

伊勢湾南西岸宮川平野における最終氷期最盛期以降の堆積環境変遷

佐藤 善輝^{1,*}・水野 清秀¹・中島 礼¹

SATO Yoshiki, MIZUNO Kiyohide and NAKASHIMA Rei (2021) Sedimentary environmental change after the Last Glacial Maximum in the Miyagawa Plain, southwestern coast of the Ise Bay, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (1), p. 65–80, 6 figs, 2 tables.

Abstract: Miyagawa Plain (Miyagawa Delta), located in southwestern coast of the Ise Bay, is a deltaic alluvial lowland dominated under wave and tidal currents. A 57.6 m-long core penetrating the incised valley fill, “Chuseki-so”, was obtained from the lowermost part of the plain. Sedimentary facies, radiocarbon dating, diatom fossil and tephra analyses of the core material were conducted for revealing sedimentary environmental changes after the Last Glacial Maximum [LGM] and development of the Miyagawa Delta with the help of borehole logs. The alluvium deposit comprises six sedimentary units, Unit 1 to 6 in ascending order: Unit 1; braided river channel, Unit 2; estuary, Unit 3; inner bay, Unit 4; lower shoreface, Unit 5; upper shoreface to beach, Unit 6; inter-ridges marsh and artificial soil.

After the LGM, an estuary environment was occurred until ca. 10.3 ka, and then inner bay environment was established around 9.5 ka associated with post-glacial sea-level rise. After ca. 7.5–8.0 ka, deltafront or spit was presumably occurred around the GS-ISE-1' site.

Keywords: Miyagawa Plain, wave-influenced delta, alluvium, incised valley fill, tephra, diatom fossil, Ise Bay, Holocene

要 旨

宮川平野では波浪の影響を受けたデルタが発達する。平野の沖積層を貫くボーリングコア試料を採取して堆積相観察や年代測定を行い、宮川デルタの形成過程について検討した。沖積層は下位から、網状河川チャネル堆積物、感潮河川堆積物、内湾堆積物、下部外浜堆積物、上部外浜～海浜堆積物、堤間湿地堆積物・人工土壌層の計6ユニットに区分される。宮川平野では10.3 ka頃に潮汐の影響が及ぶ河口域となり、9.5 ka頃には内湾環境が成立した。7.5～8.0 ka以降にデルタフロントまたは砂嘴が形成された可能性があり、4.3 ka頃までに現在の海岸線付近に海浜が形成された。

1. はじめに

日本列島の臨海部にはデルタを伴う沖積低地が多く分布する。一般に、デルタは後氷期の海水準上昇によってエスチュアリーや内湾が形成された後、海水準上昇が漸止し始める6～8 ka以降、河川から供給された土砂が海域を埋積することで形成された(海津, 1992; Hori *et al.*, 2004; 斎藤, 2005; 堀ほか, 2006)。デルタは形状から鳥趾状、円弧状、尖角状、直線状などに分類さ

れ、これらは地形営力のバランスの違いを反映している(Galloway, 1975; Orton and Reading, 1993; 鈴木, 1998)。

これまで日本におけるデルタの形成過程に関する研究の多くは、濃尾平野や東京低地、河内平野、越後平野など、内湾や潟湖(ラグーン)に流入する河川を対象として行われてきた(例えば、山口ほか, 2003; 卜部ほか, 2006; 卜部, 2008; 田辺, 2013; Ogami *et al.*, 2015; 増田, 2019など)。これらの沖積低地は国内有数の大河川の下流部に位置し、河川営力が大きい。また、外洋から隔てられているため、平均波高0～0.25 m程度と波浪営力が極めて小さい。有明海沿岸の筑紫平野や玉名平野(下山ほか, 1994; 長岡ほか, 1997など)、瀬戸内海沿岸の広島平野(白神, 1985)など、潮汐営力が比較的大きい条件で発達したデルタもあるが、多くの沖積平野は平均潮差1 m前後で潮汐営力はそれほど大きくない。一方で、波浪と潮汐の影響が大きいデルタ(wave influenced delta, tide-influenced delta; Bhattacharya and Walker, 1992)については、国内では小櫃川おびつデルタ(斎藤, 1991)などで報告されているものの事例が少なく、どのような形成過程をたどるのかはよくわかっていない。この背景のひとつとして、国内の外洋に面する沖積平野では河川営力に対して波浪営力が大きく、デルタではなく浜堤平野(strand plain)が発達し

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: SATO, Y, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan, E-mail: satou-yoshiki@aist.go.jp

やすいこともあげられる(Saito *et al.*, 2016; 田村, 2018).

このような背景を踏まえ、本研究では伊勢湾南西岸、宮川下流の沖積低地(以下では、宮川平野と呼ぶ、第1図)を対象として、デルタの形成過程について検討した。宮川の流域面積は920 km²、流路長は91 kmであり、流域の年間降水量が2,000～3,400 mmに達する多雨地域(中部地方整備局, 2015)であるため、河川流量が62.1 m³/sと伊勢湾に流入する河川では木曾三川(木曾川・長良川・揖斐川)に次いで大きい(国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所, 2020)。こうした大きな河川営力のもと、宮川平野ではデルタ(以下では、宮川デルタと呼ぶ)が発達している(第1図; 鈴木, 1998; Saito *et al.*, 2016)。他方、片岡・藤木(2018)の波高分布を参照すると、宮川平野周辺における平常時の波高は0.5 m前後と推定される。また、宮川平野に最も近い鳥羽験潮所における平均潮差は1.0～1.2 mである(Mazda, 1984)。Davis and Hayes (1984)やHori *et al.* (2002)の区分に基づくと、上記の数値から宮川デルタは潮汐波浪混合型デルタに区分される。すなわち、宮川平野では、湾内に位置する濃尾平野や東京低地などよりも、相対的に波浪の影響を強く受けてデルタが形成されている。

これまでに宮川平野を対象とした地形・地質に関する研究は少なく、鈴木・日吉(1962)と川瀬(2012)に限られる。鈴木・日吉(1962)は土木工学的な基礎資料整備を目的として、ボーリング資料に基づいて伊勢湾西～南岸の第四系地下地質を計5層(下位から順に、古伊勢湾層、平田層、伊勢神戸層、四日市港層、富田浜層)に区分した。川瀬(2012)はボーリング資料と放射性炭素(¹⁴C)年代測定結果に基づき、宮川平野の沖積層を下位から順に基底礫層、下部砂層、中部泥層、上部砂層、最上部層に区分するとともに、最終氷期における宮川開析谷の形状や深度分布を示した(第1図B)。川瀬(2012)の基底礫層の一部は鈴木・日吉(1962)の平田層に、下部砂層は伊勢神戸層の上部に、中部泥層は四日市港層に、上部砂層は富田浜層にそれぞれ対比される。

しかしながら、これらの既存研究では宮川平野の沖積層の概要が示されているのみで、宮川デルタの詳しい形成過程は明らかになっていない。これは既存の層序区分が堆積物の粒度組成やN値などの物性に基づくものであり、堆積年代や堆積環境についての情報が少ないことに起因する。これらを明らかにして宮川デルタの形成過程を検討することは、日本におけるデルタ研究の空白域を埋めることにもつながり、重要である。

こうした背景を踏まえ、地質調査総合センターでは平成29年度に伊勢湾沿岸地域の地質・活断層調査の一環として、宮川平野の最下流部の開析谷の軸部においてボーリング調査を実施し、オールコア試料を採取した。本研究ではこのコア試料について詳細な堆積相解析と¹⁴C年代測定、火山灰分析を行い、沖積層の堆積過程を復元した。

2. 地域概観

宮川平野は、伊勢湾に対して北東～東北東に開口する二等辺三角形の形状を示し、海陸方向に約11 km、海岸線付近での幅(北西～南東方向)約10 km、面積約50 km²の大きさを有する(第1図)。平野南縁は地質境界としての中央構造線によって区切られ、その南側には三波川変成岩類や御荷鉾緑色岩類などの付加複合体から成る山地・丘陵が分布する(西岡ほか, 2010)。また、北側には中期～後期更新世に形成された河成段丘面が分布する。

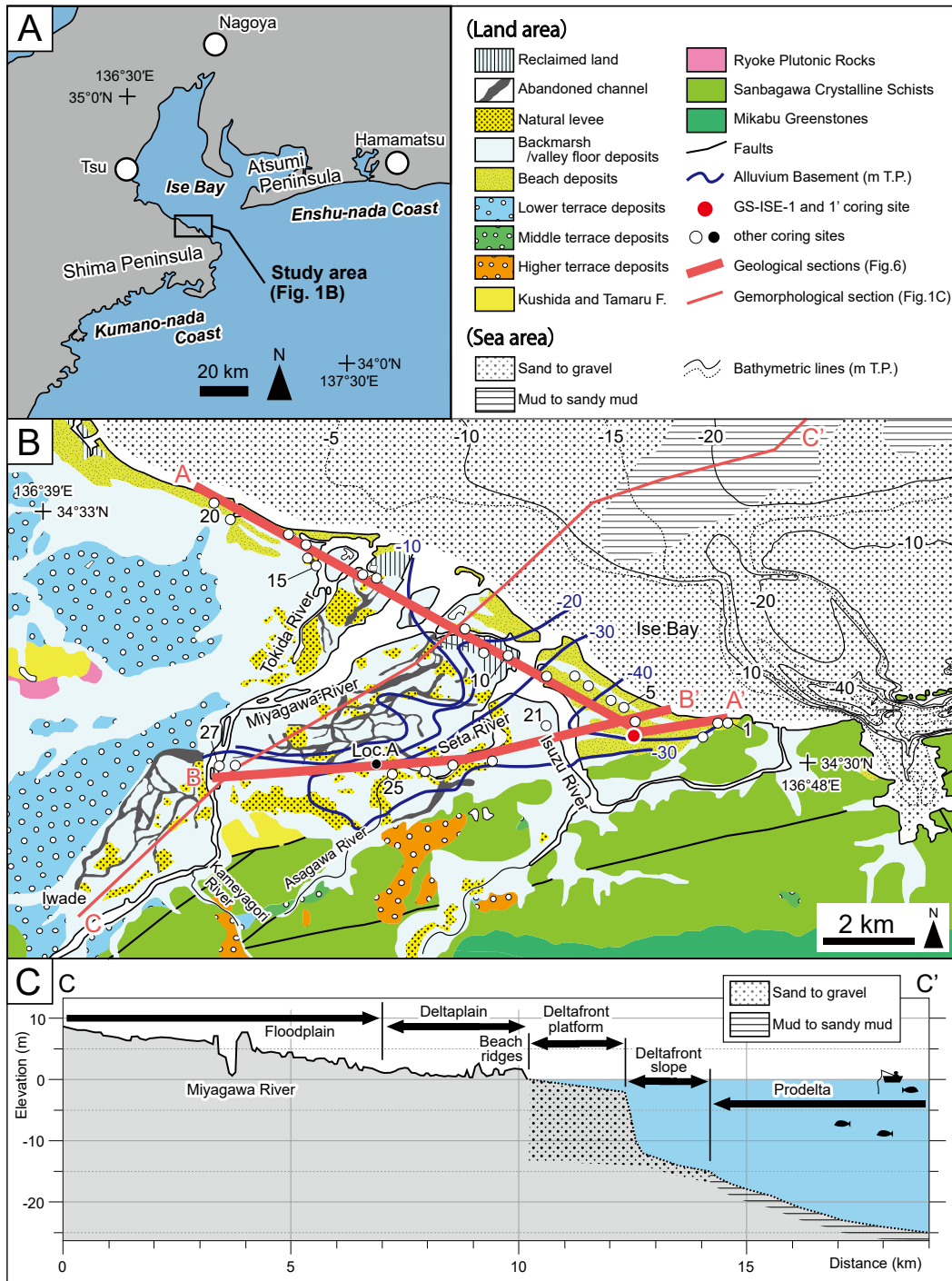
宮川平野には宮川のほかに、宮川水系に属する五十鈴川、勢田川などが流下する。宮川沿いでは明瞭な扇状地を欠き、山地出口(伊勢市岩出付近; 第1図B)から下流側に氾濫原とデルタ(デルタプレイン)が広がる(第1図B, C)。氾濫原は宮川の山地出口から下流側に約7～8 kmの範囲に分布し、傾斜が1/1,000程度で自然堤防や旧河道、後背湿地が分布する(西岡ほか, 2010; 国土地理院, 2014a, b, c)。氾濫原の下流側には標高1～2 m以下のデルタプレインが分布し、その傾斜は1/1,000未満と低平である。宮川はデルタプレインで多くの派川を生じ、そのうちのいくつかは旧河道となっている。これらは勢田川や五十鈴川、外城田川に繋がり、宮川デルタは「多島状デルタ(鈴木, 1998)」の形状を呈する。平野南東部の現在の海岸線から約1.5 kmの範囲には、西～北西方向に伸びる計3列の浜堤列が分布する(西岡ほか, 2010; 第1図B)。浜堤列のうち最も陸側のものは陸側に湾入するように、海側のものは海側に突出するように分布する。また、現在の宮川河口沖には沿岸州が発達する(鈴木, 1998)。

宮川河口沖の地形(日本水路協会, 2015)と底質分布(国土地理院, 1973, 1974, 1976)をみると、河口から約4 kmの範囲には砂～砂礫から成るデルタフロントが分布し、そのうち河口から約2 kmの範囲に水深2 m以浅で緩傾斜(1/1,000程度)のデルタフロントプラットフォームが、その沖側に水深2 mから15 mまで急傾斜(1/30～1/400程度)するデルタフロントスロープが分布する(第1図B, C)。そのさらに沖側の水深15 m以深には砂泥質～泥質堆積物から成るプロデルタが分布する。プロデルタの傾斜は1/400より小さく、沖側に向かってさらに緩くなる。

3. 調査および分析方法

3.1 ボーリングコアの掘削

GS-ISE-1およびGS-ISE-1'コアは、三重県伊勢市二見町庄地区において(株)中央開発により掘削された。当該地点は水田を埋めて作られた造成地で、現在は空き地となっている。両コアの掘削地点は数10 cmしか離れておらず、ほぼ同一地点とみなせる。GPS測量に基づく掘削地点の位置および標高は北緯34° 30' 21.8", 東経136°



第1図 対象地域の位置および地形・地質概略。A：調査地域案内図。B：宮川平野周辺における地形・地質分布および調査地点の位置図。地質分布は20万分の1地質図(西岡ほか, 2010), 自然堤防および旧河道の分布は国土地理院(国土地理院, 2014a, b, c), 海域の等水深線は(日本水路協会, 2015), 底質分布は(国土地理院1973, 1974, 1976)にそれぞれ基づく。沖積層基底等深線は川瀬(2012)に基づき, 本研究の成果を受けて一部修正した。Loc.Aは既存の年代測定値(川瀬, 2012)が得られているコアの掘削位置を示す。C：現在の宮川デルタの縦断面(C-C' 測線)。測線位置は第1図Bを参照。

Fig. 1 Location and geomorphological and geological distribution map of the study area. A: Index map, B: Location of coring sites and geomorphological and geological distribution around the Miyagawa Plain. Geological distribution is based on Nishioka *et al.* (2010) except for natural levees and abandoned channels, which are based on Geospatial Information Authority of Japan (2014a, 2014b, 2014c). Bathymetry lines and bottom sediments are based on Japan Hydrographic Association (2015) and Geospatial Information Authority of Japan (1973, 1974, 1976) respectively. Depth contour of the Alluvium basement was modified after that suggested by Kawase (2012). Loc. A indicates the location of the coring site for radiocarbon age reported by Kawase (2012). C: Present deltaic profile of Miyagawa Delta along the C-C' section. Location of section is shown in the Fig. 1B.

45' 56.2", 標高1.52 mである。コア径は86 mmである。得られたコアのうち、より連続的で良質な試料を採取できたGS-ISE-1' (掘削長57.64 m)を主要な試料として用い、GS-ISE-1 コアは深度20.00 ~ 32.40 m, 34.40 ~ 35.60 m および36.85 ~ 40.65 mのみを補足的に用いた。

3.2 コアの記載・分析

コアは産総研に搬入後に縦方向に切断し、粒度や色調、含有物などを記載するとともに、コア表面の写真撮影を行った。コア試料の8層準から得られた貝化石について、奥谷(2000)などを参照して同定した。泥質あるいは砂質な層準については、試料表面から4 cm×25 cm×1 cmのプラスチックケースを用いてスラブ試料を分取し、軟X線写真を撮影し詳細な堆積構造を観察した。コア試料から外径23 mm, 容積7 ccのプラスチック製キューブを用いて主に10 cm間隔(5 ~ 82 cm間隔)で試料を分取し、ほぼ半分を含水率と粒度組成(含泥率・含砂率)の測定に、残りを珪藻化石分析に用いた。

含水率と粒度組成の測定は20 ~ 100 cm間隔で計96層準について実施した。まず、キューブ試料を60℃で2日間乾燥させ、前後の質量差を測定することで含水率を算出した。含水率測定後の試料について、63 μmと250 μmの篩を用いて粒度区分ごとの質量を測定し、含泥率と含砂率(極細粒~細粒砂サイズ, 中粒砂以上)を算出した。

珪藻化石分析は、主に20 cm間隔(18 ~ 100 cm間隔)で計182層準について実施した。各キューブ試料から約1 mgの堆積物を分取し、蒸留水を加えて懸濁液を作成した。濃度を適宜調整しながら懸濁液をカバーガラスに滴下し、ホットプレート上で乾燥させた後、光硬化樹脂を用いて封入した。光学顕微鏡を用いて1,000倍の倍率で検鏡し、十分な量の珪藻化石の産出が確認された計40層準について、合計が200殻以上になるまで種同定と計数を行った。同定は小林ほか(2006)、渡辺(2005)などを、生息環境は千葉・澤井(2014)を参照した。

コア試料中から得られた有機物試料9点について、加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代を加速器分析研究所に依頼して測定した。年代測定結果はCALIB 7.1 (Stuiver *et al.*, 2020)を用いて暦年較正した。較正のためのデータセットには植物片や木片など陸域由来の試料はIntCal13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を、海生の貝殻はMarine13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を用いた。なお、第1図B中のLoc. Aにおいて川瀬(2012)が報告した既存の年代測定値についても、同様の方法で暦年較正を行った。

コア試料中に認められた火山ガラス濃集層について篩を用いて極細粒砂~細粒砂サイズの粒子を選別し、この中に含まれる火山ガラス粒子の屈折率についてMAIOT (古澤地質製; 古澤, 1995)を用いて測定した。測定精度は±0.001である。火山ガラスの主成分化学組成分析は古澤地質に依頼し、エネルギー分散型X線マイクロアナ

ライザー (EDX)を用いて行われた。

3.3 ボーリング資料の解析

自治体などが所有する宮川平野内で掘削された既存ボーリング資料を収集した。資料は三重県建設技術センターから計18地点、伊勢市から計8地点に加え、国土情報検索サイト「Kuni Jiban」(土木研究所, 2018)で公開されている計2地点を使用した。三重県建設技術センターおよび伊勢市の資料については、記載内容に基づいてXML形式データを作成した。また、Loc.Aの柱状図は川瀬(2012)の地質断面から読み取った。これらのデータを用いて、ボーリング柱状図解析システム(木村, 2011)を使用して地質断面図を作成した。

4. 堆積物の記載と解釈

GS-ISE-1 コアおよびGS-ISE-1' コアは、粒度や色調、堆積構造、貝化石、珪藻化石群集の特徴から、下位から順にユニット1 ~ 6に区分される(第2図)。

4.1 ユニット1(網状河川チャネル堆積物)

深度: GS-ISE-1' コアの深度40.71 ~ 57.64 m (標高-39.19 ~ -56.12 m)。

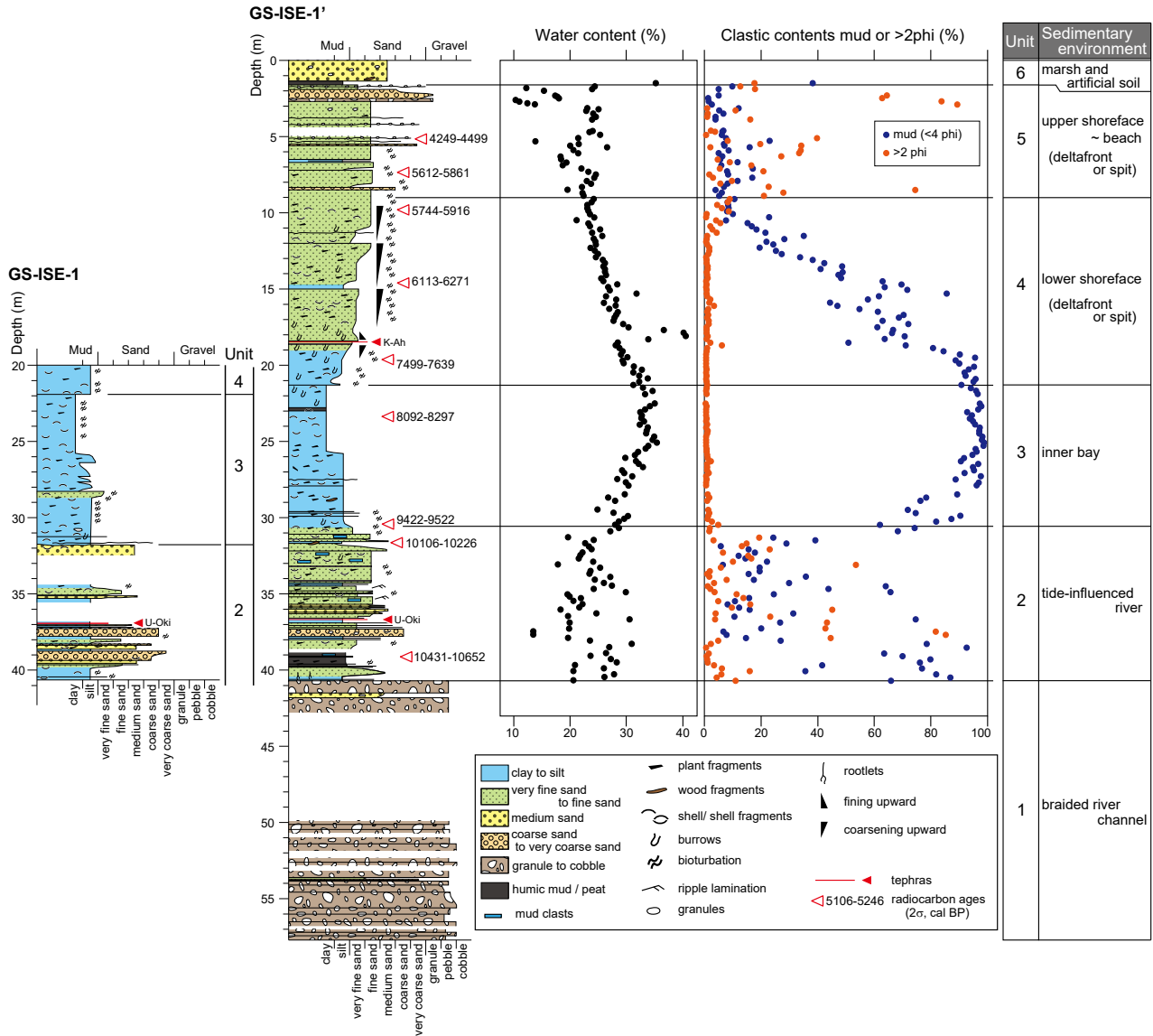
層相: 黄褐色あるいは暗オリーブ色を呈する砂礫層で、径2 ~ 10 cm程度の垂円~垂角礫を主体とする。ところどころにコア径よりも大きい礫が混じる。粒子支持礫層と基質支持礫層の互層から成る(第3図A)。基質は細粒砂~粗粒砂混じりシルトである。礫種は結晶片岩、チャート、砂岩が多い。貝化石は産出しない。

解釈: 貝化石を含まず、垂円~垂角礫を主体とする砂礫から構成されることから、本ユニットは礫質河川堆積物であると推定される。粒子支持礫層と基質支持礫層の互層は網状河川堆積物に特徴的とされ(Miall, 1977)、本ユニットは網状河川チャネル堆積物と解釈される。上位のユニット2から得られた年代測定値(後述)から、本ユニットは少なくとも10.5 ka頃よりも前に堆積したと推定され、最終氷期最盛期に形成された開析谷に堆積した沖積層基底礫層に対比される可能性が高い。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の平田層に相当する。

4.2 ユニット2(感潮河川堆積物)

深度: GS-ISE-1' コアの深度30.40 ~ 40.71 m (標高-28.88 ~ -39.19 m)。GS-ISE-1 コアの深度31.61 m (標高-30.09 m) 以深。

層相: 腐植物混じりの砂泥互層から成る。下位のユニット1との境界はコアの乱れにより不明である。GS-ISE-1' コアの深度38.85 m以深は泥質堆積物が優勢で、含泥率が概ね60 ~ 90%である。オリーブ黒色あるいは暗オリーブ灰色を呈する腐植質シルトに層厚1 ~ 2 cm程度のシルト質細粒砂の薄層が挟在する。GS-ISE-1' コアの深度



第2図 GS-ISE-1およびGS-ISE-1' コアの地質柱状図および含水率、粒度組成。

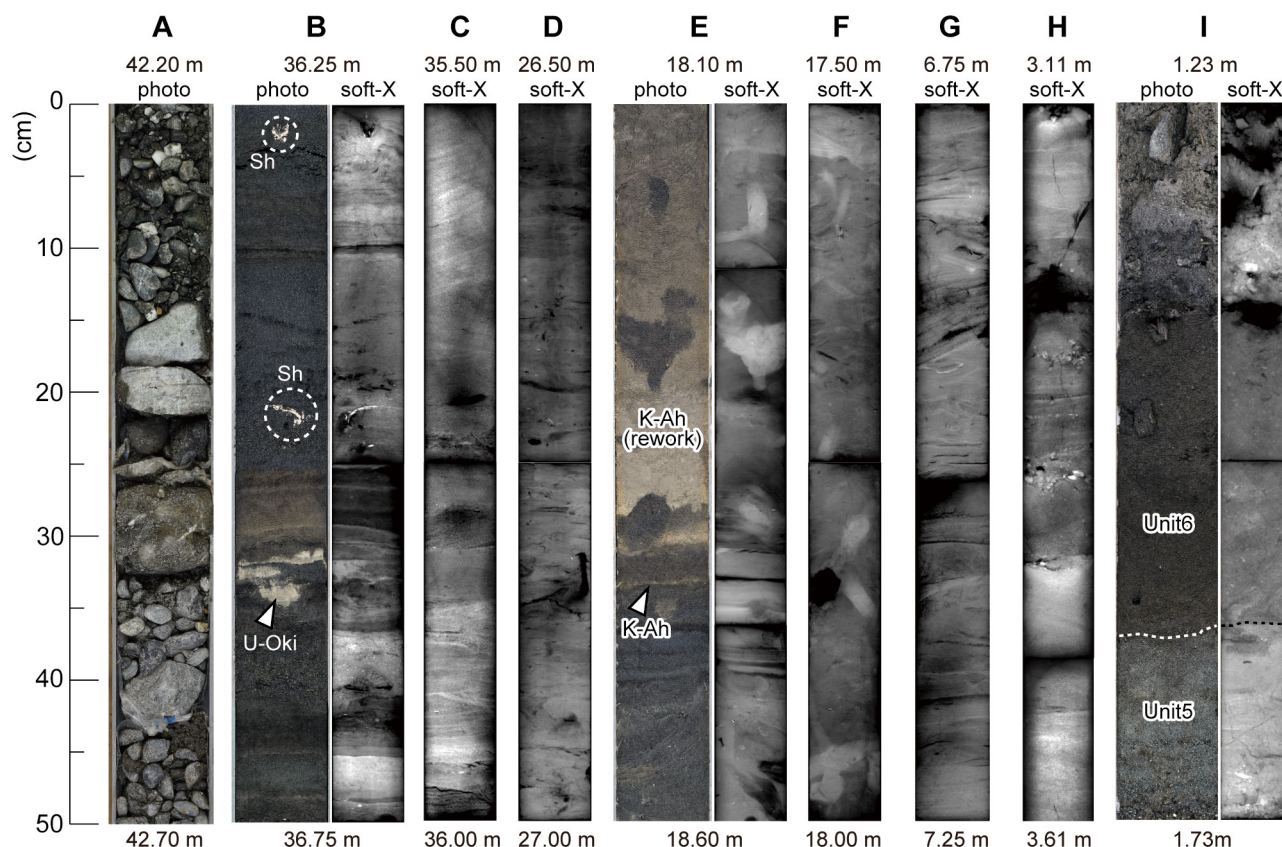
Fig. 2 Geological columnar and water and clastic content of GS-ISE-1 and GS-ISE-1' cores.

38.85 m以浅は砂質堆積物が優勢で、含泥率が概ね40%以下となる。シルト質極細粒砂～細粒砂を主体とし、まれに中粒砂～細礫が混じる。また、腐植物に混じって、マッドクラストや貝殻片が認められる(第3図B)。全体に生物擾乱じょうらんを受けているが、GS-ISE-1' コアの深度35.37～36.20 mは平行葉理や低角斜交葉理、カレントリップルが認められる(第3図C)。含水率は概ね20～40%で推移する。

貝化石：GS-ISE-1' コアの深度31.65 m, 32.51 mおよび37.58～37.60 m, GS-ISE-1 コアの深度32.16 m, 32.81 mおよび37.36 mからは河口の汽水域に生息するヤマトシジミ *Corbicula japonica* Primeの貝化石が合弁の状態産出した。

珪藻化石：汽水～海水生種と淡水生種の混在によって特徴づけられる(第4図)。深度38.20 m以深では海水藻場指標種の *Cocconeis scutellum*、海水砂質干潟指標種の *Planothidium hauckianum* とともに、中～下流性河川指標種の *Melosira varians*、淡水～汽水生種の *Rhopalodia gibberula* や *Thalassiosira bramaptrae* が多産する。深度37.60 m以浅では淡水生種の産出頻度が減少し、かわって外洋指標種の *Thalassionema nitzschioides* や内湾指標種の *Thalassiosira* 属、 *Cyclotella striata* が5～10%前後の産出頻度を示し多産する。

テフラ：GS-ISE-1 コアの深度36.96 mおよびGS-ISE-1' コアの深度36.58～36.60 mに層厚約1～2 cmの淘汰の良い白色極細粒砂から成る火山灰層が認められた(第3図B)。



第3図 GS-ISE-1' コアにみられるユニット1～6の典型的なコア写真と軟X線写真. A: 深度42.20～42.70 m, ユニット1. B: 深度36.25～36.75 m, ユニット2. Shは貝殻片を示す. C: 深度35.50～36.00 m, ユニット2. D: 深度26.50～27.00 m, ユニット3. E: 深度18.10～18.60 m, ユニット3. F: 深度17.50～18.00 m, ユニット3. G: 深度6.75～7.25 m, ユニット4. H: 深度3.11～3.61 m, ユニット5. I: 深度1.23～1.73 m, ユニット5および6.

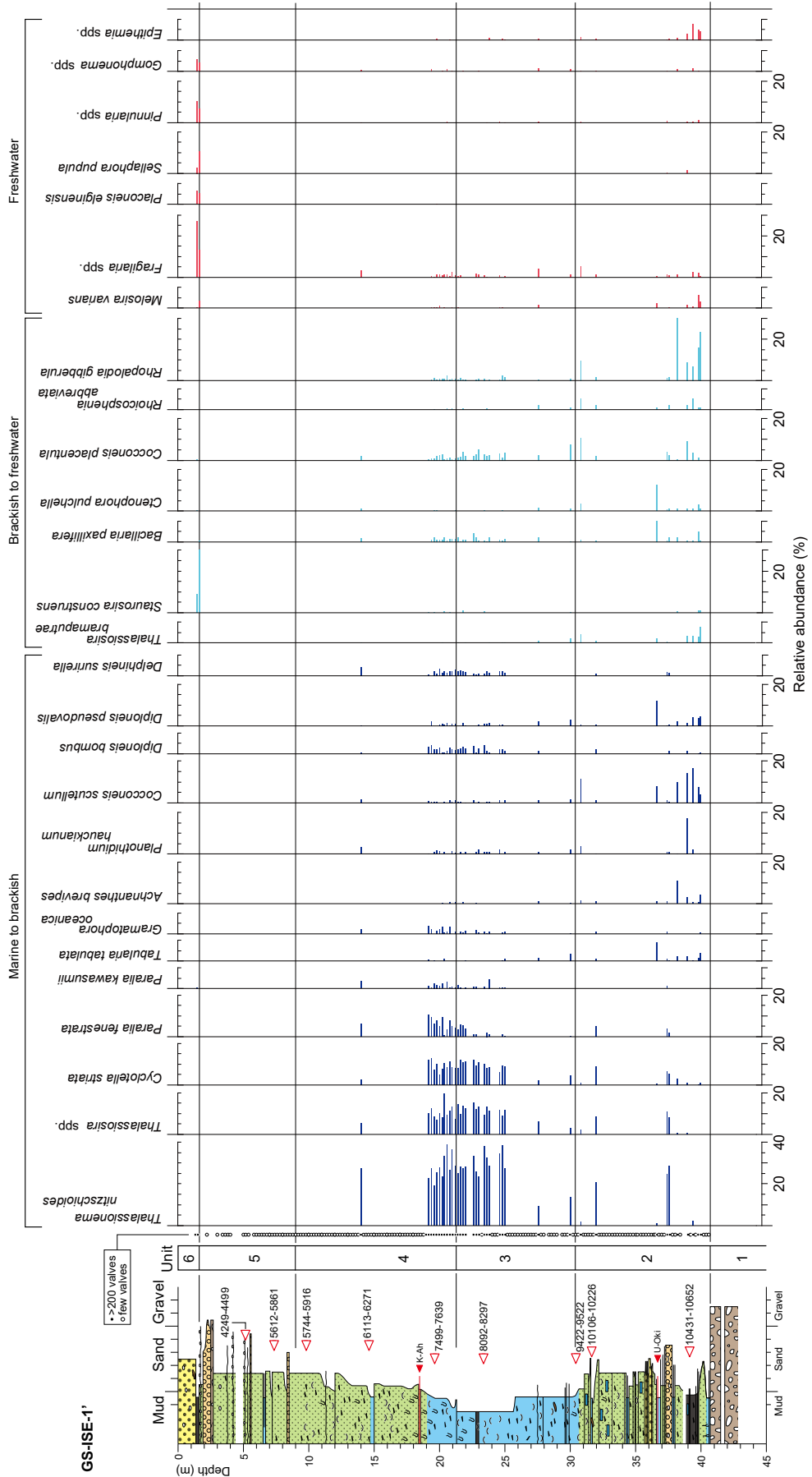
Fig. 3 Core photographs and Soft X-ray images of GS-ISE-1' core. A: depth 42.20–42.70 m, Unit 1; B: depth 36.25–36.75 m, Unit 2, Sh indicates shell fragments; C: depth 35.50–36.00 m, Unit 2; D: depth 26.50–27.00 m, Unit 3; E: depth 18.10–18.60 m, Unit 3; F: depth 17.50–18.00 m, Unit 3; G: depth 6.75–7.25 m, Unit 4; H: depth 3.11–3.61 m, Unit 5; I: depth 1.23–1.73 m, Units 5 and 6.

この火山灰層に含まれる火山ガラスは軽石型を主体とし、その屈折率は1.521–1.523を示す(第1表)。また、火山ガラスの主成分化学組成は、 K_2O が7.31%、 Na_2O が6.39%と著しく高く、 SiO_2 は61.50%である(第1表)。これらの特徴が既報の特徴(第1表; 町田・新井, 2003; Park *et al.*, 2007; Smith *et al.*, 2013)と一致することから、このテフラ層準は鬱陵隠岐テフラ(U-Oki; 10,177–10,255 cal BP, Smith *et al.*, 2013)に対比される。

^{14}C 年代: GS-ISE-1' コアの深度30.43 mの木片から9,422–9,522 cal BP, 深度31.65 mのヤマトシジミの貝化石から10,106–10,226 cal BP, 深度39.11 mの植物片から10,431–10,652 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈: 本ユニットは、汽水～海水生珪藻と淡水生珪藻が混在することやヤマトシジミの貝化石が多産することから、淡水と海水が混合する感潮河川の河口部(エスチュアリー; Dalrymple, 1992)で堆積したと推定される。深度38.85 m(標高–37.33 m)よりも下位では細粒で腐植質

な層準を含むこと、淡水生珪藻がやや多く産出することから、主流路から外れた湿地あるいは干潟で堆積したと考えられる。年代測定値とテフラから推定されるコアの堆積曲線は、東京低地で復元された海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)と近似する値で推移することから(第5図)、当時の古水深が0 m付近であったことが示唆され、上記の堆積環境の解釈とも調和的である。深度38.85 mよりも上位はカレントリップルなどの流水の影響を受けたことを示す堆積構造が認められること、中粒砂以上の粗粒な堆積物を多く含むことから、河川的主流路やその近傍に位置していた可能性が高い。さらに、淡水生珪藻が減少して内湾指標種が増加することから、上位に向けて水深が増加したことが示唆される。これらの特徴から深度38.85 m以浅は干潟よりもさらに海側に位置するtidal sand bar (Dalrymple, 1992)の堆積物である可能性が高い。深度30.43 mの木片から得られた年代測定値は、当時の海水準よりも明らかに上位に位置し(第5図)、上記



第4図 GS-ISE-1' コアの珪藻ダイアグラム.

Fig.4 Diatom fossil assemblages of GS-ISE-1' core.

第1表 火山ガラスの屈折率および主成分化学組成。分析値は15粒子の平均値で、主成分の合計を100%とした。FeO*は総Fe値をFeOとして計算した値を示す。

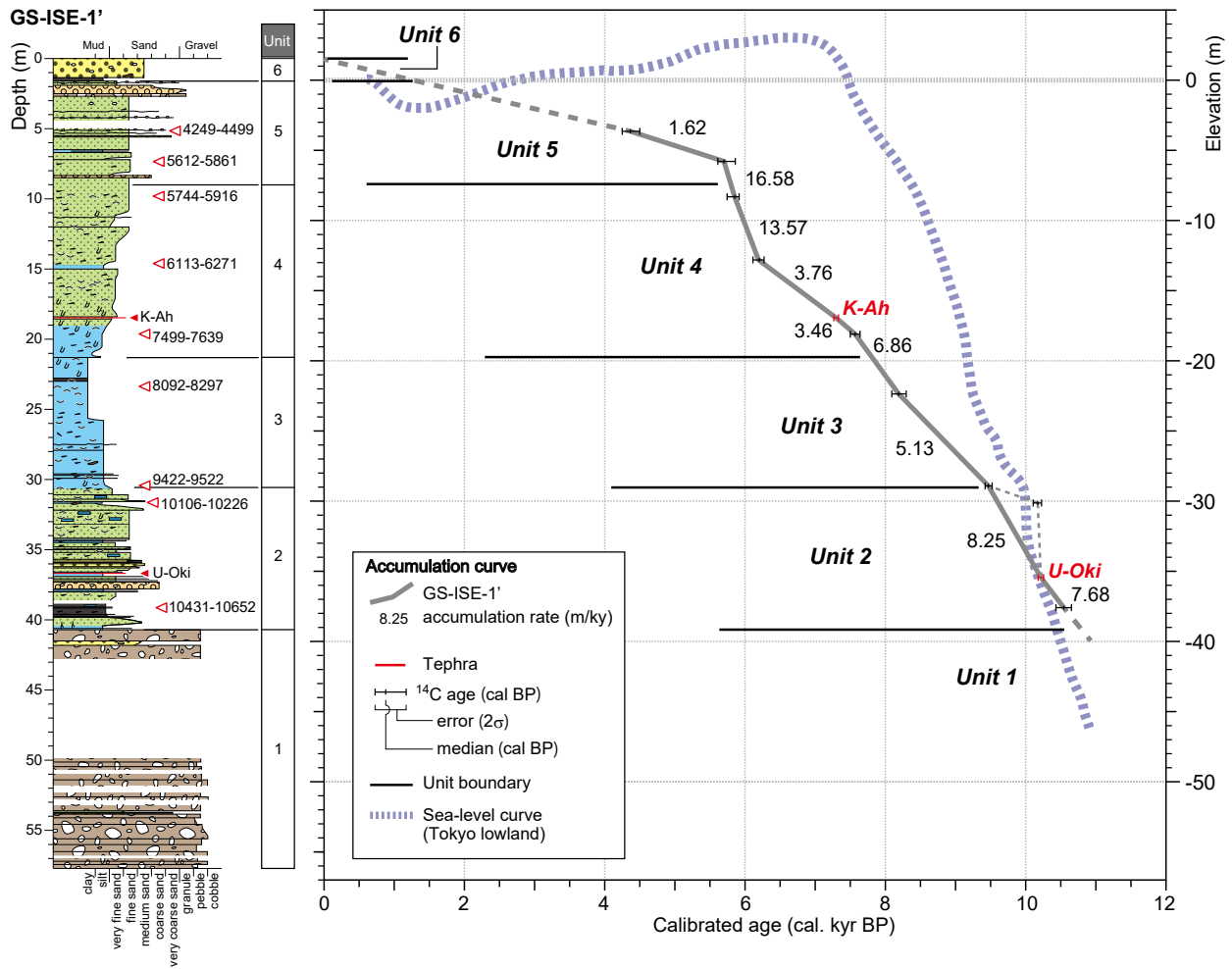
Table 1 Results of refractive index and chemical composition of glass shards. Values of chemical composition are calculated based on assumption that total of them should be 100% (Averaged value. N=15). FeO* means that we assumed all the oxidized Fe should exist as FeO in the glasses and computed their contents in EDX system.

Tephra	Site	Depth (m)	Refractive index of glass (n) range	Major chemical composition of glass shards (wt%)											Reference		
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	N			
U-Oki	GS-ISE-1	36.96	1.521-1.523	1.523	23	Ave.	58.20	0.45	18.34	2.81	0.17	0.24	1.46	6.05	6.92	94.64	This study
				S.D. ⁿ	1.31	0.10	0.42	0.13	0.07	0.07	0.13	0.34	0.28	15			
				Ave. ⁿ	61.50	0.48	19.38	2.97	0.17	0.25	1.54	6.39	7.31		100.00		
						S.D. ⁿ	0.26	0.11	0.11	0.14	0.07	0.08	0.15	0.35	0.23		
			1.518-1.524			Ave. ⁿ	61.60	0.44	20.10	2.90	0.20	0.30	1.50	6.70	6.30	100.00	Machida and Arai (2003)
			-			Ave. ⁿ	61.05	0.50	19.61	3.17	0.14	0.30	1.61	6.53	7.09	100.00	Smith <i>et al.</i> (2013)
			-			Ave. ⁿ	60.70	0.42	19.69	3.88	0.17	0.26	1.43	6.76	6.67	100.00	Park <i>et al.</i> (2007)
K-Ah	GS-ISE-1'	18.46	1.506-1.510	1.510	28	Ave.	72.28	0.57	12.47	2.34	0.10	0.44	1.93	3.59	2.90	96.62	This study
				S.D. ⁿ	0.80	0.06	0.19	0.12	0.05	0.04	0.11	0.10	0.08	15			
				Ave. ⁿ	74.81	0.59	12.90	2.42	0.11	0.46	2.00	3.71	3.00		100.00		
						S.D. ⁿ	0.22	0.06	0.11	0.11	0.05	0.04	0.10	0.09	0.09		
			1.508-1.516			Ave. ⁿ	75.00	0.53	13.00	2.50	0.07	0.50	2.00	3.60	2.80	100.00	Machida and Arai (2003)

第2表 放射性炭素年代測定結果一覧。暦年較正のためのデータセットは、1がIntCal13.14c (Reimer *et al.*, 2013), MがMarine13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を用いたことを示す。

Table 2 List of radiocarbon ages. Dataset for calibration, 1: IntCal13.14c (Reimer *et al.*, 2013); M: Marine13.14c (Reimer *et al.*, 2013).

Site	Depth (m)	Elevation (m T.P.)	Material	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (cal BP, 2σ)	Probability (%)	Median (cal BP)	Lab. No.	Dataset	Reference
GS-ISE-1'	5.15	-3.63	plant fragments	-27.89 ± 0.34	3930 ± 30	4249 - 4274	4.0	4366	IAAA-180418	I	This study
	7.31	-5.79	plant fragments	-26.86 ± 0.36	4980 ± 30	5612 - 5632	2.8	5700	IAAA-180419	I	This study
	9.83	-8.31	shell (<i>Macra chinensis</i> Philippi)	-0.25 ± 0.27	5470 ± 30	5744 - 5916	100.0	5852	IAAA-180420	M	This study
	14.58	-13.06	shell (<i>Velamolpa micra</i> (Plisbry))	2.08 ± 0.38	5770 ± 30	6113 - 6271	100.0	6202	IAAA-180421	M	This study
	19.62	-18.10	shell (<i>Dosinella cf. angulosa</i> (Philippi))	0.95 ± 0.29	7090 ± 30	7499 - 7639	100.0	7569	IAAA-180422	M	This study
	23.88	-22.36	shell (<i>Phacosoma japonicum</i> (Reeve))	2.64 ± 0.42	7720 ± 30	8092 - 8297	100.0	8190	IAAA-180423	M	This study
	30.43	-28.91	wood fragments	-26.99 ± 0.32	8430 ± 30	9422 - 9522	100.0	9468	IAAA-180424	I	This study
	31.65	-30.13	shell (<i>Corbicula japonica</i> Prime)	-5.14 ± 0.33	9320 ± 30	10106 - 10226	100.0	10170	IAAA-180425	M	This study
	39.11	-37.59	plant fragments	-29.16 ± 0.41	9330 ± 30	10431 - 10462	6.2	10543	IAAA-180426	I	This study
Loc.A	10.12	-8.50	Shell	-1.12	6700 ± 70	7066 - 7393	100.0	7230	NUTA-6322	M	Kawase (2012)



第5図 GS-ISE-1' コアの堆積曲線。海水準変動曲線は田辺ほか(2012)による東京低地で復元された曲線。年代測定値の詳細は第2表に示す。

Fig. 5 Sediment accumulation curve of GS-ISE-1'. Sea-level curve in Tokyo lowland is based on Tanabe *et al.* (2012). Details of radiocarbon ages are shown in Table 2.

の堆積環境解釈と矛盾することから、再堆積した試料を測定した可能性が高いと考えられる。年代測定値とテフラ層準から堆積速度は7.68～8.25 m/kyと見積もられる(ただし、圧密の影響は考慮していない; 第5図)。本ユニットは、層序・層相から鈴木・日吉(1962)の伊勢神戸層、川瀬(2012)の下部砂層にそれぞれ相当する。鈴木・日吉(1962)は伊勢神戸層を更新統最上部と解釈しているが、U-Okiテフラや¹⁴C年代測定値から本ユニットは概ね9.5～10.5 ka頃に堆積したと考えられ、完新統に対比される。本ユニットは海進期のエスチュアリーシステムを構成する堆積物であると解釈される。

4.3 ユニット3(内湾堆積物)

深度: GS-ISE-1' コアの深度21.31～30.40 m(標高-19.79～-28.88 m)。GS-ISE-1 コアの深度21.93～31.61 m(標高-20.41～-30.09 m)。

層相: オリーブ黒色を呈する塊状の泥質堆積物から成り、シルト主体から粘土主体へと上方細粒化する。含泥率は60%以上で、深度25 m付近まで徐々に増加して96～99%に達する。中粒砂よりも粗い粒子はほぼ含まれない。含水率は25～35%前後でばらつきが少なく、上方に増加する傾向を示す。全体に貝殻片を多く含み、生物擾乱が顕著である(第3図D)。また、深度25 m以深では腐植物を多く含む。下位のユニット2とは泥質堆積物が卓越する点で区別されるが、両ユニットの地層境界は漸移的で不明瞭である。

貝化石: GS-ISE-1' コアの深度23.88 mに潮間帯下部から水深60 mに生息するカガミガイ*Phacosoma japonicum* (Reeve), 深度23.77～23.85 mにウニ化石が認められた。また、GS-ISE-1 コアの深度22.95～22.98 mから内湾性のイヨスダレ*Paphia undulata* (Born) (合弁), 深度24.55 mからムシロガイ*Niotha livescens* (Philippi), 深度24.56～24.59 m

から内湾性のヤカドツノガイ *Dentalium (Paradentalium) octangulatum* Donovanが産出する。

珪藻化石：外洋指標種の *T. nitzschioides* や内湾指標種の *Thalassiosira* 属、*C. striata* の多産によって特徴づけられる(第4図)。なかでも外洋指標種の *T. nitzschioides* は20～40%と高率である。ユニット2に比べると干潟に特徴的な *Achnanthes brevipes* や *P. hauckianum*、*Cocconeis scutellum* などの産出頻度が少ない。

¹⁴C年代：GS-ISE-1' コアの深度23.88 mの内湾性の貝化石(カガミガイ)から8,092–8,297 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈：本ユニットは泥質堆積物を主体とすること、内湾に特徴的な珪藻化石(*C. striata*、*Thalassiosira*属など)や貝化石が多産することから、内湾堆積物であると推定できる。得られた年代測定値から、本ユニットは概ね8.0～9.5 ka頃に堆積したと推定される。上位ほど内湾指標種の珪藻化石が卓越することから上方に水深が増加したことが示唆され、海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)との対比から水深は約2 mから約17 mまで増加したと推定される(第5図)。水深が増加することや、腐植物の混入などの河川営力の増大を示す層相変化が認められないことから、本ユニットは海進期の堆積物であると考えられる。従って、本ユニットは、下位のユニット2とともに、海進期のエスチュアリーシステムを構成すると解釈でき、エスチュアリーのcentral basinの堆積物であると推定される。年代測定値から堆積速度は5.13～6.86 m/kyと見積もられる(第5図)。本ユニットは鈴木・日吉(1962)の四日市港層、川瀬(2012)の中部泥層に相当する。

4.4 ユニット4(下部外浜堆積物)

深度：GS-ISE-1' コアの深度9.00～21.31 m(標高-7.48～-19.79 m)。GS-ISE-1 コアの深度21.93 m(標高-20.41 m)以浅。

層相：オリーブ黒～暗オリーブ灰色を呈する淘汰の良い極細粒砂混じりシルト～シルト質細粒砂から成り、上方粗粒化する。全体に貝殻片が多く混じり、生物擾乱や巣穴化石が認められる(第3図E, F)。また、腐植物の混入が認められ、上方に向けて含有量が増加する。含泥率は95%前後から10%前後まで上方に徐々に減少する。中粒砂よりも粗い粒子の含有量はほぼ0%で推移するが、ユニット最上部の深度11 m付近よりも上位では5～10%前後と増加する。含水率は深度18 m付近で40%前後とやや高くなるのを除き、25～35%で安定的に推移し、上方に減少する傾向を示す。下位のユニット4との境界は遷移的で不明瞭である。

貝化石：GS-ISE-1' コアの深度9.83 mから潮間帯下部～水深20 mに生息するバカガイ *Maetra chinensis* Philippiが、深度14.58 mから潮間帯下部～水深20 mに生息するヒメカノコアサリ *Velemolpa micra* (Pilsbry)が、深度19.62 mから

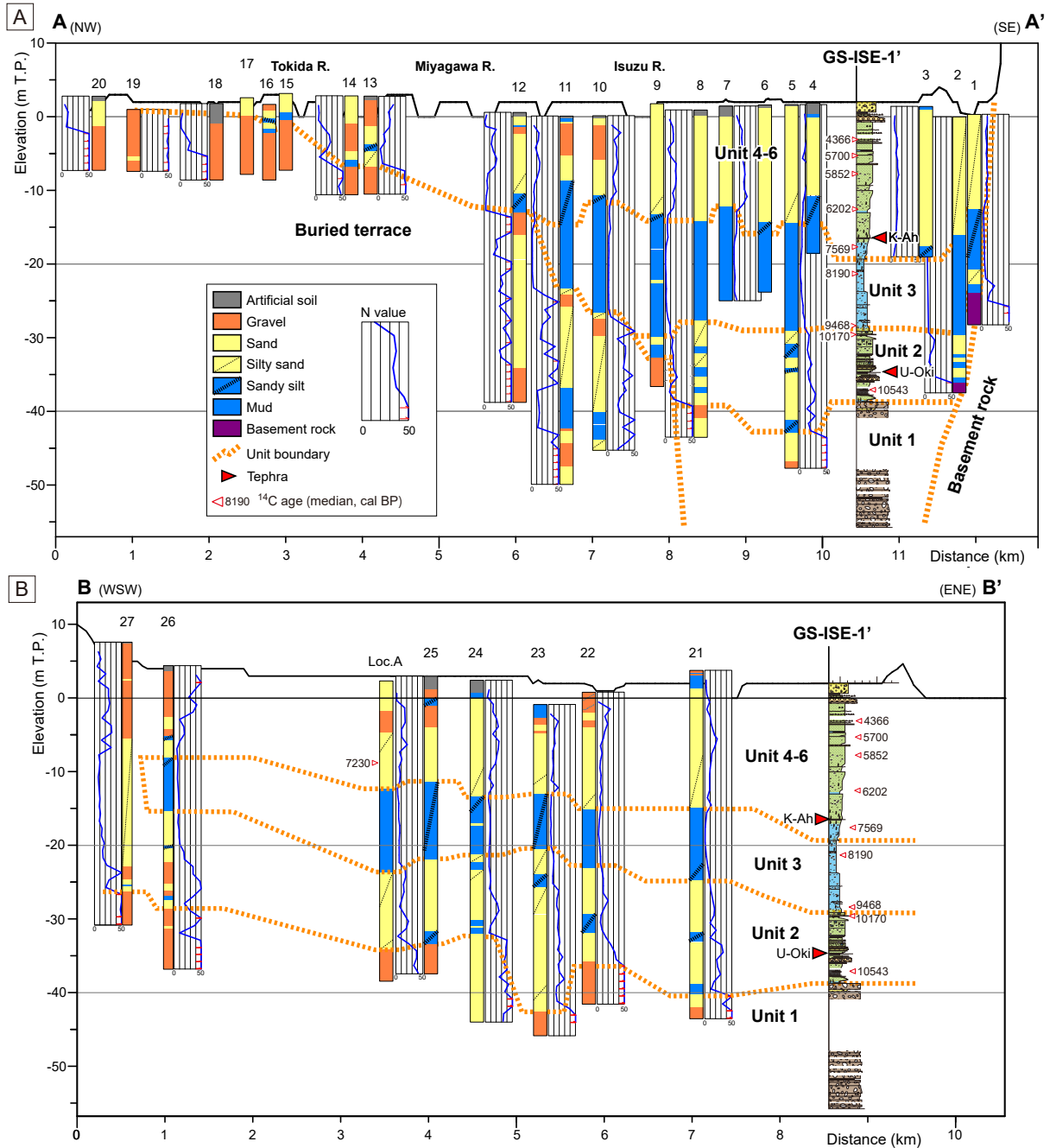
ウラカガミ *Dosinella* cf. *angulosa* (Philippi)が産出する。また、深度15.75 mから内湾性のイオスタレ(合弁)が、GS-ISE-1の深度16.23～16.25 mから潮間帯に生息するウミナナ *Batillaria multififormis* (Lischke)、深度17.63～17.65 mから潮間帯に生息するイボウミナナ *Batillaria zonalis* (Bruguère)が産出する。

珪藻化石：シルトを主体とする深度19.20 m以深では珪藻化石が比較的多く産出し、外洋指標種の *T. nitzschioides*、内湾指標種の *Thalassiosira* 属、*C. striata*、*Paralia fenestrata* がそれぞれ10～15%以上の産出頻度を示し、優占的に産出する(第4図)。また、海水砂質干潟指標種の *Delphineis surirella*、汽水～海水生種の *Paralia kawasumii* および *Grammatophora oceanica* が5%前後の産出頻度を示す。深度19.00 m以浅は珪藻化石の含有量が少なく、深度14.00 mでのみ計数した。この層準では深度19.20 m以深と類似し、外洋指標種と内湾指標種が卓越する群集組成を示すが、*Thalassiosira* 属および *C. striata* の産出頻度が5～10%程度低く、かわって干潟に特徴的な *P. hauckianum* や *C. scutellum*、*D. surirella* がわずかに多く産出する。

テフラ：GS-ISE-1' コアのユニット基底から2.85 m(深度18.46 m)に白色を呈する層厚約5 mmの細粒砂サイズの火山ガラス濃集層が認められる(第3図E)。この火山ガラスの屈折率は1.506–1.510で、火山ガラスの主成分化学組成は、SiO₂が74.81%、MgOが0.46%、CaOが2.00%と高い(第1表)。既報のテフラとの対比から、このテフラ層準は鬼界アカホヤテフラ(K-Ah; 7,165–7,303 cal BP, Smith et al., 2013)に対比される。

¹⁴C年代値：GS-ISE-1' コアの深度19.62 mの貝化石(ウラカガミ)から7,499–7,639 cal BP、深度14.58 mの貝化石(ヒメカノコアサリ)から6,113–6,271 cal BP、深度9.83 mの貝化石(ハイガイ *Tegillarca granosa* (Linnaeus))から5,744–5,916 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈：本ユニットは汽水～海水生珪藻や貝化石を多産することから海域で堆積したことが示唆される。さらに、砂質堆積物から成り、上方に粗粒化し腐植物含有量も増加することから、河川の影響が徐々に増加したと考えられる。GS-ISE-1' コアよりも陸側におけるユニット3の堆積時期が不明であるため(第6図)、本ユニットは①デルタフロントの一部、②砂嘴(spit)堆積物の一部の2つの可能性が考えられる。前者は陸側のユニット3堆積後に本ユニットが堆積した場合、後者はGS-ISE-1' コアのユニット4が堆積後にも陸側でユニット3の堆積が継続した場合が該当する。宮川デルタは波浪営力の影響を受けたデルタであり、波浪営力下の沿岸域としての性格も併せ持っている。淘汰の良い細粒砂層は下部外浜(lower shoreface)に特徴的とされ(斎藤, 1989)、生物擾乱を受けた細粒砂層は下部外浜堆積物の構成要素のひとつとされる(Yagishita, 1994; 八木下, 2002)。従って、本ユニット



第6図 宮川平野における地質断面図。測線位置は第1図に示す。A：A-A'断面，B：B-B'断面。

Fig. 6 Geological sections in the Miyagawa Plain. Location of sections are shown in the Fig. 1B. A: A-A' section, B: B-B' section.

はデルタフロントあるいは砂嘴を構成する下部外浜堆積物であると解釈できる。得られた年代測定値やテフラから、本ユニットは5.8～8.0 ka頃に堆積したと推定され、海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)と堆積曲線の対比から古水深が20 m前後で推移したことが示唆される(第4図)。これは現在の宮川デルタの縦断面と底質分布(第1図B, C)とも調和的である。GS-ISE-1コアで産出した潮間帯に生息するウミニナやイボウミニナの貝化石は、周辺に

分布していた干潟などから二次的にもたらされて堆積した可能性が高い。年代測定値とテフラ層準から、堆積速度は3.46～3.76 m/kyと見積もられる(第5図)。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の富田浜層および川瀬(2012)の上部砂層の下部に相当すると考えられる。

4.5 ユニット5(上部外浜～海浜堆積物)

深度:GS-ISE-1'の深度1.60～9.00m(標高-0.08～-7.48 m)。

層相:本ユニットの下部(深度5.70 m以深)は淘汰の悪い細粒砂～中粒砂から成る。下位のユニット4とは中粒砂よりも粗い粒子を含むことや貝化石が含まれないことで区別されるが、地層境界は漸移的で不明瞭である。含泥率は概ね5～20%前後であるが、ばらつきが大きい。また、中粒砂よりも粗い粒子の割合が下位に比べて高く、10%以上を示す層準も多く認められる。含水率は10～25%で、ばらつきが大きい。本ユニットの一部には低角のくさび状葉理が認められる(第3図G)。また、一部に生物擾乱が認められるが、下位のユニット4に比べると擾乱の程度は低い。本ユニット上部(深度5.70 m以浅)は下部に比べて淘汰の良い細粒砂から成り、ところどころに粗粒砂～細礫を主体とする層厚1～3 cm程度の薄層を挟む。深度2.23～2.73 mにはやや厚層の粗粒砂～細礫層が挟在する。また、本ユニット上部の一部に低角斜交葉理あるいは平行葉理が認められる(第3図H)。深度5.2 m付近と深度6.5 m付近には暗褐色を呈する有機質シルトの薄層が認められる。

珪藻化石:本ユニットでは珪藻化石の産出が少なく、計数ができなかった(第4図)。

¹⁴C年代値:GS-ISE-1' コアの深度5.15 mの植物片から4,249–4,499 cal BP、深度7.31 mの植物片から5,612–5,861 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈:本ユニットは下位のユニット4から連続して上方粗粒化傾向を示す砂質堆積物から成り、ユニット4と同様にデルタフロント堆積物あるいは砂嘴堆積物の一部であると考えられる。本ユニットの深度5.70 m以深は下位のユニット4に比べて粗粒で細礫が混入することから、浅海化が進んで波浪の営力をより強く受けるようになったことが示唆される。トラフ型斜交葉理の発達する礫混じりの中粒～粗粒砂は上部外浜堆積物の特徴のひとつとされる(斎藤, 1989; Bhattacharya and Walker, 1992)。また、貝殻片を含まず、生物擾乱の少ない層相も上部外浜堆積物から報告されている(例えば、藤原ほか, 2006)。これらの特徴や下位の下部外浜堆積物(ユニット4)を覆うことから、本ユニット下部はデルタフロントまたは砂嘴を構成する上部外浜堆積物と解釈される。他方、本ユニット上部(深度5.70 m以浅)は、上部外浜堆積物を覆い、平行葉理の発達する淘汰の良い細粒砂を主体とし、砂礫の薄層や有機質な細粒層を挟在することから、前浜から後浜にかけての堆積物(海浜堆積物; Bhattacharya and Walker, 1992)であると考えられる。年代測定値から推定される堆積速度は、ユニット下部で13.57～16.58 m/ky、上部で1.62 m/kyである(第5図)。海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)を参照すると、本ユニットの水深は約15 mから上位に向けて減少していったと考えられる(第5図)。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の富田浜層および川瀬(2012)の上部砂層の上部に相当する。

4.6 ユニット6(堤間湿地堆積物および人工土壌層)

深度:GS-ISE-1'の深度0.00～1.60 m(標高1.52～-0.08 m)。

層相:本ユニット下部(深度1.35～1.60 m)は黒色を呈する極細粒砂混じりシルトから成り、下位のユニット5とは明瞭な地層境界で接する(第3図I)。ところどころに植物根が認められる。ユニット上部(深度1.35 m以浅)は淘汰不良の細礫混じり粗粒砂～極粗粒砂から成る。礫は径2～3 mm程度、最大径10 mmで、角～垂角礫を主体とする。**珪藻化石:**深度1.42 mおよび1.60 mでは淡水生および淡水～汽水生種が卓越し、汽水～海水生種がほとんど産出しない(第4図)。深度1.60 mでは淡水～汽水生種の*Staurosira contruensis*が30%と多産するが、深度1.42 mでは8.7%に産出頻度が減少し、かわって淡水生種が増加する。淡水生種では*Fragilaria*属が多く、次いで止水域に特徴的な*Pinnularia*属や*Gomphonema*属、沼沢湿地付着種の*Placoneis elginensis*などが多産する。

解釈:珪藻化石群集から本ユニット下部(深度1.35～1.60 m)の有機質なシルト層は淡水湿地堆積物と考えられ、掘削地点の海側に浜堤列が新たに付加・発達することによって、海浜から堤間湿地へと環境が変化したと推定される。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の富田浜層および川瀬(2012)の最上部層に相当すると考えられる。ユニット上部の細礫混じりの粗粒～極粗粒砂は、淘汰不良で角礫が混じることや、掘削地点が水田を埋めてつくられた造成地であること考慮すると、人工土壌層である可能性が高いと解釈される。

5. 地下地質分布

本章では、既存ボーリング資料から作成したA-A'およびB-B'測線における地質断面図(第1図B、第6図)に基づき、コア試料で区分した各ユニットの分布について考察する。

A-A'断面では地点1、2でユニット3あるいは4の下位に軟岩・風化岩から成る基盤が分布する。また、地点8・9間では礫層上面に約8 mの高度差が認められ、地点10において標高-40 m付近に分布する泥層の一部がN値50以上を示す。これらから、地点9よりも北西側の地点には埋没段丘面が存在している可能性が高いと考えられる。従って、最終水期最盛期の宮川開析谷は、南縁が地点2とGS-ISE-1'コアの間、北縁が地点8と9の間に位置すると解釈できる。埋没段丘面の上面は北西側に浅くなり、地点12では標高-12 m、地点13～20では標高-8 m以浅に位置する。こうした埋没段丘面の分布形態は川瀬(2012)の推論を概ね支持する。

ユニット1は、N値40～50以上の砂層あるいは砂礫層として追跡でき、A-A'断面において標高-40 m付近を頂部として開析谷内に分布することが確認できる。その分布形態から、開析谷の幅は約2.5～4 kmと推定される。開析谷内ではN値5～15前後を示す砂泥互層が側

方に連続性よく分布し、GS-ISE-1' コアとの対比からユニット2に対比される。ユニット2の分布標高は-28～-40 mで、地点2や地点9にも分布することから、ユニット1よりも広い範囲に堆積したことが示唆される。B-B' 断面からユニット2は陸側へも連続的に追跡することができ、地点27では後述するユニット4および5と一連の砂泥層（シルト質砂）がみられる。ユニット1・2の地層境界は上流に向かって浅くなり、地点26や地点27では標高-26～-28 m付近に位置する。

川瀬(2012)は開析谷の陸側延長を現在の勢田川の山地出口に位置すると解釈し、最終氷期最盛期に宮川が亀谷郡川～朝川の谷(第1図B)を経由して勢田川の開析谷に流れていた可能性を示している。しかしながら、この谷には低位および中位段丘面が谷を分断する形で分布しており(第1図B; 西岡ほか, 2010)、最終氷期の宮川がこれらを貫いて流下していたとは考えにくい。上述したB-B' 断面におけるユニット1の分布形態からは、勢田川の山地出口よりもさらに西側にも開析谷が連続していたことが示唆される。従って、宮川の開析谷は現在の宮川の山地出口を通り、地点27付近から東流していたと解釈するのが妥当であろう(第1図B)。

ユニット3はN値2～5程度の軟弱な砂泥層あるいは泥層として追跡でき、A-A' 断面の地点1～11、B-B' 断面のGS-ISE-1' コアから地点26まで側方に連続性よく認められる。その分布標高は、現在の海岸線付近(A-A' 断面)で-10～-28 mであり、陸側に向けてユニット基底が浅くなり薄層化する。地点23よりも陸側では砂質シルトが卓越する。

ユニット4～6は、ボーリング資料の記載から明確に区別することが困難であるため、ここでは一連のデルタフロント～デルタプレーンまたは砂嘴を構成する堆積物として一括して扱う。ユニット4～6は側方に連続的に追跡でき、その基底は標高-8～-15 m付近に位置し、南東側に向けて深くなる。A-A' 断面の地点3や4には地表面の極浅部に薄い泥質堆積物が分布しており、堤間湿地や浜堤列の背後に位置することから、ユニット6に対比される可能性がある。また、地点10～13および地点22～27では地表付近の数m程度に礫質堆積物が多く認められ、宮川のチャンネル堆積物が分布している可能性がある。

6. 沖積層の堆積過程

本章では、GS-ISE-1' コアの解析結果や地層の分布形態と、川瀬(2012)の示した地層区分および年代測定値結果に基づき、宮川平野の沖積層の堆積過程について考察する。

最終氷期最盛期(約20 ka)には、平野南縁部に沿う開析谷を礫質網状河川が伊勢湾に向けて流下していたと考えられる。後氷期に海水準が上昇に転じると次第に海水の影響が宮川平野にも及ぶようになり、10.5 ka頃には

GS-ISE-1' コア掘削地点周辺で海水の影響が及ぶようになり、塩性湿地から河口域、さらに内湾へと海水準の上昇に呼応して水深が増加していったと考えられる。GS-ISE-1' コア掘削地点では10.3 ka頃に感潮河川の河口域が、9.5 ka頃に内湾環境がそれぞれ成立した。内湾環境は海水準上昇によって徐々に陸側へと拡大していったと推定され、ユニット3の分布範囲から地点26付近まで及んだと考えられる。

内湾堆積物(ユニット3)の堆積速度は5.13～6.86 m/kyと見積もられ、濃尾平野(Ogami *et al.*, 2015)や東京低地(田辺ほか, 2012; 田辺, 2013)などと比較して明らかに大きい。この要因のひとつとしては、宮川平野の規模に対して土砂供給量が大きいことが考えられる。宮川平野の沖積低地の面積(約50 km²)に対する宮川水系の流域面積(920 km²)や平均流量(62.1 m³/s)は、濃尾平野(沖積低地の面積1,300 km²に対し木曾川などの諸河川の流域面積の和10,110 km², 平均流量169 m³/s; Hasada and Hori, 2016)や東京低地(沖積低地の面積960 km²に対し利根川などの諸河川の流域面積の和12,900 km², 平均流量290 m³/s; Komatsubara *et al.*, 2017)と比較して大きい。また、宮川流域は多雨地帯であり、湿潤気候下では降水量が多いほど山地の削剥量が大きくなる傾向があること(吉川, 1985)を考慮すると、下流域の宮川平野にもたらされる土砂供給量は比較的大きいと推定される。実際に、宮川の年間土砂供給率(集水面積あたりの年間土砂供給量)は370 m³/km²・yrと見積もられ、国内では土砂供給量の多いグループに属する(Yoshikawa, 1974)。

ユニット4および5はデルタフロント堆積物あるいは砂嘴堆積物と解釈される。砂嘴堆積物の場合、ユニット4はユニット3と同時異相的に堆積し、海岸部に砂嘴を持つエスチュアリーシステムを構成していたと考えられる。GS-ISE-1' コアから得られた年代測定値からは、7.5～8.0ka頃に砂嘴の形成が開始された可能性が示唆される。他方、GS-ISE-1' コアよりも約5 km内陸側に位置するLoc.A(第1図B)では、川瀬(2012)により「上部砂層(=デルタフロント堆積物)」中の標高-8.50 mから7,066～7,393 cal BP (6,700±70 yr BP)の年代測定値が報告されている(第6図B, 第2表)。これは、遅くとも7.2～7.3 ka頃までにデルタフロントの前進が始まっていた可能性を示している。仮にユニット4がデルタフロント堆積物であるとすると、GS-ISE-1' コアとLoc.Aでほぼ同時期にデルタが形成されていたことになり、7～8 ka頃のデルタフロントの前進速度が速かったか、デルタフロントスロープの傾斜が緩かった可能性が示唆される。後者は、宮川平野に狭長な海域が湾入していて、潮汐営力によって広範囲に砂質堆積物の堆積しやすかった(堀・斎藤, 2003)ことが一因であるかもしれない。その後、GS-ISE-1' コア掘削地点では堆積物の累重によって水深が減少し、4.3 ka頃までに海浜が発達するようになったと考えられる。

なお、ユニット4は、河川や波浪による土砂供給の影響が下位に比べて増したと考えられる一方で、堆積速度はユニット3に比べて小さくなる(第5図)。この要因のひとつとして、ユニット4が埋没段丘面を覆うこと(第6図A)から、宮川デルタの堆積場が段丘面上に拡大し堆積空間が大きく増大した影響が考えられる。

7. まとめ

本研究では、波浪営力の影響下でデルタが発達する沖積低地のひとつとして宮川平野を取り上げ、オールコア試料の堆積相解析、¹⁴C年代測定、火山灰分析の結果から堆積環境変遷を復元し、宮川デルタの形成過程について検討した。その結果、以下の知見が得られた。

- 1) 平野南東部のGS-ISE-1' コアおよびGS-ISE-1 コアでみられた沖積層は、下位から順にユニット1:網状河川チャネル堆積物、ユニット2:感潮河川堆積物、ユニット3:内湾堆積物、ユニット4:下部外浜堆積物、ユニット5:上部外浜~海浜堆積物、ユニット6:堤間湿地堆積物および人工土壌層に区分される。
- 2) 最終氷期最盛期の宮川開析谷は、川瀬(2012)が示したように現在の海岸線付近では平野南縁に位置していたと推定されるものの、その陸側延長部は勢田川の山地出口ではなく宮川の山地出口に延長していた可能性が高い。
- 3) 宮川平野では、後氷期の海水準上昇に伴って10.3 ka頃に潮汐の影響が及ぶ河口域となった。その後、9.5 ka頃には内湾環境が成立し、徐々に陸側へと拡大していった。GS-ISE-1' コア周辺では7.5~8.0 ka以降にデルタフロントまたは砂嘴が形成されたと推定され、4.3 ka頃までに現在の海岸線付近に海浜が発達するようになった。
- 4) 内湾堆積物(ユニット3)の堆積速度は5.13~6.86 m/kyで、濃尾平野などと比べて大きい。これは平野の規模に対して土砂供給量が大きく土砂が広範囲に拡散しやすかったことなどが影響していると考えられる。

謝辞：ボーリング調査にあたっては、伊勢市生活福祉課に多大な便宜を図って頂いた。コア観察作業では地質情報研究部門の國本節子氏と藤田千枝子氏にご協力頂いた。既存ボーリング資料のXMLファイル作成にあたっては、地質情報研究部門の和田明美氏と成島孝子氏にご協力頂いた。査読者の田村 亨博士ならびに編集委員の松本 弾博士からの指摘により、本稿は大きく改善された。以上の方々に深く感謝申し上げる。

文 献

Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada,

Newfoundland, 157–177.
 千葉 崇・澤井祐紀(2014) 環境指標種群の再検討と更新。Diatom(珪藻学会誌), **30**, 別冊, 17–30。
 中部地方整備局(2015) 宮川水系河川整備計画。44p. <https://www.cbr.mlit.go.jp/mie/river/plan/process/miyagawa/pdf/seibi.pdf>. (閲覧日: 2020年6月16日)
 Dalrymple, R.W. (1992) Tidal Depositional Systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Newfoundland, 195–218.
 Davis, R.A. Jr. and Hayes, M.O. (1984) What is a wave-dominated coast?. *Marine Geology*, **60**, 313–329.
 土木研究所(2018) 国土地盤情報検索サイト「Kuni Jiban」<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/> (参照日: 2018年4月20日)。
 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口 強(2006) 1703年元禄・1923年大正関東地震に伴う房総半島南岸の館山浜堤平野システムの発達過程。第四紀研究, **45**, 235–247。
 古澤 明(1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別。地質学雑誌, **101**, 123–133。
 Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Broussard, M.L. ed., *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, 87–98.
 Hasada, K. and Hori, K. (2016) Carbon storage in a Holocene deltaic sequence: An example from the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 194–207。
 堀 和明・斎藤文紀(2003) 大河川デルタの地形と堆積物。地学雑誌, **112**, 337–359。
 Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q. and Wang, P. (2002) Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedimentary Geology*, **146**, 249–264。
 Hori, K., Tanabe, S., Saito, Y., Haruyama, S., Nguyen, V. and Kitamura, A. (2004) Delta initiation and Holocene sea-level change: example from the Song Hong (Red River) delta, Vietnam. *Sedimentary Geology*, **164**, 237–249。
 堀 和明・斎藤文紀・田辺 晋(2006) アジアの大河川にみられる沖積層。地質学論集, **59**, 157–168。
 片岡智哉・藤木 峻(2018) 実海域における短波海洋レーダを用いた波浪計測手法の適用性と課題。土木学会論文集B2(海岸工学), **74**, I-1459-I-1464。
 川瀬久美子(2012) 伊勢平野南部、宮川下流域における沖積層の層序と埋没地形。愛媛大学教育学部紀要, **59**, 179–186。
 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五(2006)

- 小林弘珪藻図鑑第1巻. 内田老鶴圃, 東京, 531p.
- 木村克己(2011) ボーリングデータ処理システムの公開. 産業技術総合研究所TODAY, **11**, no.1, 19.
- 国土地理院(1973) 25,000分の1沿岸海域土地条件図[鳥羽].
- 国土地理院(1974) 25,000分の1沿岸海域土地条件図[松阪].
- 国土地理院(1976) 25,000分の1沿岸海域土地条件図[答志].
- 国土地理院(2014a) 25,000分の1治水地形分類図[明野].
- 国土地理院(2014b) 25,000分の1治水地形分類図[伊勢].
- 国土地理院(2014c) 25,000分の1治水地形分類図[二見・鳥羽].
- 国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所(2020) 伊勢湾環境データベース, <http://www.isewan-db.go.jp/index.asp>. (閲覧日:2020年6月16日)
- Komatsubara, J., Ishihara, Y., Nakashima, R. and Uchida, M. (2017) Difference in timing of maximum flooding in two adjacent lowlands in the Tokyo area caused by the difference in sediment supply rate. *Quaternary International*, **455**, 56–69.
- 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, 東京, 336p.
- 増田富士雄(2019) 第10章 海面安定期から海退期の地層形成. 増田富士雄編「ダイナミック地層学 大阪平野・神戸六甲山麓・京都盆地の沖積層の解析」, 近未来社, 名古屋, 103–113.
- Mazda, Y. (1984) Year-to-year Change in Water Exchange Characteristics in a Semi-Enclosed Bay, Lake Hamana. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **40**, 199–206.
- Miall (1977) A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, **13**, 1–62.
- 長岡信治・横山祐典・中田正夫・前田保夫・奥野淳一・白井克己(1997) 有明海南東岸玉名平野の地形発達史と完新世海面変化. 地理学評論, **70A**, 287–306.
- 日本水路協会(2015) 海底地形デジタルデータM7002 Ver.2.3 遠州灘.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫(2010) 20万分の1地質図[伊勢]. 産総研地質調査総合センター.
- 奥谷喬司(2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 平塚, 1382p.
- Ogami, T., Sugai, T. and Fujiwara, O. (2015) Dynamic particle segregation and accumulation processes in time and space revealed in a modern river-dominated delta: A spatiotemporal record of the Kiso River delta, central Japan. *Geomorphology*, **235**, 27–39.
- Orton, G.J. and Reading, H.G. (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**, 475–512.
- Park, M.H., Kim, J.H. and Kil, Y.W. (2007) Identification of the late Quaternary tephra layers in the Ulleung Basin of the East Sea using geochemical and statistical methods. *Marine Geology*, **244**, 196–208.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- 斎藤文紀(1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, **98**, 164–179.
- 斎藤文紀(1991) 東京湾小櫃川三角州の地形と堆積物. 堆積学研究会報, no.35, 41–48.
- 斎藤文紀(2005) ヒマラヤーチベットの隆起とアジアの大規模デルタ: デルタの特徴と完新世における進展. 地質学雑誌, **111**, 717–724.
- Saito, Y., Ikehara, K. and Tamura, T. (2016) Coastal Geology and Oceanography. In: Moreno, T., Wallis, S.R., Kojima, T. and Gibbons, W., eds., *The Geology of Japan*, 409–430, Geological Society of London.
- 下山正一・松本直久・湯村弘志・竹村恵二・岩尾雄四郎(1994) 有明海北岸低地の第四系. 九州大学理学部研究報告(地球惑星科学), **18**, 103–129.
- 白神 宏(1985) FeS₂含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造. 地理学評論, **58**, 631–644.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephtras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2020) CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org/calib/>. (閲覧日: 2020年6月16日)
- 鈴木好一・日吉 直(1962) 第2章 伊勢湾南部臨海地帯の地質構造. 建設省計画局・三重県編, 伊勢湾南部臨海地帯の地盤. 都市地盤調査報告書, **2**, 4–7.
- 鈴木隆介(1998) 建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地. 古今書院, 東京, 554p.
- 田村 亨(2018) 古環境記録としての日本列島の波浪卓越海岸. 第四紀研究, **57**, 197–210.
- 田辺 晋(2013) 東京低地と中川低地における最終氷期最

- 盛期以降の古地理. 地学雑誌, **122**, 949–967.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行(2012)東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. 地質学雑誌, **118**, 1–19.
- 海津正倫(1992)木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程. 堆積学研究会報, **36**, 47–56.
- ト部厚志(2008)越後平野の阿賀野川沿いにおける沖積層の堆積システム. 第四紀研究, **47**, 191–201.
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行(2006)越後平野の沖積層におけるバリアー-ラグーンシステムの発達様式. 地質学論集, no. 59, 111–127.
- 渡辺仁治編(2005)淡水珪藻生態図鑑 群集解析に基づく汚濁指数DAI_{po}, pH耐性能. 内田老鶴圃, 東京, 666p.
- Yagishita, K. (1994) Planar cross-bedding associated with tip currents of Upper Cretaceous formations, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, **93**, 155–163.
- 八木下晃司(2002)岩相解析および堆積構造. 古今書院, 東京, 222p.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大森博雄・鎌滝孝信・杉山雄一(2003)濃尾平野ボーリングコア解析にもとづく完新統の堆積過程. 第四紀研究, **42**, 335–346.
- Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, **6**, 1–14.
- 吉川虎雄(1985)湿润変動帯の地形学. 東京大学出版会, 東京, 132p.
- (受付: 2020年6月26日; 受理: 2021年1月8日)