

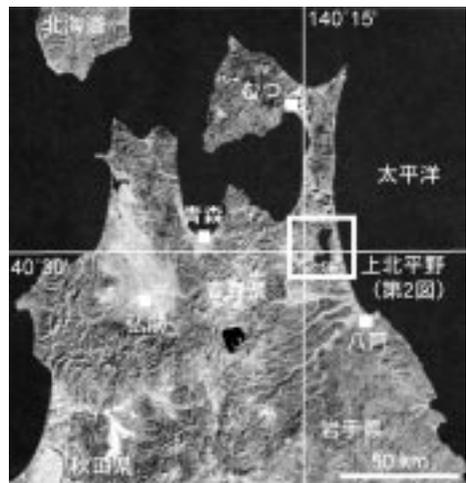
# 堆積学的手法によって明らかにされた海成段丘の形成過程 -青森県上北平野, MIS 5e高館面構成層での試み-

横山 芳春<sup>1)</sup>・七山 太<sup>2)</sup>・桑原拓一郎<sup>3)</sup>・安藤 寿男<sup>4)</sup>

## 1. はじめに

日本周辺の海岸平野には, 中～後期更新世におけるグローバルな氷河性海水準変動を反映して形成された海成段丘が広く分布している. このような海成段丘においては, 地形学的視点から段丘面の区分や編年が行われている(小池・町田, 2001など). 一方, 地質学的視点からは, 同時代の海成層である例えば房総半島の中～上部更新統下総層群等において, 堆積相解析やシーケンス層序学的解釈が行われてきている(例えばMurakoshi and Masuda, 1992; Okazaki and Masuda, 1995; Nishikawa and Ito, 2000など). しかし, 海成段丘の発達過程を, 段丘の表層地形情報と段丘を構成する地層の堆積学的情報を統合し考察した研究は, 未だ十分実施されていないのが現状である(横山ほか, 2002).

今回調査を実施した青森県三沢市周辺に位置する上北平野(第1図)には広く海成段丘が分布していることが古くから知られており(中川, 1961), 海成段丘構成層の良好な露頭が多数存在する(第2図). これら段丘面の詳細な区分と広域テフラを用いた編年は, 宮内(1985), Kuwabara(2001)等によって行われている. しかし, 現在まで段丘構成層の堆積学的な検討は, 総括的には行われていない. そこで, 我々は平成15年春に, 上北平野において一括して扱われている海成段丘のうちMIS(海洋酸素同位体比ステージ)5eに形成された高館段丘およびその面構成層を研究対象として, 海成段丘面の成立過程解明に関する堆積学的検討を予察的に試みた.



第1図 青森県を中心としたランドサット画像および上北平野の位置図.

## 2. 高館面-最終間氷期(MIS 5e)に形成された海成段丘

上北平野に分布する海成段丘は少なくとも4面に区分され, 高いものから順に袋町段丘(ふくろまち), 七百段丘(てんぐた), 天狗岱段丘, そして高館段丘と呼ばれている(Kuwabara, 2001; 宮内, 1985; 中川, 1961; 新戸部, 1975, 1976). このうち, 高館段丘は太平洋沿いの標高10～45mに分布する最も新しい海成段丘面であり, 特に三沢市西方においては高位段丘を切って, 東側から13km以上湾入して広範囲に分布している(第2図).

高館段丘は, 層厚30cmのローム層を挟んで洞爺火山灰(Toya; 町田ほか, 1987)に覆われることが特徴である. Toyaは厚さ5-10cmの黄色もしくは

1) 早稲田大学大学院理工学研究科:  
〒169-0051 東京都新宿区西早稲田1-6-1  
2) 産総研 海洋資源環境研究部門  
3) 産総研 活断層研究センター特別研究員  
4) 茨城大学理学部地球生命環境科学科

キーワード: 海成段丘, 上北平野, 高館段丘, 最終間氷期, MIS 5e, 堆積相, 堆積シーケンス



第2図 上北平野における高館段丘 (MIS 5e) の分布と調査地点位置図。段丘区分図はKuwabara (2001)を改編して使用した。

は白色のガラス質火山灰として認定される。とくに発泡した火山ガラスに加えて、無色透明なバブル型のガラス片を稀に含むことが特徴である(町田・新井, 2003)。最大粒径1mmの軽石も所々に濃集する。本テフラは、岩相、層位、および重鉱物と火山ガラスの屈折率や化学組成から、北海道の洞爺カルデラ起源であり(町田ほか, 1987)、その降灰年代はフィッシュトラック法による年代測定値に加えて他の年代の判明しているテフラとの層位関係から、MIS 5e直後の11.2-11.5万年前(町田・新井, 2003)と推定されている。

今回我々が研究対象とした高館段丘は、ローム層の最下部に、上述したToyaや同じく最終間氷期末期の指標テフラである阿蘇4火山灰(Aso-4:町田ほか, 1985)が認められることに加えて、段丘面の発達が良い、その構成層は海成層からなることから、最終間氷期極相期、すなわち12.2万年前のMIS (酸素同位体ステージ) 5e (Bassinot *et al.*, 1994)に形成された海成段丘面(以下にMIS 5e面)と解釈されている(宮内, 1985; Kuwabara, 2001; 第3図)。

### 3. 研究手法

上北平野のMIS 5e面構成層において、堆積学的手法に基づきその堆積過程について検討を行うことを目的として、以下に示す手順で調査・研究を

実施した。

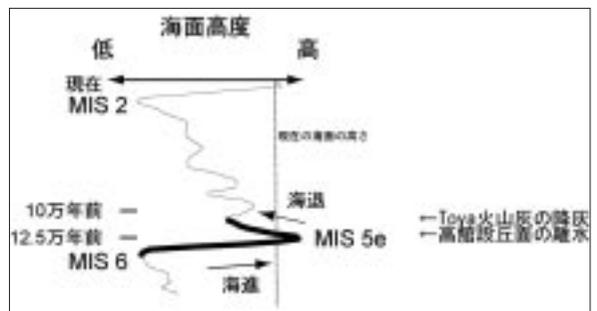
(1) 地形情報の収集: Kuwabara (2001)を参照し、空中写真と地形図に基づいて高館面の分布状況を掌握する。

(2) MIS 5e面構成層の認定: MIS 5e面構成層の基底には、調査地域全域に広く追跡できる不整合面が認められる。不整合面の上位には、層厚10~15m程度の主に海成層からなる地層が累重する。したがって、この不整合面より上位の海成層をMIS 5e面構成層と認定して調査を実施した。

(3) 堆積相解析: 層相、色調、分級、堆積構造、大型化石、生痕化石、生物擾乱、侵食基底面に注目し、現地において縮尺1/50の堆積柱状図を7地点で作成した。この柱状図記載に基づいて堆積相区分を行い、堆積環境の解釈を行った。波浪卓越型陸棚における堆積環境の区分は斎藤(1989)に従った。

(4) 堆積シーケンスの認定: 堆積柱状図を標高に基づいて並べて、堆積相の水平方向および垂直方向の分布と相互の累重関係を検討し、堆積シーケンスの認定と解釈を試みた。なお、本稿において用いられるシーケンス層序学の用語は、安藤(1990)および斎藤ほか編(1995)の定義に基づいている。

(5) 堆積過程の復元: 最後に、これらの情報から復元される古地理図を作成し、MIS 5eにおける氷河性海水準変動に伴った段丘構成層の堆積過程と海成段丘の成立過程を考察した。



第3図 MIS6-5eにおける海洋酸素同位体比曲線と海進-海退の関係。海洋酸素同位体比曲線はBassinot *et al.* (1994)を改編して使用した。

堆積相	柱状図	堆積学的な特徴	推定される堆積環境
1	a	塊状または弱い平行葉理の発達したシルト～砂質シルトからなり、管状生痕、生物擾乱が認められる。横臥した離弁の <i>Crassostrea gigas</i> (マガキ) が産出する。	エスチュアリー
	b	チャンネルを埋積した、分級の悪い礫混じりシルト質細～中粒砂からなる。激しい生物擾乱を呈し、管状生痕、材化石、植物片、泥礫を多数含んでいる。	
2		分級の良い細～中粒砂層からなり、層厚3～4m程度の低角の大規模フォーセット斜交層理を呈する。マッドドレイブや生物擾乱、管状生痕、コンボリユーションが認められる。	潮汐三角州
3	a	分級の中程度の褐色～黒褐色を呈する細粒～中粒砂からなる。砂鉄質平行層理が発達し、まれに小規模なトラフ型斜交層理が認められる。	海浜 後浜 前浜
	b	分級の非常に良い砂鉄質細粒～中粒砂からなる。平行層理～低角くさび型斜交層理が発達し、白斑状生痕 ( <i>Macaronichnus segregatis</i> ) が密集して産出する。	
4		分級の中程度～良好な極細粒砂～中粒砂層からなり、まれに細礫～粗粒砂層からなる。主にセット高 20～30 cm 程度のトラフ型または平板型斜交層理を呈する。	上部外浜
5		分級の良い極細粒砂～細粒砂層からなり、癒着ハンモック型斜交層理から平行層理を呈する。層理面に沿って溶脱した軟体動物化石を含むことがある。	下部外浜
6	a	分級の極めて悪い中粒砂～礫まじり極粗粒砂からなり、層厚150cm以下、傾斜5～40°の大規模フォーセット斜交層理を呈する。下位層を削り込んでいる。	大規模波浪によって生じたイベント堆積物
	b	分級の中程度の粗～中粒砂からなり、層厚140cm以下、傾斜10～30°の大規模フォーセット斜交層理を呈する。下位層を削り込み、偽礫を取り込んでいる。	

第4図 上北平野のMIS 5e面構成層の堆積相区分表。堆積相模式図の記号は第7図に準ずる。

#### 4. 堆積相区分と推定される堆積環境

堆積相区分とは、層相、堆積構造、含有化石、生痕などの特徴を元に、同一の堆積過程で形成された、類似した地層をグループ分けするものである。さらに、これらの堆積相の累重パターンや平面的分布に加えて、堆積環境を示す示相堆積構造や示相化石、生痕などの情報を統合することによって、その堆積相の堆積過程、堆積環境を詳細に復元することが可能となる。

今回、上北平野のMIS 5e面構成層の7露頭 (Loc.1～7: 第2図) において野外調査を実施した結果、6の堆積相が識別できた (第4図)。本地域の代表的な堆積相の露頭写真を第5図および第6図に示す。

##### 4.1 堆積相1 (エスチュアリー相)

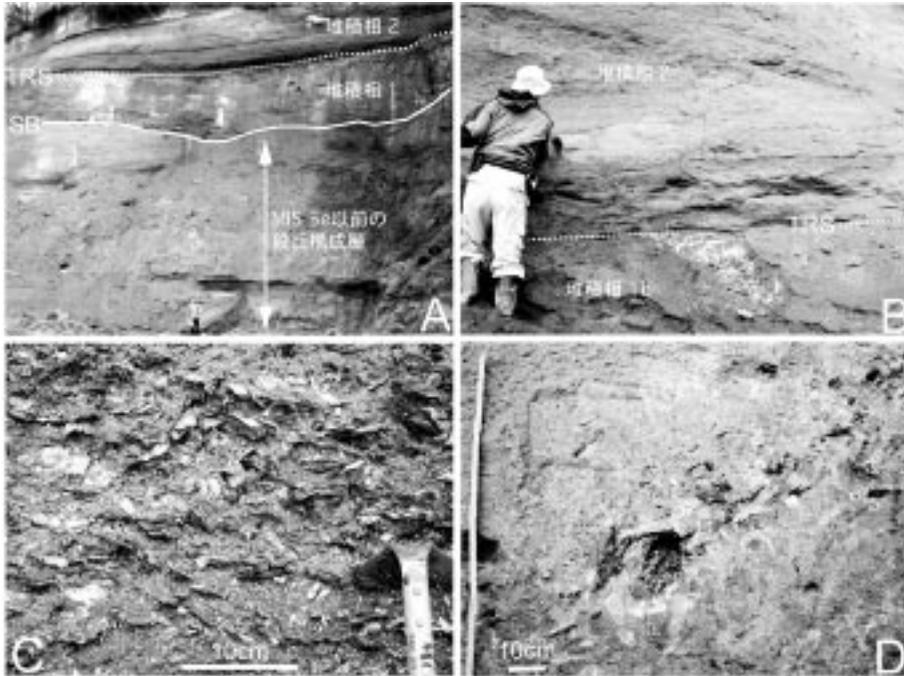
堆積相1は、さらに堆積相1aおよび堆積相1bに細分される。堆積相1aは、塊状または弱い平行葉理の発達した、管状生痕、生物擾乱の認められるシルト～砂質シルトからなる。Loc.1では横臥した離弁の *Crassostrea gigas* (マガキ) が密集して多産する (第5図C)。堆積相1bを覆って分布する。一方堆積相1bは、分級の悪い細～中礫混じりシルト質細～中粒砂からなり、下位層を削り込むチャンネル状地形を埋積する。激しい生物擾乱を呈し、管状生痕、材化石、植物片、泥礫を多数含んでいる (第5図D)。堆積相1aに漸移的に覆われる。

解釈: 生物擾乱、管状生痕が認められる塊状または平行葉理を呈するシルト層からは、波浪の影響を受けない静穏な環境が推定される。堆積相1aでは、内湾潮間帯に生息する *Crassostrea gigas* を密集して産出することから、その堆積環境は静穏なエスチュアリー (入り江) の干潟であると考えられる。堆積相1aは堆積相1bより下位に位置し、多数の植物片や材化石を含み、激しい生物擾乱や生痕が発達することから、植物遺体が多量に河川からもたらされる、底生生物活動の活発な河口に近いエスチュアリーの堆積環境が推定されよう。

これらの堆積相は、谷状地形を埋積して分布する泥質層 (第5図A) であることから、氷期の海水面の低い時期に下刻された開析谷がその後の海水準の上昇期にエスチュアリーとなったものを埋積したと解釈される。

##### 4.2 堆積相2 (潮汐三角州相)

分級の良い細～中粒砂層からなり、層厚3～4m程度の低角の大規模フォーセット斜交層理を呈する (第5図B)。レンズ状のシルト薄層をなすマッドドレイブや生物擾乱、管状生痕が認められる。Loc.2では上部にコンボリユーションが認められた。フォーセット斜交層理の角度は6～20°程度と低角度であり、その古流向はLoc.2では南東～南南東、Loc.3では北東方向であり、陸側から沖側方向を示している。堆積相1に対し明瞭な浸食面を介して累重



第5図 内湾成堆積相の写真一覧。A (Loc.2): MIS 5e面構成層下限のシーケンス境界 (SB)。下位層を削り込んだ開析谷地形をなし、エスチュアリー相 (堆積相1a, 1b) が埋積している。エスチュアリー相の上位には、潮汐ラビメント面 (TRS) を介して潮汐三角州相 (堆積相2) が認められる。B (Loc.2): 潮汐三角州相 (堆積相2) と、その基底に発達した潮汐ラビメント面 (TRS) の拡大。エスチュアリー相 (堆積相1a) を覆っている。C (Loc.1): 開析谷を埋積するエスチュアリー相 (堆積相1a)。泥質潮間帯に生息するマガキ (*Crassostrea gigas*) が密集して多産する。D (Loc.1): 開析谷を埋積するエスチュアリー相 (堆積相1b)。河川から運搬された多数の材化石、植物片を含み、生物擾乱、管状生痕が著しい。

し、Loc.3では堆積相4によって覆われている。

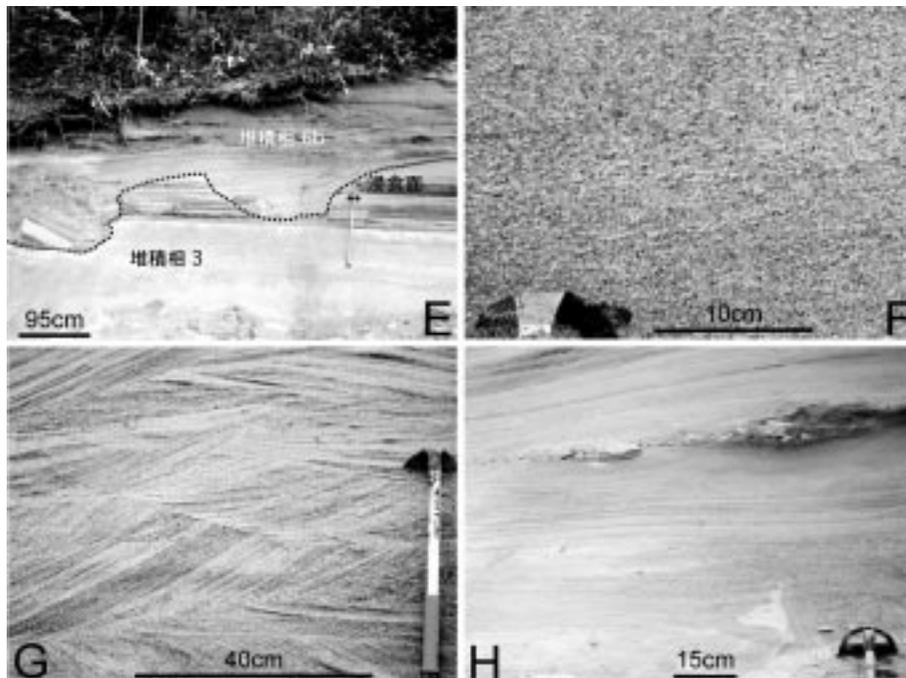
解釈：マッドドレイブを伴う低角の大規模フォセット斜交層理からは、間欠的に砂が供給された堆積場が推定できる。マッドドレイブは潮流の停滞時に沈積したものと考えられること、生物擾乱や管状生痕が顕著なことから、内湾において潮汐流によって形成された潮汐三角州の環境が考えられるが、潮汐卓越環境において、河川からの堆積物供給によって形成された河口三角州やエスチュアリーデルタの可能性も指摘される。

#### 4.3 堆積相3 (海浜相：前浜相・後浜相)

堆積相3は、さらに堆積相3aと堆積相3bに細分される。堆積相3aは、主に褐色～黒褐色を呈する分級が中程度の細～中粒砂からなり、砂鉄質平行層理が発達する。まれに小規模なトラフ型斜交層理が認められる。一方堆積相3bは、分級の非常に

良い平行層理～低角くさび型斜交層理 (第6図E下部) を呈する砂鉄質細～中粒砂層であり、石英質砂が卓越する部分も多い。白斑状生痕 (*Macaronichnus segregatis*: 第6図F) が密集して産出する。

解釈：堆積相3bは、押し波と引き波によって形成された示相堆積構造である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砂層からなり、前浜の潮間帯に特有な白斑状生痕 (*Macaronichnus segregatis*: Clifton and Thompson, 1978) が密集することから、海浜において波浪の打ち寄せる前浜の堆積物であると推定される。堆積相3aは3bの上位にあって、砂鉄質平行層理が卓越することから、前浜の陸側に位置する後浜の堆積物であることが推定される (増田・中里, 1988)。ここでは、前浜相と後浜相は厳密な区分が困難な場合も多いことから、海浜相として一括した。



第6図 外洋成堆積相の写真一覧。E (Loc.7)：海浜相(堆積相3b)と、これを覆う大規模波浪に伴うイベント成堆積物(堆積相6b)。海側を向いた海浜相の低角くさび型斜交層理の方向と、陸側へ流れ込んだイベント成堆積物のフォーセットの古流向は背反する。F (Loc.7)：海浜相(堆積相3b)において密集して産出する、前浜環境を指示する白斑状生痕(*Macaronichnus segregatis*)。G (Loc.7)：上部外浜相(堆積相4)に認められる波高20~30cm程度のトラフ型斜交層理の累重。H (Loc.5)：下部外浜相(堆積相5)に認められる癒着ハンモック状斜交層理~平行層理。

#### 4.4 堆積相4 (上部外浜相)

分級の中程度~良好な極細~中粒砂層からなり、主にセット高20~30cm程度のトラフ型または平板型斜交層理を呈する(第6図G)。まれに細礫~粗粒砂層からなる場合もある。ウェーブリップル、礫質ウェーブデューンが認められることがある。小川原湖西岸以東に分布し、Loc.6では堆積相5を覆って、Loc.7では堆積相5を挟在して分布する。Loc.3, 6および7では、堆積相3に覆われる。

解釈：トラフ型斜交層理、平板型斜交層理を呈する砂層及びウェーブリップルは、上部外浜における平穏時の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とされる(斎藤, 1989)。したがって、本相は上部外浜において堆積したものと解釈される。ただし、Loc.7の下部では生物擾乱、管状生痕、底生生物の逃避痕を伴い、やや内湾的もしくは水深の深い場において堆積したと示唆され、さらなる検討を要する。

#### 4.5 堆積相5 (下部外浜相)

淘汰の良い極細~細粒砂層からなり、癒着型ハンモック型斜交層理や平行層理を呈する(第6図H)。礫質ウェーブデューン、ウェーブリップル、管状生痕、層理面に沿って溶脱した軟体動物化石が認められることがある。小川原湖西岸以東のLoc.4~7に分布し、主に堆積相4に覆われる。

解釈：ハンモック型斜交層理(Harms *et al.*, 1975)はストーム(暴浪)に伴った振動流及び複合流によって形成される示相堆積構造であり(Duke *et al.*, 1991)、とくに癒着型ハンモック型斜交層理は、平穏時波浪限界より深い下部外浜において特徴的に保存される堆積構造であるとされる(斎藤, 1989)。このことから、本相は下部外浜において堆積したものと考えられる。

#### 4.6 堆積相6 (大規模波浪によって生じたイベント堆積物)

堆積相6は、さらに堆積相6aと堆積相6bに細分

される。堆積相6aは、分級の極めて悪い中～礫まじり極粗粒砂からなり、層厚150cm以下の大規模フォーセット斜交層理を呈する。礫、軽石が多く含まれ、フォーセット面に沿って礫、軽石が並んでいることがある。フォーセットの角度は5～40°であり、単層内においては下部から上部に傾斜が緩くなる傾向が認められる。小川原湖南部のLoc.5において、堆積相5を削り込んで分布する。一方堆積相6bは分級の中程度の中～粗粒砂からなり、層厚140cm以下の大規模フォーセット斜交層理を呈する。基底部は下位の堆積相5を著しく削り込み、凹地を埋めるように堆積している(第6図E上部)。フォーセットの角度は下部で最大30°、上部ほど低角で10°程度である。小川原湖東岸のLoc.7において堆積相5を削り込んで分布し、堆積相5に由来する半固結の偽礫を取り込んでいる。古流向は北西方向を示す。

解釈：いずれも下位層を削り込む大規模フォーセットが発達し、海側から陸側の古流向を示していることから、大規模波浪に伴って海側からもたらされたイベント成堆積物である可能性が高い。その分布域や形成要因については今後の検討を要する。

## 5. 堆積シーケンスの認定及び古環境変遷の復元

堆積相に基づいた柱状図を各調査地点毎に作成し、内陸側から海側の断面において標高を基準として配置して、シーケンス層序学的解釈を試みた(第7図)。さらに、堆積相や堆積シーケンスから推定される古環境の変化に基づいて、上北平野における最終間氷期の古地理変遷を予察的に考察する(第8図)。

堆積シーケンスとは、ある期間に同時に存在していた、1回の海進、海退によって形成された成因的に関連のある複数の堆積システムからなる地層群を指し、1つの堆積シーケンスは上下を不整合面またはこれに対比される整合面を境界とした地層群をなす(例えばMitchum, 1977)。ここではToyaテフラに覆われた海成層の、基底に認められる不整合面より上位をもって、MIS 5eの堆積シーケンスとみなした。不整合面下の地層は、やや固結した大規模なフォーセットが累重し、上位の地層とは全く異なる層相を示す。この不整合面には明らかな堆

積間隙があると考えられることから、シーケンス境界(SB=sequence boundary)と解釈される。

### A. 開析谷の形成と海進に伴う埋積過程

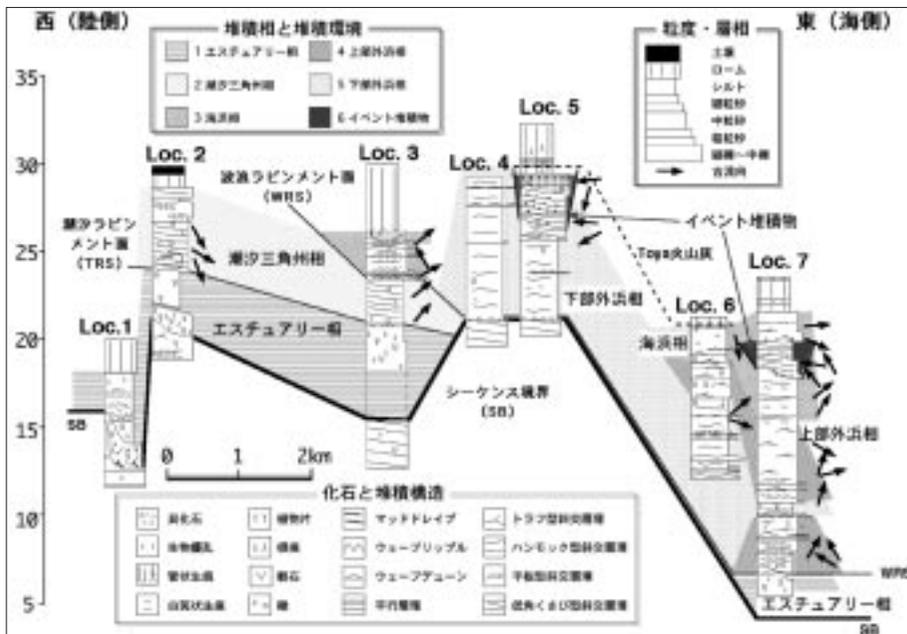
MIS 5e面構成層最下部にエスチュアリー相の認められる露頭(Loc.1, 2および7)では、下位層を削り込んだ(第5図A)開析谷地形をなしており、MIS 5e直前の氷期であるMIS 6(第3図)に下刻されたシーケンス境界と考えられる。この開析谷は、MIS 5eの海進に伴って出現したエスチュアリーにおいて、泥質堆積物に埋積された(第8図A)。エスチュアリー相は小川原湖南西部(Loc.1および2)において厚く分布し、最も内陸部のLoc.1では台地最上部まで本相が分布する。このことは、エスチュアリー奥部にあった小川原湖南西部では、MIS 5e極相期においてもエスチュアリー環境が広がっていたことを示している(第8図B)。

このエスチュアリー相の分布は、新戸部(1975)が想定した“第1次小川原湖”にほぼ等しい。また、エスチュアリー相は小川原湖西岸、東岸のLoc.3および7の台地下部にも認められることから、MIS 6の河刻は現在の小川原湖に沿っていた可能性が指摘できる。ただし、その詳細はエスチュアリー成泥層の分布やその層序学的位置を把握した上での検討が必要であろう。

### B. 内湾域に出現した潮汐三角州の発達

小川原湖西岸のLoc.2および3では、エスチュアリー相の上位に潮汐三角州相が累重し、その基底には平坦な浸食面が認められる(第5図B)。この浸食面は、MIS 5eの海進がさらに進行し、海水準が上昇することによって、内湾域から湾口部に潮汐三角州が出現した際に形成された浸食面、即ち潮汐ラビネメント面(海進時に潮汐流によって生じた浸食面: tidal ravinement surface; Allen and Posamentier, 1993)であると解釈することができる(第7図のTRS)。

潮汐三角州相の分布は小川原湖南西部に限られるが、Loc.3ではその上位に上部外浜相が累重しているのに対し、Loc.2では潮汐三角州相が台地最上部にまで達している。このことは、Loc.3では海進に伴って外洋環境が成立したが、小川原湖南西(Loc.2)ではMIS 5e極相期においても波浪が卓



第7図 MIS 5e面構成層の堆積相区分に基づいた堆積柱状対比図およびシーケンス層序学的浸食面。SBはシーケンス境界、TRSは潮汐ラビメント面、WRSは波瀾ラビメント面の略。

越する外洋環境が到達せず、潮汐の卓越する内湾環境が広がっていたものと解釈される(第6図B)。このような、内湾環境と外洋環境が同時に成立する堆積場としてバリアー島・潟システムの存在が示唆されるが、現時点では堆積相や地形学的特徴から湾口砂嘴の直接的証拠を認めることはできなかった。

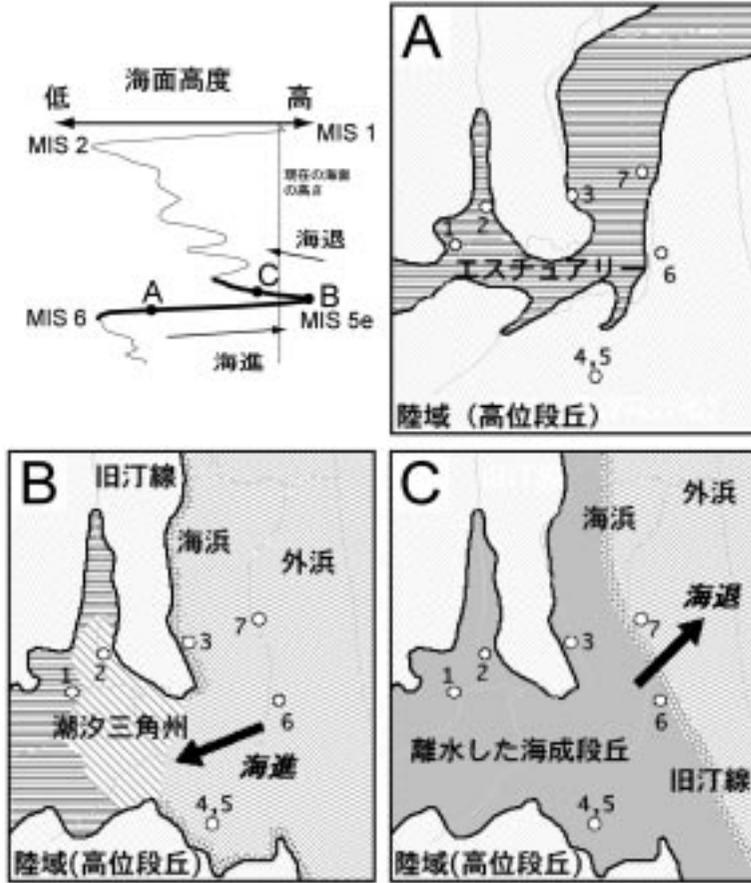
**C. 外洋環境の成立と海岸平野の離水過程**

海進が進行すると、波浪卓越環境における海浜相、上部外浜相、下部外浜相の堆積が始まった。下部外浜相または上部外浜相の基底には、下位相を覆う平坦かつ明瞭な浸食面が認められる。この浸食面は、MIS 5eの海進の進行に伴って外洋環境が広がった際の波浪浸食によって形成された、波浪ラビメント面(WRS: wave ravinement surface; Nummedal and Swift, 1987)であると解釈することができる。波浪ラビメント面の標高は、海側から陸側に向かって高くなる傾向が認められた。

外洋環境は、MIS 5e極相期には小川原湖南西部を除いた全ての高館面分布域に到達している。その堆積相は、下位より下部外浜相、上部外浜相、海浜相と、全体として上方へと浅海化する傾

向を示している。ただし、Loc.7では上部外浜相→下部外浜相→上部外浜相という累重が認められ、下部には上部外浜相～下部外浜相へと上方深海化する海進期の堆積物が保存されている。また高館段丘の旧汀線(第2図)に近いLoc.3においては上部外浜相と海浜相が発達し、下部外浜環境まで海進が及ばなかったものと判断される。このような上方浅海化サクセッションは、MIS 5e極相期以降の海退に伴って堆積したものと判断されよう。

ここで、海退に伴う離水時の堆積物である海浜相に注目したい。Loc.7の海浜相の厚さは、挟在するイベント堆積物の層厚と浸食量を差し引いても330cm以上に達し、その堆積構造には極めて密集した白斑状生痕や低角くさび型斜交層理を伴う。これに対して、Loc.6ではその層厚は140cmに過ぎないうえ、主に塊状な後浜相からなるのみである。離水の過程において波打ち際で堆積した堆積物であるが、Loc.7では外洋波浪環境のもとで前浜～後浜相が厚く堆積したのに対して、Loc.6では外洋波浪の弱い場で離水したために、波浪堆積構造が形成されなかったのであろう。つまり、両地点は異なった波浪条件の堆積場において離水したものと考えられる。



第8図  
 氷河性海水準変動によって規定された上北平野MIS 5e面構成層の堆積過程および海成段丘面の形成過程。  
 A:海進初期, MIS 6の低海面期に生じた開析谷に沿ってエスチュアリーが発達していた。B:海進最盛期, 小川原湖南西にはエスチュアリーおよび潮汐三角州が発達していた。小川原湖西岸以東では外浜～海浜環境が広がっていた。C:海退期, 海退によって海岸平野が離水し, 海成段丘面が広く形成された。

また、離水の方向は、Loc.7の海浜相に認められる低角さび型斜交層理が北東-北北東に傾斜していることから、現汀線の方向(東北東)とはやや斜交していた可能性が指摘できる(第8図C)。海岸平野の異なったMIS 5eの海浜相から離水方向を考察した研究には増田・中里(1988)などがあるが、離水期の古環境や堆積場の実態はこのような海浜相の堆積相に加えて、海成段丘の表層地形を考慮することによって復元されよう。

## 6. おわりに

段丘の区分及びその編年が詳細に研究されてきた上北平野のMIS 5e面構成層の堆積学的調査の結果、氷河性海水準変動に伴った海成段丘の成立過程を論ずることが出来た。この事実、編年の確実な段丘面であれば、その氷河性海水準変動に伴った堆積・離水過程は堆積学的手法をもとに容

易に復元することが可能であることを示している。海成段丘は海進・海退に伴う堆積場の変遷と表層地形との関連性を考察する非常に良好なフィールドである。各地には堆積学的検討のなされていない海成段丘、あるいは地形学的検証に乏しい海成段丘構成層が多数存在し、双方の視点から研究対象となりうるフィールドも少ないながら存在するものと思われる。

一方、筆者らは関東平野北東部の<sup>なめかた</sup>行方台地において、従来MIS 5e面と一括されてきた海成段丘に複数の海進-海退サイクルが存在した可能性について検討を進めている。つまり、地形学的に同一地形面と解釈された海成段丘面であっても、複雑な堆積作用のもとで形成された可能性が指摘されるのである。また、これまで隆起や沈降など活構造運動の産物ととらえられがちであった海成段丘表層の地形にも、浜堤列や潟湖の低まりが保存され、離水時の堆積場、微地形などを反映した場合があ

ることも既に報告されている(横山ほか, 2002)。

海成段丘形成史は、堆積相解析とテフラ層序、段丘地形とを複合することなくして、正確に考察しえない。したがって、今後は地形学と堆積学の垣根を越えて、海成段丘の“面と中身”を双方の手法を複合してより精緻に解析し、その詳細な形成過程を明らかにしていくことが求められよう。

**謝辞：**横山芳春は早稲田大学教育学部平野弘道教授に、桑原拓一郎は東京都立大学山崎晴雄教授並びに活断層研究センター下川浩一チーム長に平素からご指導いただいている。七山 太は海洋資源環境研究部門の斎藤文紀グループ長に平素から浅海堆積学の基本をご教示いただいている。以上の方々に筆者一同から深く謝意を申し上げる次第である。

#### 引用文献

- Allen, G. P. and Posamentier, H. W. (1993) : Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Jour. Sediment. Petrol.* 63, 378-391.
- 安藤寿男(1990) : 堆積シーケンスとその境界の認定と意義. *地学雑*, 99: 247-261.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. and Lancelot, Y. (1994) : The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 91-108.
- Clifton, H. E. and Thompson, J. K. (1978) : *Macaronichnus segregatis*: a feeding structure of shallow marine polychaetes. *Jour. Sediment. Petrol.*, 48, 1293-1302.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. and Cheel, R. J. (1991) : Shelf sandstone and hummocky cross stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-678.
- 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.
- 小池一之・町田 洋(2001) : 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122.
- Kuwabara, T. (2001) : Quaternary tectonic movement deduced from marine terraces and Noheji Formation in the Kamikita Plain, Shimokita Peninsula, Northeast Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 36, 17-28.
- 町田 洋・新井房夫(2003) : 新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史(1987) : 北日本を広く覆う洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢(1985) : 阿蘇4火山灰[分布の広域性と後期更新世指標層としての意義]. *火山*, 30, 49-70.
- 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.
- 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.
- Mitchum, Jr. R. M. (1977) : Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In Payton, C. E. ed: *Seismic stratigraphy Application to hydrocarbon exploration*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, 205-212.
- 宮内崇裕(1985) : 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論*, 58A, 492-515.
- 中川久夫(1961) : 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 54, 1-61.
- Nishikawa, T. and Ito, M. (2000) : Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces, paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, 137, 25-42.
- 新戸部芳(1975) : 小川原湖の発達過程. *東北地理*, 27, 25-35.
- 新戸部芳(1976) : 小川原湖の発達過程[第2報]. *東北地理*, 28, 103-110.
- Nummedal, D. and Swift. D. J. P. (1987) : Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard, J. D., eds., *Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, no. 41, 241-260.
- Okazaki, H. and Masuda, F. (1995) : Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. In: Fleming, B. W. and Bertholoma, A., eds., *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediment*. *Intern. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, no.24, Blackwell Sci., 275-288.
- 斎藤文紀(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.
- 斎藤文紀・保柳康一・伊藤 慎編(1995) : シーケンス層序学: 新しい地層観を目指して. *地質学論集*, no.45, 249.
- 横山芳春・大井信三・中里裕臣・安藤寿男(2002) : 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. *堆積学研究*, no.55, 17-28.

YOKOYAMA Yoshiharu, NANAYAMA Futoshi, KUWABARA Takuichiro and ANDO Hisao (2004) : Sedimentary analysis of marine terrace deposits: an example for Takadate terrace deposit during MIS 5e in Kamikita Plain, Aomori Prefecture, northern Japan.

< 受付: 2003年11月26日 >