1.716) ho (n ₂): 1.680–1.692 (1.689)	Tt-D	米岡ほか (2024)
	43.31–43.38 m	7 cm	軽石	wh	2–3 mm	cum > mt	gl (n): 1.507–1.509, 1.517–1.521 (1.518–1.519) cum (n ₂): 1.660–1.665 (1.663)	UR1-No.8	米岡ほか (2024)
GS-OK-1	44.03–44.06 m	3 cm	軽石	wh	1–2 mm	cum > opx > ho	gl (n): 1.504–1.508 (1.506), 1.518–1.523 (1.520) cum (n ₂): 1.658–1.665 (1.663)	UR1-No.8	米岡ほか (2024)
GS-KB-1	32.86–32.96 m	10 cm	軽石, スコリア, 岩片	yw-wh	0.5–2 mm	opx, cpx, mt	opx (V): 1.696–1.729 (1.700)	Ky3 (TB-8)	中澤・中里 (2005)
GS2012-QMY	89.20–89.54 m	34 cm	軽石	yw-wh	1–3 mm	cum > ho, opx	cum (n ₂): 1.659–1.666 (1.662–1.663)	UR1-No.8	本研究
GS-QM-6	60.73–60.76 m	3 cm	軽石	yw-wh	2–3 mm	opx, cpx, mt	gl (n): 1.514–1.518 (1.516–1.517) opx (V): 1.716–1.721 (1.719)	Km2 (TCU-1)	本研究
	61.29–61.32 m	-	泥層に散在	-	-	-	gl (n): 1.498–1.501 (1.499–1.500)	Ata-Th	本研究
GS-UR-1	64.10–64.42 m	32 cm	軽石, スコリア	yw-wh	1–10 mm	opx, cpx, mt	opx (V): 1.697–1.701 (1.698–1.699)	Km4	中澤・中里 (2005)
	52.12–52.18 m	6 cm	軽石, スコリア	yw-wh	1–10 mm	opx, cpx, mt	opx (V): 1.698–1.702 (1.700–1.702), 1.713–1.719 (1.716–1.718)	Km2 (TCU-1)	中澤・中里 (2005)
	58.98–59.17 m	19 cm	軽石, スコリア	yw-wh	0.5–10 mm	cum, (ho, opx)	cum (n ₂): 1.659–1.664 (1.662–1.663)	UR1-No.8	中澤・中里 (2005)
	75.70–76.10 m	40 cm	軽石	wh	-	-	gl (n): 1.497–1.498 opx (V): 1.733–1.736 (1.735) ho (n ₂): 1.688–1.695 (1.690–1.692)	J4 (TE-5a)	中澤・中里 (2005)
	91.34–93.57 m	223 cm	軽石	yw-gy	シルト-粗粒砂サイズ	bi, (ho, opx)	-	-	-
	95.31–95.37 m	6 cm	-	-	0.5–1.5 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n ₂): 1.667–1.672 (1.670)	-	-
	95.60–95.66 m	6 cm	軽石	wh	0.5–2 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n ₂): 1.667–1.672 (1.668–1.670)	HoPm	中澤・中里 (2005)
	98.21–99.26 m	5 cm	-	-	0.5–1 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n ₂): 1.667–1.674 (1.669)	-	-
GS-KG-1	51.10–51.35 m	25 cm	軽石, スコリア	gy-wh	1–10 mm	opx, cpx, mt	opx (V): 1.698–1.702 (1.700)	Km4	中澤・中里 (2005)
	106.65–106.71 m	6 cm	-	-	0.5–2 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n ₂): 1.667–1.672 (1.669), ho, opx, mt, (bi)	HoPm	中澤・中里 (2005)
	107.83–107.87 m	4 cm	軽石	wh	0.5–2 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n ₂): 1.667–1.672 (1.668–1.670)	-	-
	107.98–108.10 m	12 cm	-	-	0.5–3 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n ₂): 1.666–1.672 (1.668–1.670)	-	-
GS-KS-1	111.57–111.58 m	1 cm	泥層に散在	-	-	bi	gl (n): 1.498–1.509 (1.4995)	J4 (TE-5a, b)	中澤 (2009)
	63.24–63.26 m	2 cm	ガラス質テフラ	gy-yw	-	-	gl (n): 1.504–1.506 (1.505–1.506)	YS2-7	坂田 (2011)
GS-Y-S-2	86.18–86.20 m	2 cm	軽石	gy-wh	中粒砂-粗粒砂サイズ	ho, (opx, mt)	opx (V): 1.703–1.708 (1.704–1.706) ho (n ₂): 1.666–1.672 (1.668)	J4 (TE-5b)	坂田 (2011)
	86.53–86.77 m	24 cm	ガラス質テフラ	gy-wh	-	bi	gl (n): 1.498–1.500 (1.499)	J4 (TE-5a)	坂田 (2011)

wh: white, yw-wh: yellowish-white, pk: pink, wh-gy: whitish-gray, yw-gy: yellowish-gray, gy-wh: grayish-white
opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, mt: 磁鐵鉻, ho: 磁鐵鉻, ho (n₂): 角閃石, cum: カミングトン閃石, bi: 黒雲母



第3.4図 浦和 GS-UR-1 コアにみられる J4 (TE-5a) テフラ (中澤ほか, 2019a). コアの上下の数値は深度を示す.

石の屈折率 (γ) は $1.703 \sim 1.708$ ($1.704 \sim 1.706$) である. これらの特徴からガラス質テフラは TE-5a, その直上にある軽石質テフラは TE-5b に対比される (坂田ほか, 2011).

その他のテフラ: 浦和 GS-UR-1 コアの深度 $95 \sim 100$ m 及び川口 GS-KG-1 コアの深度 $106 \sim 109$ m には, 普通角閃石を含む軽石層が複数認められる (HoPm: 中澤・中里, 2005). これらの軽石層に含まれる普通角閃石は屈折率 (n_2) がどれも $1.667 \sim 1.672$ ($1.669 \sim 1.670$) 程度であり, 各軽石層を識別することはできていないが, 今後これらの類似のテフラが多数挟在する層準として層序学的な指標となる可能性がある.

堆積環境 下部の粗粒な砂層は分級が悪く礫を豊富に含み, 斜交葉理が認められる. この砂層から漸移する上位の泥層はやや腐植質であり, 陸域での堆積が考えられる. 従って上位の泥層は氾濫原で堆積したと考えられ, 気候原堆積物へ漸移する下位の砂層は河川チャネル堆積物であると考えられる. 中部は貝化石を含み生物擾乱が認められることから海成層と考えられる. 上部の砂層は貝化石が含まれることから海成層と考えられる. また砂層は上方に粗粒化しており, 沿岸の浅海環境で形成された上方浅海化を示す砂層と考えられる. 川口 GS-KG-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアの上部は下位から順に, 分級の良い平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達した極細粒~細粒砂層, 斜交葉理の発達する細粒~中粒砂層, 前浜環境の指標となる (菊地, 1972; 奈良, 1994; Seike, 2009) 白斑状生痕化

第3.2表 テフラに含まれる火山ガラスの化学組成.

	GS-KS-1 ^[1]		GS-KS-1 ^[1]		GS-OM-6 ^[2]		GS-KM-1 ^[3]	
	Ave.(N=15)	σ	Ave.(N=4)	σ	Ave.(N=15)	σ	Ave.(N=15)	σ
(wt.%)								
SiO ₂	77.84	0.23	77.04	0.84	78.27	0.21	75.49	0.80
TiO ₂	0.04	0.04	0.18	0.10	0.16	0.06	0.23	0.08
Al ₂ O ₃	12.28	0.10	13.08	0.68	12.38	0.11	13.89	0.50
Cr ₂ O ₃							0.03	0.05
FeO	0.82	0.07	1.52	0.60	0.94	0.09	1.21	0.20
NiO							0.07	0.09
MnO	0.03	0.06	0.03	0.05	0.09	0.07	0.09	0.09
MgO	0.13	0.05	0.37	0.07	0.18	0.04	0.27	0.10
CaO	0.85	0.04	1.97	0.30	1.25	0.05	1.28	0.16
Na ₂ O	2.87	0.20	4.04	0.34	3.58	0.09	3.25	0.40
K ₂ O	5.13	0.37	1.77	0.16	3.15	0.09	4.11	0.26
P ₂ O ₅							0.08	0.08
Total	100.00		100.00		100.00		100.00	
対比	J4 (TE-5a)		J4 (TE-5b)		Ata-Th		Tt-D	

[1] 中澤ほか (2009) [2] 本研究 (分析は古澤地質 (株) による) [3] 米岡ほか (2024)

石 *Macaronichnus segregatis* が多産する平行葉理細粒～中粒砂層が累重する。このような堆積相の累重様式は、下部外浜相、上部外浜相、海浜相へと累重する外浜～海浜システム（岡崎・増田、1992）の堆積物と考えられる。

年代 本層中部には房総半島の地蔵堂層に挟在するJ4 (TE-5) テフラが認められる。本テフラはMIS 11のピーク頃に降灰したと考えられていることから（中澤ほか、2009），本層の形成年代はMIS 11を中心とした時期と考えられる。

3.3 やぶ 薦層 (Yb)

命名・定義 板倉（1935）の名称に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義。下位の地蔵堂層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の上泉層に整合または軽微な不整合で覆われる。

模式地 木更津市藪及び宿周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1：深度 60.00（孔底）～43.31 m, 標高-29.63（孔底）～-12.94 m

桶川 GS-OK-1：深度 70.55～44.00 m, 標高-48.22～-21.67 m

春日部 GS-KB-1：深度 85.00（孔底）～69.55 m, 標高-73.02（孔底）～-57.57 m

芝浦工大 GS2012-OMY：深度 113.30～69.92 m, 標高-99.26～-55.88 m

大宮 GS-OM-6：深度 101.36～76.84 m, 標高-88.39～-63.87 m

浦和 GS-UR-1：深度 91.34～66.85 m, 標高-75.05～-50.56 m

川口 GS-KG-1：深度 80.30～57.60 m, 標高-66.29～-43.59 m

越谷 GS-KS-1：深度 86.00～65.58 m, 標高-80.67～-60.25 m

八潮 GS-YS-2：深度 63.98～41.04 m, 標高-62.32～-39.38 m

分布形態（第3.5図） 薦層基底面まで達している既存ボーリングデータが少ないため詳細な分布形態は不明である。ただし、中央部（さいたま市大宮区～春日部市付近；標高-100～-80 m程度）では標高が低く、北西部（北本市付近；標高-60～-50 m）及び南部（川口市～八潮市付近；標高-70～-60 m程度）で標高が高い傾向にある。

層相 薦層は下部、中部、上部に分けられる（第3.1図）。下部は砂礫層と泥層からなる。中部は生物擾乱を受けた貝化石混じり極細粒砂層あるいは泥層を主体とする。上部は全体に上方粗粒化する砂層からなる。

薦層下部の砂礫層の基底は侵食面であり、砂礫層が分布する場所では下位の地層を削剥している。大宮 GS-OM-6コアや浦和 GS-UR-1コアにおいて薦層下部は

分級の悪い粗粒砂～極粗粒砂が主体であり、径80 mm以下の亜円礫～亜角礫を多量に含む。この砂礫層は上方に細粒化する複数のユニットからなる。砂礫層の上位には砂礫層から漸移して泥層が累重する。泥層には植物根痕や腐植質の泥層が認められる。下部の最上部付近には、後述する薦層中部からの巣穴化石の掘り込みや、生物擾乱を受けた様子が認められる。なお芝浦工大 GS2012-OMYコアでは、本層下部は砂礫層と泥層からなるユニットが複数回累重する。八潮 GS-YS-2コアでは砂礫層が欠如しており、泥層のみが認められる。

薦層中部は極細粒砂層あるいは泥層を主体とし、貝化石や生物擾乱が認められる（第3.1図）。芝浦工大 GS2012-OMYコア、浦和 GS-UR-1コア及び越谷 GS-KG-1コアでは中部の基底部に貝化石が密集した粗粒堆積物がみられる。また基底からは下位の薦層下部や地蔵堂層上部に向かって巣穴化石が掘り込む。基底部の粗粒堆積物の上位には、生物擾乱を受けた貝化石を含む極細粒砂が累重し、一部に平行葉理が認められる。最上部付近では泥層が極細粒砂と互層する。一方で越谷 GS-KS-1コア及び八潮 GS-YS-2コアの薦層中部は泥層が主体となる。越谷 GS-KG-1コアでは中部基底は細粒砂からなるが、その上位には生物擾乱を受けた貝化石混じりの泥層が累重する。八潮 GS-YS-2コアでは基底から貝化石混じりの泥層が累重し、中部の最上部付近では貝化石混じりの細粒砂が泥層と互層する。芝浦工大 GS2012-OMYコア及び浦和 GS-UR-1コアには、薦層中部砂層にカミングトン閃石に富むことで特徴づけられるUR1-No.8テフラが挟在する。

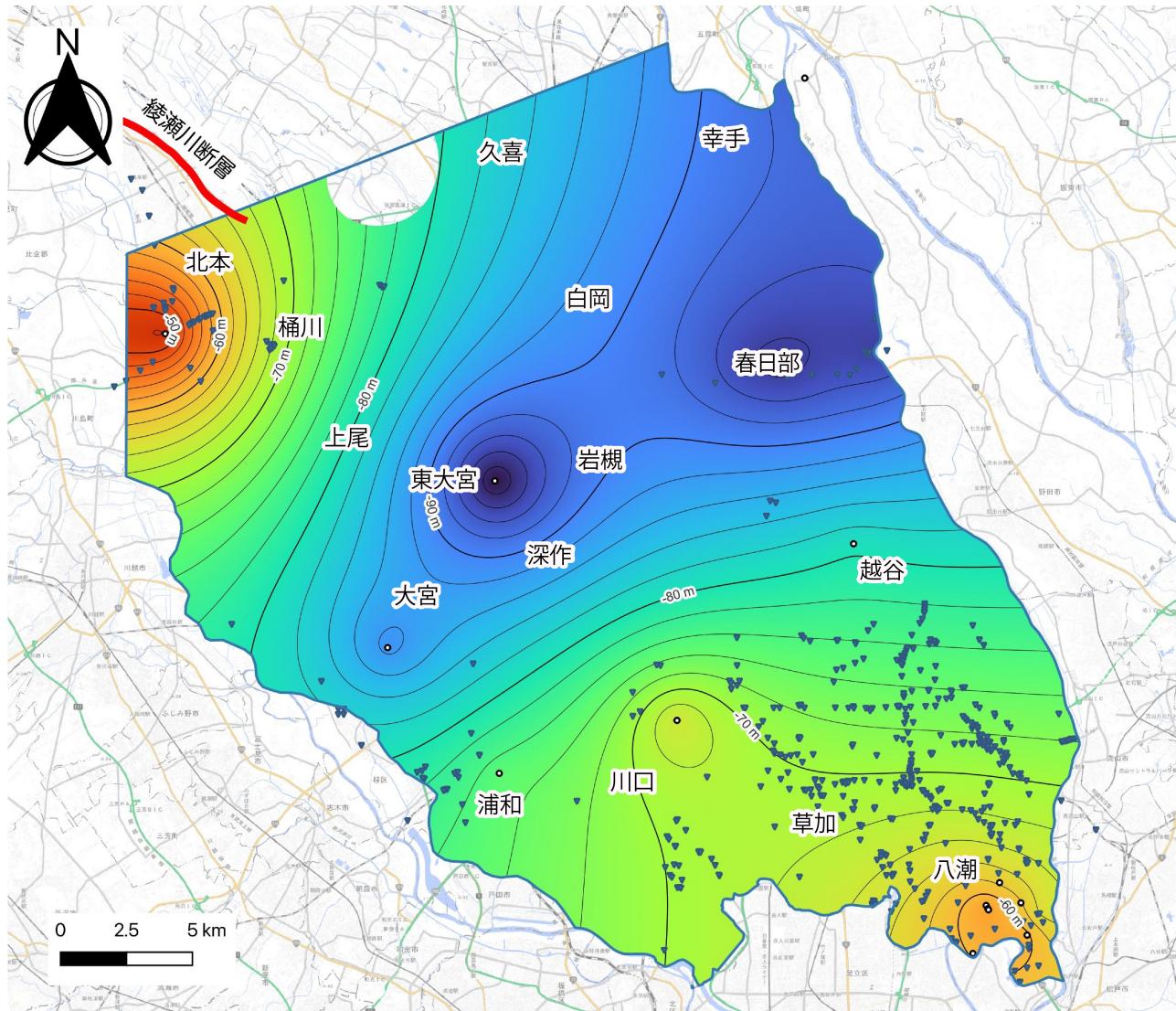
薦層上部は全体に上方粗粒化する分級の良い砂層からなる（第3.1図）。上部の基底部は多くの場合、貝化石を多量に含んだやや粗粒な砂層からなり、下位の層とは明瞭な境界で接する。その上位には平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達する極細粒～細粒砂層、平行～斜交葉理が発達し礫を含む細粒～中粒砂層、重鉱物が濃集する平行葉理が発達し、白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められる細粒～中粒砂層が累重する。北本 GS-KM-1コア及び桶川 GS-OK-1コアでは最上部にUR1-No.8テフラが挟在する。

S波速度 基底部の礫層はS波速度がおよそ400～750 m/sである。それより上位の砂層及び泥層はS波速度がおよそ350～500 m/sである。

N値 N値は礫層及び砂層では50に達することが多い。一方で泥層では20～35の範囲であることが多い。

有孔虫化石（第3.3図） 金子ほか（2018）により、浦和 GS-UR-1コアの薦層中部及び上部から有孔虫化石について報告がある。浦和 GS-UR-1コアの薦層中部及び上部はI～III带の3つの化石帶に区分される。このうちI带が薦層中部基底部、II带が薦層中部主部、III带が薦層上部に相当する。

I带は湾奥の指標種（的場、1975；小杉ほか、1991）である *Ammonia beccarii* forma 1, 及び *Elphidium*



第3.5図 薦層基底の標高分布。

単位はT.P.+m. 青枠はモデリングの範囲を示す。このうち薦層は等高線を示した範囲に分布する。丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す。丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点、青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点。綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく。背景図は地理院タイルを使用。

subgranulosum が多産する。浮遊性有孔虫化石は産出しない。

II 帯は暖流系表層水種（井上, 1980）である *Pseudorotalia gaimardii*, 及び *Ammonia japonica* が多産する。特に *Pseudorotalia gaimardii* が多産することが II 帯の特徴である。また内湾沿岸砂底種群（小杉ほか, 1991）である *Quinqueloculina* spp. を伴う。PFN 及び P/T 比が他の化石帯と比べて高く、浮遊性有孔虫化石が多産することを示している。

III 帯は *Ammonia japonica*, *Buccella frigida*, *Elphidium clavatum*, *Pseudononion japonicum* が多産する。II 帯で多産した *Pseudorotalia gaimardii* は III 帯では上位に向かって減少し、一方で親潮系表層水群集（井上, 1980）である *Buccella frigida* が増加する。

産出した有孔虫化石から、I 帯は湾奥、II 帯は暖流の影響を受ける内湾、III 帯は寒流の影響を受ける湾央～湾口部の環境であったと推測され、海退に伴い古東京湾の相模湾方面の湾口部から海水が流入しにくくなつたためと考えられている（金子ほか, 2018）。

テフラ（第3.1表）

UR1-No.8 テフラ：UR1-No.8 テフラは中澤・中里（2005）により浦和 GS-UR-1 コアの深度 76.10 ～ 75.70 m（薦層中部）に挟在する白色軽石層として報告されたものである。軽石の粒径は 0.5 ～ 1 mm で重鉱物としてカミングトン閃石を多産することが特徴的で、少量の直方輝石と角閃石を伴う。カミングトン閃石の屈折率(n_2)は 1.659 ～ 1.664 (1.662 ～ 1.663) を示す。この特徴的な鉱物組成から、中澤・中里（2005）は本テフラが今

第3.3表 UR1-No.8 テフラに含まれるカミングトン閃石の化学組成。

	GS-KM-1 ^[1]		GS-OK-1 ^[1]		GS2012-OMY ^[2]		GS-UR-1 ^[2]	
	Ave.(N=16)	σ	Ave.(N=16)	σ	Ave.(N=16)	σ	Ave.(N=17)	σ
(wt.%)								
SiO ₂	54.43	0.73	53.93	0.80	53.03	0.59	52.95	0.42
TiO ₂	0.29	0.09	0.29	0.10	0.28	0.06	0.28	0.08
Al ₂ O ₃	3.32	0.77	2.84	0.44	2.81	0.33	2.62	0.42
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.04	0.07
FeO	18.08	1.04	18.32	0.92	19.29	0.60	19.42	0.72
NiO	0.08	0.11	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.08
MnO	1.28	0.12	1.22	0.18	1.27	0.14	1.27	0.27
MgO	20.22	1.04	20.81	0.87	20.73	0.47	21.07	1.18
CaO	1.91	0.41	2.09	0.49	2.05	0.28	1.87	0.15
Na ₂ O	0.28	0.09	0.35	0.11	0.37	0.09	0.35	0.16
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.08	0.03	0.04
Total	100.00		100.00		100.00		100.00	
O = 23								
(apfu)								
Si ⁴⁺	7.63	0.08	7.59	0.08	7.51	0.06	7.51	0.05
Ti ⁴⁺	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01
Al ³⁺	0.55	0.13	0.47	0.07	0.47	0.06	0.44	0.07
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe ²⁺	2.12	0.13	2.16	0.12	2.29	0.08	2.30	0.09
Ni ²⁺	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn ²⁺	0.15	0.02	0.15	0.02	0.15	0.02	0.15	0.03
Mg ²⁺	4.23	0.22	4.36	0.17	4.38	0.10	4.45	0.24
Ca ²⁺	0.29	0.06	0.31	0.08	0.31	0.04	0.28	0.02
Na ⁺	0.08	0.02	0.10	0.03	0.10	0.03	0.10	0.05
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
P ⁵⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg#	66.58	1.96	67.43	0.39	65.71	0.88	65.89	1.76

[1] 米岡ほか (2024), [2] 本研究

後重要な指標テフラとなる可能性を指摘した。

その後、新たに掘削された北本 GS-KM-1 コアの深度 43.38 ~ 43.31 m (蘿層上部) からカミングトン閃石に富む軽石層が認められ、既存の桶川 GS-OK-1 コアの深度 44.06 ~ 44.03 m (蘿層上部) の軽石質テフラとともに UR1-No.8 テフラに対比された (米岡ほか, 2024)。これらのテフラに含まれるカミングトン閃石の屈折率 (n_2) は、北本 GS-KM-1 コアで 1.660 ~ 1.665 (1.663)、桶川 GS-OK-1 コアで 1.658 ~ 1.665 (1.663) を示す。また米岡ほか (2024) はカミングトン閃石の化学組成を測定し、UR1-No.8 テフラ及び北本と桶川のテフラに含まれるカミングトン閃石は FeO 含有量に対して MgO 含有量が高いという特徴を報告した (第3.3表)。

さらに今回、芝浦工大 GS2012-OMY コアの深度 89.54 ~ 89.20 m (蘿層中部) からもカミングトン閃石に富む軽石質テフラが認められた。カミングトン閃石の屈折率 (n_2) は 1.659 ~ 1.666 (1.662 ~ 1.663) を示し、その化学組成は FeO 含有量に対して MgO 含有量が高い (第3.3表)。カミングトン閃石の屈折率と化学組成の特徴が UR1-No.8 テフラと良く一致するため、このテフラは UR1-No.8 テフラに対比される。

本テフラの給源火山は不明であるが、降灰時期は浦和で蘿層中部海成層に挟在することから MIS 9 の高海面期と考えられている (中澤・中里, 2005; 金子ほか, 2018)。

なお、本テフラは北本 GS-KM-1 コア及び桶川 GS-OK-1 コアでは蘿層最上部に挟在するが、芝浦工大 GS2012-OMY コア及び浦和 GS-UR-1 コアでは蘿層中部に挟在する。また北本の北方 14 km に位置する行田 SP-GD コアでは本テフラは上泉層基底部の泥層に挟在する (納谷・安原, 2014; 米岡ほか, 2024)。このような UR1-No.8 テフラと層相の斜交は、最も内陸側の行田から、北本及び桶川、大宮、そして海側である浦和の順により早期に陸域に移行する、海浜のプログラムーションを表していると考えられている (米岡ほか, 2024)。

YS2-7 テフラ : YS2-7 テフラは坂田ほか (2011) により八潮 GS-YS-2 コアの深度 63.26 ~ 63.24 m (蘿層下部) に挟在する灰黄色細粒ガラス質テフラとして報告されたものである。本テフラ中に重鉱物は観察されない。火山ガラスの形状は扁平型及び中間型が多く、次いで多孔質型が認められる。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.504 ~ 1.506 (1.505 ~ 1.506) を示す。

本テフラは琵琶湖高島沖コアの BT72 テフラ (吉川・井内, 1991) に対比される可能性が指摘されている (坂田ほか, 2011)。BT72 テフラに含まれる火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498 ~ 1.504 (1.502 ~ 1.504) を示す (吉川・井内, 1991)。また、BT72 テフラに対比される深谷 GS-FY-1 コアの深度 142.30 ~ 142.41 m のテフラに含まれる火山ガラスの屈折率 (n) は 1.502 ~ 1.504

である（水野ほか, 2004）。YS2-7 テフラの火山ガラスの屈折率はこれらよりやや高い屈折率を示す。加えて、YS2-7 テフラの火山ガラスの化学組成は BT72 テフラのものより CaO と FeO 含有量がやや高いものよく似た組成を示す（坂田ほか, 2011）。以上のように、YS2-7 テフラは BT72 テフラと似た特徴を示すが、屈折率や化学組成に一致しない部分もあるため、坂田ほか (2011) では対比の可能性を指摘するに留まった。

堆積環境 本層下部は上方に細粒化する砂礫層と、砂礫層から漸移する植物根痕や腐植質部が認められる泥層からなる。泥層は原地性の植物根痕が認められるところから陸成層であり、氾濫原の堆積物と考えられる。砂礫層は氾濫原堆積物に漸移するため河川チャネル堆積物である。中部は貝化石や生物擾乱が認められる極細粒砂や泥層からなり、内湾環境が考えられる。一方で中部基底部は貝化石が密集する粗粒堆積物からなり、これは海進時の高エネルギー環境下で堆積した可能性がある。上部は貝化石を含み全体に上方に粗粒化する分級の良い砂層からなり、浅海化しながら堆積したことを示す。この砂層は下位から順に平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達する極細粒～細粒砂層、平行～斜交葉理が発達し礫を含む細粒～中粒砂層、重鉱物が濃集した平行葉理が発達し、白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められる細粒～中粒砂層が累重する。このような堆積相の累重様式から、上部の砂層は、下部外浜相、上部外浜相、海浜相へと累重する外浜～海浜システム（岡崎・増田, 1992）の堆積物と考えられる。

年代 本層からは年代の指標となるテフラは確認できなかったが、房総半島の藪層の堆積は MIS 9 を中心とした時期と考えられている（中里・佐藤, 2001）。

3.4 上泉層 (Km)

命名・定義 三土（1937）の名称に基づき、徳橋・遠藤（1984）が再定義。下位の藪層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の清川層に整合または軽微な不整合で覆われる。

模式地 木更津市上泉及び川原井周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1: 深度 43.31 ~ 36.12 m, 標高 -12.94 ~ 5.75 m

桶川 GS-OK-1: 深度 44.00 ~ 35.30 m, 標高 -21.67 ~ -12.97 m

春日部 GS-KB-1: 深度 69.55 ~ 48.82 m, 標高 -57.57 ~ -36.84 m

大宮 GS-OM-7: 深度 60.00 (孔底) ~ 56.20 m, 標高 -49.66 ~ -45.86 m

芝浦工大 GS2012-OMY: 深度 69.92 ~ 47.94 m, 標高 -55.88 ~ -33.90 m

大宮 GS-OM-6: 深度 76.84 ~ 54.78 m, 標高 -63.87 ~

-41.81 m

浦和 GS-UR-1: 深度 66.85 ~ 49.15 m, 標高 -50.56 ~ -32.86 m

川口 GS-KG-1: 深度 57.60 ~ 49.04 m, 標高 -43.59 ~ -35.03 m

越谷 GS-KS-1: 深度 65.58 ~ 52.62 m, 標高 -60.25 ~ -47.29 m

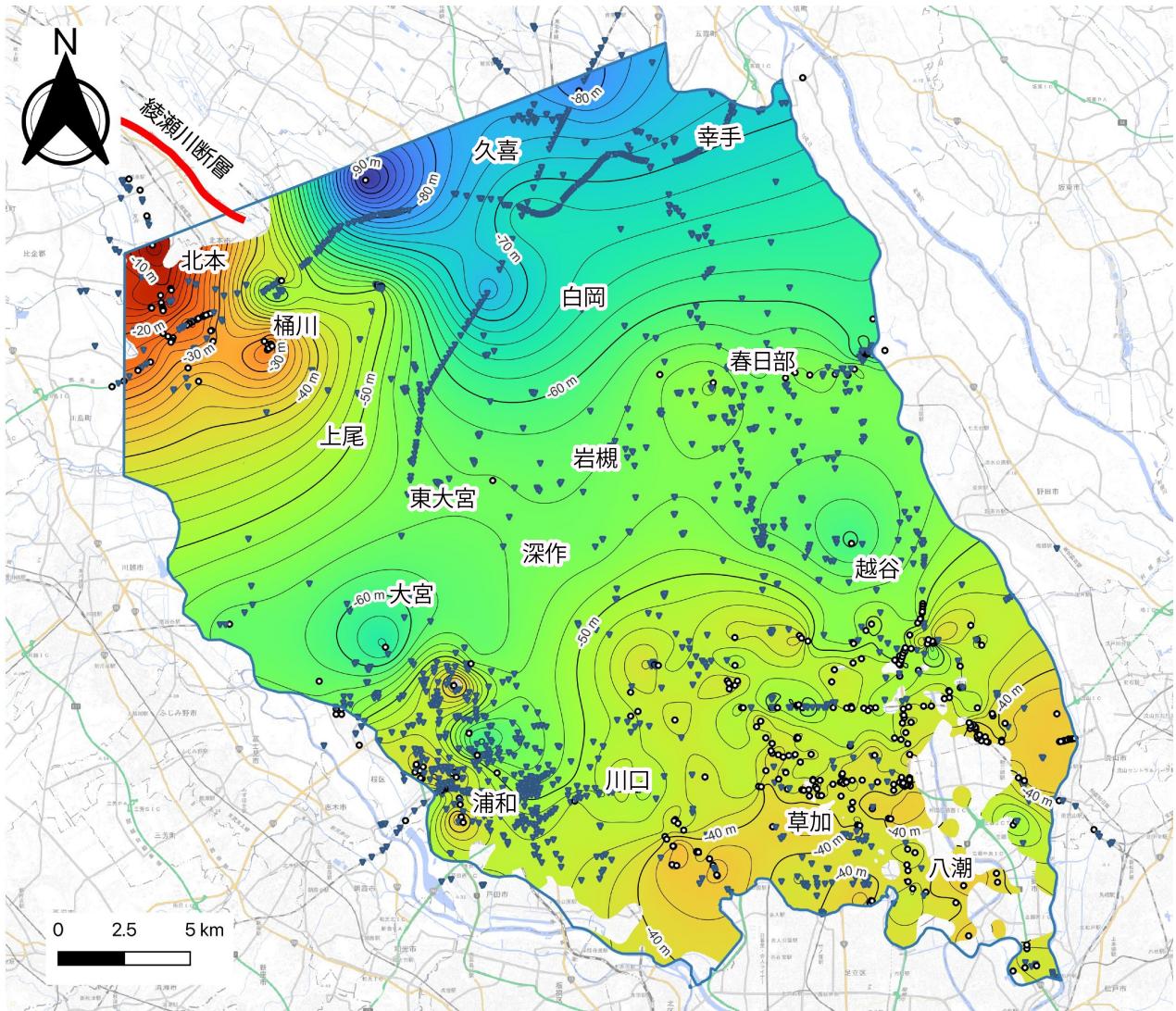
八潮 GS-YS-2: 深度 41.04 ~ 37.02 m, 標高 -39.38 ~ -35.36 m

分布形態（第3.6図） 上泉層は八潮付近の沖積層分布域を除きほぼ全域に分布する。基底面標高は中央部（岩槻市付近）～東部（春日部市～越谷市付近）で -55 ~ -50 m 程度である。北東部（久喜市付近）では基底面標高が -90 ~ -70 m 程度と著しく低く、西部（さいたま市大宮区付近）で -60 m 程度とやや低い。一方で北西部（北本市付近；標高 -30 ~ -10 m 程度）では著しく高く、南部（川口市～草加市付近；標高 -45 ~ -40 m 程度）ではやや高い傾向にある。

層相 上泉層は下部、中部、上部に分けられる（第3.1図）。下部は砂礫層と泥層からなる。中部は生物擾乱を受けた貝化石混じりの極細粒砂層や泥層、あるいはそれらの互層からなる。上部は上方に粗粒化する砂層からなる。

上泉層下部は下半部の砂礫層と上半部の泥層に細分される（第3.1図）。下半部の砂礫層基底は侵食面である。下半部の砂礫層は大宮 GS-OM-6 コア、浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアで認められ、上方に細粒化し上半部の泥層へと漸移する。砂礫層に含まれる礫は大宮 GS-OM-6 コアで径 40 mm 以下、浦和 GS-UR-1 コアで径 80 mm 以下である。砂層には斜交葉理やリップルが認められる。上半部の泥層は下半部の砂礫層から漸移し、植物根痕や腐植質の層準が認められる。泥層には平行葉理が発達し、砂層と互層することがある。下部最上部付近の泥層は生物擾乱を受け、上位の上泉層中部基底から巣穴化石が掘り込む。浦和 GS-UR-1 コアでは泥層中に Km2 (TCu-1) テフラが挟在する。大宮 GS-OM-6 コアでは上半部最上部付近の泥層に Ata-Th テフラが挟在する。

上泉層中部は生物擾乱が著しい貝化石混じりの砂泥層からなる（第3.1図）。中部基底部は貝化石を含んだ粗粒な砂層であることが多い。越谷 GS-KS-1 コアでは基底部の粗粒な砂層に径 20 mm 以下の礫が含まれる。基底からは下位の層に向かって巣穴化石が掘り込むことが多い。中部の主体は貝化石を含む生物擾乱を受けた泥層あるいは砂泥互層であり、平行葉理が発達する。なお大宮 GS-OM-6 コアの中部基底部付近の砂層には Km2 (TCu-1) テフラが認められるが、Ata-Th テフラの上位に認められる点から再堆積したものと考えられる（詳細は上泉層のテフラの項を参照）。また、浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアには Km4 テフラが挟在する。



第3.6図 上泉層基底の標高分布。

単位はT.P.+ m. 青枠はモデリングの範囲を示す. このうち上泉層は等高線を示した範囲に分布する. 丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す. 丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点, 青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点. 綾瀬川断層の位置は納谷・安原 (2014)に基づく. 背景図は地理院タイルを使用.

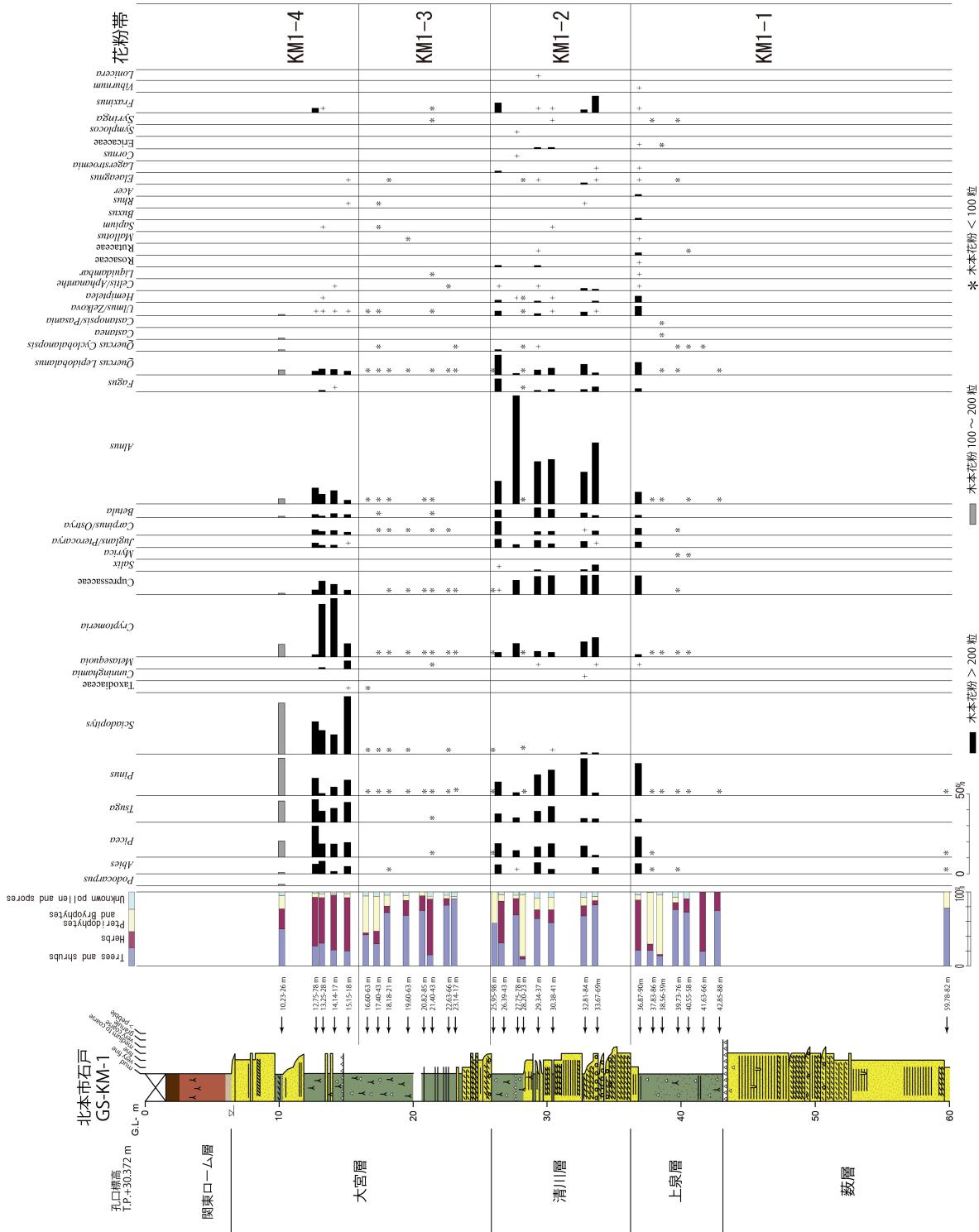
上泉層上部は上位の清川層, 木下層下部あるいは沖積層の基底に相当する侵食によって多くのボーリングコアで削剥されており, 上部が認められるのは春日部 GS-KB-1 コア, 芝浦工大 GS2012-OMY コア及び川口 GS-KG-1 コアのみである(第3.1図). このうち春日部 GS-KB-1 コア及び芝浦工大 GS2012-OMY コアでは上部基底部から最上部まで通して観察できる. 上部は上方に粗粒化する比較的分級の良い砂層からなる. 基底部は貝化石あるいは礫混じりのやや粗粒な砂層からなり, その上位には下位から順に, 平行葉理あるいは低角の斜交葉理の発達する極細粒砂～細粒砂層, 斜交葉理の発達する細粒～中粒砂層, 平行葉理の発達する細粒～中粒砂層が累重する. 最上部の平行葉理砂層は重鉱物が濃集したラミナが発達し, 白斑状生痕化石

Macaronichnus segregatis が顕著に認められる.

S 波速度 基底部の礫層は S 波速度がおよそ 600 ～ 700 m/s である. それより上位の砂層及び泥層は S 波速度がおよそ 250 ～ 450 m/s である. ただし, 北本 GS-KM-1 コア周辺の泥層は S 波速度がおよそ 200 ～ 250 m/s であり, やや軟らかい.

N 値 N 値は礫層及び砂層では 50 に達することが多い. 一方で泥層では 15 ～ 35 の範囲であることが多い. ただし, 北本 GS-KM-1 コア周辺の泥層はおよそ 5 ～ 20 の範囲である.

花粉化石 (第3.7図) 北本 GS-KM-1 コアの上泉層以浅の層準で花粉分析を行った. 北本 GS-KM-1 コアの花粉化石群集は木本植物花粉の組み合わせに基づき下位より KM1-1 ～ KM1-4 帯の花粉化石群集帯に区分され,



第3.7図 北本 GS-KM-1 コアから産出した花粉化石群集。柱状図の凡例は第3.1図参照。柱状図の位置は第2.2図参照。分析は有限会社アルプス調査所による。

上泉層は KM1-1 帯に相当する。

KM1-1 帯は最上部の 1 試料を除き花粉化石の産出数が少ないが、最上部の試料によると草本植物花粉が優勢である。木本植物の組成は常緑針葉樹の *Pinus*, *Picea* 及び *Cupressaceae* が優勢で、落葉広葉樹の *Alnus* (ハンノキ属), *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) 及び *Ulmus*/ *Zelkova* (ニレ属/ケヤキ属) などの分類群が随伴する。常緑広葉樹の *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) や *Castanopsis/Pasania* (シイ属/マテバシイ属), 落葉広葉樹の *Lagerstroemia* (サルスベリ属) がわずかに認められる。

KM1-1 帯は木本植物花粉の産出率が低く草本植物が多産することから、氾濫原環境での堆積が考えられる。

有孔虫化石 (第 3.3 図)

金子ほか (2018) により、浦和 GS-UR-1 コアの上泉層中部から有孔虫化石について報告がある。浦和 GS-UR-1 コアの上泉層中部は単一の化石帯 (I 帯) に設定される。

I 帯は内湾の湾央～湾口部に多いとされる (Matoba, 1970), *Ammonia japonica* と *Buccella frigida* の 2 種の多産で特徴づけられる。また I 帯下部の試料からは暖流系表層水種 (井上, 1980) である *Pseudorotalia gaimardi* が産出する。従って I 帯は湾央～湾口部の環境であり、下部と比較して上部は堆積時の水温が低下したと考えられる (金子ほか, 2018)。

テフラ (第 3.1 表)

阿多鳥浜 (Ata-Th) テフラ : Ata-Th テフラは南九州指宿沖の阿多南カルデラ付近の浅海底で起きた大規模な噴火によるものと考えられており、その噴出年代は約 240 ka (MIS 8 ~ 7e) とされている (町田・新井, 2003)。本テフラは石英を伴う細粒の火山ガラス質テフラであり、重鉱物として角閃石及び直方輝石に富む。またわずかに黒雲母が伴う。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498 ~ 1.500 と低く、一方で火山ガラスの SiO₂ 含有量はおよそ 78 ~ 79 wt.% の高い値を示す (町田・新井, 2003)。角閃石の屈折率 (n₂) は 1.670 ~ 1.674、直方輝石の屈折率 (γ) は 1.714 ~ 1.718 を示す (町田・新井, 2003)。

大宮 GS-OM-6 コアでは深度 64.10 ~ 64.42 m (上泉層下部) の泥層から粘土分を除去することで細粒の火山ガラスが認められる。この火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498 ~ 1.501 (1.499 ~ 1.500) であり、化学組成は SiO₂ 含有量が 78 wt.% 以上と高いことが特徴である (第 3.2 表)。火山ガラスの低屈折率及び高 SiO₂ 含有量から、本テフラは Ata-Th テフラに対比される。

KM2 (TCu-1) テフラ : KM2 テフラは徳橋・遠藤 (1984) により上泉層基底泥層中から報告された。下総層群の模式地である姉崎地域では、本テフラは粒径 2 ~ 5 mm の灰色あるいは灰白色の軽石からなり、スコリアが混ざることがある (徳橋・遠藤, 1984)。重鉱物として直方輝石、单斜輝石及び磁鉄鉱が含まれる (中里・

佐藤, 1988)。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.516 ~ 1.519、直方輝石の屈折率 (γ) は 1.716 ~ 1.720 (1.719) を示す (町田・新井, 2003)。これらの特徴から KM2 テフラは大磯丘陵の TCu-1 テフラに対比される (中里・佐藤, 1988)。本テフラは MIS 8 ~ 7e の箱根火山の大規模な噴火によって堆積したと考えられている (町田・新井, 2003; 笠間, 2008)。

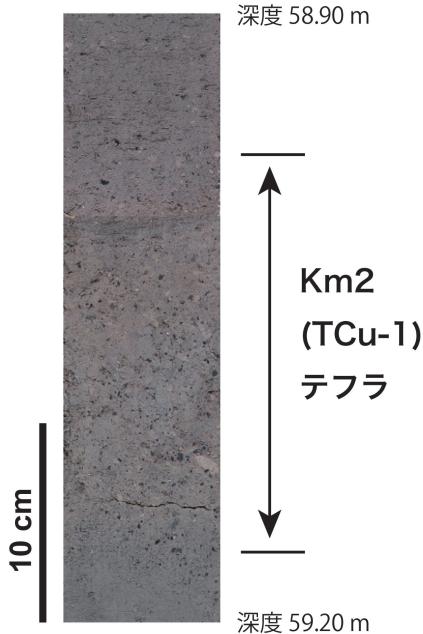
大宮 GS-OM-6 コアの深度 60.73 ~ 60.76 m 及び 61.29 ~ 61.32 m (上泉層上部)、及び浦和 GS-UR-1 コアの深度 58.98 ~ 59.17 m (第 3.8 図; 上泉層中部) に軽石質のテフラが挟在する。本テフラは粗粒の黄白色軽石からなり、スコリアが混ざることが特徴である。重鉱物は直方輝石、单斜輝石、磁鉄鉱を含む。このうち直方輝石の屈折率 (γ) は大宮では 1.716 ~ 1.721 (1.719)、浦和では 1.698 ~ 1.702 (1.700 ~ 1.702) 及び 1.713 ~ 1.719 (1.716 ~ 1.718) を示す。また、火山ガラスの屈折率 (n) は大宮で 1.514 ~ 1.518 (1.516 ~ 1.517) である。

大宮の火山ガラス及び直方輝石の屈折率やスコリアが混ざるという特徴は KM2 テフラの特徴と一致する。また浦和では直方輝石の屈折率が 2 つの範囲に分かれると、後者のやや高い屈折率は KM2 テフラの直方輝石に特徴的な値である。ただし、前者の低い屈折率の値も KM2 (TCu-1) テフラの上部のユニットから報告がある (中里, 2002)。したがって、これらのテフラは KM2 (TCu-1) テフラに対比される。

KM2 (TCu-1) テフラ及び先述の Ata-Th テフラは MIS 8 ~ 7e のおよそ同時期に噴出したと考えられており、大磯丘陵では Ata-Th テフラは TCu-1 テフラの上位の TCu-2 テフラと TCu-3 テフラの間に挟在する (鈴木, 1996)。吉田ほか (2021) は千葉県習志野市のボーリングコアから初めて両テフラを同時に報告しており、これによると KM2 テフラの上位に Ata-Th テフラが挟在する。本研究の大宮 GS-OM-6 コアにおいても両テフラが認められたが、KM2 テフラの下位に Ata-Th テフラが挟在しており、層位が逆転している (第 3.1 図)。これは大宮の KM2 テフラが再堆積したテフラであるためと考えられる。

KM4 テフラ : KM4 テフラは徳橋・遠藤 (1984) により報告された軽石及びスコリアが混ざるテフラであり、杉原ほか (1978) の Ki-II テフラに対比される。重鉱物は主に直方輝石及び单斜輝石で、磁鉄鉱を伴う (杉原ほか, 1978)。直方輝石の屈折率 (γ) は 1.697 ~ 1.710 の範囲で、モードはおよそ 1.700 を示す (杉原ほか, 1978)。本テフラの給源火山は不明である。

中澤・中里 (2005) は浦和 GS-UR-1 コアの深度 52.12 ~ 52.18 m (上泉層中部) に黄白色の軽石及びスコリアを報告した。重鉱物は直方輝石、单斜輝石、磁鉄鉱を含み、このうち直方輝石の屈折率 (γ) は 1.697 ~ 1.701 (1.698 ~ 1.699) を示す。この特徴は KM4 テフラの特徴と一致し、本テフラが浦和 GS-UR-1 コアで



第3.8図 浦和 GS-UR-1 コアにみられる Km2 (TCu-1) テフラ (中澤ほか, 2019a).

Km2 テフラの上位に認められることからも、本テフラは Km4 テフラに対比される。

堆積環境 本層下部は下半部の上方に細粒化する砂礫層と上半部の植物根痕や腐植層が認められる泥層からなる。上半部の泥層は氾濫原堆積物であると考えられ、下半部の砂礫層は上位に氾濫原堆積物が重なることから河川チャネル堆積物と考えられる。中部は生物擾乱の著しい貝化石混じりの砂泥層からなり、内湾環境が考えられる。上部は春日部 GS-KB-1 コア及び芝浦工大 GS2012-OMY コアで全体が観察でき、下位から順に平行葉理あるいは低角の斜交葉理の発達する極細粒砂～細粒砂層、斜交葉理の発達する細粒～中粒砂層、平行葉理の発達する細粒～中粒砂層が累重する。また最上部付近では重鉱物が濃集したラミナや白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が顕著に認められる。このような堆積相の累重様式から、上部の砂層は、下部外浜相、上部外浜相、海浜相へと上方に浅海化する外浜～海浜システム (岡崎・増田, 1992) の堆積物と考えられる。

年代 本層下部には房総半島の上泉層に挟在する Km2 (TCu-1) テフラが認められる。Km2 テフラは MIS 8 ～ 7e 移行期に降灰したとされる (中里, 1997)。また、本層下部に挟在する Ata-Th テフラの噴出年代も MIS 8 ～ 7e とされていることから (町田・新井, 2003)，本層の形成年代は MIS 7e を中心とした時期と考えられる。

3.5 清川層 (Ky)

命名・定義 植田 (1930) の名称に基づき、徳橋・遠

藤 (1984) が再定義。下位の上泉層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の横田層に整合で覆われ、木下層以上の地層に不整合で覆われる。

模式地 袖ヶ浦市大鳥居付近 (姉崎図幅内)

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1: 深度 36.12 ～ 25.82 m, 標高 -5.75 ～ 4.55 m

桶川 GS-OK-1: 分布しない

春日部 GS-KB-1: 深度 48.82 ～ 25.52 m, 標高 -36.84 ～ -13.54 m

大宮 GS-OM-7: 深度 56.20 ～ 19.90 m, 標高 -45.86 ～ -9.56 m

芝浦工大 GS2012-OMY: 深度 47.94 ～ 25.09 m, 標高 -33.90 ～ -11.05 m

大宮 GS-OM-6: 深度 54.78 ～ 44.60 m, 標高 -41.81 ～ -31.63 m

浦和 GS-UR-1: 分布しない

川口 GS-KG-1: 深度 49.04 ～ 38.30 m, 標高 -35.03 ～ -24.19 m

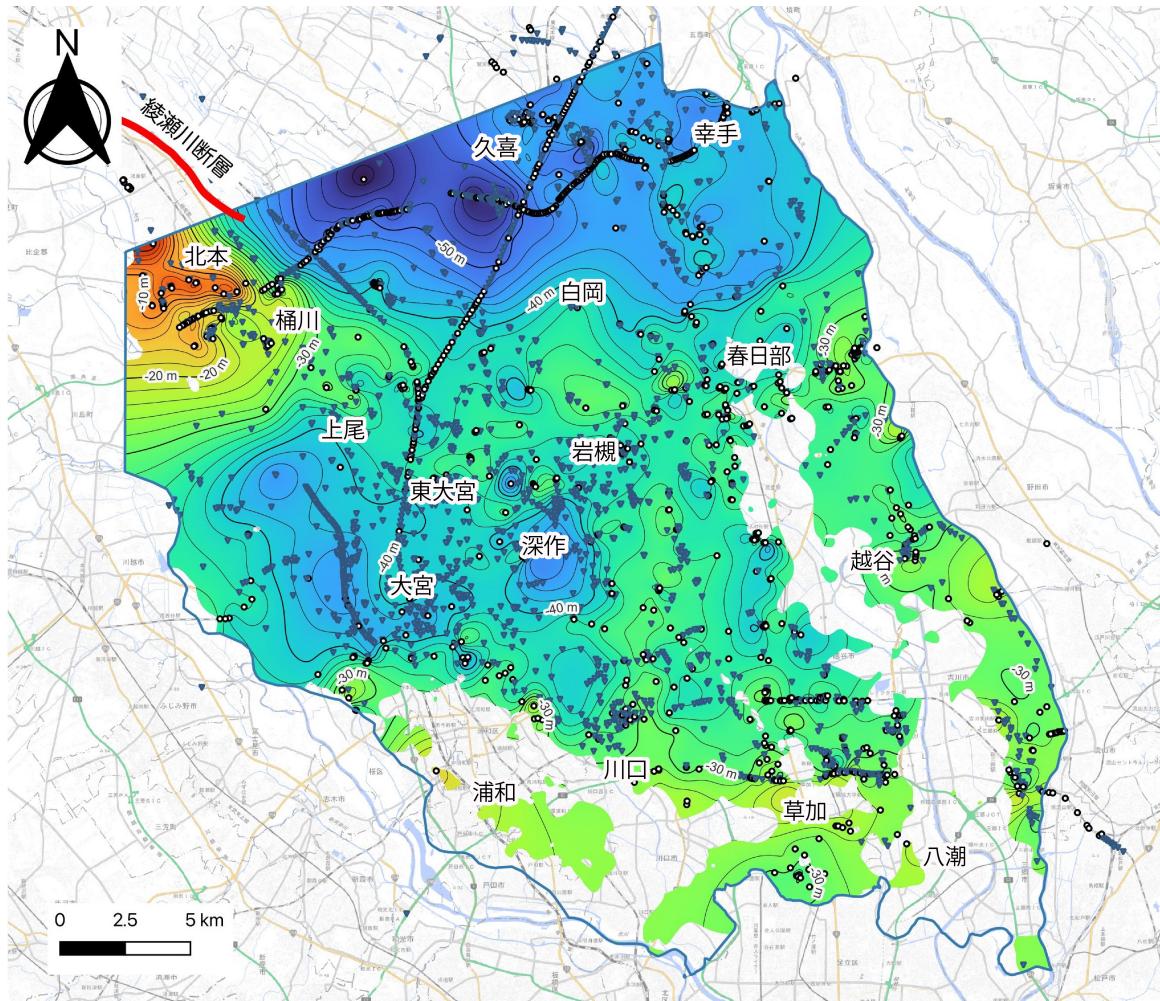
越谷 GS-KS-1: 分布しない

八潮 GS-YS-2: 分布しない

分布形態 (第3.9図) 清川層は春日部市～八潮市及びさいたま市浦和区～草加市の沖積層分布域及びさいたま市浦和区の木下層下部分布域を除き広域に分布する。基底面標高は -40 ～ -35 m 程度だが、北東部 (久喜市付近) で -50 ～ -45 m 程度と分布標高が著しく低い。また、西部 (さいたま市大宮区～見沼区付近; 標高 -45 ～ -40 m 程度) で周囲に比べて標高がやや低く、北西部 (北本市付近; 標高 -20 ～ -5 m 程度) で高い傾向にある。

層相 清川層は上方に細粒化する砂礫主体の層、あるいは植物根痕が認められる泥主体の層、あるいはそれらの繰り返しで構成される (第3.1図)。清川層が観察されるボーリングコアの中で大宮 GS-OM-7 コアが最も清川層の層厚が厚く、約 26 m である。大宮 GS-OM-7 コアの清川層下部は径 45 mm 以下の亜円礫及び粗粒～極粗粒砂からなる砂礫層を主体とする。この砂礫層には植物根痕が認められる泥層が互層する。中部～上部では植物根痕を含む泥層と上方に細粒化し径 20 mm 以下の礫が混じる中粒～粗粒砂が互層する。また泥層には腐植質の層準が認められる。春日部 GS-KB-1 コア及び芝浦工大 GS2012-OMY コアの清川層も大宮 GS-OM-7 コアの清川層と類似の層相を示すが、これらのコアでは本層基底部に砂礫層を伴わず、下位の上泉層の海成砂層から本層基底部の凝灰質泥層に漸移する。春日部 GS-KB-1 コアの清川層中部の泥層には Ky3 (TB-8) テフラが挟在する。

一方で北本 GS-KM-1 コア、大宮 GS-OM-6 コア及び川口 GS-KG-1 コアの清川層は砂礫層が主体である (第3.1図)。北本 GS-KM-1 コアの清川層では約 8 m にわたって極粗粒砂層からシルトへ上方に細粒化する層が



第3.9図 清川層基底の標高分布。

単位はT.P.+m. 青枠はモデリングの範囲を示す。このうち清川層は等高線を示した範囲に分布する。丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す。丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点、青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点。綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく。背景図は地理院タイルを使用。

認められ、最下部付近の粗粒砂層には径 70 mm 以下の泥質の偽礫が混じる。また砂層には斜交葉理が発達する。最上部付近の砂層の上位には植物根痕が認められる泥層が約 2 m 累重する。大宮 GS-OM-6 コア及び GS-KG-1 コアでは清川層の上位の木下層下部によって削剥され、清川層の基底部のみが観察される。これらは上方に細粒化する砂礫層からなり、斜交葉理やリップルが認められる。

S 波速度 矿層は S 波速度がおよそ 300 ~ 500 m/s であり、大宮 GS-OM-7 コアでは最大でおよそ 800 m/s である。砂層は S 波速度がおよそ 250 ~ 400 m/s、泥層の S 波速度はおよそ 200 ~ 400 m/s である。

N 値 N 値は礫層及び砂層では 50 に達することが多い。一方で泥層では 15 ~ 30 の範囲であることが多い。

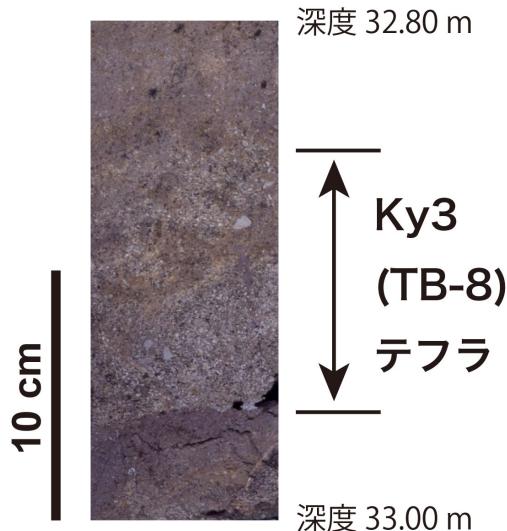
花粉化石（第3.7図） 北本 GS-KM-1 コアで花粉分析を行い、清川層は KM1-2 帯に相当する。落葉広葉樹の

Alnus が優勢で、常緑針葉樹の *Pinus* 及び *Cryptomeria*, *Cupressaceae* がこれに次ぐ。 *Fagus* 及び *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) などの落葉広葉樹の分類群は低率に産出する。常緑広葉樹の *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*), 落葉広葉樹の *Lagerstroemia* がわずかに認められる。

テフラ（第3.1表）

Ky3 (TB-8) テフラ：春日部 GS-KB-1 コアの深度 32.86 ~ 32.96 m に挟在する（第3.10図）。本テフラは黄白色軽石、スコリア及び岩片からなりスコリア及び岩片が混ざることが特徴である。重鉱物は直方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱を含む。このうち直方輝石の屈折率 (γ) は 1.696 ~ 1.729 (1.700) であり、屈折率の範囲が広く高屈折率の直方輝石が存在する一方で、モードは低いことが特徴である。

Ky3 テフラは上記のような特徴を持ち大磯丘陵の TB-8 テフラに対比されるが、従来 TB-8 テフラから



第3.10図 春日部 GS-KB-1 コアにみられる Ky3 (TB-8) テフラ (中澤ほか, 2019a).

は低屈折率の直方輝石の報告はなかった (杉原ほか, 1978). そこで中澤ほか (2003) は大磯丘陵の TB-8 テフラをユニットに分け, 各ユニットで直方輝石の屈折率を測定したところ, 下部ユニットでは低屈折率で上部ほど高屈折率の直方輝石が含まれることが明らかになった (第3.11図). そして, 春日部 GS-KB-1 コアのように広い屈折率の範囲を持つテフラはこれらのユニットが混合したものであると考えられた.

堆積環境 清川層は砂礫層と泥層の互層からなる. 砂礫層には斜交葉理やリップルが認められる. 砂礫層は上方に細粒化し, 泥層へ漸移する. 泥層は植物根痕を全体に含み腐植質の層準が認められる. 以上より泥層は陸成層であり氾濫原の堆積物と考えられ, この氾濫原堆積物と互層する砂礫層は河川チャネルの堆積物と考えられる.

年代 本層中部には房総半島の清川層に挟在する Ky3 テフラが認められる. Ky3 テフラは MIS 7d ~ 7c 移行期に降灰したと考えられていることから (中里・佐藤, 2001; 中澤ほか, 2003), 本層の形成年代は MIS 7c を中心とした時期と考えられる.

3.6 木下層 (Ko)

命名・定義 横山 (1931) の木下亜階に基づき, 徳橋・遠藤 (1984) が再定義. 横田層以下の地層を不整合で覆う. また上位には姉崎層 (本報告の大宮層に相当) の河川チャネル堆積物に不整合で覆われるか, あるいは常総粘土に整合で覆われる. 姉崎図幅地域では Ko1 ~ Ko4 と呼ばれる特徴的なテフラを挟む. また最上部付近には杉原ほか (1978) によって大磯丘陵の KIP テフラ群に対比された道脇寺テフラ群 (Ko-D: 徳橋・遠藤,

1984) を挟む.

模式地 千葉県印西市木下

基準ボーリング地点の分布深度・標高

下部

北本 GS-KM-1 : 分布しない

桶川 GS-OK-1 : 深度 35.30 ~ 22.20 m, 標高 -12.97 ~ -0.13 m

春日部 GS-KB-1 : 分布しない

大宮 GS-OM-7 : 分布しない

芝浦工大 GS2012-OMY : 分布しない

大宮 GS-OM-6 : 深度 44.60 ~ 30.22 m, 標高 -31.63 ~ -17.25 m

浦和 GS-UR-1 : 深度 49.15 ~ 30.12 m, 標高 -32.86 ~ -13.83 m

川口 GS-KG-1 : 深度 38.30 ~ 24.15 m, 標高 -24.29 ~ -10.14 m

越谷 GS-KS-1 : 分布しない

八潮 GS-YS-2 : 分布しない

上部

北本 GS-KM-1 : 分布しない

桶川 GS-OK-1 : 深度 22.20 ~ 18.38 m, 標高 0.13 ~ 3.95 m

春日部 GS-KB-1 : 深度 25.52 ~ 17.98 m, 標高 -13.54 ~ -6.00 m

大宮 GS-OM-7 : 深度 19.90 ~ 13.51 m, 標高 -9.56 ~ -3.17 m

芝浦工大 GS2012-OMY : 深度 25.09 ~ 20.00 m, 標高 -11.05 ~ -5.96 m

大宮 GS-OM-6 : 深度 30.22 ~ 23.87 m, 標高 -17.25 ~ -10.90 m

浦和 GS-UR-1 : 深度 30.12 ~ 19.00 m, 標高 -13.83 ~ -2.71 m

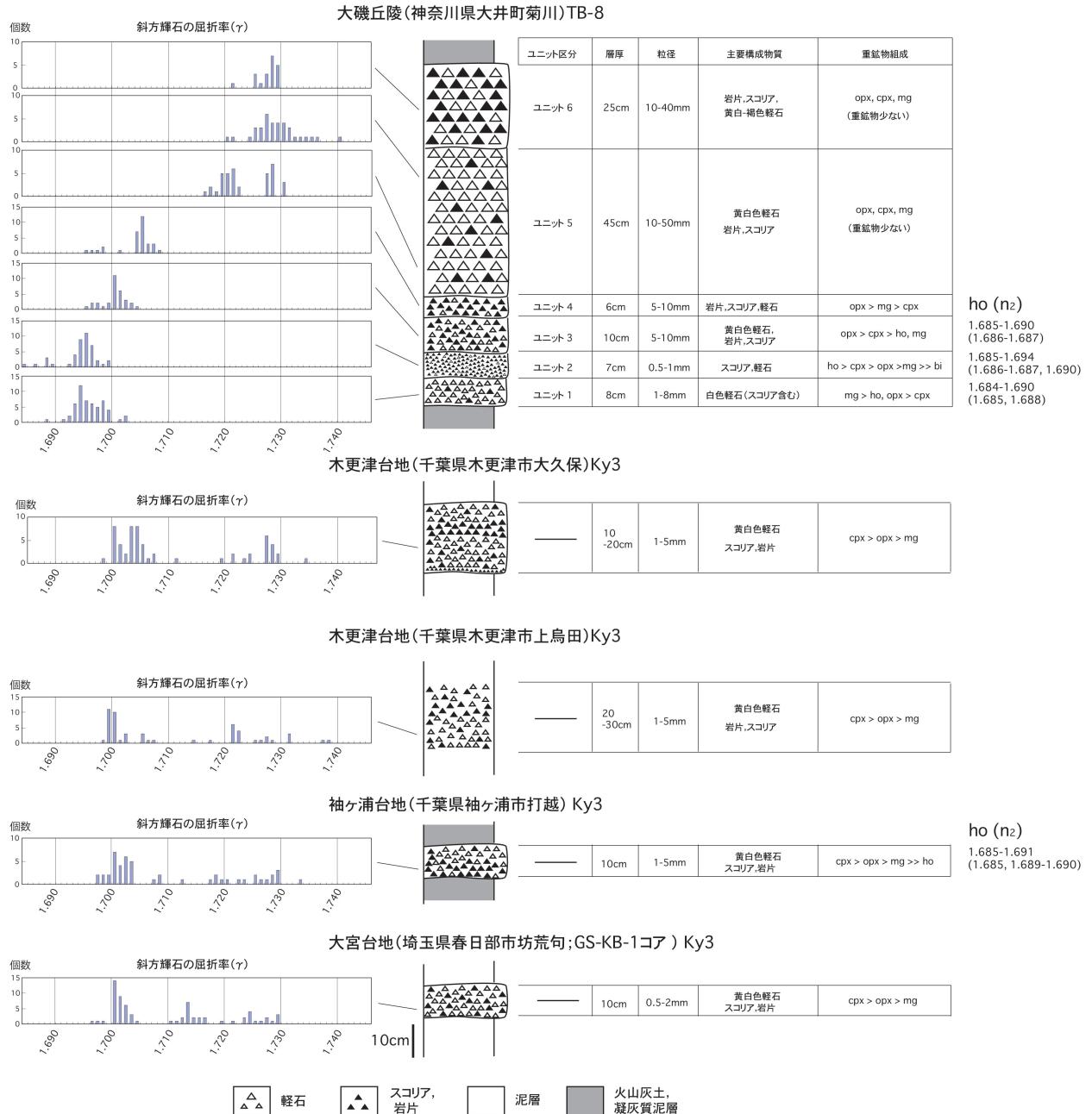
川口 GS-KG-1 : 深度 24.15 ~ 13.32 m, 標高 -10.14 ~ 0.69 m

越谷 GS-KS-1 : 分布しない

八潮 GS-YS-2 : 分布しない

分布形態 下部と上部で分布形態が大きく異なる. 下部は谷埋め状の分布を示す (第3.12図). 上部は下部と対照的にほぼ平坦に広く分布する (第3.13図).

木下層下部が埋積する主要な埋没谷は, 大宮台地のさいたま市浦和区浦和から, 大宮区西大宮を経て, 桶川市川田谷付近にかけて, 大宮台地西部を南南東から北北西方向に縦断するように細長く分布が認められる (第3.12図). 埋没谷は浦和付近で幅約 5 km, 深さ (木下層下部基底から上部基底まで) は約 20 m で, 谷の上流側 (北北西方向) に向け, 谷の幅及び深さともに小さくなる. 一方で下流側には, 埋没谷は大宮台地の南側の荒川低地の地下に連続する. ただし後述するように木下層下部は沖積層に類似した軟らかい泥層を主体とするため, 沖積層と癒着している場合, 両者の区別が難しい場合がある. またこの埋没谷の支谷として,



第3.11図 Ky3 テフラと TB-8 テフラの直方輝石(斜方輝石)の屈折率の比較(中澤ほか, 2003).

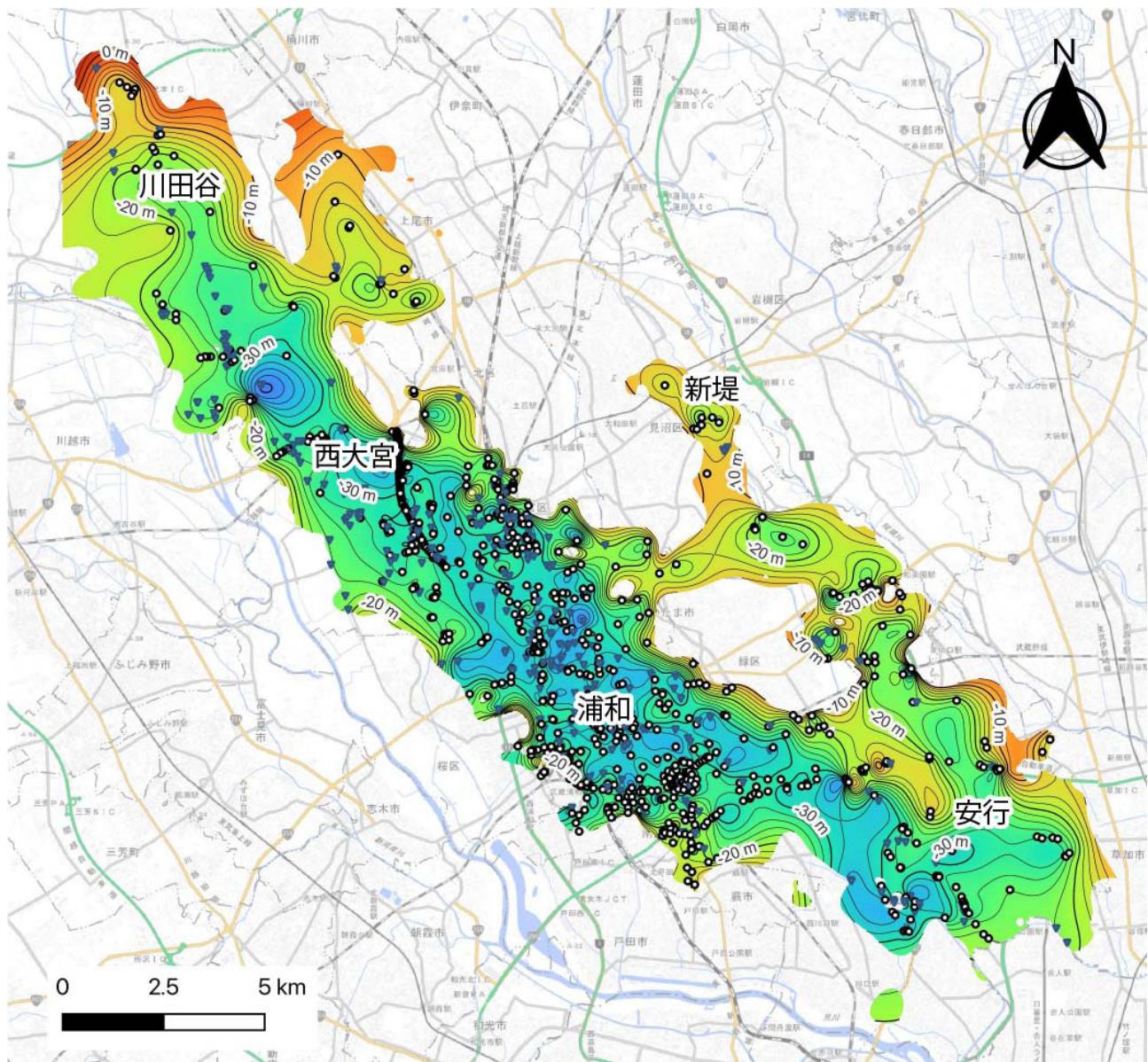
川口市安行付近からさいたま市見沼区新堤付近にかけても小規模な埋没谷が認められる(第3.12図).

上部は、下部が分布しない地域も含め広域に分布し、側方への連続性がよい。谷埋め状に分布する下部とは対照的に上部はほぼ平坦に分布するが、上部基底面(海進時の侵食面)の標高分布を詳しく見てみると、調査地域内では全体として北東部(久喜市付近)で標高-20m程度と分布標高が低く、南部(川口市付近;標高-10~-5m程度)及び北西部(北本市付近;標高0m程度)で高い傾向が認められる(第3.13図)。分布標高の高い北西部の北本市付近では、上位の大宮層基底の侵食により、木下層上部が欠如する地域が認めら

れる(第3.13図)。また分布標高の高い南部と北西部に挟まれた地域(さいたま市東大宮付近)では分布標高が若干低くなっている(第3.13図)。また木下層下部の分布域は周囲に比べて若干標高が低い傾向にある(第3.13図)。

層相 下部と上部に分けられる(第3.14図)。下部は泥層を主体とし、谷埋め状の局所的な分布を示す。上部は砂層あるいは砂泥互層を主体とし、大宮台地にはほぼ平坦に広く分布する。

下部は最大層厚約20mで、貝化石片が散在する泥層あるいは砂質泥層を主体とし、基底部には砂礫層あるいは礫混じり砂層がみられる(第3.14図)。下位層

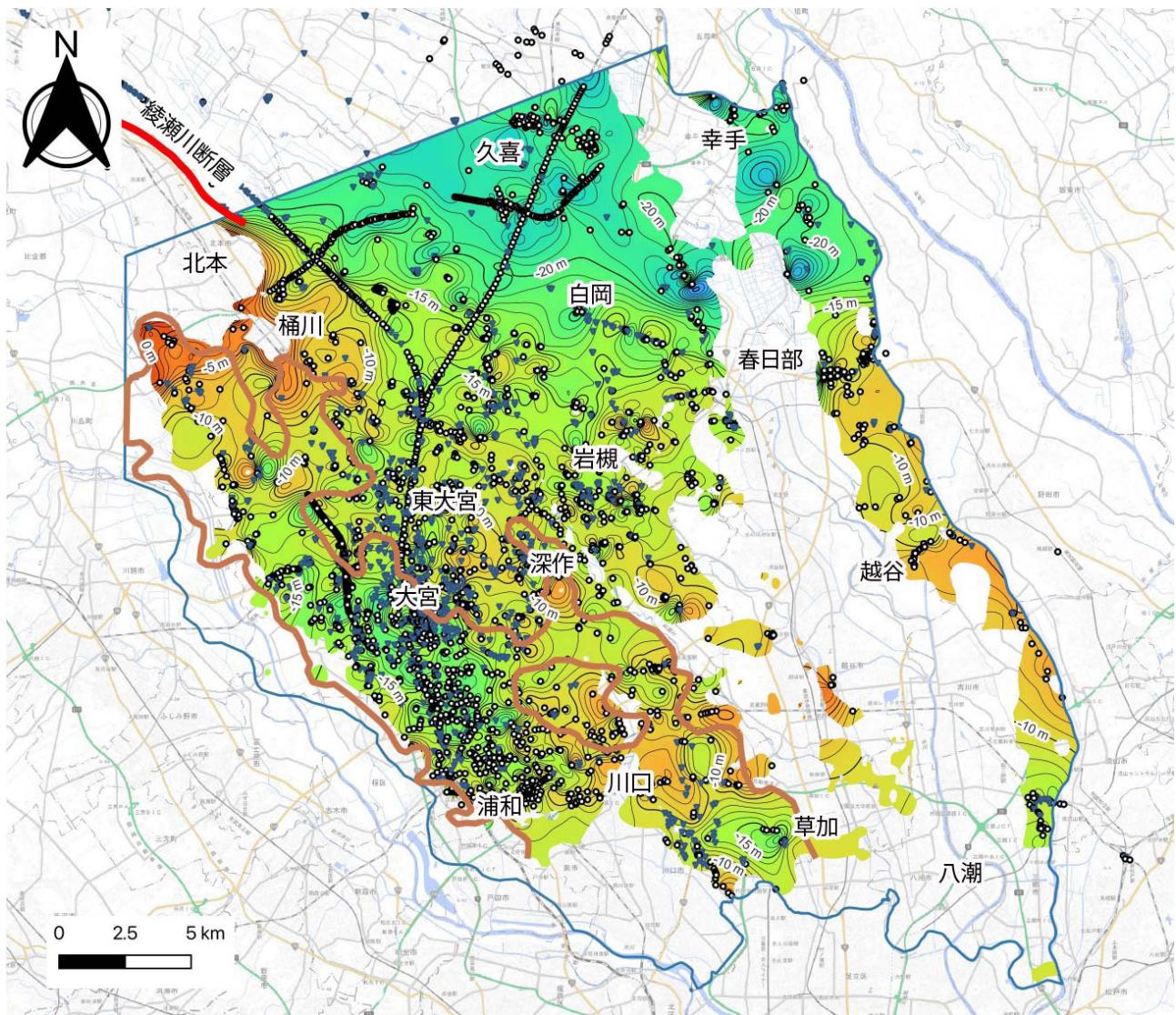


第3.12図 木下層下部基底の標高分布。

単位はT.P.+ m. 木下層下部は等高線を示した範囲に分布する. 丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す. 丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点, 青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点. 背景図は地理院タイルを使用.

とは明瞭な層相境界で接する. 浦和 GS-UR-1 コアや大宮 GS-OM-6 コアの木下層下部の基底部は, 径 5 ~ 40 mm の亜円礫を主体とし, 磯間を粗粒砂~細礫が充填する層厚約 3 ~ 6 m の砂礫層からなる (第3.14図). 砂礫層は上方に細粒化し, 砂層を経て, 下部の主体である泥層へと漸移する. 川口 GS-KG-1 コアや桶川 GS-OK-1 コアでは基底部は径 2 ~ 10 mm 程度の礫を含む砂層からなり, 浦和と同様に上方に細粒化して泥層に漸移する (第3.14図). 一方で, 下部の主体をなす泥層は貝化石片が散在し, 生物擾乱の著しいことを特徴とする (第3.14図). 層厚 1 ~ 10 mm 程の極細粒砂の

薄層を頻繁に挟み, 一部にはリップルが認められる. ただし生物擾乱が著しいために砂層の薄層が不明瞭になり, 全体としてほぼ塊状の砂質泥層となることが多い. 川口 GS-KG-1 コアや桶川 GS-OK-1 コアでは, 下部の上部ほど砂層の薄層の挟在が多く, 全体として上方に粗粒化する傾向がみられる (中澤ほか, 2006; 第3.14図). 浦和 GS-UR-1 コアや大宮 GS-OM-6 コアでは砂層の薄層の挟在は少なく, 全体として泥層主体となり, 顕著な上方粗粒化は認められない. また浦和では泥層の中部に有機質の強い暗色の層準がみられた. 下部の最上部には木下層上部基底から掘り込む巣穴化石



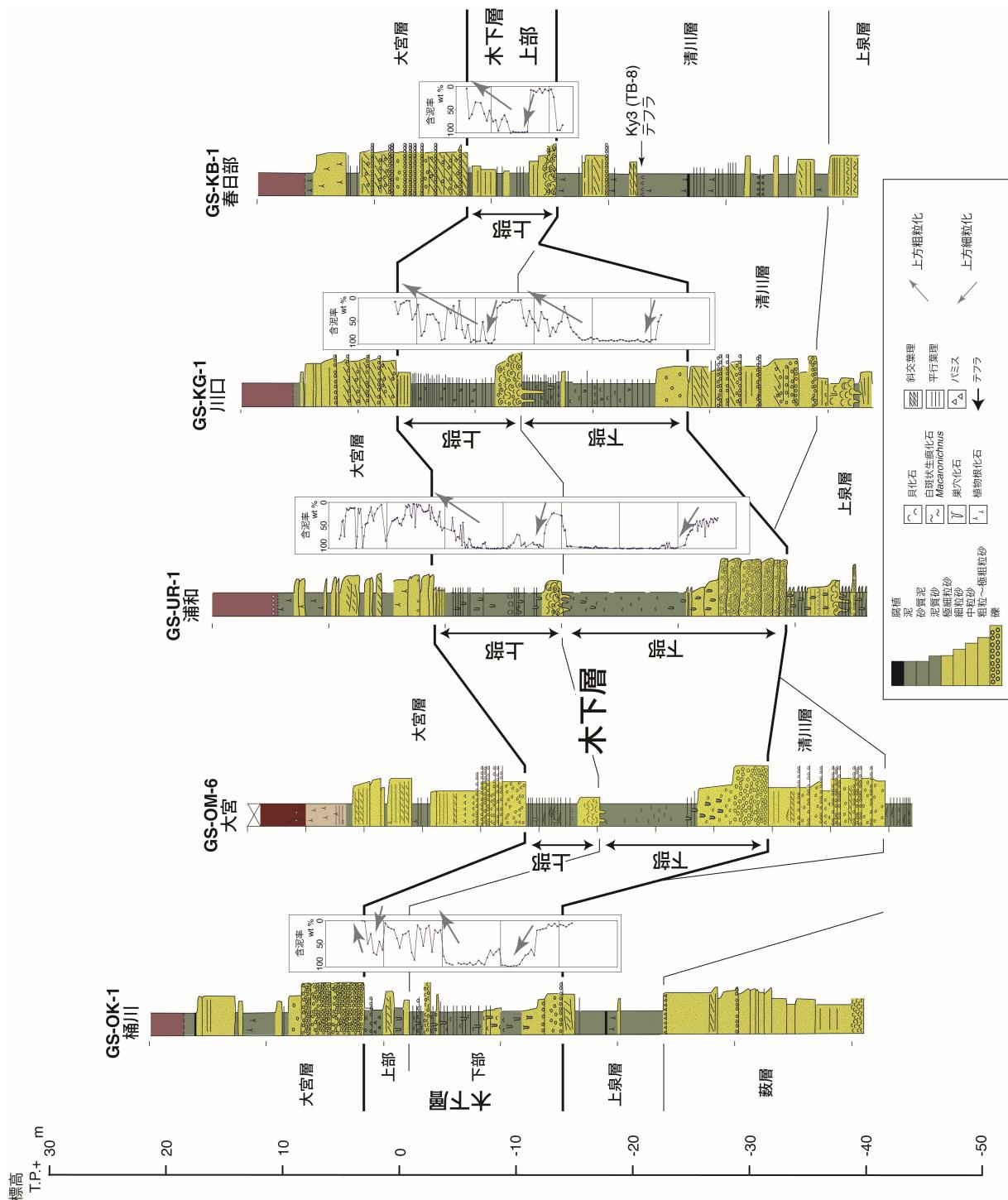
第3.13図 木下層上部基底の標高分布。

単位はT.P.+ m. 青枠はモデリングの範囲を示す。このうち木下層上部は等高線を示した範囲に分布する。丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す。丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点、青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点。茶枠は木下層下部の分布域を示す。綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく。背景図は地理院タイルを使用。

が多く認められる。

上部は大宮台地南東部の木下層上部相当地域では層厚15 mに及ぶが、大宮台地の大部分を占める大宮面に相当する地域では上位の大宮層の基底で上半部が侵食され欠如しているため、層厚10 m以下のことが多い。砂泥互層を主体とし、基底部には貝化石の密集層がみられる（第3.14図）。基底面は明瞭な層相境界であるが、基底から下位の地層へ掘り込む巣穴化石が多く見受けられる。浦和GS-UR-1コアの木下層上部の基底部には層厚約2 mの貝化石が密集する砂層がみられ、基底から木下層下部の泥層へ掘り込む巣穴化石が多く見受けられる（第3.14図）。また貝化石密集砂層は上方に細

粒化して泥層に漸移するが、さらに上方へは泥層に層厚1~50 cm程度の極細粒砂層の挟在が多くなり、全体として上方に顕著に粗粒化する（第3.14図）。挟在する砂層にはリップルや低角斜交葉理が認められる。春日部GS-KB-1コアでは木下層下部が分布しないため、下位の清川層を不整合で直接木下層上部が覆う（第3.14図）。木下層上部基底から下位の清川層に掘り込む巣穴化石が多く認められる。春日部の木下層上部の基底部にみられる貝化石密集砂層は層厚1.5 m程度で、浦和と同様に上方に細粒化して泥層に漸移した後に砂層の薄層の挟在が頻繁な砂泥互層に変化するが、上半部は泥層の挟在がなくなり全体に上方に粗粒化する砂層か



第3.14図 埼玉県南東部の基準ボーリング調査に基づく木下層の柱状図。
柱状図の位置は第2.2図参照。



第3.15図 川口市戸塚の露頭で観察された木下層最上部のトラフ型斜交層理砂層。

らなる（第3.14図）。

大宮台地の大部分で木下層上部の上半部は上位の大宮層基底の侵食により欠如しているが、木下面に相当する川口市戸塚の露頭では木下層の最上部が観察された（第3.15図）。木下層最上部はトラフ型斜交層理の発達する径10 mm以下の礫が混じる中粒砂層からなり、上方に細粒化して、上位の常総粘土に整合に覆われる。

S波速度 下部の基底部の砂礫層あるいは礫混じり砂層のS波速度は400 m/sに達することが多い。一方で下部の主体をなす貝化石が散在する泥層はS波速度が概ね200 m/s前後であることが多いが170 m/sを下回ることもある。上部は、基底部の貝化石が密集する砂層はS波速度300 m/sに達する。その上位の上方粗粒化する砂泥互層のS波速度は200～300 m/sで上方に速度が大きくなる傾向が認められる。

N値 下部の基底部の砂礫層あるいは礫混じり砂層はN値50に達することが多い。一方で下部の主体をなす貝化石が散在する泥層は更新統としてはかなり軟らかく、N値10以下、多くは5以下を示す。上部は基底部の貝化石が密集する砂層はN値30～50に達することが多い。その上位の上方粗粒化する砂泥互層のN値はおよそ5～20の範囲で上方にN値が大きくなる傾向が認められる。

花粉化石 中澤ほか（2006）は浦和GS-UR-1コア及び川口GS-KG-1コア、桶川GS-OK-1コアの木下層の花粉化石群集を報告している（第3.16、3.17図）。また今回新たに大宮GS-OM-6コアの木下層の花粉化石分析を実施した（第3.18図）。これらに基づけば木下層下部と上部で花粉化石群集は大きく異なる。

下部（中澤ほか、2006のP1帯に相当）は*Hemiptelea*が全体を通じて高率で産出するほか、温帶～暖温帶に分布する*Carpinus-Ostrya*や*Alnus*もやや高率で産出する。このほか温帶に分布する*Fagus*、*Juglans*（オニグルミ属）、温帶～暖温帶に分布する*Quercus*（subgen.

Lepidobalanus）、*Taxacea-Cephalotaxaceae-Cupressaceae*、*Cryptomeria*、温帶に多い*Pinus*、*Tsuga*がやや多く産出する。また暖温帶～熱帶に分布する*Lagerstroemia*が低率ながらほぼ連続的にみられるとともに、亜熱帶～熱帶に分布する*Alchornea*（アミガサキリ属）が産出することがある（中澤ほか、2006）。

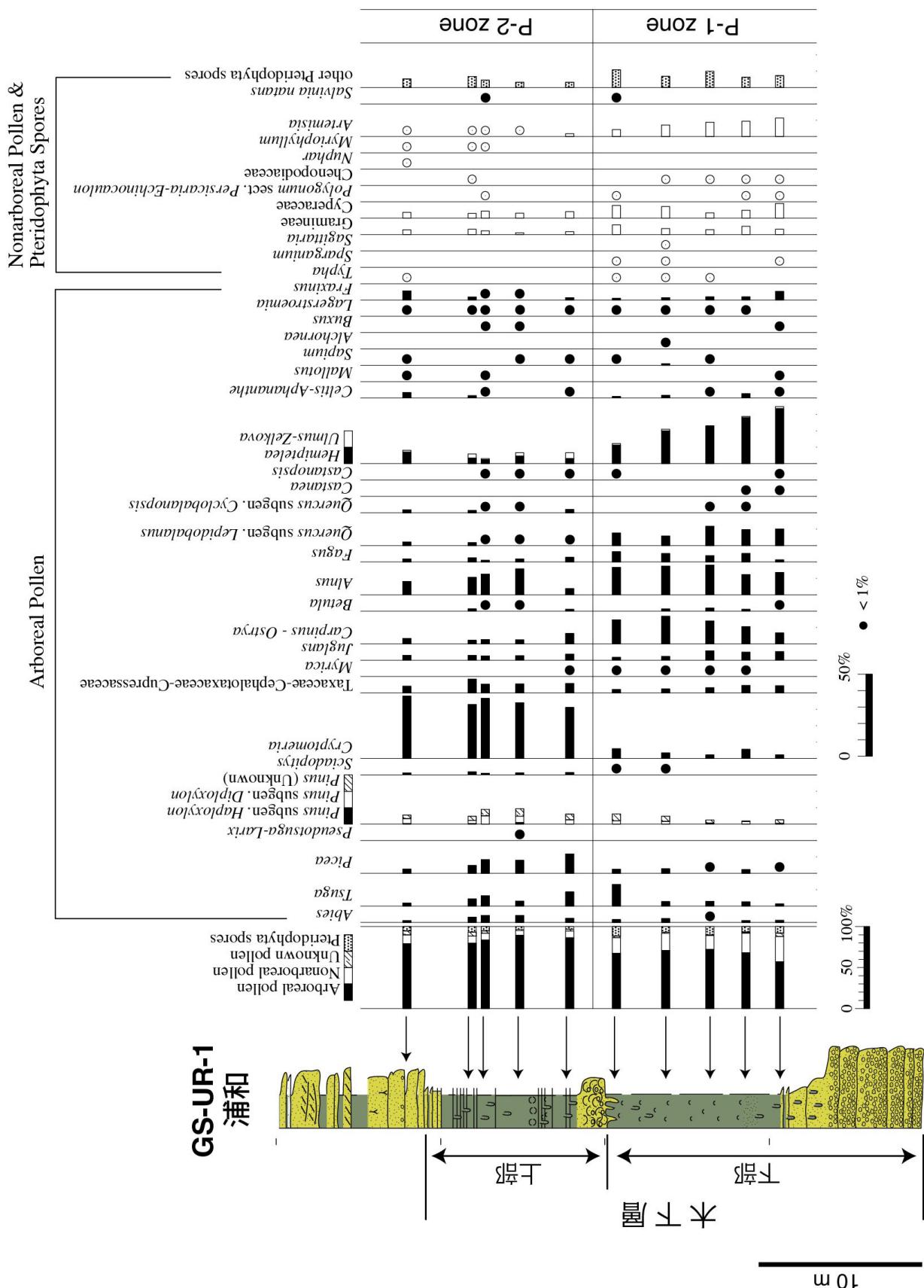
上部（中澤ほか、2006のP2帯に相当）は*Cryptomeria*の多産で特徴づけられる。このほか温帶～亜寒帶に分布する*Picea*、温帶に多い*Tsuga*、*Pinus*が多く産出する。また温帶～亜寒帶に分布する*Abies*、温帶～暖温帶に分布する*Taxacea-Cephalotaxaceae-Cupressaceae*、*Juglans*、*Fagus*も全体を通じてやや多く産出するが、木下層下部で多産した*Hemiptelea*や*Carpinus-Ostrya*は著しく減少する（中澤ほか、2006）。

このような木下層下部から上部にかけての花粉化石群集の層序変化は、千葉県北部地域の木下層（Nakazawa et al., 2017；納谷ほか, 2018）や茨城県筑波台地の木下層（坂田ほか, 2018），また木下層に対比される東京都北部の東京層（中澤ほか, 2019b, 2020；納谷ほか, 2021）からも報告があり、木下層を特徴づける花粉化石群集と考えられる。

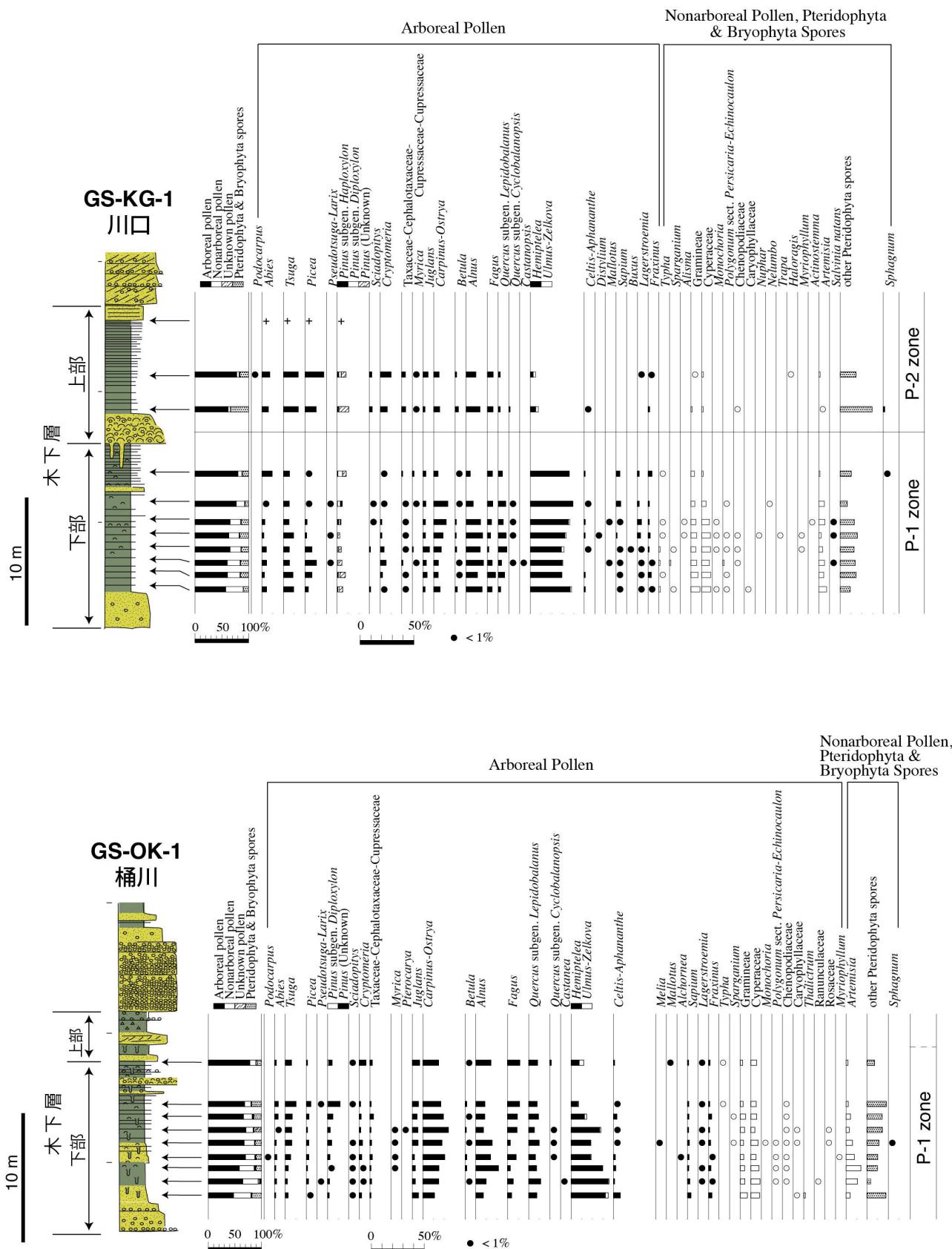
有孔虫化石 浦和GS-UR-1コア及び川口GS-KS-1において詳細な有孔虫化石分析が行われている（金子ほか, 2005, 2018）。

金子ほか（2018）は浦和GS-UR-1コアの木下層下部の上半部及び上部の下半部を中心に多くの有孔虫化石を検出し、木下層I～V帯に区分した（第3.3図）。このうちI帯は木下層下部のやや有機質な泥層に相当し、*Nonionella stella*、*Buccella frigida*、*Elphidium subgranosum*が多産する。特に湾央部に多いとされ貧酸素環境にも生息する*Nonionella stella*の多産で特徴づけられる。II帯は木下層下部の最上部に相当し、*Nonionella stella*、*Buccella frigida*、*Elphidium subgranosum*、*Ammonia japonica*が多産する。*Nonionella stella*の産出はI帯から減少する一方、*Buccella frigida*や*Ammonia japonica*などの湾央～湾口部によくみられる種が増加する。III帯は木下層上部の最下部に相当する。湾央～湾口部にみられる*Elphidium kusiroense*や*Quinqueloculina* spp.を主要種とする。IV帯は木下層上部の下半部に相当し、*Elphidium kusiroense*の多産で特徴づけられる。V帯は木下層上部の中部に相当する。*Ammonia japonica*、*Buccella frigida*、*Elphidium kusiroense*、*Elphidium subgranosum*を主要構成種とする。以上のような有孔虫化石群集の変遷から木下層I～V帯は、貧酸素の湾央部（木下層I帯）、湾央部～湾口部（木下層II帯）、藻場のある潮通しの良い湾口部（木下層III帯）、湾央～湾央部（木下層IV～V帯）への変遷が推定されている。

金子ほか（2005）は川口GS-KG-1コアの木下層から産出する有孔虫化石群集に基づき、木下層をI～III帯に区分した（第3.19図）。このうち木下層下部の下



第3.16 図 滝和 GS-UR-1 コアの木下層から産出した花粉化石群集（中澤ほか, 2006）。
柱状図の凡例は第3.1図参照。柱状図の位置は第2.2図参照。



第3.17図 川口 GS-KG-1コア及び桶川 GS-OK-1コアの木下層から産出した花粉化石群集（中澤ほか、2006）。柱状図の凡例は第3.1図参照。柱状図の位置は第2.2図参照。

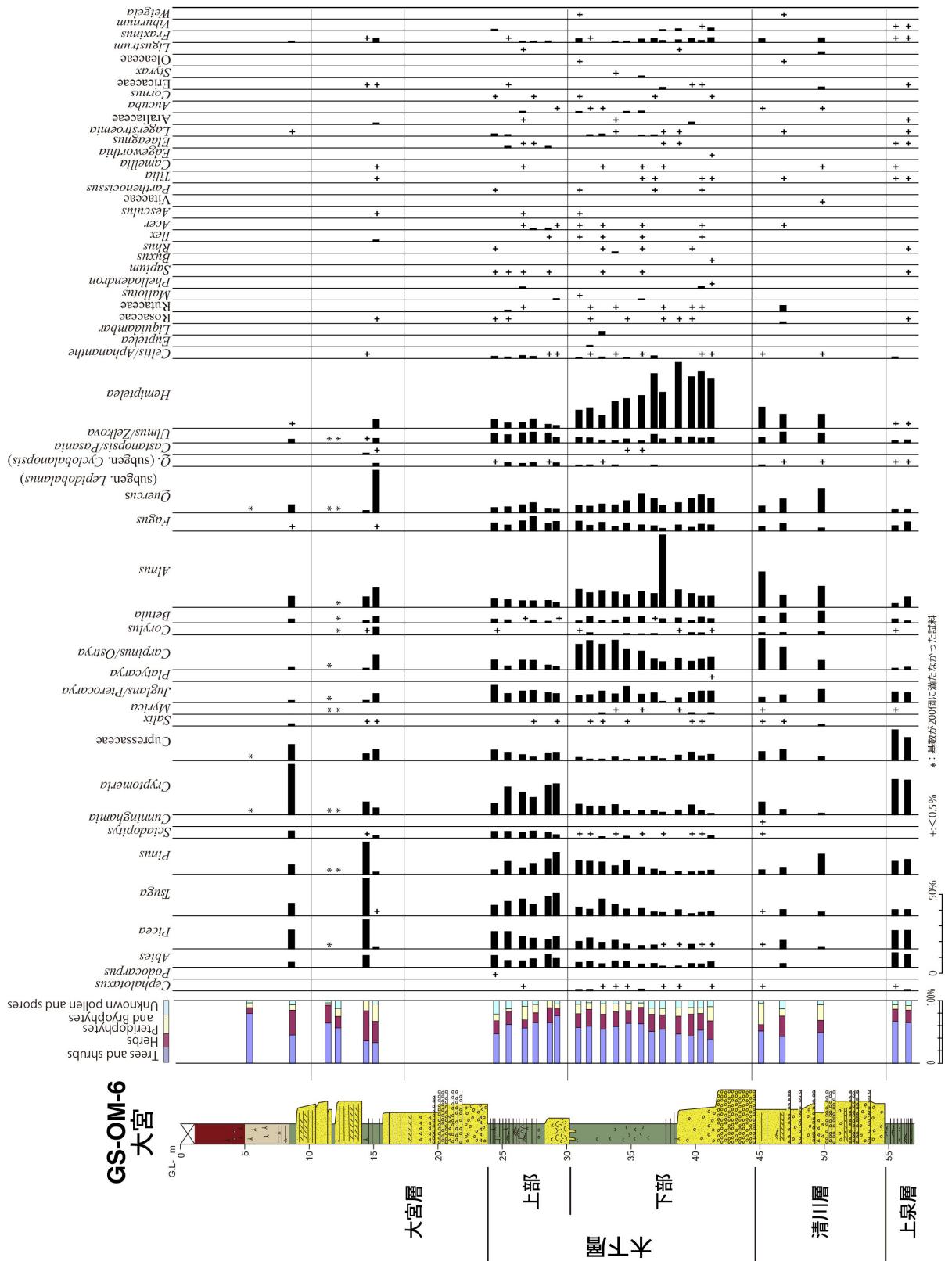
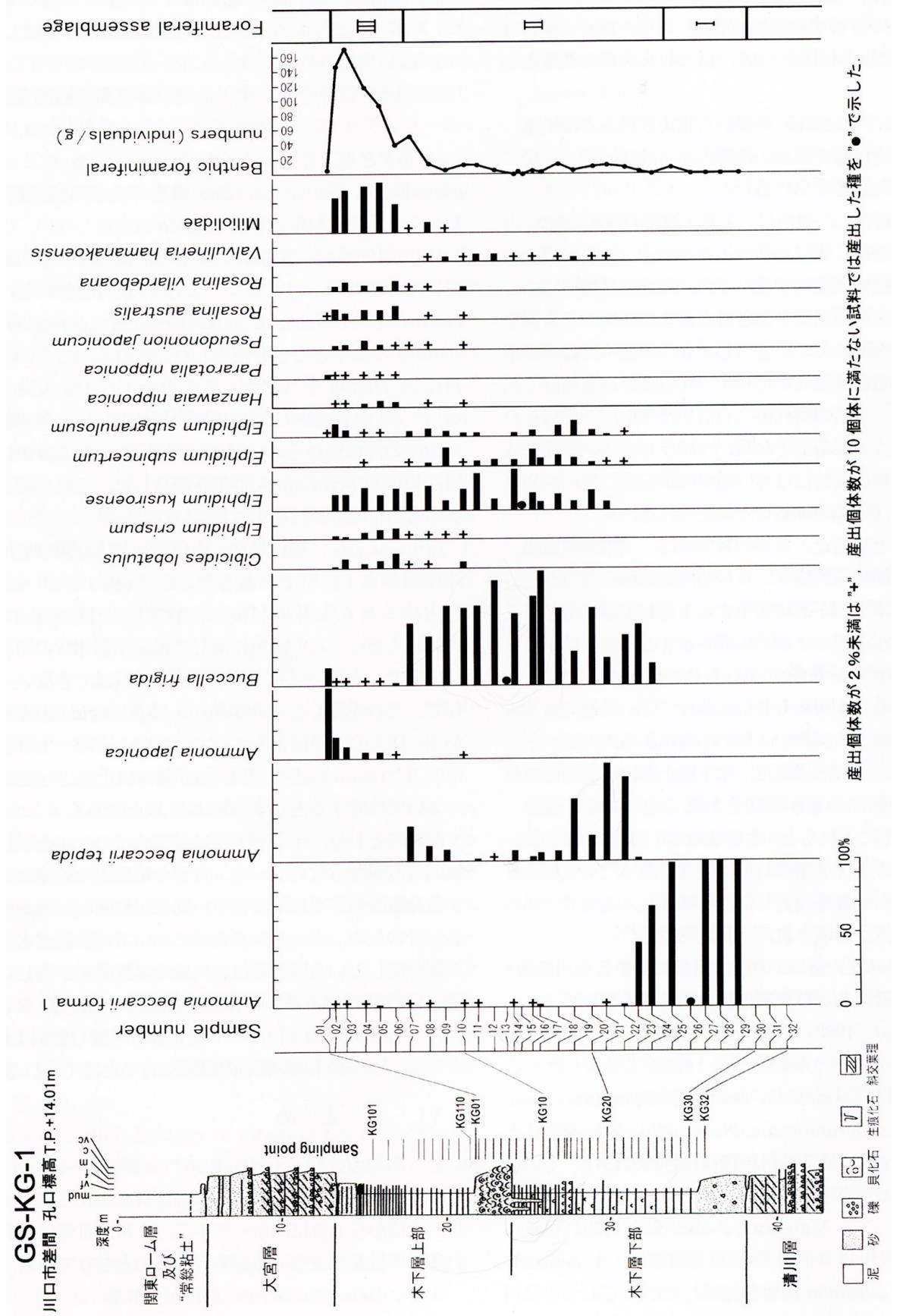


図3.18 大富 GS-OM-6 コアの木下層から産出した花粉化石群集。柱状図の凡例は第3.1図参照。柱状図の位置は第2.2図参照。分析は有限会社アルプス調査所による。



第 3.19 図 川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出した有孔虫化石群集 (金子ほか, 2005)。
柱状図の位置は第 2.2 図参照。

部に相当する I 帯では湾奥部の汽水域に多いとされる *Ammonia beccari forma 1* が独占する。また木下層下部の上部に相当する II 帯では *Ammonia beccari forma 1* に代わり、内湾に広くみられる *Buccella frigida* を主要種とし、*Ammonia beccari tepida* 及び *Elphidium subincertum* を伴う。このうち *Ammonia beccari tepida* は II 帯の下部に多いが中部に向かって減少し、また上部に増加する傾向がみられる。一方で *Buccella frigida* は II 帯を通して多産するが II 帯の中部で最も多い。川口 GS-KG-1 コアの木下層下部 (I ~ II 帯) から産出する *Ammonia beccarii forma 1* や *Ammonia beccari tepida*, *Elphidium subincertum* は浦和 GS-UR-1 コアの木下層下部の群集と比較してより湾の奥部に分布する種である。木下層上部に相当する III 帯は湾央～湾口部にみられる *Quinqueloculina* spp., *Rosalina australis*, *Elphidium kusiroense* を主要種とし、浦和 GS-UR-1 コアの木下層 III 帯の構成と共通している。

貝化石 中澤ほか (2006) は浦和 GS-UR-1 コア、川口 GS-KG-1 コア、桶川 GS-OK-1 コアの貝化石群集を報告している (第 3.20 図)。

川口 GS-KG-1 コアや桶川 GS-OK-1 コアの木下層下部の泥層の下部からは、汽水性種の *Pirenella pupiformis* (カワアイ) や *Tegillarca granosa* (ハイガイ), *Batillaria zonalis* (イボウミニナ), *Crassostrea gigas* (マガキ), *Poramocorbula* sp. (ヌマコダキガイ類) が産出する。また川口 GS-KG-1 コアの泥層上部からは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 kagoshimensis* (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) などが産出する。

木下層上部の基底部は貝化石が密集する粗粒堆積物からなる。浦和 GS-UR-1 コアのこの層からは、浅海の砂底に生息する *Phacosoma japonicum*, *Pecten albicans* (イタヤガイ), *Macoma praetexta* (オオモモノハナ), *Solen* sp. (マテガイ類), *Myadora fuluctuosa* (ミツカドカタビラガイ), 砂泥底に生息する *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), *Fulvia mutica* (トリガイ), 泥底に生息する *Cylchinatys anaangustus* (カミスジカイコガイダマシ), *Cryptomya busoensis* (ヒメマスオガイ) など、多様な種を産出する。またその上位の砂泥互層からは浅海の砂底に生息する *Phacosoma japonicum*, *Pecten albicans*, *Macoma praetexta*, 砂泥底に生息する *Veremolpa micra*, *Saxidomus purpurata*, *Scapharca broughtonii* (アカガイ), *Panopea japonica*, *Ringiculina doliaris*, *Fulvia mutica*, *Dosinella angulosa* (ウラカガミ) などが産出する。

珪藻化石 中澤ほか (2006) は浦和 GS-UR-1 コアや川口 GS-KG-1 コアの珪藻化石群集を報告している (第

3.21 図)。これに基づけば木下層下部と上部で珪藻化石群集は大きく異なる。

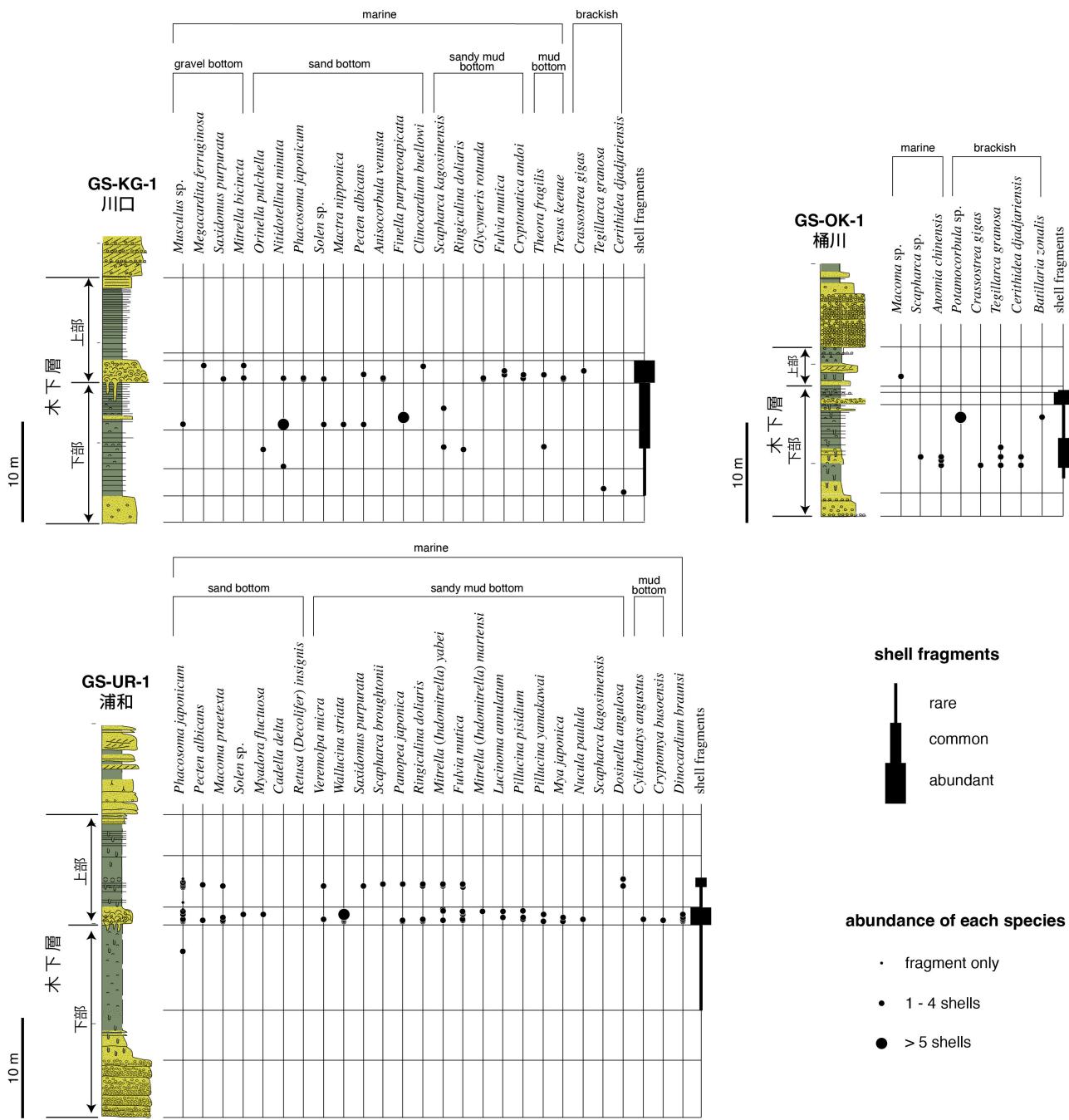
浦和 GS-UR-1 コアの木下層下部の泥層からは、海水～汽水性種である *Cyclotella striata* や海水性種である *Paralia sulcata* が多産する。*Cyclotella striata* は泥層の下部ほど多く、上位に減少していくのに対し、*Paralia sulcata* は上位ほど増加していく傾向が認められる。一方、川口 GS-KG-1 コアの木下層下部の泥層は海水～汽水性種の *Cyclotella striata*-*Cyclotella stylorum* が卓越するものの、*Fragilaria ulna* や *Aulacoseira italicica* などの淡水性種も含む。木下層上部は浦和 GS-UR-1 コアでは *Cyclotella striata*, *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschiooides* などの海水性種あるいは海水～汽水性種の産出とともに、*Meridion circulare* var. *constrictum*, *Cymbella turgidula*, *Aulacoseira italicica* などの淡水性種を含むことが特徴である。特に木下層上部の上半部で淡水性種の占める割合が多くなる傾向が認められる。また川口 GS-KG-1 コアの木下層上部では浦和に比べてさらに淡水性種の占める割合が大きくなることが報告されている。つまり下部～上部を通して浦和に比べて川口のほうが淡水の影響がより強かつたことが推測される。

テフラ 調査地域の木下層からテフラは見いだされていない。ただし後述するように、大宮台地南東端の川口市戸塚 (木下面に相当) では、木下層を整合に覆う常総粘土の基底部から大磯丘陵の KIP テフラ群に対比される三色アイス軽石層 (SIP : Kobayashi et al., 1968) が報告されている (中澤・田辺, 2011)。

堆積環境 木下層下部は開析谷システム (Zaitlin et al., 1994), 上部はバリア一島システム (Oertel, 1985) によって形成された (中澤ほか, 2006)。

下部は谷埋め状の分布形態を呈しており、基底部の砂礫層あるいは礫混じり砂層は開析谷基底の網状河川堆積物、その上位の貝化石が散在する泥層は海面上昇により開析谷に海域が侵入することにより形成されたエスチュアリーの堆積物と考えられる。川口 GS-KG-1 コアや桶川 GS-OK-1 コアなどでは泥層の上半部が上方粗粒化を示すが、これは湾奥デルタの堆積物と考えられている (中澤ほか, 2006)。一方で浦和 GS-UR-1 コアの木下層下部の泥層は有機質の強いことを特徴とし、有孔虫化石は貧酸素環境に耐えうる *Nonionella stella* が多産することから、貧酸素環境のエスチュアリー中央盆の堆積物と考えられる (金子ほか, 2018)。

上部の基底部には貝化石を多量に含む粗粒堆積物が分布し、基底面は明瞭な侵食面となっている。上部は下部とは対照的に広範囲に分布することから、上部基底の侵食面は、開析谷だけでなく、開析谷の間の高まり部分も含めさらに広く海域が拡大した際に形成されたラビンメント面と考えられる。貝化石を多量に含む堆積物の上位は砂泥互層へと変化するが、これは関東平野東縁の鹿島から房総半島にかけての地域に、当時



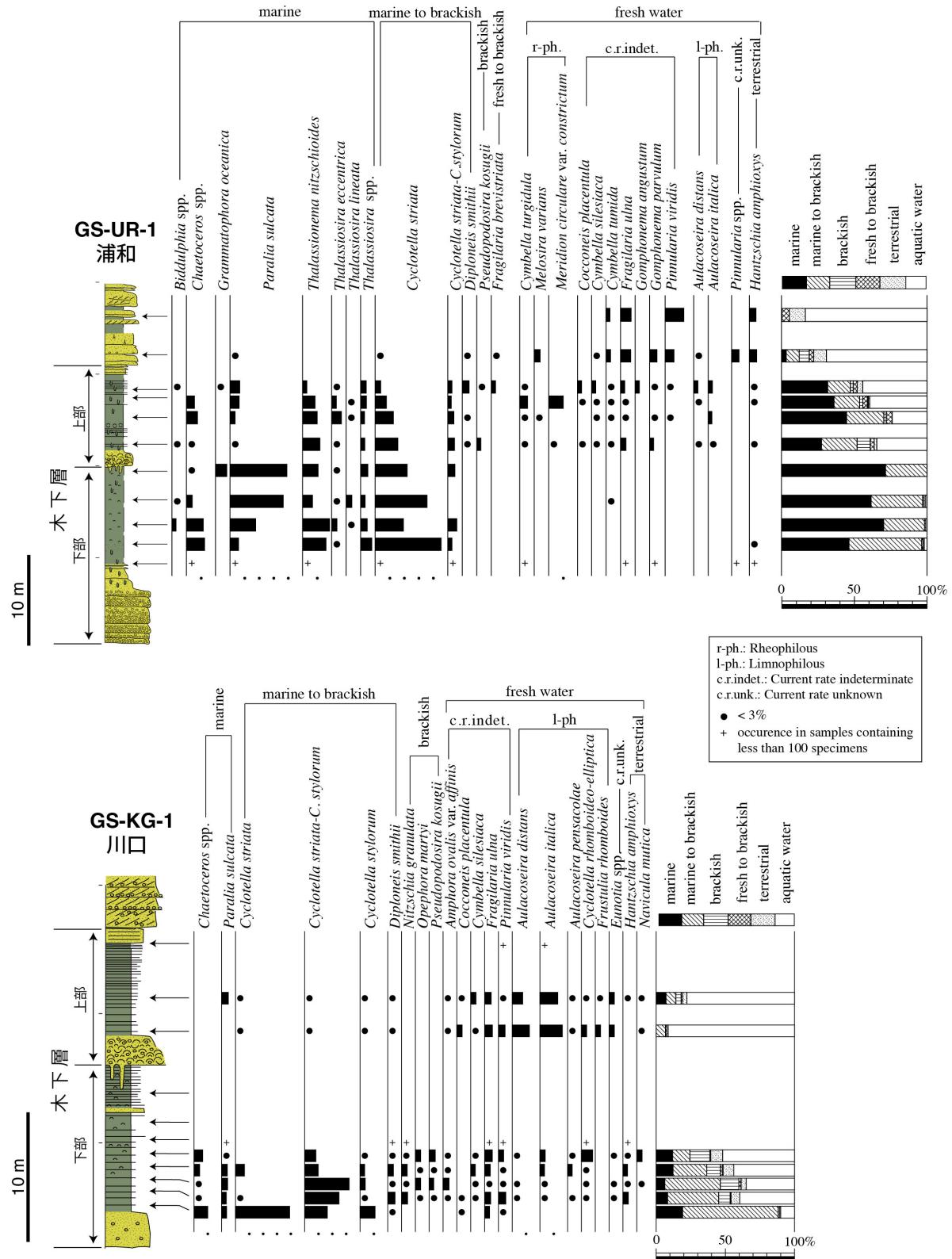
第3.20図 浦和 GS-UR-1 コア, 川口 GS-KG-1 コア, 桶川 GS-OK-1 コアの木下層から産出した貝化石群集 (中澤ほか, 2006).

柱状図の凡例は第3.1図参照. 柱状図の位置は第2.2図参照.

バリアーが発達し (岡崎・増田, 1992), その内陸側のラグーンの堆積物に相当すると考えられる (中澤ほか, 2006). 調査地域の木下層上部は海水棲の珪藻化石に加え, 汽水～淡水棲の珪藻化石も多く含まれることから, 河川の影響の強いラグーン環境だったことが推測され

る. また上部の上半部にみられる上方粗粒化はラグーンの浅海化を示していると考えられる.

年代 千葉県姉崎地域の木下層は大磯丘陵の多摩ローム層上部のTAu-12 テフラや吉沢ローム層のKIP テフラ群などのテフラを挟在することから, 下末吉海進に



第3.21図 浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出した珪藻化石群集 (中澤ほか, 2006).

相当する最終間氷期 MIS 5e の堆積物と考えられている（杉原ほか, 1978; 徳橋・遠藤, 1984; 中里・佐藤, 2001; 小松原ほか, 2004）。埼玉県南東部の木下層に

はこれらのテフラは挟在しないが、直上の常総粘土の基底部に KIP テフラ群に対比される三色アイス軽石が挟在すること、木下層下部が埋積する谷地形が Ky3 テ

テフラを挟在する清川層 (MIS 7c) を削剥していることから、木下層の堆積は MIS 5e、木下層下部が埋積する谷地形の形成は MIS 6 と考えられている (中澤ほか, 2006).

産出する花粉化石群集は他地域の木下層のそれとほぼ同様であり、鹿島沖海底コアの花粉化石群集 (Igarashi and Oba, 2006; 五十嵐, 2009) との比較により、木下層下部にみられる花粉化石群集は MIS 5e 前期～中期、上部の花粉化石群集は MIS 5e 後期に相当すると考えられている (Nakazawa *et al.*, 2017).

3.7 大宮層 (Om)

命名・定義 堀口 (1970) の大宮層を中澤・遠藤 (2002) が再定義。木下層を不整合に覆い、御岳第 1 テフラ (On-Pm1) 層準付近から上位の常緑粘土に整合に覆われる、砂あるいは砂礫を主体とした地層。

模式地 春日部市内牧 (大宮図幅内) の層序ボーリング (GS-KB-1)。

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1: 深度 25.82 ~ 6.45 m, 標高 4.55 ~ 23.92 m

桶川 GS-OK-1: 深度 18.38 ~ 3.86 m, 標高 3.95 ~ 18.47 m

春日部 GS-KB-1: 深度 17.98 ~ 5.88 m, 標高 -6.00 ~ 6.10 m

大宮 GS-OM-7: 深度 13.51 ~ 5.95 m, 標高 -3.17 ~ 4.39 m

芝浦工大 GS2012-OMY: 深度 20.00 ~ 5.16 m, 標高 -5.96 ~ 8.89 m

大宮 GS-OM-6: 深度 23.87 ~ 8.27 m, 標高 -10.90 ~ 4.70 m

浦和 GS-UR-1: 深度 19.00 ~ 6.87 m, 標高 -2.71 ~ 9.42 m

川口 GS-KG-1: 深度 13.32 ~ 5.14 m, 標高 0.69 ~ 8.87 m

越谷 GS-KS-1: 分布しない

八潮 GS-YS-2: 分布しない

分布形態 (第 3.22 図) 大宮層は沖積層の分布域を除き広域に分布する。大宮層はほぼ平坦に分布し、基底面の標高は中央部で -5 m 程度である。ただし北東部 (久喜市付近) で -15 ~ -10 m 程度と分布標高が著しく低く、南部 (川口市付近; 標高 5 ~ 10 m 程度) 及び北西部 (北本市付近; 標高 5 m 程度) で高い傾向が認められる。また木下層下部の分布域であるさいたま市大宮区～浦和区の基底面標高は -10 m 程度で周囲に比べて標高が低い傾向にある。

層相 大宮層は砂礫層から泥層へと上方に細粒化する複数の堆積サイクルからなる (第 3.1 図)。砂礫層は分級が悪く、斜交葉理が発達する。砂礫層から漸移する泥層は多くの基準ボーリングコアで下位の砂礫層と比

較して層厚が薄く、通常 1 m 前後である。泥層には植物根痕や腐植質の層準が認められる。ただし、北本 GS-KM-1 コアでは大宮層基底部の粗粒砂～極細粒砂層が約 2 m であるのに対し、その上位の泥層は約 12 m と非常に厚く堆積している。なお、北本 GS-KM-1 コアのこの泥層には後述する立山 D (Tt-D) テフラが挟在する。

S 波速度 磯層及び砂層は S 波速度がおよそ 250 ~ 350 m/s である。泥層は S 波速度がおよそ 200 ~ 250 m/s である。

N 値 N 値は基底付近の磯層及び砂層は 40 ~ 50 の範囲であることが多いが、基底付近を除く磯層及び砂層は 15 ~ 30 の範囲であることが多い。泥層は 20 以下であることが多い、上方に N 値が小さくなる傾向が認められる。

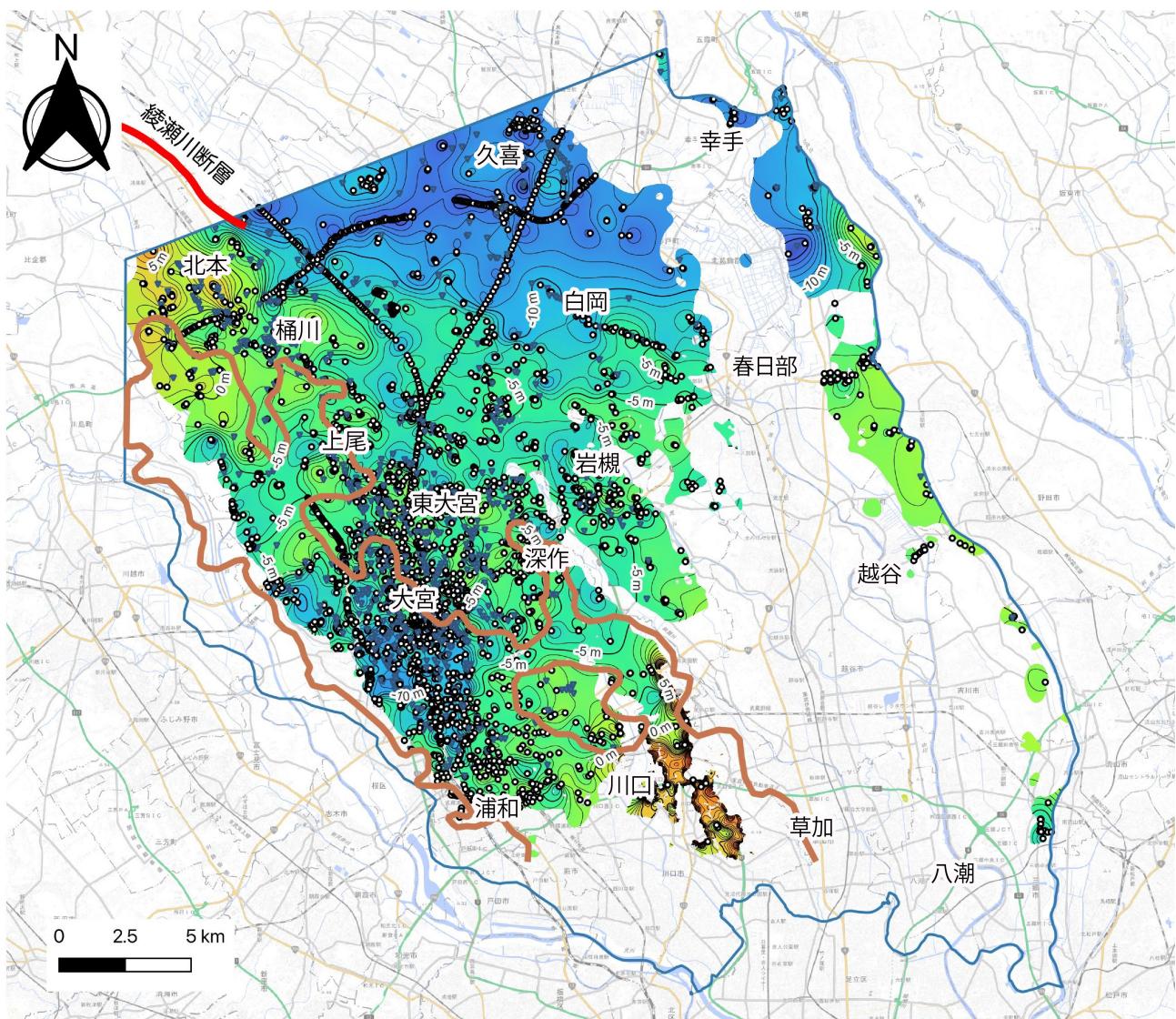
花粉化石 (第 3.7 図) 北本 GS-KM-1 コアで花粉分析を行い、大宮層は KM1-3 帯及び KM1-4 帯に相当する。KM1-3 帯は花粉化石の産出数が少ないが、KM1-3 帯の下部では木本植物花粉が、上部ではシダ・コケ植物胞子が比較的優勢である。木本植物の中で多く産出する傾向がある分類群は、常緑針葉樹の *Cryptomeria*、落葉広葉樹の *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)、が挙げられる。常緑広葉樹の *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) も産出する。

KM1-4 帯は草本植物花粉が優勢である。木本植物花粉の中では *Sciadopitys* (コウヤマキ属) 及び *Cryptomeria* が優勢で、*Pinus*, *Abies*, *Picea* 及び *Tsuga* がこれに次ぐ。*Alnus*, *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) などの落葉広葉樹は低率で、常緑広葉樹 *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) が極めてわずかに産出する。

テフラ (第 3.1 表)

立山 D (Tt-D) テフラ: Tt-D テフラは立山カルデラ起源のテフラであり、降灰時期は MIS 5c とされている (青木ほか, 2008)。分級の良い白色軽石からなり、重鉱物として直方輝石、単斜輝石、角閃石が認められ、アパタイトや斜長石が伴うことがある (長橋ほか, 2007; 青木ほか, 2008)。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.502 ~ 1.509、直方輝石の屈折率 (γ) は 1.710 ~ 1.717、角閃石の屈折率 (n₂) は 1.679 ~ 1.688 を示す (青木ほか, 2008)。火山ガラスの化学組成はマフィック元素に乏しくアルカリ元素に富み、K₂O 含有量が Na₂O 含有量を上回る特徴を示す (青木ほか, 2008)。

北本 GS-KM-1 コアの深度 14.73 ~ 14.74 m の泥層に、粒径 1 mm 程度の白色軽石が挟在する。含まれる重鉱物は少ないが、直方輝石が比較的多く含まれ、わずかに角閃石、磁鉄鉱、黒雲母を伴う。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.500 ~ 1.504 である。また火山ガラスの化学組成はマフィック元素に乏しくアルカリ元素に富み、Na₂O 含有量に対して K₂O 含有量が高いという特徴を持つ (第 3.2 表)。直方輝石の屈折率 (γ) は 1.712 ~ 1.719 (1.716)、角閃石の屈折率 (n₂) は 1.680 ~ 1.692 (1.689)



第3.22 図 大宮層基底の標高分布。

単位はT.P.+ m. 青枠はモデリングの範囲を示す。このうち大宮層は等高線を示した範囲に分布する。丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す。丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点、青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点。茶枠は木下層下部の分布域を示す。綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく。背景図は地理院タイルを使用。

である。これらの特徴から本テフラは Tt-D テフラに対比される。

鬼界葛原 (K-Tz) テフラ : K-Tz テフラは鬼界カルデラ起源のテフラであり、降灰時期はおよそ 95 ka の MIS 5c とされている（町田・新井, 2003）。本テフラはガラス質火山灰で、高温型石英を含むことを特徴とする。重鉱物として直方輝石及び単斜輝石を含む。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.496 ~ 1.500 (1.498 ~ 1.499)、直方輝石の屈折率 (γ) は 1.705 ~ 1.709 (1.707) を示す。また火山ガラスの組成は SiO₂ 含有量が 79 wt.% 程度と高い値を示す（町田・新井, 2003）。

北本 GS-KM-1 コアの西側の段丘崖において、大宮層最上部と常総粘土の境界付近に最大層厚 5 cm 程度の細粒大のガラス質白色火山灰が認められる（納谷・安原, 2014）。本テフラは重鉱物として直方輝石及び単斜輝石を含み、高温型石英を伴う。火山ガラスの屈折率 (n) は 1.497 ~ 1.499、直方輝石の屈折率 (γ) は 1.705 ~ 1.712 (1.708 ~ 1.709) を示す。火山ガラスの化学組成は SiO₂ 含有量が 78.87 wt.% と高い値を示す（納谷・安原, 2014）。これらの特徴から本テフラは K-Tz テフラに対比されている（納谷・安原, 2014）。

堆積環境 斜交葉理の発達する砂礫層及び、砂礫層か

ら漸移する泥層からなる。泥層には植物根痕や腐植層が認められることから氾濫原の堆積物と考えられ、これに漸移する砂礫層は河川チャネルの堆積物と考えられる。

年代 本層中部には Tt-D テフラが、本層最上部には K-Tz テフラが挟在し、どちらのテフラも MIS 5c に降灰したとされることから、大宮層の形成年代は MIS 5d ~ 5c と考えられる。また、本層を覆う常総粘土基底付近には MIS 5c に降灰したとされる御岳第1 (On-Pm1) テフラの挟在が知られている (町田, 1973; 第4章参照)。

3.8 地質構造

本調査地域の北西側には綾瀬川断層の撓曲帯が報告されている (石山ほか, 2005; 納谷・安原, 2014 など)。この撓曲帯の南東側延長部 (北本市付近から桶川市付近) では、下総層群の各地層の基底面が北東側に傾斜する構造が認められる (第3.5, 3.6, 3.9, 3.13, 3.22図)。この傾斜は下総層群の下位の地層ほど大きくなる傾向にある (第3.5, 3.6, 3.9, 3.13, 3.22図)。ただし、木下層上部基底面や大宮層基底面の分布標高をみると、北西側にみられる撓曲帯のような局所的に大きく標高を変化させるものではなく、5 ~ 10 km の幅をもって北東側に比較的緩やかに傾斜する (第3.13, 3.22図)。またこの傾斜帯は、従来綾瀬川断層が推定されたさいたま市見沼区深作付近へと続くのではなく、白岡市方面へと連続するようにみえるが不明瞭である (第3.13図)。北東側への傾斜は北本・桶川付近から岩槻区・白岡市方面にいくほど緩やかになる。

木下層上部基底面及び大宮層基底面の標高は、さい

たま市南西部の大宮区～浦和区付近で周囲と比べて低い傾向にある (第3.13, 3.22図)。この地域では軟弱な泥層からなる木下層下部の層厚が最も厚い (第3.12図)。また第7章で詳しく示されるが、過去の累積地盤沈下量が中川低地の沖積層分布域とともに、さいたま市大宮区～浦和区付近で特に大きいことが分かっている (第7.2, 7.3, 7.4図)。木下層上部基底面が木下層下部の分布域で低くなっていることは中澤・遠藤 (2002) でも指摘されており、木下層上部の形成開始時に軟弱な木下層下部が差別的に侵食されたと解釈された。しかし本研究では木下層上部基底面だけでなく、その上位の大宮層基底面も同様に木下層下部分布域で低くなっていることが明らかになった。これは木下層上部基底面の侵食作用だけでは説明が困難であり、木下層下部の泥層の収縮による地盤沈下の影響が強く示唆される。

一般に低地では、地下水揚水の影響により沖積層の泥層が収縮し、結果として地盤沈下が生じる。この収縮は地下水位の低下により泥層内の間隙水圧が減少し、粒子が再配列して圧密が進行することで発生する (佐藤, 1988; 國分ほか, 2016 など)。木下層下部は MIS 6 に形成された開析谷に、海面上昇とともに海域が侵入することで堆積した軟弱な泥層で構成されており、沖積層の泥層と同様に地下水揚水の影響を受けやすい。この地域では地下水揚水により地下水位が低下することで木下層下部の泥層が収縮し、その結果、木下層上部基底面及び大宮層基底面の標高が低下した可能性が考えられる。これは、本地域に分布する木下層下部が沖積層と同様に軟弱な泥層からなり、沖積層と同様に強震動のリスクに加えて地盤沈下のリスクを有していることが地質構造から示唆される。