中部更新統下総層群藪層から復元された砂嘴-内湾システム

岡崎 浩子*・佐藤 弘幸**・中里 裕臣***・鎌滝 孝信****

Spit-bay depositional system recognized in the Yabu Formation, Shimosa Group in the Kisarazu Plateau, Chiba Prefecture, Japan

Hiroko Okazaki*, Hiroyuki Sato**, Hiroomi Nakazato***
and Takanobu Kamataki****

The middle Pleistocene Yabu Formation, Shimosa Group distributed in the Shimosa Plateau is deposits of Paleo Tokyo-Bay. The investigation area, Kisarazu Plateau is located at the most southern part of the Shimosa Plateau and also the southern margin of Paleo Tokyo-Bay. The Yabu Formation is mainly composed of sands, and alternation of sands and muds. We exhibit the distribution of Yabu Formation at the Kisarazu Plateau, using intercalated volcanic ashes and examining a depositional system by facies analysis.

As a result, spit-bay depositional system was reconstructed at the heads of Paleo Tokyo-Bay from the shape of basin and facies distribution of the formation. In addition, the change of depositional system in the Yabu Formation was considered. Consequently, the depositional sequence corresponding to a glacio-eustatic sea-level change was recognized in the formation, and it became clear that the spit developed during transgression associated with interglacial period and the bay was filled and diminished during subsequent sea-level lowering.

Key words : spit, depositional system, the Yabu Formation, middle Pleistocene, glacio-eustatic sea level change

はじめに

中・上部更新統下総層群は、房総半島中北部に広がる下総台地を構成する主に浅海成の砂層からなり、古東京湾と呼ばれる内海の堆積物である。下総層群は下位から、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層、姉崎層（竜ヶ崎層）からなる。各累層の堆積時期はほぼ氷河性海水準変動の10万年周期に対応している（杉原ほか, 1978; 増田, 1988）。調査地域である木更津台地は、下総層群分布地域の南限すなわち古東京湾の南縁にあたる。下総層群の下部層である藪層は下総台地に広く分布し、挟在するテフラのフィッシュントラック年代は約30万年前を示す。本論文では、調査地域で新たに報告された指標

受付: 2000年9月28日 受理: 2000年11月28日

* 千葉県立中央博物館地学研究科
Natural History Museum and Institute, Chiba 955-2
Aoba-cho, Chuo-ku, 260-8682 Japan : E-mail, kohiroko@chiba-muse.or.jp

** 静岡聖光学院中・高等学校
Shizuoka Seikogakuin Junior and Senior High
School, Shizuoka 422-8021, Japan

*** 農業工学研究所
National Research Institute of Agricultural Engineering, Tsukuba 305-8609, Japan

**** 東濃地科学センター
Tono Geoscience Center, Toki, Gifu 509-5102, Japan

Fig. 1 a. Location and geologic map of the Kisarazu Plateau, Chiba Prefecture, central Japan.

b. Location of observation sites on the base contour lines of the Yabu Formation. Thin dotted lines indicate the base contour lines of the Kamiizumi Formation. Each symbol shows the facies of observation sites (○; sands, ●; alternation of sands and muds, □; sand-dominated alternation).

テフラを用いて藪層の分布を明確にし、その堆積相解析から堆積システムを検討した。その結果、藪層の基底面の形状と堆積相分布から古東京湾の湾口付近に発達する砂嘴-内湾システムが復元された。また、堆積システムの変遷から藪層のシーケンス層序を考察した。藪層は、1回の氷河性海水準変動に対応して形成され、砂嘴の発達は海水準上昇期に生じ、また、高海水準期から海水準降下期には湾の埋積がおこっていることが明らかになった。

調査地域

木更津台地は下総台地の南部に位置し、小櫃川と小糸川低地に挟まれる地域である (Fig. 1)。台地の

標高は約 20 m～160 m で、台地面は約 1°で北北西に傾いている。下総層群の全層準が分布する。当地域の層序については、いくつかの見解があり統一されてはいなかったが (小島, 1966; 青木・馬場, 1971; Yajima, 1978; 杉原ほか, 1978), 模式地に分布する指標テフラの詳細な追跡がおこなわれた結果 (佐藤, 1994; 1997), その実態が明らかになっている (佐藤, 投稿中)。すなわち、藪層の指標テフラ Yb0, 2, 3, 4 と藪層上位の上泉層の Km2 が鍵層となり、模式地との対比がおこなわれている。木更津台地の藪層は台地の南部で東西に連続してみることができるが (Fig. 1b, 2), 分布地域の東部には比較的厚い砂層がみとめられ、藪層の下部層準にみられ

Fig. 2 East - west geologic cross-section along southern part of the the Kisarazu Plateau. Arrows show paleo-currents inferred from cross-beds. Bold arrows show paleo-currents inferred from foreset beds. The localities are shown in Fig. 1 b.

る Yb0 および中部の Yb2, 3, 4 が挟まれる。中央部には砂泥互層が発達し、Yb0 と下位層準の地蔵堂層の J2 の可能性のあるテラフが認められる。西方にいくほど砂がちの砂泥互層となり、ここでは藪層の指標テフラはみつかっていないが、上位に上泉層の Km2 が認められる。

堆積相と推定される堆積環境

分布地域の東部の藪層は堆積相 I ～IV に分けられる (Fig. 2 の Loc. 1～9, Fig. 3)。

堆積相 I

基底は明瞭であり、砂質シルト層からなる。下部は生物擾乱が激しく木片を含む。中部にカキ (*Crassostrea gigas*) が多産し礁をなす。上部は砂層を頻繁に挟む。厚さ約 7 m。

<堆積環境> *Crassostrea* 属は内湾汽水域の砂泥底に密集して生息し、干潟に礁をつくっており (鎮西, 1982), 沖積層では溺れ谷の湾奥や河口にみられる干潟群集の主構成種となっている (松島, 1984)。したがって、このようなカキ礁は潮間帯の存在を示し、堆積相 I は内湾泥質干潟の堆積物と考えられる。

堆積相 II

下位の堆積相とは漸移的である。北ないしは北東に傾く大規模なフォーセット層理 (フォーセット高約 15 m) が認められる (Fig. 4 a)。フォーセット層理は細粒～中粒砂とシルト～極細粒砂の互層からなる。フォーセット層理の傾きは上方でやや急になり細粒～中粒砂層の厚さが増し、コンケイブ型を示す。細粒～中粒砂層中には、内部構造として平行層理、平板型斜交層理 (Fig. 4 b), やや浅いトラフ型斜交層理などがみられ、上部にしばしばリップル葉理が認められる。コンボリュート構造が層理の下部によく認められる。この層理の古流向はばらつきがみられるが北西向きまたは北向きが得られ、北西向きが優勢である。また、リップル葉理の古流向は北西向きまたは南西向きの 2 方向認められる。砂層中にはマガキ、バカガイ (*Macra chinensis*) などが散在する。シルト～極細粒砂層は薄い泥層としばしば互層しリップル葉理が認められる。薄い泥層はマッドドレイプスをなす場合もある。泥層中には植物片がしばしば含まれる。厚さ約 20 m。

<堆積環境> 堆積相 II には、下位の堆積相からの再堆積と考えられるマガキや植物片を含み、また、潮下帯から水深 10 m 程度に生息するバカガイがみられることから、比較的浅い環境が示唆される。また、

Fig. 3 Generalized facies succession of the eastern part (S.B.; sequence boundary, r.s.; ravinement surface, m.f.s.; maximum flooding surface, HST; highstand systems tract, TST; transgressive systems tract). Symbols used in the columnar section are defined in Fig. 5.

大規模なフォーセット層理は三角州や砂嘴の内部構造にしばしばみられるものである (Posma and Roep, 1985; 岡崎・増田, 1992; 下総台地研究グループ, 1999; 岡崎ほか, 2000; Hiroki and Masuda, 2000). ここでは, この堆積物の上位に河川堆積物が認められないことから砂嘴の堆積物の可能性が考えられる。

堆積相 III

基底面は明瞭な侵食面を示し, 露頭でみられる最大侵食量は約 4 m である。侵食面上には, 硬質頁岩や固結した泥岩や砂岩礫 (最大長径約 20 cm) がみられ, 多種の貝化石が離弁した殻を入れ子にした状態で密集する。固結した泥岩や砂岩礫にはしばしば穿孔貝による孔がみられる。まれにこれらがトラフ

Fig. 4 a. Facies unit II (the lower part of the photograph) is characterized by large forset bedding. Facies unit III (the upper part of the photograph) overlies the ravinement surface. The height of the outcrop is about 60 m (Loc. 2).
 b. Internal structures of the facies unit II (Loc. 2). Tabular cross stratification, ripple lamination at the top of the strata and convolute bedding at the bottom of the strata are observed.
 c. Alternation of sands and muds of facies unit VII in the central part of the investigation area. The height of the outcrop is about 10 m (Loc. 14).
 d. Graded bedding and parallel lamination in sands of facies unit VII. Burrows disturb primary structures (Loc. 14). The trowel is 15 cm long.
 e. Coarser and thicker sand layers of facies VIII including molluscan shell fragments are intercalated with muds layers (Loc. 27). The trowel is 30 cm long.
 f. Ripple laminations of facies IX (Loc. 27). The trowel is 30 cm long.

型斜交層理をなすところもある。この直上の層準でみられる化石群は、暖流系下部浅海帯に生息する二枚貝のビロードタマキガイ (*Glycymeris pilsbryi*) を中心としている。さらにこの上位は塊状の細粒砂からなり、管状の生痕化石が多く含まれる。合弁のトウキョウホタテガイ (*Patinopecten tokyoensis*) が多く産出し、深潜没型二枚貝であるナミガイ (*Panopea japonica*) やミルケイ (*Tresus keenae*) が自生の産状でみられる。層厚約 1-4 m。

<堆積環境> 基底にみられる侵食面上には異地性の礫や貝化石が密集するので、この侵食面は砂嘴の上面に波浪や潮流によって形成されるラビンメント面と考えられる。このラグ堆積物には堆積時にすでに固結していたと考えられる泥岩や砂礫が認められ、以前この近くに波食台が形成されていたことが推定される。上位の細粒砂には自生的産状の貝化石や管状の生痕化石が多くみられる。生息姿勢を保った自

生の産状の貝化石は海底下数 10cm に潜って棲む深潜没者のみで、このことは、深潜没者が生息していた深度までは侵食が及ばなかったことを示している。また、海底表面で自由生活をおくる二枚貝であるトウキョウホタテガイが合弁で多く産出することは、それらの貝類が死後急速に埋没したことを示すと考えられる。これらのことから、本相は波や流れによる侵食よりも、むしろ暴風時などに急速な堆積物の供給を受ける環境で堆積したことが推定され、下部外浜の堆積物と考えられる。

堆積相 IV

下位の堆積相とは漸移的である。細粒～粗粒砂層からなり上方に粗粒化する。平板型斜交層理やトラフ型斜交層理が発達する。寒流系上部浅海帯に生息するエゾタマキガイ (*Glycymeris yessoensis*)、ビノスガイ (*Mercenaria stimpsoni*)、ウバガイ

Fig. 5 Generalized facies succession of the central part.

(*Pseudocardium sachalinense*)などを産する。斜交層理から得られる古流向は、下部では2方向がみられるが上部は西向きが卓越する。厚さ約7 m以上。

＜堆積環境＞堆積相IVは上方に粗粒化し、平板型斜交層理が発達し、古流向に2方向がみとめられることなどから潮汐三角州の可能性が考えられる（岡崎・増田, 1992）。

中央部にみられる藪層は堆積相V～VIIに分けられる。特に堆積相VIIは連続的に広く分布する（Fig. 2の Loc. 10～20, Fig. 1 b, Fig. 5）。

堆積相V

基底にチャンネル状侵食面が認められる。細礫を含む細粒～中粒砂からなる。下部には泥層の偽礫が多く含まれる。トラフ型斜交層理が発達し、古流向はほぼ西向きが優勢である。

＜堆積環境＞堆積相Vはチャンネル状の堆積様式を示し、一方向の卓越した古流向を示すトラフ型斜交層理がみられることから、河川堆積物と考えられる。

堆積相VI

下位の堆積相との関係は漸移である。青灰色の塊状泥質砂層からなる。ゴイサギ (*Macoma tokyoensis*)、チヨノハナガイ (*Raetella pulchella*)、イタヤガイ (*Pecten albicans*)などの二枚貝化石を含む。ゴイサギ、チヨノハナガイは合弁でみられ、とくにゴイサギは生息姿勢を保っている。厚さは約1 m以上。

＜堆積環境＞堆積相VIに含まれるゴイサギ、チヨノハナガイは原地性と考えられ、いずれも内湾潮下帯～100 mの砂泥～泥底に生息する種であり、やや深い内湾砂泥底であったと考えることが可能である。このような層相と化石群集は沖積層の溺れ谷の埋積物にも類似する（松島, 1984）。

堆積相VII

下位の堆積相とは漸移関係である。極細粒～細粒砂層（数～20 cm）と泥層（数～10 cm）の互層からなる（Fig. 4 c）。砂層中には平行葉理、トラフ型斜交葉理が認められ、級化構造がみられる場合もある（Fig. 4 d）。*Rosselia* sp.などの生痕化石が多くみられる。堆積相VIIは下部と上部にわけることができ、上部は下部より砂層、泥層ともに粒径がやや粗くな

る。厚さ約10 m以上。

＜堆積環境＞砂層の初生的堆積構造はしばしば生痕によって乱されているが、まれに級化構造や平行葉理がみとめられる。このような砂層はストーム堆積物が暴浪時の波浪作用限界水深より深い泥底に乱泥流的な様式で堆積したものと考えられる（Walker, 1984）。また、この砂泥互層は下位の内湾泥層と漸移的であることから、内湾の泥底の堆積物である可能性がある。

台地の西部に認められる藪層は堆積相VIII～IXに分けられるが、側方変化が激しい（Fig. 2の Loc. 23～27, Fig. 6）。

堆積相VIII

砂泥互層（それぞれ数 cm～10 cm 程度）からなり、砂層中にはハンモック状斜交層理がみられる。泥層には生痕化石が認められ上部にまれに植物片が含まれる。挟まれる砂層で比較的厚い（約20 cm）ものは、細礫まじりの中粒～粗粒砂層からなり、貝化石片が多く含まれる（Fig. 4 e）。含まれる貝化石はアサリ (*Ruditapes philippinarum*)を主体とし、ウバガイやエゾタマキガイを伴っている。この含貝化石砂層は平行層理を示し、また、上部にいくほど厚さが増して頻繁に挟まれるようになる。砂泥互層全体はフォーセット状に東にゆるく傾いている。また、平行層理などから得られる古流向もほぼ南東～北東方向を向く。厚さ12 m以上。

＜堆積環境＞砂層に含まれる貝化石の優占種であるアサリは内湾潮間帯から水深10 mまでの砂泥底にもぐってすむ種である。現在、調査地域南方に位置する富津砂州の内湾側の細砂底にはアサリを主体とする内湾砂底群集が認められる（茅根, 1991）。これらのことからこの砂泥互層も内湾の堆積物であることが考えられる。砂泥互層の砂層にはハンモック状斜交層理がみられ、より厚い砂層には貝化石の破片を多く含み平行層理などが認められることから、ストーム時に内湾の泥底に運び込まれた堆積物と考えられる。また、この古流向はほぼ西から東のものが優勢であることから、ここより西方にアサリの生息する干潟環境が存在したことが示唆される。また、アサリと同時に含まれるウバガイやエゾタマキガイなどの寒流系上部浅海帯種からは、やや冷温で外洋の影響が推定される（小島, 1966）。したがって、これらの貝化石は、上記の干潟をのせる地形的高まり

Fig. 6 Generalized facies succession of the western part. Symbols used in the columnar section are defined in Fig. 5.

のより西方の外洋環境の強い海域からその高まりをこえて流入した可能性も考えられる。

堆積相IX

下位の堆積相から漸移するシルト～細粒砂層と泥層の互層からなる。砂層中にはウェーブリップル葉理がしばしばみられる (Fig. 4d)。古流向は東向きである。泥層中には殻の溶けた貝化石 (アサリ) がまれに含まれる。

<堆積環境>波の作用が定常的にみられること、泥層中に内湾環境を示すアサリが自生の状態で含まれることから静穏時の波浪水深以浅の小規模な閉塞域、潟の堆積物であることが考えられる。

砂嘴-内湾システム

次にこれらの堆積相が形成する堆積システムについて考察する。

(1) 基底面等高線図と古地形

Fig. 1b の実線は、木更津台地の藪層の基底面等高線を示している (佐藤, 投稿中)。基底面等高線は、各露頭で挟在する指標テフラを用いて層準を認定し、藪層の基底の標高を2.5万分の1または1万分の1の地形図に基づいて求めたものである。この基底面等高線図は2つのことを意味している。初生的な堆積盆の形状とその後の構造運動による変位である。藪層の基底面等高線は木更津台地の南部で大きく湾曲し、東部から中部で北西方向に西部で北よりに傾いている。台地の西端では、藪層の基底のほとんどが沖積面下になるため基底面等高線は書けないが、藪層の層相分布や上位の上泉層の基底面等高線からは北東傾斜が認められる (小島, 1966; Yajima, 1978) (Fig. 2)。これらの傾斜角度は北西方向には約3.0°, 北東方向に0.5~1°である。これらを堆積性の傾斜, 例えばこの地域の現在の河川や海浜勾配と比べてみると, 養老川や小櫃川で平均約1/

250 (約 0.2°) (鹿島, 1982 より), 小櫃川干潟面では約 $1 \sim 2/1000$ (約 0.1° 以下) (斎藤ほか, 1993 より) である. したがって, 基底面等高線の傾斜はこれらより急で, 特に北西傾斜の値は有意に大きい. 房総半島中北部では下総層群の北西方の傾動運動 (鹿島-房総隆起帯; 貝塚, 1974) がよく知られており, 調査地域の北西方向の急傾斜はこの傾動運動の影響を受けていると考えられる. 一方, 西端での北東傾斜は地蔵堂層から上泉層までみられるが, 清川層以降は認められず北西方向の一方的な傾斜のみになる (小島, 1966; Yajima, 1978; 佐藤, 投稿中). したがって, この湾曲構造は別の運動が影響している可能性が, また, その運動は藪層の基底形状を規制していた可能性が考えられる. 次に湾曲構造が藪層堆積時から存在したとすると, この構造の各部で層相が変化することが期待される. そこで, この地域の層相分布をみてもみる. 基底面等高線の最大傾斜が北西でややゆるやかなところには東部の厚い砂層 (Fig. 1b の○) が分布する. 中央部の基底面等高線が湾曲する湾中央になるところには厚い砂泥互層 (●) が位置する. 西端の砂がち砂泥互層 (□) の分布は基底面がゆるやかに北東傾斜になって変化するところにあたる. このように基底面等高線の形状とともに層相が変化し, この基底面等高線は堆積時の古地形を反映していると考えられる. また, 湾中央部とその西方に分布する砂泥互層は内湾の堆積物と考えられ, したがって, この湾曲構造は古東京湾南縁に枝湾が存在したことを指示している可能性が高い. ちなみに, 基底面等高線が一方に傾き湾曲構造を示さない清川層では, 河川堆積物が全体に卓越する (佐藤, 投稿中).

(2) 砂嘴-内湾システム

各堆積相とこの小湾との関係性をみてもみる. 堆積相Ⅱの大規模フォーセット層理をもつ細粒砂層は前述したように, その形態と上位に河川堆積物がみられないことなどから砂嘴堆積物の可能性が考えられる. この砂層はちょうど小湾の東の湾口に位置し, また, フォーセット層理の傾きの方向は北西で, 湾口を塞ぐ方向にのびており, 湾口の砂嘴堆積物と考えられる (Fig. 7). 一方, 堆積相Ⅷは湾の西翼に位置し, その西方に地形的高まりが推定される. 砂泥互層のフォーセット状の東へのゆるい傾きや, 東からの古流向を示す比較的厚い砂層を挟むことは, ここが内湾の西端で湾中央に向かってゆるく傾く泥底斜

Yb0-2

Yb2-5

Fig. 7 Paleo- geographical figures of the Yabu Formation. Yb 0-2 corresponds to the period of sea-level rising and Yb 2-5 the period of sea-level falling.

面であることを示していると考えられる。また、Yajima (1978) はここに含まれる介形虫化石について、内湾砂底群集に岩礁地の潮間帯、アマモ場、内湾泥底に生息する種が混合していることを報告している。このことも上記のような環境を支持していると考えられる。中央部の砂泥互層（堆積相Ⅶ）はこのような砂体に囲まれて堆積している内湾泥底の堆積物であると考えられる。したがって、堆積相と古流向からは砂嘴とその背後の閉塞された湾が考えられ、基底面等高線図の湾曲構造と整合する。砂嘴堆積物の上位および側方には、砂嘴堆積物と斜交して、南西に前進する上げ潮潮汐三角州がみられる。砂嘴の上位に海浜堆積物が認められないのは、この潮汐三角州の下位のラビンメント面によって削剥されたためと考えられる。（内湾側は一般に海浜堆積物の発達をよくない。）また、一般に砂嘴の発達する近傍にはその砂の供給源である波食台がみられるが、この地域では Yb0 をのせる波食台が東方に存在する（岡崎ほか、投稿中）ことから、この付近が相対的に高く砂の供給源になっていた可能性が考えられる。

この地域に砂嘴堆積物が発達したのは、海岸線の方角に変曲点が存在したこと、下位に干潟堆積物がみられるように浅瀬が存在したこと、また、古東京湾の湾口部に近く沿岸での流れが速かったことなどによると考えられる。このことは、この付近に完新世の富津砂州が発達することからも推定される。潮汐三角州が形成されたのは、比較的速い潮流によって砂が流入するものの、比較的大きく深い湾がなかなか埋積されななかったためと考えられる。

ここでみられる砂嘴堆積物とその背後の内湾堆積物、それと漸移して側方および上方にみられる潮汐三角州や潟堆積物、また、下位の干潟堆積物は、一連の関連する堆積相群として捉えられることができる。これらをまとめて砂嘴-内湾システムと呼ぶこととする。

(3) シーケンス層序と海水準変動

堆積相システムの変遷を指標テフラに基づいてみていくと次のようである。

Yb0 堆積以前に、湾の東部では泥質干潟上にカキ礁が発達する。Yb0 から Yb2 堆積時には、東部は浅瀬になり、沿岸流や潮流により北西方向に砂嘴の急速な発達がおこったことが推定される (Fig. 7)。これらは海進期の堆積物であることが示唆され

る。砂嘴のフォーセット層理は流速の比較的速い場合に形成されるコンケイブ型を示し、下位の堆積相からの再堆積と考えられるマガキや植物片を多く含むことから、干潟が沈水した浅瀬上に急速に砂嘴が前進したことが推定される。湾中央部では東部の湾口で砂がトラップされるために泥底が広がる。西部地域には藪層のテフラが含まれないので堆積時期が明確ではないが、湾の南西方にも干潟が広がりカキ礁が発達する (Fig. 2 の Loc. 26)。砂嘴の上位にはラビンメント面がみられ、その直上にこの層準で最も深い貝化石が産出することから、海進期のラビンメント面であることがわかる。Yb4 堆積後は、東部では湾奥方向に上げ潮潮汐三角州が前進する。それによって湾奥もやや砂質になる。西部は上方に向かって内湾から潟堆積物に急速に浅海化することから、周辺の地形的高まりから埋積がおこり、内湾の西部を塞いだ可能性がある。したがってこれらは海退期の堆積物と考えられる。このような堆積システムの変遷からこれらは1つの堆積シーケンスを形成していたと考えられる。藪層のテフラのフィッシュントラック年代からは、藪層の堆積時期は酸素同位体比ステージ 10~8 の堆積物と考えられる（杉原ほか、1978；増田、1988）。したがって、木更津台地の藪層の堆積システムの発達は、氷河性海水準変動が大きく影響したと考えられる。また、鎌滝 (1999) は木更津台地の北東方の藪層においてシーケンス層序を検討し、その貝化石群集の組成変化からほぼ Yb2 の直下層準が最大海汜濫面としているが、本調査地域の結果もこれと矛盾しない。調査地域の東部地域においては藪層基底のシーケンス境界からラビンメント面直上の最大海汜濫面までが海進期堆積体 (TST) と考えられ、これは泥質干潟堆積物 (堆積相Ⅰ) とその上位の砂嘴堆積物 (堆積相Ⅱ) からなる。海水準上昇の停滞期に急速に砂嘴が発達したと考えられる。また、高海水準期に潮汐三角州が前進し、高海面期堆積体 (HST) を形成する。中央部の湾央では、堆積物の供給が最も少ないことから最大海汜濫面の認定は難しいが、内湾堆積物 (堆積相Ⅶ) の下位の溺れ谷堆積物 (堆積相Ⅵ) に産出する貝化石からは前述の最大海汜濫面と同程度もしくはやや浅い深度が推定される。また、上部では挟まれる砂層の粒径がやや粗くなることから、最大海汜濫面は内湾堆積物の基底もしくは中部に求められる可能性がある。西部は、藪層の指標テフラがみつからないことから、どの時期の堆積物である

かは特定されないが、内湾堆積物（堆積相Ⅷ）の貝化石には、冷温種がまじり、また、上位の堆積相が潟堆積物へと漸移することから、全体として高海面期から海水準下降期の堆積物と考えられ、これらはHSTを構成する。

謝 辞

本研究をすすめるにあたり京都大学理学部増田富士雄教授、地質調査所海洋地質部の斎藤文紀博士には有益なご助言をいただいた。図の作成について寒河江美里さんのご協力を得た。以上の方々に感謝の意を表します。本研究は、文部省科学研究費補助金（課題番号 10640445）の援助を受けて実施した。

文 献

- 青木直昭・馬場勝良, 1971: 木更津-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. 地質雑, **77**, 137-151.
- 鎮西清高, 1982: カキの古生態学. 化石, **31**, 27-34.
- Hiroki, Y. and Masuda, F., 2000: Gravelly spit deposits in a transgressive systems tract: the Pleistocene Higashikanbe Gravel, central Japan. *Sediment*, **47**, 135-149.
- 貝塚爽平, 1974: 関東地方の島孤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」, ラティス, 東京, 99-118.
- 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葦層の例. 地質学論集, 第 54 号, 175-183.
- 鹿島 薫, 1982: 小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. 地理評, **55** (2), 113-128.
- 茅根 創, 1991: 房総半島富津砂州の形成に伴う完新世の貝類群集の変遷, 第四紀研究, **30**, 265-280.
- 小島伸夫, 1966: 東京湾の南東沿岸地域の成田層群に含まれる貝化石群集について. 成田層群の研究 第 7 報, 地質雑, **72**, 573-583.
- 増田富士雄, 1988: ダイナミック地層学—古東京湾の堆積相解析から—, その 1 基礎編. 応用地質, **29**, 312-321.
- 松島義章, 1984: 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷—. Bull. Kanagawa Pref. Mus. no. 15, 37-109.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992: 古東京湾地域の堆積システム. 地質雑, **98**, 235-258.
- 岡崎浩子・伊左治鎮司・中里裕臣, 2000: 更新統下総層群上泉層にみられるギルバート型粗粒三角州. 地質雑, **106**, 461-471.
- 岡崎浩子・中里裕臣・佐藤弘幸 (投稿中): “古東京湾”の成立と堆積環境の変遷. 中博自報特別号 4「房総半島の堆積相, 古生物相変遷」.
- Postma, G. and Roep, T.B., 1985: Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *Jour. Sediment. Petrol.*, **55**, 874-885.
- 斎藤文紀・茅根 創, 1989: 富津砂州周辺海域の地形・堆積物とその変化について. 第 15 回産業公害研究総合推進会議総会研究発表資料, 128-129.
- 斎藤文紀・横田節哉・池田国昭・大島和雄, 1993: 浅海環境の長期的変遷過程の解明による最適立地の予測技術に関する研究. 平成 4 年度公害特別研究報告集, 工業技術院, 43-II-1~43-II-22.
- 斎藤文紀, 2000: 房総半島東京湾側の沖積層と海水準変動. 日本第四紀学会講演要旨, 166-167.
- 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 年学術大会演旨, 50.
- 佐藤弘幸, 1997: 下総層群葦層のシーケンス. 堆積学研究会 1997 年秋季研究集会プログラム講演要旨, 55-57.
- 佐藤弘幸 (投稿中): テフラからみた木更津台地の層序と構造. 中博自報特別号 4「房総半島の堆積相, 古生物相変遷」.
- 下総台地研究グループ, 1999: 完新世後期海面変動と湾口砂嘴・波食棚・古環境との関係—千葉県坂川低地の例—. 地球科学, **53**, 359-373.
- 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ノロジー. 地質雑, **84**, 583-600.
- Yajima, M., 1978: Quaternary ostracoda from Kisarazu near Tokyo. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., **112**, 371-409.
- Walker, R.G., 1984: Shelf and shallow marine sands. In: *Facies Models*, 2nd edn (Ed. R.G. Walker), Geosci. Can. Repr. Ser., **1**, 141-170.

中部更新統下総層群藪層から復元された砂嘴-内湾システム

岡崎 浩子・佐藤 弘幸・中里 裕臣・鎌滝 孝信,

2000, 堆積学研究, No. 52, 63—74

Okazaki, H., Sato, H., Nakazato, H. and Kamataki, T., 2000 : Spit-bay depositional system recognized in the Yabu Formation, Shimosa Group in the Kisarazu Plateau, Chiba Prefecture, Japan.

Jour. Sed. Soc. Japan, No. 52, 63—74

調査地域である千葉県の木更津台地は、中・上部下総層群の分布地域の南限すなわち古東京湾の南縁にあたる。下総層群の下部層である藪層は下総台地に広く分布し、酸素同位体比ステージ 10~8 の堆積物である。本論文では、調査地域で新たに報告された指標テフラを用いて藪層の分布を明確にし、その堆積相解析から堆積システムを検討した。その結果、藪層の基底面の形状と堆積相分布から、古東京湾の枝湾に発達する砂嘴-内湾システムが復元された。また、藪層は、1 回の氷河性海水準変動に対応して形成され、砂嘴の発達は海水準上昇期にまた、湾の埋積が高海水準期から海水準降下期におこっていることが明らかになった。