

沖積層の基底にみられる起伏地形：その成因の予察的解釈

田辺 晋^{1,*}・石原武志¹・小松原 琢¹

Susumu Tanabe, Takeshi Ishihara and Taku Komatsubara (2014) Undulating topography at the base of the Alluvium: Preliminary interpretation on the formation. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 65 (3/4), p. 45-55, 5 figs.

Abstract: Recently, undulating topographies have been revealed at the base of the Alluvium under the coastal lowlands of Japan. These topographies are reconstructed on the basis of spatial interpolation of the basal depth of the Alluvium interpreted from numerous numbers of borehole logs. However, the undulating topographies have been ignored in previous studies because they have been considered as a result of defective description of borehole logs. The age of the Basal Gravel of the Alluvium and the sea-level curve, which are recently reported, suggest that the undulating topographies are natural features, and they have been formed as a result of overlap of incised valleys and buried terraces of the several Marine Isotope Stages.

Keywords: Basal Gravel, incised valley, buried terrace, sea-level change, borehole log, Marine Isotope Stage (MIS) 3

要 旨

多数のボーリング柱状図資料から読み取った沖積層基底深度の分布を内挿法によって描写することで、近年日本全国の平野地下の沖積層基底に起伏地形が存在することが明らかにされつつある。しかし、これらの起伏地形はボーリング柱状図資料の不完全な記載によるものとして従来は捨象されてきた。最近の沖積層基底礫層の年代と海水準変動曲線に基づくと、これらの起伏地形は複数の海洋酸素同位体ステージの開析谷と埋没段丘が重複した結果と解釈され、本来的に形成された可能性が高い。

1. はじめに

近年、平均して 500 m×500 m に 1 本以上という高密度のボーリング柱状図資料を用いて、沖積層の基底面に相当する開析谷や埋没段丘の地形を詳細に復元する研究が行われている。これらの恣意的な解釈を介さない逆距離加重法やクリギング法などの空間補間によって復元された沖積層の基底面には多くの起伏地形が存在することが明らかにされている(三田村・橋本, 2004; 田辺ほか, 2008; 石原ほか, 2011 など)。しかしこれらの起伏地形は、従来はボーリング柱状図資料の不完全な記載によるものとして捨象されてきた。一方、開析谷底や埋没段丘の地形面は平坦であり、下刻崖は急峻であるという概念のも

と、ボーリング柱状図資料が存在しない地域に補填データを内挿することによって、沖積層基底面を復元する試みも行われている(木村ほか, 2013)。

木村ほか(2013)やその基準となっている Matsuda (1974) や遠藤ほか(1988)などの沖積層基底図は、Kaizuka *et al.* (1977)、遠藤ほか(1983)、貝塚ほか(2000)によって示された、海洋酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage: MIS) 5e以降の海水準変動に規制された地形発達概念に基づいて復元が行われている。すなわち、武蔵野台地などを構成する地形面のうち、下末吉面(S)はMIS5eに、武蔵野(M) 1~3面はそれぞれMIS5c, 5a, 4に、立川(Tc) 1・2面はそれぞれMIS3とMIS2初めに形成された。このうち埋没段丘は、武蔵野面の一部と立川面、埋没波食台からなり、MIS2初めにかけての海水準低下に伴って立川面までが段階的に形成され、その後の最終氷期最盛期(Last Glacial Maximum: LGM)に開析谷が、完新世の海水準上昇期に波食台が形成されたという概念に基づいている。

しかし、Kaizuka *et al.* (1977)などの解釈の根拠となった海水準変動は、それ以降の研究の蓄積によって、より正確かつ詳細になっており、開析谷や埋没段丘の地形発達概念も海水準変動研究の進展に伴い詳細化するべき時期にきている。例えば、MIS5やMIS4, MIS3における海水準は研究の進展に伴って変化しており、海水準が違えば

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

*Corresponding author: S. TANABE, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: s.tanabe@aist.go.jp

それと対応する地形面の形成年代も再検討する必要がある。さらに、MIS5やMIS3は短周期の海水準の昇降によって特徴づけられることが近年明らかにされつつあり (Lambeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003), このような海水準の昇降に伴う地形面の形成も無視できない。

本論では、沖積層の基底に起伏地形は本来的に存在するもので、ボーリング柱状図資料の不完全な記載や偏在によるものではない可能性が高いことを、最近の国内外の研究を踏まえて紹介する。なお、沖積層基底の起伏地形を図示している例としては、三田村・橋本(2004)や田辺ほか(2008)、石原ほか(2011)などがあるが、同地形の成因を解釈している例はまだない。本論では、東京低地と中川低地における沖積層基底面図(田辺ほか, 2008)を例に、最初にその復元方法について説明したあとに、最新の海水準変動曲線などに基づき、開析谷と埋没段丘に分けて起伏地形の形成過程について予察的な解釈を述べる。

2. 沖積層基底面の復元方法

本論では、田辺ほか(2008)による東京低地と中川低地における沖積層基底面図を例として示す(第1図・第2図)。この図は、7,021本のボーリング柱状図資料をもとに作成したものであり(第1図)、沖積層基底の解釈の根拠として2007年までに掘削・解析された田辺(2013)による18本の基準ボーリングコアを用いている(第2図)。これらの基準コアはGS-KTS-1(第2図)を除く全てが沖積層の基底を貫通しており、詳細な堆積相解析と多数の放射性炭素年代値に基づいて沖積層の基底が確認されている。その結果、中川開析谷と荒川開析谷が合流し、古東京川開析谷となって東京湾へ流下する開析谷形状が明らかにされた。田辺ほか(2008)は、基準コアの岩相をボーリング柱状図資料の岩相とその色調、化石相、 N 値と対比することによって、沖積層の基底を解釈している。また、その対比にあたって、 N 値の垂直変化を粒度のそれとみなして解釈を行っている。 N 値の垂直変化は、半定量的なデータとして岩相記載に加えて沖積層の基底を解釈する際の重要な根拠としている。紙媒体のボーリング柱状図資料から直接読み取った沖積層の基底深度は標高に直し、緯度経度とともに数値データとして整備している。なお、ボーリング柱状図資料の孔口標高は各自治体の発行している1/2500地形図や国土地理院の5m DEMなどから読み取っている。第2図はこれらの沖積層基底深度の分布を逆距離加重法によって内挿したものである。

第3図には、調査地域の断面図のうち代表的なものを示した。これらの断面図は、田辺ほか(2008)の執筆の際に数値化した6,100本のボーリング柱状図資料の岩相と N 値を、石原ほか(2013)の補間方法によって表示したものである。なお、これらの数値化したボーリング柱状図資料は第2図の作成に用いたボーリング柱状図資料とは

別のものである。第3図の断面図のうち、例えばEE'断面におけるGS-KNJ-1の東やFF'断面におけるGS-KTS-1の東の矢印で示した地点に着目すると、水平に連続する均質な岩相と N 値に対して明らかに細粒で N 値の低いボーリング柱状図資料が含まれていることが分かる。これは特に N 値について顕著に表れており、ボーリング柱状図資料の不完全な記載によると考えられる。しかし、その他の地域では、周りと比べて岩相と N 値が急変する柱状図は存在しない。また、これらの断面図ではその上部において岩相や N 値の顕著な比高のギャップが認められないことから、孔口標高が問題となるボーリング柱状図資料も含まれないと考えられる。なお、田辺ほか(2008)では後述する沖積層の基底を捉えていないボーリング柱状図資料は使用しておらず、第1図には使用した7,021本全てのボーリング柱状図資料のポイントをプロットした。その結果、多少の粗密はあるものの、下総台地の西縁や大宮台地の東縁を除いてほぼ余すところなくボーリング柱状図資料が存在する。従って、本論で扱うボーリング柱状図資料には、沖積層の基底面や内部構造を復元するうえで顕著に問題となるものは含まれず、それらを用いた500 mオーダーでの沖積層の基底面や内部構造に関する議論は可能と考えられる。

次に沖積層基底面の解釈の根拠を述べる。田辺ほか(2008)では、開析谷底では沖積層基底面として、沖積層基底礫層を貫通するボーリング柱状図資料が全ての地域で5%以下と少ないため、沖積層基底礫層の上面を採用している。しかし、基準コアによると、基底礫層が中川開析谷では3~5 m、荒川開析谷では5~7 m、古東京川開析谷では7~10 mの層厚を有することから、基準コアに基づいてそれぞれの開析谷における沖積層基底礫層の層厚を類推することができる(田辺ほか, 2010a)。また、田辺ほか(2008)は、埋没段丘面上では沖積層基底面として埋没段丘礫層もしくは下総層群の上面を採用している。ただし、埋没段丘礫層に被覆するローム層はごく限られたボーリング柱状図資料にしか記載がないため、礫層の上面をおおよそその沖積層基底面としている。また、下総層群は沖積層と比べて明らかに高い N 値を有しており、その解釈は比較的行いやすい。ただし、注意が必要なのは下総層群(木下層)の軟弱な谷埋め泥層(中澤・遠藤, 2002)に沖積層の泥層が被覆する場合で、これらはGS-AHH-1(第3図)などの基準コアにおいて認められる。この場合、ボーリング柱状図資料における両層の違いは、主に N 値の垂直変化や色調の変化として表れる。すなわち、木下層の泥層は沖積層よりも相対的に固結している N 値5前後の垂直変化のない層相から構成されるのに対して、沖積層の泥層は基底面の直上において N 値が5から0に上方に減少する層相から構成されており、木下層との境界は緑灰色を呈する(田辺ほか, 2010c)。

なお、同じ地域の沖積層基底面を復元している田辺ほ

か(2008)と木村ほか(2013)とでは、木下層と沖積層の泥層の解釈が異なっており、GS-AHH-1が立地する埋没段丘の形状に大きな違いが生じている。木村ほか(2013)は、 N 値0前後の海成泥層(デルタシステム)の下限を沖積層の基底として認定しており、埋没段丘に被覆する海進期の堆積層(エスチュアリーシステム)は局所的にしか考慮に入れていない。また、木村ほか(2013)では、現在の台地を開析する全ての枝谷を開析谷の本谷まで伸ばしているが、全ての枝谷がLGMまでに形成されたとは限らない。少なくとも既存のボーリング柱状図資料からは、台地から伸張する小規模な開析谷は限られたものしか確認することができず、その形状も谷筋が滑らかに伸びるようなものではなく、起伏に富んでいる(第2図)。

3. 開析谷における起伏地形の形成過程

沖積層の基底にみられる礫層は沖積層基底礫層と命名され、LGMの低海水準期に形成されたとされてきた(井関, 1975)。また、東京低地と中川低地の開析谷底を構成する沖積層基底礫層は、網状河川堆積物と解釈され、LGMの低海水準期もしくはLGMに至る海水準低下期に形成されたと考えられている(田辺ほか, 2010a)。一方、牧野内ほか(2001)は、基底礫層の上面から、およそ30 cal kyr BP (ka)の年代を示す始良Tnテフラ(AT)が産出することから、基底礫層がMIS3からLGMにかけての海水準低下に伴って形成されたとした。これを支持するように、霞ヶ浦周辺の沖積層の開析谷軸部からは、33 kaを超える放射性炭素年代値が得られている(遠藤ほか, 1983; 鈴木ほか, 1993)。しかし、この沖積層基底礫層からは、東京低地と中川低地のみならず日本のいずれの沖積低地からも放射性炭素年代値がほとんど得られていないことから、その形成年代を議論するのは難しかった。ところが近年、台湾では多数のボーリングが行われ、沖積層基底礫層の年代値が測定されつつある。

台湾の西部は相対的な沈降域に当たり、その沿岸には沖積低地が広く分布する。なかでも南西部の嘉南平野には層厚約250 mの沖積層(台南層)が分布しており、地下水探査を目的として中央地質調査所(Central Geological Survey: CGS)によって数多くのオールコアボーリングが行われている(CGS, Hua-Wen Chen, 2010, 私信)。これらのコアの沖積層基底礫層からは数十点の放射性炭素年代値が得られており、それらの年代は、Lu (2006)によると33 ~ 36 ka, Chen *et al.* (2010)によると24 ~ 38 kaを示す。Chen *et al.* (2010)のデータは、一部に埋没段丘や扇状地を含むと考えられるが、Lu (2006)は開析谷軸部における多数の木片を扱っており、その年代値は沖積層基底礫層の堆積年代とみなすことができる。Lu (2006)のデータに基づけば、台湾西部における沖積層基底礫層が明らかにMIS3からLGMにかけての海水準低下期に形成されたこと

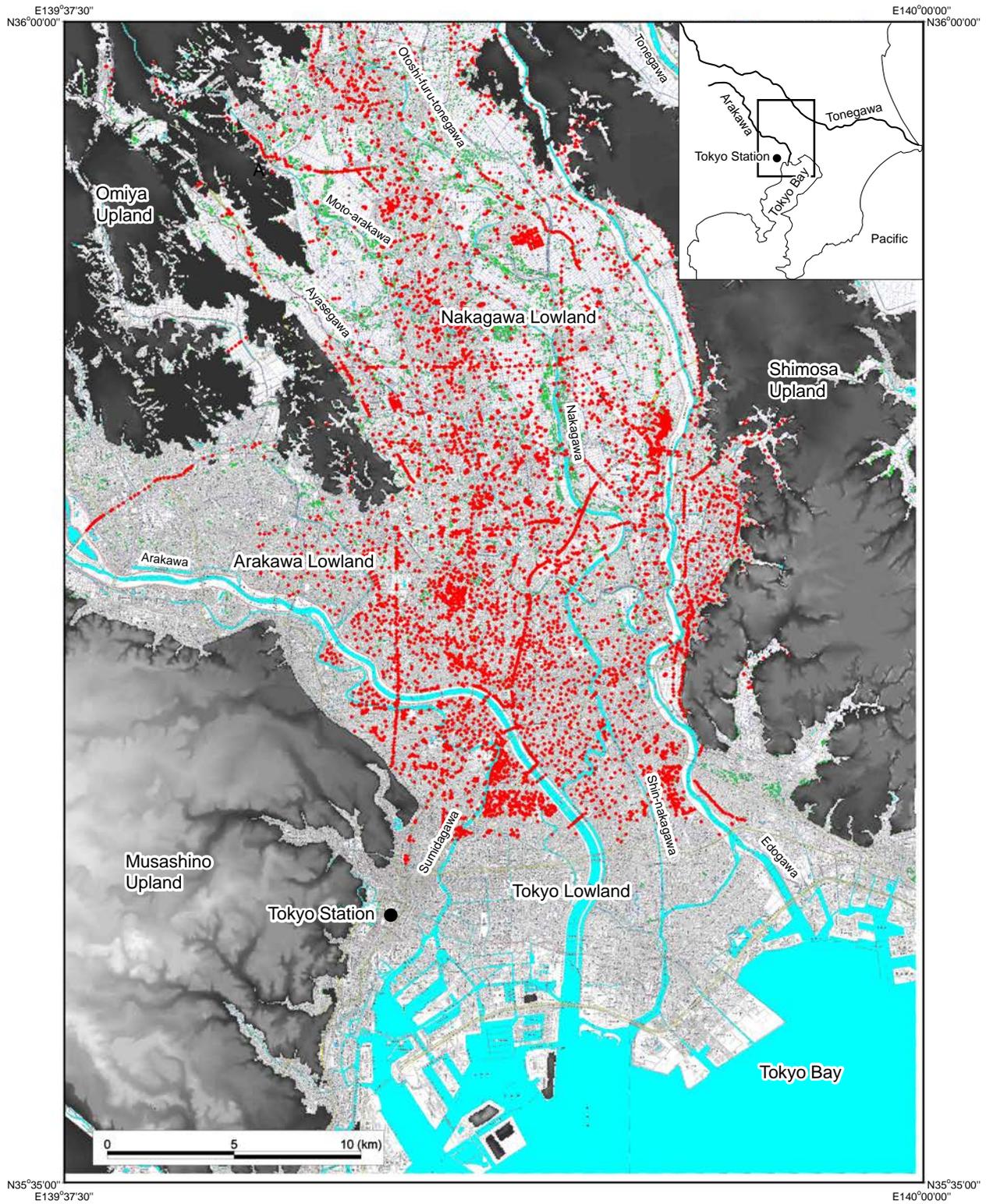
を物語っている。

濃尾平野、嘉南平野、東京低地と中川低地は、それぞれ河川の土砂供給量や地震性地殻変動量が異なるものの、沖積層は基本的には下位より礫質河成層、砂質河成層、泥質海成層から構成されており(牧野内ほか, 2001; Chen *et al.*, 2010; 田辺ほか, 2010aなど)、これは海水準変動が沖積層の形成を支配する主要因であったことを意味する。海水準の変動の時期は汎世界的に一致するので、これらの沖積層サクセションは、日本の沖積層基底礫層も台湾と同様に、LGMの低海水準期ではなく、MIS3からLGMにかけての海水準低下期に形成された可能性を示唆する。その場合、MIS3からLGMにかけて形成された礫層はLGMに形成された礫層と癒着(amalgamate)して分布することになり、沖積層基底礫層をひとつの単層として捉えると長期間にわたって形成されたことになる。

以上のような沖積層基底礫層の発達概念に基づくと、例えば中川開析谷や古東京川開析谷に、なだらかな下刻崖を持つ幅4 kmの広い谷が分布することや、広い谷幅に一樣に沖積層基底礫層が分布することも理解できる(田辺ほか, 2010b) (第3図)。また、なだらかな下刻崖はMIS3からLGMにかけて数回の昇降を繰り返しながら低下する海水準変動に伴って形成された可能性がある(Lambeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003)。なお、牧野内ほか(2001)は、沖積層基底礫層が海水準の低下に伴って堆積したことから、その年代が上流ほど古く、下流ほど新しいことを推測したが、広い谷幅に一樣に礫層が分布する地域では、開析谷の縁でその年代が古く、軸部で新しい可能性もある。また、中川開析谷や荒川開析谷では、沖積層基底面に蛇行形態を示す多数のピットホールが確認され、河川の下刻が攻撃斜面において淵を形成するようなものであったことが推察できる(第2図の矢印)。ちなみに、田辺ほか(2008)は沖積層基底面として沖積層基底礫層の上面を採用しているが、このようなピットホールは、幅が1 km以下の不規則な形状の凹地から構成されるうえ、5 mほどの比高があり、基準コアにおける礫層の層厚を考慮すると、起伏地形は沖積層基底礫層の下面にも存在する。なお、このようなピットホールは、東京低地の上流の妻沼低地においても多数確認されており、それらの比高は5 m以上ある(石原ほか, 2011)。このように、MIS3からLGMにかけての海水準低下に伴って形成された淵が残存した結果、東京低地を含む広い範囲において開析谷底に本来的に起伏地形が形成された可能性が高い。

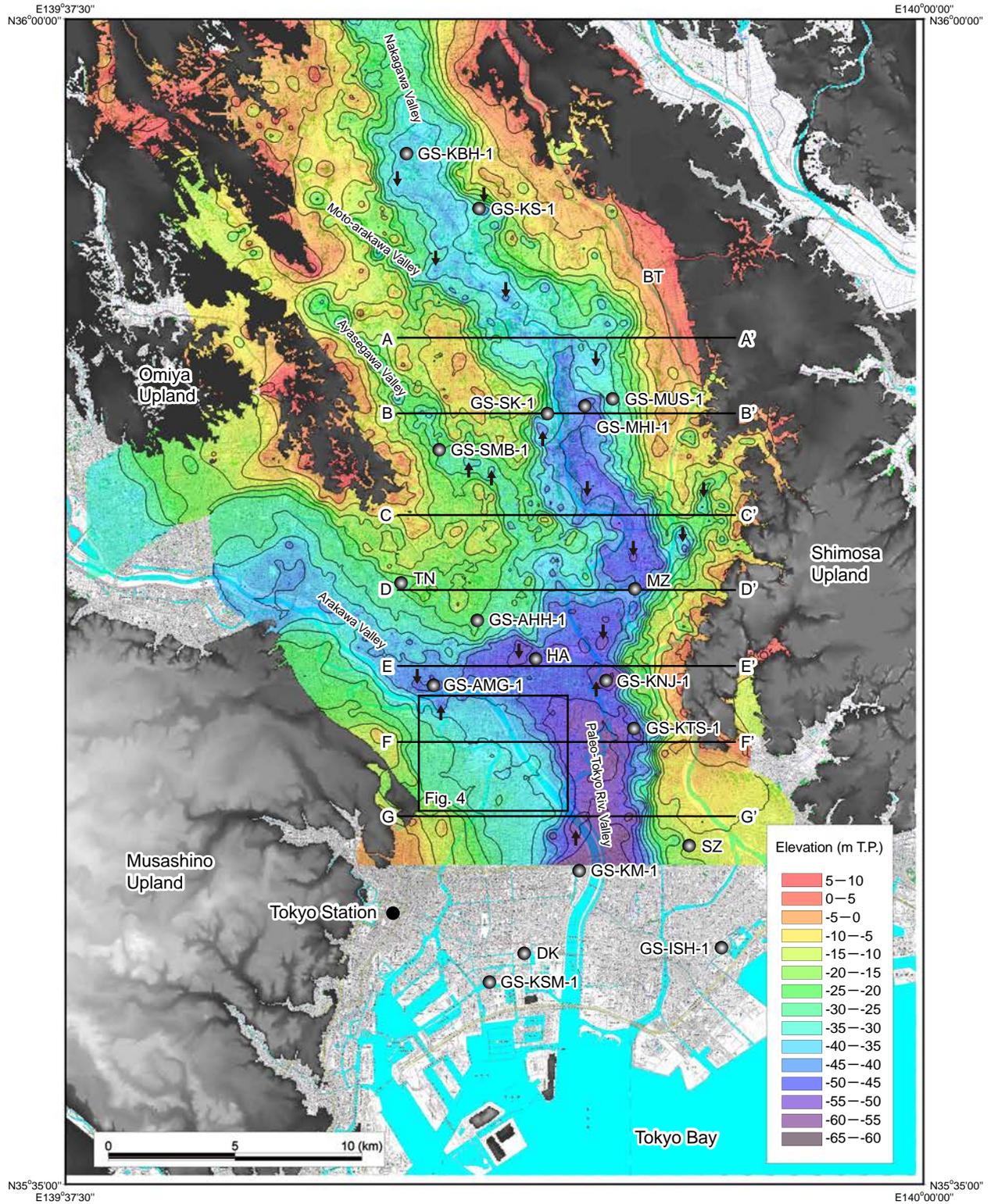
4. 埋没段丘における起伏地形の形成過程

東京低地と中川低地では、開析谷底のみならずGS-AMG-1の南の本所埋没段丘面などにおいても多数の起伏地形が認められる(第2図・第4図)。本所埋没段丘では、



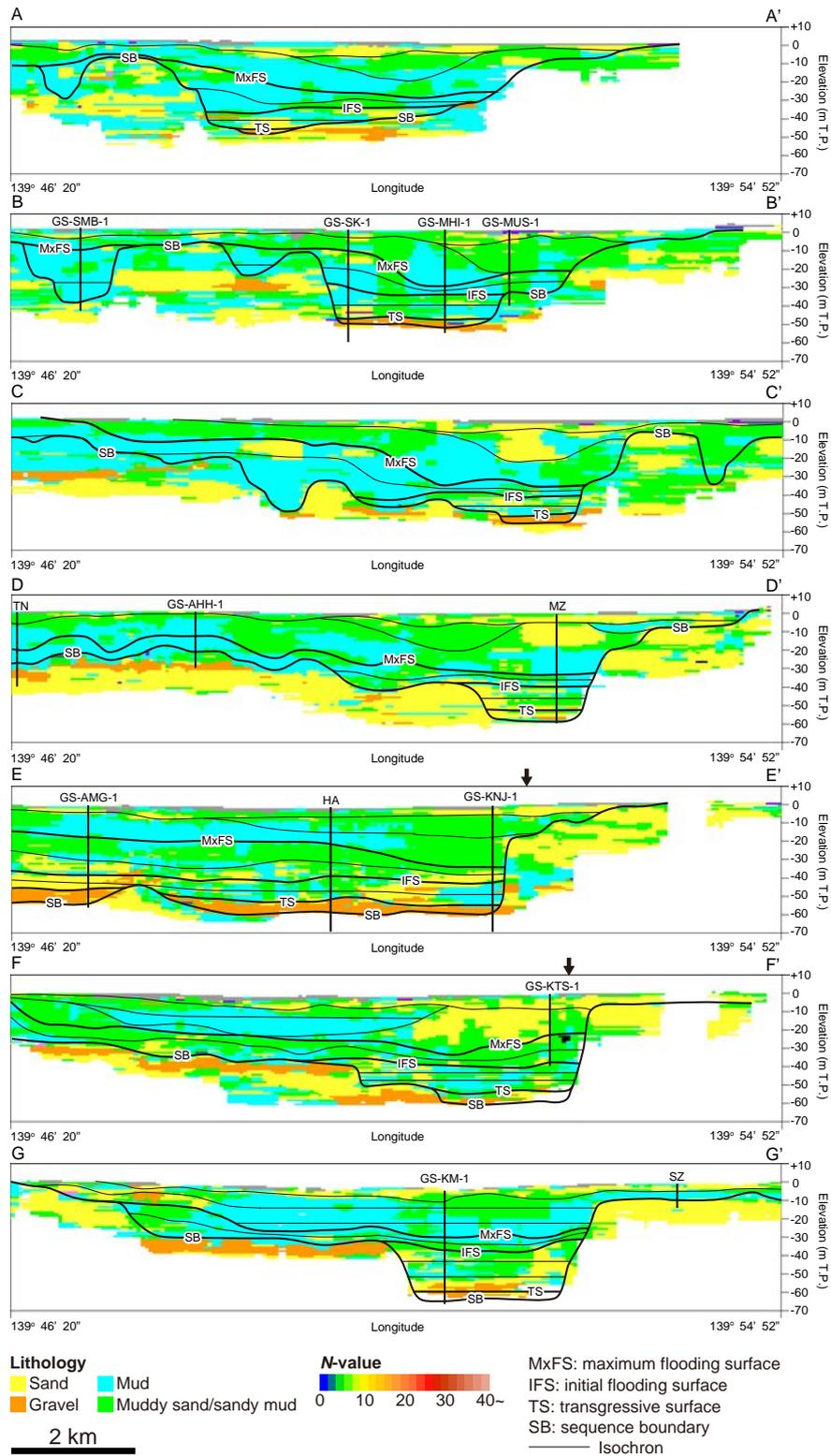
第1図 沖積層基底面図の作成に用いたボーリング柱状図資料のプロット。田辺ほか(2008)を一部改変。
Fig. 1 Distribution of borehole logs used for reconstruction of basal topography of the Alluvium.
Modified after Tanabe *et al.* (2008).

沖積層の基底にみられる起伏地形 (田辺・石原・小松原)



第2図 東京低地と中川低地における沖積層基底面図。矢印は河川の攻撃斜面において形成されたと考えられるピットホールを示す。ピットホールは2本以上のボーリング柱状図で確認されたものを示した。BTは下総台地の西縁の平坦面を示す。逆距離加重の際、セルサイズを250 mにした。田辺ほか(2008)を一部改変。

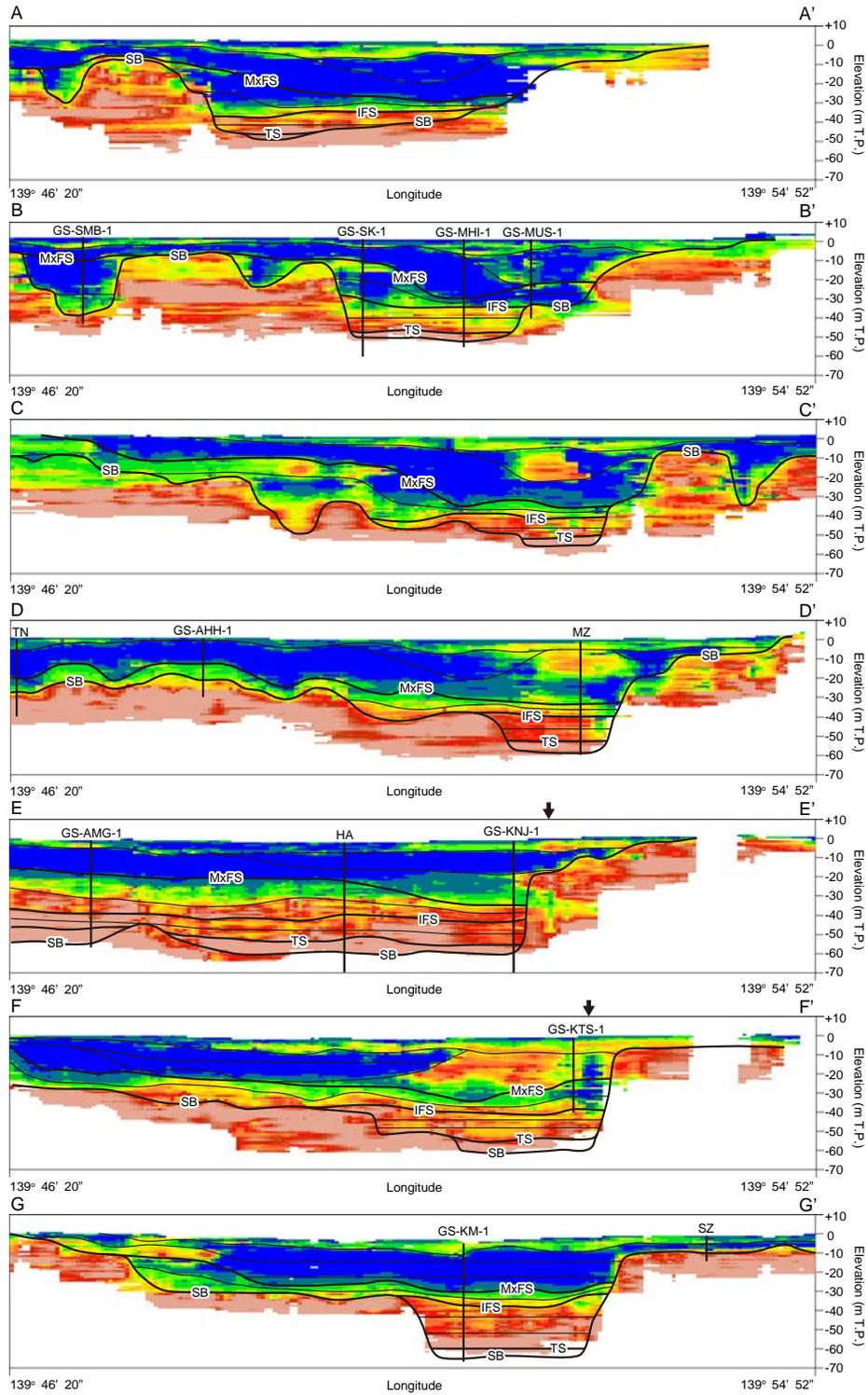
Fig.2 Basal topography of the Alluvium under the Tokyo and Nakagawa Lowlands. Black arrows show pit holes formed as a result of channel scar at undercut slope. Pit holes have been confirmed by two or more borehole logs. BT shows buried terrace along the western margin of the Shimosa Upland. Cell size of inverse distance weighting interpolation (IDW) is 250 m. Modified after Tanabe *et al.* (2008).



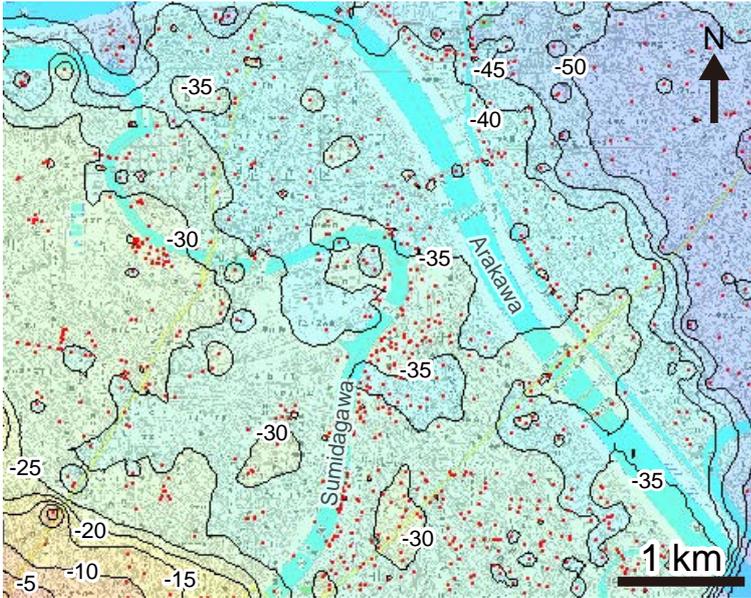
第3図 東京低地と中川低地における岩相(左)とN値(右)の断面図。SBは沖積層基底面を示す。埋没段丘ではSBを便宜的に礫層の上面においた。矢印は岩相とN値が不完全なボーリング柱状図資料を示す。位置は第2図を参照。

Fig.3 Cross sections of lithology (left) and N-value (right) in the Tokyo and Nakagawa Lowlands. SB shows the base of the Alluvium. Expedient SB has been drawn at the top of the buried terrace gravel. Black arrows show borehole logs with defective lithology and N-value. See Fig. 2 for location.

沖積層の基底にみられる起伏地形 (田辺・石原・小松原)



第3図 つづき
Fig.3 Continued.



第4図 本所埋没段丘における起伏地形。コンターの間隔は5 m で標高を示す。赤い点はボーリング柱状図の位置を示す。逆距離加重の際、セルサイズを100 m にした。

Fig.4 Undulating topography on the Honjo Buried Terrace. Depth contours of the base of the Alluvium are 5-m T.P. interval. Red spots indicate location of borehole logs. Cell size of IDW is 100 m. See Fig. 2 for location.

起伏地形は幅が1 km 以下の不規則な形状の凹地や凸地から構成されており、それらの比高は5 m 以上ある。これらの起伏地形は複数のボーリング柱状図資料で確認され、一部のボーリング柱状図資料で確認できるローム層の3 m 以下の層厚を考慮しても、起伏地形はなお存在する。それでは、これらの起伏地形は本来的に形成されたのであろうか。

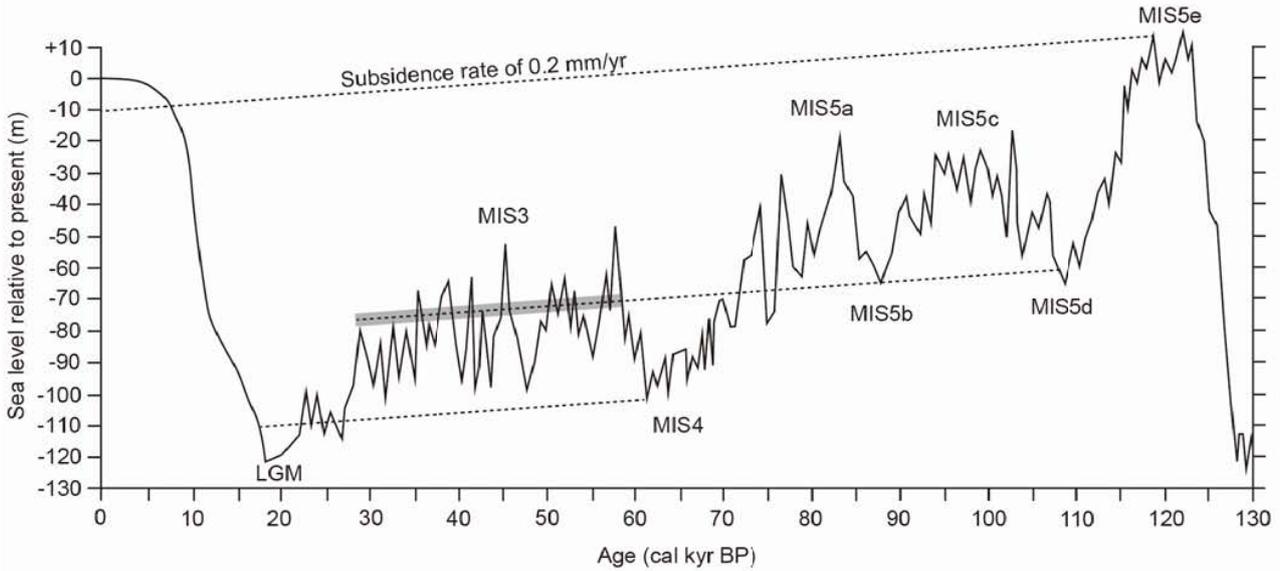
第5図に紅海におけるMIS5eから現在にかけての海水準変動曲線を示す(Siddall *et al.*, 2003; Dutton and Lambeck, 2012)。この海水準変動曲線は有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値を基に計算されたもので、Chappell (2002)やCutler *et al.* (2003)による隆起サンゴ礁の海水準測定値ともチューニングされている。MIS5eから現在にかけての連続した海水準変動曲線としては、この記録は現在最も精度の高いものの一つである。この海水準変動曲線によると、海水準はMIS5eには標高+10 m、MIS5d ~ aには標高-20 ~ -60 m、MIS4には標高-100 m、MIS3には標高-50 ~ -100 m、LGMには標高-120 m 付近にあった。第5図には、これに東京低地と中川低地における沈降速度(0.2 mm/yr)の点線を加筆した。

中川低地の沈降速度は、山口ほか(2009)によるMIS5eに相当する木下層の前浜堆積物の分布深度に基づき算出した。山口ほか(2009)によると、埼玉県久喜市ではMIS5eの前浜堆積物が標高-10 m 付近に分布しており、MIS5eにおける海水準を標高+10 m とすると、20 m 沈降していることになる。これをMIS5eの年代(120 ka)で割ると、0.16 mm/yr の平均沈降速度が得られる。日本列島ではハイドロアイソスタシーの影響によって、MIS5eにおいてもユースタシーと比べて相対的に海水準が高かった可能性がある。ちなみに、完新世中期の海水準高頂

期には日本列島ではユースタシーと比べて海水準が3 m 以上高かったとされる(Nakada *et al.*, 1991)。以上のことから、本論では沈降速度を0.2 mm/yr と概算した。なお、MIS5e以降の海水準変動についてもハイドロアイソスタシーの影響を受けている可能性が高いが、そのトレンドは変わらないと考えられる。

第5図によると、(1) MIS5eの高頂面が標高-10 m 付近にくることや、(2) MIS5d, bとMIS3の平均海水準がほぼ重なること、(3) MIS4とLGMの海水準が10 m 前後の違いでほぼ重なることが分かる。

(1)からは、例えば下総台地の西縁に分布する標高-10 m 以浅の平坦面(第2図のBTなど)は、MIS5に形成されたことが推察できる。木村ほか(2013)によるとこの平坦面は完新世の波食台とされている。しかし、完新世における奥東京湾では波浪よりも潮汐が卓越していた(田辺, 2013)。また、波浪が影響したとしても、奥東京湾の湾奥では現在の東京湾の平均波高である0.3 m よりもさらに波高は小さかったと考えられる。潮流や0.3 m 以下の波浪によって、木下層のN値20以上の固結した泥層が3 km 以上にわたって侵食され、このような広い平坦面が形成されたとは考えにくい。この平坦面は、標高-10 ~ 0 m にかけて分布しており、その深度は8.5 ~ 7.5 ka において海水準が一定の速度で上昇した時期にあたるが、この時期に波浪の影響する水深で平坦面を形成するような海水準の停滞はなかった(田辺ほか, 2012)。また、この平坦面には、完新世中期の海水準高頂期にあたる7 ~ 4 ka にかけて、下総台地の縁から奥東京湾の軸部にかけて泥質碎屑物が堆積しており、波浪による侵食地形というよりも堆積地形が形成されていた(田辺, 2013)。更に下総台地の標高-10 m 付近には木下層中にラビーンメン



第5図 MIS5eから現在にかけての海水準変動曲線。
Siddall *et al.* (2003) の海水準変動曲線に東京低地と中川低地における沈降速度 (0.2 mm/yr) の点線を加筆した。灰色の太線はMIS3の平均海水準を示す。MIS5eの海水準についてはDutton and Lambeck (2012)をもとに標高+10 m付近に修正した。

Fig.5 Sea-level curve since MIS5e.
Subsidence rate of 0.2 mm/yr is added to the sea-level curve of Siddall *et al.* (2003). Thick gray line shows mean sea-level during MIS3. Sea level during MIS5e is regarded as ca. T.P. +10 m on the basis of Dutton and Lambeck (2012).

ト面を介して貝殻密集層が被覆することから(中澤・田辺, 2011), この平坦面はMIS5e以降の河川侵食によって洗い出された地形面であった可能性もある。その場合、平坦面に被覆するはずのローム層は8.5~7.5 kaの海水準上昇に伴い軽微に削剥される。しかし、ボーリング柱状図資料のなかには、ローム層と解釈できる黄褐色の泥層が平坦面を構成する木下層に被覆するものも存在し、局地的にはローム層が残存する可能性がある。このため、上記の解釈には、この平坦面の直上に分布するローム層の確認や貝殻密集層の今後の年代測定が必要である。

(2)については、MIS5d, bにおける開析谷がMIS3の埋没段丘と重複することを意味する。従来、GS-AMG-1の南の本所埋没段丘は立川面(Tc1・2)として区分され、MIS3~LGMにかけて形成されたとされてきた(Kaizuka *et al.*, 1977) (第4図)。しかし、第5図は複数の時代の河川下刻が重複し、河川礫層が癒着した可能性を示す。この場合、MIS5d, bに形成された開析谷の基底礫層は、その後のMIS4の海水準低下によって形成された開析谷軸部において削剥された可能性がある。そして、部分的に残ったMIS5d, bの基底礫層は、引き続きMIS3の低海水準期に小規模に削剥された。その結果、本所埋没段丘の標高-40~-30 mの平坦面には、起伏の高いところにMIS5d, b, 起伏の低いところにMIS3の礫層が分布した可能性がある(第4図)。両礫層はほぼ同じ高さで切り合い

の関係にあることから、礫層は癒着し、複数の時代に形成された礫層が埋没段丘礫層としてみかけ上連続して分布する。このような発達概念に基づくと、起伏は礫層の上面にも下面にも形成される。また、MIS3における低海水準期は期間が5千年以下と短かったため、仮に河川下刻による削剥がなく、MIS3の平均海水準付近で形成された河床礫が、同じ高さに分布するMIS5d, bの基底礫層を側方移動によって全て削剥したとしても、河川の淵で形成された起伏地形がピットホールとして残存した可能性がある。

(3)については、MIS4とLGMの開析谷が重複することから、MIS4の開析谷がLGMの開析谷によってさらに広げられた可能性を示唆する。その結果、上述したような開析谷における広い谷幅や淵の形成がより顕著になった可能性がある。

なお、本論では東京低地と中川低地における沈降速度を概念的に0.2 mm/yrとしたが、沈降速度がさらに遅い場合や仮に沈降していない場合でも、(2)についてはMIS5d, bの開析谷とMIS3の埋没段丘が、(3)についてはMIS4の開析谷とMIS2の開析谷、そしてさらにはMIS6の開析谷が重複する可能性がある。

上述したように、複数のステージの開析谷や埋没段丘がほぼ同じ高さで重複すると、海水準や河川の下刻深度の違いによって、そこに形成される礫層には比高差が生

じうる。このことは、東京低地と中川低地と地震性地殻変動量の異なる他の沖積平野においても、沖積層基底面の地形が複数のステージに形成された地形面の重複の結果である可能性を示しており、その場合、いずれの平野においても起伏地形は本来的に存在することになる。

東京低地と中川低地のような沖積層基底の起伏地形は、大阪平野や北海道の黒松内低地と勇払平野沖合、そしてミシシッピ川流域においても確認されつつある。大阪平野では多数のボーリング柱状図資料によって、開析谷底に2 mほどの比高のピットホールが認められる(三田村・橋本, 2004)。また、黒松内低地と勇払平野沖合の音波探査側線では埋没段丘面に5 m前後の比高の起伏が認められる(杉山ほか, 2011; 佐藤, 2013)。さらに、ミシシッピ川の中流部では高密度のボーリング柱状図資料によって開析谷の基底や斜面に10 m前後の比高を持つ多数のピットホールの存在が明らかにされている(Van Arsdale *et al.*, 2014)。これらの起伏地形は、その規模と形態が東京低地と中川低地のものと類似しており、沖積層基底面の起伏地形が普遍的な特徴である可能性を支持している。これは言い換えれば、Kaizuka *et al.* (1977)などの従来の地形発達概念に基づく開析谷や埋没段丘のいわゆる“きれいな”面区分が不可能であることを意味する。

5. まとめ

本論では、最近の国内外の研究に基づき、東京低地と中川低地における沖積層基底の起伏地形の成因について、予察的な解釈を行った。台湾の研究は沖積層基底礫層がMIS3からLGMにかけた海水準低下によって形成されたことを示唆する。また、精度の高い海水準変動曲線に基づいて開析谷や埋没段丘の形成過程を検討した結果、複数の海洋酸素同位体ステージのものが同じ高さで重複する可能性が出てきた。このような事象を勘案すると、沖積層基底の起伏地形は本来的に形成されうるものであり、今後はこのような概念も念頭に沖積層基底面の形状を詳細化したうえで、開析谷と埋没段丘の地形発達史を読み解いていく必要がある。

謝辞：石原与四郎氏には岩相とN値の断面図を作成して頂きました。水野清秀氏と中澤 努氏には草稿の段階で有益なコメントを頂きました。また、編集委員の片山肇氏と査読者の尾崎正紀氏には有益なコメントを頂きました。以上の方々に記して謝意を表します。

文献

Chappell, J. (2002) Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces.

Quatern. Sci. Rev., **21**, 1229–1240.

Chen, H., Lee, T. and Wu, L. (2010) High-resolution sequence stratigraphic analysis of Late Quaternary deposits of the Changhua Coastal Plain in the frontal arc-continent collision belt of Central Taiwan. *Jour. Asian Earth Sci.*, **39**, 192–213.

Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S. and Bloom, A. L. (2003) Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **206**, 253–271.

Dutton, A. and Lambeck, K. (2012) Ice volume and sea level during the last interglacial. *Science*, **337**, 216–219.

遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘(1983) 関東平野の沖積層。アーバンクボタ, no. 21, 26–43.

遠藤邦彦・小杉正人・菱田 量(1988) 関東平野の沖積層とその基底地形。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, no. 23, 37–48.

井関弘太郎(1975) 沖積層基底礫層について。地学雑, **84**, 1–18.

石原武志・須貝俊彦・八戸昭一(2011) 荒川低地中・上流域と妻沼低地における最終氷期の埋没地形面群。第四紀研究, **50**, 113–128.

石原与四郎・宮崎友紀・江藤稚佳子・福岡詩織・木村克己(2013) 東京港湾地域のボーリング情報を用いた浅層3次元地質・地盤モデル。地質雑, **119**, 554–566.

Kaizuka S., Naruse Y. and Matsuda I. (1977) Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quatern. Res.*, **8**, 32–50.

貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編(2000) 日本の地形4関東・伊豆小笠原。東京大学出版会, 349 p.

木村克己・花島裕樹・石原与四郎・西山昭一(2013) 埋没地形面の形成過程を考慮したボーリングデータ補間による沖積層基底面モデルの三次元解析：東京低地北部から中川低地南部の沖積層の例。地質雑, **119**, 537–553.

Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T. (2002) Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quatern. Sci. Rev.*, **21**, 343–360.

Lu, C. (2006) *Stratigraphy and tectonics of southwestern plain of Taiwan since the last glacial period*. Master Thesis, National Central Univ., Taiwan, 143 p.

牧野内猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層(BG)および熱田層海成粘土層の年代—臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果—。

- 地質雑, **107**, 283–295.
- Matsuda, I. (1974) Distribution of the Recent Deposits and Buried Landforms in the Kanto Lowland, Central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, no. 9, 1–36.
- 三田村宗樹・橋本真由子(2004)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**, 253–264.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **85**, 107–122.
- 中澤 努・遠藤秀典(2002)大宮地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 41 p.
- 中澤 努・田辺 晋(2011)野田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72 p.
- 佐藤智之(2013)勇払平野沿岸域における反射法音波探査結果概要. 地質調査総合センター速報, no. 62, 1–8.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853–858.
- 杉山雄一・内田康人・村上文敏・津久井朗太(2011)黒松内低地帯南方延長部(内浦湾)の地質構造と活動性. 活断層・古地震研究報告, **11**, 21–53.
- 鈴木正章・吉川昌伸・遠藤邦彦・高野 司(1993)茨城県桜川低地における過去32,000年間の環境変遷. 第四紀研究, **32**, 195–208.
- 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, **122**, 949–967.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄(2008)東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形. 地調研報, **59**, 497–508.
- 田辺 晋・石原与四郎・中西利典(2010a)東京低地から中川低地にかけての沖積層の層序と物性: 沖積層の2部層区分について. 地質雑, **116**, 85–98.
- 田辺 晋・中西利典・中島 礼・石原与四郎・内田昌男・柴田康行(2010b)埼玉県の中川開析谷における泥質な沖積層の埋積様式. 地質雑, **116**, 252–269.
- 田辺 晋・中島 礼・吉岡秀佳・竹内美緒・柴田康行(2010c)東京都足立区平野地区から採取した沖積層コア(GS-AHH-1)の堆積相と放射性炭素年代. 地調研報, **61**, 453–463.
- 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. 地質雑, **118**, 1–19.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努(2009)関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された350 mボーリングコア(GS-SB-1)の層相と堆積物物性. 地調研報, **60**, 147–197.
- Van Arsdale, R.B., Cupples, W.B. and Csontos, R.M. (2014) Pleistocene–Holocene transition in the central Mississippi River valley. *Geomorphology*, **214**, 270–282.

(受 付 : 2014年3月4日 ; 受 理 : 2014年6月30日)

