

Geological Characteristics of the Latest Pleistocene to Holocene “Chuseki-so” in the Kawachi Plain, Osaka Basin, Japan

Fujio MASUDA*, Natsumi ITOMOTO*, Kazuhiro OGAWA*, Minao SAKURAI* and Chul-jae CHO**

(Received March 30, 2016)

Geological characteristics of the latest Pleistocene to Holocene “Chuseki-so” beneath the Kawachi Plain in the intra-arc Osaka Basin, central Japan were clarified. The strata, which have a total thickness of 20 to 30 m, are divided into four units: lowermost gravel, lower alternation of sand and mud; middle marine clay; and upper sand and mud, in ascending order. The middle marine clay is a wedge-shaped bed that thins landward. These stratigraphic divisions and their distribution are typical of Chuseki-so in coastal areas of Japan. The lowermost gravel consists of fluvial or alluvial fan deposits, which filled in the valleys of the Paleo-Yamato River and the Yodo River during the glacial sea-level lowstand, from about 30,000 to 10,000 cal yr BP. The lower alternation of sand and mud consists of estuarine sediments in the drowned valley, which were deposited during the deglacial transgressive period of 10,000 to 8,000 cal yr BP. The middle marine clay bed, which immediately overlies a marine erosional ravinement surface, consists of thick tidal mud-flat deposits and thin bay-floor mud deposited in Kawachi Bay during the sea-level highstand from 8,000 to 3,000 cal yr BP (period of maximum flooding is about 5,300 cal yr BP). The upper sand and mud are composed of fan-delta, delta, and coastal sediments deposited during the highstand and subsequent regression from 3,000 to 0 cal yr BP. The thick transgressive mud-flat deposit is a characteristic key facies in this Kawachi Bay area.

Key words : Chuseki-so, Kawachi Plain, marine clay bed, Osaka Basin, tidal flat mud

キーワード : 沖積層, 河内平野, 海成粘土層, 大阪盆地, 泥干潟堆積物

大阪, 河内平野の沖積層の特徴

増田富士雄, 糸本夏実, 小川和宏, 櫻井皆生, 趙 哲済

1. はじめに

大阪平野の東部に位置する河内平野には、6000年前から5000年前の縄文時代の海水準が現在より約3m高かった時期に、河内湾と呼ばれる内湾が一面に広がっており、その後海水準がやや低下する過程で、汽水の河内潟から淡水の河内湖へ、そして現

在の平野環境へと変化してきたことが知られている^{1,2)}。このような河内平野の古環境の変遷像は、地形の解析や沖積層と呼ばれる表層の地層の解析から明らかにされたものである。その後、河内平野では、花粉分析による古環境の復元や詳細な地層

* Faculty of the Science and Engineering, Doshisha University, Kyotanabe, Kyoto 610-0321, Japan
Telephone: +81-774-6685, E-mail: fmasuda@mail.doshisha.ac.jp

** Osaka City Cultural Properties Association, Osaka 540-0006, Japan

観察などが、遺跡調査に伴って行われてきた³⁻⁵⁾。
最近になって、河内平野でも高密度で多数の¹⁴C年代値が入った学術ボーリングが行われ、その研究成果が報告され⁶⁾、それに対する化石や堆積環境の解析も行われている^{7,8)}。

こうした現状でも、河内平野の沖積層の岩相や分布、さらにその層序や地層の特徴など、地層そのものに対する報告は、大阪湾沿岸や淀川下流域の西大阪平野に比べると少ない。大阪平野の地層をまとめた報告書⁹⁾でも、河内平野の沖積層に関する記述はごく簡単に述べられているにすぎない。それは大規模開発の中心ではなかったこと、西大阪平野に比べてボーリングデータが少なかったこと、周辺部での岩相変化が複雑なため一般的な沖積層の層序区分が適用できない地域が含まれていることなどが、原因だと思われる。

ここでは、地盤情報データベース（関西圏地盤情報データベース）を利用して沖積層の地質柱状図断面をつくり、現在までに報告されている成果を加えて解析し、河内平野の沖積層の特徴についてまとめてみた。

2. 解析地域

解析対象とした地域は、大阪平野の東部に位置する河内平野およびその近傍の淀川低地と西大阪平野の一部である（Fig. 1）。

大阪平野の東部に位置する河内平野は、河内低地、河内盆地、東大阪平野などとも呼ばれる東西 12～14 km、南北約 20 km の四角い低地で、そのほとんどが標高 5 m 以下の平坦地である。河内平野は、東に生駒山地、北に東北東から西南西に流れる淀川に沿った低地とその北の千里丘陵、西に標高 13～34 m の上町台地、南に瓜破台地・長吉台地・泉北丘陵・羽曳野丘陵などの標高 10～数 10 m を越す台地や丘陵地が広がる。

河内平野の河川は、平野中央の低地部を東から西に流れる寝屋川、第二寝屋川に流れ込む。寝屋川は

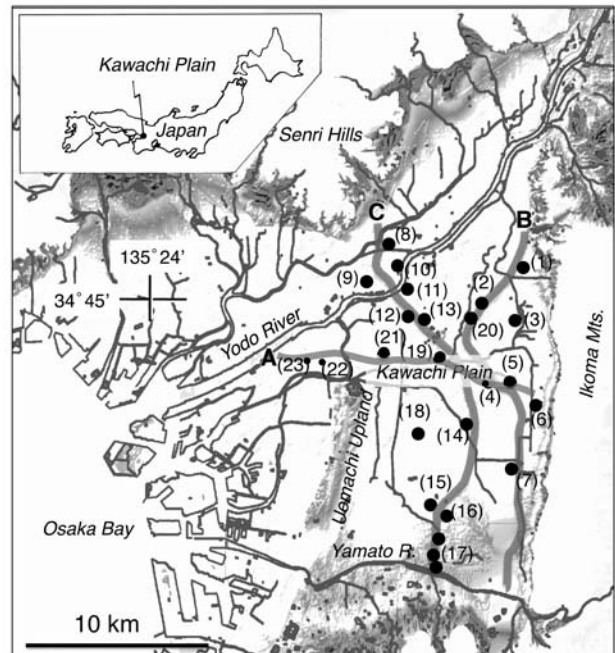


Fig. 1. Locations of the Kawachi Plain in Japan (inset) and the studied borehole core sites.

(1) to (23), borehole sites; and lines A, B and C, lines of cross section in Fig. 3.

生駒山地北部から河内平野に入り、南流して大東市の深野池に入りそこで西流する。門真市を北北東から南南西に流れ寝屋川に合流するのが古川である。一方、生駒山麓を北流して寝屋川に合流する恩智川、大和川扇状地を北流する玉串川、北西に流れる長瀬川、その間を流れる楠根川などがある。さらに西には北流して第二寝屋川に合流する平野川がある。そして南側を西流し大阪湾に流れ込むのが江戸時代に付け替えられた大和川である。

河内平野は地形配置から、標高 3 m 以下の低い地域が広がる北の寝屋川低地と、それよりも高いかつての大和川の扇状地が分布する南の大和川低地に区分される¹⁰⁾ことも多い。寝屋川低地を流れる寝屋川や古川などは大潮時には河口から 24 km も潮が遡る感潮河川であり¹¹⁾、河内平野の広い範囲が標高の低い平坦な土地であることがわかる。

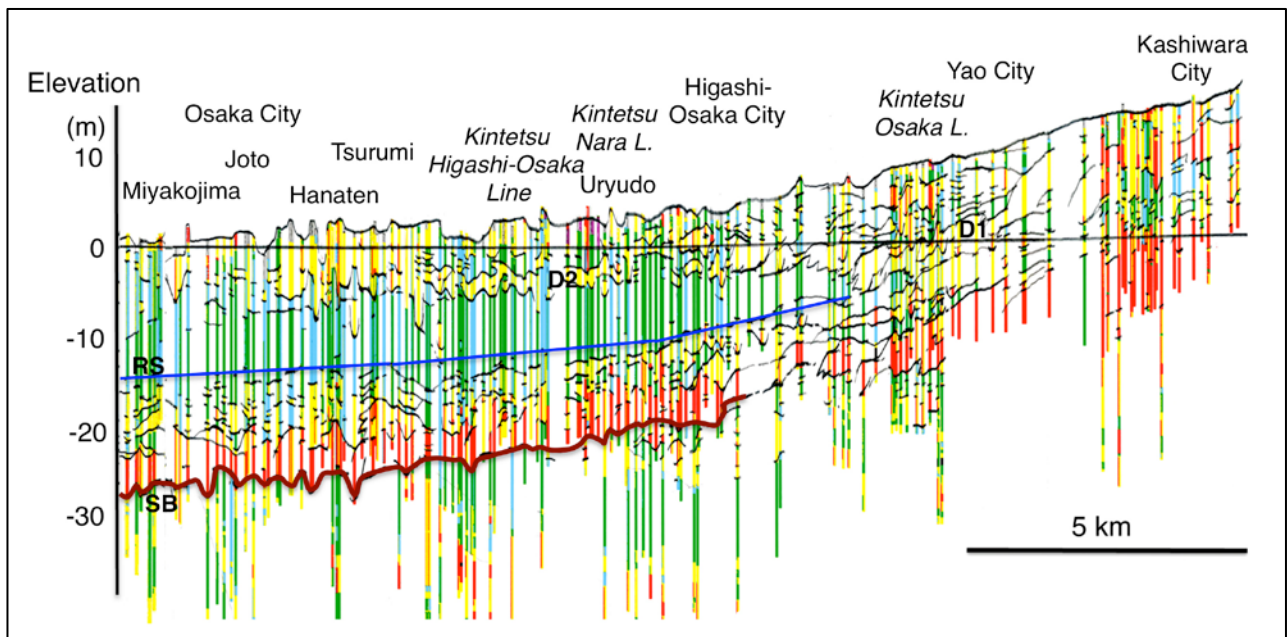


Fig. 2. Geological columnar cross section of the Chuseki-so in the Kawachi Plain.

The section is along the channel of the Paleo-Yamato River (line D in Fig. 4). SB, sequence boundary; RS, ravinement surface; D1, early fan-delta; and D2, later bird-foot delta of the Yamato River.

3. 解析方法と結果

3.1 Shazam 層序学による地層の解析

河内平野の沖積層の解析は、関西圏地盤情報データベース（関西圏地盤情報ネットワーク・関西圏地盤情報協議会）を利用して作成した地質柱状図断面から行った。解析では、岩相境界線を描き、それをもとに、シーケンス境界、海進ラビーンメント面、前進堆積体のダウンラップ面を推定する方法、Shazam 層序学¹²⁾を用いた。この解析では、地層区分だけでなく、地層の構造や堆積システムの推定なども可能になる。

この論文で河内平野の沖積層を理解するために、多くの柱状図断面を作成した。ここではその中で代表的な地質断面を示す (Fig. 2, Fig. 3)。Fig. 2 は、三田村・橋本¹³⁾が明らかにした沖積層基底面図 (Fig. 4) での、いわゆる“氷期”の大和川の谷に沿った (Fig. 4 の D 線沿いの) 沖積層断面である。Fig. 3 は、河内平野の沖積層の東西断面 (Fig. 1 の A 線沿い) と 2 本の南北断面 (Fig. 1 の B・C 線沿い) である。これらは、次に述べる年代値や層準

が報告されているボーリング地点を通るような断面である。

3.2 堆積曲線による堆積年代と古水深

河内平野では、高密度の¹⁴C年代値が多数入った学術ボーリングが報告されている⁶⁻⁸⁾。その地点は、大阪市城東区蒲生、東大阪市のかわち野高校と北宮小学校、守口市、東淀川区の豊新と大隅である (Fig. 1)。各ボーリング地点における、標高と年代値から堆積曲線を描き、大阪平野の海水準変動曲線¹⁴⁾と組み合わせることで、堆積年代、堆積水深、堆積速度が求められている^{8,15,16)}。ここでは、さらに、¹⁴C年代値が報告されているコア^{1,8,17)}や、鬼界アカホヤテフラ (K-Ah : 約 7300 年前¹⁸⁾) の層準が示されているコア^{9,19)}、さらに、始良 Tn テフラ (AT : 26-29 ka¹⁸⁾) や阿蘇 4 テフラ (Aso-4 : 85-90 ka¹⁸⁾) の層準が報告されているコア^{19,20)}についても、解析に利用した。

これらの地点は Fig. 1 に、柱状図は Fig. 3, Fig. 6 に示した。それらの地点番号、地点名とその文献

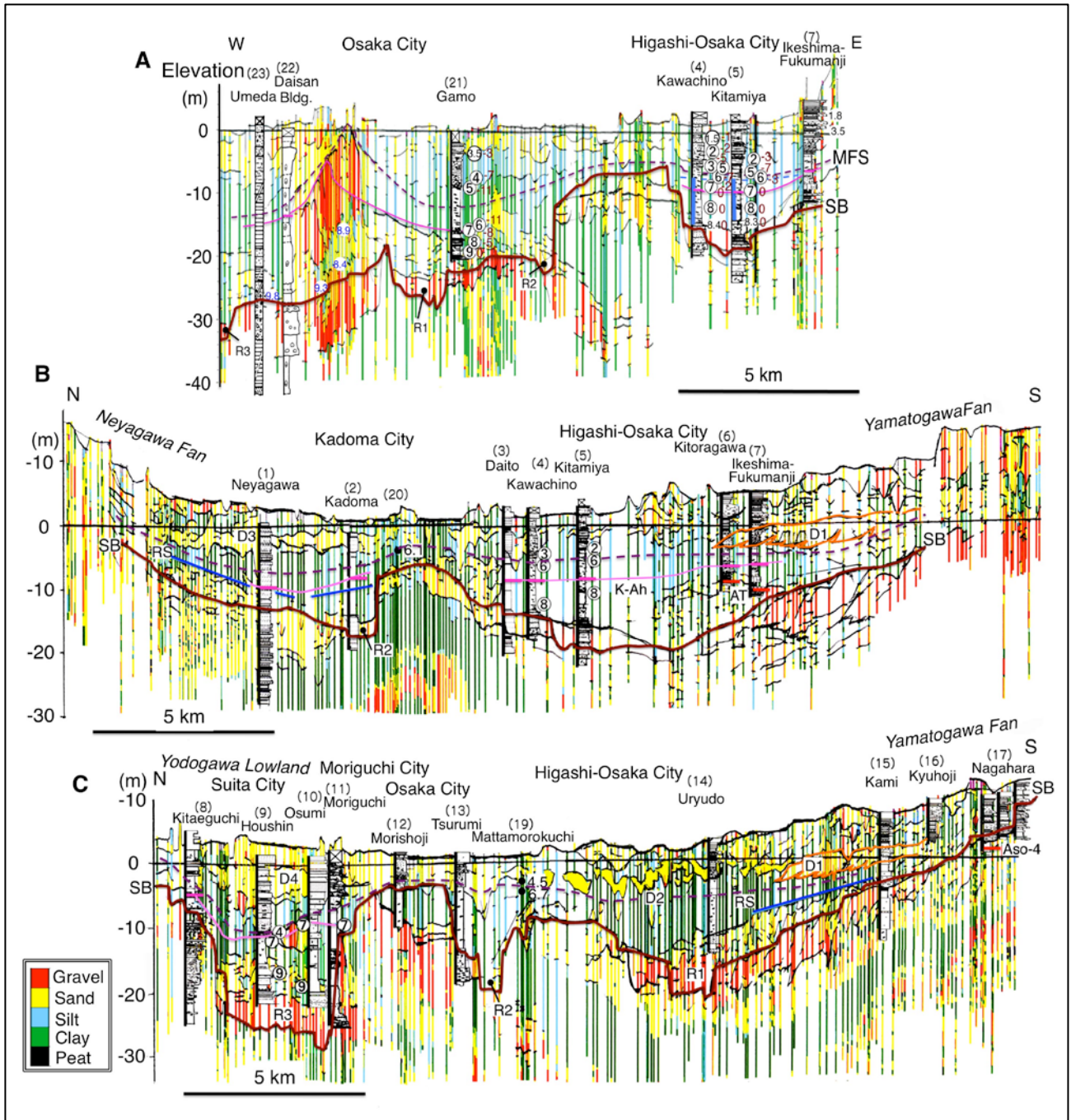


Fig. 3. Geological columnar cross sections of the Chuseki-so beneath the Kawachi Plain along lines A, B, and C in Fig. 1. SB, sequence boundary; RS, ravinement surface; MFS, maximum flooding surface; D1 and D2, early fan-delta and later bird-foot delta of the Yamato River, respectively; D3, early delta of the Neya River; D4, Yodo River delta; R1, Paleo-Yamato River; R2, Paleo-Furu River; and R3, Paleo-Yodo River. Tephra horizons: K-Ah, Kikai-Akahoya tephra; Aso-4, Aso-4 tephra. Numbers in circles indicate calendar years (cal ky BP), and the small black numbers are ^{14}C ages (ky BP); red numbers indicate the paleo-depth of horizons.

は次の通りである。(1) 寝屋川⁹⁾, (2) 門真⁹⁾, (3) 東大阪(大東)⁹⁾, (4) かわち野高校⁶⁾, (5) 北宮小学校⁶⁾, (6) 鬼虎川¹⁹⁾, (7) 池島・福万寺遺跡²⁰⁾, (8) 北江口(本報告), (9) 豊新⁸⁾, (10) 大隅⁸⁾, (11) 守口⁷⁾, (12) 森小路遺跡¹⁹⁾, (13) 鶴見区緑4¹⁹⁾, (14) 瓜生堂遺跡¹⁹⁾, (15) 加美遺跡¹⁹⁾, (16) 久宝寺遺跡¹⁹⁾, (17) 長原遺跡¹⁹⁾, (18) 宮ノ下遺跡¹⁹⁾, (19) 茨田諸口遺跡¹⁾, (20) 門真三島¹⁾, (21) 梅田^{13,21)}, (22) 梅田第三ビル^{22,23)}, (23) 梅田一丁目¹⁷⁾.

地盤情報データベースから作成した柱状図断面には、論文や報告書から細かい粒度変化がわかる柱状図を添付し、千年毎の年代値とその層準の古水深などを示した(Fig. 3)。コアを含めた柱状図断面には、Shazam層序学での地層境界線に加え、約7300年前の同時間線や、5300年前(ほぼ最大海氾濫面にあたる)の同時間線を、その一部に描いた(Fig. 3)。

Masuda and Itomoto²⁴⁾は、河内湾を含む大阪平野の9000年前、7300年前、5300年前、3500年前の古水深を示すことに成功した。さらに糸本・増田²⁵⁾はそれらの時期の底質を決めた。ここでは、その結果から、等深線と底質が入った古地理図の河内湾の部分を図示し(Fig. 5)、河内湾での古地理の議論に用いた。この図の作成法や詳細はこれらの文献を参照されたい。

3.3 堆積相解析による堆積環境の推定

表層部の解析では、遺跡の発掘調査に伴う地層観察のデータ⁵⁾を利用することで、堆積相解析^{26,27)}を行うことができる。地層の重なり様式、岩相、厚さ、堆積構造などから、堆積システムの推定を行い、地層の堆積環境を推定する。

この論文では、河内湾に発達した扇状地や河川、あるいは内湾や湖沼デルタシステムの推定に、小倉・趙⁵⁾、大庭・趙¹⁹⁾、辻本ほか⁷⁾、Masuda⁸⁾の柱状図を用いた(Fig. 6)。柱状図からは、例えば、流路堆積物での上方細粒化やデルタ層での上方粗粒化サクセッションの識別や、その上下や側方での岩相組み合わせを考えて、堆積環境を推定する。

4. 沖積層の環境変遷

河内平野の沖積層が氷期から後氷期の海水準変動に支配されて発達してきたことは、よく知られている^{1,17,20)}。ここでは、河内平野の沖積層の解析で得られた重要な事柄を、氷期から後氷期の海水準変動の中に位置づけて述べる。

4.1 沖積層の基盤のかたち

氷期に海水準が120mも低下して、現在の平野では河川が大きく下刻したことがわかっている^{28,29)}。この論文では、下刻が最も進んだ時の地表面や海底面を基底として、その基底面から上位の地層を“沖積層”とする。河川の下刻が最も進行したのは、海水準の最も低い時期ではなく、海水準の低下速度が最も大きい時である。それは大阪平野では約3万年前から1.8万年前頃である。その基底面をシェイクス境界として、それ以降に堆積した地層、すなわち、最も上位でしかも現在も形成中の堆積シェイクスを“沖積層”と定義する^{12,30)}。

河内平野の沖積層の基底面は、三田村・橋本¹³⁾によって地盤情報データベースの解析から、高精度で復元されている(Fig. 4)。この基底面が上記の定義と異なる地域もあると考えられるが、ほとんどの地点では陸上であったことから、その標高が大きく違うことは無いといえる。その結果から判断すると、基底面は、平野全体で中央が深くて周辺に向かって浅くなる盆地状の構造を示すのではなく、あるいは一方向に向かって単純に深くなるような形を示さないことがわかる。

河内平野の沖積層の基底には次の3つの特徴がある。

1つ目の特徴は、河内平野でも、我が国の多くの海岸平野と同様に、沖積層の基底には、氷期に穿入した河谷の痕跡が明瞭にみられることである。当時の淀川、大和川、寝屋川、平野川が深く細長い穿入谷をつくっていた¹³⁾。那須・樽野³¹⁾、趙²⁰⁾は、氷期の大和川を古長瀬川と呼び、三田村・橋本¹³⁾の位置より、少し西側に推定している。この地域の氷期の大和川の詳細は、今後の資料の蓄積に委ねられよう。ともあれ氷期の大和川は、八尾付近から

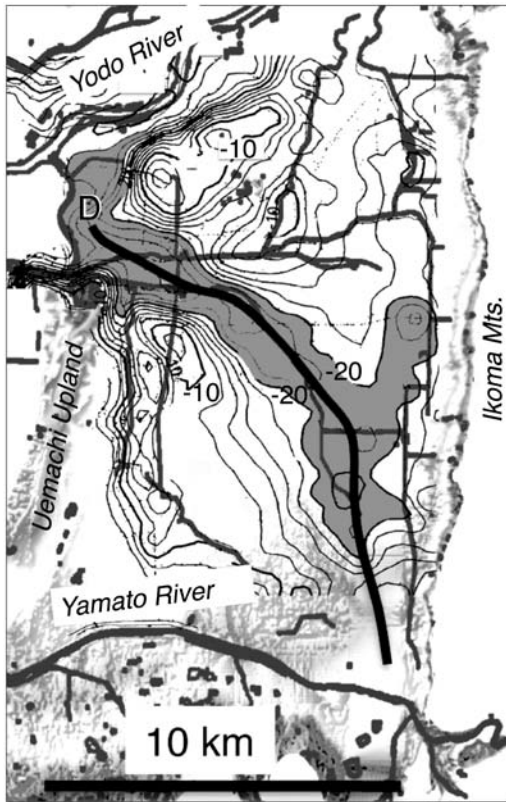


Fig. 4. Basement topography beneath the Kawachi Plain.

The contour map is modified from Mitamura and Hashimoto (2004)¹³⁾. D, the line of the cross section shown in Fig. 2. The dark gray shading shows the incised valley below the -20 m elevation contour.

京橋の地下に北西-南東方向の深い谷を形成していたことは確かである (Fig. 4)。その谷底は、淀川との合流地帯では標高-30 m, 八尾付近では標高-10 m である。谷は都島付近の河口から京橋, 放出付近までは幅 2~3 km 比高 15 m の狭い谷となっている。

2つ目の特徴は, 生駒山地の西麓に沿って, 標高-20 m 付近に南北に伸びた凹地が伸びることである (Fig. 4)。この凹地の東縁付近の地下に生駒断層が走っている³²⁾。凹地自体は断層運動に伴う沈降と, そこに流れ込んだ生駒山地から西流していた氷期の小河川の谷が作ったと考えられる。

3つ目の特徴は, 沖積層基底に台地状の地形が存在することである。沖積層の基底面 (Fig. 2, Fig. 3の赤線のSB) は, 穿入谷以外の場所では相対的に高い台地状になっており, それが大和川の深い谷に

よって北部と南西部の高まりに 2 分されている

(Fig. 4)。北部の高まりは守口市から南東に, 門真市, 大東市にかけての地下に分布する。その高まりは, さらに, 現在の古川から鶴見緑地の地下で北東から南西に伸びた氷期の寝屋川の谷で 2 分される。その頂部は後氷期の海進時の波食によって平坦化され¹²⁾, 標高-10 m から-3 m の平坦面になっている (Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5)。南西部の高まりは, 大阪市東成区から生野区, さらに平野区へと広がり, 南の段丘や丘陵に連続する (Fig. 4)。また, この高まりは西の上町台地に連続し, 氷期の平野川によって見かけ上, 分断される。この高まりも, 標高-10 m から-3 m に波食と考えられる平坦面をもつ。

河内平野の沖積層の基底を大局的にみると, 上町台地の西縁の上町断層に伴って隆起した撓曲構造の東翼部が東南東に緩く傾斜した基底面を, 氷期の河川谷が穿入した結果である, と捉えることができる。この緩傾斜の構造は, 生駒山地の西縁を南北に伸びる生駒断層によって分断されている³³⁾。

4.2 沖積層の断面

河内平野の地下には, 深く穿入した氷期の大和川の谷があった (Fig. 4) ことを述べた。この基盤に認められる谷沿いに沖積層の柱状図断面を作成した (Fig. 2)。すなわち, これは河内平野で最も厚い沖積層がみられると考えられるルートでの断面図である。この地質断面 (Fig. 2) では, 沖積層 (難波累層) の層序区分ができる。それは, 最下部礫層 (層厚 3~6 m), 下部砂泥互層 (層厚 6~8 m), 中部海成粘土層 (第 13 海成粘土層: 層厚 4~9 m), 上部砂泥互層 (層厚 6~11 m), という層序¹³⁾である。さらに, 中部の海成粘土層が上流に向かってくさび状に分布する, というわが国の沿岸域での典型的な沖積層断面³⁴⁾を示すことがわかる。また, 河内平野に広がった内湾域でも, 海進に伴って形成された海成粘土層の基底に平坦面 (ラビーンメント面¹²⁾) が認識できる (Fig. 2, Fig. 3のRS)。

上流側にあたる大和川扇状地では下部に扇状地性の厚い礫層が, 中部に淡水性と思われる泥層と砂層の互層が, 上部に扇状地性の砂礫層が認められる

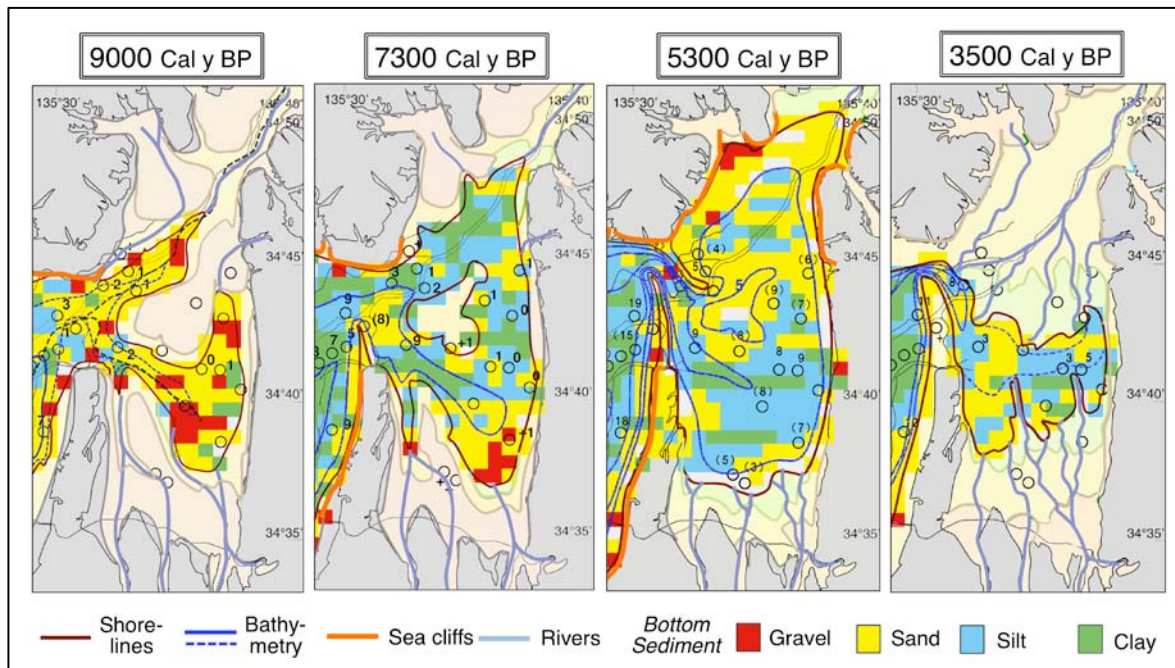


Fig. 5. Paleogeography of the Kawachi Plain at 9000, 7300, 5300, and 3500 cal y BP.

The shorelines, bathymetry, bottom sediments, and sea cliff locations are from Itomoto and Masuda (2015)²⁵⁾.

Small numbers indicate the water depths (-m).

(Fig. 2, Fig. 3 の B, C). 扇状地の下部の海成粘土層が陸側でくさび状に薄くなる部分では、基底の礫層の上に、砂層を主体とした地層が重なる。この砂層は後述するようにデルタ堆積物である (Fig. 2, Fig. 3 の D1)。そこでは、ラビーンメント面の層準と海成粘土の分布などから判断すると、海進期の後退するデルタ堆積物の砂層の上位に、高海面期の前進するデルタ堆積物の含礫砂層が重なり、さらにその上に、海退期の扇状地堆積物の泥層・砂層・礫層が重なっていると解釈できる。同様に、寝屋川扇状地でも下部層が砂礫質で厚くなっている (Fig. 3 の B)。また、古川や平野川が流れ込んでいたと考えられる地域 (例えば Fig. 2 の鶴見区の地下) は、下部層が砂質になっている。

4.3 海の侵入 (9000 年前～6500 年前)

河内平野の沖積層では、後氷期の海水準上昇に伴って、河内湾が広がったことが知られている¹⁾。最近の研究報告による年代値から推定すると、河内平野への海の侵入は、蒲生で約 9000 年前、東大阪 (北

宮小) で約 8500 年前である^{6,7)} (Fig. 3)。これは従来の考え (7000～6000 年前: 梶山・市原¹⁾; 8000～7000 年前: Mitamura et al.¹⁷⁾; 8000 年前: 増田¹⁶⁾) より早い時期から、河内湾では海進が進行していたことを示している。

河内平野への海進は、すでに述べた氷期に下刻した狭い大和川の谷にそって進み、溺れ谷を形成し (Fig. 4, Fig. 5), そこに砂礫質のエスチュアリー (三角江) 堆積物が堆積した。蒲生では、9000 年前は干潟であったのが、8000 年前には水深が 5 m, 7000 年前には 8 m の溺れ谷から入り江となった (Fig. 3A, Fig. 5)。大和川河口域には礫質堆積物が、淀川河口では泥質堆積物が堆積した。

海進期の湾口には、天満砂州^{1,2)}があった。増田ほか²³⁾によれば、天満砂州 (砂嘴) は 8000 年前頃には成立し、その後、海進とともに上に重なり、位置はやや東側に移動した (Fig. 5)。また、天満砂州のすぐ北側には千里丘陵の南端から東南東に伸びた吹田砂州があった。海進期に湾口に天満砂州や吹田砂州があったことが、次に述べる湾奥での特異

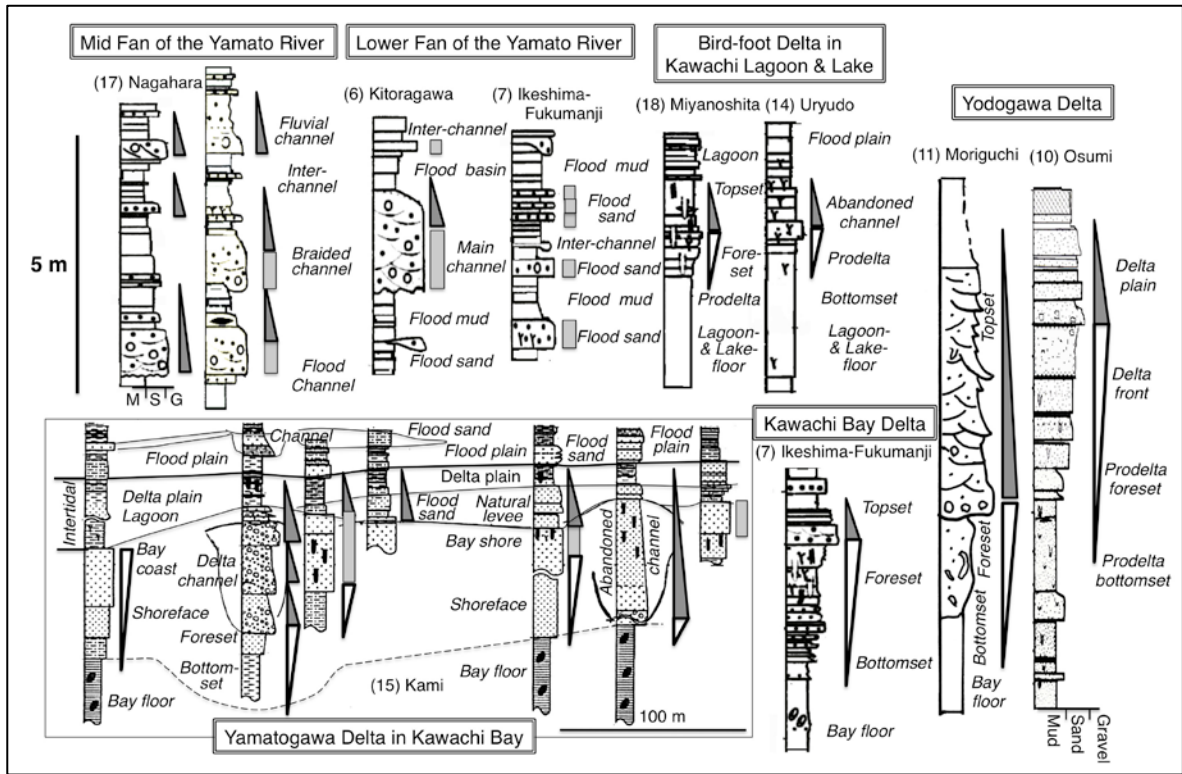


Fig. 6. Depositional environments of the surface deposits on the Kawachi Plain.

Columnar sections are from Oba and Cho (2001)¹⁹, Ogura and Cho (2001)⁵, Cho (2003)²⁰, Tsujimoto et al. (2009)⁷, and Masuda (2013)⁸.

な堆積作用を生み出したといえよう。

海進期の溺れ谷の奥，すなわち，現在の大東市から東大阪市の北部にかけての地域では，8400年前から6500年前に厚い泥層が堆積している (Fig. 3, Fig. 5)。この泥層は泥干潟の堆積物で，潮間帯から潮上帯に堆積したものである⁸⁾。この泥層の起源は大和川や寝屋川や淀川からの洪水浮遊物だと考えることができる。上で述べた湾口の砂州の存在に加え，堆積場が狭い溺れ谷の奥であったことが，海進期を通して長い期間，河川からの浮遊物質をそこに集積して泥干潟を発達させたとはいえよう。厚い泥干潟の発達から，当時の潮位差は現在より大きかったと思われる。

4.4 河内湾の拡大 (6000年前～5000年前)

大阪湾地域では6000年前から5000年前に最高海面期を迎えた¹⁴⁾。当時の海面は現在よりもおよそ3m高かったと考えられている^{14,35)}。海進期にはまだ

陸化していた台地状の高まりも，海進に伴う波食で侵食し平坦化され，6000年前には周囲の山地や上町台地を除いて，全体が水没した (Fig. 5)。この時に広がった内湾が河内湾¹⁾である。最高海面期の6000年～5000年前には，蒲生では水深11.5mに，河内湾の奥 (かわち野高校，北宮小学校) でも水深が8～9mにまでなった (Fig. 3, Fig. 5)。湾奥では泥干潟が急激に溺れて水域が広がり，河川からの堆積物の供給が拡散して，湾内の堆積速度が急激に低下した。一方，湾口 (蒲生) では，水深11mの場に厚い泥層が堆積しだしている (Fig. 3A)。これは，洪水浮遊物が湾全体に拡散し，細長く発達していた天満砂州・吹田砂州と大阪湾との狭い潮流口で塩分濃度の高い海水と反応して，そこに泥が集中して沈積したためと想像している。大和川扇状地では最高海面期には，加美遺跡 (Fig. 6) からさらに陸側の長原遺跡の標高+3mにまで海の影響があり (Fig. 5)，生駒山麓の鬼虎川遺跡でも海食崖が作

られていた²⁰⁾ (Fig. 5).

4.5 河内湾から河内平野へ (5000 年前以降)

5000 年前以降は弥生の海退やその後の小海進などを経て、河内湾は河内潟から河内湖へと水域を縮小させ、現在の河内平野になった^{1,20)}.

河内湾から河内潟になる頃 (約 5000 年前)、海面が安定すると周囲の河川からデルタが前進を開始した^{3,20)}. デルタが前進すると、湾底や底置層の泥層の上位に前置層の砂層、さらに上位に頂置層の砂礫層が重なり、地層断面では上方粗粒化のサクセッションとなる²⁷⁾. 大和川の扇状地では最初に発達したデルタは、厚さ 4~5 m の砂層を板状に分布させている (Fig. 2 と Fig. 3 の D1 層). 砂層の分布標高は +1 m から -2 m に次第に低くなっていて、海面低下に伴って前進していったことがわかる. また、板状の分布からデルタは円弧状の形態であったこともわかる. デルタ全面の水域である河内湾あるいは河内潟が、土砂供給量に対してまだ十分に深かったため、円弧状デルタがゆっくりと前進していたのである. 加美遺跡や池島・福万寺遺跡での地質柱状図のデルタ前置層の厚さから、前面の水深は 2.5~3.5 m であったと思われる (Fig. 5, Fig. 6). このデルタの規模は淀川デルタのそれと比べると小さい (Fig. 6). そのデルタ堆積物は、デルタ流路埋積物の砂礫層や砂層、さらに流路の側方に広がる湾岸と外浜の堆積物からなる塊状砂層を主体としている. デルタ面堆積物は、細粒の氾濫砂層、潮汐低地の砂泥互層、潟や沿岸湿地の生痕化石を含む洪水起源の泥層などからなる (Fig. 6).

河内潟から河内湖に注ぎ込むデルタ砂層は、分布標高が -1 m から -4 m とそれまでより低くなり、次第に水面低下したこと、さらに、砂層を断面でみるとうねうねとして連続しないことから、ヒモ状に伸びて分布していたことがわかる (Fig. 2, Fig. 3 の D2 層). これはデルタ流路が円弧状から鳥嘴状に変化した結果である. その原因は、海面低下に伴いデルタ前面の水深が浅くなったためである. このことは初期に発達した加美遺跡や池島・福万寺遺跡のデルタと、その後発達した瓜生堂遺跡や宮ノ下遺

跡のデルタを柱状図 (Fig. 3, Fig. 6) や地下地質から比較するとよくわかる.

大和川扇状地も海面低下に伴って、最大海氾濫期以降、現在 (江戸時代の和川付け替え) まで前進してきている (Fig. 2, Fig. 3). 長原遺跡で見られる扇状地中部の堆積相は、網状流路の砂礫層から流路間低地の氾濫砂層や泥層の上方細粒化の重なりからなり、ユニットの厚さが 1 m 程度である (Fig. 6). 一方、鬼虎川遺跡や池島・福万寺遺跡で見られる扇状地下部の堆積相は、厚さ 2 m の主流路堆積物の砂礫層と、砂層や泥層のより細粒な氾濫堆積物からなる (Fig. 6).

5. まとめ

河内平野の沖積層の特徴を、地盤情報データベースによる解析とこれまでに報告されている事柄から明らかにした.

この地域の沖積層は、河内湾や河内潟が広がったことにより、盆地状に堆積しているようなイメージが一般的であった. 実際には、四角い河内平野の地下に、氷期に下刻された大和川の谷が南東から北西に伸び、そこを中心に沖積層が分布している. 従って、この氷期の和川の谷沿いに断面をつくると、沖積層 (難波累層) の最下部礫層、下部砂泥互層、中部海成粘土層 (第 13 海成粘土層)、上部砂泥互層、という層序が成り立ち、中部の海成粘土層が上流に向かってくさび状に薄くなって分布する、という典型的な沖積層断面を示す. 河内平野の沖積層は、氷期に流れた淀川、大和川、寝屋川の谷に最下部礫層が、海進期にその谷が溺れ谷となってそこにエスチュアリー堆積物の下部砂泥互層が、さらにその上位に厚い泥干潟堆積物の中部粘土層が、この地域一面が水没した最高海面期に薄い内湾泥底堆積物の中部海成粘土層が、その後の高海面期から海退期に周囲から河川の土砂が流れ込んで上部砂泥互層が、重なって堆積して作られたのである. この中で、海進期の内湾に泥干潟が発達し、そこに粘土層が早い速度で厚く堆積していったことが、河内平野の沖積層の大きな特徴である.

この研究にあたって、関西圏地盤情報データベース運営機構からは貴重な地盤情報データベースの利用許可を頂いた。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 梶山彦太郎, 市原実, “大阪平野の発達史-¹⁴C年代からみた-”, 地質学論集, **7**, 101-112 (1972).
- 2) 梶山彦太郎, 市原実, 大阪平野のおいたち (青木書店, 大阪, 1986), p. 138.
- 3) 安田喜憲, “大阪府河内平野における過去一万三千年間の植生変遷と古地理”, 第四紀研究, **16**[4], 211-229 (1978).
- 4) 松田順一郎, “景観変遷にかかわる時間オーダー-大阪府河内平野の古環境を例として”, 橋本征治編, 人文地理の広場, 大明堂, 26-29 (2001).
- 5) 小倉徹也, 趙哲済, “大阪加美遺跡の基本層序”, 大阪市文化財協会研究紀要, **4**, 17-26 (2001).
- 6) 三田村宗樹, 塚田豊, 大島昭彦, 三瓶良和, 北田奈緒子, 吉川周作, “大阪平野沖積層の堆積環境と物理特性”, 都市問題研究シンポジウム「沖積平野の地盤・環境特性」講演論文集, 大阪市立大学複合先端研究機構, 27-32 (2009).
- 7) 辻本彰, 北村真一, 吉川周作, “微化石からみた大阪平野地下沖積層の堆積環境変化”, 都市問題研究シンポジウム「沖積平野の地盤・環境特性」講演論文集, 大阪市立大学複合先端研究機構, 1-4 (2009).
- 8) F. Masuda, “Depositional Environments of the Holocene Marine Clay Bed, Ma13 Bed Intercalated in the So-called “Chuseki-so” of the Osaka Plain Analyzed by the Depositional Curves”, *The Science and Engineering Review of Doshisha University*, **54**[1], 59-65 (2013).
- 9) KG-NET・関西圏地盤研究会, 新関西地盤-大阪平野から大阪湾 (KG-NET・関西圏地盤研究会, 大阪, 2007), p. 354.
- 10) 大阪市, 新修大阪市史, 第1巻 (新修大阪市史編纂委員会編, 大阪市, 1988), p. 972.
- 11) 鈴木一久, “河内平野における海のなごり”, 近畿大学教職教育部紀要, **22**[1], 1-18 (2010).
- 12) 増田富士雄, 佐藤智之, 伊藤有加, 櫻井皆生, “Shazam層序学をボーリングデータベース解析へ適用する試み: 大阪平野の表層地質研究を例に”, 地学雑誌, **122**[5], 892-904 (2013).
- 13) 三田村宗樹, 橋本真由子, “ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布”, 第四紀研究, **43**[4], 253-264 (2004).
- 14) F. Masuda, T. Irizuki, O. Fujiwara, B. Miyahara, and S. Yoshikawa, “A Holocene Sea-level Curve Constructed from a Single Core at Osaka, Japan (A Preliminary Note)”, *Memoirs of Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology & Mineralogy*, **59** [1], 1-8 (2002).
- 15) 増田富士雄, “堆積曲線から求める堆積年代と累重速度”, 月刊地球, **22**[3], 191-197 (2000).
- 16) 増田富士雄, “掘削コアから推定した大阪湾の海況変動”, 日本応用地質学会関西支部シンポジウム論文集: コア精密対比による京阪神地域の地下地質・地質構造の高精度解説, 117-127 (2002).
- 17) M. Mitamura, N. Matsuyama, K. Nakagawa, K. Yamamoto, and S. Suwa, “Stratigraphy and Subsurface Structure of Holocene Deposits Around Uemachi Upland in the Central Osaka Plain”, *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **37**, 183-212 (1994).
- 18) 町田洋, 新井房夫, 新編火山灰アトラス (東京大学出版会, 東京, 1992), p. 336.
- 19) 大庭重信, 趙哲済, “森小路遺跡の成り立ちについて”, 大阪市旭区森小路遺跡発掘調査報告 I, 49-51, (大阪市文化財協会, 大阪, 2001), p. 221.
- 20) 趙哲済, “大阪平野のおいたちと人類遺跡”, 「大阪 100 万年の自然と人の暮らし」, 日本第四紀学会普及講演資料集, 第四紀学会, 口絵 13, 1-16 (2003).
- 21) 前田保夫, 久後利雄, “六甲の森と大阪湾の誕生”, 神戸の自然シリーズ, 神戸市立教育研究所, **4**, 1-76 (1980).
- 22) 中川要之助, 人と暮らしと大地の科学-土地の成り立ちを知り, 暮らし方を考える-, (法政出版, 京都, 1993), p. 220.
- 23) 増田富士雄, 中川要之助, 坂本隆彦, 伊藤有加, 櫻井皆生, 三田村宗樹, “大阪平野沖積層の天満砂州堆積物: その分布と層位”, 堆積学研究, **72**[2], 115-123 (2003).
- 24) F. Masuda, and N. Itomoto, “Temporal and Spatial Variations of Accommodation and Sediment Accumulation during Transgressive to Highstand Stages as Reconstructed from a Latest Pleistocene to Holocene Sequence in the Intra-arc Osaka Basin, Japan”, *Open Journal of Geology*, **5**, 28-37 (2015).
- 25) 糸本夏実, 増田富士雄, “大阪堆積盆地の沖積層から復元した古水深・古底質・堆積量の変遷”, 日本堆積学会年会講演要旨, P27, 107-108 (2015).
- 26) R.G. Walker, *Facies Models* (Geoscience Canada, Reprint Series 1, Canada, 1984), 317p.
- 27) 増田富士雄, “ダイナミック地層学-古東京湾域の堆積相解析から-「その1基礎編」, 「その2発展編」”, 応用地質, **29** [4], 312-321, **30** [1], 29-40 (1988, 1989).

- 28) 貝塚爽平, 東京の自然史, (紀伊国屋書店, 東京, 1964), p. 186.
- 29) 井関好太郎, 沖積平野, (東京大学出版会, 東京, 1983), p. 145.
- 30) 増田富士雄, “相対的な海面変動が支配する地層の累重と地形の形成: わが国の沖積層の解析から”, 地形, **28**[4], 365-379 (2007).
- 31) 那須孝悌, 樽野博幸, 河内平野のおいたち (大阪市立自然史博物館解説書, 大阪, 1980), 2-26.
- 32) 活断層研究会, 日本の活断層-分布図と資料 (東京大学出版会, 東京, 1980), p. 359.
- 33) 宮地良典, 田結庄良昭, 吉川敏之, 寒川 旭, 大阪東南部地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) (地質調査所, 東京, 1998), p. 113.
- 34) 遠藤邦彦, 牧野内猛, 坪田邦治, 岩尾雄四郎, “沖積層の形成過程”, 土と基礎, **43**[10], 8-12 (1995).
- 35) Y. Maeda, “The Sea Level Change of Osaka Bay from 12,000 BP to 6,000 BP”, *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **20**, 45-58 (1976).