

## 潮汐環境の堆積物：日本の干潟の理解に向けて

坂倉範彦

京都大学理学研究科地質学鉱物学教室COE研究員

### Sedimentological review of tidal environment: toward comprehension of tidal-flat environment in Japan

Norihiro Sakakura

COE research fellow of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan (sakakura@kueps.kyoto-u.ac.jp)

**Abstract.** This paper reviews depositional processes in tide-influenced coasts, toward comprehension of tidal-flats in Japan. The tidal-flats of Japan occur restrictedly in embayments sheltered from strong ocean waves. These embayments resemble to the estuary, with respect to common properties that tidal processes dominate rather than decreased ocean waves and that their waters have river-inflow producing brackish-water.

Tidal processes have considerable influence upon tidal-flats and estuaries (tide-dominated estuary). Tidal current and fluctuation of a water level promote a mixing sea and river waters and a bidirectional sediment-supply from fluvial and sea in estuarine environments. The mixing of sea and river waters also involves mud deposition with flocculation and settling-scar lag effects. These peculiar processes of mud-deposition are important factor of the depositional architecture in tidal-flats and estuaries.

Rhythmic occurrence of tidal currents controls strongly the depositional process in tidal environments. As the result, the tidal rhythms are recorded in ancient strata as the alternation of sand and mud layers. These sand and mud layers deposit during current and slack water stages respectively. Furthermore, flood-ebb and neap-spring cycles are reconstructed from ancient strata, based on spectrum analysis of thickness variations of sand layers in the alternation.

**Key words:** tidal deposits, tidal flat, estuary, tidal environment

#### はじめに

干潟をイメージする時、古生物学者や生物学者はそこに生息するアサリ、ウミニナ、シジミ類などの貝類、カニなどの甲殻類やゴカイなど様々な生物を連想するだろう。これに対して堆積学者は潮汐作用を連想する。干潟を形成する砂や泥は、水流によって干潟へ運ばれて堆積する。堆積物を干潟へ供給する営力には河川、波浪、潮汐などが挙げられるが、潮汐作用が卓越する場合に典型的な干潟が作られる。潮位差の大きな北海や黄海の沿岸、あるいはカナダのFundy湾では、広大な干潟が発達する (Reineck and Singh, 1980; Dalrymple and Makino, 1989; Alexander *et al.*, 1991; Wang *et al.* 2001 など)。このため、堆積学者は干潟と潮汐作用を結びつける。

日本沿岸は潮位差が小さく、強い波浪の影響を受けるので、干潟の発達が内湾に制限されている。また、干潟が発達する内湾には、河川が流入していることが多く、海水が淡水によって希釀されている。このような環境の性質は、Pritchard (1967) によるエスチュアリー (estuary) の定義“外洋に通じる通路を持ち、陸から流入する淡水によって海水が薄められる半閉鎖的な沿岸水塊”と共に見られる。河川を伴う内湾に形成される日本列島の干潟は、エスチュアリーの一部として見ることもできる。そこで本総説

では最初の2項を費やして、エスチュアリーと干潟が沿岸域の地形においてどのように位置付けられるかを述べ、次にそれらの堆積学的な特徴を解説する。

エスチュアリーや干潟では、泥の堆積が局的に卓越する部分がある。エスチュアリーでは、河川からの淡水と海水が混合する場所で、泥の沈降・堆積作用が促進される。干潟では、潮間帯上部（湾奥）で泥の堆積が卓越して泥干潟が形成される。この二つの現象には、泥の凝集性と潮汐流が関係しており、このメカニズムが干潟の発達と生態系に大きな影響を及ぼす。そこで、この点に注目して、エスチュアリーや干潟に特有な泥の堆積過程を述べることに一項を割いた。そして最後に、砂の堆積過程と潮汐環境に特有な堆積構造を紹介する。

なお、本論は干潟生物の生息場である砂や泥の堆積過程について注目する。干潟というと一般には生物に注目されることが多い、干潟を形成している堆積物自体に焦点が当てられることは少ないのではないか。干潟の保全や環境が問題となっている昨今、干潟環境を正確に理解することが求められている。その時、干潟自体を形成する堆積物に関する知識がなければ、正確な理解は望めないはずである。潮汐環境の堆積物という視点からエスチュアリーと干潟を概観して、その堆積様式について述べていく。

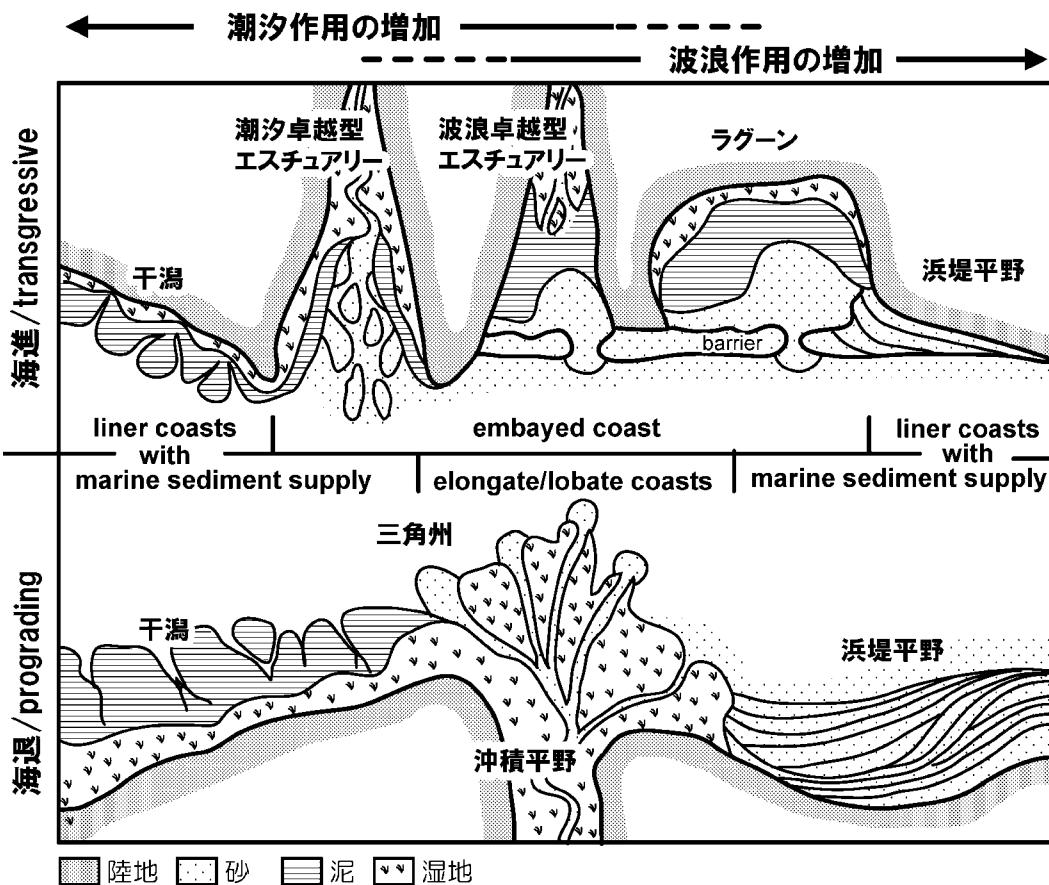


図1. 海岸の堆積地形(Boyd *et al.*, 1992 を改変). 海岸の堆積地形は、堆積物の運搬能力(潮汐vs. 波浪)や形成時期(海進vs. 海退)で異なる。海進時には、海岸線の湾入部にエスチュアリー(干潟)やラグーンが発達する。海退時には、湾入部が堆積物に埋積されて、三角州、浜堤平野や干潟が発達する。潮位差の大きな沿岸では、外洋に面した直線的な海岸にも干潟が発達する。このような干潟は日本列島には見られない。

### 日本列島の干潟の特殊性

日本列島周辺の潮位差は一般的に2 m以下であり、世界的に見ると小さくmicro-tidalと呼ばれる範囲である(micro-tidalは2 m以下, meso-tidalは2-4 m, macro-tidalは4 m以上; Dalrymple, 1992)。そのため、外洋に面した海岸では、潮汐作用よりも波浪作用が卓越するので、干潟は形成されない。一方、外洋の波浪から遮蔽される内湾では、外洋の波浪作用が弱くなるため、潮汐作用が相対的に強くなる。さらに、海岸線の湾入部には、潮汐作用を增幅する効果もある。例えば有明海の湾奥では、潮汐作用が増幅されて潮位差が6 mに達するため、広大な干潟が発達する(佐藤・田北, 2000)。

日本の干潟が内湾に形成されるのと異なり、世界的に見ると典型的な干潟は外海に面した海岸に作られる。北海沿岸や東シナ海のような潮位差の大きな地域(meso-, macro-tidal)では、外洋に面した海岸でも、潮汐の相対的な強さが十分に強く、広大な干潟が発達する(Reineck and Singh, 1980; Alexander *et al.*, 1991; Wang *et al.* 2001など)。このような外海に面した干潟と、日本列島で見られる内湾の干潟を、同一視することはできないだろう。

また、日本列島において干潟の見られる内湾には、一般的

に河川が流入しているため、汽水の水塊が発達している。日本列島で干潟が発達する内湾は、河川から淡水の流入がある点と上記した半閉鎖的である点において、Pritchard (1967)によるエスチュアリーの定義と共通点を持つ。実際に、Nichols and Biggs (1985)では、東京湾や八代海などの内湾がエスチュアリーと関係する湾として図示されている。ただし、堆積学的な定義に基づくと、東京湾や八代海、さらに有明海などはエスチュアリーからおそらく外れてしまうだろう。Dalrymple *et al.* (1992)による堆積学的な定義は、Pritchardによる定義に比べて、大幅に狭義なものである(エスチュアリーの定義の項で後述)。しかしながら、本論では、東京湾や有明海など、日本列島で干潟の発達する内湾の、エスチュアリーと共通した性質を強調したい。堆積物に注目した本論において、堆積学的な定義を軽視した理由は、河川の流入を伴っている日本の干潟が汽水域にあるエスチュアリーに特有な堆積作用の影響を強く受けていると考えているからである。

### 海岸堆積地形(干潟とエスチュアリーの位置づけ)

堆積物が供給される海岸では、その堆積物によって様々な堆積地形が作られる。沿岸に形成される堆積地形には、三角州、浜堤平野、エスチュアリーなどがある(図1)。も

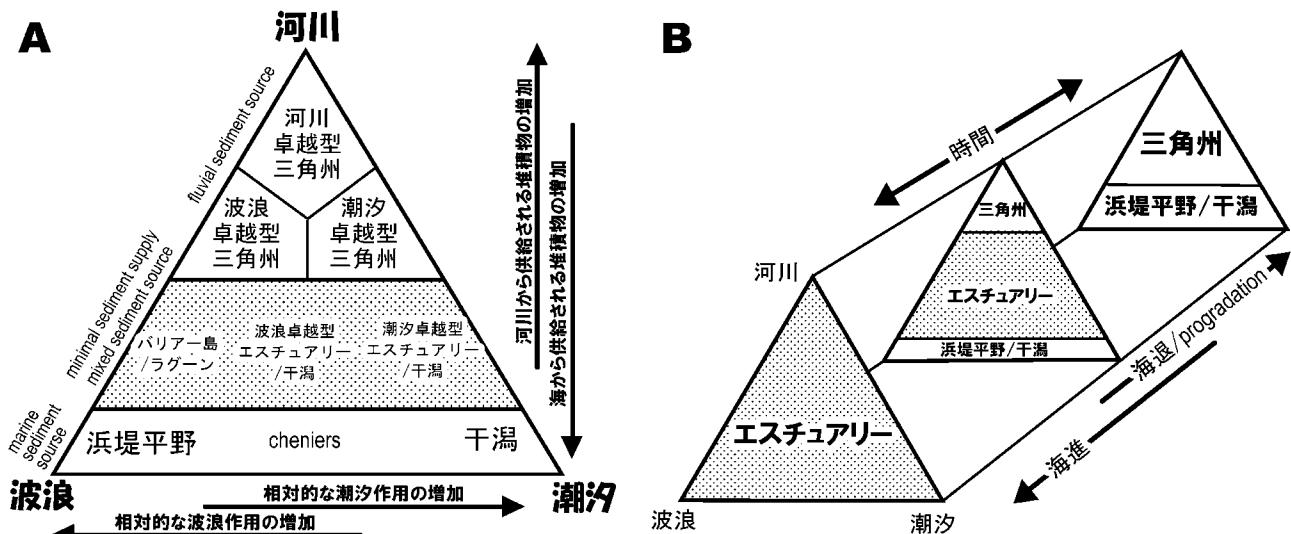


図2. 海岸の堆積地形と堆積物の供給・運搬能力. A. 海岸堆積地形は、河川、波浪、潮汐を頂点とする三角ダイアグラム上に位置付けられる。このダイアグラムには、供給源に関する縦軸も想定されている。三角州に河川から堆積物が供給されるのに対して、典型的な浜堤平野や干潟では海から堆積物が供給される。エスチュアリーでは、河川と海の両方から堆積物供給がある。Reading and Collinson (1996) を改変。B. 海進は河川谷などの低地に沿って進むので、海岸線に湾入りが形成されて、エスチュアリーが発達する。海退時には、河川や海から供給された堆積物によって、エスチュアリーは埋積される。図のエスチュアリーの領域は、三角州や浜堤平野に置き換わっている。Dalrymple *et al.* (1992) を改変。

もちろん、干潟も沿岸に発達する堆積地形のひとつである。沿岸における堆積地形の相違の要因は、堆積物の供給源や供給量の違い、堆積物を運搬する水流の種類の違いが挙げられる。また基盤の地形も堆積地形に重要な影響を与えるが、本総説では堆積物の供給や運搬様式の違いに注目して議論を進める。

### 河川、波浪、潮汐と海岸堆積地形

海岸の堆積地形は、河川、波浪、潮汐という三要素の影響の度合から分類される。この視点から、海岸堆積地形は河川、波浪、潮汐を頂点とする三角ダイアグラムの中に位置づけられる (Dalrymple *et al.*, 1992; Reading and Collinson, 1996; 図2 A)。干潟は潮汐作用の影響が卓越するので、潮汐という頂点付近に位置付けられる。三角州は河川からの堆積物供給が卓越するため河川の頂点付近に位置し、波浪作用が卓越する浜堤平野は波浪の頂点付近にプロットされる。

河川、波浪、潮汐の三角ダイアグラムは、Galloway (1975) によって三角州に適用されたものが始まりである。Gallowayは、このダイアグラム上に、河川卓越型、波浪卓越型、潮汐卓越型の三角州をプロットした (図2 A)。この三角州に適用したダイアグラムを Dalrymple *et al.* (1992) は波浪と潮汐の方向に拡張して、浜堤平野と干潟を付け加えた (Reading and Collinson, 1996; 図2 A)。つまり、Gallowayによる三角州のダイアグラムは、Dalrympleらのダイアグラムの河川卓越の三角ダイアグラムと対応する。

Dalrymple *et al.* (1992) の三角ダイアグラムには、堆積物の供給源という軸も想定されている (図2 A)。彼らはダイアグラムに堆積物の供給源という軸を付加することで、Gallowayによる三角州のダイアグラムを、海岸堆積地形を表す図へ発展させた。河川の頂点付近にプロットされる三

角州では、堆積物が河川から供給される。一方、三角ダイアグラムの河川の頂点から遠ざかると河川からの堆積物供給は減り、図の底辺付近の干潟と浜堤平野では海からの堆積物供給が卓越する (図2 A)。例えば、北海に面したドイツ沿岸の典型的な干潟は、河川からの堆積物流入が乏しいにもかかわらず、北海から供給される砂や泥によって発達する (Van Straaten and Kuenen, 1958; Nichols and Biggs, 1985)。同様に、浜堤平野も海側から供給される堆積物によって形成される。浜堤平野をつくる堆積物は、沿岸流による漂砂の運搬、他地域の海岸線の浸食によって、海から海岸へ供給される (Reading and Collinson, 1996)。

堆積物の供給源に注目する軸は連続的なものであり、三角州と干潟・浜堤平野の間に、中間領域が存在する。エスチュアリーはその中間領域にあたり、河川と海の両方から堆積物が供給される。エスチュアリーの日本の例として、天橋立によって湾口部を閉じられた阿蘇海が挙げられる。阿蘇海の湾口部には海からの漂砂によって天橋立という砂嘴が形成され、湾奥部には野田川の流入によって小規模な湾奥三角州 (bay-head delta) が発達する。エスチュアリーのうち、波浪作用の卓越するものを波浪卓越型エスチュアリー、潮汐作用の卓越するものを潮汐卓越型エスチュアリーと呼ぶ (Dalrymple *et al.*, 1992; 図12A)。

### 海岸堆積地形と海水準の変動

海岸堆積地形は、海水準の上昇時と下降時で大きく異なると考えられている (Boyd *et al.*, 1992; Reading and Collinson, 1996)。海岸の堆積地形は、堆積物が堆積空間 (堆積物が沈積可能な空間) を埋積する過程で形成される。この堆積空間の上限は海面とほぼ一致するので、堆積空間は海水準の変動によって増減する。海水準が上昇すると、

海岸線が陸側に後退して堆積空間が陸側へ増大する。逆に海面が低下すると、海岸線は海側へ前進して堆積空間は減少する。堆積空間の増加時と減少時では、この空間の埋積様式が異なるので、海岸の堆積地形は海水準の変動と併に変化する。

エスチュアリーは海水準が上昇するときに形成されやすい地形である。海水準が上昇した時、堆積作用が堆積空間の増加に追いつかなければ、海岸線が陸側に後退して海進が進む。この時、海岸線は河川谷などの低地に沿って後退するので、湾内部に溺れ谷やエスチュアリーが形成される(図1)。エスチュアリーには、河川と海の両方から堆積物が供給されるため、湾中央部が堆積物に埋積されずに残される傾向がある(図1)。一方、三角州、浜堤平野や典型的な干潟は海水準が低下する時や安定する時に形成されやすい。河川や海から供給された堆積物は、海面下の堆積空間を徐々に埋積する。三角州や浜堤平野では、埋積作用は海側に開けた堆積空間へ進むため、海岸線が前進して海退が起こる。この時、海水準の低下が起こると堆積空間は減少するので、堆積物による堆積空間の埋積が促進されて三角州や浜堤平野は大きく発達する。

海進・海退と上記の三角ダイアグラムとの関係は、*Dalrymple et al.* (1992) で議論され、三角ダイアグラムに海進・海退軸を入れて三角柱にした図にまとめられた(図2B)。彼らは、海退時にエスチュアリーが埋積されて消滅することを強調した(図2B)。エスチュアリーには、湾奥側から流入する河川による湾奥三角州があり、さらに海側からも波浪作用や潮汐作用によって堆積物が供給される。海水準が低下して堆積空間が減少した場合、すなわち海退が生じると、エスチュアリーは湾奥から前進する三角州と海からの堆積物によって埋積されてしまう。そして、エスチュアリーのあった地域には、三角州あるいは浜堤平野や干潟が発達する(図1, 2B)。海進時には、逆に相対的な堆積物供給量が減少して、埋積作用は弱くなる。その結果、河川谷に沿って海岸の湾内部が発達し、エスチュアリーが形成されやすくなる。極端に海進が進んだ場合、海岸線の多くがエスチュアリーになると*Dalrymple et al.* (1992) は考えているようである(図2B)。この考え方は、彼らが提唱した堆積学的なエスチュアリーの定義に、色濃く影響を及ぼしている(次項で後述)。

*Dalrymple et al.* (1992) の考え方に基づくと、繩文海進が終わり海退の始まっている日本列島では、エスチュアリーが湾奥三角州によって埋積されるつつあると考えられる。実際に繩文海進のピーク以降、東京湾の湾奥において、三角州が前進していることが明らかになっている(貝塚ほか, 1985; 海津, 1994)。また、有明海でも繩文海進以降に湾奥の海岸が前進したことが知られている(下山, 2000)。

## エスチュアリーの定義および堆積学的特性

エスチュアリーは、研究分野によって様々な視点から定

義されている。堆積学的な定義も提唱されているが、まず一般的な定義から述べて行きたい。エスチュアリーの定義として一般的に使われているものは“外洋に通じる通路を持ち、陸から流入する淡水によって海水が薄められる半閉鎖的な沿岸水塊”という Pritchard (1967) の定義である。Pritchard の定義は、水塊の塩分に注目した水文学的なものである。一方 Fairbridge (1980) は、潮汐作用に注目して、エスチュアリーを“潮汐作用の上限まで河川谷に浸入した海の入り江”と海洋学的に定義した。上記の二つの違いは、例えばエスチュアリーの陸側境界に現れる。エスチュアリーの陸側境界は、塩分に注目した Pritchard の定義に基づくと塩素量が 1% の場所である。それに対して、潮汐作用に注目する Fairbridge は上げ潮流が観測できる限界までをエスチュアリーとする。この考え方の違いによって、後者の境界が前者よりも大きく陸側に寄ることがある(Nichols and Biggs, 1985)。エスチュアリーの定義の研究分野による違いは、堆積学者の視点から、Reison (1992) によって簡潔にまとめられた。Reison は、エスチュアリーを水文学者は塩分が海水より小さい水塊と考え、海洋学者は河川水が混合して海水が希釈される水塊と見なし、地質学者の多くは「溺れ谷」を想像すると述べている。

それでは、これまで述べてきた定義によるエスチュアリーとは、具体的にどのような地域を指なのであろうか? Nichols and Biggs (1985) は、エスチュアリーの分布を世界地図に示した。この図では、エスチュアリー、エスチュアリーと関係する三角州、エスチュアリーの性質を持つ湾を区別せずに示している。例えば、フランスの Gironde エスチュアリー、オランダの Wadden 海、アメリカの Chesapeake 湾、東京湾、長江、アマゾン川、石狩川などの河口が挙げられている。これらの地域は、半閉鎖的な湾を持ち、河川からの淡水によって海水が薄められる場所であり、さらに潮汐作用によって海水が河川谷に浸入している。この三つの状況は、Pritchard や Fairbridge の定義とよく一致している。しかし、堆積学者である *Dalrymple et al.* (1992) は、現在の長江河口を三角州と考えて、エスチュアリーと区別している。堆積学者は、すでに海岸堆積地形の分類で述べたように、三角州とエスチュアリーを明確に区別している。

## 堆積学的なエスチュアリーの定義

*Dalrymple et al.* (1992) は、エスチュアリーを堆積学的に定義しようと試みた。なぜなら、海洋・水文学的なエスチュアリーの定義を堆積物や地層記録に応用させることができ難しいからである。堆積物(特に砂質堆積物)の堆積過程は、塩分の変化よりも、むしろ潮流や波浪などの物理的作用によって支配されている。そのため、塩分の変化と堆積物(特に砂質堆積物)の間に関連は少なく、堆積物の分布様式は潮汐流・波浪などの物理作用によって決定されることが多い。潮汐作用に注目した Fairbridge (1980) の定義は、潮汐流を重要視する堆積学者の視点と相性が良さそうに見える。しかし、Fairbridge の定義に従えば、三角州上の

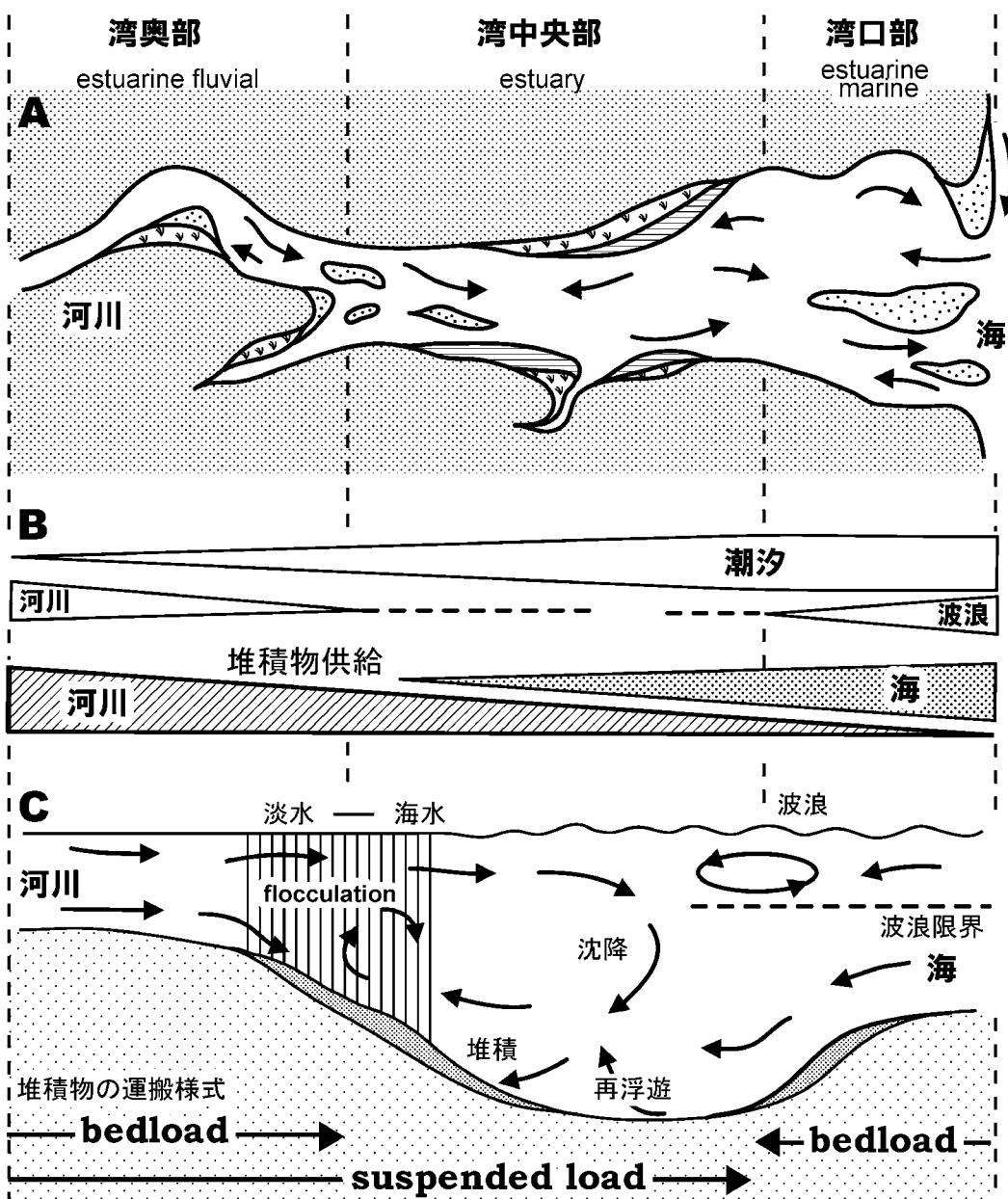


図3. エスチュアリーの模式図(Nichols and Biggs, 1985 を改変). エスチュアリーへの堆積物供給は河川と海から行われるが、湾中央部へは浮遊した泥粒子のみが運搬される。海水と淡水が混合する場所で、泥粒子は凝集し沈降する。

分流までがエスチュアリーに含まれてしまうことを、堆積学者の Dalrymple *et al.* (1992) は指摘している。実際に、Nichols and Biggs (1985) はエスチュアリーとエスチュアリーに関する三角州を区別せずに扱っている。また Fairbridge (1980) はエスチュアリーのタイプに Delta-front estuary を挙げている。

それでは、堆積学者はエスチュアリーをどのように特徴付けているだろうか？ Dalrymple *et al.* (1992) は、エスチュアリーを“溺れ谷システムの海側部分であり、海側と陸側から堆積物の供給を受け、そして潮汐・波浪・河川の影響を受けた堆積相を含むもの”と定義した。この定義が海洋・水文学的な定義と異なるところは、エスチュアリー

への堆積物の供給が陸・海の両方から行われるという考え方、およびエスチュアリーが溺れ谷であるという考え方の二点であろう。Dalrymple *et al.* (1992) は、さらにエスチュアリーの範囲について言及し、“エスチュアリーは、湾奥の潮汐堆積物 (tidal facies) という陸側の境界から、湾口の海岸堆積相 (coastal facies) という海側の境界までである”と付け加えた。

Dalrympleらがエスチュアリーの定義に加えた“海側と陸側から堆積物の供給を受ける”という記述は、エスチュアリーの堆積学的性質を良く表している。エスチュアリーへ供給される堆積物のうち、陸側からのものは河川によって運搬されてきて湾奥に堆積する(図3)。これに対して、海

側からの堆積物供給は、海岸線に沿って運搬される漂砂によるところが大きい。この漂砂は、沿岸流、波浪、潮汐流によって運搬され、エスチュアリーの湾口部あるいはその内部に堆積する（図3）。漂砂の供給が大きい場合には、エスチュアリーの湾口部に砂嘴や潮汐砂州が発達する（図1）。

エスチュアリーが堆積物の供給を陸・海の両方から受けたという堆積学的な考え方、海洋・水文学者が塩分や潮汐作用に注目するのと異なるように見える。しかし、エスチュアリーを、河川から供給される物質と海からの物質が混合する場所と考えるなら、両者の考え方共通点が多いように思う。それぞれの分野による観測・観察対象の違いによって、“堆積物が陸・海の両方から供給される”、“陸から流入する淡水によって海水が薄められる水塊”、“潮汐作用の上限まで河川谷に浸入した入り江”という三つの表現が生じたのだろう。

エスチュアリーが溺れ谷の一部であるという考え方（Dalrymple *et al.*, 1992）は、海洋・水文学的な考え方と大きく異なっており、堆積学者に特有のものである。この考え方には、海洋・水文学的なものに比べてエスチュアリーという用語をより狭義なものとする。例えば、Fairbridge（1980）はエスチュアリーのタイプにTectonic estuary, Delta-front estuaryを挙げているが、これらは溺れ谷というカテゴリに入らないだろう。

また、エスチュアリーを溺れ谷の海側部分とする考え方には、エスチュアリーが海進期に形成されることを暗に示している（Dalrymple *et al.*, 1992）。溺れ谷は相対的海水準が上昇する時に海が河川谷に浸入して形成される。溺れ谷という言葉を用いて、エスチュアリーの形成と海進の関係を暗示させることは少し恣意的過ぎる気もする。しかしながら、現存するエスチュアリーの多くがおよそ1万5千年前に始まった海進時に形成されている事実から（Nichols and Biggs, 1985），エスチュアリーが海進期に形成されやすいという考え方には妥当であるように思う。また、古東京湾における堆積物の研究からも、海進期にエスチュアリーが発達したことが明らかになっている（Murakoshi and Musuda, 1992；Okazaki and Masuda, 1995）。エスチュアリーの形成と海水準変動という時間軸を関係付けるのは、堆積学者（地質学者）に独自の視点だろう。

### エスチュアリーの堆積様式

エスチュアリーは3つの部分に分けられる（図3）。堆積学者もこの区分法を採用して、これに三帯区分（tripartite zonation）あるいはthree-fold subdivisionと名付けている（Nichols and Biggs, 1985；Dalrymple *et al.*, 1992；Reading and Collinson, 1996）。三つの部分とは、河川の影響が卓越する湾奥部、海の影響が卓越する湾口部、そして比較的静穏な湾中央部である（図3）。河川の影響は湾口部へ向けて減少する（図3B）。この時、河川から供給された堆積物は、河川営力の減少と共に堆積して、湾奥三角州を形成する。一方、波浪・潮汐作用などの海の影響が、湾奥部に向

けて減少すると伴に、漂砂を運搬する営力は徐々に消失する（図3B）。その結果、漂砂は湾口部付近に堆積して、砂嘴や潮汐砂州を形成する。河川と海の両方の営力が弱まる湾中央部では、粗粒堆積物が供給されないため、泥質堆積物が卓越する。

このエスチュアリーの三帯区分は、堆積物の運搬方向に注目しても区分することができる（Dalrymple *et al.*, 1992）。湾奥部では、河川作用による堆積物の運搬が卓越するので、堆積物は総量として湾口側へ移動する。逆に、湾口部では、海側から浸入する波浪や潮汐流によって、堆積物は湾奥側へ運搬される。湾中央部では、湾口向と湾奥向の運搬が均衡するか、浮遊粒子として運搬された細粒な堆積物が堆積する（図3C）。堆積物の運搬方向は、斜交層理の解析によって、地層記録からも復元できる。堆積物の運搬方向に注目した視点は、エスチュアリーで形成された地層を認定する際、基準の一つとして用いることができるだろう。

エスチュアリーの三帯区分は、波浪卓越型のエスチュアリーで明瞭に発達する。典型的な波浪卓越型エスチュアリーでは、湾口部に形成される砂嘴によって波浪が遮られる（図1）。そのため、海側から供給される堆積物が、湾奥方向へ長い距離を運搬されることはない。その結果、湾口部の砂嘴と湾奥の湾奥三角州の間に、泥質堆積物が卓越する湾中央部が発達する。ただし、湾口部の砂嘴には切れ目があり、その切れ目を通じて上げ潮が湾内に流入する。この上げ潮流によって上げ潮三角州が湾奥に向けて形成される（図1）。下げ潮流が切れ目を通過する際にも外洋に向けて堆積物を運搬するが、この堆積物は外洋の強い波浪のために消散してしまう。

一方、潮汐卓越型エスチュアリーの三帯区分は不明瞭である。潮汐卓越型エスチュアリーでは、潮汐作用が地形の効果によって増幅されるので、上げ潮流の強さが湾口から湾中央部に向けて増加し、そして湾奥へ減少する（Nichols and Biggs, 1985；Dalrymple *et al.*, 1992）。上げ潮流の強さが湾中央部で増加するあるいは衰えないため、海側から供給される堆積物は潮汐流路（tidal channel）に沿って長い距離を運搬される。このため潮汐卓越型エスチュアリーでは、湾中央部まで砂質堆積物が供給されるので、三帯区分の発達が悪い（図1）。

### 干潟の堆積学的特性

典型的な干潟は潮位差の大きな沿岸に発達し、潮間帯に広大な平坦面を持つ。干潟の平坦面は、非常に緩やかに高潮線から低潮線へ傾斜し（Reineck and Singh, 1980；Reading and Collinson, 1996），その傾斜角は通常1°以下である（Dalrymple, 1992）。干潟の上限は高潮線によって区切られ、この付近には塩生植物の植生が見られる。また、熱帯域ではマングローブが潮間帯中部から上部にかけて繁茂している。一方、海側の境界は低潮線であり、エスチュアリーなどでは、地域的な海岸線と平行に伸びる潮汐流路（tidal

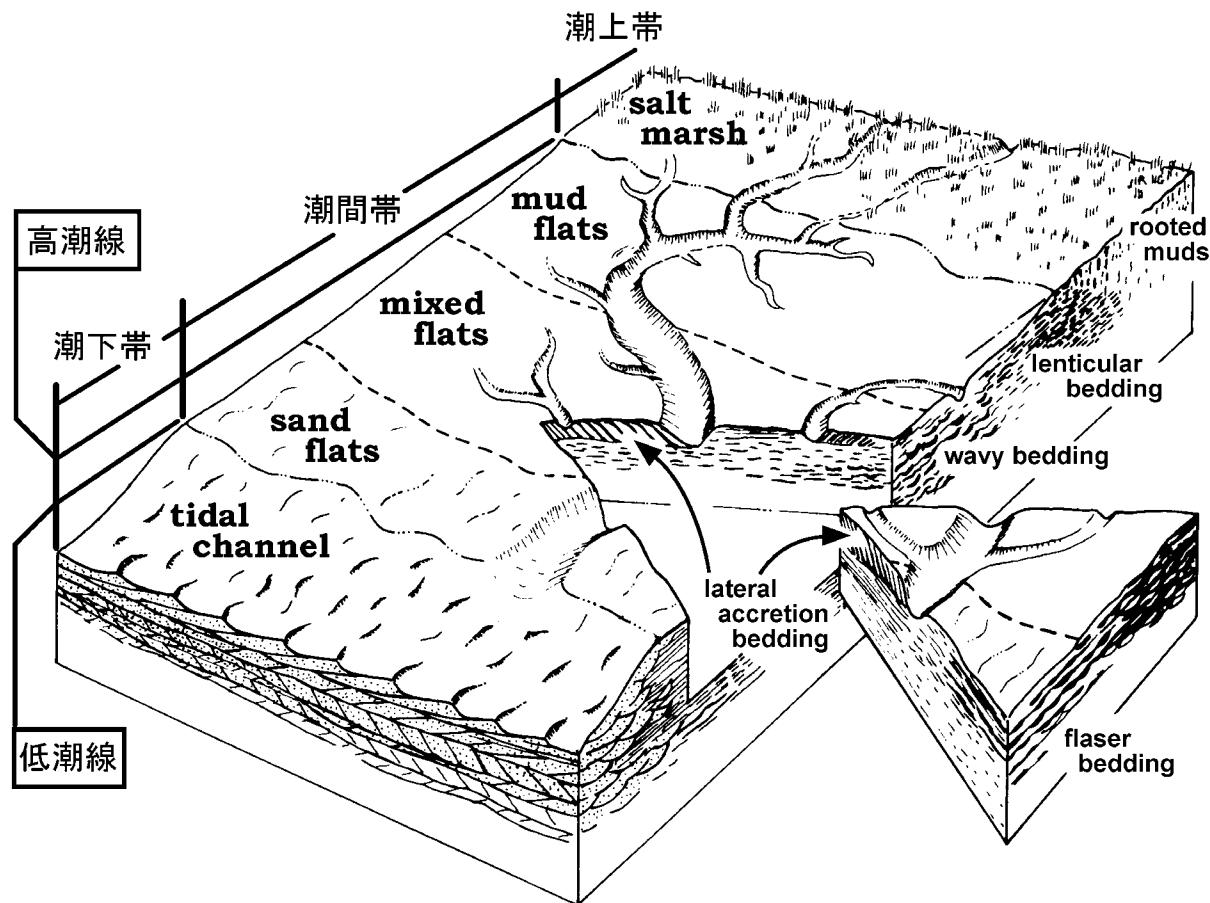


図4. 干潟の模式図(Dalrymple, 1992 を改変). 潮間帯下部の干潟は、潮汐流や波浪の影響が強いため、砂が卓越する砂干潟となることが多い。砂粒子はトラクションによって運搬されるので、渾痕などのベッドフォームを作る。一方、潮間帯上部には泥干潟が発達する。潮汐の卓越する環境で、浮遊した泥粒子は潮間帯上部へ運搬される。

channel) へと変化していることが多い (Dalrymple, 1992; 図4)。枝分かれした潮汐流路は干潟の上部へさらに枝分れを繰り返しながら伸びて行き、干潟の上部（陸側部）ではより小規模な潮汐クリーク (tidal creek) となる。

干潟の下部すなわち海側部分は、潮汐流や波浪の影響を上部や陸側部分より強く受ける。潮汐流の強さは潮汐流路で最大となり、陸側方向へ次第に減少する (Dalrymple, 1992)。この潮汐流路の周辺では、強い潮汐流によって、粗粒（砂質）堆積物が運ばれてきて堆積する。堆積物は潮汐流路の周辺から潮間帯上部へ細粒化する (Dalrymple, 1992)。また、干潟へ浸入する波浪作用も海側から陸側へ向けて減少する。これらの結果、干潟の下部では砂干潟 (sand flat) が発達し、上部では泥干潟 (mud flat) が広がり、両者の間には砂と泥が堆積する混合干潟 (mixed flat) が見られる (図4)。干潟堆積物は干潟の高低すなわち陸沖方向に沿って変化するので、海岸線と平行に伸びた帶状の分布様式を持つ。

#### 潮間帯下部の干潟

潮間帯下部の砂干潟は、干潟の最も海側に発達するので、冠水時に潮汐流や波浪の影響を強く受ける。そのため、この場所の砂質堆積物は冠水する度に、潮汐流や波浪によって動かされる。砂粒子は泥に比べて重いので、浮遊するこ

とは少なく海底面に沿って運搬される。この時に、海底面上に渾痕（リップルマーク）が作られる。この渾痕のような砂床表面の凹凸を、ベッドフォーム（bed form）と呼ぶ。潮間帯下部の砂干潟では、波長が0.1m から数10m のベッドフォームが潮汐流や波浪によって形成される (図4)。これらベッドフォームは潮間帯上部に向けて小さくなる傾向がある (Dalrymple, 1992)。

#### 潮間帯中部の干潟

泥質堆積物の量は潮間帯下部の砂干潟から中部の混合干潟にかけて増加する。泥質堆積物が沈降・堆積するには、潮汐流や波浪が十分に弱まらなければならない。潮汐流や波浪の影響を強く受ける潮間帯下部では、泥の沈降・堆積は妨げられ、堆積しても強い水流によって浸食される。こうした水流が潮間帯上部へ減少することによって、混合干潟では潮汐流の停滞時（潮止まり）に泥が堆積し、その泥質堆積物が浸食を逃れて残されるようになる。また、この場所は砂質堆積物を運搬する程度の強さの水流もあるため、潮汐流の発生している間には砂の堆積も起こる。

#### 潮間帯上部の干潟

潮間帯上部に発達する泥干潟の堆積作用は、主に浮遊粒

子の沈降によって起こる (Klein, 1985). 潮汐流や波浪は遠浅な干潟へ浸入する際に減少するので、水流の強さは潮間帶上部の泥干潟で最も弱くなる。広大な干潟の最上部(陸側部)では、砂粒子を運搬するような強い水流が発生しないこともある。そのため、潮間帶上部の干潟では、砂粒子の供給が少なく、浮遊粒子として運搬されてきた泥の堆積が卓越する。高潮線付近には塩生植物が見られ、上方に潮上帯へ移行する。しかし現在、日本のほとんどの干潟で、この部分は埋め立てられ、急傾斜の護岸堤に覆われている。

### 潮汐流路 (tidal channel)

干潟の表面には、潮下帯の潮汐流路から枝分かれした小規模な潮汐流路や潮汐クリークが網目状に伸びている。潮汐クリークは蛇行しており、干潟の表面を側方に移動する。潮汐流路の湾曲の外側では、干潟が盛んに浸食され、傾斜の急な斜面が形成される。その内側では、緩い傾斜面上に砂と泥の互層が堆積する (Dalrymple, 1992; 図4)。緩斜面は堆積作用による付加のために湾曲の外側に向けて移動して、湾曲内側に突州 (point bar) を形成する。このような突州上では、非常に堆積速度が速く、そのため生物擾乱をほとんど受けていない堆積物が残される (Reineck and Singh, 1980)。潮汐流路の側方移動が少ない干潟も、韓国の西岸から報告されている (Alexander *et al.*, 1991)。

## 泥の堆積と運搬

泥は静止水下で沈降により堆積する。エスチュアリーなどの汽水環境では、泥などの細粒粒子が沈降する際、塩分の変化が重要な役割を果たす。泥の成分である粘土粒子は河川から供給される。この時、淡水中で粘土粒子は負に帯電している。この負に帯電した粘土粒子を多く含む河川水が、塩水としてエスチュアリーに浸入した海水と混ざると、微細な粘土粒子は海水中に多く含まれる陽イオン ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ) とファンデルワース力によって静電気的に反応して凝集する (Nichols and Biggs, 1985)。この作用はフロッケーション (flocculation) と呼ばれている。このフロッケーションによって粘土粒子が、フロック (floc) と呼ばれる大きな粒子となって沈降する。汽水環境における泥の堆積は、波浪や潮流などの水流だけでなく、水中の塩分の変化という化学的作用の影響も強く受ける。

粘土粒子の凝集性 (cohesion) は互いの粒子の表面に作用する。そのため、粒子の表面積が体積に比べて相対的に大きくなる、粒子サイズがシルト (125 $\mu\text{m}$ ) 以下の時に、粒子は凝集性を持つ (Nichols and Biggs, 1985)。凝集性を持つ泥の堆積過程は、砂粒子の堆積過程が波浪や潮流などの水流に支配されているのと大きく異なる。凝集性を持つ泥質堆積物は、水流による浸食作用に対して、砂質堆積物よりも抵抗力が強い。砂質堆積物が浸食されるかどうかは、粒子のサイズと水流のせん断応力との直接的な関係によつ

て決まる。これに対して、泥質堆積物では粒子間の凝集性 (cohesion) が加わるため、砂粒子よりも浸食がより起こりにくい。砂は水流によって動きやすいが、堆積した泥を動かすには砂よりも強い水流が必要になる。しかし、強い水流の浸食によって泥質堆積物が再度浮遊した時には、泥粒子は沈降速度が遅いために浮遊状態が持続されて、強い水流によって長い距離を運搬される (平, 1979)。

### 濁度極大 (turbidity Maximum)

エスチュアリーの湾中央部から湾奥部にかけて、浮遊した泥によって強い濁りが発生し、泥が大量に堆積する場所がある。このような部分は濁度極大 (turbidity maximum) と呼ばれ、浮遊粒子が他の場所の 10-100 倍も集中する (Nichols and Biggs, 1985)。この濁度極大は世界中のエスチュアリー、小規模な入り江、河川で見つかる。下山 (2000) は、有明海の流入河川において、強い懸濁水塊が発生することを報告している。

濁度極大は、河川の水流や、河川水と海水による希釈にもかかわらず、大量の堆積物をその濁りの内部に留めている。この濁度極大の発生は、フロックがリサイクルされることと関係があると考えられている (Nichols and Biggs, 1985)。フロッケーションは粘土粒子を含んだ河川水と塩水楔が会う場所で生じる。この時、上層の河川水に含まれている粘土粒子は凝集・沈降して、下層の塩水楔に到達する。凝集した粘土粒子は、塩水楔に乗って、楔の先端部へ運ばれる。塩水楔の先端部では海水と河川水が活発に混ざり合う。この混合によって凝集した泥が再び河川水へ移動すると、凝集が解けて微細な粒子に戻ってしまう。Nichols and Biggs (1985) は、河川水へ塩水楔が侵入する部分で、フロックがリサイクルされることによって、浮遊粒子の集中が発生して、濁度極大が形成されたと考えた。

濁度極大には、潮汐流によって浸食され再浮遊した泥も、重要な役割を果たしている。Nichols and Biggs (1985) は、潮汐流の発生している間に、濁度極大が発達することをフランスのGirondeエスチュアリーを例に挙げて述べた。潮汐流の停滞期間に小さかった濁度極大は、潮流の発生と共に底面から浸食された泥によって増大する。時間が経過して、潮汐流が弱まると浮遊していた泥は沈降して濁度極大は衰退する。浸食されて再浮遊した泥が河川水と塩水の接点に運搬されたならば、これらもリサイクルされて濁度極大をより増大させるだろう。

### 泥の運搬

干潟の泥質堆積物は、潮間帶下部から上部へ、すなわち海側から陸側へ向かって増加する。この傾向は多くの干潟で共通しており、典型的な泥干潟が湾奥に見られることもこの傾向を支持しているだろう。先にも述べたように、このような堆積物の分布様式は、波浪や潮汐流の影響が潮間帶上部へ向かって減少することと関係付けられる。しかしながら、潮間帶上部に見られる泥干潟の形成には、水流の

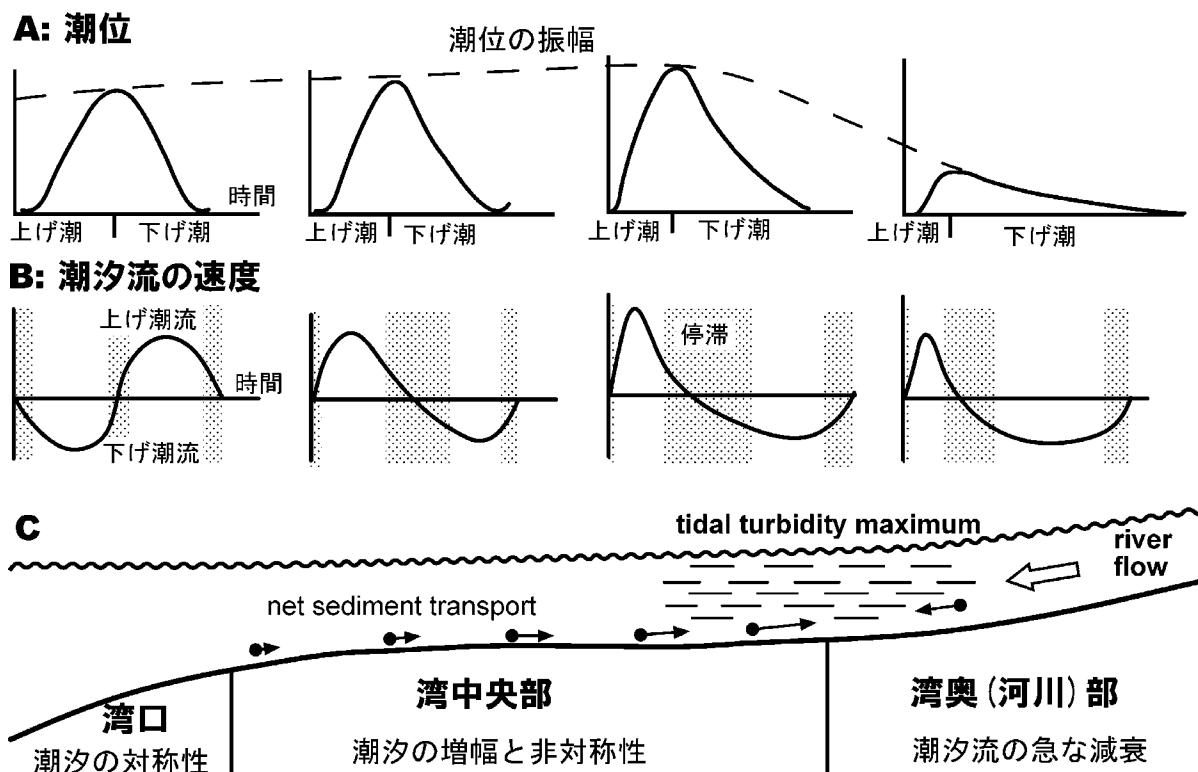


図5. 潮汐波の変形と堆積物の運搬(Allen *et al.* 1980 を改変). 潮汐波は沿岸地形の効果によって変形される. エスチュアリーのような湾奥へ狭くなる地形では、潮位の上昇が急になり、逆に下降は緩慢になる(A). そのため、上げ潮流は増大され、上げ潮後の停滯期間は下げ潮後の期間よりも長くなる(B). 浮遊している泥粒子は、上げ潮流によって潮間帯上部(湾奥)へ運搬された後に、長い停滯期間に時間をかけて沈降する. これが繰り返されると、泥粒子は潮間帯上部(湾奥)へと運搬される. この図では河川流の影響も考慮されているので、河川に近づくと下げ潮流の強さが増す. また、泥の潮間帯上部(湾奥)への運搬には、settling lag and scour lag effectも重要な役割を果たしている.

減少だけでなく、泥質堆積物の運搬過程も重要な役割を果たしている.

エスチュアリーなどの湾入部において、泥質堆積物は湾奥側（あるいは潮間帯上部）へ運搬される傾向がある。この運搬方向の偏りは flood-ebb current asymmetry (tidal asymmetry) と呼ばれる現象と関係がある。この現象はエスチュアリー等の湾入部において、潮位が急激に上昇し逆に潮位の下降はゆっくり進むことである（図5 A）。このような上げ潮と下げ潮の非対称性は、潮汐作用が陸側方向へ浸入した時に、地形の影響によって変形されることによって生じる。この潮汐作用の非対称性のために、上げ潮後の停滯期間が下げ潮後のものよりも長くなる（図5 B）。潮汐流の発生時に浮遊している泥質堆積物は、流速の低下と共に沈降を始める。この時、上げ潮後の停滯が下げ潮後よりも長いため、浮泥は満潮時に干潮時より多く堆積する（Nichols and Biggs, 1985; Klein, 1985）。つまり、浮泥は上げ潮によって陸側（潮間帯上部）へ運搬された後により多く堆積する。この過程が繰り返されると、泥質堆積物は湾奥方向あるいは潮間帯上部へと運搬される（図5 C）。

泥質堆積物が潮間帯上部（陸側）へ運搬される過程は、Van Straaten and Kuenen (1958) や Nichols and Biggs (1985) によって、settling lag and scour lag effect も重要な役割を

果たしていることが述べられている。Settling lag は、浮遊している泥が、潮汐流の減少によって沈降を始めてから、底面に到達するまでの時間である。満潮の潮止まり直前には、沈降途中の浮泥が弱い上げ潮によって陸側へと運搬される。上げ潮流の終息時には、潮汐流の減少に時間がかかるので（図5 B），泥は沈降中に陸側へ長距離を運搬された後で堆積する。

潮間帯上部に堆積した浮泥は、下げ潮流による浸食を scour lag によって逃れ、その場所に取り残される。いったん堆積した泥は凝集性のため浸食されにくいで、泥質堆積物を浸食するには、それが運搬後に堆積した時の上げ潮流よりも、かなり強い下げ潮流が必要となる。この二つの水流の強さの差が scour lag と呼ばれる。下げ潮流が発生し始めると、初めに停滯時における泥の沈降が終わる。泥の沈降が終わった後、下げ潮流が泥を浸食できる強さに達するには、さらにある程度の時間が必要である。このため、下げ潮が泥質堆積物を浸食する時間は短くなる。特に潮間帯上部では、潮位の下降によって干出するため、浸食可能な時間はより短くなる（Klein, 1985）。さらに潮汐流の強さが陸側に向けて一般的に減少することから、潮間帯上部では潮汐流が泥質堆積物を浸食できる強さに到達しないこともある。Settling and scour lag effect を伴う潮汐流が繰

り返すと、泥質堆積物は潮間帶上部（陸側方向）へと運搬される（Nichols and Biggs, 1985）。

### 生物による泥の堆積

エスチュアリーや干潟には、様々な動物が生息している。この中には、水中の浮遊粒子を食料とする浮遊物食者、底面上に沈降堆積したデトリタスを摂食する堆積物食者、あるいはこれらを捕食する動物がいる。このうち、浮遊物食者は泥の堆積作用に大きな影響を与える。浮遊物食者は、鰓などの器官を用いて大量の水を濾過して、水中に浮遊している栄養粒子を漉し取って摂食する。摂食された粒子は、消化器官を通過した後、糞源ペレット（fecal pellet）として排泄される。さらに、浮遊物食者は摂食しなかった粒子も、粘液によって結合した偽糞（pseudofeces）として放出する。浮遊物食者の摂食作用の結果、微細な浮遊粒子は、有機物で結合された粒子として、排出されて沈降するため、泥の堆積が促進される。このような浮遊物食者による堆積過程は biodeposition と呼ばれている（Haven and Morales-Alamo, 1972）。

潮間帯に生息するマガキ類（*Crassostrea* spp.）が、浮遊粒子を摂食する過程で、大量の泥を堆積させることは良く知られている。例えば、*Crassostrea virginica* は摂食作用を通じて、1-3μm の微細粒子を 50-3000μm の糞源ペレットへと変える（Nichols and Biggs, 1985）。この作用によって、カキは泥粒子の堆積を促進させる。この堆積過程に注目して、鎮西（1982a, b など）は *Crassostrea* 類の個生態（autecology）を議論した。*Crassostrea* 類は、自身の周りに堆積する泥によって埋没して窒息することを防ぐ必要がある。この泥による窒息を防ぐために、この仲間のカキは生体の殻の上に次の世代が付着して、次々と上方へ重なっていく戦略をとることによって、軟体部を堆積物の表面に維持している（鎮西, 1982a）。

カキ類のほかにも、干潟やラグーンに生息するイガイ科の二枚貝が泥の堆積を促進する。イガイ科による泥の堆積は、オランダの Wadden Sea でも知られている（Nichols and Biggs, 1985）。また、Odum による生態学の教科書（オダム生態学；オダム, 1967）は、ヒバリガイの一種である *Modioulus demissus* が、リンやその他の無機物質等の栄養源を、泥と一緒に堆積させることを指摘した。さらに、この過程が干潟やラグーンの肥沃度を維持する手助けになっていると論じた。

バクテリアや藻類などの微生物にも、泥粒子を連結させる働きがある。微生物の粘液が泥粒子の表面を覆うことで、粒子同士が連結されるだけでなく、すでに凝集・連結している粒子の結合をより強くする（Kranck, 1980）。微生物は、泥などの細粒粒子の表面に多く付着する。これらの微生物の量を単位体積あたりで考えると、粒子が小さいほどその相対的な表面積は大きくなるため、砂よりも泥の方が微生物の量は多くなる（ラファエリ・ホーキンズ, 1999）。なお、物理化学的な凝集と生物学的なものと両方の作用で、

結合している粒子塊を agglomerate と呼ぶ（Nichols and Biggs, 1985）。

これらの泥粒子の表面に付いた微生物は、干潟に大量に生息する堆積物食者の餌となる（ラファエリ・ホーキンズ, 1999）。干潟に生息する堆積物食者の多さを考えると、泥質堆積物に大量の有機物あるいは栄養塩が含まれていることは、容易に想像できるだろう。これらの有機物は、微生物から堆積物食者などのベントス、さらに高次の魚や鳥などの捕食者を介して、泥干潟の外へ運ばれる（山口, 2001）。また、これらの生物が消費できなかった有機物は、泥の堆積と共に埋積されて還元層の形成を促進するだろう。

泥干潟のこのようなメカニズムは、河川等から流入した有機物を保存する貯蔵庫のような役割を果たしている。有機物や栄養塩が泥の堆積と共に海水から取り除かれることによって、海水が急激に富栄養化するのを防いでいるかもしれない。堆積した有機物は、生物活動が活発ならば泥干潟から放出され、不活発ならば還元層として残されるのである。また、佐藤・田北（2000）は、有明海において、泥質堆積物が沈殿と再懸濁を繰り返すことで栄養物質の貯蔵庫となり、生物に栄養を安定に供給していると述べている。

### 砂の堆積

粗粒な砂質堆積物は、潮汐流が発生している間に、海底面に沿って運搬されながら堆積する。この現象は、砂粒子の沈降速度が速いために、粒子が水流によって浮き上がつてもすぐに沈降することによって生じる。さらに、砂粒子は凝集性を持たないので、泥よりも弱い水流で移動を始める。この時、水流は砂粒子を浮遊させるほど強くないので、砂粒子は底面に沿って、転がったり跳ねたりしながら運搬される。運搬中の砂粒子は底面上に安定した際に堆積するが、すぐに再移動を始めることが多い。こうした粒子の運搬様式を掃流（traction）と呼ぶ（粒子の運搬機構については、平, 1979 に詳しい）。砂粒子が掃流によって運搬されている時に、海底面上に漣痕など波型のベッドフォームが作られる。

ベッドフォームの中で、潮汐流などの一方向流で作られるものは、下流側に急斜面（foreset face）と上流側の緩斜面を持つ。そのため、一つのベッドフォームの断面は峰に対して非対称な形になる。ベッドフォームはその大きさを基準にして名前がつけられている。波長が 0.6 m 以下のリップル（ripple）、0.6 - 30m をデューン（dune）、波長が 30m 以上の大型のものをサンドウェーブ（sand wave）と呼ぶ（横川, 1998；八木下, 1998；池原, 1998）。

一方向流で作られるベッドフォームは下流側へと徐々に移動する。リップルを例に述べると、上流側の緩斜面では砂が浸食され、この浸食された砂がリップルの下流側の急斜面に堆積する。この結果、リップルは徐々に下流側へと移動する。この時、砂が下流側へ付加された跡が、急斜面の形に残される。この“跡”がリップルの断面に現れたも

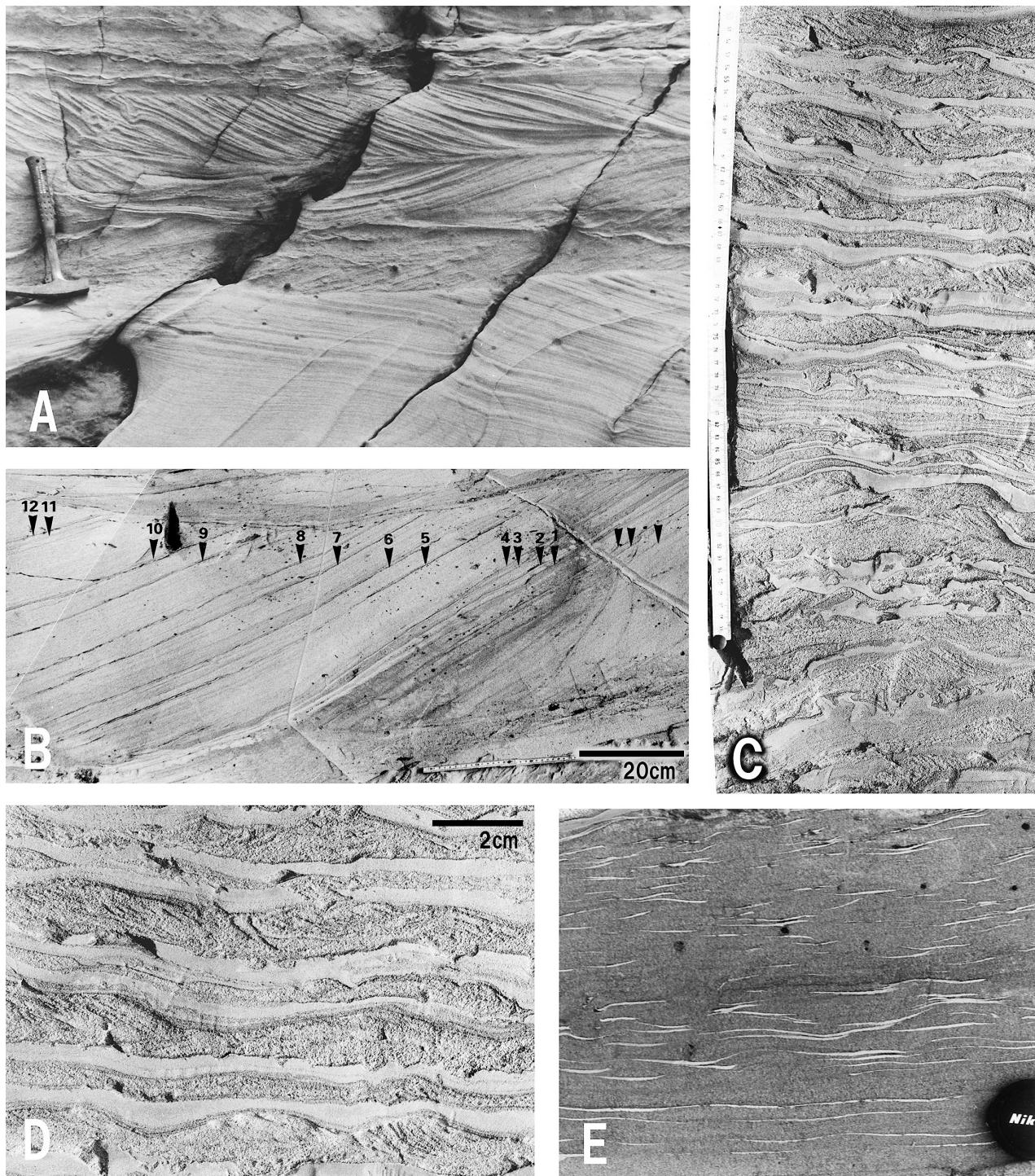


図6. 潮汐堆積物. A. ヘリンボーン斜交層理. (ハンマーは約30cm). B. 潮汐サンドウェーブ. 小矢印は泥層(マッドドレイプ). C. 波状層理. 下部から上部へ、厚い砂層、薄い砂層、厚い砂層と変化する。これは大潮小潮周期を反映している。図8の砂層No. 1-32にあたる。D. 波状層理. 一枚の砂岩層は一回の干満を記録している。図8の砂層No.24-30にあたる。E. フレーザー層理. (レンズキャップは約5cm)。

のが斜交葉理であり、それは常に流れの下流側へ傾いている。そのため、この斜交葉理の傾きから古流向が復元できる。

### 潮汐堆積物

潮汐流の周期的な発生と停滞は、潮汐環境に特有の堆積構造を作る。潮汐流の発生期間に砂粒子が堆積する。一方、

停滞期間に浮遊していた泥が沈降・堆積する。その結果、潮汐堆積物は砂と泥の層の繰り返しが基本構造となる。このような潮汐流に特有な堆積構造を持つ堆積物は、潮汐堆積物と呼ばれる。潮汐堆積物には、潮汐作用に特有な上げ下げ周期や大潮小潮周期が記録されていることもある(Nio and Young, 1991)。潮汐堆積物は日本からも更新統下総層群(増田ほか, 1988; Murakoshi *et al.* 1995)や古第三系

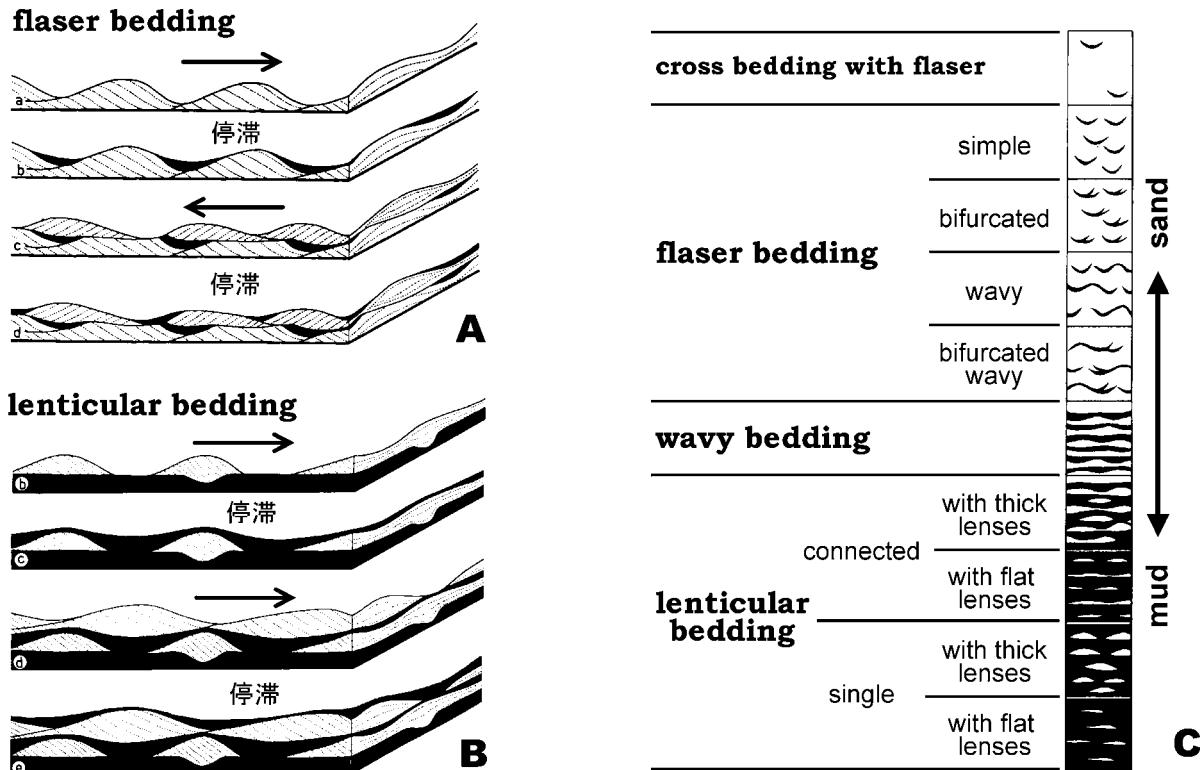


図7. フレーザーとレンズ状層理(Reineck and Singh, 1980を改変). 潮汐流の周期的な発生と停滞によって、砂層と泥層が交互に堆積する。潮汐流の発生時には砂が疊痕を作りながら堆積し、停滞時には浮遊していた泥が沈降して堆積する。A. 砂の割合が多い場合は、フレーザー層理と呼ばれる。B. 泥の割合が多い場合は、レンズ状層理と呼ばれる。

芦屋層群 (Sakakura and Masuda, 2001; Sakakura, 2002) などから報告されている。以下に、潮汐堆積物を北九州市に分布する古第三系芦屋層群の例を交えながら紹介する。

#### ヘリンボーン斜交層理 (herring-bone cross-bedding)

ヘリンボーン斜交層理は、砂質堆積物の内部に作られる構造であり、斜交葉理の傾斜方向が上下の2層で反対を向くものに付けられた用語である。傾きが反対の斜交葉理が2層の境界を軸にして伸びている構造が、魚(ニシン)の背骨を類推せることに由来する(図6)。

斜交葉理は、それを作った水流の下流側を向いて傾斜する。ヘリンボーン斜交層理のように、上下の2層で斜交葉理の傾斜方向が反対を向くのは、この2層を形成した水流の流向が反対向きだったことを示している。潮汐作用の影響下では、上げ潮と下げ潮によってベッドフォームが作られる時、このような堆積構造が堆積物の断面に残される。ヘリンボーン斜交層理は、その層厚が数cmから数10cm程度の大きさであることが多い。

#### フレーザー・波状・レンズ状層理 (flaser, wavy and lenticular bedding)

フレーザー・波状・レンズ状層理は、砂層と泥層の互層を基本構造としており、各単層の厚さは一般的に1mmから数10mmである(図6, 7)。これらの堆積構造は、潮汐流の周期的な発生と停滞によって作られる場合がある。潮

汐流の発生時には、砂層がリップルを作りながら堆積する、その結果として砂層の内部に斜交葉理が発達する。また、泥層は干潮と満潮の間の停滞時に堆積し、砂層を覆うことからマッドドレイプ(mud drape)と呼ばれる。潮汐の干満が完全に記録された場合、上げ潮流の砂層、満潮停滞の泥層、下げ潮流の砂層、干潮停滞の泥層という順で砂と泥が互層する。このような堆積過程は、最初に Reineck and Wunderlich (1968) によって議論された。その後 Dalrymple and Makino (1989) は、実際に現世の干潟で、これら堆積構造が形成されることを観測した。

実際の堆積物では、砂と泥の堆積量に極端な偏りがあるので、砂層と泥層が均等に繰り返すことは少ない。砂層の多いものがフレーザー層理(図6 E), 泥層の多いものがレンズ状層理、割合がおおよそ等しいものが波状層理(図6 D)と名付けられている(Reineck and Wunderlich, 1968; 図7)。また、砂層と泥層の両方が、数mmの厚さで、整然と互層している時には、潮汐リズマイト(tidal rhythmite)という名称を使うことがある。

周期的な潮汐流の発生と停滞によって作られた砂泥互層には、大潮小潮など潮汐作用に特有な周期が記録されていることがある(Tessier and Gigot, 1989; Dalrymple *et al.*, 1991など)。強い潮汐流ほど、多くの砂を運搬・堆積させてるので(Nio and Yang, 1991), 大潮時に厚い砂層が堆積し小潮時に薄いものが堆積する。このため、大潮小潮周期は、互層中の砂岩層の層厚の周期的な変化を読み取ることに

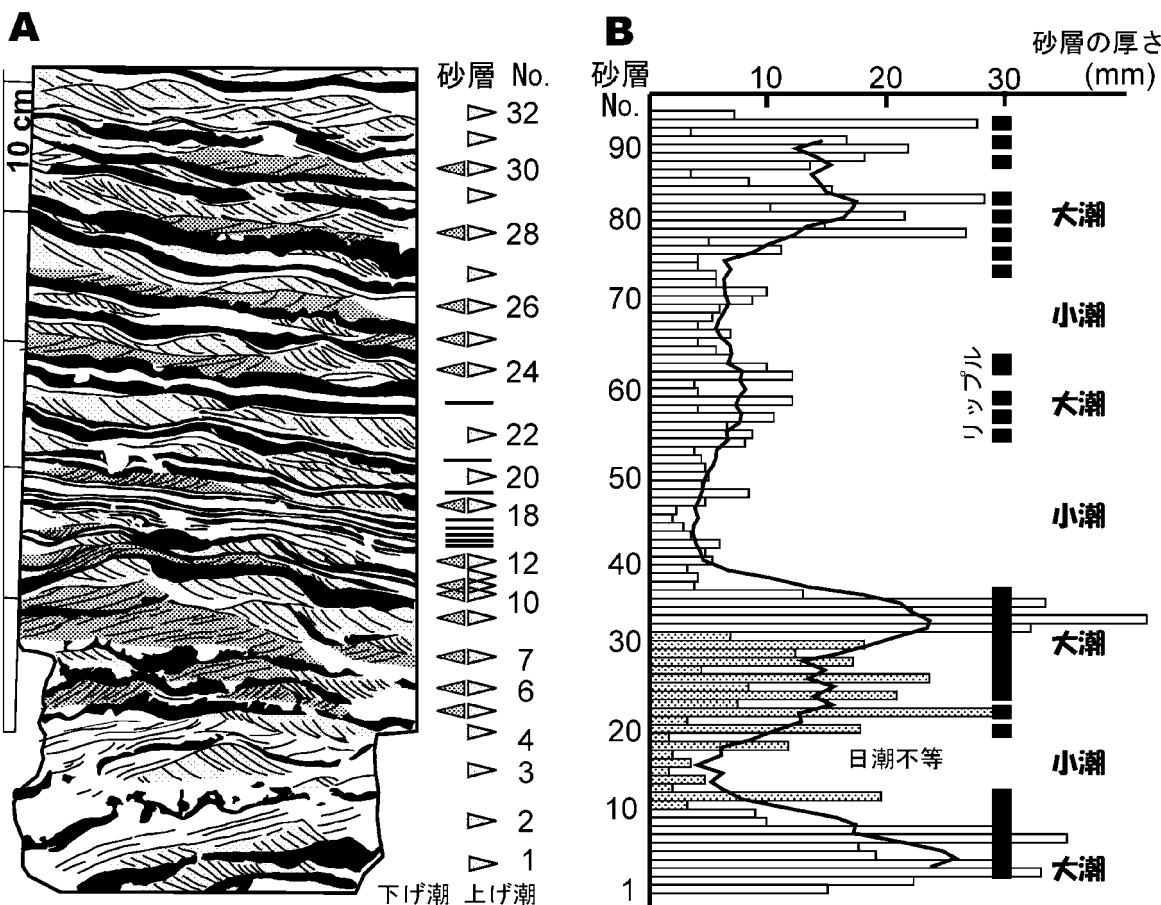


図8. 潮汐堆積物に記録された大潮小潮周期(Sakakura and Masuda, 2001を改変). A. 砂層と泥層(黒塗)が互層して、波状層理を形成している。一枚の砂層は一回の干満を記録している。24, 26, 28枚目の砂層では、一枚の砂層中に下げ潮の斜交葉理と上げ潮の斜交葉理が良く保存されている。偶数の砂層が厚く奇数が薄いのは、日潮不等周期を記録している。また、上げ潮後の泥層が発達するのは、上げ潮・下げ潮の非対称性を反映している。B. 約90枚の砂岩層に3回の大潮小潮周期が記録されている。砂岩層の厚さは28枚周期で増減を繰り返す、この周期は1日2回の大潮小潮周期と一致する。図中の折れ線は7枚ごとの移動平均を表している。

よって、地層中から解読できる。例えば芦屋層群の例では、潮汐の上げ下げ周期、大潮小潮周期、日潮不等が波状層理の中に記録されている(Sakakura and Musuda, 2001)。

芦屋層群から解読できた上げ下げ周期は、下げ潮の砂層、干潮の薄い泥層、上げ潮の砂層、満潮の厚い泥層という順で重なる堆積物として記録されている。干潮の薄い泥層は挟まれないことが多いので、下げ潮と上げ潮の砂層が1枚の砂層として癒着している。その癒着砂層の内部にヘリンボーン斜交層理が見られる、その斜交層理の古流向解析から上げ潮流と下げ潮流が復元できた。

3回の大潮小潮周期が、連続的に重なる約100枚の癒着砂層の層厚の変化に対して、周期解析を行うことによって解読できた(Sakakura and Musuda, 2001)。大潮小潮周期は、層厚が上方へ薄層化して、その後に厚層化する28枚の癒着砂層として記録されている。一回目の周期では、層厚が大潮時の約30mm、小潮の約3mm、大潮の約30mmへと順に変化する(図8)。解読できた3回の周期で、周期中の癒着砂層の枚数は28枚で安定している(図8)。一枚の癒着砂層は一回の上げ下げ周期を記録しているので、28枚という周期性は1日2回の大潮小潮周期とよく一致する。

日潮不等は1日2回の潮汐作用の大きさの違いなので、大きい潮汐と小さい潮汐の交互に繰り返す周期を持つ。この日潮不等周期は厚い砂層と薄い砂層の繰り返しとして波状層理中に記録されている(図8)。

#### 潮汐サンドウェーブ (tidal sandwave)

上げ下げ周期や大潮小潮周期は、デューンやサンドウェーブといった大型のベッドフォームの内部にも記録されていることがある。これらの周期は、ベッドフォームの断面の斜交層理に、薄い泥層が周期的に挟まれることによって記録される(図6, 9)。このような潮汐周期を持つ斜交層理は、Visser (1980) で最初に報告され、潮汐サンドウェーブとしばしば呼ばれる。この大型の斜交層理は、上げ潮・下げ潮のうち、卓越する方向の潮汐流で形成される(図9)。卓越流による砂の堆積の後、停滞時に薄い泥がそれを覆う、次に従属流の発生によって小規模なリップルが形成され、再度の停滞時に薄い泥が堆積する(図9)。この堆積過程の繰り返しによって、斜交層理が前進して、大潮小潮のような周期が地層中に記録される。

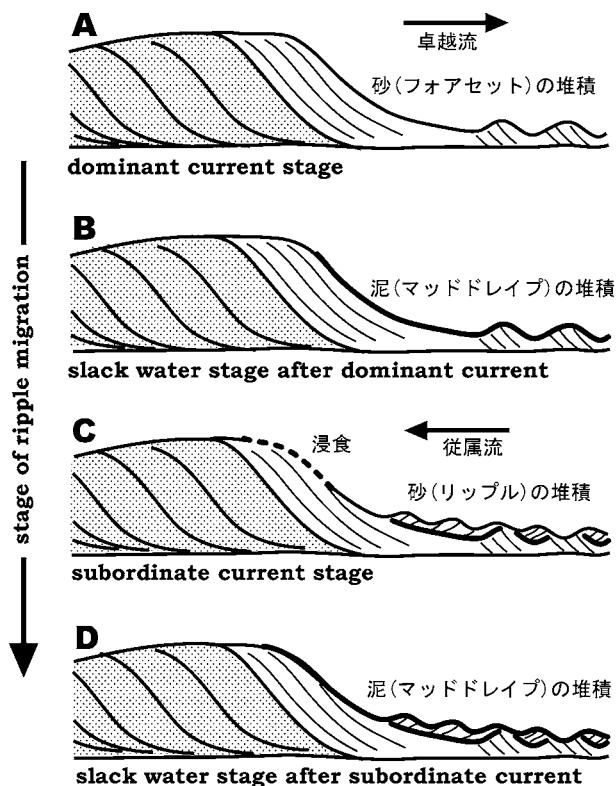


図9. 潮汐サンドウェーブの堆積過程(Visser, 1980 を改変)。

## おわりに

冒頭でも述べたように、日本列島の干潟は潮位差の小さな沿岸の内湾域で形成され、一般的に河川の流入を伴っている。このような性質に注目すると日本列島の干潟は、外洋に面した潮位差の大きな沿岸に見られる典型的な干潟と異なっており、干潟としての性質に加えてエスチュアリーの一部としての性質も伴っている。本総説では堆積物という視点から干潟とエスチュアリーについて概観してきた。ここで述べた内容は、典型的な干潟やエスチュアリーを基に作られた教科書的なモデルである。これらの一般的なモデルを日本の干潟に適用して、日本の干潟の保全、あるいは開発の環境アセスメントに役立てるには、情報の大幅な追加が必要であろう。情報の追加には日本の干潟に密接した研究が必要なことは述べるまでも無い。さらに、堆積物と生物との関係をより詳しく探ることも必要になるだろう。古生物学者は、古生態学という分野で堆積物と生物との関係を研究してきた。堆積学者や古生物学者の視点を日本における干潟環境の理解に役立てる時が来ているのではないだろうか。

## 謝辞

草稿に対して数々の有益なコメントを下さった京都大学の増田富士雄先生には心からお礼を申し上げる。また、京

都大学の前田晴良先生、高川智博さん、松本弾さん、産総研の田村亨博士には執筆中に議論して頂いた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。また、島根大学の酒井哲弥博士と熊本大学の小松俊文博士からは非常に親切な査読を受け、本論が大幅に改善された。ここに改めてお礼の言葉を申し上げる。著者は文部科学省による「京都大学21世紀COEプログラム：活地球圏の変動解明」の補助を受けた。

## 文献

- Alexander, C. R., Nittrouer, C. A., Demaster, D. J., Park, Y. A. and Park, S. C., 1991. Macrotidal mudflats of the southwestern Korean coast: a model for interpretation of intertidal deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, 805-824.
- Allen, G. P., Salmon, J. C., Bassoulet, P., Du Penhoat, Y. and De Grandpre, C., 1980. Effect of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, **26**, 69-90.
- Boyd, R., Dalrymple, R. W. and Zaitlin, B. A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, **80**, 139-150.
- 鎮西清高, 1982a. カキの古生態学(1). 化石, **31**, 27-34.
- 鎮西清高, 1982b. カキの古生態学(2). 化石, **32**, 19-27.
- Dalrymple, R. W., 1992. Tidal depositional systems. In Walker, R. G. and James N. P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*, 195-218. Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland.
- Dalrymple, R. W., Boyd, R. and Zaitlin, B. A., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1130-1146.
- Dalrymple, R. W. and Makino, Y., 1989. Description and genesis of tidal bedding in the Cobéquid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, 151-177. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Dalrymple, R. W., Makino, Y. and Zaitlin, B. A., 1991. Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mud flats in the macrotidal Cobéquid Bay-Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada. In Smith, D. G., Reinson, G. E., Zaitlin, B. A. and Rahamani, R. A., eds., *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir, **16**, 137-160. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary.
- Fairbridge, R. W., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In Olausson, E. and Cato, I., eds., *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*, 1-36. John Wiley and Sons, New York.
- Galloway, W. E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Brouard, M. L., ed., *Deltas, Models for Explanation*, 87-98. Houston Geological Society, Houston.
- Haven, D. S. and Morales-Alamo, R., 1972. Biodeposition as a factor in sedimentation of fine suspended solids in estuaries. In Nelson, B. W., ed., *Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries*, 121-130. Geological Society of America Memoir, 133, Boulder, Colorado.
- 池原 研, 1998. サンドウェーブ. 堆積学研究会, 堆積学辞典, **160**, 朝倉書店.
- 貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子, 1985. 日本の平野と海岸(日本の自然4). 226p., 岩波書店.
- Klein, G. D., 1985. Intertidal flats and intertidal sand bodies. In Davies, R. A. Jr., ed., *Coastal Sedimentary Environments*, 187-224. Springer-Verlag, New York.
- Kranck, K., 1980. Experiments on the significance of flocculation in the setting of fine-grained sediment in still water. *Canadian Journal of Earth Science*, **17**, 163-179.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研, 1988. 茨城県行方郡北浦村内宿の更新統にみられる9日間の潮流によって形成された斜交層理. 筑波の環境研究, **11**, 91-105.

- Murakoshi, N. and Masuda F., 1992. Estuarine, barrier-island to strandplain sequence and ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology*, **80**, 167-184.
- Murakoshi, N., Nakayama, N. and Masuda F., 1995. Diurnal-inequality pattern in the Paleo-Tokyo Bay: reconstruction from the tidal deposits and the growth-lines of fossil shells. In Flemming, B. W. and Bartholoma, A., eds., *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments, International Association of Sedimentologists*. Special Publication, (24), 289-300. Blackwell Science Ltd, Oxford.
- Nichols, M. M. and Biggs, R. B., 1985. Estuaries. In Davies, R. A., Jr., ed., *Coastal Sedimentary Environments*, 77-186. Springer-Verlag, New York.
- Nio, S. D. and Yang, C. S., 1991. Diagnostic attributions of clastic tidal deposits: a review. In Smith, D. G., Reinson, G. E., Zaitlin, B. A. and Rahmani, R.A. eds., *Clastic Tidal Sedimentology*, 3-28. Memoir of Canadian Society of Petroleum Geologists, **16**, Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary.
- オダム, E. P., 1967. 生態学. 水野寿彦(訳), 224p., 築地書館.
- Okazaki, H. and Masuda F., 1995. Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. In Flemming, B. W. and Bartholoma, A., eds., *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments, International Association of Sedimentologists*. Special Publication (24), 275-288. Blackwell Science Ltd, Oxford.
- Pritchard, D. W., 1967. Observations of circulation in coastal plain estuaries. In Lauff, G. H., ed., *Estuaries*, 3-5. American Association Advancement of Science, Publication (83), Washinton, DC.
- ラファエリ, D.・ホーキンズ, S., 1999. 潮間帯の生態学, 上巻. 朝倉彌(訳), 311p., 文一総合出版.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996. Clastic coast. In Reading, H. G., ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd ed.*, 154-231. Blackwell Science, Ltd, Oxford.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B., 1980. *Depositional sedimentary environments 2nd ed.* 551p. Springer-Verlag, New York.
- Reineck, H. E. and Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**, 99-104.
- Reison, 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. Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland.
- Sakakura, N., 2002. Taphonomy of the bivalve assemblages in the upper part of the Paleogene Ashiya Group, southwestern Japan. *Paleontological Research*, **6**, 101-120.
- Sakakura, N. and Masuda, F., 2001. Macro tidal deposits showing semi-diurnal with diurnal inequality of low water in the Paleogene, Kyushu, Japan. In Park, Y. A. and Davis, R. A. Jr., eds., *Proceedings of 5th International Conference on Tidal Environment - TIDALITE 2000*, 87-96. The Korean Society of Oceanography, Special Publication, Seoul.
- 佐藤正典・田北 徹, 2000. 有明海の生物相と環境. 佐藤正典, 有明海の生きものたち:干潟・河口域の生物多様性, 10-35. 海游舎.
- 下山正一, 2000. 有明海の地史と特産種の成立. 佐藤正典, 有明海の生きものたち:干潟・河口域の生物多様性, 37-48. 海游舎.
- 平 朝彦, 1979. 碎屑物の移動とその機構. 勘米良ほか, 地球表層の物質と循環 (岩波講座地球科学5), 23-35. 岩波書店.
- Tessier, B. and Gigot, P., 1989. A vertical record of the different tidal cyclicitics: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, **36**, 767-776.
- 海津正倫, 1994. 沖積低地の古環境. 270p., 古今書院.
- Van Straaten, L. M. J. U. and Kuenen, P. H., 1958. Tidal action as a cause of clay accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **28**, 406-413.
- Visser, M. J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546.
- Wang, Y., Zhu, D. and Cao, G., 2001. Environmental characteristics and related sedimentary facies of tidal flat example from China. In Park, Y. A. and Davis, R. A. Jr., eds., *Proceedings of 5th International Conference on Tidal Environment - TIDALITE 2000*, 1-10. The Korean Society of Oceanography, Special Publication, Seoul.
- 八木下晃司, 1998. デューン. 堆積学研究会, 堆積学辞典, 295-296. 朝倉書店.
- 山口啓子, 2001. 汽水域のベントス. 高安克己, 汽水域の科学, 65-75. たたら書房.
- 横川美和, 1998. リップル. 堆積学研究会, 堆積学辞典, 429. 朝倉書店.

(2004年4月18日受付, 2004年6月23日受理)

