更新統下総層群清川層にみられる海水準上昇初期の洪水堆積物

岡崎 浩子^{*1, a}・中里 裕臣^{*2}・池田 宏^{*3}

常総台地に広く分布する更新統下総層群清川層は、陸成～浅海成層からなり、下部に指標テフラ Ky2, Ky3 (TB-7, 8) を挟み、MIS 7.4～7.2 の間の 1 回の海水準変動に対応した堆積シーケンスを形成している。近年、多数の陸生脊椎動物化石や淡水生貝化石、植物化石などを含む“化石密集層”が袖ヶ浦市吉野田の清川層の河川氾濫原相から発見され、その層相と化石群組成から洪水堆積物であることが明らかにされている。また、調査地点周辺の清川層の河成層は、河川システム (ポイントバー相+氾濫原相) が 2 段に重なる。このような特徴を下総層群の他の累層の河成層と比較すると、亜水期に河川によって侵食された谷が、亜水期から亜間水期にかけて、後背地からの十分な砂礫の供給によって埋積されるという形成過程が推測される。このような河川環境が、清川層での頻繁な河道変化や洪水による氾濫をおこした可能性が高い。

キーワード：更新統，下総層群清川層，洪水堆積物，海水準変動，砂礫の供給

I. はじめに

常総台地に広く分布する更新統下総層群清川層は、陸成～浅海成層からなり、下部に指標テフラ Ky2, Ky3 (TB-7, 8) を挟み、MIS 7.4～7.2 の間の 1 回の海水準変動に対応した堆積シーケンスを形成している (岡崎ほか, 1997)。近年、多数の陸生脊椎動物化石や淡水生貝化石、植物化石などを含む“化石密集層”が千葉県袖ヶ浦市吉野田に露出する清川層の陸成層から発見された (兼子ほか, 2000; 兼子・岡崎, 2006)。この化石密集層の産出層準は、河川の氾濫原相からなり、その層相と化石群から洪水堆積物であることが明らかにされた (岡崎ほか, 2004)。本報告では、その後の研究成果を加えて、この洪水堆積物の特徴を報告する。洪水堆積物については、現世の氾濫原堆積物の報告 (伊勢屋, 1982; 鈴木, 1994; Bristow *et al.*, 1999; Benito *et al.*, 2003 など) が多いが、最近では、過去の洪水堆積物を気候変動との関係から検討している研究例もみられる (Feldman *et al.*, 2005)。

この清川層の化石調査からは、本特集で述べられているように、豊富な化石産出に対する精緻な解析によっ

て、いくつかの環境条件が提示されている。また、清川層を含む下総層群は、第四紀後期の水河性海水準変動の影響を強く受けて、各累層に河成層が出現する。本報告では、化石密集層を含む清川層の河成層と、他の下総層群の河成層との比較から、約 22 万年前の河成層の形成要因を考察する。

II. 調査地点およびその周辺の地質

化石密集層の発見された地点は千葉県袖ヶ浦市吉野田で、そこでは更新統下総層群の下位より上泉層と清川層がみられる (図 1, 図 2)。下総層群は千葉県中北部から茨城県南部に広く分布し、標高約 20～100 m の下総台地をつくっている。下総台地の南部に位置する調査地点周辺には、下総層群の模式地のほとんどが存在し、その火山灰層序や堆積相について、多くの研究がなされている (杉原ほか, 1978; 徳橋・遠藤, 1984; 岡崎・増田, 1992; Ito and O'hara, 1994; 西川・伊藤, 1997; 岡崎ほか, 1997, 2000, 2001)。ここでは、調査地点周辺にみられる下総層群の特徴をいくつかの地点の堆積相柱状図をもとに概説する (図 2)。図に示した指標テフラについては、基本的には徳橋・遠藤 (1984) の定義による (図 1-b)。

2005 年 9 月 24 日受付。2006 年 1 月 14 日受理。2005 年 2 月、自然誌シンポジウム・日本第四紀学会シンポジウムにて講演。

*1 千葉県立中央博物館地学研究科 〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2。

*2 農業・食品産業技術総合研究機構 (NARO) 農村工学研究所農村総合研究部 〒305-8609 つくば市観音台 2-1-6。

*3 〒305-0051 つくば市二の宮 2-16-2。

*a Corresponding author : kohiroko@chiba-muse.or.jp

図1 調査地域と層序

a: 調査地点の位置と周辺地域の地質, b: 下総層群の年代と層序(中里・佐藤, 2001を改変). J: 地藏堂層, Yb: 藪層, Km: 上泉層, Ky: 清川層, Yk: 横田層, Ko: 木下層, An: 姉崎層.

Fig. 1 The study area and stratigraphy

(a) Index map and geology around the study site, (b) Stratigraphy and age of the Shimosa Group (from Nakazato and Sato, 2001). J: Jizodo Formation, Yb: Yabu Formation, Km: Kamiizumi Formation, Ky: Kiyokawa Formation, Yk: Yokota Formation, Ko: Kioroshi Formation, An: Anesaki Formation.

また、本報告では、既存のデータがなかったいくつかのテフラについて、屈折率測定による対比を行ったので、その結果も加えた(表1)。

木更津市宿(図2のLoc. 2)は、化石調査地点に露出する上泉層の下位層準である藪層の模式地である。藪層最下部には、トラフ型斜交層理の発達する中粒～粗粒砂からなる河川のポイントバー相と、管状生痕の発達する泥質砂からなる溺れ谷埋積相が認められる。この溺れ谷埋積相中に、藪層の指標テフラであるYb0が含まれる(岡崎ほか, 2000)。この泥層から漸移する極細粒～中粒砂層には、同じく指標テフラYb2～Yb4がみられる。Loc. 2には認められないが、Yb4テフラの上位のYb5テフラは、多摩ローム層のGoP1(360 $\pm$ 160 ka, FT年代)に対比されている(鈴木ほか, 1998)。この砂層は異

地性の貝化石を含み、塊状もしくはハンモック状斜交層理や平行層理がみられ、外浜から海浜相を示す。産出貝化石群は下部の潮間帯～上浅海帯で冷温な環境、中部の中浅海帯～亜浅海帯の温暖な環境、上部の上浅海帯～潮間帯の冷温な環境と変化する(O'hara, 1982; 鎌滝, 1999)。露頭上部には藪層から漸移して、上泉層最下部の指標テフラKm1が海浜湿地泥層中に認められる(岡崎ほか, 2000)。Km1の一部は広域テフラAso-1に対比され(Suzuki, 1996)、その年代は255 kaとされている(白井ほか, 1997)。この泥層を侵食して、上泉層下部のトラフ型斜交層理の発達するチャンネル状のポイントバー相と植物根のみられる氾濫原相がのる。

袖ヶ浦市米田(図2のLoc. 3)では、上泉層下部は、管状生痕の多い泥質層の直上に、河口域～内湾泥底種の貝

図 2 調査地点の柱状図と堆積相区分

各調査地点の位置は図 1 を参照。柱状図右側の Yb3 などは指標テフラ、BC などは堆積相および堆積システムを示す。RV (|): 河川システム (ポイントバー相 + 氾濫原相), PB: ポイントバー相, OL: 放棄河道埋積相, FL: 氾濫原相, DV (!): 溺れ谷埋積相, SF: 外浜相, DT: 三角州相, BC: 海浜相。★印は化石産出層準を示す。

Fig. 2 Columnar sections and depositional facies of the study sites

See Fig. 1 for localities. RV: fluvial-depositional system (point-bar facies + floodplain facies), PB: point-bar facies, OL: abandoned-channel-fill facies, FL: floodplain facies, DV: drowned-valley facies, SF: shoreface facies, DT: delta facies, BC: beach facies, ★: fossiliferous layer.

化石がみられ (Kondo, 1989), 溺れ谷埋積相となっている。その上位は均質塊状の細粒砂層で、まれに貝殻片の溶解した痕や斜交層理などがみられ、外浜～三角州相を示す (岡崎ほか, 1997)。この砂層の上部には上浅海帯を示す貝化石が産出する (青木・馬場, 1971; O'hara and Nemoto, 1978)。ここには、Km3～Km5 テフラが存在する。

上泉層のより上位の層相は、化石調査地点から東方約

1 km の袖ヶ浦市打越 (図 2 の Loc. 4) でみられる。ここでは、上泉層は平行層理の発達する分級のよい細粒～中粒砂層からなる。生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が普通にみられ、海浜相を示す。この海浜相の上位に漸移して、厚さ約 1 m の細粒砂層と泥質層の互層からなる海浜湿地相がみられ、清川層指標テフラの Ky1～Ky3 が挟まれる。この中の Ky2 と Ky3 は大磯丘陵の TB-7, TB-8 にそれぞれ対比され (杉原ほか, 1978), Ky2 (TB-

表 1 テフラの特徴

Table 1 Characteristics of tephtras

調査地点	地名	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚 (cm)	粒径 (mm)	主要鉱物	屈折率(γ)	同定
Loc.5	北インター	1	軽石	灰白色	10	1~4	cpx>opx	opx;1.701-1.708(1.705)	Yk2
"	北インター	2(lower)	軽石	白色	30~40	2	ho>>opx	ho;1.677-1.686(1.681)	Ko3
"	北インター	2(upper)	軽石	黄色	"	1	ho>opx	ho;1.675-1.688(1.678) opx;1.701-1.711(1.703)	Ko3
徳橋・遠藤(1984)のLoc.23	三ツ作	3	軽石	黄色	5	3	ho>>opx	ho;1.671-1.688(1.677) opx;1.701-1.713	Ko3

テフラの産出層準は図2参照.cpx; 単斜輝石 opx; 斜方輝石 ho; 角閃石. 屈折率の括弧内数値はモード(最頻値)
三ツ作は既報のKo3との比較のため測定・記載

7)は 225 ± 24 kaのFT年代が得られている(鈴木, 1976). この上位には海生貝化石を含む中粒砂層がのり, Ky4 テフラが挟まれる(中里, 1993; 佐藤, 1994).

調査地点の吉野田(図2のLoc. 1)では, 打越でみられる上泉層の海浜相, およびそれと漸移する指標テフラを含む湿地相はみられない. かわりに同層準と考えられる標高にチャンネル状の侵食面をもって, 次章で述べる河川システムが, 上泉層の外浜相の上に存在する. このことは, これらの海浜~湿地相を大きく削って, 河川が発達したことを示している. 陸生生物化石群は, この清川層の河川システムから産出する.

化石調査地点より西北西2 kmの館山道木更津北インター前の地点(図2のLoc. 5)には, 下位より清川層, 横田層, 木下層および姉崎層がみられる(小松原ほか, 2004). 清川層は異地性の貝化石を含む砂層からなる. この砂層の下部は中粒~粗粒砂からなり, 平板型斜交層理やトラフ型斜交層理が発達する. ここでは層理面上に, 大礫サイズの硬質礫やウバガイなど大型二枚貝類の両殻の個体もみられる. このことから, 強い潮流および沿岸流などの流れが推定される. この上位は, ハンモック状斜交層理の発達する中粒~細粒砂で, 貝殻は溶けたものが多い. さらに上部は, 分級のよい中粒~細粒砂で, 平板型斜交層理や平行層理, スウェール状斜交層理がみられ, 溶けた貝殻痕が平行層理面上にみられる. また, 上部ほど生物擾乱が激しい. これらは外浜相~三角州相と考えられる. 横田層は薄く, 約50 cm程度の有機質泥層がみられる. この泥層は下位の清川層とは軽微な侵食面で接し, 清川層最上部に多くみられる管状生痕が境界面で明瞭に切られる. 有機質泥層中に横浜地域のTAm-3に対比される可能性があるYk2が挟在する(小松原ほか, 2004, 表1). 有機質泥層の上位には, 整合状に管状生痕が発達する泥質層がのり. この泥層中に厚さ30~40 cmで, 角閃石に富む細粒軽石の散在層準がある. この

テフラの岩石記載の性質は徳橋・遠藤(1984)が袖ヶ浦市三ツ作で記載した木下層の指標テフラKo3のそれと一致する(表1). このことから, 泥質層およびそれから漸移する貝化石を含む砂層は, 木下層に対比される. 木下層下部を構成する泥層は, 管状生痕および植物片を含み, 溺れ谷埋積相と考えられる. 上部の砂層は生物擾乱が激しく, 初生的な堆積構造が残されていないが, 調査地点周辺の木下層の層相から, 三角州相の可能性が考えられる. ちなみに, 調査地点の北方10 kmの市原市豊成付近の木下層は, 下位から河川システム, 溺れ谷埋積相, 三角州相からなり, 溺れ谷埋積相の中にKo3 テフラの下位のKo1, Ko2 テフラが挟まれる(岡崎ほか, 1994). Ko1 テフラは, 大磯丘陵のTAu-12 テフラに対比され, FT年代で 143 ± 11 , 147 ± 9 kaが得られている(鈴木, 1976). 姉崎層は, 下位の木下層とチャンネル状侵食面で接し, トラフ型斜交層理の発達するポイントバー相と, 上位の植物根を含む凝灰質泥質層の氾濫原相からなる. このポイントバー相に含まれる多量の灰白色軽石は, An-1 (KMP-1: 98 ± 12 ka, FT年代) テフラに対比されている(小松原ほか, 2004).

調査地点周辺の下総層群では, このような海進・海退相の認定と, 指標テフラのフィッシュン・トラック年代値から, 各累層と酸素同位体比曲線との対応が可能である(増田・中里, 1988 など)(図1-B). また, 河川システムのみからなる姉崎層をのぞく各累層は, 堆積シーケンスを形成している(Ito and O'hara, 1994; 西川・伊藤, 1997; 岡崎ほか, 1997).

III. 清川層下部層にみられる洪水堆積物

調査地点では, 下位の上泉層の外浜相の上位に清川層が重なる. 清川層の堆積相は下位から順に, 砂礫層からなるトラフ型斜交層理や平行層理のみられる河川のポイントバー相, チャンネル状で植物片を多く含む白色泥質層

の放棄河道埋積相, その上位に顕著な侵食面をもって河川のポイントバー相, 砂泥互層からなる河川の氾濫原相, ハンモック状斜交層理のみられる外浜相が重なる(岡崎ほか, 2004) (図 2). 放棄河道埋積相は, 広い意味で河川の氾濫原相に含まれるが, 後述するいろいろな堆積物をあわせ含む“河川の氾濫原相”と区別するため, この章では別称にしている.

陸生生物化石群は, 上位の河川の氾濫原相から産出している. この氾濫原相は3つのユニットに区分された(岡崎ほか, 2004) (図 3). 本報告では, XRD 分析による鉱物組成の結果を加えた各ユニットの層相を述べる. XRD 分析は, 岡崎ほか(2004)での粒度分析と同一の試料を用いて行った. また, 分析は化石産出層の下位にみられる自然堤防相や放棄河道埋積相も含めて行い, 河川の氾濫原相全体について求めた. 鉱物組成の結果は全ユニットを通して, 石英が多く(平均値 672 cps), 次に斜長石(平均値 213 cps)が多い. カリ長石(平均値 44 cps)やスメクタイト(平均値 20 cps)をいくらか含むという特徴を示す(図 4).

ユニット A (厚さ約 0~20 cm): ユニット A の基底は, 比較的シャープでゆるくうねる. 層厚の厚いところでは級化構造がみられ, これにより数層に分けられる. 全体的には, 植物片を多く含む塊状の白色粗粒シルト(算術平均 3.9 ϕ , 含泥率 40% 以上)からなる. ユニット A の鉱物組成は全体の平均と比べると, カリ長石がやや少ない.

ユニット B (20~30 cm): ユニットの基底は明瞭で, 凹凸に富む. 木片などとともに多量の陸生脊椎動物の歯や骨片が散在して含まれる, 分級の悪い黄褐色泥質砂層(B2)を主体とする. この泥質砂層は, 粗粒シルト(約 5.4 ϕ)と細~中粒砂(約 2.0 ϕ)のバイモーダルな粒度組成を示す. 鉱物組成は全体の中で石英が最も少なく, カリ長石やスメクタイトが最も多いのが特徴である. また, ここには級化構造や粗粒デューンが認められる 2 枚の砂層(B1, B3)がレンズ状に挟まれる場合がある(岡崎ほか, 2004 の図 3).

ユニット C (20~30 cm): 2つのサブユニットに分けられる. 下位のユニット(C1)は粗粒シルト(約 4.6 ϕ , 含泥率 55%)からなる黄褐色の塊状層である. 生物擾乱がみられ, 現地性の産状を示す淡水生のカメや貝の化石を含む. 鉱物組成はカリ長石が少ないが, ほかは全体の平均値とほぼ同じである. 上位のユニット(C2)は黄褐色の粗粒シルト(約 4.3 ϕ 含泥率 50%)層と極細粒~細粒砂(約 2.8 ϕ , 40%)層の互層からなる. 砂層の厚いと

図 3 化石産出層(氾濫原相)の堆積ユニット
写真中にみられる管状生痕は上位の海成層からのものである.

Fig. 3 Depositional units of the floodplain deposits
Vertical burrows in the photograph are from marine strata above the units.

ころでは, 斜交葉理や級化構造がみられる. 層理面上に植物の葉の化石が多く挟まれる. C2ユニットの粗粒シルト層も極細粒~細粒砂層も石英がやや多く, 粗粒シルト層ではカリ長石が最も少ない.

これらのユニットは次のような堆積環境, または堆積作用の堆積物であることが推定されている(岡崎ほか, 2004). ユニット A~B は, 洪水時に河川の氾濫原に侵出してきたウォッシュロードの泥や, クレバーススプレイ堆積物, 泥流堆積物と考えられる. またユニット C は, 洪水後に氾濫原に形成された沼に堆積した泥層と, そこに氾濫時に流入した砂層からなる. また, 鉱物組成については各ユニットで目立った差異は認められない. すなわ

図4 河川の氾濫原相の粒度分布と鉱物組成

C2-s, m: 化石産出層ユニット C2 砂泥互層の砂層部 (-s) と泥層部 (-m), C1, B2, A: 同ユニット C1, B, および A, NL-m, s: 化石産出層の下位の自然堤防相の砂泥互層の泥層部 (-m) と砂層部 (-s), OL: 放棄河道埋積相. 粒度分布 (平均粒径, 分級度) は岡崎ほか (2004) による. 鉱物組成は回折 X 線の積分強度 (ピークの高さ cps; count per second $\times$ 半値幅 w) を示した.

Fig. 4 Grain-size distributions and mineral composition of the floodplain deposits

C2-s, m: sand and mud layers of depositional unit C2, C1, B2, A: depositional unit C1, B2 and A, respectively, NL-m, s: mud and sand layers of natural levee deposit, OL: abandoned-channel fill. Grain-size distributions are quoted from Okazaki *et al.* (2004). Mineral composition of the sedimentary unit is shown by the integral intensity of X-ray diffraction (height of peak (cps) $\times$ half-value width).

ち、氾濫原の微地形 (堆積場) ごとには大きな相違はみられない。むしろ、これらを構成する堆積物の粒度分布との相関がみられる (図 5)。たとえば、石英の含有量は分級度と負の相関また含泥率とは正の相関を示す。すなわち、分級が悪くなるほど石英の含有量は減少し、含泥率が多くなるほど多くなる。これに対して、カリ長石、スメクタイトおよび方解石は石英と相反する結果を示す。特にカリ長石が顕著で、粒径が粗く、分級が悪くなるほど含有量は多くなり、また、含泥率が多くなるほど少なくなる。一般に、運搬作用によって分級が進むにつれ、石英のように安定な鉱物の割合が増すことは知られている (Tucker, 1991 など)。ここでもユニット A やユニット C に、石英は比較的多く残されている。これらが浮遊で長く運ばれて沈積した堆積物であるためと考えることができる。また、カリ長石やスメクタイトのように比較的分解されやすい鉱物は、ユニット B のような急激に形成された堆積物によく保存されている。したがって、これらの鉱物組成は、氾濫原での堆積過程をよく反映しているといえる。

また、岡崎ほか (2004) で報告後の調査では、上位の河川のポイントバー相の上部に浅い侵食面をもってトラフ型斜交層理の発達する細礫まじりの細粒～中粒砂層が認められた。砂層中にはしばしばコンポリュート構造のみられる泥層が挟まれる。この上位はユニット B やユニット C に漸移する。この砂層の示す古流向はばらつくが、下位のポイントバー相のそれと約 40° 斜交する。これは、洪水時にポイントバー上にできた 2 次河道堆積物 (シュートチャネル堆積物) と考えられる。このシュートチャネル堆積物中には化石はほとんど含まれないが、最下部にニホンジカの角化石が発見された (高桑, 2006)。このように清川層の河成層の形成時には、放棄河道埋積物、シュートチャネル堆積物、泥流堆積物などが存在し、頻繁な河道の変化と洪水氾濫がおこったことが推定される。

IV. 清川層の河成層の形成過程と環境条件

清川層の河成層は、このような洪水堆積物を含むという特徴とともに、河川ポイントバー相の砂礫層と河川の氾濫原相 (放棄河道埋積相を含む) の泥質層からなる河川システムが 2 段に重なるという特徴がみられる。このような積み重なり (aggradation) は、この露頭のみならず、周辺の清川層の河成層にしばしばみられるものである (徳橋・遠藤, 1984; 岡崎ほか, 1994, 2001; 小松原ほか, 2004)。

図 5 平均粒径、分級度および含泥率と、石英(a~c)およびカリ長石(d~f)含有量の散布図
含泥率は岡崎ほか(2004)を引用した。含有量は回折 X 線の積分強度で代表させた。

Fig. 5 Scatterplots showing mean grain-size, standard deviation and mud content against quartz (a~c) and potassium-feldspar (d~f) contents

The mud contents are quoted from Okazaki *et al.* (2004). Quartz and potassium-feldspar contents are inferred from the integral intensity of X-ray diffraction.

この清川層でみられた河成層の特徴を、他の下総層群の河成層と比較してみる。これらの河川は、この地域で推定された堆積相分布(岡崎ほか, 2001)により、上総丘陵から流れ下ってきたものと考えられる。これらのほぼ同一水系に近い河成層の中で、清川層の河成層は、2つの河川システム(河川のポイントバー相+氾濫原相)の積み重なりがみられるのに対して、藪層や木下層では、河川システムに漸移してすぐに、溺れ谷埋積相である生物擾乱の激しい厚い泥層がのる。また、横田層や姉崎層は河川システムのみからなる。特に、姉崎層では清川層と同様に、河川システムが複数重なる。

したがって、この地域の下総層群の河成層には、藪層、木下層のように河川システムよりも溺れ谷埋積相が厚いものと、清川層や姉崎層のように河川システムが複数重なり、上位に厚い溺れ谷埋積相を伴わないものとがみられる(図2)。

この地域の下総層群の各累層の河成層が、このような2つのタイプに分けられるとして、この形成要因について考える。下総層群の各累層と氷河性海水準変動との対応(図1-b)は、地蔵堂層と藪層の形成が10万年周期の

MIS 12~10, 10~8に対応し、上泉層、清川層、横田層はそれぞれ、MIS 8~7にみられる小さい3つのピークに対応する。木下層はMIS 6~5.4の“下末吉海進”から続くその後の海退で、姉崎層はMIS 5.4~5.2に形成されている。このことから下総層群には、酸素同位体比曲線の変動幅の大きい期間に堆積した地蔵堂層、藪層、木下層のような累層と、亜水期や亜間水期に対応する変動幅の小さい期間の累層、すなわち上泉層、清川層、横田層、姉崎層などがあることがわかる。

上位に溺れ谷埋積相を伴うタイプの藪層、木下層の河成層は、海水準変動幅が大きい時に対応し、また清川層のような河川システムが積み重なるタイプは、変動幅の小さい時に対応している。このことから、これらのタイプの違いは、低海水準期の河口低下量や陸化期間の長さなどの違いなどが反映しているのではないかと推測される。すなわち、変動幅の大きい期間では海水準低下に伴って河口は大きく下がり、一義的に河床勾配が急になり、深い谷が形成される。それに対して清川層や横田層、姉崎層の河川システムの形成時は河口低下が小さく、谷はさほど深くならなかったと考えることができる。この

ような谷の形成は、ユースタティックな海水準変動とともにテクトニクスにも大きく影響を受ける。この地域は、継続する傾動運動が古くから知られている(貝塚, 1974; 菊地, 1974; 増田・中里, 1988; 岡崎ほか, 2001)。しかし、下総層群の堆積面から見積もられた下総層群堆積時の平均隆起速度(増田・中里, 1988)は、酸素同位体比曲線から推定される海水準上昇速度を上回るものではない。

河成層の形成には、砂礫の供給も重要な要素である。一般に砂礫の生産は、氷期の気温の低下によって高地に裸地が広がったり、乾燥によって風化が進むことなどによって増大する(貝塚・鎮西, 1986 など)。ただ、下総台地南部のこれらの河川の後背地は、鮮新統一中部更新統の上総層群からなり、当時、裸地が広がる程の高地をつくっていたとは考えにくい。むしろ、後背地の固結度の低さ(やわらかさ)の方が砂礫生産への影響は大きかったであろうと考えられる。また、上述した隆起運動も、

砂礫の生産を高めたと推定される。これらのことから下総層群の場合、砂礫の生産は気温低下の程度にはあまり強く左右されなかったと推定される。

次に、先ほどの海水準の変動幅と砂礫の供給による谷の埋積の関係を考える。変動幅の大きい場合、流下距離や陸化期間が長いことから、砂礫の供給率が変動幅の小さい場合と比べ、小さくなることが考えられる。その結果、海水準の上昇率の方が上回り、深い谷は溺れていったのであろう(図6のA)。一方、変動幅が小さく陸化期間が短い場合には、土砂は枯渇せず、浅い谷は頻繁な河道変化や洪水氾濫しながら埋積されていったと推定される(図6のB)。また、河道形態と砂礫の供給については、次のような実験観察例がある。水路(幅80 cm, 長さ10 m, 勾配1/30)に粗粒砂を敷き詰め、水だけを定常的に流し続けると、比較的深い河道が少数形成される。これに勾配・水量とも変えずに砂礫を加えて水を流すと、河道には砂州が形成され、網状になっていく。このような河道形態からは、この実験の給砂量のない(少ない)・ある(多い)場合と、上記の変動幅の大きい・小さいタイプとの対応が示唆される。

以上のことから、氷河性海水準変動の振幅は、相対的な河道形態や動態に、大きな影響を及ぼしていることが推定される。また、清川層の河成層は、亜氷期の浅い谷が海水準上昇初期に十分な砂礫の供給にもとで埋積され、形成したと考えられる。今後、このような予察をもとに、実験などによる検証を行ってきたい。

V. お わ り に

最後に、陸棲脊椎動物化石産出の観点からいえば、現在のところ、下総層群では清川層より下位の層準の産出報告がほとんどない。その上位については、木下層基底や姉崎層からの報告(杉原ほか, 1978; 野中ほか, 1986; 間島ほか, 1990)もあるが、清川層からの産出が多い(袖ヶ浦市教育委員会, 1997)。このことは、清川層堆積時のこの地域の隆起による陸域拡大を示す(杉原ほか, 1978)ともいえるが、洪水をおこしやすく、それらの堆積物を残しやすいという清川層堆積時の河川特性が重要であったことも考えられる。しばしば洪水作用は陸棲脊椎動物化石の産出に関係している(Tandon *et al.*, 1995; Stanesco *et al.*, 2002)。このような化石群からの陸域環境指標の抽出と、それらの化石群を保存した河川環境の推定は、今後、古気候変動解析の新たな鍵となると予想される。

図6 下総層群にみられる2つのタイプの河成層と海水準変動曲線の模式図

A: 溺れ谷埋積相を伴うタイプ, B: 河川システムが積み重なるタイプ。

Fig. 6 Schematic models of two types of fluvial deposits in the Shimosa Group and sea-level change curve

A: a type accompanied with drowned-valley-fill deposit, B: a type consisting of aggradations of fluvial deposits.

謝辞 本報告をまとめるにあたり、石油資源開発株式会社の大久保 進氏と洲崎照夫氏には XRD 分析の御指導いただいた。厚くお礼申し上げます。なお、この研究の一部は第 12 回藤原財団助成金および日本学術振興会科学研究費補助金 (No. 14540433) (研究代表者：岡崎浩子) によって行われた。

引用文献

- 青木直昭・馬場勝良 (1971) 木更津一市原地域の瀬又、上泉および成田層の貝化石群とその産出層準。地質学雑誌, 7, 137-151.
- Benito, G., Sanchez-Moya, Y. and Sopena, A. (2003) Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157, 107-132.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L. and Ethridge, F.G. (1999) Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology*, 46, 1029-1047.
- Feldman, R.H., Franseen, K.E., Joecke, R.M. and Heckel, P.H. (2005) Impact of longer-term modest climate shifts on architecture of high-frequency sequences (cyclothems), Pennsylvanian of mid-continent U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 350-368.
- 伊勢屋ふじこ (1982) 茨城県、桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因。地理学評論, 55, 597-613.
- Ito, M. and O'hara, S. (1994) Diachronous evolution of system tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology*, 41, 677-697.
- 貝塚爽平 (1974) 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動。垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」: 99-118, ラティス。
- 貝塚爽平・鎮西清高 (1986) 日本の山。259 p, 岩波書店。
- 鎌滝孝信 (1999) 堆積速度に影響された貝化石群：中部更新統下総層群藪層の例。地質学論集, 54, 175-183.
- 兼子尚知・伊左治鎮司・加藤久佳・樽 創・甲能直樹 (2000) 千葉県袖ヶ浦市の下総層群清川層より産出した古脊椎動物—1. 地質と産状—。日本古生物学会 2000 年年会講演予稿集, 101.
- 兼子尚知・岡崎浩子 (2006) シンポジウム「ナウマンゾウのいた頃」—千葉県袖ヶ浦市吉野田の化石発掘調査報告—。第四紀研究, 45, 151-156.
- 菊地隆男 (1974) 関東地方の第四紀地殻変動の性格。垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」: 129-146, ラティス。
- 小松原 琢・中澤 努・兼子尚知 (2004) 木更津地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 64 p, 産総研地質調査総合センター。
- Kondo, Y. (1989) Faunal condensation in early phases of glacio-eustatic sea-level rise, found in the middle to late Pleistocene Shimosa Group, Boso Peninsula, central Japan. Taira, A. and Masuda, F. (eds.) *Sedimentary facies in the active plate margin*: 197-212, TERRAPUB.
- 間島信夫・三島弘幸・野中義彦 (1990) 千葉県市原市の上部更新統姉崎層より産出したナウマンゾウ切歯化石。地球科学, 44, 31-35.
- 増田富士雄・中里裕臣 (1988) 堆積相からみた鹿島一房総隆起帯の運動像。月刊地球, 10, 616-623.
- 中里裕臣 (1993) 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係。千葉中央博物館自然誌研究報告, 2, 115-124.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動。第四紀研究, 40, 251-257.
- 西川 徹・伊藤 慎 (1997) 古東京湾初期の中期更新世堆積体の発達過程。地質学雑誌, 103, 1144-1161.
- 野中義彦・堀内正貫・三島弘幸・宮崎重雄・市原化石ジカ研究グループ (1986) 房総半島北部の上部更新統産出のニホンムカシジカ化石。地質学雑誌, 92, 809-811.
- 岡崎浩子・兼子尚知・平山 廉・伊左治鎮司・加藤久佳・樽 創・高桑祐司・百原 新・鶴飼宏明 (2004) 陸生脊椎動物化石を産出する氾濫原堆積物—更新統下総層群清川層の例—。第四紀研究, 43, 359-366.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム。地質学雑誌, 98, 235-258.
- 岡崎 (熊代) 浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (1994) 上部更新統下総層群, 木下層と常総層・姉崎層の層序—その 1: 下総台地地域—。中央博研報 (自然), 3 (1), 19-69.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (1997) 古東京湾に発達した 2 つのタイプの堆積シーケンス—下総層群上泉層, 清川層および横田層—。地質学雑誌, 103, 1125-1143.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (2001) 更新統下総層群の形成ダイナミクス。第四紀研究, 40, 243-250.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣・鎌滝孝信 (2000) 第 3 章 各地点説明。2000 年日本第四紀学会巡検案内書

- 「房総半島中部下総層群蘆層のテフラ、堆積システム、シーケンス層序」: 11-38.
- O'hara, S. (1982) Molluscan fossils from the Shimosa Group (Yabu and Jizodo Formations of the Makuta district). *Journal of Arts and Sciences, Chiba University*, B-15, 27-56, 3 pls.
- O'hara, S. and Nemoto, N. (1978) Molluscan fossils from the Kami-izumi Formation (s.l.). *Journal College of Arts and Sciences Chiba University*, B-11, 59-89.
- 佐藤弘幸 (1994) 木更津・君津周辺の下総層群の層序と構造. *日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨*, 50.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中—後期テフラの同定と年代. *第四紀研究*, 36, 183-196.
- 袖ヶ浦市教育委員会 (1997) 袖ヶ浦市史基礎資料調査報告書 6. 袖ヶ浦の地形・地質. 81, 袖ヶ浦市教育委員会.
- Stanescu, J.D., Hunton, J.E. and Mickelson, D.L. (2002) Geologic setting of a Permian fossil plant and vertebrate site, southeastern Utah. *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, 34, 507.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロロジー. *地質学雑誌*, 84, 583-600.
- 鈴木一久 (1994) 1993 年 9 月 9 日野州川洪水氾濫堆積物の 3 次元形態と堆積構造—1 回の洪水氾濫で形成された複数の逆級化構造ユニット—. *地質学雑誌*, 100, 867-875.
- 鈴木正男 (1976) 過去をさぐる科学—年代測定のすべて—. 234 p, 講談社.
- Suzuki, T. (1996) Chemical analysis of volcanic glass by energy dispersive X-ray spectrometry with JEOL JED-2001 and JSM-5200: analytical procedures and application. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, 31, 27-36.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東・中部に分布する第四紀テフラのフィッシュトラック年代. *地学雑誌*, 107, 348-367.
- 高桑祐司 (2006) 千葉県袖ヶ浦市の下総層群清川層産出のシカ類化石. *第四紀研究*, 45, 197-206.
- Tandon, S.K., Sood, A., Andrews, J.E. and Dennis, P.F. (1995) Palaeoenvironments of the dinosaur-bearing Lameta Beds (Maastrichtian), Narmada Valley, Central India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117, 153-184.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 図幅), 136 p, 地質調査所.
- Tucker, E. (1991) *Sedimentary Petrology*. 260 p, Blackwell.

The Flood Deposit of the Middle Pleistocene Kiyokawa Formation, Shimosa Group, Eastern Japan

Hiroko Okazaki^{*1, a}, Hiroomi Nakazato^{*2} and Hiroshi Ikeda^{*3}

The non-marine fossil locality of the middle Pleistocene Kiyokawa Formation in Sodegaura City, Chiba Prefecture, eastern Japan, has been surveyed. The stratum that contains numerous wood debris, isolated terrestrial vertebrate remains, freshwater molluscan shell fragments and mudstone clasts was recognized as a flood-deposit. The deposit mainly consists of ill-sorted muddy sands or sandy muds, which are characterized by bi-modal grain distribution and more potassium feldspar. The flood deposits changed into a pond deposit, which includes *in-situ* freshwater bivalves and turtle remains. The pond deposit consists of massive muds and alternated layers of silts and well-sorted fine-grained sands, which include more quartz.

The middle Pleistocene Kiyokawa Formation was deposited during Marine Isotope Stage 7.4 – 7.2. The formation consists of terrestrial and shallow marine depositional systems that constitute a depositional sequence primarily controlled by glacio-eustacy. The transgressive systems tract of the Kiyokawa Formation consists of two aggradational fluvial systems including the flood deposit. It suggests that a shallow valley was formed in subglacial period and was filled by high sediment supply during the early stage in the subsequent subinterglacial period. The climatic and sea level condition might be important for the occurrence and preservation of flood deposits.

Keywords : Pleistocene, Kiyokawa Formation, flood deposits, sea-level change, sand supply

*1 Natural History Museum and Institute, Chiba. 955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba, 260-8682, Japan.

*2 National Institute for Rural Engineering. 2-1-6 Kannondai, Tsukuba, 305-8609, Japan

*3 Ninomiya 2-16-2, Tsukuba, 305-0051, Japan

*a Corresponding author : kohiroko@chiba-muse.or.jp