

更新統下総層群の堆積システムからみる “古東京湾”の環境変遷

岡崎(熊代)浩子

千葉県立中央博物館

〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2

要 旨 下総層群を堆積させた内海，“古東京湾”の堆積環境の変遷は，下総層群の堆積システムから読み取ることができる。堆積システムの形成には海水準変動（ユースタシー）とテクトニクスが大きく関わっている。古東京湾の成立は，鹿島-房総隆起帯の隆起運動に伴うものである。古東京湾は関東平野地域に広がっていた深い海盆（上総層群の堆積盆）が隆起運動にともない浅海化して形成された。下総層群の各累層の堆積環境（堆積システム）の変化は氷河性海水準変動と呼応している。すなわち，海水準上昇期には，潮汐低地—エスチュアリーシステムから，内湾またはバリアー島システムが，海水準降下期には，三角州システムや外浜—海浜システムが発達した。また，鹿島-房総隆起帯の隆起に伴う地盤の傾動運動の地域的相違に対応して，同時期に異なる堆積システムが発達していた。さらに，下総層群全体としては，鹿島-房総隆起帯の影響を受けて徐々に浅海化・陸化していった。

キーワード：古東京湾，下総層群，堆積システム，氷河性海水準変動，鹿島-房総隆起帯。

房総半島の中北部の下総台地を構成する下総層群は，約 45 万～8 万年前の地層である。下総層群が堆積した海は“古東京湾”（Yabe, 1931）と呼ばれる内海で，関東平野地域一帯に広がっていた。また，この古東京湾が形成された地域は関東造盆地という構造盆地で，関東平野の中心部が第三紀以降とくに第四紀に盆状に沈降し，平野周辺が隆起してきた地殻変動（関東造盆地運動）（Yabe and Aoki, 1926）によって，形成されたと考えられている。このことは，関東平野地域の地形面高度や，下総層群など台地や丘陵を構成する地層の傾きが，平野中心に向かって低くなることから推定されている。また，房総半島に分布する地層の層相と古生物相からは，上総層群（約 240 万～約 45 万年前）が示す深い外洋性の海から下総層群が示す内湾性の海へと浅海化がおこったこと（成瀬，1959），また，その結果，第四紀後期の氷河性海水準変動の影響を強く受けるようになったことが知られている。

古東京湾地域のテクトニクス

1. 古東京湾の成立

“古東京湾”がどのように形成されたかを，関東造盆地運動とそれに関連する関東平野地域のテクトニクスについてこれまでに述べられてきたことから，まとめてみる。

地震探査などから求められる先新第三系の関東平野の基盤には高崎から千葉，茂原にのびる凹地帯が存在し，また，層厚 1000 m 以上の厚い上総層群が分布する地域が上記の凹地帯の南東部にある。この地域は上

総トラフと呼ばれる（貝塚，1987）（図 1）。上総層群堆積盆の南方には葉山-嶺岡隆起帯（小池，1957）があり，この隆起は中新世末からのフィリピン海プレートの沈み込みに関連すると考えられている（新妻，1986）。また，この隆起帯の南側に分布する上総層群最上部（笠森層）に対比される粗粒砂岩中には，浅海性貝類化石とともに嶺岡帯由来の円礫が多量に含まれる。これはこの頃（笠森層堆積時）に“嶺岡山系”が陸上侵食を受けた可能性を示している（小竹ほか，1995，1996）。

上総層群堆積盆の東部が隆起し，沈降の中心が西に移って関東造盆地にはじめた時期については，河井（1961）や関東新生代構造研究グループ（1977）は上総層群堆積後期とした。貝塚（1974）は，上総層群の堆積盆はかつて三陸・常磐沖の堆積盆と一連であったが，第四紀になって隆起帯で隔てられ，関東造盆地が形成されたとし，この隆起帯を鹿島-房総隆起帯と呼んだ。また，上総層群堆積盆の東部の隆起はフィリピン海プレートの運動が北進から北西進に転換したことが原因と考えられている（中村・島崎，1981；貝塚，1984）。

このように，現在の東京湾と同じく，浦賀水道で外洋と通じ太平洋側が全体としては閉じていた古東京湾の形成は，次のような過程を経たものと考えられる。すなわち，葉山-嶺岡隆起帯の隆起とその北側の東方に開いた深い上総トラフの形成。その後の，上総トラフ東部の隆起（鹿島-房総隆起帯の隆起運動）によって成立した。

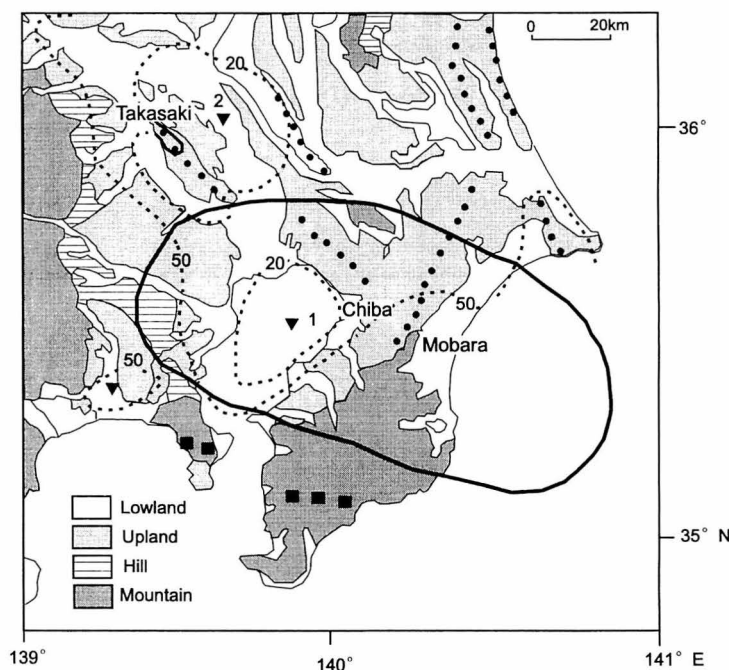


図 1. 関東地域の推定されるテクトニクス (貝塚, 1987 に加筆). 太線内は上総層群の層厚 1000 m 以上の分布域, すなわち上総トラフを模式的に示している. 破線は下末吉面の等高線. ▼は相対的沈降域. ●は相対的隆起域. ■は葉山-嶺岡隆起帯の隆起域. 1 は東京湾造盆地を, 2 は古河地区造盆地を示す.

2. 鹿島-房総隆起帯

鹿島-房総隆起帯の隆起による関東造盆地の東部の傾斜運動の様子は, 下総層群最上部の地層 (木下層) の堆積面 (下総上位面: 杉原, 1970, もしくは下末吉面) の高度分布からよく知られている (貝塚, 1987). 下末吉面の等高線からは, 大きい沈降の中心が, 東京湾の北部 (東京湾造盆地) と関東平野西北部 (古河地区造盆地) に存在する. 図 1 は, 下末吉面が形成された約 12 万年前から後の関東平野地域のテクトニクスを示している. ちなみに東京湾造盆地の東部に, 下総層群の厚さの最大地域 (鈴木ほか, 1995) がある.

佐藤 (2000), 中里・佐藤 (2001) は, 下総層群の各累層の基底面の等高線から下総台地の下総層群堆積時のテクトニクスを明らかにしている. 下総台地では下総上位面より古い地形面はみつかっていない. これは木下層より下位層準の下総層群の堆積面は上位累層に侵食されてほとんど残されていないためである. そのため, それ以前のテクトニクスを知るためには, 各累層の基底面が用いられる.

下末吉面の高度分布からもわかるように, 下総台地は南縁部でその隆起速度がもっとも大きい. 佐藤 (2000) はこの下総台地南縁部地域の基底面等高線図から次のようなことを明らかにしている. 下総層群中部層 (上泉層) 堆積時に基底面等高線図の示す傾斜方向に大きな変化が認められ, 下総層群中部層堆積時

前では北北東～北東傾斜がみられたのが, これ以降では北西傾斜になる. この傾斜方向の変化からは, 下総層群中部層堆積時のテクトニクスの変化, すなわち, 南方または南西方側隆起 (葉山-嶺岡隆起帯) が相対的に弱まり, 南東から東部側 (鹿島-房総隆起帯) の隆起がより強まった可能性が考えられる (岡崎ほか, 2001 a).

また, 下総台地全域の基底面等高線図 (図 2a) からは, 下総台地全体で下総層群はほぼ北西傾斜になるが, 大きくみて, 南部の基底面の傾斜は北部と比較すると急になっているのがわかる. したがって, 鹿島-房総隆起帯の隆起に伴う地盤の傾動には地域的差異が認められる. この詳細を増田・中里 (1988) や藤原ほか (1996) は下総層群最上部層 (木下層) の海浜堆積物を用いてその標高分布の解析から明らかにしている. 木下層堆積時以降の下総台地は, 村田川低地を境にして南側は北西に傾動し, 相対的に傾動速度が大きく, また, 北側は西北西に傾動し, 相対的に隆起している (図 2bc). この村田川低地はほぼ八潮-千葉断層 (楡井ほか, 1977; 多田, 1983) の東方延長にあたる.

古東京湾の海水準変動

下総層群の大きな特徴は, 全体でみると, 薄い礫層・泥層と貝化石を含むより厚い砂層からなる地層ユニットの繰り返し (堆積サイクル) がみられることで

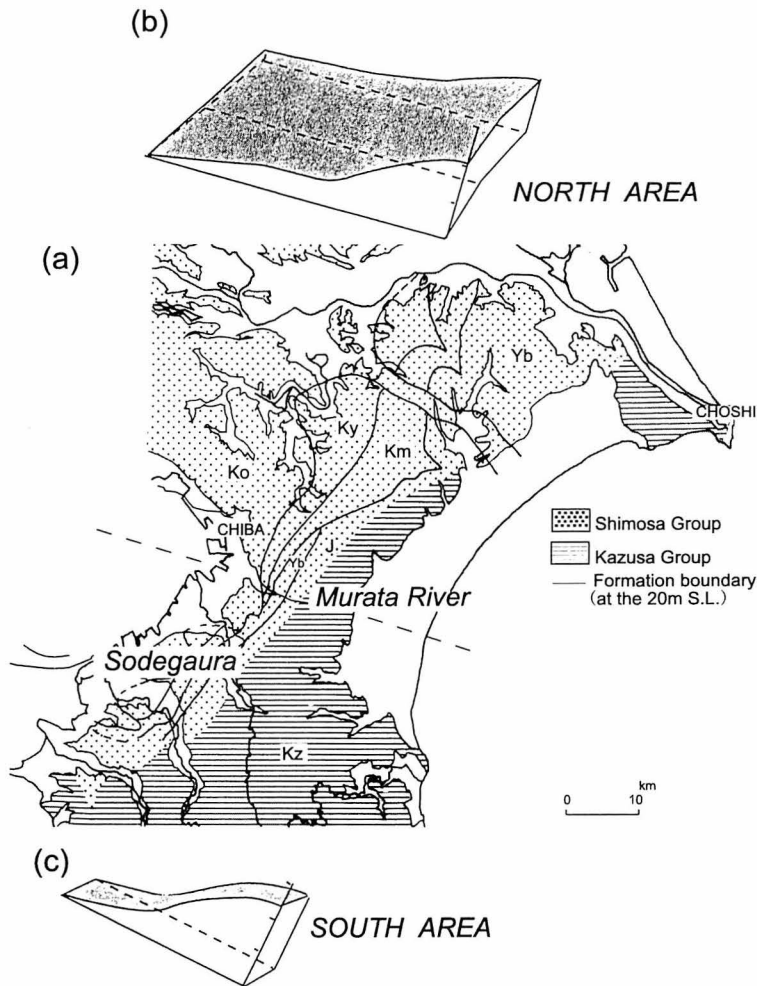


図 2. 下総層群の基底等高線図と基底面の傾動。(a) 下総層群の基底面等高線図 (佐藤, 1993 に加筆). 基底面等高線図は各累層の標高 20 m の基底面等高線をとったもの. Ko; 木下層, Ky; 清川層, Km; 上泉層, Yb; 藪層, J; 地藏堂層, Kz; 金剛地層. (b), (c) 木下層の堆積面から推定される下総台地北部 (b) と南部 (c) の傾動ブロックダイアグラム (藤原ほか, 1996).

ある。堆積サイクルは 1 回の海進と海退の堆積物を示し (青木・馬場, 1973; 菊地, 1980), このような海進・海退の繰り返しは, 古東京湾が第四紀後期の水河性海水準変動をうけて消長を繰り返したためと考えられる (関東第四紀研究会, 1980; 町田ほか, 1980; 増田, 1988; 徳橋・近藤, 1989). 下総層群の累層区分はほぼこの堆積サイクルに基づいており, 下位から地藏堂層, 藪層, 上泉層, 清川層, 横田層, 木下層, 常総層に区分される。本稿で使用する下総層群の累層名はほぼ徳橋・遠藤 (1984) に準ずる。ただし, 常総層については, 小玉ほか (1981), 岡崎・増田 (1992) に基づく。図 3 は, 下総層群に多数含まれるテフラのフィッシュトラック年代に基づいた各累層の堆積年代と酸素同位体比曲線で示される水河性海水準変動の対応を

示している。

下総層群の堆積環境は堆積相解析を用いて推定される。推定された堆積環境 (堆積物) で, 一連の堆積作用でまとめられるものは堆積システムと呼ばれる。この堆積システムによって, 古東京湾の海進・海退の様子はより具体的に復元される (岡崎・増田, 1992; 岡崎, 1996)。

下総層群の堆積システム

下総層群の堆積システムをみると, 地域によって発達する堆積システムの相違がみられる。すなわち, 大きく分けて下総台地の南部と北部に分けられる (岡崎, 1996; 岡崎ほか, 1997)。また, この地域分布は, 鹿島-房総隆起帯の運動の相違する地域と一致する

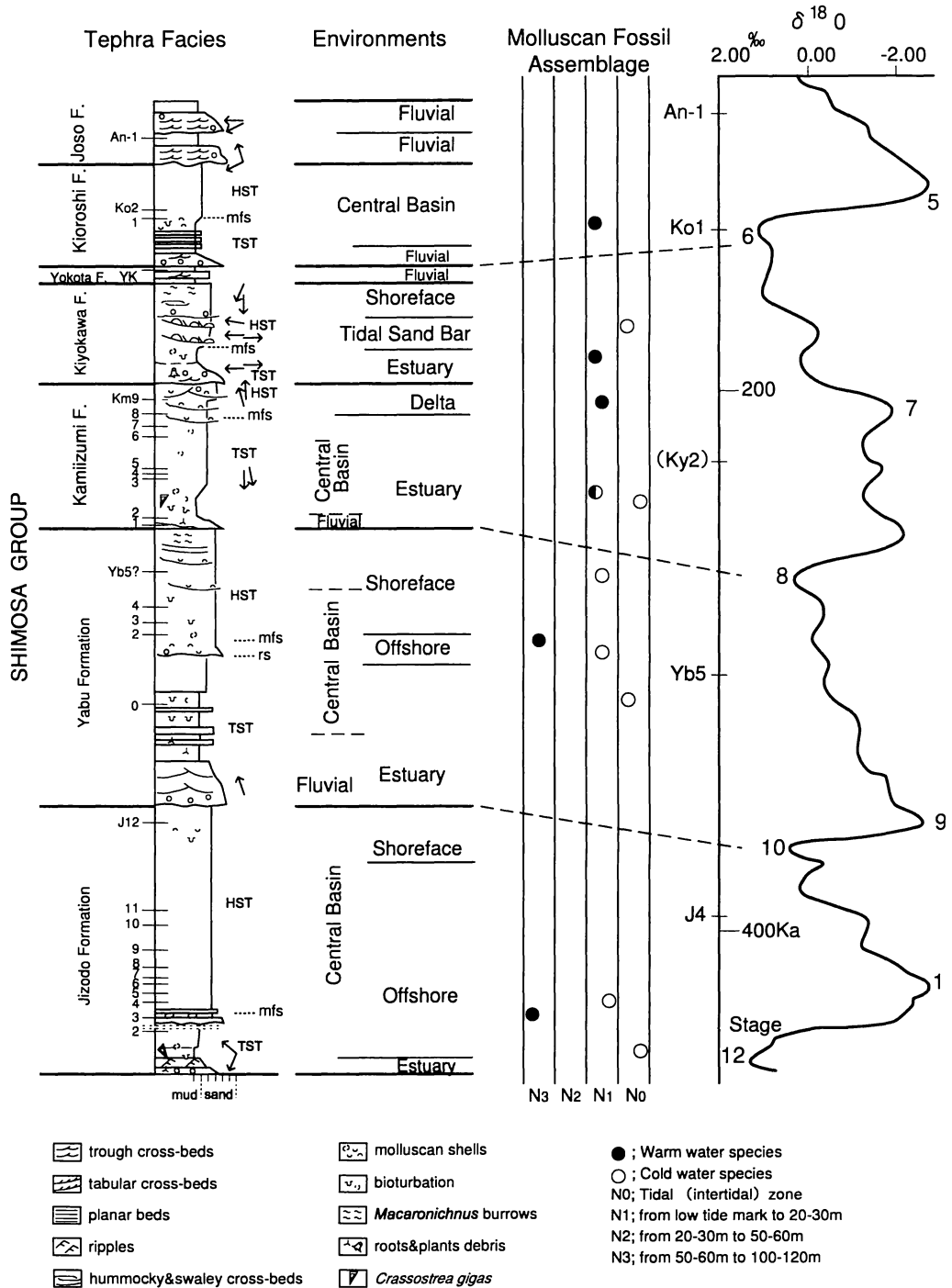


図3. 姉崎地域の堆積相模式柱状図。堆積相模式柱状図は、地蔵堂層については、西川・伊藤(1997)、鎌滝・近藤(1997)、藪層は、徳橋・近藤(1989)、鎌滝(1999)、上泉層、清川層、横田層は岡崎ほか(1997)、木下、姉崎層は岡崎・増田(1992)による。柱状図右横の略号はそれぞれ、SB; シーケンス境界、TST; 海進期堆積体、HST; 高海水準期堆積体、mfs; 最大海氾濫面、rs; ラビンメント面を示す。貝化石群集の生息深度と古水温については、近藤康生氏製作(1989)による中央博物館展示パネルを用いた。1989年当時までの貝化石群集について報告されたものをおおまかにコンパイルしたものである。酸素同位体比曲線(Imbrie *et al.*, 1984) との対応は Nakazato *et al.* (1989) による。

(岡崎ほか, 1997). 次にこれらの堆積システムの特徴と海水準変動および基底面等高線図から読み取れるテクトニクスとの関係を考える.

1. 南部の堆積システム

下総層群の多くの模式地が袖ヶ浦台地付近に設定され、また、その地域の層相変化は典型的な堆積サイクルを示すことから、徳橋・近藤(1989)によって海進・海退サイクルとしてまとめられている。袖ヶ浦台地付近の下総層群は、下総台地全体でみると、特徴的な層相を示す。すなわち、全体に各累層の層厚が大きく、下部にエスチュアリーシステムがしばしば発達する。また、比較的塊状な細粒砂層が厚く、各層準で特徴的な化石層を豊富に含むなどである(図3)。これを藪層でみてみると、比較的厚いエスチュアリーシステムの上位に比較的細粒で分級の悪い沖浜から下部外浜堆積物が重なり、その上方でやや粗粒化し上部外浜堆積物になる(図3)。この藪層の基底面等高線図にはこの地域に小規模な屈曲が認められる(図4)。さらに、この基底等高線を求めるための重要な要素である Yb

0 についてみると、模式地では Yb0 は下部の河川システムの上位の氾濫原堆積物中に認められる（図 4 の No. 4）。その周辺地域では、Yb0 は下位の地蔵堂層の海浜堆積物の上に水平に明瞭な境界をもって載る（図 4 の No. 5）。この Yb0 を含む堆積物は、有機質泥層を伴うことから陸成湿地の堆積物と考えられ、その下位の水平な境界面は波食台と考えられる。したがって、基底面等高線図の屈曲は河川の下刻による谷地形を示唆する。これらのことから模式地の藪層は全体として、谷埋めシステム（Incised Valley fill システム）を形成していると考えられる（Dalrymple *et al.*, 1992）。また、この豊富な貝化石と堆積相の解析からは、エスチュアリーから沖浜までが海進期の堆積物で、下部外浜堆積物から上部外浜堆積物が海退期の堆積物であることが読み取れる（徳橋・近藤，1989；鎌滝，1999）。また、このような谷地形の埋積物において貝化石の保存がよいのは、河川からの碎屑物供給量が多いために堆積速度が速く、かつ、内湾では波浪などの沿岸作用が比較的弱く再移動が小さかったためと考えられる。

このように総じて南部地域では、後述する北部のシ

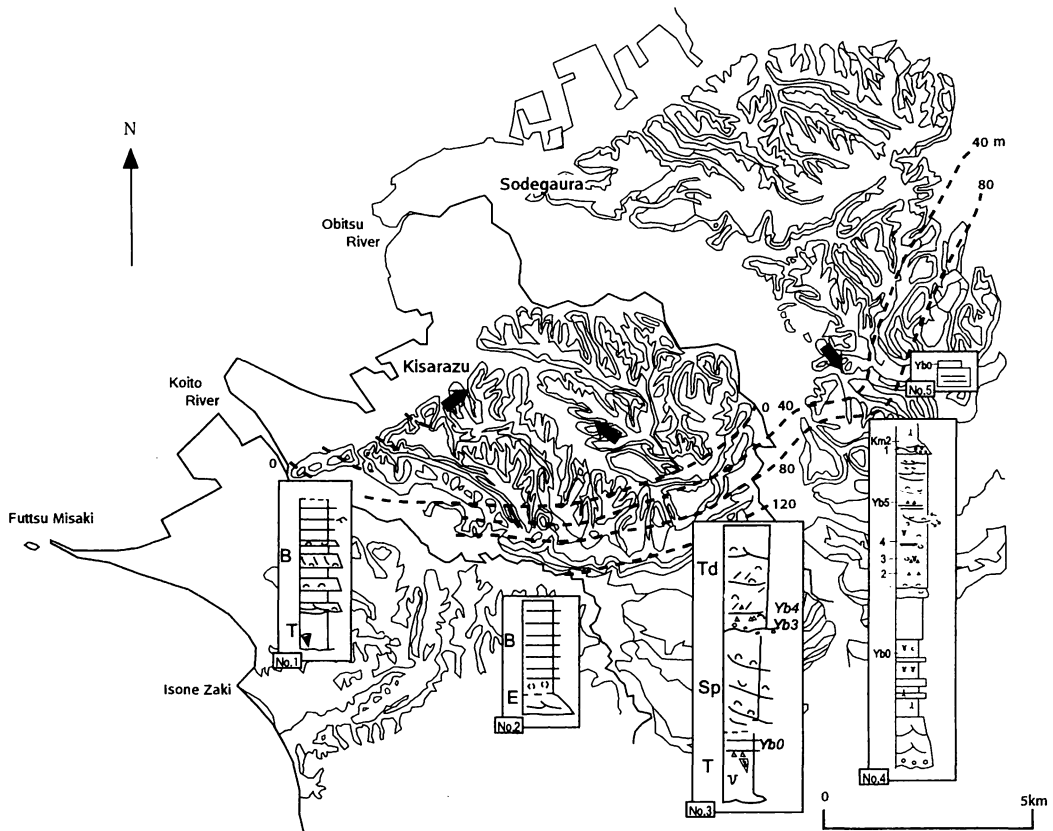


図 4. 下総台地南部（袖ヶ浦台地、木更津台地）の藪層における基底面等高線と各地域の堆積相。太矢印は基底面等高線図（佐藤，2000 に加筆）から推定される沈降方向。模式柱状図の左横の略号は，T は潮汐低地，B は内湾，Sp は砂嘴，TD は潮汐三角州堆積物を示す。模式地の柱状図の詳細は，図 3 参照。

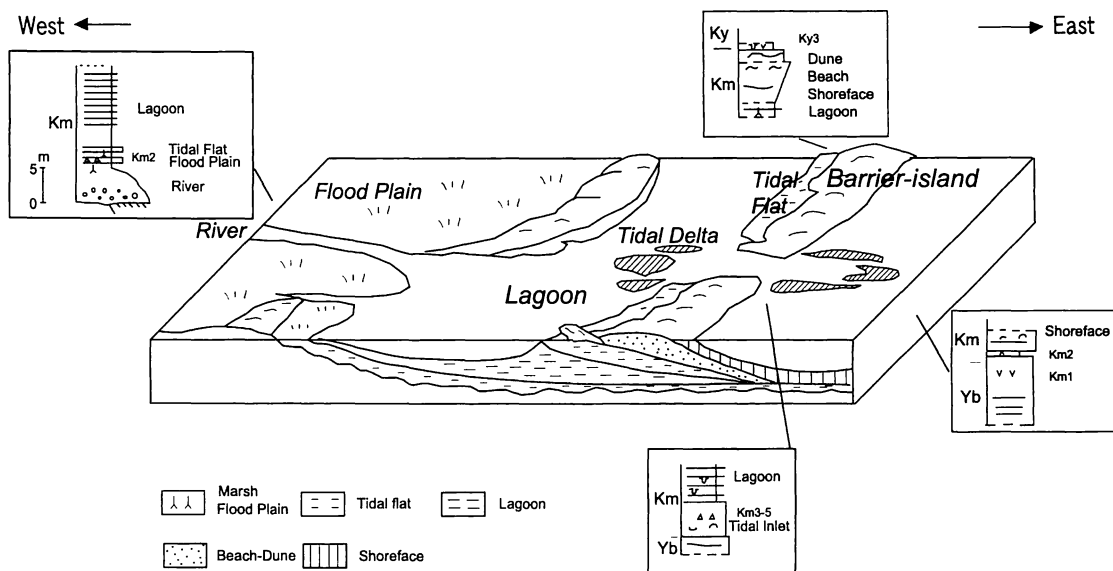


図5. バリアー島システムモデル (Reison, 1992; 西川ほか, 1998 を改変) と上泉層の堆積相分布。地層名の記号は図2 参照。

システムと比較すると、河川の影響の強い堆積システムが発達する。この要因は前述の下総台地全域での基底面等高線図で読み取れるように、比較的急傾斜の基底形状によるものと考えられる。

藪層の基底面等高線は下総台地の南縁部にいくと全体として北に向って湾曲した形状を示す。ここの層相分布をみると、全体に湾曲した中央部のところに内湾泥質堆積物が厚く堆積している。東部では砂嘴や三角州堆積物の厚い砂層がみられ、西部でもやや浅い環境が推定される(図4)(岡崎ほか, 2001b)。このような特徴はこの地域の地蔵堂層から上泉層にかけて共通してみられ、ここでは、当時、古東京湾の中に小湾が形成されていたと考えられる(岡崎ほか, 2001a)。前述したように下総台地の南縁部は、南方と東方の2つの隆起帯の影響をうけている。その結果、この地域は小規模な相対的沈降域になったと考えられる。そのような基底地形がここに小湾を形成したと考えられる。

2. 北部の堆積システム

下総層群の北部にはバリアー島システムが発達する。バリアー島は海岸に平行に延びる細長い島のことである。バリアー島システムとは、このバリアー島とバリアー島によって外洋と隔てられた潟、及び、バリアー島とバリアー島との間の水路(潮流口)などからなる。潮流口で発生する潮流によって運ばれた砂は、水路の外洋側と潟側に潮汐三角州を形成する(図5)。

木下層のバリアー島システムの復元については、岡崎・増田(1992), Okazaki and Masuda (1995) を参照されたい。木下層のバリアー島システムを特徴づける

のは“木下化石帯”で示される化石層で、その分布と前進方向から上げ潮汐三角州堆積物と考えられる。図5は、北部の上泉層の堆積相分布とバリアー島システムモデルとの対応を示したものである。最も西側の陸よりの地域では、比較的厚いエスチュアリーシステムの上に潟堆積物が認められる(宇野沢ほか, 1988より推定)。中央部では潟堆積物を外浜-海浜システムが覆う。これはバリアー島付近の堆積物と考えられる。また、これより東よりの地域にみられる貝化石密集層を含む粗粒～泥質砂層は、潮流口の堆積物と考えられる。最も東側、外洋側に近い地域では、上泉層の下位の藪層の上に外浜堆積物が重なる(岡崎ほか, 1997)。

これらのバリアー島システムはそこに含まれるテフラのフィッシュントラック年代から、木下層では酸素同位体比ステージ5.5(“下末吉海進”), 上泉層では、ステージ7.5の海水準上昇期に特徴的に発達していることがわかる(岡崎・増田, 1992; 岡崎ほか, 1997)。また、北部の比較的傾斜のゆるい基底形状が南部のような河川作用が卓越するシステムではなく、より沿岸作用が強い堆積システムを形成させたと考えられる(岡崎ほか, 2001a)。

まとめ

古東京湾の堆積環境の変遷は、下総層群の堆積システムから読み取ることができる。堆積システムの形成には海水準変動(ユースタシー)とテクトニクスが大きく関わっている。下総層群堆積時の第四紀後期は、約10万年周期の氷河性海水準変動が顕著な時代であ

る。この氷河性海水準変動による海面の昇降は、約1.8万年前の最終氷期の最低位海面が現在よりも約-120 m、縄文海進期（約6000年前）で約4~5 mの海面上昇が知られている。氷河性海水準変動は酸素同位体比曲線によっておおそ見積もることができるが、下総層群の各累層においても第一次近似として上記と同程度（平均1.2 cm/年）かそれ以下の海面上昇率が推定される。一方、下総台地の傾動の主体をなす鹿島-房総隆起帯の平均隆起速度は0.1~0.5 mm/年が求められている（増田・中里, 1988, 中里・佐藤, 2001）。したがって海水準変動速度はテクトニクスのそれをはるかに上まわっている。このことから、下総層群でみられる堆積システムの変化が、氷河性海水準変動にともなったものであることがわかる。また、古東京湾地域は全体としては鹿島-房総隆起帯の隆起の影響を受けて徐々に浅海化していった。その堆積環境の水平変化（地理的变化）は、鹿島-房総隆起帯の傾動の地域的相違に対応している。これは、下総台地の基底面等高線図からも読み取ることができる。

引用文献

- 青木直昭・馬場勝良, 1973. 関東平野東部, 下総層群の層序と貝化石群のまとめ. 地質学雑誌 79: 453-464.
- Dalrymple, R., B. Zaitlin and R. Boyd, 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sediment. Petrol.* 62: 1130-1146.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・岡崎浩子・斎藤晃・鈴木俊秀, 1996. 海浜堆積物からみた下総台地の隆起運動像. 堆積学研究 43: 39-46.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G. *et al.* 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine O^{18} record. In Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukula, G. and Saltzman, B. (eds.), *Milancovitch and Climate Part 1*, pp. 269-305. D. Reidel, New York.
- 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. In 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, pp. 99-118. ラティス, 東京.
- 貝塚爽平, 1984. 南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程. 第四紀研究 23: 55-70.
- 貝塚爽平, 1987. 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌 96: 233-240.
- 関東第四紀研究会, 1980. 南関東地域の中部更新統の層序とその特徴. 第四紀研究 19: 203-216.
- 関東新生代構造研究グループ, 1977. 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴. 地団研専報 20: 241-256.
- 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蔽層の例. 地質学論集 54: 175-183.
- 鎌滝孝信・近藤康生, 1997. 中・上部更新統の地蔵堂層にみいだされた氷河性海水準変動による約2万年または約4万年周期の堆積シーケンス. 地質学雑誌 103: 747-762.
- 河井興三, 1961. 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石油技術協会誌 26: 212-266.
- 菊地隆男, 1980. 古東京湾. アーバンクボタ 18: 16-21.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂, 1981. 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集 20: 113-128.
- 小池 清, 1957. 南関東の地質構造発達史. 地球科学 34: 1-16.
- 小竹信宏・小山真人・亀尾浩司, 1995. 房総半島南端地域に分布する千倉・豊房層群（鮮新-更新統）の古地磁気および微化石層序. 地質学雑誌 101(7): 515-531.
- 小竹信宏・藤岡導明・平田由紀子, 1996. 房総半島に分布する上総層群と豊房層群中の火山灰層の対比. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨 103: 384.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980. 南関東と近畿の中部更新統の対比編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究 19: 233-261.
- 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.
- 増田富士雄・中里裕臣, 1988. 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像. 月刊地球 10: 616-623.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981. 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学 51: 490-498.
- 中里裕臣・佐藤弘幸, 2001. 下総層群の年代と“鹿島”隆起運動. 第四紀研究 40: 251-257.
- Nakazato, H., H. Sato and F. Masuda, 1989. Coastal eolian dune deposits of the Pleistocene Shimosa Group in Chiba, Japan. In Taira, A. and F. Masuda. (eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, pp. 131-141. TERRAPUB, Tokyo.
- 成瀬 洋, 1959. 古東京湾の形成について—南関東上部新生界の地史学的研究(1)—. 第四紀研究 1: 143-155.
- 新妻信明, 1986. 変動している日本列島—新第三紀テクトニクスとプレート沈み込み—. In 平 朝彦・中村一明（編）, 日本列島の形成 変動帯としての歴史と現在, pp. 266-274. 岩波書店.
- 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.
- 西川 徹・伊藤 慎・杉本英也, 1998. 地層から読み取るバリアー島の発達過程. 地質学雑誌 104: 477-494.
- 楢井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・矢田恒晴・石井 皓・赤桐毅一, 1977. 東京湾の形成に関する一考察と地盤沈下. 日本地質学会 84 年学術大会講演要旨 84: 278.
- 岡崎浩子, 1996. 下総層群の堆積サイクルの特徴と形成過程. 千葉中央博自然誌研究報告 4: 1-8. 千葉市.
- 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.
- Okazaki, H. and F. Masuda, 1995. Sequence Stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. *IAS Spec. Pub.* 24: 275-288.
- 岡崎浩子・中里裕臣・佐藤弘幸, 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・中里裕臣・佐藤弘幸, 2001a. 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, 2001b. 中部更新統下総層群蔽層から復元された砂嘴—内湾システム. 堆積学研究 52: 63-74.
- Reinson, G. E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In Walker, R. G. and N. P. James, (eds.), *Facies models response to sea level change*, pp. 179-194. Geol. Assoc. Can.

- 佐藤弘幸. 1993. 千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序. 千葉中央博自然誌研究報告 2: 99-113. 千葉市.
- 佐藤弘幸. 2000. 第2章観察地域. In 2000年日本第四紀学会巡検案内書「房総半島中部下総層群蔽層のテフラ, 堆積システム, シーケンス層序」pp. 2-9.
- 杉原重夫. 1970. 下総台地西部における地形の発達. 地理学評論 43: 703-718.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸ほか. 1995. 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質(第2版)説明書. 特殊地質図(20). 109 pp. 地質調査所.
- 多田 堯. 1983. 関東平野の基盤構造と重力異常(2)—活断層の地球物理的研究—. 地震 36: 359-372.
- 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 pp. 地質調査所.
- 徳橋秀一・近藤康生. 1989. 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質学雑誌 95: 933-951.
- 宇野沢昭・磯辺一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井 茂・石井武政・相原輝雄・岡 重文. 1988. 2万5千分の1筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図説明書. 139 pp. 地質調査所.
- Yabe, H. 1931. Geological growth of the Tokyo Bay. Bull. Earthq. Inst. 9: 333-339.
- Yabe, H. and R. Aoki. 1926. The Great Kwanto Earthquake of September 1, 1923. Ann. Rep. Saito Gratitude Foundation 1: 70-83.

(2001年3月9日受理)

Significance of Tectonic Movement and Eustatic Sea-Level Changes to Depositional Systems of Palaeo-Tokyo Bay, Analyzed from the Pleistocene Shimosa Group, Japan

Hiroko Okazaki

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

The Shimosa Group, cropping out in northern Chiba Prefecture, was deposited in the middle to late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay (ca. 450-80 Ka) and is characterized by cyclic changes in lithofacies assemblages (i.e. a sedimentary cycle). Each sedimentary cycle comprising transgressive and regressive phases in the Shimosa Group was primarily formed by glacio-eustatic sea-level changes. The tectonic movements in the Shimosa Upland are detected from the direction of gradient shown by the base contour lines of each formation of the Shimosa Group. Two uplift zones of the Hayama-Mineoka zone and the Kashima-Boso zone influenced the Shimosa Upland area. Paralic and shallow marine depositional systems (estuary, delta, shoreface-beach, barrier and river) are recognized in the Shimosa Group. Spatial and temporal variations are recognizable in the depositional systems. The spatial variation in depositional systems, inferred from the mapping of a chronostratigraphical surface marked by some volcanic ash layers, is interpreted to have been controlled by tectonic movement.