バリアー島に規制された堆積相と地形形成：茨城県東茨城台地西縁地域 における下総層群“見和層”を例に

横山 芳春*・大井 信三**・中里 裕臣***・安藤 寿男****

Depositional facies and geomorphic architectures controlled by barrier island: an example in the “Miwa Formation”, Shimosa Group in the western margin of Higashi-Ibaraki Terrace, Ibaraki Prefecture, Japan

Yoshiharu Yokoyama*, Shinzo Ooi**, Hiroomi Nakazato*** and Hisao Ando****

The Late Pleistocene “Miwa Formation” of the Shimosa Group and Hinuma terrace gravel distributed in the western Higashi-Ibaraki Terrace, Ibaraki Prefecture, are examined by an integrated analysis of depositional facies, tephra key beds and geomorphology. The lower cycle, cycle 1 of the “Miwa Formation” consists of muddy estuarine deposits filling an incised-valley of the Paleo-Hinumagawa River. The upper cycle, cycle 2 of the “Miwa Formation” forming the upper terrace surface, is characterized by thick and muddy lagoonal deposits in the western part (Oogoyama), and by wave-dominated shoreface-beach sandy deposits in the eastern part (Asahigaoka-danchi). The following Hinuma terrace gravel is mainly composed of fluvial conglomerate, forming the middle terrace surface. These distribution of depositional facies have controlled geomorphic evolution after postdepositional emergence. Shallow depressions developed in the western part have resulted from differential erosion reflecting the muddy estuarine facies deposited in the back-barrier side during the cycle 2. The NE-SW trending shallow valleys and low ridges distributed in the eastern part, seem to reflect the original surface geomorphology of shore-parallel ridges on an eastward-prograded strand plain contemporaneously developed outside of barrier system.

Key words : barrier island, depositional facies, geomorphic architecture, Higashi-Ibaraki Terrace, Miwa Formation, Pleistocene, Shimosa Group

受付：2002年5月14日 受理：2002年11月14日

- * 早稲田大学大学院理工学研究科
Graduate School of Science and Technology,
Waseda University, Shinjuku 169-0051, Japan
- ** 国土交通省国土地理院地理調査部
Geographical Survey Institute, Tsukuba 305-0811,
Japan
- *** 独立行政法人農業工学研究所造構部
National Institute for Rural Engineering, Tsukuba
305-8609, Japan
- **** 茨城大学理学部地球生命環境科学科
Department of Environmental Sciences, Faculty of
Science, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan

はじめに

関東平野には、第四紀中～後期の汎世界的海水準変動の影響を受けて、「古東京湾」(Yabe, 1931)と呼ばれる内湾～浅海に堆積した更新統下総層群が広く分布している。茨城県中部地域における下総層群については、東茨城台地東部を模式地とした層序が提唱されており(斉藤, 1959; 坂本, 1975; 坂本ほか; 1981), 海成層は下位より石崎層, 笠神層, 見和層に区分されている。見和層は、海洋酸素同位体比ステージ 5e の下末吉海進に対応した1回の相対海水

Fig. 1 Geomorphological map and studied outcrops in the western Higashi-Ibaraki Terrace. Geomorphic information is taken from the land condition map “Ishioka”, 1 : 25,000 in scale, published by Geographical Survey Institute.

準変動に対応して形成されたものと考えられており (斉藤, 1959; 坂本, 1975・松本・牧野, 2000), 茨城県南東部の鹿島台地～行方台地における木下層 (例えば岡崎・増田, 1992; Murakoshi and Masuda, 1992), 成田層 (真野, 1965, 青木・馬場, 1972) に対比することができる。しかし, 近年見和層あるいは茨城県南東部における木下層には, 顕著な2回の海水準変動に対応した堆積システムが発達していたことが明らかとなりつつある (大井・山田, 2000; 横山ほか, 2001 a, b)。

茨城県中部の東茨城台地西部には, 涸沼川流域に厚い泥層が発達し, 涸沼川層 (中村・久保田, 1964; 中村, 1965) または見和層下部層 (坂本ほか, 1981) と呼称されている。この泥層に含まれる軟体動物化石については坂本ほか (1981), 成田層研究会 (2001) による報告があり, 軟体動物化石からは上方深海化の傾向が認められること, 暖流系の種を特徴的に含むことが明らかとなっている。また, 北関東自動車道の造成に伴って台地面を切った露頭が一時的に出現し, 大井・山田 (1998) がその堆積相と微地形について記載している。

本論ではまず, 露頭が少ないことから堆積学的研究の乏しかった東茨城台地西部において, 友部町大古山付近の露頭と, 北関東自動車道の切り割り工事によって生じた友部町旭丘団地付近の露頭記載をもとに, 堆積相解析を実施した上で堆積学的考察を試みた。さらに, 堆積相分布の差異が離水後の地形発達に与える影響について, 地形学的に考察することを試みた。その結果, 潟・バリアー島システムのもとで形成された内湾成泥層と外洋成砂層が同時異相をなす堆積相分布が認められ, 内湾側では泥層の差別侵食が, 外洋側では浜堤列を反映した微地形が発達していることが認められたので報告する。

さらに, 軟体動物化石群集解析も加えた堆積相解析の結果から, 見和層に2層の堆積サイクルを確認することができた。本地域の見和層に認められる堆積サイクルは, テフラの対比, 堆積相の分布から復元された堆積システムの特徴などから横山ほか (2001 b) の示した2層の堆積サイクルと対比されるものと考えられる。すなわち, 見和層は下位の“見和層”サイクル1, 上位の“見和層”サイクル2に区分することができる。なお, 本論では, 坂本

Table 1 Characteristics and refractive indices of marker tephra layers described in the text. opx : orthopyroxene, cpx : clinopyroxene, ho : hornblende, cum : cummingtonite, mt : magnetite, bi : biotite, qt : quartz, fl : feldspar, gl : volcanic glass, pm : pumice type of glass shard, γ : highest principal refractive index, n_2 : refractive index

Tephra	Locality	Heavy mineral composition	Other remarks	Refractive index: range (mode)		
				opx (γ)	ho (n_2)	cum (n_2)
OgP	Oogoyama west Loc.1	cum>ho>opx>bi	++fl,gl(pm),+qt	1.701-1.710 (1.706)	1.675-1.683 (1.681)	1.663-1.668 (1.666)
ArP	Oogoyama east Loc.2	ho>opx	+fl,+qt	1.699-1.710 (1.705)	1.663-1.674 (1.672)	
KtP	Oogoyama east Loc.2	bi,ho>opx	++qt,+gl	1.701-1.708 (1.706)	1.667-1.686 (1.673-1.677)	
Ag-Mzl	Oogoyama east Loc.2	opx>cpx>mt	+qt,+fl,+gl	1.701-1.712 (1.708)		
ArP	Araya (Ooi and Yamada, 1998)	ho>opx	++fl,+gl	1.701-1.712(1.710)	1.671-1.679	
KtP	Kaitani (Yokoyama et al., 2001b)	bi,ho>opx	++qt,+fl,+gl	1.709-1.716(1.712)	1.672-1.681(1.676)	
Ag-Mzl	Mizunuma (Suzuki, 1990b)	opx,cpx,mt>ho	+fl,+qt	1.702-1.712		

(1975), 坂本ほか (1981) の見和層上部層, 中部層, 下部層の部層区分とは異なる部層区分を用いるため, 便宜的に“見和層”の名称を用いる。

地形概説

調査を実施した地域は, 霞ヶ浦と那珂川の間位置する東茨城台地西部の, 茨城県東茨城郡友部町大古山 (Locs. 1, 2) および友部町旭丘団地 (Locs. 3~5) である (Fig. 1). 地形面分類は, 国土地理院発行 1 : 25,000 土地条件図「石岡」を参照し, 段丘面を上位段丘, 中位段丘, 下位段丘に分類する. 本調査地域における中位面は南関東での武蔵野面群に相当し, 下位面は立川面に相当 (早川・勝村, 1981) する. 上位面は海成の“見和層”の形成する堆積面, 中位面は“見和層”を覆う涸沼段丘礫層 (坂本ほか, 1981) の形成する堆積面, 下位面は下位段丘礫層の形成する堆積面である (Fig. 1; 坂本ほか, 1981). また, 調査地域北西部には八溝山地を構成する八溝層群の中古生層と, これに貫入する稲田花崗岩からなる基盤が露出している (坂本ほか, 1981).

大古山の露頭は調査地域西部に位置し, 涸沼川の川畔にある下位面 (Loc. 1) および中位面 (Loc. 2) の河成段丘の段丘崖に沿って認められた. 調査地域東部の旭丘団地の露頭は, 中位面の河成段丘 (Loc. 3) と上位面の海成段丘 (Locs. 4, 5) に存在した.

地形学的な特徴としては, 旭丘団地における上位面には北北東から南南西方向の浅い谷と微高地からなる凹凸が認められる. 浅い谷には南北に伸びた細長い池沼群と, これに伴う野口池湿原, 下池湿原などの低層湿原が認められる. このような北北東から南南西方向の浅い谷列群は, 旭丘団地より東部において普遍的に認められ, 東茨城台地を特徴づける地形である. 一方, 大古山より西側では台地上において, 河道が広く扇状に拡がる傾向が認められる.

テフラの同定と対比

本調査地域には 5 層準の降下テフラが認められる. これらのテフラは, 水洗後篩別し, 1/8~1/16 mm の粒度について鏡下で鉱物組成分析を実施したのち, 角閃石及び斜方輝石の屈折率測定を行ったうえで, テフラの対比を検討した (Table 1, Fig. 3). 本稿の屈折率の測定は, 千葉県立中央博物館の温度変化型屈折率測定装置 (RIMS87, (株) 京都フィッシュン・トラック製) によって測定した.

あらや

荒谷軽石 : ArP (大井・山田, 2000)

Loc. 2 では, 露頭最下部の材・腐植有機物を含む黒色シルト層に, 細~中粒の灰白色軽石層が断続的に挟まれる. この軽石層の重鉱物組成は, 角閃石 (屈折率 $n_2 = 1.663-1.674$) と斜方輝石 ($\gamma = 1.699-1.710$) に富み, 黒雲母・磁鉄鉱を含み, 軽鉱物は斜長石・石英を多く含んでいる. このテフラは, 泥層中に細~中粒の軽石層として産出する産状に加え, 重鉱物では短冊状の斜方輝石を含み, 軽鉱物は斜長石が多いこと, 模式地の茨城町荒谷における試料の角閃石 ($n_2 = 1.671-1.679$) と斜方輝石 ($\gamma = 1.701-1.712$) の屈折率のレンジが重複することから, 大井・山田 (2000) によって報告された荒谷軽石に対比できる可能性が高い. 荒谷軽石は, 横山ほか (2001b) によって“見和層”サイクル 1 に特徴的に含まれることが判明しており, 同層の指標テフラとして用いる事ができる.

大古山軽石 : OgP (新称)

Loc. 1 では, 露頭下部の材・腐植有機物を多産する黒色シルト層中に, 細~中粒の厚さ 10 cm の灰白色軽石層が挟在する. この軽石層の重鉱物組成は淡色のカミングトン閃石 ($n_2 = 1.663-1.668$) に富み,

角閃石 ($n_2=1.675-1.683$), 短冊状の斜方輝石 ($\gamma=1.701-1.710$), 黒雲母および磁鉄鉱を含んでいる. 軽鉱物では斜長石・石英が多く, 繊維状の火山ガラスを含む. このテフラは Loc. 2 の荒谷軽石とほぼ同層準と考えられるが, 低屈折率のカミングトン閃石を含むことから異なるテフラとみなされるため, 友部町大古山西方 (Loc. 1) を模式地として大古山軽石 (OgP) と新称する. 大古山軽石は, 低屈折率のカミングトン閃石を含むことに特徴付けられ, 鈴木 (1990 a) が茨城県那珂郡大宮町鷹 巣で記載した未命名テフラに類似する. 本テフラは特徴的な記載岩石学的性質から, “見和層” サイクル 1 の指標テフラとして荒谷軽石とともに今後の追跡が期待される.

貝谷軽石 : KtP (横山ほか, 2001 b)

Loc. 2 では, 露頭中部の貝化石を含む塊状シルト層中に, 厚さ 10 cm 程度の, 層状の黒雲母濃集層が認められる. この黒雲母濃集層を鏡下で観察すると, 重鉱物では多量の黒雲母のほか角閃石 ($n_2=1.667-1.686$), 斜方輝石 ($\gamma=1.701-1.708$) を含み, 軽鉱物では石英が多く厚手火山ガラスを含んでいる. この黒雲母濃集層は鉱物組成の特徴および, 模式地における試料の角閃石の屈折率 ($n_2=1.672-1.681$) から, 貝谷軽石に対比される可能性が高い. 貝谷軽石は横山ほか (2001 b) により “見和層” サイクル 2 から報告されており, 同層の指標テフラとして用いる事ができる.

赤城水沼第一軽石 : Ag-Mz 1 (鈴木, 1990 b)

Loc. 2 では露頭最上部の風成ローム層下部の, 涸沼段丘礫層上限より 10 cm 上位に厚さ 40 cm の白色軽石層が認められる. Locs. 3~5 でも, 同様の白色軽石が風成ローム層下部に認められる. これらの白色軽石は, 重鉱物では斜方輝石 ($n_2=1.701-1.712$) に富み, 単斜輝石のほか少量の磁鉄鉱を含んでおり, 軽鉱物では石英, 長石, 火山ガラスを含んでいる. 本テフラは, 層位とその鉱物組成の特徴および模式地の試料における斜方輝石の屈折率 ($\gamma=1.702-1.712$; 鈴木, 1990 b) から, 赤城水沼第一軽石 (Ag-Mz 1) と対比することができる.

赤城湯の口軽石 : Ag-UP (新井, 1962)

Locs. 3~5 では, 台地最上部のシルト~粘土層および風成ローム層下部に白色軽石が認められる. 特に Loc. 3 において腐植土層中に, 厚さ 5~10 cm の保存の良い白色軽石が認められる. 本テフラは, 重

鉱物では両輝石が多く角閃石を殆ど含まず, 軽鉱物では長石が多い. 層位およびその鉱物組成の特徴から, 大井・山田 (1998) により赤城湯の口軽石 (Ag-UP) に対比されている.

赤城鹿沼軽石 : Ag-KP (原田, 1943)

Locs. 2~5 では, 台地最上部の風成ローム層中に厚さ 40~100 cm の顕著な黄色軽石層が認められる. 本軽石層は, 重鉱物では角閃石, 斜方輝石に富み, 軽鉱物では石英, 長石を含んでいる. 本テフラは, その層位や層厚 (鈴木, 1990b) から, 赤城鹿沼軽石 (Ag-KP: 原田, 1943) に対比できる.

これらのテフラは, 大井・山田 (2000) および横山ほか (2001 b) の示したテフラ層序から, 地域内層序対比に加えて東茨城台地東方および南東に位置する鹿島, 行方台地地域との層序対比に用いる事ができる. この結果, 従来涸沼川層もしくは見和層下部層と呼ばれた調査地域西部の泥質層の上部は, 貝谷軽石 (横山ほか, 2001 b) の対比により, 調査地域東部以東で上位面を構成する砂層と同時異相であることが明らかになったことは重要である.

堆積相区分

調査地域の “見和層” 及び涸沼段丘礫層において, 層相, 色調, 分級, 堆積構造, 大型化石, 生痕化石, 生物擾乱および侵食基底面の形状などの特徴から, 以下の 6 の堆積相が識別できた (Fig. 2).

堆積相 1

層相・分布: 層厚 150~210 cm の不淘汰な混礫極粗粒砂層~大礫層で, 下底は侵食性境界を示す. 平板型斜交層理, インブリケーションを呈することがある. Loc. 2 の “見和層” 下部では堆積相 3 を覆って分布する. 涸沼段丘礫層では, 堆積相 2 を覆って認められる.

解釈: 一方向流によって形成された平板型斜交層理, インブリケーションが認められる不淘汰な砂礫層であり, 涸沼段丘礫層では上位に堆積相 2 が累重して上方細粒化ユニットを構成することから, 河川流路の堆積物であると考えられる (Reading, 1986).

堆積相 2

層相・分布: 層厚 20~160 cm の生物擾乱を呈する

Facies	Column	Descriptions	Environment
1		Poorly-sorted, planar cross-bedded very coarse sand bearing cobble, plant debris and wood trunks and commonly with erosional surface.	Fluvial channel
2		Massive clay to silty very fine sand with plant debris and rootlets.	Marsh
3		Massive bioturbated silt to silty very fine sand with burrows, bivalve shells (<i>Crassostrea</i> , <i>Theola</i> , <i>Dosinia</i>) & plant debris	Lagoon or estuary
4		Well sorted, massive and bioturbated sandy silt to fine sand with burrows	Bay
5		Well-sorted, parallel-bedded, swash cross-bedded very fine to medium quartz sand, characterized by burrows of <i>Macaronichnus segregatis</i>	Beach
6		Moderately-sorted, planar cross-bedded very fine to fine sand	Upper shoreface

Fig. 2 Facies characteristics of the “Miwa Formation” and the “Hinuma terrace gravel” in the western Higashi-Ibaraki Terrace.

凝灰質粘土～シルト層で、植物根痕、材、植物破片を頻繁に挟在する。堆積相 1, 5 を覆って台地最上部に分布する。

解釈：塊状の泥質堆積物からなり、植物根痕が多く認められることから、陸域の湿地または沼沢地で形成された堆積物であると推察される。

堆積相 3

層相・分布：層厚 820 cm 以上の、生物擾乱を呈する青灰色～灰色のシルト～シルト質極細粒砂層であり、強内湾生の軟体動物化石 (*Crassostrea gigas*, *Theola lubrica*) を産出し、材・腐植有機物を含む。調査地域西部の見和層に特徴的に認められ、Loc. 1 では堆積相 4 に覆われて台地下部に分布する。Loc. 2 では、堆積相 1 を挟んで 2 層準認められる。いずれも、上位層による削剝を受けている。

解釈：生物擾乱を呈するシルトおよびシルト質極細粒砂層からは、エネルギーレベルの低い静穏な環境が示唆される。強内湾生の軟体動物化石を含むことから、エスチュアリーまたは潟において形成された堆積物であると推察される。

堆積相 4

層相・分布：層厚 180 cm 以上の生物擾乱を呈する分級の良好～中程度の塊状細粒砂層。管状生痕 (*Psilonichnus* isp., *Thalassinoides* isp.) が含まれる。調査地域西部の Loc. 1 の“見和層”において、

堆積相 3 を覆って認められる。

解釈：管状生痕を含む塊状の生物擾乱を呈する極細粒砂であることから、波浪の影響の少ない内湾域の堆積環境下で堆積したものと解釈される。

堆積相 5

層相・分布：層厚 240 cm 以上の、分級の非常に良い平行層理～低角くさび型斜交層理を呈する砂鉄質細粒～中粒砂層。石英質砂からなることもある。白斑状生痕 (*Macaronichnus segregatis*) が 20～60 cm の厚さで密集して産出する。調査地域東部の見和層の上部に認められ、同一露頭での累重関係は不明であるが高度分布から、相対的に堆積相 6 の上位層準に分布する。

解釈：前浜の押し波と引き波によって形成された低角くさび型斜交層理 (swash cross stratification : Harms et al., 1975) を呈する砂鉄質層理を伴う石英質細粒砂であることに加えて、前浜から上部外浜の潮間帯に特有な白斑状生痕 (*Macaronichnus segregatis* : Clifton and Thompson, 1978) が密集して産出することから、前浜から後浜における海浜成堆積物であるものと解釈される。

堆積相 6

層相・分布：層厚 120 cm 以上の、セット高 10～30 cm 程度の平板型斜交層理を呈する分級の中程度の極細粒砂～中粒砂層。露頭において直接的な関係は

認められないが、調査地域東部の“見和層”上部において、堆積相5の下位層準に認められる。

解釈：平板型斜交層理を呈する砂層は、上部外浜における平穏時波浪作用または沿岸流によるバーの移動に伴って形成される堆積構造である（斉藤，1989）ことから、本相は上部外浜において堆積したものと解釈される。

軟体動物化石

大古山東部（Loc. 2）における堆積相3には、3層準に軟体動物化石密集層が認められる（Fig. 3）。これらを下位より化石層1，2，3と呼称する。

化石層1

化石層1は、堆積相1の礫層より上位140 cm付近の砂質シルト中に厚さ10 cm程度の、一部で貝殻片支持を呈する密集度の高い化石密集層として発達し、*Crassostrea gigas*の密集により特徴付けられる。合弁個体も認められるが、いずれも直立した生息姿勢は示していない。また、大型の*Crassostrea gigas*に固着した、小型の*Crassostrea gigas*の合弁個体が認められる。これに伴って、合弁の*Trapezium liratum*、*Reticunassa festiva*、*Macoma incongrua*が産出する。本群集は、いずれも松島（1984）の感潮域群集、干潟群集に特徴的な種から構成される。

化石層2

化石層2は、化石層1の上位10 cmの砂質シルト中に認められる厚さ30 cm程度の基質支持の化石密集層である。*Batillaria multiformis*を多産し、これに生息姿勢を保った*Anadara granosa*、*Meretrix lusoria*、*Macoma incongrua*の合弁個体が随伴するほか、*Cerithideopsis cingulata*、*Musculus senhausia*が産出する。本群集は、*Batillaria multiformis*など松島（1984）の干潟群集に特徴的な種が卓越するほか、暖流系の*Anadara granosa*、*Cerithideopsis cingulata*の産出により特徴付けられる。

化石層3

化石層3は、化石層2の上位150 cmのシルト中に認められる、厚さ20 cm程度の基質支持の化石密集層である。合弁個体を含む*Theola lubrica*が多産するほか、合弁の*Dosinella penicillata*、*Pillucina*

*pisidium*が産出する。さらに、*Ringicula doliaris*、*Eufenella pupoides*、*Clathrofenella reticulata*が産出する。本群集は、*Theola lubrica*に代表される小型で殻の薄い種が多産することに特徴付けられ、松島（1984）の内湾泥底～内湾停滞域群集の種からなる。

化石層からみた古環境変化

以上の3層の化石層は、下位から感潮域～干潟群集、干潟群集、内湾泥底～停滞域群集からなり、汽水域から干潟環境を経て内湾環境に変化する傾向を示している。坂本ほか（1981）、成田層研究会（2001）も指摘しているように、上位に向けて古水深が上昇する傾向も認められる。さらに、いずれの層準からも典型的な寒流系種の産出が認められないことから、寒流の影響を受けない内湾環境下で形成された化石群集であることが推定できる。化石層2では、現在の銚子以南に生息する暖流系の種が認められることから、暖流の流入があったことが確実である。

堆積サイクル

東茨城台地西部大古山一旭丘団地の東西断面（Fig. 1）に投影した対比地質柱状図をもとに、“見和層”および涸沼段丘礫層の堆積相の2次元分布をFig. 3に示す。“見和層”は、軟体動物化石から読み取れる古水深変化および露頭下部の河川成礫層（堆積相1）によって2つのユニットに区分される。この2つのユニットはテフラ層序および、後述する堆積相の分布から復元された堆積システムの特徴によって、下位より横山ほか（2001b）の“見和層”サイクル1、“見和層”サイクル2に対比することができる（Fig. 3）。

“見和層”サイクル1

“見和層”サイクル1は、大古山の台地下部にのみ認められる。荒谷軽石、大古山軽石を挟在する堆積相3から形成されるが、Loc. 1では、堆積相3の上位に堆積相4が認められる。

“見和層”サイクル2

“見和層”サイクル2は、上位面を構成する海成層として台地中～上部に発達するが、その堆積相は調査地域西部の大古山と東部の旭丘団地において大きく異なっている。大古山では、Loc. 2の最下部に河川成の堆積相1が認められ、これを覆って、貝谷軽

Fig. 3 Geological cross-section of the "Miwa Formation" and the "Hinuma terrace gravel" showing depositional facies distributions. The positions for studied localities 1 to 5 are shown in Fig. 1.

石を挟在する泥質のエスチュアリー及び潟成相である堆積相3が厚く分布している。上位への変化は潟沼段丘礫層に削剥されて追跡できない。一方、旭丘団地 (Locs. 3~5) では砂質の外洋成相である堆積相5, 6が分布している。

潟沼段丘礫層

潟沼段丘礫層は、中位面を構成する河成層として、Locs. 2, 3の台地上部に発達する。その堆積相はいずれも堆積相1, 2から形成される。

堆積相分布から認められる堆積システム

“見和層” サイクル1：開析谷埋積システムの発達

“見和層” サイクル1は、大古山の台地下部にのみ認められ、堆積相3が発達する。“見和層” サイクル1の下部には、霞ヶ浦北岸地域では旧恋瀬川の下刻によって生じた開析谷が存在する (坂本ほか, 1981, 横山ほか, 2001b)。したがって、大古山に認められる堆積相3も、古潟沼川の形成した開析谷を埋積することによって形成された開析谷埋積システム (Incised valley system: Dalrymple et al., 1992) のエスチュアリー成堆積物である可能性が高い。Loc. 1では、堆積相3の上位に内湾成の堆積相4が認められる。これは、開析谷が埋積された後に、海

進の進行に伴って内湾環境が成立した際に形成された内湾相である可能性が高い。Loc. 2では、上位がサイクル2の堆積相1の河道チャネル相によって削剥されて、このような内湾成堆積物は認められない。

“見和層” サイクル2：潟・バリアー島システム

“見和層” サイクル2の堆積相は、大古山では最下部に基底侵食面を持った堆積相1の河川相が認められ、これは“見和層” サイクル1, 2間の海水準低下期に形成されたものと解釈することが可能である。この河川相の上位に認められる堆積相3は、海進の進行に伴い、エスチュアリーから潟の環境下で形成された可能性が高い。含まれる軟体動物化石が上方深海化の傾向を示すこともこれを支持する。

これに対して、旭丘団地では、堆積相5, 6の外洋波浪卓越環境下で形成された外浜～海浜相が分布している。このような内湾相と外洋相が同時異相をなす関係は、潟・バリアー島システム (例えば Reinson, 1992) の内湾側と外洋側のセッティングと解釈することが可能である。東茨城台地の南東に位置する行方台地の木下層には、牧野・増田 (1989), Murakoshi and Masuda (1992), 岡崎・増田 (1992) らによって海進期の潟・バリアー島堆積システムの

Fig. 4 Lithological map of the cycle 2 of the "Miwa Formation" forming the upper terrace surface in the studied area. The cycle 2 is characterized by muddy lagoonal deposits in the western part, and wave-dominated shoreface-beach deposits formed by lagoon-barrier island system in the eastern part.

存在が指摘されている。このような潟・バリアー島システムは、横山ほか (2001 a, b) によって、従来木下層として一括されてきた堆積サイクル上部の、“見和層” サイクル2の時期に形成されたことが明らかとなっている。これらのことから、本調査地域においてもサイクル2堆積時にバリアー島システムが成立していた可能性が高い。

この潟成層には、Loc. 2の化石層2の軟体動物化石群集に暖流系種が含まれることから、南方からの暖流の影響を受ける環境であったことが示唆される。これは、鹿島台地の見和層サイクル2 (横山ほか, 2001 a: 木下層パラシーケンス 2) において、バリアー島後背域の潟で形成された軟体動物化石群集

には内湾生種や暖流系種が卓越する (横山ほか, 2001 a: 化石層 6) こととも一致している。すなわち、大古山に認められる暖流系軟体動物化石を含んだ潟成堆積物は、潟・バリアー島システムの発達した「古東京湾」の北部縁辺域における“見和層” サイクル2の堆積物と解釈できる。

堆積相の分布と地形形成

エスチュアリー成泥層の差別侵食

大古山には、サイクル1の開析谷を埋積したエスチュアリー成堆積物と解釈される固結した厚い泥層が発達している (Fig. 3)。この泥層は砂層と比較して侵食に強く、河道の下刻を妨げていることが推測

される。大古山周辺の涸沼川流域ではこの泥層を削り込んで、下位面に相当する段丘面が広く露出している。この要因も、固結した泥層が河道の下刻を妨げ、深い沖積谷が形成されなかったものであると解釈できる。

バリアー島内湾側におけるラグーン成泥層と地形発達

前述した堆積相の同時異相の関係から、大古山～旭が丘間においてバリアー島が存在したことが想定される (Fig. 4)。バリアー島の内湾側の地域には、潟成の泥層を反映した特徴的な地形が認められる。まず、涸沼川、巴川、園部川などの東茨城台地を開析する現河道は、北北西から南南東に向けて流下している。これらの河道が台地上に上がる地点では、水系の扇状分岐、顕著な屈曲などが認められる (Fig. 1)。さらに台地上の河道は広くかつ浅く拡がり、いわゆる浅い谷が認められる。このような台地上の広く浅い谷の典型は、本調査地域より北東部にあたる友部町から、その東部の内原町の JR 常磐線沿いに認められる (大井・山田, 1998)。筆者らの予察的調査では、表層の腐植土層の下位に厚い粘土層が認められたが、これは大古山と同層準の潟成泥層である可能性が高い。これらのことから、調査地域西部では、相対的に侵食に強い半固結泥層の存在が下刻をさまたげ、台地上の広く浅い谷を作った要因であると考えられる。

さらに、東茨城台地南部の^{そのべ}園部川では石岡市北西部において、下流側では北西-南東方向に流下していた河川が、上流部では北北東-南南西方向と、直角に近い屈曲を呈している (Fig. 1; 横山ほか, 2001 b, fig.1, loc. 1 の東 1 km)。この屈曲部より東部ではサイクル 2 の潟成泥層が、西部ではサイクル 1 の砂層が台地面を構成している (Fig. 4)。したがって、これらの水系の屈曲は、侵食に強い“見和層”サイクル 2 の潟成泥層が河川の直線的な流下を制約し、流向を変じた結果生じた地形であるものと考えられる。

バリアー島外洋側に発達した浜堤列群の形跡

旭丘団地における“見和層”サイクル 2 は、バリアー島外洋側の外浜～海浜相と解釈される堆積相 5, 6 の未固結砂層から形成される (Figs. 2, 4)。同様の外洋成の砂層は、旭丘団地以東の東茨城台地中部に広く分布している (例えば、大井・山田, 1998,

松本・牧野, 2000)。

外洋成砂層の分布地域では、現在の海岸線と平行な北北東から南南西方向の、浅い谷の凹地と微高地の凸地からなる微地形が認められる (大井・山田, 1998)。このような微地形は旭丘団地付近の東茨城台地西部では明瞭であるが、東部ではやや不明瞭である。

Locs. 4, 5 では、北関東自動車道造成工事に伴って連続露頭が出現し、微地形の横断面を観察することができた。凹地部にある Loc. 4 では、凸地部にある Loc. 5 に比較して堆積相 5 の白斑状生痕の出現する標高が 2.8～3.0 m 低く、台地面は 2.3～2.4 m も低い。さらに、堆積相 5 を覆い風成ローム層に覆われる堆積相 2 の湿地・沼沢地成泥層の層厚は、Loc. 5 では 20～30 cm 程度であるのに対し、Loc. 4 では 140～160 cm と厚い。その一方で、Loc. 5 では砂鉄質平行層理の発達した、後浜堆積物の海浜成砂層 (堆積相 5) が厚く分布する。このような外洋成の堆積相の層厚、出現標高と、海岸線と平行に連なる微地形の分布から、これらの微地形は海岸平野システムのもとで形成された浜堤列群である可能性が指摘できる。

現世の浜堤列海岸平野の堆積相の特徴について、森脇 (1979) は九十九里浜平野を例として観察を行い、砂堤の上部にスナガニによるパイプ状生痕の伴う砂層、下部に白斑状生痕を伴う砂層が認められ、前浜から後浜の堆積物から構成されるとした。一方、堤間湿地堆積物については泥炭および泥質砂層からなるとした。さらに、松本 (1984) は東北地方の 5 地域の海岸平野を例に、露頭観察と堆積物の粒度分布をもとに旧汀線高度に波状の変動地形を認め、その凸部が浜堤列であることを明らかにした。これらのことから、堆積相 2 の厚い Loc. 4 の凹地部は浜堤間低地を、堆積相 2 が薄く堆積相 5 の厚い凸地部の Loc. 5 は浜堤を形成していたものと解釈する事ができる。したがって、このような浅い谷の凹地と微高地の凸地からなる地形群は、サイクル 2 の高海水準期に海岸平野が前進することによって形成された、浜堤列群の初生地形を反映しているものと推定される。現在の岩間町東部では、浅い谷の凹地に沿って南北方向に延伸する池沼群や低層湿原が発達 (Fig. 1) するが、これらは浜堤間低地地形を反映したものであろう。

“見和層”及び潟沼段丘礫層の年代

“見和層”サイクル2上部には、東茨城台地東部においてMiwaテフラ群(鈴木, 1989)が含まれる(大井・山田, 1998). Miwaテフラ群のうち、那珂台地の茨城県ひたちなか市長砂から報告されたMiwa-Mは、下末吉期の年代を示す箱根吉沢下部第7軽石(Hk-KIP7: 町田, 1971)に対比される(鈴木, 1989, 1990b)ことから、酸素同位体比ステージ5eの下末吉期に形成されたことが示唆される。従来見和層は下末吉海進の1回の海水準上昇に対応するものと解釈されてきた(斉藤, 1959; 坂本, 1975; 松本・牧野, 2000)が、サイクル1とサイクル2との間には東茨城台地のみならず、鹿島台地～行方台地の広い範囲において顕著な海水準低下があった可能性が高い(大井・山田, 2000; 横山ほか, 2001a, b). したがって、“見和層”サイクル1の年代は、大古山軽石、荒谷軽石の広域的な対比も含めて今後の検討を要する。

潟沼段丘礫層は“見和層”サイクル2堆積後、武蔵野期の低海水準期に形成された段丘礫層である。

ま と め

茨城県東茨城台地西部において下総層群“見和層”及び潟沼段丘礫層を対象に、堆積相解析、火山灰鍵層の対比及び地形学的考察を行った結果、以下のことが判明した。

1. 堆積相解析、火山灰鍵層対比、軟体動物群集解析から、本地域の更新統を下総層群“見和層”サイクル1、“見和層”サイクル2および潟沼段丘礫層に区分することができた。
2. 調査地域西部に見られる“見和層”サイクル1は泥質なエスチュアリー成堆積物から形成され、古潟沼川が形成した開析谷の埋積物とみなされる。
3. “見和層”サイクル2は上位段丘面を構成する海成層であり、東茨城台地西部で内湾成の泥質堆積相が、東部で外洋成の砂質堆積相が発達することから、この地域に潟・バリアー島システムが形成された可能性を示唆する。
4. 潟・バリアー島システムを反映した堆積相分布は、離水後の微地形や水系発達に大きな影響を与えた。すなわち、バリアー島内湾側では潟の泥質堆積物が保存され、広く浅い谷が形成された。さらに、泥質堆積物は水系分布を制約し、扇状の分岐や大きく屈曲する水系が形成された。一方、外洋側では浜

堤平野を形成した浜堤列群が保存され、北東から南西方向の浅い谷の凹地と微高地の凸地が発達したものと解釈される。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、千葉県立中央博物館の岡崎浩子博士にはテフラの屈折率測定にあたり、温度変化型屈折率測定装置(RIMS)を使用させて頂いた。早稲田大学大学院理工学研究科の平野弘道教授および院生、学生諸氏、茨城大学理学部天野一男教授、岡田 誠助教授と大学院生、学部生諸氏には、研究を進めるに当たり貴重な議論、ご助言を頂いた。また、匿名の査読者2名には貴重な御指摘、御助言を賜った。なお、本研究の一部は安藤に与えられた文部科学省科学研究費(基盤C(2)課題番号: 10640446, 代表者: 安藤寿男)を使用した。以上の方々、機関に厚く御礼申し上げる次第である。

引 用 文 献

- 青木直昭・馬場勝良, 1972: 茨城県、霞ヶ浦-北浦地域の下総層群の層序区分。地質雑, 78, 577-584.
- 新井房夫, 1962: 関東盆地北西部の地域の第四紀編年。群馬大学紀要(自然科学), no. 10, 1-79.
- Clifton, H. E. and Thompson, J. K., 1978: *Macaronichunus segregatis*: a feeding structure of shallow marine polychaetes. *Jour. Sed. Petrol.*, 48, 1293-1302.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B. and Boyd, R., 1992: Estuarine facies model: conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sed. Petrol.*, 62, 1130-1146.
- 原田正夫, 1943: 関東ロームの生成に就いて。東大土肥教室報告, 3, 1-140.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G., 1975: *Depositional Environment as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*. SEPM Short Course Notes, no 2, 161 p.
- 早川唯弘・勝村 登, 1982: 那珂川下流域における河成段丘および沖積低地の地形発達。茨城大学教育学部紀要(自然科学), no. 31, 2-22.
- 町田 洋, 1971: 南関東のテフロクロノロジー(I) 一下末吉期以降のテフラの起原および層序と年代について一。第四紀研究, 10, 1-20.
- 牧野泰彦・増田富士雄, 1989: 古東京湾のバリアー島。日本地質学会第96年水戸大会見学旅行案内書, 151-199.
- 真野勝友, 1965: 成田層の層相と下底の地形との関係一霞ヶ浦北岸および北浦周辺の第四系。地質雑, 71, 155-166.
- 松本秀明, 1984: 海岸平野に見られる浜堤列と完新世後期の海水準微変動。地理学評論, 57, 720-738.
- 松本 現・牧野泰彦, 2000: 潟沼周辺に分布する上部更新統見和層の堆積相。茨城県博研報, no. 3, 1-16.

- 松島義章, 1984: 日本列島における後水期の浅海性貝類群集一特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷一. 神奈川県博研報(自然), no. 15, 37-109.
- 森脇 広, 1979: 九十九里浜平野の地形発達史. 第四紀研究, **18**, 1-16.
- Murakoshi, N. and Masuda, F., 1992: Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, **80**, 167-184.
- 中村一夫, 1965: 湊沼川層に関する考察. 高等教育(茨城県高等教育会), 特集, no. 15, 60-68.
- 中村一夫・久保田春郎, 1964: 湊沼・湊沼川周辺の第四系. 茨城県理科教育センター研究収録, no. 2, 12-20.
- 成田層研究会, 2001: 鹿島・東茨城台地の見和層中部から産出した貝化石. 茨城県自然博物館第二次総合調査報告書, 25-49.
- 日本地質学会, 2000: 日本地質学会地層命名の指針. 日本地質学会 News, 3, 3.
- 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.
- 大井信三・山田美隆, 1998: 東茨城台地における古海岸平野の環境を探る一北関東自動車道建設工事現場の露頭から一. TAGS 筑波応用地学談話会, no. 10, 7-12.
- 大井信三・山田美隆, 2000: 東茨城台地の後期更新世のテフラと堆積相. 第四紀学会講演要旨集, no. 30, 26-27.
- Reading, H. G., ed., 1986: *Sedimentary Environment and Facies*, 2nd. Ed. Blackwell, Oxford, 615 p.
- Reinson, G. E., 1992: Transgressive barrier island and estuarine systems. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models response to sea level change*, 179-194. Geol. Assoc. Canada.
- 齊藤登志雄, 1959: 水戸・湊沼地域の地質. 茨城大学文理学部紀要, no. 5, 37-50.
- 齊藤文紀, 1989: 陸棚堆積物区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑, **98**, 350-365.
- 坂本 亨, 1975: 磯浜地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 地質調査所, 55 p.
- 坂本 亨・相原輝雄・野間泰二, 1981: 石岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 地質調査所, 50 p.
- 鈴木毅彦, 1989: 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理評, **30**, 475-494.
- 鈴木毅彦, 1990 a: 北関東海岸部に分布するテフラとそれに関する新知見. 関東平野, no. 3, 23-32.
- 鈴木毅彦, 1990 b: テフロクロノロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史. 地学雑, **99**, 182-197.
- Yabe, H., 1931, Geological growth of the Tokyo Bay. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 333-339.
- 横山芳春・安藤寿男・森 大規, 2001 a: 茨城県鹿島台地, 大洋村田塚における第四系下総層群木下層の堆積シーケンスと軟体動物化石. 茨城県博研報, no. 4, 55-67.
- 横山芳春・大井信三・山田美隆・安藤寿男, 2001 b: 下総層群“見和層”に認められる2回の相対海水準変動の記録: 茨城県南東部石岡-鉾田地域の例. 堆積学研究, no. 54, 9-20.

バリアー島に規制された堆積相と地形形成：茨城県東茨城台地西縁地域における下総層群“見和層”を例に

横山 芳春・大井 信三・中里 裕臣・安藤 寿男, 2002, 堆積学研究, No. 55, 17—28
Yokoyama, Y., Ooi, S., Nakazato, H. and Ando, H., 2002: Depositional facies and geomorphic architectures controlled by barrier island: an example in the “Miwa Formation”, Shimosa Group in the western margin of Higashi-Ibaraki Terrace, Ibaraki Prefecture, Japan.
Jour. Sed. Soc. Japan, No. 55, 17—28

茨城県東茨城台地西部において下総層群“見和層”及び涸沼段丘礫層を対象に堆積相解析、火山灰鍵層の対比および地形学的考察を行った結果、以下のことが判明した。本地域の層序は、“見和層”サイクル1、“見和層”サイクル2、涸沼段丘礫層に区分することができる。“見和層”サイクル1は泥質なエスチュアリー成堆積物から形成され、古涸沼川が形成した開析谷とその埋積物からなる。“見和層”サイクル2は、上位段丘面を構成し、東茨城台地西部で内湾成の堆積相が、東部で外洋成の堆積相が発達することから、潟・バリアー島システムによって形成された可能性が高い。潟・バリアー島システムを反映した堆積相分布は、離水後の微地形や水系発達に大きな影響を与えた。すなわち、バリアー島内湾側では潟の泥質堆積物が保存され、広く浅い谷が形成された。さらに、泥質堆積物は水系分布を制約し、扇状の分岐や大きく屈曲する水系が形成された。一方、外洋側では浜堤平野を形成した浜堤列群が保存され、北東から南西方向の浅い谷の凹地と微高地の凸地が発達したものと解釈される。