

公益財団法人国土地理協会 第 17 回学術研究助成

沖積低地表層の有機質堆積物に着目した氾濫原の
発達過程の解明

研究代表者 堀 和明 名古屋大学大学院環境学研究科

共同研究者 石井 祐次 産業技術総合研究所

1. はじめに

沖積低地、とくに自然堤防や後背低地（後背湿地）によって特徴づけられる氾濫原（蛇行原）（海津，1994；鈴木，1998）表層には腐植物を多く含む有機質泥や泥炭層が発達することが多い。このような有機質堆積物は、最終氷期最盛期以降の海水準上昇にともなって生じた浅海域が完新世中期以降に埋積された後、陸域において形成されてきたと考えられている。これまでの研究では、氾濫原下の有機質堆積物の分布深度や放射性炭素年代値にもとづいて、最終氷期最盛期以降の気候変動や海水準変動といった外的要因と氾濫原の形成過程との関係が議論されてきた（Ishii et al., 2016；石井，2017）。一方、氾濫原の形成過程は、地形・堆積システムに内在するさまざまな要因、例えば、流路付近での氾濫堆積物の累重、破堤にともなうアバルションの段階的な進行（Smith et al., 1989；Toonen et al., 2016）、放棄流路の再活動によるアバルションの発生（Makaske et al., 2002；Aslan et al., 2005）にも影響される。したがって、有機質堆積物の形成に関しても外的要因のみでなく、地形・堆積システム自体に内在する要因が強く効いてきた可能性がある。

本研究で対象とする濃尾平野の氾濫原においても、後背低地が広く分布する平野西部を中心に、表層部とくに現在の海水準よりも下に有機質堆積物（泥炭層）が分布していることが知られている（古川，1972；山口ほか，2006）。古川（1972）は、平野西部に発達する泥炭層の上面標高が平均−2 mにあることや花粉分析結果から、泥炭層形成時期に海水準低下（弥生の小海退）が関与した可能性を指摘したが、表層堆積物の層相や年代値についての情報が十分に得られているとはいえない。したがって、氾濫原に分布する有機質堆積物の形成が何を意味するのかについて、詳細なデータをもとに論じていく必要があるだろう。本研究では、多数の資・試料の解析・分析にもとづいて、有機質堆積物の空間分布とその形成年代を詳細に明らかにした上で、有機質堆積物の形成および氾濫原の発達過程を議論する。

2. 調査地域

濃尾平野に広がる沖積低地は、主として木曾三川（木曾川，長良川，揖斐川）および庄内川によって運搬されてきた土砂によって形成されてきた。木曾三川の流域面積は 9,100 km² で、庄内川の流域面積 1,010 km² を加えると 10,110 km² になるが、これらの約半分は木曾川流域によって占められる。また、沖積低地の面積は約 1,300 km² である。木曾三川が流入する海岸付近の潮差は大潮時で約 1.9 m、有義波高は 0.5 m となっている。

沖積低地の地形は、上流側から扇状地、氾濫原（自然堤防—後背湿地帯）、三角州に区分されている（図 1）。扇状地は河川勾配の小さくなる、山地と平野の境界付近に形成されている。とくに犬山付近から下流側には長さ 13.9 km、面積 100 km² 程度の規模をもつ、勾配の小さい扇状地が形成されており（Saito and Oguchi, 2005）、扇状地上には一之枝川（現青木川）、二之枝川（三宅川）、三之枝川（日光川）などの旧派川が分布する。また、現在の木曾川流路の平面形態は網状を呈し、河床物質も砂礫からなる。氾濫原では、木曾川左岸に位置する稲沢市およびその周辺に自然堤防をはじめとする微高地が広く分布するのに対して、揖斐川周辺には後背低地の広がりが目立つ。三角州は平野の西側を流れる揖斐川や長良川沿いに広く分布するが、一部の埋立地を除いて大部分は平均潮位以下である。三角州を構成する干潟の多くは、江戸時代以降の新田開発にともなう干拓や港湾・工業用地整備にともなう埋立てによって急速に失われた。

海岸線よりも海側に位置する三角州の水中部分は水深 2.5m 付近までほぼ平坦になっており、木曾川の流軸に沿って濤がみられることもある。水深 10m 付近に向かって傾斜が大きくなり、それ以降では再び緩傾斜となる。

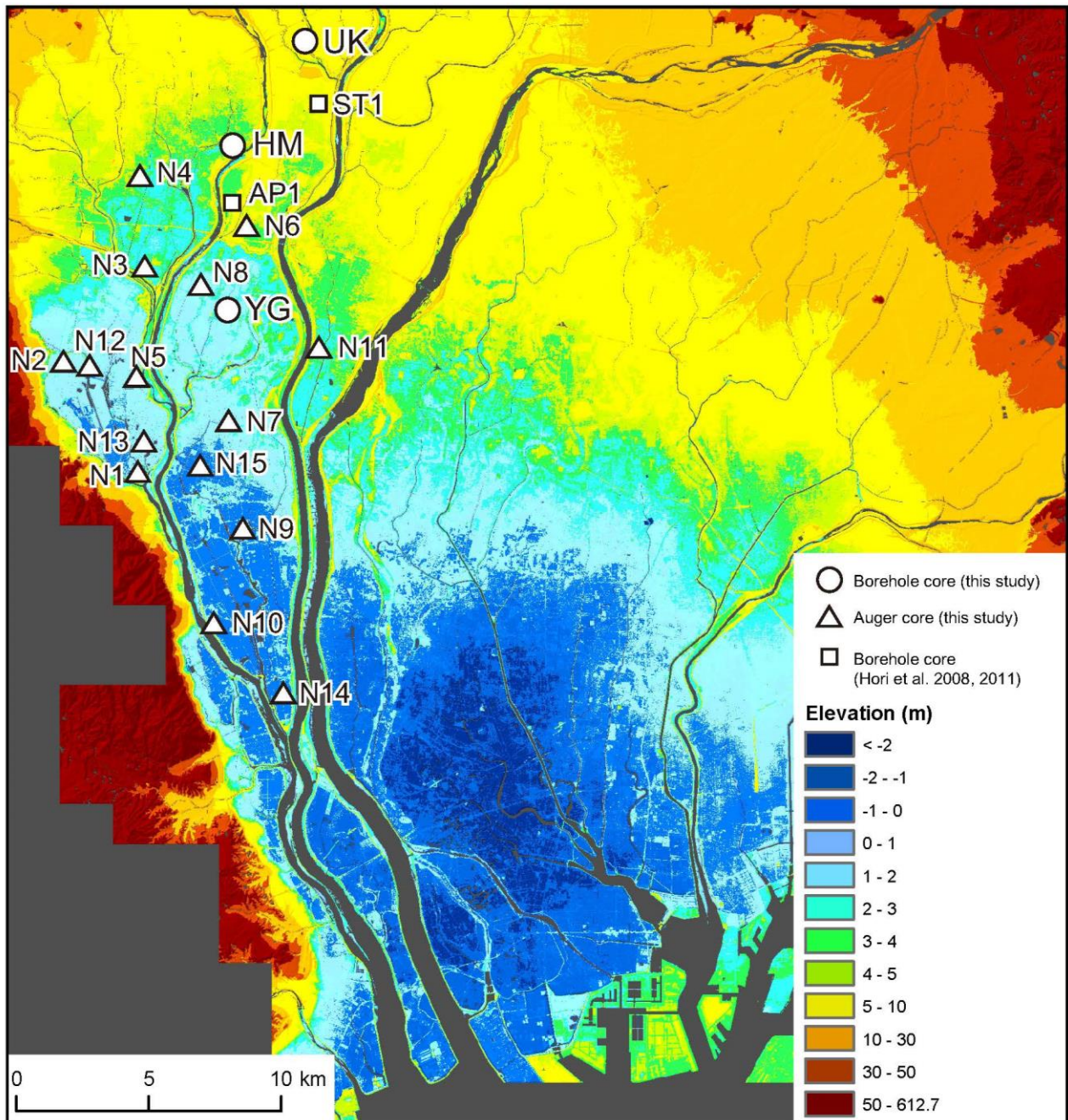


図1 濃尾平野とボーリング地点位置図

平野下の沖積層は海岸部で層厚 50–60m で、上流側に向かって層厚が減少していく傾向がある。沖積層の層相は、下位から沖積層基底礫層、沖積下部砂層、沖積中部泥層、沖積上部砂層、頂部陸成層に細分されており（井関，1983）、地層名との関係でいうと、沖積層基底礫層は第一礫層、沖積下部砂層は濃尾層、沖積中部泥層や沖積上部砂層、頂部陸成層は南陽層にそれぞれほぼ相当する。本研究では、主として、南陽層のうち沖積上部砂層や頂部陸成層に相当する堆積物を扱う。

平野西縁を南北方向に走る養老断層の活動によって、平野は西に傾動しつつ沈降（濃尾傾動（地塊）運動）を続けており（桑原，1968）、平野西部における沈降速度は年 1 mm 程度と考えられている（須貝・杉山，1998）。この運動により平野下の堆積物は西側のほうが東側に比べて厚くなっている。

3. 研究手法

濃尾平野の地形の特徴や既存ボーリング柱状図、木曾川上流河川事務所および同下流事務所に保管されていた土質試料の特徴 (Hori, 2018) を考慮して、浅層に有機質堆積物が分布すると予想された 15 地点 (N1 から N15) において、2017 年 11 月から 2018 年 1 月にハンドオーガによる試料採取 (最長 5 m) をおこなった。また、2018 年 2 月に 3 地点で機械ボーリングによるオールコア堆積物の採取を実施した。オールコア堆積物の採取は、瑞穂市牛牧 (UK), 大垣市平町 (HM), 輪之内町四郷 (YG) でおこなった。以下、各コアの名称を UK コア, HM コア, YG コアとする。コア採取地点の標高および掘削長は、UK が 5.6 m, 23 m, HM が 3.2 m, 10 m, YG が 1.3 m, 10 m である。掘削長の大きい UK は、深度 22 m 付近で沖積層基底礫層に到達したと考えられる。すべての試料採取地点の緯度・経度・標高は、Ashtech 社製 Promark 120 を用いて取得した。

ハンドオーガで採取した堆積物については現地で写真撮影、簡便な記載をおこなった後、5 cm ごとに分析用試料を採取した。採取した堆積物については、強熱減量 (LOI: loss on ignition) を 10 cm 間隔で測定した。強熱減量は試料を 105°C で 24 時間乾燥させ、ろつぽに約 0.5–2 g を分取した後、電気マッフル炉 (ADVANTAC 社製 FUL220FA) 内で、750°C, 1 時間強熱して求めた。泥炭の区分についての定義は一義的ではないが (Wüst et al. 2003), 本研究では van Asselen et al. (2010) にしたがって強熱減量 20%以上の堆積物を泥炭、約 10–20%の堆積物を有機質泥とした。

機械ボーリングで採取したコア堆積物については、半裁後、写真撮影や記載をおこない、5 cm ごとに分析用試料を採取した。また、色調やかさ密度、砂や礫の含有率、電気伝導度、強熱減量の測定、軟 X 線写真の撮影をおこなった。色調は、半裁直後のコアの切断面をサランラップ®で覆い、土色計 (KONICAMINOLTA SPAD-503) を用いて測定した。色調は $L^*a^*b^*$ で表示した。 L^* は明度で、0 が黒、100 が白となる。 a^* および b^* は色度で、それぞれ、 a^* が +だと赤方向、-だと緑方向、 b^* が +だと黄方向、-だと青方向となる。湿潤および乾燥かさ密度については容積 7 cc のキューブに試料を採取し、半裁直後の重量および乾燥後の重量を測定して求めた。測定は 10 cm 間隔でおこなった。砂と礫を合わせた含有率は試料数 g を分取して乾燥、秤量した後、0.063 mm の篩の上で水洗し、泥を洗い流した残渣を乾燥、秤量して求めた。また、この残渣を 2 mm の篩に通して、礫の含有率を求めた。測定はおおよそ 20 cm 間隔でおこなった。強熱減量の測定は表層の泥質堆積物を対象とし、ハンドオーガで採取した堆積物と同様の方法で求めた。電気伝導度 (EC: electric conductivity) は横山 (1993) にしたがって、乾燥、粉碎した試料 10 g に蒸留水 120 ml を加えて攪拌、放置し、1 時間後および 5 日後に電気伝導率計 (HORIBAD-54) で測定した。測定は表層部に限定して 50 cm 間隔でおこなった。本研究では 5 日後の値を用いた。軟 X 線写真は、電圧 30 または 40 kV, 電流 4 mA, 照射時間 3 秒として撮影した。

放射性炭素年代は、ハンドオーガおよび機械ボーリングで採取したコア堆積物に含まれていた木片や植物片、貝殻片を対象に、DirectAMS および名古屋大学の加速器質量分析装置を用いて測定した。年代値の暦年較正には OxCal4.3 (Bronk Ramsey, 2009) を利用した。木片や植物片については IntCal13, 貝殻片については Marine13 の較正データセット (Reimer et al., 2013) を用いた。なお、貝殻片の年代値の較正の際は、 $\delta R = 0$, 海洋炭素 100%とした。

4. 結果

4.1 オールコア堆積物の記載

堆積物の粒度や堆積構造，電気伝導度，色調などにもとづいて，UK コアは 6 つのユニット，HM コアは 2 つのユニット，YG コアは 3 つのユニットにそれぞれ分けられた (図 2, 3, 4). 以下に，各ユニットの特徴と堆積環境を述べる.

4.1.1 UK コアの層相と堆積環境

ユニット UK1 (深度 : 23.0–21.4 m) は亜円礫が卓越する砂礫層と，それを覆う上方細粒化する極細粒砂層によって構成される. 基質は中粒～粗粒砂からなり，礫の最大長径は 5 cm 程度である. 本ユニットには中礫が多く含まれることから，網状河川の流路において堆積したと考えられる. また，

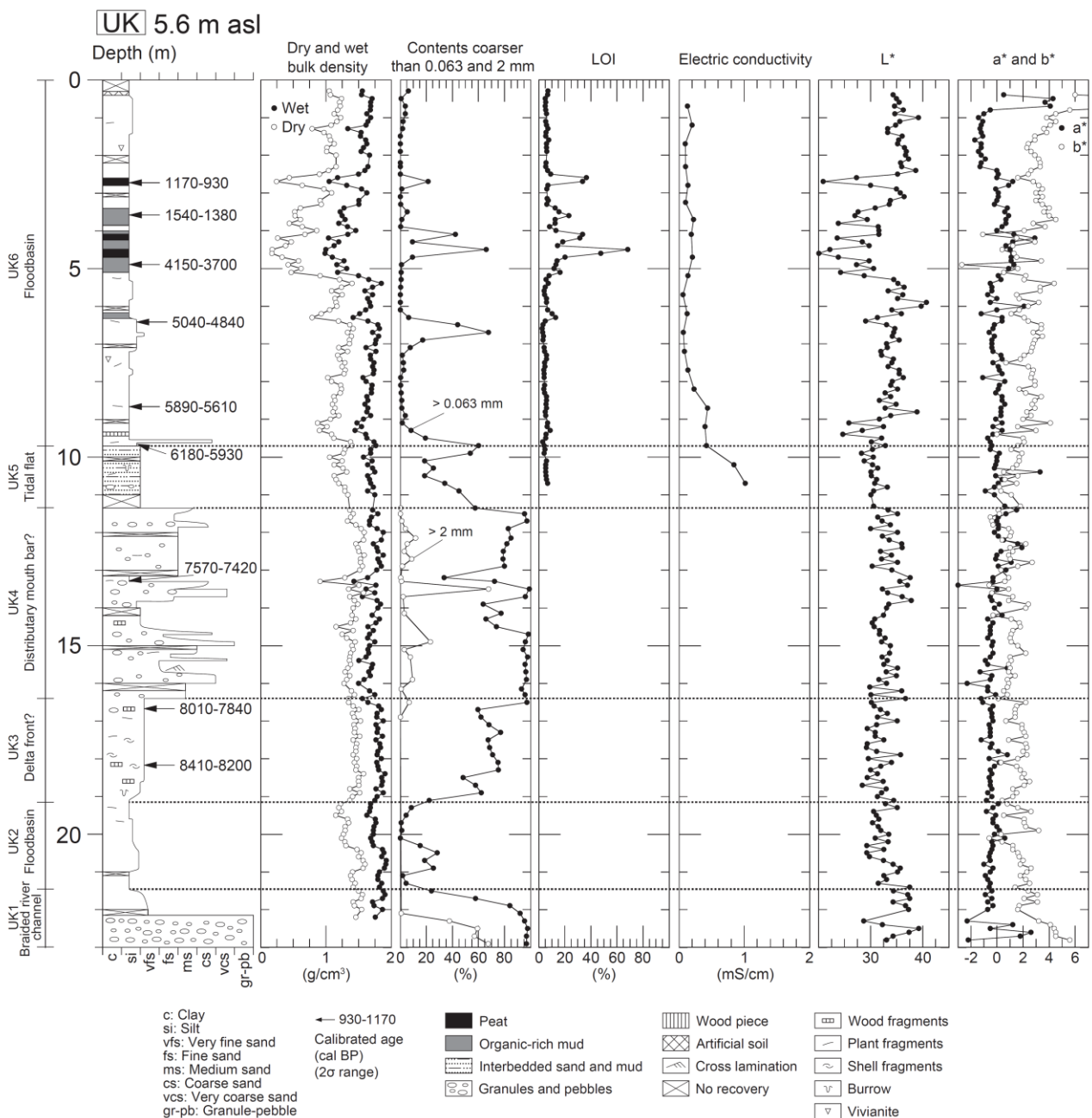


図 2 瑞穂市牛牧 (UK) で採取したボーリングコア堆積物の柱状図

上方細粒化する砂層は流路が放棄されていく過程で堆積したと解釈した。

ユニット UK2 (深度: 21.4–19.2 m) は主に灰色を呈するシルトによって特徴づけられ、上部では炭化した植物片を含む。貝化石や生痕化石が認められないことから、河成層であることが示唆される。本ユニットは氾濫原の中でも主に細粒な泥が堆積する後背低地において堆積したと考えられる。

ユニット UK3 (深度: 19.2–16.4 m) は貝殻片や植物片、木片を含む砂層であり、生痕化石がみられる。本ユニットは貝化石や生痕化石を含むことから、海成層であると考えられる。泥質なプロデルタ堆積物を覆うデルタフロントにおいて特徴的に認められるような上方粗粒化は顕著ではないものの、上位のユニット UK4 との関係を踏まえると、このユニットはデルタフロントに相当するような環境で堆積した可能性がある。

ユニット UK4 (深度: 16.4–11.3 m) は主に砂で構成されるが、深度 13.3–13.2 m と 14.0–13.9 m に泥層を挟在する。本ユニットは長径が 2 cm 以下の中礫や細礫を含む。また、植物片や木片がときおり認められる。下部では粒度の変化が激しいものの、上部では粒度は安定している。下部では特に淘汰が良く、深度 15.7 m 付近に斜交葉理が認められた。上位および下位のユニットがどちらも海の影響を示唆することから、本ユニットもこれらのユニットと同様に海の影響を受ける環境下で形成されたと考えられる。本ユニットは淘汰の良い砂層を含んでおり、下位の UK3 に比べて粗粒であることから、河口洲において堆積したことが示唆される (例えば堀ほか 2014)。

ユニット UK5 (深度: 11.3–9.7 m) は生痕化石が認められる砂泥互層であり、全体的に淘汰が悪い。砂層の層厚は 20 cm 以下であり、砂の粒度は主に極細粒砂～細粒砂である。電気伝導度 (EC) は 0.76–0.95 mS/cm を示すことから、海成堆積物であると考えられる。本ユニットは、UK4 (河口洲堆積物) を覆う海成堆積物であることを考慮すると、干潟堆積物であると解釈される。山口ほか (2006) においても、本ユニットと同様に全体を通して淘汰が悪い砂質シルト～シルト質中粒砂からなる干潟堆積物が認められている。

ユニット UK6 (深度: 9.7–0 m) はシルト、有機質泥、および泥炭によって主に構成される。シルト層中には植物片や藍鉄鉱がときおり認められる。有機質泥および泥炭は、特に本ユニットの中部に多く認められる。有機質堆積物の L^* は 30 以下と比較的低い値を示すことが多い。本ユニットはユニット 2 と同様に、後背低地において堆積したと考えられる。特に、有機質泥や泥炭の堆積中には碎屑物の供給が少なく、かつ湿地性の植物が繁茂できるほどの水位が保たれていたと推測される。

4.1.2 HM コアの層相と堆積環境

ユニット HM1 (深度: 10.0–5.0 m) は亜円礫～亜角礫の卓越する砂礫層から泥層への上方細粒化を示す。礫の最大長径は 3 cm 程度である。深度 6.0–5.0 m の砂質シルト層中には植物片や木片が比較的多く認められ、深度 5.4–5.3 m においては層厚 5 mm 以下の黒色を呈する複数の薄層が砂質シルト層中に挟在する。本ユニットは砂礫層を主体とすることから、河川流路堆積物であると解釈される。砂礫層から泥層への上方細粒化は、流路の放棄過程を反映している。

ユニット HM2 (深度: 5.0–0 m) の下部は木片や植物片を多く含むシルトによって構成されており、深度 3.0–1.4 m は有機質堆積物が連続して堆積している。UK コアのユニット UK6 と同様に、有機質堆積物の L^* は約 30 以下を示すことが多い。深度 1.6 m における泥炭層と有機質泥層との境界は明瞭である。深度 0.8 m には層厚 7 cm の級化を示す砂層が認められる。本ユニットは主に泥質および有機質な堆積物によって構成されていることから、後背低地において堆積したと推測される。深度 0.8 m の砂層は、破堤堆積物の可能性がある。

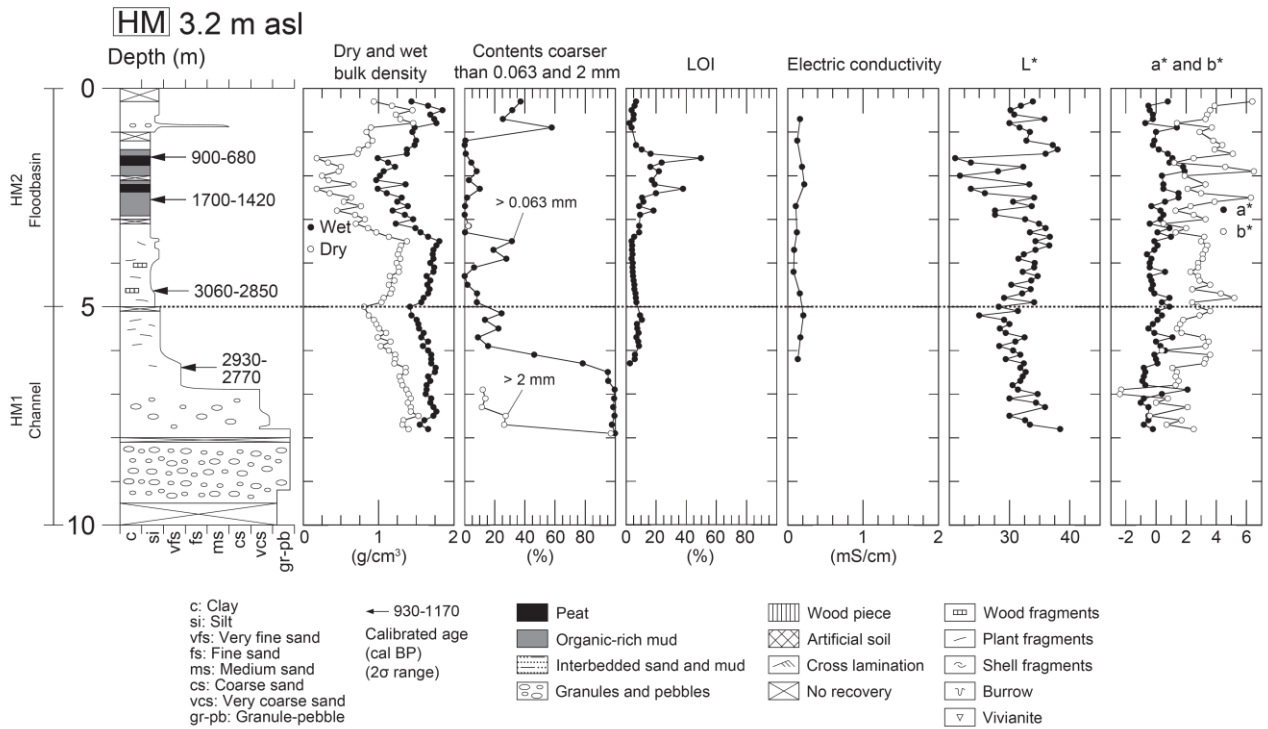


図3 大垣市平町 (HM) で採取したボーリングコア堆積物の柱状図

4.1.3 YG コアの層相と堆積環境

ユニット YG1 (深度: 10.0–5.2 m) は淘汰の良い極細粒砂～中粒砂層を主体としており、全体を通して上方粗粒化する傾向を示す。植物片や木片、貝殻片が含まれており、リップル葉理が認められる。貝殻片を含む淘汰の良い砂層であることから、河口洲堆積物であると解釈される(堀ほか 2014 など)。ユニット YG2 (深度: 5.2–4.0 m) はシルト～砂質シルトおよび有機質泥によって構成される。本

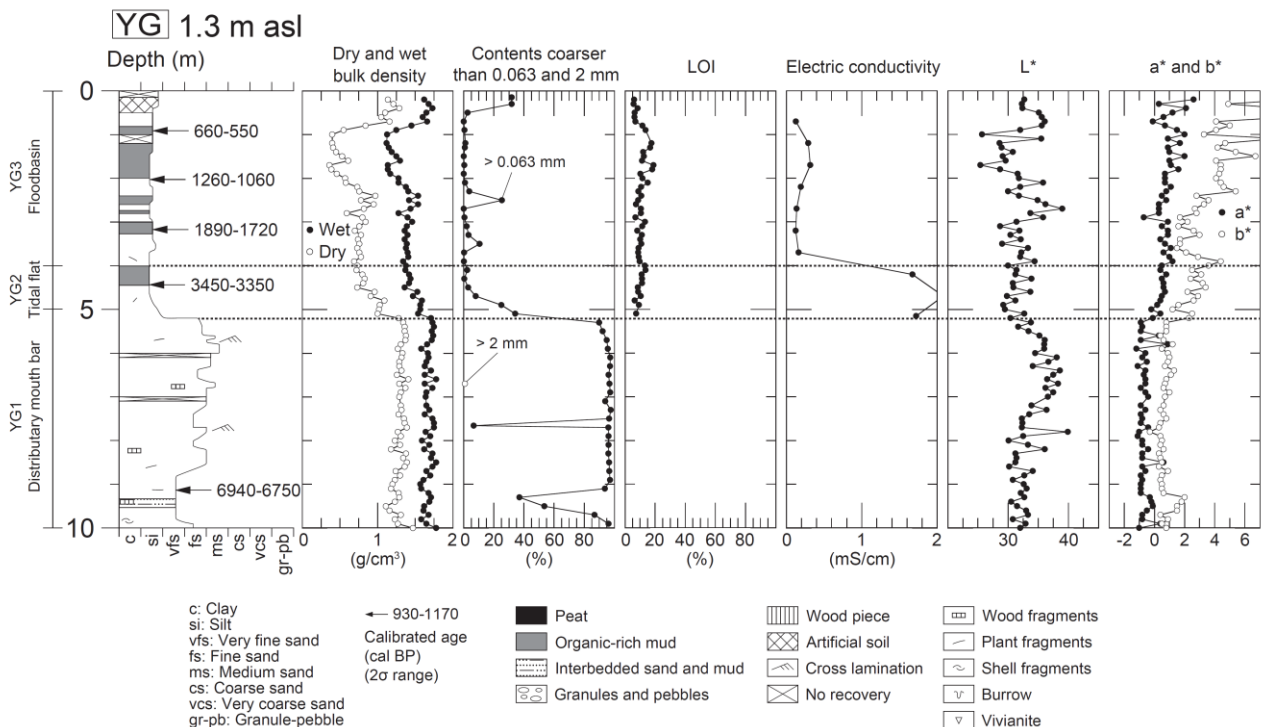


図4 輪之内町四郷 (YG) で採取したボーリングコア堆積物の柱状図

ユニット中には、縦方向に 5 cm 以上の長さを持つ植物片が特徴的に認められる。本ユニットの有機質泥層の L*は下位の泥層とほとんど変わらず、強熱減量 (LOI) のわずかな上昇のみによって特徴づけられる。EC は 1.7–2.1 mS/cm と高い値を示すことから、海成堆積物であると解釈される。本ユニットは河口洲堆積物を覆う海成の泥層であることから、泥質干潟や塩性湿地の環境で堆積したと推測される。

ユニット YG3 (深度: 4.0–0 m) はシルトおよび有機質泥層の互層となっている。深度 2.0–0.8 m の有機質泥層は 15–19%と比較的高い LOI を示す層準を含み、L*は約 30 以下と低い値を示す。一方、下位にみられる複数の有機質泥層の LOI は 10–14%と比較的低く、L*も泥層とほぼ同様の値を示す。シルト層中には植物片がときおり含まれる。本ユニットは細粒な泥および有機質な堆積物によって主に構成されていることから、後背低地において堆積したと解釈される。

4.2 ハンドオーガで採取した堆積物の記載

N7, N10, N14 地点を除いて、後背低地の堆積物であると解釈される灰色のシルトや有機質堆積物が卓越している。泥層中には植物片がときおり含まれる。N1, N2, N3, N7, N8, N9, N10, N11, N12, N13, N15 の 11 地点では、有機質堆積物が認められた (図 5)。有機質泥層は茶色や暗灰色、泥炭層は黒茶～黒灰色を呈することが多い。これらの有機質堆積物中には貝殻片などの海の影響を示唆するものは含まれていない。しかし、YG コアのように塩生湿地の環境下でも有機質堆積物が堆積しうることから、これらの有機質堆積物やその下位の堆積物の堆積環境については、後に YG コアとの比較にもとづいて検討する。

N1, N2, N7, N10, N11, N13, N15 地点では、有機質堆積物よりも上位に極細粒砂～細粒砂層が認められた。これらの砂質な堆積物は現在の地表面付近にみられることから、氾濫原において堆積した破堤堆積物や自然堤防堆積物などと推測される。

4.3 有機質堆積物の空間分布

有機質泥層の層厚にはばらつきがあり、最も薄い N10 地点では 0.2 m、最も厚い N12 地点では 1.2 m となっている (図 5)。揖斐川よりも西側では有機質堆積物が厚く堆積していることが多く、N3, N12 地点では泥層を挟みながら約 1 m 以上にわたって有機質堆積物が堆積している。揖斐川と長良川との間に位置する N7, N9, N10, N15 では有機質堆積物の層厚は 0.2–0.7 m と比較的薄い。

有機質堆積物の分布標高は、養老山地に最も近い N2 地点が最も低く、標高 -3.6～-2.9 m (深度 4.3–3.6 m)、となっている (図 5)。N2 地点の東側に位置する N12 地点では、N2 地点よりもやや高い位置 (標高 -2.8～-1.5 m および標高 -0.8～-0.5 m、深度 2.9–1.6 m および深度 0.9–0.6 m) に有機質堆積物が認められる。N2 地点の南東側に位置する N1 地点は、N2 地点と同様に養老山地に近いが、有機質堆積物の標高は -2.4～-1.9 m (深度 2.6–2.1 m) と相対的に高い。また、N1 地点の北東側に位置する N13 地点の有機質堆積物の標高 (-2.6～-1.7 m、深度 2.8–1.9 m) は、N1 地点とほぼ同じである。N1 地点よりも南側に位置し、養老山地に近い N10 地点では標高 -2.3～-2.1 m (深度 1.8–1.6 m) に泥炭層が形成されている。

上記の養老山地に比較的近い地点に比べて、N8 地点を除くその他の地点における有機質堆積物の下端の標高は -2 m よりも高い。N7, N9, N15 地点ではそれぞれ有機質堆積物の標高が -1.9～-1.3 m (深度 2.6–2.0 m)、標高 -1.7～-1.1 m (深度 1.4–0.8 m)、標高 -1.8～-1.5 m (深度 1.4–1.1 m) と良く揃っている (図 5)。これらの地点よりも上流側に位置する YG コアの後背低地堆積物にみられる、最下位の有機質泥層の標高は -1.9～-1.7 m (深度 3.2–3.0 m) である。また、N3, N11 地点の

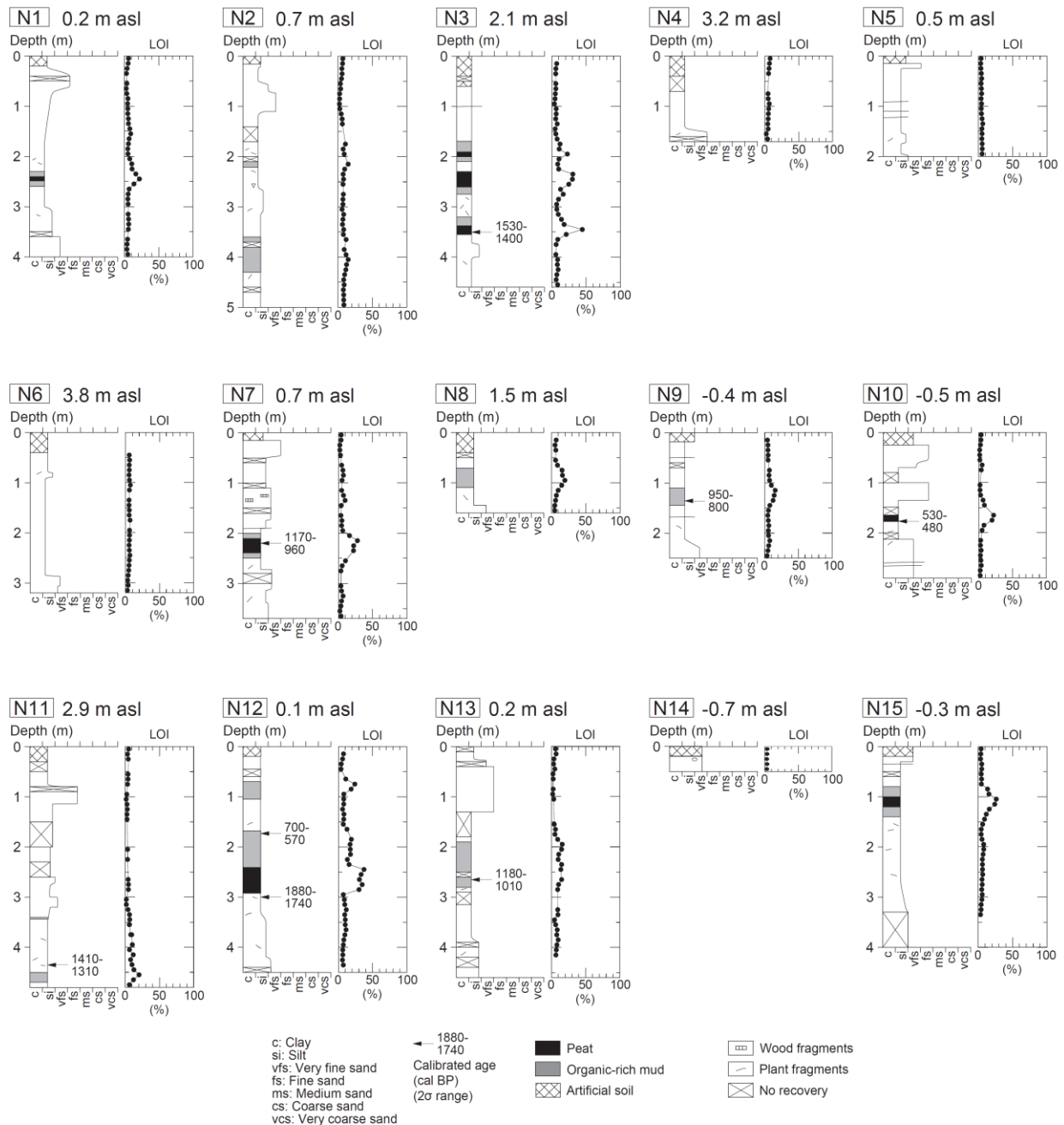


図5 ハンドオーガで採取した堆積物 (N1-N15 地点) の柱状図

有機質堆積物の標高はそれぞれ-1.5~0.4 m (深度 3.6-1.7 m), 標高-1.8~-1.5 m (深度 4.7-4.4 m) となっている。

N8 地点では標高 0.4~0.8 m (深度 1.1-0.7 m) に有機質泥層が認められている。この有機質泥層は、現在の海水準下にみられる有機質堆積物と対比されるものではないと考えられる。

ハンドオーガにより試料を採取した地点では、有機質堆積物の分布標高は基本的に現在の海水準よりも低く、標高 1 m よりも高い位置には認められない。一方、UK, HM コアでは現在の海水準よりも高い位置に有機質堆積物が厚く堆積している。有機質堆積物の上端の標高は UK コアで標高 3.0 m, HM コアで標高 1.8 m である (図 2, 3)。

4.4 有機質堆積物の放射性炭素年代値

UK コアでは深度 6.4–6.2 m の有機質泥層の直下から 5,040–4,840 cal BP の年代値が得られた (図 2). 深度 5.2–3.4 m の有機質堆積物は 4,150–3,700 cal BP には堆積を開始し, 1,540–1,380 cal BP には堆積が終了したと考えられる. また, 最上位の泥炭層 (深度 2.8–2.6 m) からは 1,170–930 cal BP の年代値が得られた.

HM コアでは深度 2.6 m から 1,700–1,420 cal BP の年代値が得られており, 深度 3.0 m を下端とする有機質泥層の形成開始時期はそれ以前であると考えられる (図 3). 有機質泥層の形成は 900–680 cal BP には終了し, 泥層によって覆われた.

YG コアでは約 3,400 cal BP に塩性湿地の環境下で有機質泥が堆積し始めたと考えられる (図 4). 1,830–1,130 cal BP には有機質泥層と泥層の互層が形成され, 1,130–600 cal BP には有機質泥層が連続して形成された.

N12 地点では 1,830–670 cal BP に有機質堆積物が堆積しており, ハンドオーガによって採取した有機質堆積物の中では最も古い年代値が得られた (図 5). 次に古いのは N3 地点で, 約 1,470 cal BP には有機質堆積物が形成され始めた. N11 地点では有機質泥層の上位から 1,410–1,310 cal BP の年代値が得られており, N11 地点の有機質堆積物の堆積時期が, N3 地点の有機質堆積物の形成開始時期とほぼ同時期であることが示唆される. N7, N9, N13 地点の有機質堆積物から得られた年代値はそれぞれ 1,170–960 cal BP, 950–800 cal BP, 1,180–1,010 cal BP であり, 近い値を示す. 最も下流側に位置する N10 地点の泥炭層からは 530–480 cal BP の年代値が得られた.

5. 考察

5.1 氾濫原の拡大過程

HM コア付近には約 3000 cal BP 以前に河川流路が位置し, 下位の海成層が侵食された可能性があるため, 海成層から河成層の形成される環境へと遷移した時期を明らかにすることができなかった (図 3). 一方, UK コア, YG コアではそれぞれ約 6,000 cal BP および 3,000–2,000 cal BP に干潟の環境から氾濫原の環境へと変化したと考えられる (図 2, 4). 現在の木曾川よりも西側では, 本研究の UK コア, YG コアのほかに ST1 コア (堀ほか 2008), AP1 コア (Hori et al. 2011) において, 氾濫原の環境が確立された時期が明らかとなっている. UK コアと YG コアの間位置する ST1 コアおよび AP1 コアでは, それぞれ約 4,000 cal BP, 約 3,000 cal BP に氾濫原の環境へと移行した. これらの年代から, UK コアから ST1 コアにかけての河川システムの前進速度, つまり約 6,000–4,000 cal BP における河川システムの前進速度が, 4,000–2,000 cal BP に比べて遅かったことが示唆される.

沖積層の 3 次元構造を復元し, 1,000 年ごとのデルタフロント前縁部の等時間線からデルタの前進過程を検討した羽佐田 (2015) によると, 6,000–5,000 cal BP には平野の東部で主にデルタの前進が生じており, 西部ではデルタの前進がほとんど認められない. 平野の西部では 5,000 cal BP 以降, 特に 3,000–2,000 cal BP にデルタの前進が活発に生じている (羽佐田 2015). このようなデルタの前進過程と同調して, 河川システムが前進してきた可能性がある.

5.2 有機質堆積物の形成過程と氾濫原の発達過程

UK コアでは約 6,000 cal BP に干潟から氾濫原の環境へと移行し, 約 4,000 cal BP までは 1.5–2.8 mm/yr の堆積速度で泥が盛んに堆積していた (図 2). 約 4,000 cal BP には氾濫堆積による泥の堆積が停止し, 約 2,500 年間にわたって遅い堆積速度 (0.5 mm/yr) で有機質泥層および泥炭層が卓越して形成された. 濃尾平野の木曾川扇状地付近においても, 3,500–2,500 yr BP に河成堆積物の堆積が

不活発化し、黒色腐植土層が広く形成されたことが小野（2004）によって指摘されている。これらのことから、濃尾平野では約 4,000 cal BP に広範囲にわたって河成層の形成が弱化したことが示唆される。

約 4,000 cal BP には東アジア夏季モンスーンの弱化にともなう降水量の低下が生じたことが、中国の石筍の酸素同位体比（Dykoski et al. 2005 ; Hu et al. 2008 など）などの古気候指標によって示されている。北海道の石狩低地や後志利別川低地においては、河成層のアグラデーションが停止にともなう広域的な泥炭層の形成開始が、東アジア夏季モンスーンの弱化にともなう降水量の低下と対比されている（Ishii et al. 2016; Ishii 2017）。濃尾平野においても降水量が低下することで、河川活動が弱化して有機質堆積物が堆積するようになった可能性がある。

また、氷床の融解にともなう海水準上昇速度は、5,000–4,000 cal BP 頃にかけて年間 1 mm 以下に低下したと推定されている（Lambeck et al., 2014）。このような海水準上昇速度の鈍化が、河成層の累重速度に影響した可能性もある。

UK コアでは約 4,000–1,500 cal BP に有機質堆積物が卓越して堆積したが、必ずしもこの間に他の地点において氾濫堆積による泥層の形成が生じなかったわけではない。HM コアでは約 3,000 cal BP 以降に氾濫堆積により層厚 2 m の泥層が形成されている（図 3）。また、YG コアでも約 1,800 cal BP に有機質堆積物が堆積を開始する前に層厚 0.8 m の泥層が形成されている（図 4）。後背低地における氾濫堆積には外的要因のみならず、河川からの距離などのローカルな要因も重要である。

YG コアでは泥質干潟から氾濫原の環境へと変化して氾濫堆積により泥層が形成された後に、有機質堆積物が 1,800 cal BP に堆積を開始した（図 4）。この 1,800 cal BP に堆積を開始した有機質堆積物の下端の標高は -1.9 m であり、N3, N7, N9, N11, N15 地点の標高 -1.9 ~ -1.5 m に下端を持つ有機質堆積物と対比できる。したがって、これらの地点においても、デルタが陸化して後背低地において泥が堆積した後に、氾濫堆積速度が低下することで有機質堆積物が堆積を開始したと推測される。なお、海成層と河成層との境界が現在の海水準よりも低い位置にみられるのは、養老断層系による沈降（須貝・杉山 1998）の影響によると考えられる（堀・田辺 2012）。また、養老山地に比較的近い N1, N2, N10, N12, N13 地点において有機質堆積物の下端の標高が低いのは、養老断層に近いほど沈降量が大きかったためであろう。

有機質堆積物の堆積時期は N7, N9, N13 地点ではそれぞれ約 1,000 cal BP, 900 cal BP, 1,100 cal BP と比較的近いが、海側に位置する N9 地点の方が N7, N13 地点とくらべてわずかに新しい（図 1, 5）。これらよりも内陸側に位置する N3, N12 地点における有機質堆積物の堆積開始時期はそれぞれ約 1,500 cal BP, 1,800 cal BP とやや古い。また、N11 地点では、約 1,400 cal BP 以前に有機質堆積物が堆積したと考えられる。さらに、最も海側に位置する N10 地点における泥炭層からは約 500 cal BP の年代値が得られている。海側ほど有機質堆積物の堆積開始時期が新しい傾向にあることから、有機質堆積物の堆積開始にはデルタの前進および河川システムの前進が関わっていると推測される。

デルタが陸化して後背低地となったばかりの地点では、地表面が海面に近いために水位が高く保たれやすく、排水の悪い湿地が形成されやすい。標高 -1.9 ~ -1.5 m に下端を持つ有機質堆積物は、そのような排水の悪い環境下で、何らかの要因によって氾濫堆積速度の低下が生じた際に形成されたと推測される。氾濫堆積速度の低下は一般的に、気候変動による降水量の減少などの外的要因の影響のほか、流路の付け替え（アバルジョン）や近隣におけるクレバススプレイの形成による氾濫時の水理条件の変化などによって引き起こされる。

N7, N9, N13 地点では約 1,000 cal BP に有機質堆積物が堆積しており、UK コアの最上部の泥炭層の年代値（1,170–930 cal BP）と対応する。また、YG コアにおいて LOI が最も高い値を示すよう

になった時期とも一致する。特に UK コアでは約 1,500 cal BP 以降に 2.5 mm/yr という速い堆積速度で泥層が形成されていたにも関わらず、約 1,000 cal BP に泥炭層が形成されていることから、氾濫堆積速度の低下が生じたと考えられる。このように多地点において同時期に有機質堆積物が堆積していることから、何らかの外的要因の影響が示唆される。AD745 年の天平地震はこれらの有機質堆積物の堆積時期と近いものの、テクトニックな沈降にともなう相対的海水準の上昇は一般的に河成層のアップグレードを促す。したがって、気候変動に起因する河川活動の弱化的影響が重要であったと推測される。

6. おわりに

本研究では濃尾平野の氾濫原の表層にみられる有機質泥や泥炭といった有機質堆積物に着目し、その空間分布や層相、堆積年代を検討した上で、有機質堆積物の形成および氾濫原の発達過程を議論した。有機質泥層は平野西部を中心に広く分布しており、その層厚は揖斐川よりも西側で大きい傾向にある。また、有機質堆積物の分布標高、とくに下限の標高は現在の海水準より低いことが多い。養老山地付近では下限の標高が−3.6 m に認められた地点もあり、養老断層の活動にともなう平野の沈降が影響している可能性がある。有機質堆積物の堆積開始時期は陸側から海側に向かって若くなる傾向にあることから、デルタや河川システムの前進と関係していると考えられる。これは当然のことではあるが、外的要因の影響を考慮せずとも説明できる。一方、UK コアでは約 6,000 cal BP に干潟から氾濫原の環境へと移行し、約 4,000 cal BP までは氾濫堆積による泥の堆積が活発であったが、約 4,000 cal BP には泥の堆積が停止し、約 2,500 年間にわたって有機質泥層および泥炭層の堆積が 4,000 cal BP 以前の泥の堆積速度よりも小さい速度で続いた。このような層相や堆積速度の変化には、降水量の低下による河川活動の弱化的影響や氷河性海水準上昇の速度低下といった外的要因が影響している可能性がある。

謝辞

木曾川上流河川事務所および木曾川下流河川事務所からは木曾三川沿いの既存ボーリング柱状図および土質試料を提供していただいた。本研究は、公益財団法人国土地理協会第 17 回学術研究助成を受けておこなわれた。記して謝意を表します。

文献

- Aslan, A., Autin, W.J., Blum, M.D., 2005, Late Holocene avulsion history of the Lower Mississippi River, South Louisiana. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 648–662.
- Bronk Ramsey, C., 2009, Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, 337–360.
- Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005, A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 71–86.
- 古川博恭, 1972, 濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究その 1—. 地質学論集, no. 7, 39–59.
- 羽佐田紘大, 2015, GIS を用いたボーリングデータ解析に基づく濃尾平野の 3 次元構造と堆積土砂量の復原. 地理学評論, 88, 118–137.
- Hori, K., 2018, Paleowater depth of the Kiso River delta around the Holocene transgression maximum. *JpGU Meeting 2018*, HCG25-P03.
- 堀 和明・田辺 晋, 2012, 濃尾平野北部の氾濫原の発達過程と輪中形成. 第四紀研究, 51, 93–102.

- 堀 和明・小出 哲・杉浦正憲, 2008, 濃尾平野北部のコア試料にみられた完新世中期以降の河成堆積物. 第四紀研究, 47, 51–56.
- Hori, K., Usami, S., Ueda, H., 2011, Sediment facies and Holocene deposition rate of near-coastal fluvial systems: An example from the Nobi Plain, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 195–203.
- 堀 和明・野々垣徹・松原功育・中島 礼・中西利典・洪 完・牧野内猛, 2014, デルタフロント堆積物の特徴と既存ボーリング柱状図の再検討: 濃尾平野を例に. *地形*, 35, 233–249.
- Hu, C., Henderson, G.M., Huang, J., Xie, S., Sun, Y., Johnson, K.R., 2008, Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth and Planetary Science Letters*, 266, 221–232.
- 石井祐次, 2017, 石狩低地における湾頭デルタの前進とデルタプレインの発達. *地理学評論*, 90, 105–124.
- Ishii, Y., 2017, Holocene floodplain evolution in the Shiribeshi-Toshibetsu River lowland, northern Japan. *Geomorphology*, 292, 25–34.
- 井関弘太郎, 1983, 沖積平野. 東京大学出版会, 145p.
- Ishii, Y., Hori, K., Momohara, A., Nakanishi, T., Hong, W., 2016, Middle to late Holocene decreased fluvial aggradation and widespread peat initiation in the Ishikari lowland (northern Japan). *The Holocene*, 26, 1924–1938.
- 桑原 徹, 1968, 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, 7, 235–247.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014, Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111, 15296–15303.
- Makaske, B., Smith, D.G., Berendsen, H.J.A., 2002, Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 49, 1049–1071.
- 小野映介, 2004, 濃尾平野における完新世後期の海岸線変化とその要因. *地理学評論*, 77, 77–98.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., HattŽ, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., 2013, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.
- Saito, K., Oguchi, T., 2005, Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines. *Geomorphology*, 70, 147–162.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989, Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36, 1–23.
- 須貝俊彦・杉山雄一, 1998, 大深度反射法調査による濃尾平野の活構造調査. 地質調査所速報 no.EQ/98/1, 55–65.
- 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, 319–336.
- Toonen, W.H.J., van Asselen, S., Stouthamer, E., Smith, N.D., 2016, Depositional development of the Muskeg Lake crevasse splay in the Cumberland Marshes (Canada). *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 117–129.
- 海津正倫, 1994, 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270p.
- van Asselen, S., Stouthamer, E., Smith, N.D., 2010, Factors controlling peat compaction in alluvial floodplains: a case study in the cold-temperate Cumberland Marshes, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 155–166.
- Wüst, R.A.J., Bustin, R.M., Lavkulich, L.M., 2003, New classification systems for tropical organic-rich deposits based on studies of the Tasek Bera Basin, Malaysia. *Catena*, 53, 133–163.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大上隆史・大森博雄, 2006, 木曾川デルタにおける沖積層最上部層の累重様式と微地形形成過程. 第四紀研究, 45, 451–462.

横山卓雄, 1993, 電気伝導度測定法. 日本第四紀学会編, 第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法, 東京大学出版会, 109-118.