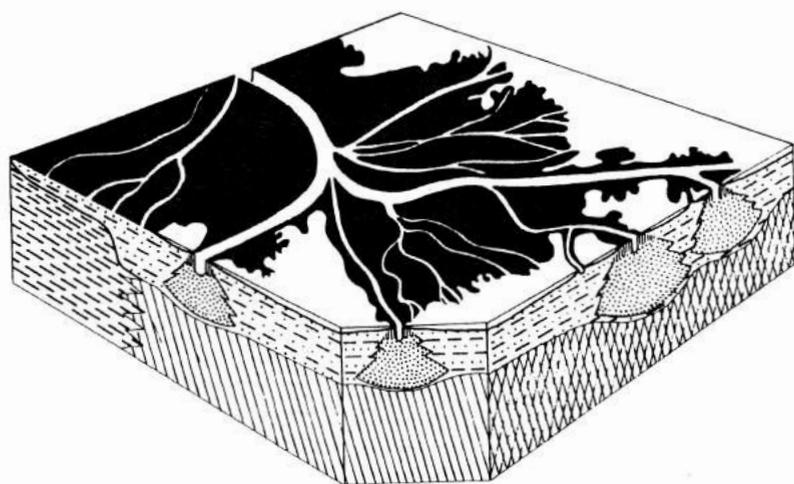


地学研究シリーズ第36号

# 「茨城県南部の第四系」



1996年

茨城県高等学校教育研究会地学部



大洋村梶山のトラフ状斜交層理



玉造町若海のコンボリュート層理

## まえがき

平成8年度、茨城県高等学校教育研究会地学部の地学研究シリーズ第36号として、「茨城県南部の第四系」を刊行することになりました。

茨城県南部の霞ヶ浦・北浦周辺の台地には、中～上部更新統下総層群の地層が広く分布し、古くから多くの研究者によって層相や貝化石の研究が行われてきました。しかし、地層を対比するうえで有効な火山灰層等の鍵層に乏しいこともあって、下総層群の累層区分やその名称、および不整合の認定等も研究者によってさまざまな見解が出されてきました。

1980年以降、この地域の地層についての堆積学的な研究が盛んに行われるようになり、堆積構造からその地層の形成過程や堆積環境を推論する、いわゆる堆積相解析の手法を用いて、地層の形成過程がダイナミックにとらえられるようになりました。

また、近年、地層を不整合面またはそれに連続する境界面で上下を境された成因的に関連した地層群を堆積シーケンスとして認定し、地層の空間的・時間的分布と相対的海水準変動とを結びつけて地層の形成過程を解析する、いわゆるシーケンス層序学が確立され、この手法を用いた研究成果が次々と報告されています。

このような地層観の変遷のなかで、最先端の研究から取り残されてしまいがちになりつつも、各研究委員の努力により、一応の成果としてまとめることができました。主な露頭の紹介を中心に構成してありますので、巡検案内書としても本書をご活用いただけるものと思います。

最後に、この5年間、校務多忙にもかかわらず、調査研究に携わられた研究委員の各先生方並びに、会場提供や調査活動などに何かとご高配を賜りました研究委員当該校の学校長をはじめ、さまざまなアドバイスをいただきました多くの研究者の方々に厚く御礼申し上げます。

平成9年3月

茨城県高等学校教育研究会 地学部長

大 森 進

# も く じ

まえがき

もくじ

I 堆積相解析と県南の第四系	1
1. 「堆積相解析」とは何か	1
2. 堆積環境の分類	5
3. シーケンス層序学	9
4. 県南の第四系と氷河性海面変動	13
II 主な露頭	16
1. 霞ヶ浦町房中	18
2. 霞ヶ浦町二ノ宮	20
3. 阿見町島津	22
4. 江戸崎町時崎	24
5. 竜ヶ崎市北方	26
6. 竜ヶ崎市八代	28
7. 竜ヶ崎市半田	30
8. 新利根町谷中	32
9. 新利根町上根本	34
10. 桜川村甘田	36
11. 玉造町若海	38
12. 玉造町浜	40
13. 北浦村内宿	42
14. 麻生町根小屋	44
15. 麻生町新田	46
16. 大洋村阿玉	48
17. 大洋村江川	50
18. 鹿嶋市中	52
19. 鹿嶋市沼尾	54
20. 鹿嶋市爪木	56

Ⅲ 産出化石	58
1. 貝化石	58
2. 有孔虫化石	60
3. 生痕化石	62
参考文献	64
あとがき	68

# I 堆積相解析と県南の第四系

## 1 「堆積相解析」とは何か

地層を観察するとき、われわれは地層のもつさまざまな特徴に注目する。地層を構成する堆積物の特徴、すなわち岩相、粒度、堆積構造、組織、色調、地層の厚さ、含有化石、古流向、基底面の形状、地層の重なり様式などから識別できる地層単位を堆積相という。堆積構造の多くは、碎屑粒子が風や水の流れ、あるいは波の作用で移動を繰り返すことによって形成されるため、地層が形成された堆積過程や堆積環境を色濃く反映することになる。

一方、ある堆積相がどのような堆積環境のもとで形成されるのかということが、現世および地質時代の堆積物の研究からしだいに明らかにされ、堆積相モデルとしてまとめられている。野外での地層の詳細な観察によって堆積相を認定し、柱状図にまとめ(図 I.1.1)、適当な堆積相モデルと比較することによって地層の堆積環境を推定することができる。このように地層から読みとれる堆積相をもとにして、その組み合わせから過去の堆積環境を復元する方法を堆積相解析という。

堆積物は、流れの強さや底質、水深などに関連して移動・沈積していく過程でさまざまな凹凸をなし、床形態(ベッドフォーム)とよばれるうねり構造をつくる。床形態の大きさや形状は、碎屑粒子の粒径や流れのエネルギーに対応して変化する(図 I.1.2)。床形態の違いによって、以下のよう

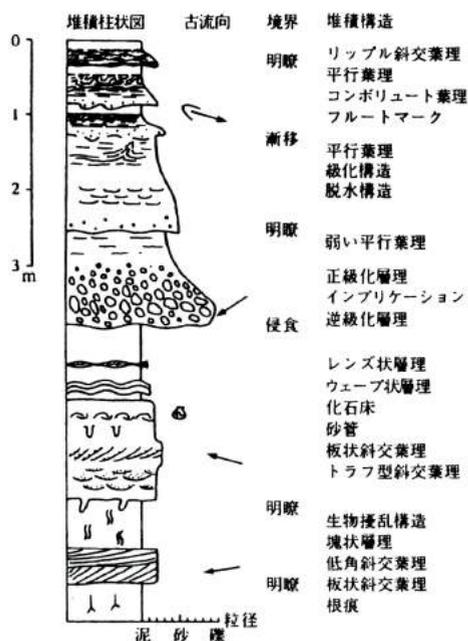


図 I.1.1 堆積柱状図の記載要領  
(地学団体研究会, 1995b より)

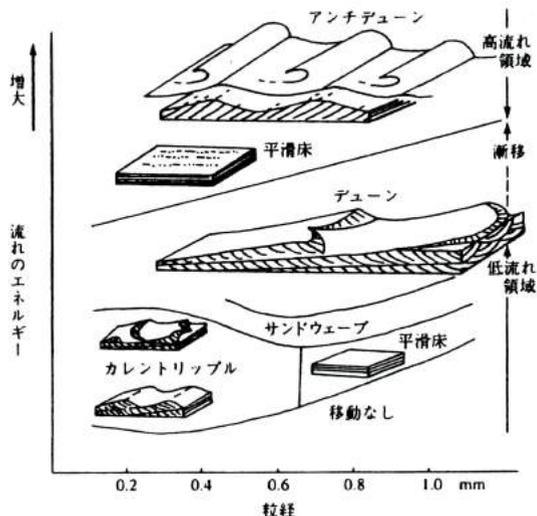


図 I.1.2 床形態と流れのエネルギーとの関係  
(地学団体研究会, 1995b より)

## (1) 平行層理

地層面にほぼ平行なラミナからなる地層を平行層理という(図 I .1.3A)。

## (2) 斜交層理

層理面に対して斜交するラミナからなる地層を斜交層理という。

### ① カレントリップル (スモールリップル)

一方向への流れで形成される波長 60cm 以下、波高 5 cm 以下の小型のうねり模様のことをいう(図 I .1.3B)。上流側が緩傾斜、下流側が急傾斜をなす。下流側の斜面に形成されるラミナをフォーセット面という。

### ② メガリップル (デューン、砂堆)

波長 60cm～数 10m、波高 6 cm～数mの比較的大型のうねり模様のことをいう。台風や津波などによる高エネルギー状態の波浪によって形成されたものをウェーブデューンと呼ぶこともある。また、頂線が直線的なものをサンドウェーブ(砂波)ともいい、潮流や海流などで形成される。

### ③ ウェーブリップル (波成リップル)

波による振動流によって形成されるうねり模様のことをいう。流れに平行な断面では、ほぼ左右対称形をなし、頂部が比較的丸みを帯び、ラミナも両側に傾斜している場合が多い(図 I .1.3C)。波浪作用限界水深より浅い海底で形成される。

### ④ 複合流リップル

一方向の流れと、波のような振動流とが同時に影響するような場所で形成される峰部が丸みを帯びたリップルのことをいう。典型的なウェーブリップルと違って、フォーセット面が沖側への一方向を示すことが多い。

### ⑤ クライミングリップル層理

供給される堆積粒子の量が十分にあるとき、流れや波などによってリップル層理が前進するとともに、上方に積み重なってできるうねり模様の重なりのことをいう(図 I .1.3D)。

### ⑥ フレーザー状層理

リップルをなす砂層の谷部に泥が薄く堆積している層理のことをいう(図 I .1.3E)。

### ⑦ ウェーブ状層理 (波状層理)

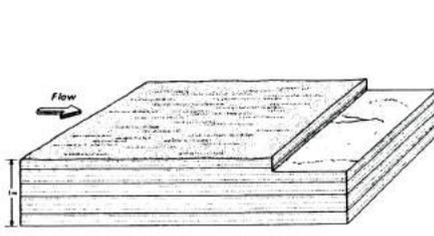
リップルをなす砂層の谷部だけでなく嶺部まで泥が覆い、砂層と泥層が互層をなしているものをいう(図 I .1.3E)。

### ⑧ レンズ状層理

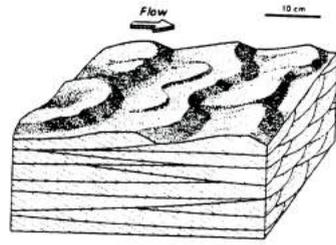
泥層が卓越し、リップルをなす砂層がレンズ状に保存されているものをいう(図 I .1.3E)。

### ⑨ アンチデューン (反砂堆)

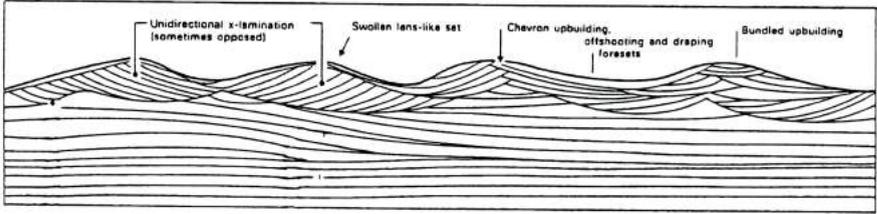
流れの上流側に向かって移動するメガリップルのことをいう。堆積物の供給量や流速が増大する一方で水深が減少すると、下流側斜面の砂が著しくまき上げられ、それが上流側斜面に次々とたまっていくので、流れと反対側に傾くラミナができる。



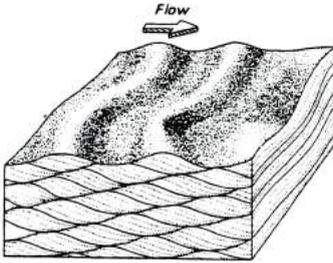
A 平行層理



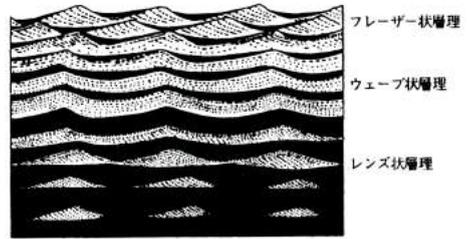
B カレントリップル



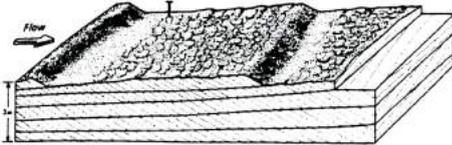
C ウェーブリップル



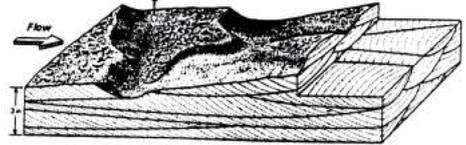
D クライミングリップル層理



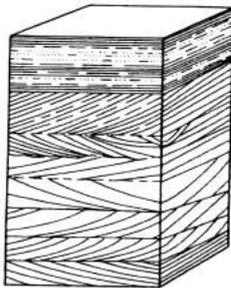
E リップルをなす砂泥互層



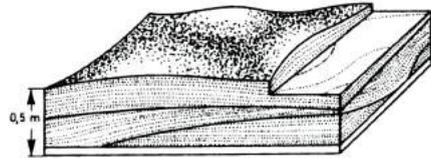
F 平板状斜交層理



G トラフ状斜交層理



H ヘリンボーン状構造



I ハンモック状斜交層理

図 I.1.3 さまざまな堆積構造 (A, B, D, F, G: Harms, 1975, C: Raaf *et al.*, 1977, E: 地学団体研究会, 1995b, H, I: Reineck and Singh, 1980 より)

#### ⑩ 平板状斜交層理

斜交層理の境界面が平板状で、比較的高角度で傾くラミナ（フォーセット面）を示す地層のことをいう（図 I.1.3F）。サンドウェーブの移動によって形成される。

#### ⑪ くさび状斜交層理（低角斜交層理）

斜交層理の境界面が低角度で切り合っていてできている地層のことをいう。ラミナは境界面にほぼ平行である。

#### ⑫ トラフ状斜交層理

斜交層理の境界面(下面)がトラフ状に湾曲している地層のことをいう(図 I.1.3G ; 口絵写真)。

#### ⑬ ヘリンボーン状構造

フォーセット面の向きが、堆積の休止面をはさんで、互いに逆方向に傾斜している地層のことをいう（図 I.1.3H）。潮流口のような流れ方向が逆転しやすいところで形成される。

#### ⑭ ハンモック状斜交層理・スウェール状斜交層理

断面が、上に凸のゆるやかなドーム状の部分(ハンモック部)と下に凸の浅い盆状のくぼみの部分(スウェール部)が不規則に配列している地層のことをいう（図 I.1.3I）。波長は数 10cm～10 数 m で、波高は数 cm～数 10cm である。平面形は円または楕円で顕著な方向性を示さない。主に細粒砂からなり、水深数 m～数 10m の下部外浜～内側陸棚で形成される暴浪堆積物と考えられている。

#### (3) 級化層理

碎屑粒子の粒径が、下位から上位にかけて徐々に変化する堆積構造をもつ地層のことをいい、下位から上位へ細粒化するものを正級化層理、粗粒化するものを逆級化層理という。

#### (4) 塊状層理

地層の内部に級化層理も他の堆積構造も見られない無層理の地層のことをいう。

#### (5) 変形構造

##### ① コンボリュート構造

地層の内部でラミナが複雑に褶曲している構造をもつ層理のことをいう(口絵写真)。一般に底部が箱型ないし丸型で幅が広いのに対し、頂部が狭い断面形態をしているので、地層の上下判定に有効である。

##### ② 皿状構造

大小の皿が上下・左右に並び重なったような模様のことをいう。地層中に封じ込められた水が、圧密によって水抜けする際、上昇する水によって平行層理が数カ所で切断され、断面が皿型になったもので、脱水構造の一つである。

## 2 堆積環境の分類

地層は、堆積環境にもとづいて、おおまかに陸成層、沿岸成層、海洋成層の3つに分類する立場が今日一般的である。高等学校地学ⅠBの教科書では、海洋成層を示す用語として「海成層」を用いているが、沿岸成層と海洋成層を合わせた広義の「海成層」と誤解しやすいので、ここでは採用しない。

さて、茨城県南部の洪積台地を構成する第四系は、主に沿岸成層から成り立っている。沿岸成層の範囲は、海岸で寄せ波が遡上する限界付近や、河口において上げ潮の影響が見られる限界付近に始まり、沖側では暴浪時の波浪作用限界水深までを含んでいる。この領域は、波浪・潮汐といったさまざまな振動や流れに、河川や海岸浸食域などから供給される碎屑物の内容や量の違いがからみあってくるため、きわめて複雑な系を成している。しかしながら、沿岸成層の形成が最終的に海岸平野の成長につながっていることから、沿岸の堆積環境の分類が海岸地形の分類と不可分の関係にあることは容易に理解されよう。本稿では、海岸扇状地の地層を除いて、河口・三角州成層、バリア島・潟成層、海浜成層の3つに大別して堆積環境の名称を列記してみる。

### (1) 河口・三角州成層 (図 I.2.1)

**河口 (エスチュアリー) :** 広義には河川が海に注ぐ場所であるが、狭義には、湾内の波浪の影響が小さい場所にあつて、河川だけでなく潮汐の影響が見られる堆積環境をさす。

**三角州 (デルタ) :** 砂質堆積物が扇状に広がって堆積した地形をさすが、一般には河川からの供給物によって河口にできたものだけを単に三角州と呼ぶ。河口の前面に三角州前置面と呼ばれる斜面が見られ、三角州の拡張とともに底置層・前置層・頂置層から成る堆積システムが形作られる。

**底置層 :** 三角州前置面の沖側 (プロデルタ) でできた堆積層。内湾の泥質堆積物から成り、生痕に乱されている場合が多い。内湾泥底群集 (ゴイサギ、ツキガイモドキなど) から成る貝化石層も見られる。

**前置層 :** 三角州前置面 (デルタフロント) に堆積した砂質堆積物。斜面で形成されるため、底置層・頂置層よりも傾斜した地層となる。日本の沖積平野では勾配  $1\sim 2^\circ$ 、厚さ  $7\sim 10\text{m}$  程度である。暴風時などに再移動したことを反映して、ハンモック状ないしスウェール状の斜交層理が見られることもある。干潟同様、各種の生痕が残っている。内湾砂底群集 (カガミガイ、イボキサゴなど) から成る貝化石層が見られる場合もある。

**河口砂州 :** 河口から供給された砂は、海底において、河口から放射状に伸びる棒状の高まり、ないしは海岸線に平行に伸びる三日月状の高まりを形成する場合が多い。これを河口砂州という。鳥趾状三角州では、自然堤防が海側に突出して、その間に小規模な湾ができるため、泥質堆積物と互層した前置層となる。

**頂置層 :** 河口堆積物から成る三角州成層のシステム最上部。分流河道、干潟、潮汐流路、湿地などの堆積環境が含まれている。

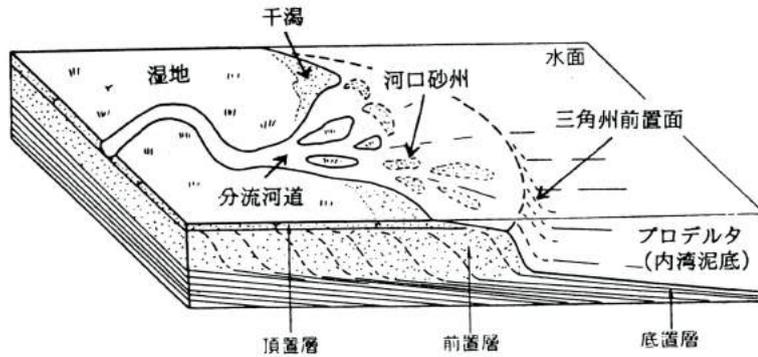


図 I.2.1 河口・三角州成層の堆積環境  
(町田ほか, 1986 に加筆)

**分流河道**：河床勾配の減衰で，河川は蛇行河道から分流河道へと移行する。その堆積物は，トラフ状斜交層理を示し，自然堤防を削ったシルトブロックが含まれていたりするが，蛇行河川の場合よりも上方細粒化は明瞭でない。潮流の遡上する範囲では貝殻片が見られることもある。

**干潟**：潮汐低地，潮汐平底ともいう。三角州では，円弧状三角州において広く発達する。河口寄りに泥質の干潟が，外海寄りに砂質の干潟が分布する。東京湾の小櫃川三角州の例では，両者の間に浜堤が見られる。地層は特徴的な砂泥互層で，砂にリップルが発達するため，フレーザー状，ウェーブ状，レンズ状層理をなす。また，堆積物中に潜行したり巣穴を掘ったりする底生動物の活動が活発であるため，様々な生痕が見られる。

**潮流流路**：クリークともいう。干潟に刻まれた潮流の通り道。平板状斜交層理が発達し，ヘリンボーン状になる場合もある。

**湿地**：陸水性の後背湿地と潮汐の影響を受ける塩水性湿地が含まれる。植物片を多く含む有機質の泥層が形成される。

## (2) 海浜成層 (図 I.2.2)

外海の砂浜海岸では，波の大きさによる碎波位置の変動が沿岸砂州（バー）の移動をもたらしている。地形用語については，本シリーズ第31号の「茨城県沖の海況Ⅱ」を参照されたい。本稿では，地層の特徴を中心にまとめる。

**沖浜**：沿岸・沖合漸移帯ともいう。静穏時の波浪作用限界水深から暴浪時の波浪作用限界水深まで。水深は15-20m から50-70m に至る範囲とされる。生物相では内部浅海帯と外部浅海帯の境界領域に相当する。沖合の泥と暴浪時の砂質堆積物の互層で，砂層には典型的なハンモック状斜交層理が見られる。生痕も多く，生物擾乱が著しい場合もある。

**下部外浜**：バーの移動限界から静穏時の波浪作用限界水深まで。ほぼ暴浪時に海岸付近から供給された砂だけが堆積する。静穏時に沿岸漂移を経た淘汰の良い砂で構成され，ハンモック状ないしスウェール状の斜交層理が発達する。

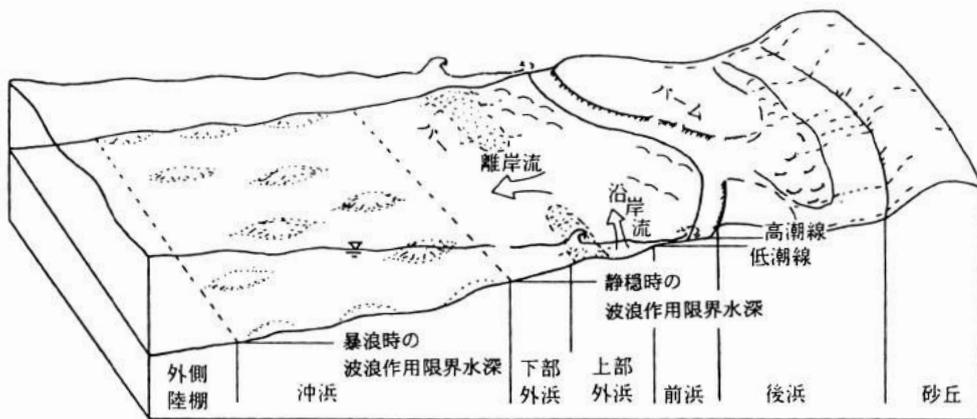


図 1.2.2 海浜成層の堆積環境  
 (地学団体研究会, 1995b にもとづく)

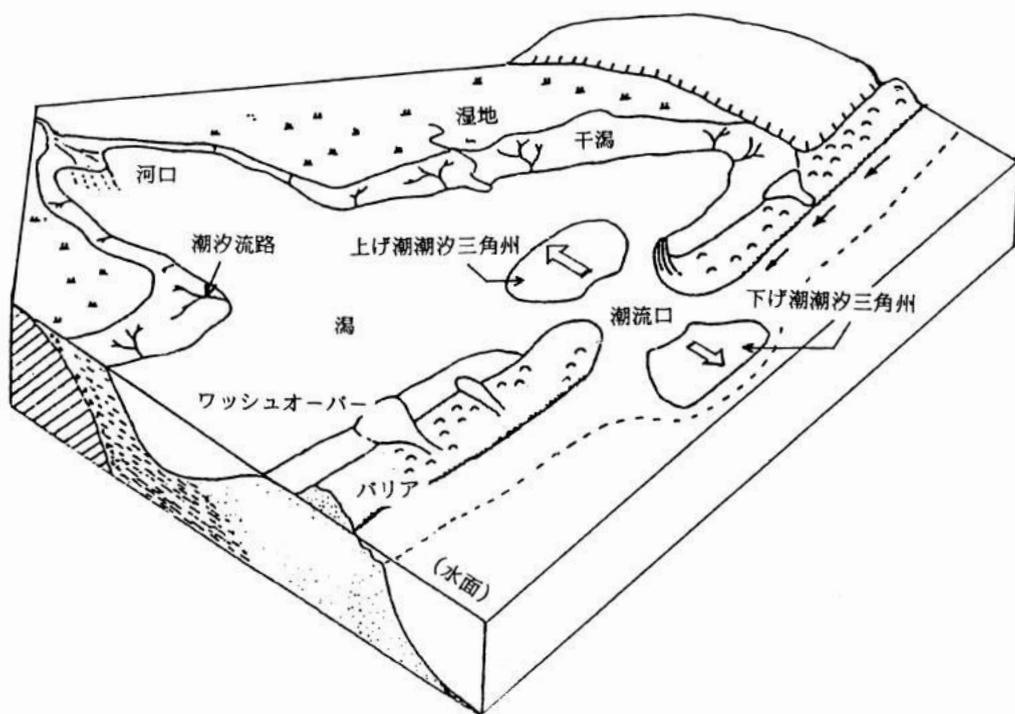


図 1.2.3 バリア島・潟成層の堆積環境  
 (斎藤, 1987 にもとづく)

**上部外浜**：低潮時の海岸線からバーの移動限界まで。比較的粗粒な砂質堆積物から成るが、複雑な流れを反映してトラフ状、平板状、スウェール状など多様な斜交層理が見られる。古流向も多様である。バーの陸側やバーの切れ目にできる凹地には礫や泥が堆積して特徴的な互層を成すため、これが外浜堆積物の中部を構成することもある。この互層中にはウェーブリップルが保存されやすい。

**前浜**：バーム頂から低潮時の海岸線まで。比較的淘汰の良い砂質堆積物が、前浜斜面を反映して緩く傾斜した平行層理を示す。

**後浜**：砂丘帯等の基部からバーム頂まで。暴浪時の打上げ波（寄せ波）に運ばれた粗粒堆積物と陸側から運ばれた水成ないし風成堆積物が見られる。

**砂丘**：風成の砂質堆積物がつくる高まり。淘汰が著しく良く、すりガラス状の表面を持つ磨食粒が多く含まれる。停滞期の降水時に堆積した腐植質などの古土壌が挟まる場合もある。

### (3) バリア島・潟成層（図 I.2.3）

**バリア**：河川や海岸浸食域などから供給された碎屑物が、主に沿岸流によって運ばれた結果、陸側に潟と呼ばれる閉鎖性の水域を残す細長い砂州ができる。これをバリアという。バリアは潮流口によって区切られるので、両端が陸地から離れたバリア島となる場合もある。また、バリアの外洋側には海浜が、潟側には干潟が形成される。

**潟（ラグーン）**：バリアの背後に形成された閉鎖性の水域。潮流口から海水と外海の堆積物が運び込まれる。河口域を伴う場合は、汽水性の環境が顕著になる。内湾性の泥質層が形成される。（底置層を見よ）

**潮流口**：バリアを区切る水路で、潮流が出入りする。そのため、平板状斜交層理が著しく発達し、ヘリンボーン状を呈することもある。潮流口から潟や外海に運ばれた砂質堆積物は、扇状に広がって潮汐三角州を形成する。

**潮汐三角州**：潮流口から潟や外海に運ばれた砂質堆積物が形成する水面下の三角州。潟側のものを上げ潮潮汐三角州、外海側のものを下げ潮潮汐三角州という。ただし、外海側では、波や流れによって再移動しやすいので、地層中に下げ潮潮汐三角州を認定することは難しい。上げ潮潮汐三角州の方は、陸側に傾斜した三角州前置面が保存され、しばしば大規模なフォーセット状の層理をなしている。外洋性と内湾性の化石群が混合する場所としても重要である。

**ワッシュオーバー**：暴浪ないし津波によって、バリアを乗り越えて潟側にもたらされた堆積物。これも陸側に傾斜したフォーセット状の層理面が形成されるが、潮汐三角州よりは規模が小さい。また、急激な堆積に伴う変形構造も特徴的に見られる。

### 3 シーケンス層序学

シーケンス層序学は、P.R.Vailを中心としたエクソン・グループが、主に石油地質学の分野で行われていた震探(音響)層序学を基礎にして、新しい層序学として体系化したものである。地層がいつ、どこで、どのように形成されたかという成因を、汎世界的海水準変動(ユースタシー)と広域的な構造運動の和である相対的海水準変動との関係で捉え解析することを基本概念としている。1980年代後半には、それまで対象にしていた大陸縁辺部の海域だけでなく、陸域の地質に対しても広く適用されるようになり、急激に普及してきた。

#### (1) シーケンス層序学の方法

シーケンス層序学による地層の解析の第一歩は、堆積相解析から始める。まず、地層のもつさまざまな特徴から堆積相を識別し、その地層がどういった堆積場で形成されたかを推定する。そして、上下の地層の特徴とその重なり様式から、”一連の堆積過程と環境によって形成された堆積相の集合”である堆積システムを推定する(図 I.3.1)。例えば、沿岸三角州システムとかバリア島システムとかを決める。堆積システムの認定には、堆積相モデルや現世の堆積環境に関する知識が重要である。

一群の地層をさらに大きなスケールで捉え、ある期間(相対的海水準変動の一時期)に形成された複数の堆積システムをまとめて、堆積体として認定する。相対的な海水準変動による1回の海進から海退までの間に形成された複数の堆積体からなる部分を堆積シーケンスといい、海退期に形成される不整合面とそれに対比される整合面で上下を境される。この境界面のことをシーケンス境界(略称SB)という(図 I.3.2)。

シーケンス層序学は、地層を構成するさまざまな堆積システムの発達過程を、時間的・空間的に解析し、地層の成因を相対的海水準変動との関係で捉え解析しようとするものである。

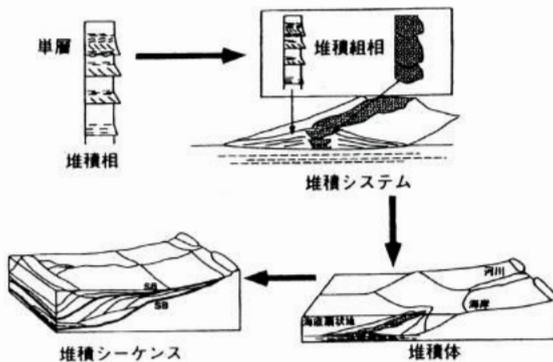


図 I.3.1 堆積相から堆積シーケンスへ  
(保柳ほか, 1994 より)

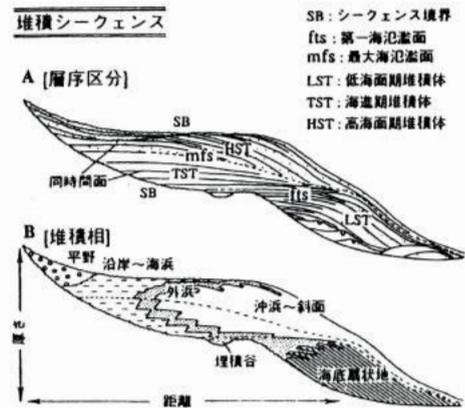


図 I.3.2 堆積シーケンスの層序区分と堆積相  
(増田・徳橋, 1994 より)

## (2) 堆積体

堆積体は相対的な海水準変動に対応して、低海水準期堆積体、海進期堆積体、高海水準期堆積体、陸棚外縁堆積体の4つに区分される。堆積シーケンスの層序区分は、これらの堆積体を認定することから始まる(図I.3.3)。

**低海水準期堆積体：** 海水準の低下速度が最大になったとき(海水準変動曲線の変曲点)より後の低海面の時期に形成されるもので、陸棚が露出して陸上浸食を受け、河川が谷を削り、堆積盆底に直接粗粒堆積物が供給され、陸棚斜面での海底地すべりによるスランプ堆積物や厚いタービダイト層からなる海底扇状地が発達する。このとき形成される不整合面とそれに続く沖側の整合面がタイプ1のシーケンス境界である。

海水準の低下速度が遅くなり、海水準が低下から上昇に転ずると、まず開析谷が埋積され、以前に海底谷が発達していた場所で三角州が前進を始める。沖側の堆積盆底の堆積物は細粒化し、タービダイトは泥質部が多くなる。堆積空間の拡大速度が堆積物の供給速度を上回るようになると、この堆積システムの前進はとまり、この堆積体の形成は終わる。

**海進期堆積体：** 海水準の上昇速度が大きくなると、堆積場は陸棚上に移り、谷の中から谷の外へと堆積の場が広がり、海岸が陸側に移動し海進が進む。このとき沿岸域では波浪による外浜浸食が進み、下位の地層を沿岸の堆積物が浸食しながら覆う。この外浜浸食によってできた平坦な面をラビーンメント面(略称RS)という。また、海進によって、古水深が急激に増したことを示す境界面を海氾濫面といい、堆積シーケンス内の最初の海氾濫面を海進面という。ラビーンメント面と海氾濫面とは一致するか、ごく近くにあることが多い。露頭でこれらの面は比較的容易にみつかるとは、比較的平坦な浸食面をはさんで、その直上には分級の悪い粗粒の沿岸堆積物(海進残留堆積物)と急激に深くなったことを示す内側陸棚堆積相が重なってくるからである。

海進期堆積体によく見られる堆積システムは、バリア島システム、大型斜交層理が発達するサンドリッジやサンドウェーブシステム、溺れ谷埋積システムなどである。

海水準が上昇して陸棚が広がると、沖側への堆積物の供給量が減り、堆積速度の非常に遅い細粒堆積物(コンデンス・セクション)が形成される。この中には、生痕を含む化石の密集帯が形成されたり、自生鉱物(海緑石、苦灰石、菱鉄鉱、黄鉄鉱など)や有機炭素が濃集したりする。海域が最も広がった時期の海底面である最大海氾濫面はコンデンス・セクションの中にあることが多い。最大海氾濫面は海進期堆積体の上限を示すことになり、シーケンス層序区分における重要な境界面の一つである。

**高海水準期堆積体：** 海水準が高くなり安定すると、陸域からの堆積物の供給が活発となり、沿岸域の埋め立てが進行するため、海岸線が次第に沖側へ移動していく(プログラデーション)。従って、この堆積体は海退相を示す。広がった海岸平野での河川システムと海浜-外浜-沖浜システムや沿岸三角州システムが発達し、下位の堆積体を覆っていく。

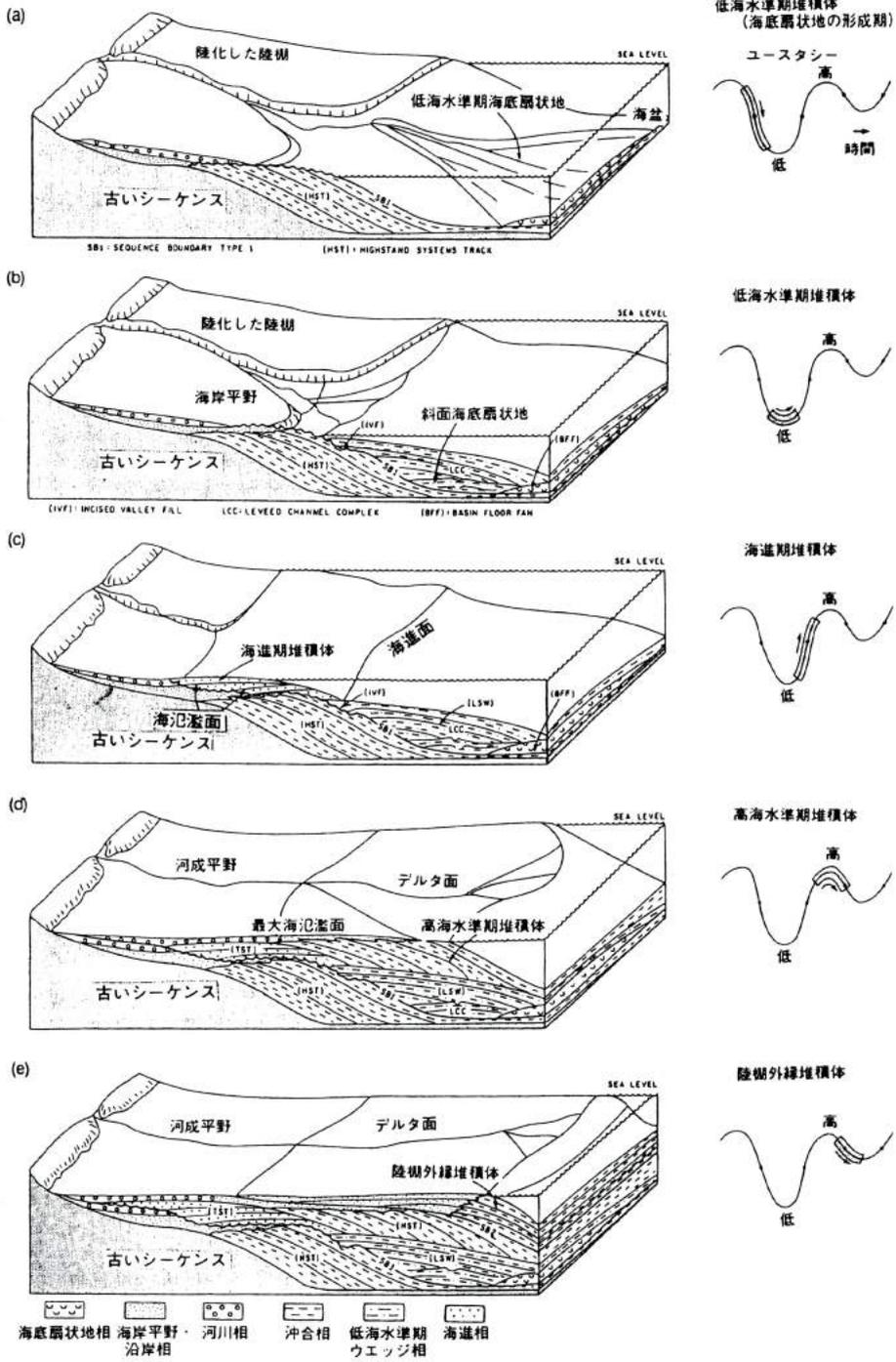


図 1.3.3 低海水準期(a,b), 海進期(c), 高海水準期(d), 陸棚外縁堆積体(e)の特徴およびユースタシーとの関係(酒井ほか, 1995より)

**陸棚外縁堆積体：** 海水準の低下が小さく、陸棚全体が露出しないような場合には、谷地形などの大規模な浸食面をつくらないので、タイプ2のシーケンス境界になる。このシーケンス境界上の三角州堆積物などから構成される堆積体を陸棚外縁堆積体と呼ぶ。

### (3) シーケンス境界とラビーンメント面

シーケンス層序学では、不整合面とそれに連続する海側の整合面であるシーケンス境界が、一つの堆積シーケンスの上下を境する境界面であるが、下総層群のような沿岸成の堆積シーケンスでは、次の2つのタイプが識別される。

第一は、陸上浸食によってつくられた谷地形がシーケンス境界であるタイプである。この場合は、河成の基底礫層や、陸水域～潟でできた泥質堆積物が谷地形を覆う溺れ谷埋積層が見られる。それらの堆積物は、潮汐三角州などの湾口域の堆積物に覆われた後、谷地形の外側まで海が広がった時に初めて外浜浸食を受ける。従って、シーケンス境界とラビーンメント面ははなれた層準に見られる。

第二は、ラビーンメント面がシーケンス境界になっているタイプである。低海水準期に陸上浸食によってつくられた谷地形の外側では、海進期に下位のシーケンスに属する地層が外浜浸食を受けてきたラビーンメント面がシーケンス境界となる。わが国では「波食台相」ないし「波食性の境界面」と呼ばれてきたものがそれである。境界面上には、主に外浜で形成された海進残留堆積物が見られる。

図 I.3.4 は、茨城県の霞ヶ浦から北浦周辺にかけて分布する中～上部更新統下総層群の地層の柱状図に基づく堆積シーケンスの解釈である(Murakoshi and Masuda, 1992)。シーケンス境界直上の地層は木下層である。溺れ谷埋積層を伴う場合と伴わない場合でのシーケンス境界とラビーンメント面との関係が示されている。

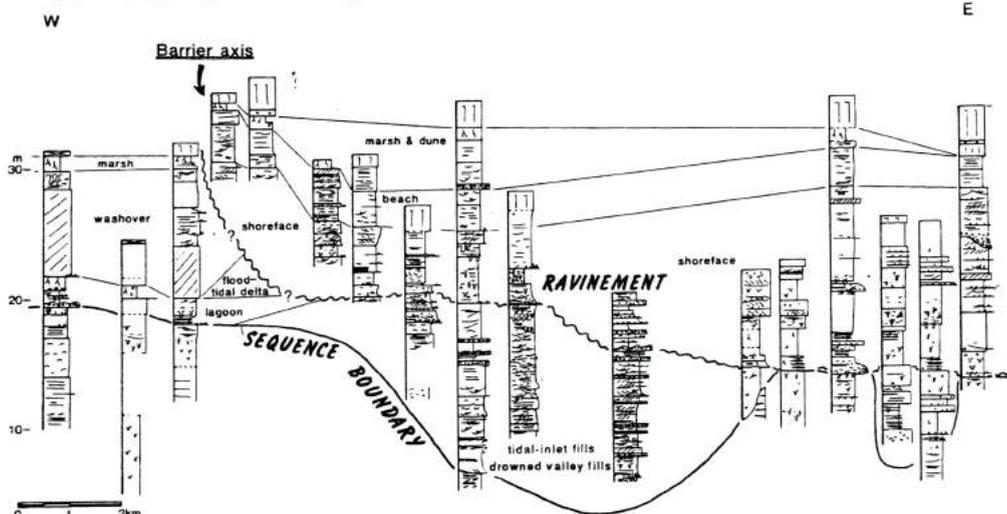


図 I.3.4 茨城県霞ヶ浦・北浦地域の東西断面における木下層のシーケンス境界とラビーンメント面の研究例 (Murakoshi and Masuda, 1992 より)

#### 4 県南の第四系と氷河性海面変動

茨城県南部の洪積台地は、下総層群に属する中～上部更新統によって成り立っている。下総層群の累層区分が氷河性海面変動と密接に関わるという認識は、関東第四紀研究会や青木直昭らの研究によって1980年までに導入され、基底礫層と淡水ないし汽水成泥層に始まり、沿岸～浅海成の砂層を経て白斑状生痕を伴う砂浜海岸の地層で終わるという堆積サイクルが示された。そして、このサイクルがそれぞれ一つの累層（すなわち堆積シーケンス）にあたり、およそ10万年ごとにおとずれた間氷期と対応していると考えられた。

その後、凝灰質鍵層による編年が精度を増すにつれて、累層区分も明確化し、今日では、徳橋・遠藤（1984）が示した千葉県姉崎地域の下総層群の累層区分を標準層序とする立場が主流となっている（表I.4）。中里（1993, 1997）は各累層と酸素同位体比曲線との対応について詳述している（図I.4）。

しかしながら、茨城県内の第四系の累層区分は、鍵層が木下層最上部以上でしか確認できていない上、堆積相と累層境界についての解釈も研究者間で違っているため確定できていないのが実状である。標準層序との対応を含めて今後の成果を待たざるを得ないが、少なくとも木下層の下位に見られる地層が清川層、上泉層、藪層のいずれかであることは確かである。特に、稲敷台地のそれが千葉県北部の上岩橋層すなわち標準層序の清川層に相当し、鹿島台地南部のそれが標準層序の藪層に相当することは間違いなさそうである。尚、本稿では、上岩橋層から上泉層のいずれかと推定される地層を「上岩橋層(?)」と記載した。

表 I.4 茨城県中部および南部に分布する中～上部更新統下総層群の累層区分と模式層序との比較

	坂本, 1975 坂本ほか, 1981 (磯浜・石岡)	徳橋・遠藤, 1984 (標準層序)	宇野沢ほか, 1988; 本研究 (茨城県南部)
下 総 層 群	茨城粘土層	常総粘土層	常総層
	見和層上部層	姉崎層	木下層
		木下層	
	同中部層	横田層	上岩橋層 ?
	同下部層 ?	清川層	
	笠神層	上泉層	上泉層
	石崎層	藪層	藪層
		地藏堂層	

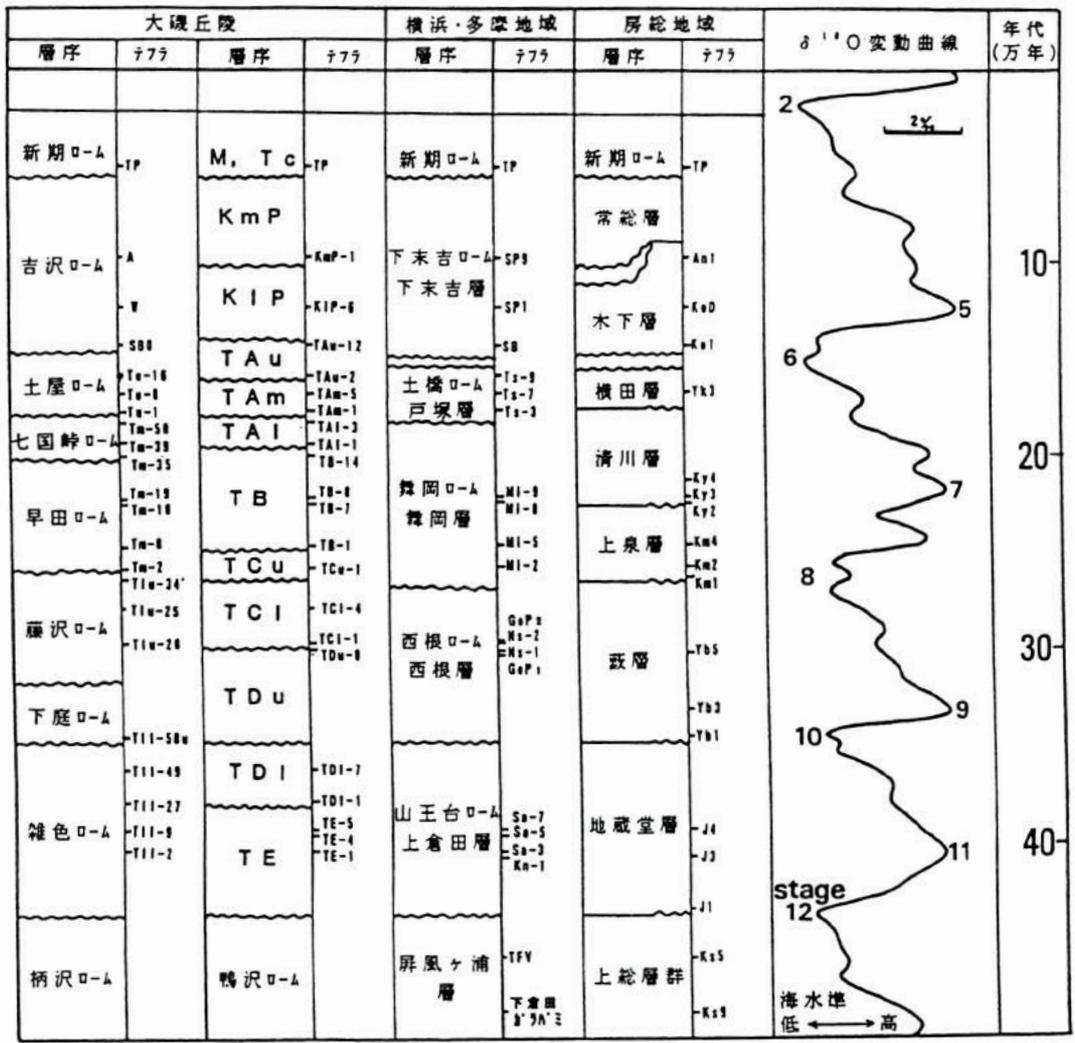


図1.4 下総層群の模式層序と酸素同位体ステージの比較 (中里, 1997 より)

## 〈氷期・間氷期10万年サイクルの謎〉

氷期・間氷期のくりかえしのような地球規模の気候変動がなぜおこるのかは、酸素同位体比を用いた温度変化の復元と年代決定法の進歩とによって、理論的な研究の段階へと進んできた。

第四紀の氷河性海面変動の場合は、地球の公転軌道や地軸の傾きの変化といった天文学的要素の変化が重視され、最初にこれを議論した地球物理学者の名にちなむミランコビッチ・サイクルと対応したユースタシーであると解釈されてきた。しかし、単純なモデルで描いた変動曲線は図1のように実際との一致度がけっして高くない。

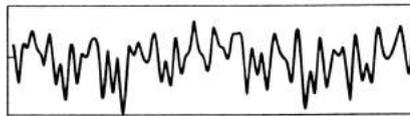


図1 離心率・地軸の傾き・歳差から求めた過去80万年の  
日射量の変動（川上, 1995, 「縞々学」より）

酸素同位体比から復元された温度変化の曲線で最も顕著に現れている10万年周期の変動は、天文学的要因の中では、公転軌道の離心率の変動と対応している。ところが、離心率変動による日射量の変化は理論上小さいことが明らかとなった。そこで最近では、日射量の変化を直接の原因とするよりも、氷床の変化などを間にはさんで変動する気候システム（図2）自体の性質として議論する立場が主流になってきている。地質時代の記録からは、氷床発達期に10万年サイクルが出現すると見られており、これを説明する数値モデルも示されつつある。

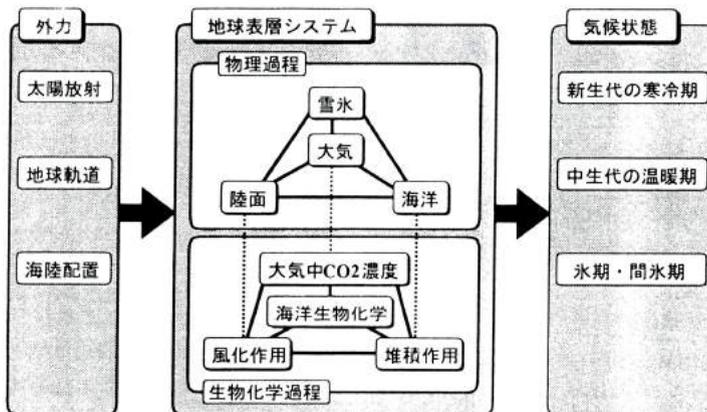


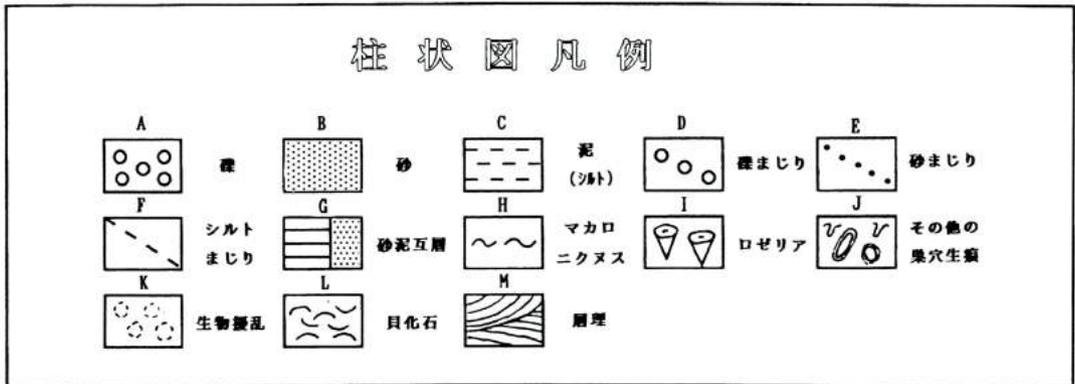
図2 気候システムの概念（月刊地球、  
号外No.10, 「全地球  
球史読解」より）

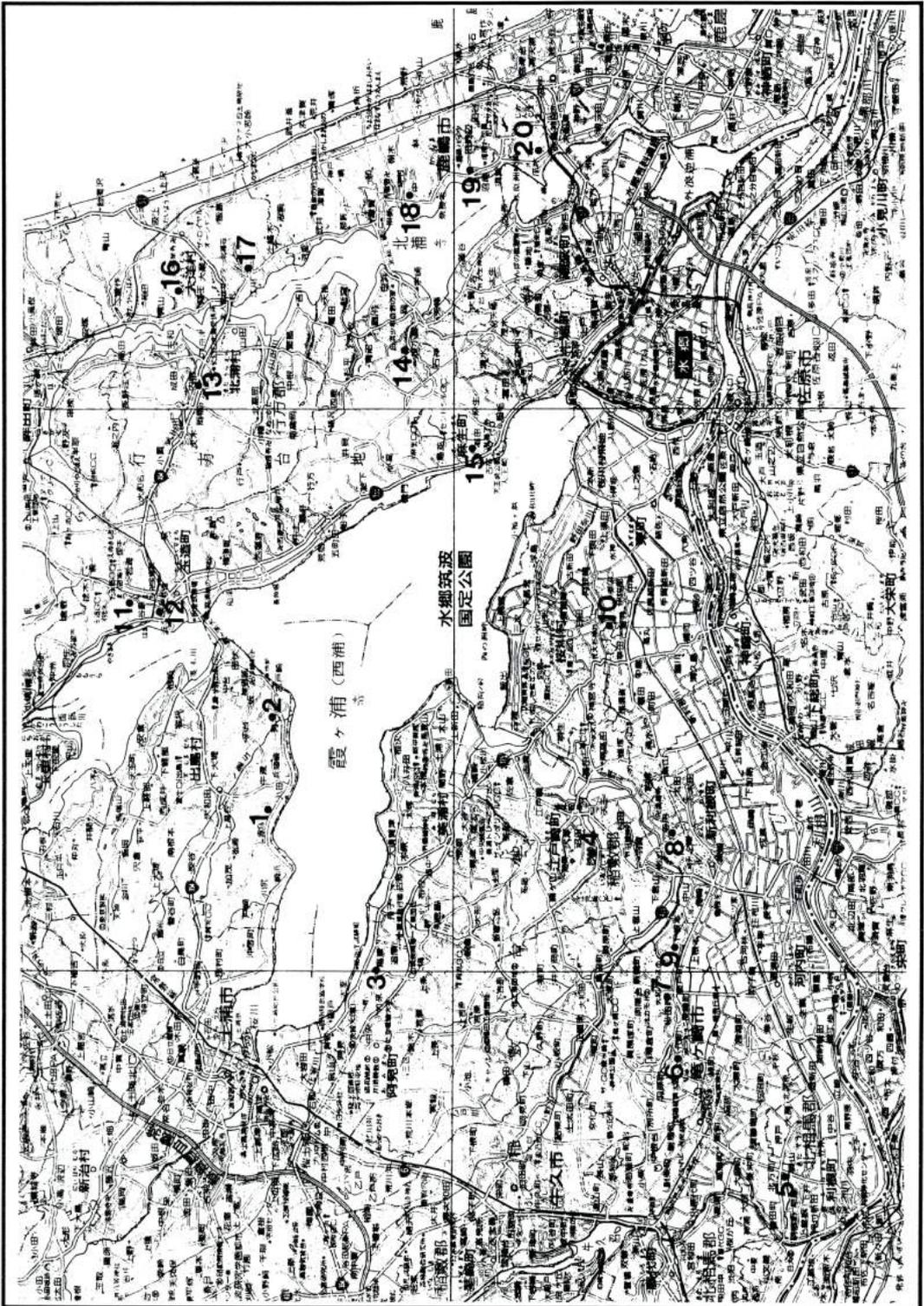
## II 主な露頭

茨城県内には第四紀中期から後期にかけての地層が広く分布しており、関東南部地域と同様に、「洪積台地」と呼ばれる段丘地形を構成している。従って、その露頭は台地の縁に点々と分布している。しかし、ほとんどの場合が未固結であるため、道路や宅地などをつくる際に削られた後は草やコンクリートに覆われてしまう。また、産業廃棄物で埋め立てられる例もある。

今回紹介する20箇所の露頭も、一部はそのような運命にあると思われ、すでに崖錐や草木に覆われて一部しか見れない露頭も含まれている。もっと観察しやすい露頭が新たにつくられた時には、ぜひそちらをご覧ください。それでも、今回紹介する例は、いずれもその地域に見られる第四系の特徴をよく表している場所であり、堆積相やシーケンス層序の専門家に注目された露頭もいくつか含まれている。

20箇所のうち玉造町浜と北浦村両宿を除く18地点については、推定された堆積環境とシーケンス境界やラビーンメント面の位置を記入した地質柱状図を示してある。堆積相の研究論文では、地層の粒径を柱状図の幅で表すのが一般的であるが、ここではボーリング調査で使われる記号で粒径を表し、堆積相の特徴をその横に添える形にした。





## 2 霞ヶ浦町二ノ宮

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
	関東ローム層	××× ××× ×××			降下火山灰
18	常総層	○ ○ ○ ○ ○	トラフ状斜交層理		分流河道
16			砂鉄濃集帯あり 基底れきあり 明瞭な不整合		
14	木下層	層状泥層	クラックが多い 緩やかに波打つ		内湾 (プロデルタ)
12			白色泥層		
10	上岩橋層(?)	浸食面	褐鉄鉱帯あり	ロゼリア	外浜
8			貝化石		
			南東に傾斜する 大規模フォーセット 状層理	各種生痕 (アナジャコ巣穴な ど、保存状態良好)	SB・RS 潮汐三角州 (?)
			(崖錐)		

## 見どころ

- 各種巣穴生痕（ロゼリア型巣穴，アナジャコ巣穴など；図Ⅱ.2.1）
- 上岩橋層（？）の大規模フォーセット状層理（図Ⅱ.2.2）

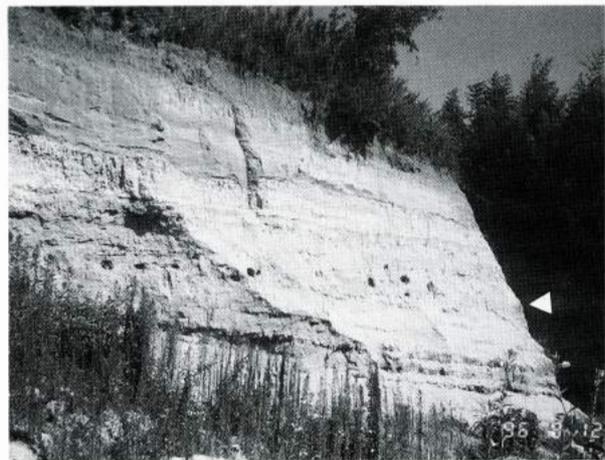
## 露頭概説

出島地域は「古鬼怒川」の河口域の一つで，常総層が分流河道で堆積した地層と考えられることから，およそ 8～10 万年前に鳥趾状三角州が広がっていたと想像されている。

木下層と下位の地層との境界はけっして明瞭でない。しかし，南東に傾斜する大規模フォーセット状層理が見られる露頭下部の地層には，基質の深い所まで掘り込むアナジャコ巣穴化石（市原ほか，1996；市原，1997）が産出し，浸食面を伴うレンズ状の貝化石層を挟んで上位にロゼリア型巣穴の見られる砂層が重なっていることから，稲敷台地における木下層と上岩橋層の境界（竜ヶ崎団体研究グループ，1994）と同じタイプのもと考えられる。ただし，大規模フォーセット状層理の地層の方は，上岩橋層ではなく 1 サイクル前の上泉層であるという説もある（市原，1997）。



図Ⅱ.2.1 上岩橋層(?)の巣穴生痕  
(主にオフィオモルファ)



図Ⅱ.2.2 上岩橋層(?)が示す大規模  
フォーセット状層理  
(三角形はシーケンス境界)

### 3 阿見町島津

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
20	関東ローム層				降下火山灰
18	常総層		<p>淘汰が悪い 入り乱れたラミナ 軽石や礫を含む</p>		分流河道 自然堤防
16	木下層		<p>生物擾乱 赤茶色のシルト</p> <p>レンズ状に砂層を挟む茶褐色の粘土質シルト</p>	ロゼリア	内湾 (プロデルタ)
14	層		<p>数cmの貝層 無層理</p> <p>ほぼ無層理な暗灰色の砂層</p>	ロゼリア 貝化石 巣穴化石 貝化石	湾口

## 見どころ

- 木下層下部の貝化石層
- ロゼリア（厚い泥質の壁をもつちくわ状生痕；図Ⅱ.3）

## 露頭概説

露頭最下部は木下層下部と推定される青灰色泥質砂層で、ゴイスギ、チヂミウメノハナガイなどの二枚貝をはじめとする多種の貝化石や、単体サンゴ、有孔虫などが含まれている。貝化石の大部分は方向性なく散らばっているが、上部には貝片や微小な貝が流されて密集しているところもある。木下層の泥層より下位にあって寒流の影響が見られることから、千葉県の上岩橋貝層に相当するとされてきたが、茨城県内のゴイスギ・ツキガイモドキ群集は、木下層の海進期堆積体に含まれているようである。

貝化石層の上位には、ロゼリア型生痕が目立つ砂泥互層を経て、木下層上部の泥層、常総層の礫混じり砂層、および関東ローム層が見られる。木下層上部の泥層から常総層にかけての堆積体は、出島地域同様、「古霞ヶ浦」の湾奥に発達した鳥趾状三角州で形成されたと考えられている（池田ほか、1982；増田・岡崎，1983；岡崎・増田，1989，1992）。



図Ⅱ.3 ちくわ状のロゼリア型生痕

#### 4 江戸崎町時崎

標高	累層	粒子	堆積構造		化石	堆積環境
	関谷層					陸上
	常総層			無層理		陸水
				低角斜交層理		
25	木下層			上部は無層理 下部は低角斜交層理	白斑状生痕 (マカロニクス)	前浜～ 上部外浜
	下層			上部にシルトのレキ トラフ状斜交層理 スウェール状斜交層理	下部に炭化物濃集	中～下部外浜
20	上岩橋層			トラフ状斜交層理	白斑状生痕 (マカロニクス)	SB・RS 前浜～ 上部外浜
				平行層理		貝化石
	橋層			平板状斜交層理 砂鉄濃集		中～上部外浜
15				トラフ状斜交層理 一部スウェール状斜交層理	貝化石 巣穴生痕	

## 見どころ

- 木下層下部の貝化石層
- ロゼリア（厚い泥質の壁をもつちくわ状生痕；図Ⅱ.3）

## 露頭概説

露頭最下部は木下層下部と推定される青灰色泥質砂層で、ゴイサギ、チヂミウメノハナガイなどの二枚貝をはじめとする多種の貝化石や、単体サンゴ、有孔虫などが含まれている。貝化石の大部分は方向性なく散らばっているが、上部には貝片や微小な貝が流されて密集しているところもある。木下層の泥層より下位にあって寒流の影響が見られることから、千葉県の上岩橋貝層に相当するとされてきたが、茨城県内のゴイサギ・ツキガイモドキ群集は、木下層の海進期堆積体に含まれているようである。

貝化石層の上位には、ロゼリア型生痕が目立つ砂泥互層を経て、木下層上部の泥層、常総層の礫混じり砂層、および関東ローム層が見られる。木下層上部の泥層から常総層にかけての堆積体は、出島地域同様、「古霞ヶ浦」の湾奥に発達した鳥趾状三角州で形成されたと考えられている（池田ほか，1982；増田・岡崎，1983；岡崎・増田，1989，1992）。



図Ⅱ.3 ちくわ状のロゼリア型生痕

#### 4 江戸崎町時崎

標高	累層	粒子	堆積構造		化石	堆積環境
	関川層					陸上
	常総層			無層理		陸水
				低角斜交層理		
25	木下層			上部は無層理 下部は低角斜交層理	白斑状生痕 (マカロニクヌス)	前浜～ 上部外浜
				上部にシルトのレキ トラフ状斜交層理 スウェール状斜交層理	下部に炭化物濃集	
20	上岩橋層			トラフ状斜交層理	白斑状生痕 (マカロニクヌス)	SB・RS 前浜～ 上部外浜
				平行層理		
15	橋層			平板状斜交層理 砂鉄濃集		中～上部外浜
				トラフ状斜交層理 一部スウェール状斜交層理	貝化石 巢穴生痕	

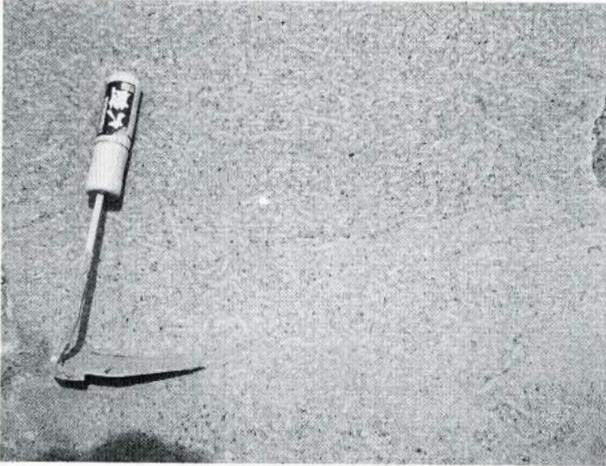
## 見どころ

- 白斑状生痕（マカロニクス；図Ⅱ.4.1）
- 上岩橋層の巣穴生痕
- 斜交層理（図Ⅱ.4.2）

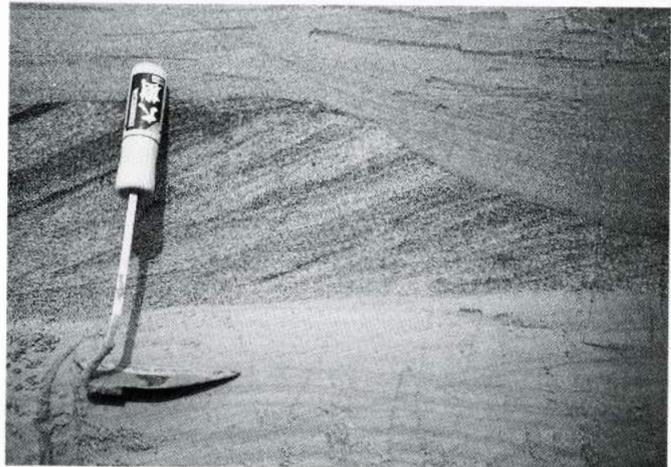
## 露頭概説

上岩橋層，木下層，常総層，関東ローム層が観察できる。全体的に斜交層理が目立っている。

本露頭では，生痕化石の目立つ地層が3層準で観察できる。まず，上岩橋層下部には，大小とりまぜて多数の巣穴生痕が見られる。大きいものは，直径5～6 cm，長さ30～40 cmに達する。これらは壁面が鉄分の風化によって固結しているため，地層中から取り出すことができる。一方，「ヒメスナホリムシの生痕」と呼ばれてきたマカロニクス型の白斑状生痕が上岩橋層にも木下層にも観察される。この生痕は海浜堆積物を示す示相化石としてきわめて重要である。2つの層準の厚さはいずれも1.5 m程度であり，それぞれの累層の最上部に位置している。



図Ⅱ.4.1 白斑状生痕（マカロニクス）



図Ⅱ.4.2 ハンモック状およびスウェール状斜交層理に挟まれた平板状斜交層理

6 竜ヶ崎市八代

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
	関東ローム層				降下火山灰
	常総層		TP チョコ帯 Pm-1 砂質灰白色シルト クラック状		氾濫原 自然堤防帯
20	木下層		平行～平板状層理 平行層理 黄色パミス含む レキ含む		上部外浜
	下層		砂泥互層 生物擾乱	各種巢穴化石	下部外浜
15	上岩橋層		数mm～1cm程度のレキを含む赤褐色の粗い砂層 サンドパイプ 粗粒砂, 小レキ トラフ状斜交層理 平行層理 砂泥互層 平行層理	斑状生痕化石 巢穴化石	(海進残留堆積物) SB・RS 上部外浜
	橋層		スウェール状斜交層理		下部外浜

## 見どころ

- 上岩橋層の斜交層理
- 木下層下部の生痕化石 (図Ⅱ.6.1)
- 常総層から関東ローム層にかけての凝灰質鍵層：白色の東京パミス層 (TP)，20 cm ほどのチョコレート色をした層 (チョコ帯)，さらにその下にウグイス色をした厚さ40 cm ほどの御岳第一浮石層 (Pm-1) がはっきりと観察できる。(図Ⅱ.6.2)

## 露頭概説

上岩橋層，木下層共に海浜成層の上方粗粒化シーケンスを示す。特に上岩橋層には，下部外浜のスウェール状斜交層理がよく観察できる。

木下層の下部は全体的に生物擾乱が著しい。砂-シルト互層の砂層中には泥の壁を伴う長さ数cmの巣穴生痕が見られる。その下の赤褐色粗粒砂層には，所々に斑状の生痕化石が散在している。巣穴生痕は上岩橋層最上部にも及んでいる。木下層と上岩橋層の境界は，いわゆるラビーンメント面タイプであるが，本露頭の西側では砂礫層は減衰し，生痕に乱されたシルト層がやや下位層を削り込む形で厚さを増しているのが観察される。



図Ⅱ.6.1 木下層下部の生痕化石



図Ⅱ.6.2 常総層から関東ローム層にかけての地層

7 竜ヶ崎市半田

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
	木下層		 貝化石を含む砂層	貝化石	海進残留堆積物
-15	上岩		陶汰の良い砂層   平行層理		中～上部外浜
	橋		泥がちな砂泥互層 砂層は細粒で一部層理あり		下部外浜
	層		砂層は粗く一部層理あり えび茶色の固いシルト	貝カスト	
-12			淡褐色 シルト質砂層	貝化石 巢穴化石	潮流口
			ほぼ無層理 生物擾乱		湾奥(?)

## 見どころ

### ○ 上岩橋層と木下層の貝化石層 (図Ⅱ.7)

#### 露頭概説

木下層最下部までしか見られない小さな露頭であるが、上岩橋層と木下層の両方に、貝化石を挟む層が観察される露頭である。上岩橋層下部の淡褐色シルト質砂層中に見られる貝化石では、砂層中に散在して含まれるほか、最上部では貝が伏せた状態で小片と共に密集して化石床をなしているところもある。絶滅種のトウキョウホタテや、現生種のエゾタマキガイ、マテガイ、エゾタマガイなどたくさんの種類が見つかる。上部の暗褐色砂層中にもバカガイなどの二枚貝や、アカニシなどの巻貝、ハスノハカシパンなどの化石が採集できる。

淘汰のよい砂層には、一部に平行層理やトラフ状斜交層理が見られるが、全体として層理は不明瞭である。また、上岩橋層の貝化石層中には長さ数 cm の巣穴生痕が見られ、その下位に生物擾乱作用を受けた泥質砂層が見られる。



図Ⅱ.7 上岩橋層の貝化石層

8 新利根町谷中

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
	関東ローム層	× × × ×			降下火山灰
	常総層		ほぼ無層理		氾濫原 ↳ 自然堤防帯
20	木下層		トラフ状斜交層理 上方細粒化	各種巢穴生痕	河 口
15	上岩橋層		ゆるく傾く平行層理 一部はトラフ状斜交層理	上部より $\frac{2}{3}$ 程度に 白斑状生痕 (マカロニクヌス)	— SB —  前 浜 ↳ 上部外浜
			平板状斜交層理と平行層理がくり返される バミスをはさむ 砂泥互層 ウェーブリップル		潮 流 口 (上部外浜)
10			スウェール状斜交層理		下部外浜

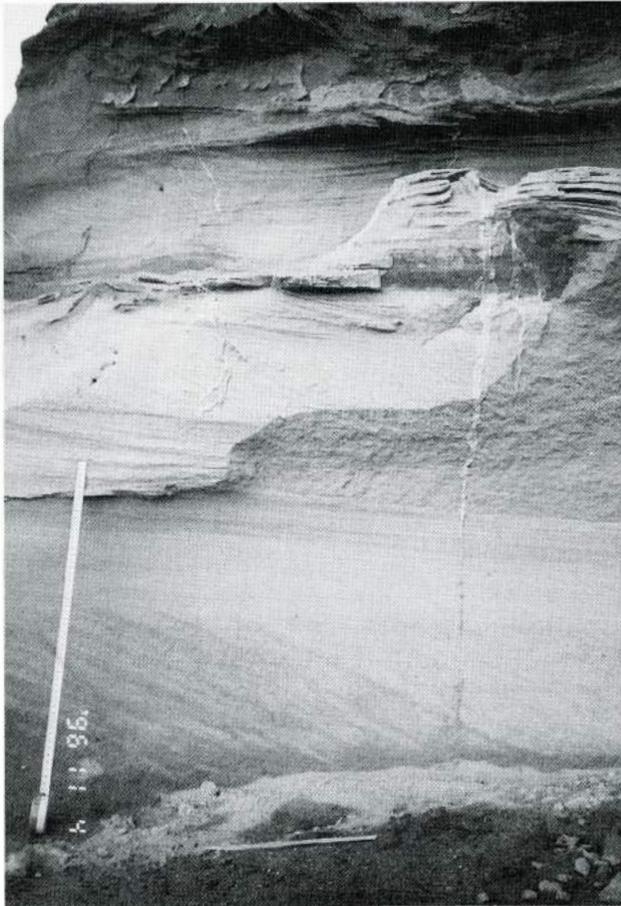
## 見どころ

- 平板状斜交層理（潮流堆積物；図Ⅱ.8）
- ウェーブリップル
- 白斑状生痕（マカロニクス）

## 露頭概説

貝化石等の大型化石は見られないが、上岩橋層、木下層の砂層に斜交層理が観察される。特に、上岩橋層の中部には潮流堆積物の特徴とされる平板状斜交層理が発達していることから、潮流口を伴うバリア島の堆積システムであると考えられる。

また、上岩橋層の最上部には、マカロニクス型の白斑状生痕が見られる。この生痕化石は、従来よりヒメスナホリムシの生痕と呼ばれていたが（菊池, 1972；増田・横川, 1988a,b）、奈良（1994）は、この生痕の形成メカニズムを再検討し、ゴカイの仲間が形成したと考えている。いずれにせよ、前浜付近の堆積物であることを示す代表的な示相化石であることは確かである。



図Ⅱ.8 上岩橋層の斜交層理（主に平板状斜交層理）

9 新利根町上根本

標高	累層	粒子	堆積構造		化石	堆積環境	
25	関東ローム層	× × × × × ×				降下火山灰	
		○ ○ ○		東京軽石層 (TP)			
25	常総層	斜線点状		ほぼ無層理		氾濫原 自然堤防帯	
		○ ○ ○ ○		Pm-1			
		斜線点状		ほぼ無層理			
20	木下層	○ ○ ○ ○		三色アイス (SIP)		前浜 上部外浜	
		点状		ほぼ平行層理			
		斜線点状		弱い層理			下部外浜
		点状		平行層理型貝化石層			海進残留堆積物
15	上岩橋層	点状		貝化石で埋まった生痕	大型巣穴生痕	SB・RS 前浜	
		点状		厚さ数cmのシルト層をはさむ	白斑状生痕 (マカロニクヌス) 各種巣穴生痕	中～上部外浜	
		点状		小型のトラフ状斜交層理 礫をはさむ	各種巣穴生痕		
15	上岩橋層	点状		小型のトラフ状斜交層理, 礫をはさむ		下部外浜	
15	上岩橋層	点状		スウェール状斜交層理			

## 見どころ

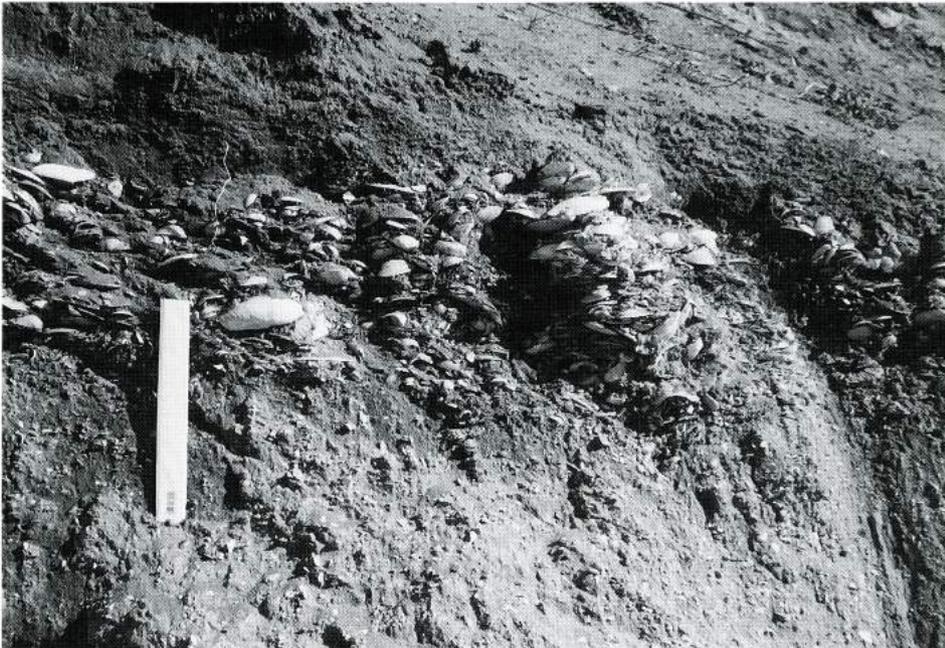
- 木下層最下部の貝化石床 (図Ⅱ.9)
- 上岩橋層最上部の白斑状生痕 (マカロニクヌス)
- 木下層最上部～関東ローム層の凝灰質鍵層：木下層最上部の三色アイス層，常総層中の御岳第一浮石層，関東ローム層最下部の東京軽石層

## 露頭概説

業者が採土をしている場所であるが，上岩橋層，木下層，常総層，関東ローム層の重なりがよく観察できる。

上岩橋層には海浜成層の堆積システムが発達している。その最上部はマカロニクヌス型の白斑状生痕が見られる前浜堆積物である。

木下層と上岩橋層の境界部には，貝化石層が厚く発達している。その下半部は一見貝殻片が散在しているように見えるが，よく見ると壁が貝殻片でできている巣穴生痕であることがわかる。しかも，基質の砂にはマカロニクヌス型の白斑状生痕が観察される。従って，この部分は上岩橋層である。一方，上半部は貝殻の密集した化石床であり，基底面は不規則な浸食面となっている。こちらは，木下層の海進残留堆積物と考えられる。



図Ⅱ.9 木下層基底の貝化石層

10 桜川村甘田

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
25	関ヶ原層				陸上
	常総層		無層理		陸水
			リップル層理	小型直線状生痕 植物片	湿地
	木		弱い平行層理 級化層理		河口？
20	下層		スウェール状斜交層理	貝片が混ざっている	下部外浜
	上		上部のラミナは変形 平板状斜交層理	巣穴生痕 下部に貝化石片を含む粗粒砂	SB・RS 上部外浜 (潮流口？)
15	岩橋層		トラフ状斜交層理 (下部小規模) 生物擾乱(下部) 軽石密集(下部)		
			スウェール状斜交層理	斑状生痕	下部外浜

## 見どころ

- 上岩橋層の斜交層理（平板状，トラフ状，スウェール状）
- 上岩橋層の斑状生痕，巣穴生痕と常総層の小型直線状生痕

## 露頭概説

上岩橋層，木下層，常総層，関東ローム層が観察できる露頭としては，最東端付近に位置する。

上岩橋層は下位から上位へスウェール状斜交層理，トラフ状斜交層理，平板状斜交層理と変化しており，潮流口を伴うバリア島の堆積システムと考えられる。この地層には様々な生痕化石が見られる。また，細かく砕けた貝殻片が多数含まれている部分もある。木下層との境界部では，砂鉄質のラミナが複雑に変形しているのも観察できる（図Ⅱ.10）。

木下層は下部にスウェール状斜交層理が見られるものの，上部は層理の不明瞭な礫混じりの砂層であり，河口堆積物の一種と考えられる。常総層下部は，植物片や小型直線状生痕が見られる湿地性堆積物である。



図Ⅱ.10 上岩橋層最上部の変形したフォーセット面

11 玉造町若海

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
-27	東 ローム層				降下火山灰
	常 総層				自然堤防, 氾濫原 河 道
-25	木		クラック 塊状シルト質 粘土 大規模 フォーセット 状層理		潟 ワッシュオーバー (?)
	下			生痕 (オフィオモルファ) 生物擾乱	砂質干潟 (?)
	層		マッドクラスト 中礫		中~下部 外 浜
			メガリップル		
			メガリップル		
-15	上岩 橋層 (?)		ゆ着したハンモック 状斜交層理 トラフ状斜交層理 上方粗粒化	貝化石 (トウキョウ ホタテ, ビノスガイ)	海進残留堆積物 SB・RS
				貝化石 (ウバガイな ど)	潮汐三角州 (?)
-11	藪		生物擾乱 カレントリップル コンポリュート構造	ロゼリア	SB・RS
	層		平行層理 ハンモック状斜交層理 ウェーブリップル	生痕化石 (トラッシノイデス)	中~上部 外 浜
7					

## 見どころ

- 平行層理, トラフ状斜交層理, ハンモック状斜交層理, コンポリュート構造など
- メガリップルとそれを覆う粘土層 (図Ⅱ.11) : Off-shoot 構造や Chevron 構造
- 各種の生痕化石: タラッシノイデス, オフィオモルファ, ロゼリアなど
- ウバガイ, バカガイ, オオミゾガイ, エゾタマキガイ, トウキョウホタテ, イシカゲガイなどの貝化石
- ワッシュオーバー (または潮汐三角州前置層) と考えられる木下層の大規模フォーセット状層理

## 露頭概説

露頭最下部には、砂鉄質で淘汰の良い中～細粒砂からなる藪層 (県内では石崎層とも呼ばれる) が見られ、その上位に、生痕化石および貝化石の密集帯やメガリップルと粘土層との互層などからなる地層が明瞭な境界面を介して重なっている。この地層は、一見一連のものに見えるが、最上位の貝化石層はそれより下の貝化石層とは違って明瞭な浸食面を伴っており、その上に特徴的な互層が重なることから、海進残留堆積物と認定できる。これが木下層の基底部だとすると、その下位に挟まっているのは上岩橋層か上泉層ということになる。

木下層の上部は、生物擾乱の著しい礫混じりの砂層を大規模フォーセット状層理を示す中～粗粒砂層が覆っている。前者はバリア内側の砂質干潟付近の堆積物と考えられることから、後者はワッシュオーバーの可能性が高い。これを覆うシルト層は、常総層とも考えられるが、貝化石を産することからバリア閉塞後の鳥趾状三角州形成期に堆積した潟堆積物であろう。



図Ⅱ.11 粘土層に覆われたメガリップル

## 12 玉造町浜

### 見どころ

#### ○ マガキの化石カキ礁 (図Ⅱ.12.1)

#### 露頭概説

民家の裏の崖一面に、約5mの厚さで見事なマガキの化石カキ礁が見られる。殻の大きさ20～30cmにも達するマガキが、ほぼ鉛直上方に次から次へと累積し、巨大なカキ礁を形成している。本露頭は昭和61年度に玉造町の指定文化財となった(図Ⅱ.12.2)。

マガキは、日本では現在夏の水温が時に30℃を超える九州西部から、冬には結氷する北海道のオホーツク海沿岸までの広い範囲の潮間帯に生息している。低塩分濃度(約10～30パーミル)の内湾の岩礁や礫などに、ちょうつがいを下にして付着し、海水中のプランクトンなどを食べて、20年以上も生きている。

図Ⅱ.12.3は北海道東部の厚岸湖で、天然のマガキが生育して「カキ島」とよばれる大規模な礁をつくっているようすを示している(速水・鎮西, 1979)。カキ礁は、親ガキの殻の上に子ガキが付着して成長し、これが何世代にもわたって繰り返されることで、上へ上へと累積してできる。従って、本露頭で見られるような大規模なカキ礁が形成されたのは、海面が徐々に上昇していたためと考えられる。やがて、カキの成長速度よりも海面上昇の速度の方が大きくなり、カキの棲めない水深となって、地層中に埋もれたのであろう。



図Ⅱ.12.1 浜の化石カキ礁

この化石カキ礁を含む地層は、その標高などからいわゆる「成田層下部層」に位置づけられてきた。しかし、本露頭に近い若海などの地層と比較するかぎり、上岩橋層・木下層ともに可能性がある。結論は今後の研究にゆだねられるが、海面上昇期に出現した河口域の影響が大きい環境と推定されることから、島津など土浦付近から玉造を経て鹿嶋方面に分布する木下層基底の溺れ谷埋積層の一部と考えて良さそうである。



図 II. 12.2 玉造町教育委員会によって立てられた看板



図 II. 12.3 北海道厚岸湖のカキ礁（勘米良ほか、1979 より）

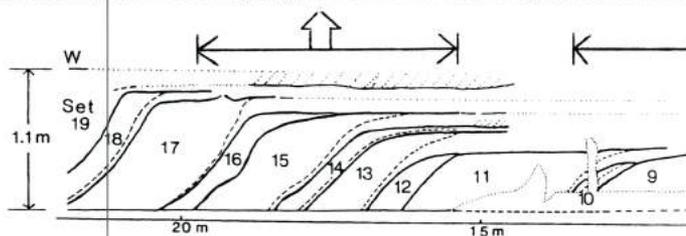
## 13 北浦村内宿

### 見どころ

- 小潮から大潮に向かう約9日間で形成された潮流堆積物の斜交層理(図Ⅱ.13.1)
- 下げ潮流によって形成された従属流リップル
- 日潮不等の潮汐パターン
- 液状化層とスランプ堆積物
- 堆積性共役断層

### 露頭概説

この露頭は、本研究シリーズ「茨城の地学教材写真集Ⅰ」(1984)の中に、堆積構造(斜交層理)の例として紹介されている。道路沿いに右から左(東から西)にかけて、白色と茶褐色の縞模様からなるフォーセット葉理がきれいに累積して形成された斜交層理である。この斜交層理は浸食面によって19のセットに区分され、浸食面の部分には、西向きフォーセット葉理とは逆方向の古流向を示す小さなカレントリップル(従属流リップルラミナ)が見られる。このような特徴から、この斜交層理を示す地層は、堆積当時東から西へ卓越する上げ潮流と小さなカレントリップルをつくった下げ潮流によって形成された潮流堆積物であると考えられる。1セットが1回の干満で形成されたとすると19のセットは、約9日間の潮流堆積物の記録であると言える。セット毎の堆積物の高さは、東から西へ次第に増加していることから、この斜交層理は満潮位が次第に増加していくことで形成されたと解釈され、小潮から大潮にかけて発達したものであると考えられる。また、セットの高さ、すなわち堆積物の量が一つおきに増減を繰り返していることは、1日2回訪れた潮汐の潮位に差があったことを反映しており、この地層の堆積当時の潮汐パターンは、日潮不等を示していると考えられる。

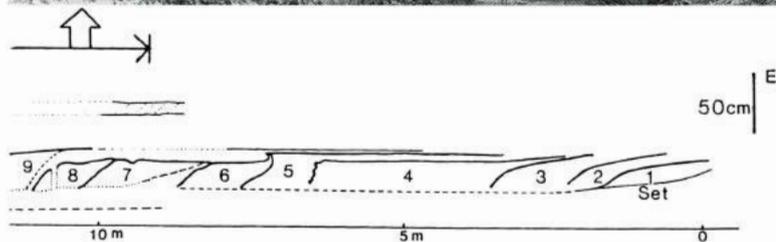
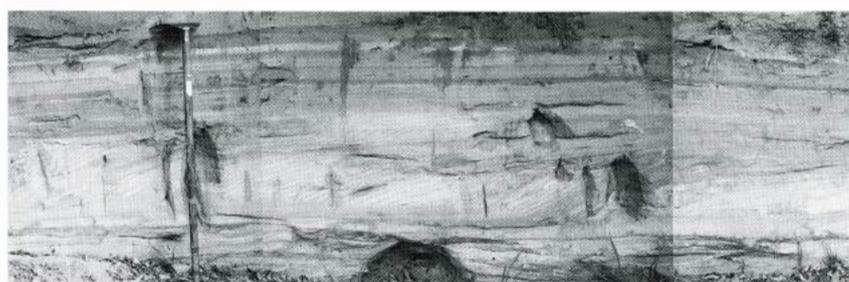


図Ⅱ.13.1 潮流堆積物 (スケッチは増田ほか 1988 による)

この露頭の左端の地層中には、いくつかの変形構造が認められる。図Ⅱ.13.2の最下部は平行層理の発達した基盤となる部分で、その上位の部分には背斜状の褶曲構造が見られる。この部分は、滑り面を重力滑動することによって形成されたスランプ堆積物であると考えられる。これを覆うように、流動化や液状化などによるコンポリュート構造や脱水構造などが見られる。また、この図の左上の部分には断層が認められる。この断層は共役正断層で、上位の地層が堆積した後、その圧密や荷重によって形成された堆積性の断層であると考えられる。



図Ⅱ.13.2 スランプ堆積物と堆積性共役断層



# 14 麻生町根小屋

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
	間 ローム層				
-30	木		平行層理		後 浜 前 浜
				マカロニクヌス	上部外浜
			ハンモック状斜交層理 トラフ状斜交層理 マッドクラスト	二枚貝	下部外浜
-25	下		大規模フォーセット 状層理	パイプ状生痕 白斑状生痕	— RS — 潮汐三角州 (前置層?)
-21			塊状~ 生物擾乱	ロゼリア 貝化石(レンズ状)	潮汐三角州 (底置層)
-16	層		塊状粘土 生物擾乱 平行層理	生痕 植物化石(ヒシの実)	溺れ谷埋積物
9			フレーザー・ウェーブ ・レンズ状層理 褐鉄鉱ラミナ	植物化石 生物擾乱	— SB — 干 潟
7	藪層 (?)				

## 見どころ

- 溺れ谷埋積層
- ロゼリア型巣穴生痕
- 大規模フォーセット状層理（上げ潮潮汐三角州；図Ⅱ.14）
- ラビーンメント面

## 露頭概説

露頭最下部は平行層理，トラフ状斜交層理，ウェーブリップル，フレーザー状ないしレンズ状層理などの見られる砂泥互層で，干潟と潮汐流路の堆積物と推定される。この上位には，浸食性境界に始まる厚い青灰色泥層が発達しており，菱の実や木片などの植物化石や汽水性の二枚貝（チリメンユキガイ）の産出と，ゴイスギ・ツキガイモドキ群集で構成される内湾性貝化石層が重なる点から溺れ谷埋積層と考えられる。これらは木下層の海進期堆積体の下部を占めると考えられているが，上泉層とする説も提示されている（市原，1997）。

海進期堆積体の上部はロゼリア密集帯と南西に傾く大規模フォーセット状層理から成る砂層で，安藤・柴田(1994)は上げ潮潮汐三角州の地層と解釈している。また，それを覆っているのがマカロニクヌス型の白斑状生痕を産する海浜成層であることから，境界をなす浸食面は，外浜浸食によって形成されたラビーンメント面であることがわかる。



図Ⅱ.14 木下層下部に見られる大規模フォーセット状層理

15 麻生町新田

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境	
20	木 下 層				生痕化石 (ロゼリア)	下部外浜
					溶解した貝化石 (ウバガイ)	
11	上 岩 橋 層		青灰色粘土 ウェーブデューン 細礫～中礫			海進残留 堆積物 —SB・RS—
			スウェール状斜交層理 ゆ着したハンモック 状斜交層理	生痕 貝化石 (レンズ状)		
	上 岩 橋 層		ハンモック状斜交層理 レンズ状の粘土			河口砂州
			分級の悪い灰白色粘土	植物の実	湿地 (?)	
	(?)		塊状細砂			河口砂州 または 感潮河道
			火山灰質 コンポリュート構造			
2			トラフ状斜交層理 砂礫層 (細礫～中礫) 火山灰質の巨礫	材化石 生痕 管状生痕		

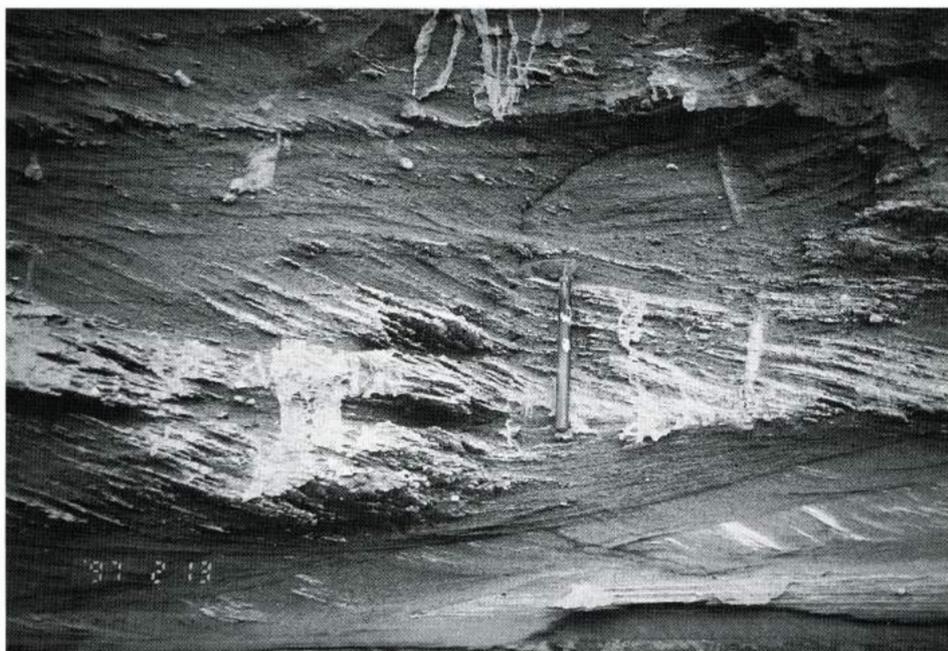
## 見どころ

- トラフ状斜交層理, クライミングリップル層理と管状生痕 (図Ⅱ.15)
- コンポリュート構造
- ハンモック状斜交層理
- 泥に覆われたメガリップル
- ロゼリアなどの生痕化石

## 露頭概説

露頭最下部はトラフ状斜交層理が発達した砂礫層から、コンポリュート構造の見られる中粒砂層、砂泥互層、塊状細粒砂層を経て、淘汰の悪い灰白色泥層へと上方細粒化する地層から成る。その上位には、トラフ状斜交層理が発達し、大きなシルトブロックが頻繁に含まれる中粒砂層が重なり、一部にハンモック状斜交層理も見られる。砂層中には材化石や管状生痕が、また、泥層中には植物の実を産する。こうした特徴から、これらの地層は全体として河口堆積物の一種と推定される。

露頭上部には木下層の下半部が見られ、貝化石密集帯と泥に覆われたメガリップルで特徴づけられる海進残留堆積物から始まっている。従って、露頭の下部を占める河口堆積物は上岩橋層か上泉層と考えられるが、模式層序のどの累層かはまだ十分に研究されていない。



図Ⅱ.15 上岩橋層(?)のトラフ状斜交層理とクライミングリップル (右下)

16 大洋村阿玉

標高	累層	粒子	堆積構造		化石	堆積環境
	関東ローム層					降下火山灰
25	常総層			チャンネル構造		陸水
				平行層理 平板状斜交層理 くさび状斜交層理	マカロニクヌス 細長い生痕	前浜
21				トラフ状斜交層理	溶解した貝化石	上部外浜
	木			レンズ状に礫 平板状斜交層理 スウェール状斜交層理	マカロニクヌス(レンズ状)	
				細礫, 平行層理	パイプ状生痕	
	下			トラフ状斜交層理 ハンモック状斜交層理 スウェール状斜交層理	溶解した貝化石	
16				塊状細粒砂	溶解した貝化石	下部外浜
				メガリップル	溶解した貝化石	海進残留堆積物
				細礫~中礫 平行層理, ウェブリッ ブル	斑状生痕	
10				マッドクラスト トラフ状斜交層理 中礫 (レンズ状)	大型貝化石密集	—SB・RS—
	藪			砂鉄質 平行層理	生痕	外浜
				上方細粒化 スウェール状斜交層理	貝化石の破片	
4	(?)			塊状細砂	貝化石 生痕	

## 見どころ

- 藪層のスウェール状およびハンモック状斜交層理（図Ⅱ.16）
- 木下層の斜交層理，メガリップル
- 木下層基底のレンズ状貝化石層
- 白斑状生痕（マカロニクス）

## 露頭概説

藪層の外浜堆積物を木下層が平行不整合で覆っている。基底部には、ウバガイ、ピノスガイ、ツメタガイ、トウキョウホタテなどの貝化石がレンズ状に密集している。その上位には泥層に覆われたメガリップルが見られる。銚田地域と稲敷台地には、本露頭と同様のラビーンメント面で始まる累層境界が広がっており、ほぼ共通してマカロニクス型斑状生痕を産する海浜成層の堆積システムが観察される。



図Ⅱ.16 藪層のスウェール状およびハンモック状斜交層理

17 大洋村江川

標高	累層	粒子	堆積構造		化石	堆積環境
	関東ローム層					降下火山灰
-30	常総層			層理不明瞭		陸水
	木下層			主にトラフ状斜交層理	白斑状生痕 (マカロニクヌス)	前浜 ↳ 上部外浜
				スウェール状斜交層理	貝化石	下部外浜
				層理不明瞭		
				メガリップル		海進残留堆積物 SB・RS 潟(?)
-20	上岩橋層(?)			塊状	アナジャコ巣穴化石	
				トラフ状および平板状斜交層理	巣穴化石	潮汐流路 又は 潮流口
						潟(?)
	藪					
-10	層			スウェール状斜交層理	大小巣穴化石密集	下部外浜

## 見どころ

- 藪層の巣穴生痕 (図Ⅱ.17.1)
- アナジャコ巣穴化石と木下層と上岩橋層(?)境界 (図Ⅱ.17.2)
- 白斑状生痕 (マカロニクヌス)

## 露頭概説

民家脇の小山の露頭には、藪層の淘汰の良い砂層中に大小の巣穴生痕が密集して観察される。鉄分の風化によって基質よりも固結度が高いため、形状を調べやすくなっている。

その南側の大きな露頭には、上下を泥質層に挟まれた斜交層理の発達した砂礫層が見られる。この地層は一見河道堆積物のようにも見えるが、ヘリンボーン状構造を示す平板状斜交層理やオフィオモルファ型巣穴生痕の存在から、潮汐流路か潮流口の堆積物と考えられ、それを漸移的に覆う塊状泥質層は潟堆積物と推定される。岡崎(1992)などはこれを木下層の海進期堆積体とみなしている。これに対して、市原ほか(1996)は、泥質層上部に密集するアナジャコ巣穴化石の特徴から、本来この層の上に存在した砂質干潟の堆積物が浸食作用によって欠如していることを明らかにし、泥質層上面のラビーンメント面から木下層が始まるという考えを示した。



図Ⅱ.17.1 藪層の巣穴生痕密集帯



図Ⅱ.17.2 木下層基底のアナジャコ巣穴化石

18 鹿嶋市中

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
30	常総層		(ローム質) トラフ状斜交層理		陸水
25	木		小型トラフ状斜交層理		中～下部外浜
20	下		トラフ状ないしスウェール状斜交層理		
15	層		無層理	小型管状生痕 貝化石 (カスト)	下部外浜 (RS)
?	?		生物擾乱	生痕化石	内湾～干潟(?) SB?
10	上岩橋層(?)		平行層理 シルト片		河口～潟(?)
			層間褶曲, サンドダイク, 変形したリップルすべり面		
	藪層		コンボリュート構造		SB 外浜

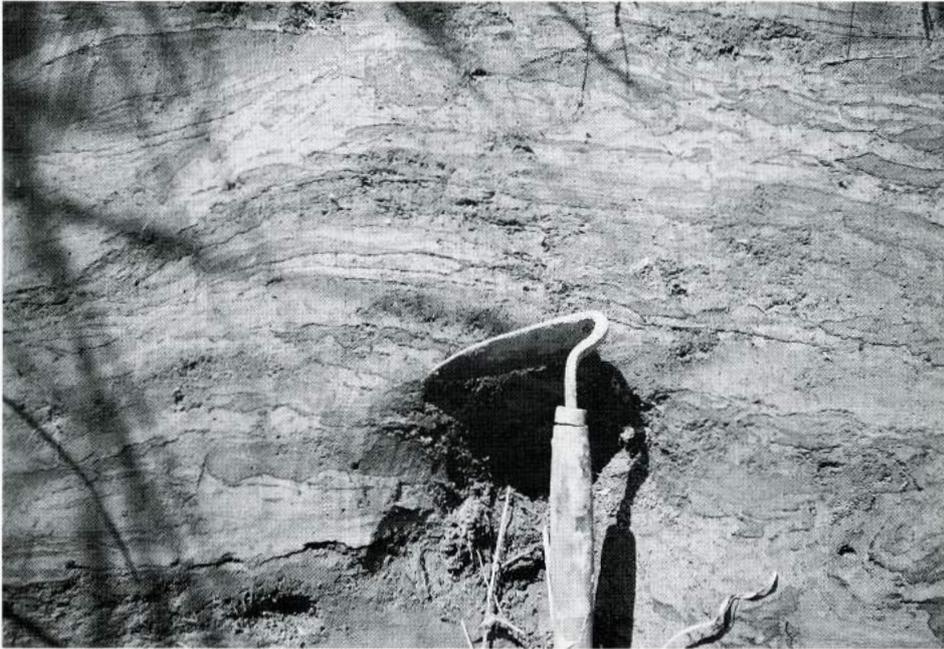
## 見どころ

露頭最下部の砂泥互層中に層内褶曲やサンドダイクが見られる。このような変形構造は、上位の地層が堆積する前（下末吉海進の初期かそれ以前の時代）に大きな地震が関東地方を襲い、液状化現象などが起こったことを示している。

## 露頭概説

主に木下層下部から上部にかけての地層が見られる。かつて露頭最下部に藪層といわゆる「成田層下部層」の境界部が露出していたが、現在は崩土に覆われてしまっている。

木下層下部の泥質層は鹿島台地南西部の鹿嶋市津賀～沼尾間に発達しており、大きな谷地形を埋めているように見える。本露頭はその中軸部に位置する。この谷は、鹿島台地を北西－南東方向に横切って、鹿嶋市神向寺および鉢形・粟生付近に続いている。



図Ⅱ.18 上岩橋層(?)の変形した砂泥互層

19 鹿嶋市沼尾

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
30	関東ローム層		下部チョコ帯		陸上 (降下火山灰)
	常総層		無層理 暗色帯	植物片	氾濫原 自然堤防帯
			弱い層理 層理不明瞭		
20	木		低角斜交層理	白斑状生痕 (マカロニクス)	前浜
			「礫→細粒砂or泥」 のくりかえし		上部沖浜
	下層		不明瞭な トラフ状斜交層理 & 生物擾乱	大型の白斑状生痕 など	中部沖浜
			一部平行層理		下部沖浜
			下部無層理	細い泥管など	
?		平行層理型貝化石層 & 生物擾乱	ゴイスギーツキガイ モドキ群集 各種巣穴生痕	湾口	
			大型巣穴生痕 (アナジャコ?)	湾央~湾奥	
			砂泥互層&生物擾乱	各種巣穴生痕 材化石	S B ? 河口

## 見どころ

- 木下層の貝化石層 (図Ⅱ.19)
- 木下層基底の溺れ谷埋積層
- 白斑状生痕 (マカロニクス)

## 露頭概説

露頭の下部にはかつて「成田層下部層」と呼ばれた泥質層が、上部には木下層の砂層が発達している。「成田層下部層」は模式層序の清川層であったり木下層下部の海進期堆積体であったりするが、本露頭の貝化石層をはじめとする県内のゴイサギ・ツキガイモドキ群集は、木下層の海進途中の堆積物である。合弁の二枚貝が多い内湾性の貝化石層で、有孔虫の化石も多数産出する。

そのほか、露頭最上部には「ヒメスナホリムシの生痕」と呼ばれてきた白斑状生痕マカロニクスが見られ、また、南側の淡褐色粘土層中には、トラッシノイデス型の大型巣穴化石が密集しているのが観察される。この淡褐色粘土層が下位の青灰色泥質砂層をゆるやかに削り込んでいることから、これを累層境界とする考えもある (荒川, 1986, 1994)。



図Ⅱ.19 木下層下部の貝化石層

20 鹿嶋市爪木

標高	累層	粒子	堆積構造	化石	堆積環境
	関東ローム層	\\ / \\ / / / / /			降下火山灰
-25	常総層		上方細粒化	植物片	自然堤防
	木		斜交層理 (やや不明瞭)		上部外浜
-20	下層		ウェーブデューン スウェール状斜交層理	生痕を散在	下部外浜
	層		ほぼ無層理		
-15			平板状斜交層理	生痕を散在	SB・RS 潮流口 (上部外浜)
-10	藪		斜交層理の発達した礫質砂層と泥ないし細粒砂層の互層 (1セット20~50cm)		中部外浜
	層		ウェーブリップル		下部外浜
			スウェール状斜交層理 (一部ハンモック状)	大型白斑状生痕	

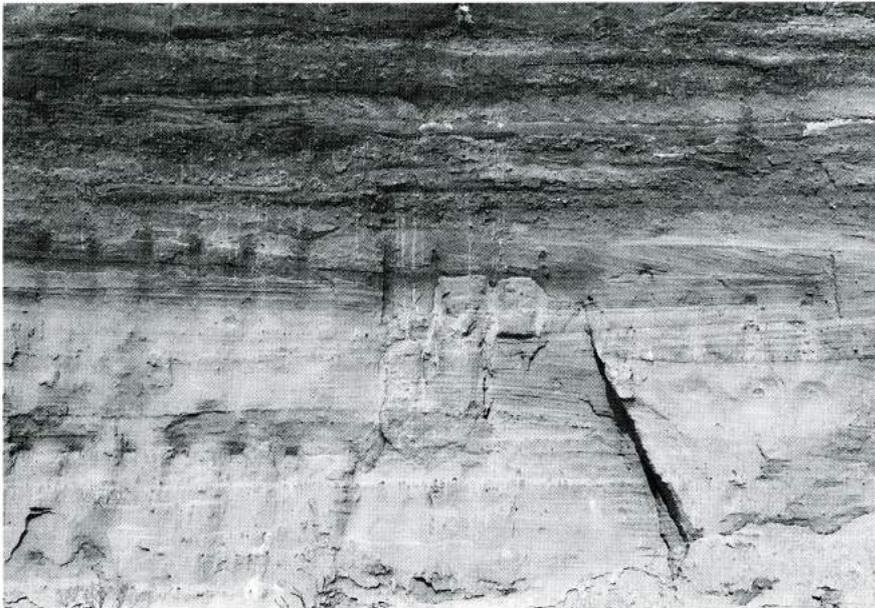
## 見どころ

- スウェール状およびハンモック状の斜交層理 (図Ⅱ.20)
- 暴浪起源の互層：泥に覆われたウェーブリップルなど
- 平板状斜交層理

## 露頭概説

鹿島台地南端部と行方台地南端部には千葉県北部の藪層に対比される地層が台地の下半部を構成している。その層相は、典型的なバリア島の堆積システムの一つであり、潮流堆積物や暴浪堆積物の特徴を観察できる。水平方向にフォーセットの続く平板状斜交層理は潮流堆積物の特徴と考えられており、牛堀町横須賀の国道51号線沿いの露頭など行方台地南端部で発達している。また、ゆるやかに波打つスウェール状およびハンモック状の斜交層理は暴浪堆積物の特徴であり、離岸流と揺動の複合した流れで形成された(八木下, 1991; Yagishita *et al*, 1992)。上位に重なる泥に覆われたウェーブリップルなどの堆積物も暴浪時からその減衰期にかけて形成されたものと推定される。

一方、露頭上部には、木下層から関東ローム層にかけてが見られる。この地域の木下層は、稲敷台地や銚田周辺地域と同様に、下部の泥質層を伴わず、海食性の境界面、すなわちラビーンメント面から始まるタイプで、ほとんどが高海面期堆積体から成る。



図Ⅱ.20 藪層のスウェール状およびハンモック状斜交層理

### Ⅲ 産出化石

#### 1 貝化石

県南の第四系には貝化石を産出する露頭がいくつかあり、その主なものは木下層と上岩橋層に含まれている。従来の研究では、いわゆる「成田層」は貝化石を多産する2つの層準に分けられ、上位を木下化石帯、下位を上岩橋化石帯と呼んだ。上岩橋化石帯は寒流系の貝類が多く含まれる内湾性の貝化石層で、木下化石帯の方は、黒潮の影響を受けた比較的温暖な水域の貝化石層とされた。しかし今日では、上岩橋化石帯に対比されたものの一部は、堆積相解析から木下層の海進期堆積体に含まれることが明らかになっている。

どの貝化石層も、トウキョウホタテやブラウンシカゲガイ以外はほぼ現生種で構成され、浅い海（潮間帯～上浅海帯）に生息していたものがほとんどである。産状は層理面に沿って小片と共に密集しているものや、シルト中に散在している異地性のものが多い。前者は主にラビーンメント面がシーケンス境界となっているタイプで、後者は海進期堆積体中の溺れ谷埋積層に含まれるタイプである。溺れ谷タイプの場合には、合併で殻頂を下にして直立した現地性のものも見られる。霞ヶ浦町崎浜、玉造町浜の化石カキ礁もその例である。

1991年には霞ヶ浦町田村で大規模な化石層が見つかり、そのはぎ取りが県立博物館に展示されている。今後とも土地開発などでこのような化石床が見つかるかもしれない。

今回紹介した露頭で、貝化石が産出する場所は以下のとおりであるが、これ以外でも霞ヶ浦町志戸崎、沖宿、美浦村馬掛、牛久市井ノ岡、新利根町伊佐津、玉造町谷島、稔木、北浦村古内、麻生町蔵川などで採集することができる。

#### 【貝化石を産出した露頭】

③ 島津（木下層） ⑤ 北方（木下層） ⑦ 半田（上岩橋層と木下層） ⑪ 若海（上岩橋層と木下層） ⑫ 浜（化石カキ礁） ⑬ 根小屋（木下層） ⑭ 新田（木下層） ⑯ 阿玉（木下層） ⑰ 沼尾（木下層）

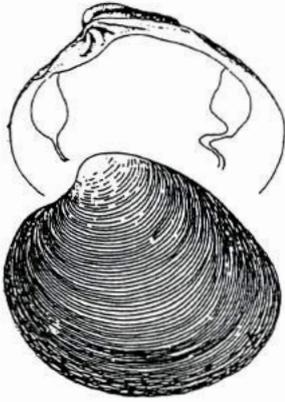
#### 【産出する主な貝化石】

##### ○ 二枚貝類

エゾタマキガイ、タマキガイ、ゴイサギ、チヂミウメノハナガイ、イタヤガイ、トウキョウホタテ、マガキ、ツキガイモドキ、ウソシジミ、エゾイシカゲガイ、カガミガイ、ピノスガイ、アサリ、ヌノメアサリ、バカガイ、ウバガイ、ミルクイ、イソシジミガイ、サクラガイ、サラガイ、エゾマテガイなど

##### ○ 巻貝類

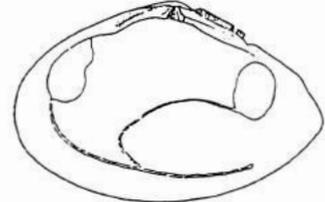
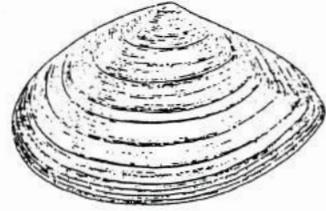
ツメタガイ、エゾタマガイ、キヌボラ、シラゲガイ、ホタルガイ、アカニシ、ヒメエゾボラなど



ピノスガイ



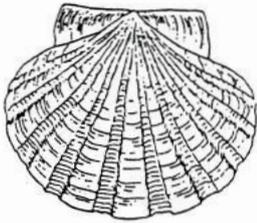
バカガイ



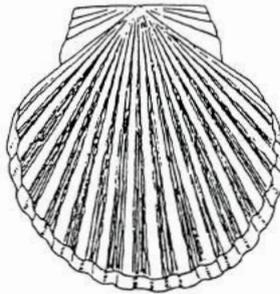
サラガイ



エゾマテガイ



イタヤガイ



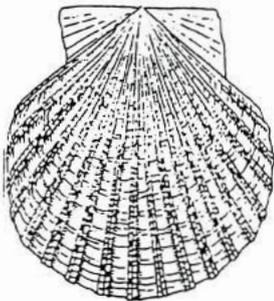
トウキョウホタテガイ



エゾタマキガイ



マガキ



アズマニシキ



アカガイ



ウバガイ



アサリ



サクラガイ

## 2 有孔虫化石

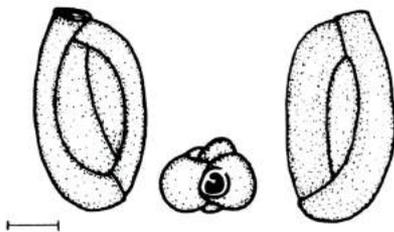
有孔虫は、根足虫綱に属する原生動物である。内部は「内質」と呼ばれる原形質で満たされ、外側を薄く「外質」と呼ばれる原形質で覆われる殻を持っている。外質から糸状の仮足を出して、這ったり、珪藻・バクテリアなどの微生物や有機物を捕食する。殻はふつう石灰質からなり、大きさは数mm～10cm以上のものもある。

有孔虫は、カンブリア紀から現在まで生息しており、海域、または一部の汽水域で生活を営む。また、生活型から浮遊性有孔虫と底生有孔虫に分類できる。前者は、海水中を浮遊しながら生活するもので、海流と水温に規定されて広く分布するため、古水温の変化が推定でき、また示準化石としても有効である。一方、後者は、海底の堆積物や海藻に付着するなどして生活するもので、堆積環境の推定に役立つ。

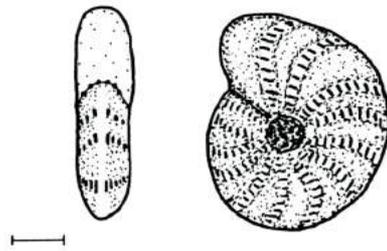
有孔虫が化石として産出するのは、主に泥質層あるいは化石床からである。今回の調査地域の中でも、島津、北方、沼尾といった露頭で有孔虫化石が産出している(本シリーズ第32号;荒川,1995)。堆積シーケンスの中で、こうした有孔虫を多産する層準は、海進期堆積体における溺れ谷埋積層の上部カラピーンメント面直上の海進残留堆積物に相当する。

下の図は本調査地域において、比較的産出個体数の多い底生有孔虫をあげたものである。図中のG以外は、主に水深30m以浅の沿岸域(内部浅海带)に生息する種である。Gは上限水深が30～70mの中部浅海带である種である。いずれも現在の日本の内湾で普通に見られる種である。EとHは藻場に多く見られる。また、水温に関しては、Eは親潮と黒潮の混合水域に、Fは親潮水域に生息する種である。地域によって構成種は若干異なるが、茨城県南部の第四系から産出する有孔虫化石は、親潮の影響を受けた内湾域で地層が堆積したことを示している。

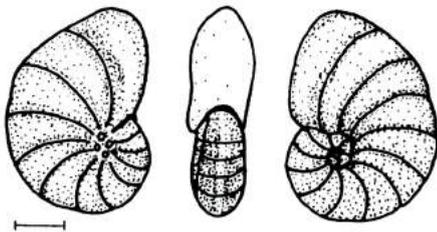
### 【産出する主な有孔虫化石】



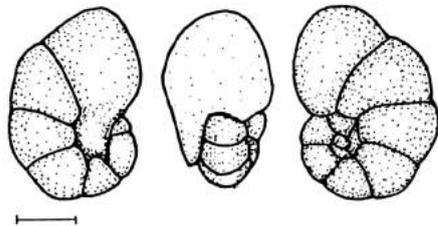
(A) *Quinqueloculina seminulum*



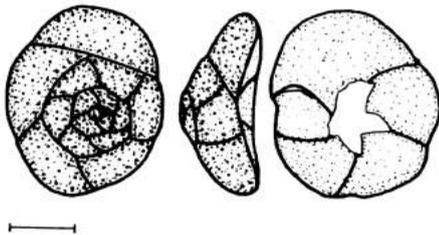
(B) *Elphidium depressum*



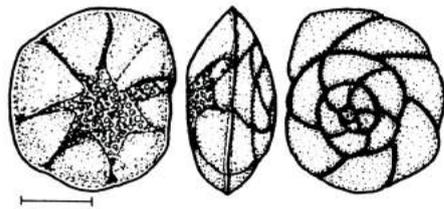
(C) *Pseudononion japonicum*



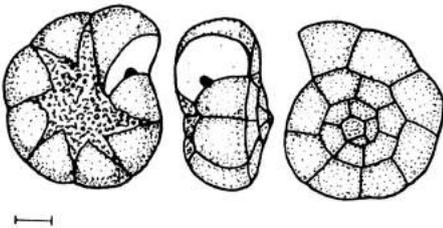
(D) *Nonionella stella*



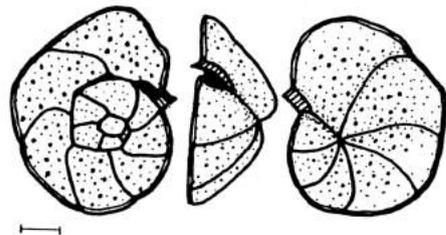
(E) *Rosalina vilardeboana*



(F) *Buccella frigida*



(G) *Ammonia japonica*



(H) *Cibicides labatulus*

(スケールは、0.1mm)

### 3 生痕化石

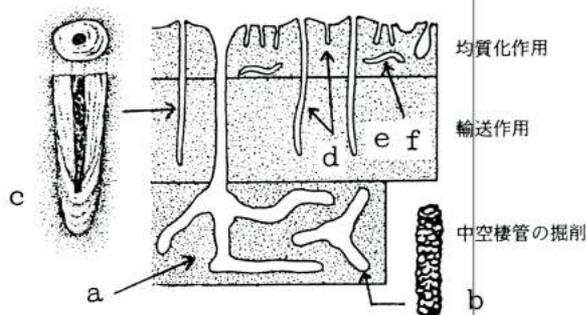
生痕化石は、ほとんどの場合が現地性であることから、示相化石として重要である。従って、堆積相解析を進めていく上でも不可欠な情報の一つとなっている。しかし、生痕の造営生物に関する研究は最近になってようやく蓄積してきた段階である。そのため、多くの種類は「管状生痕」のような表現か、あるいはオフィオモルファなどの生痕属の名称で記載する必要がある。ここでは、県南の第四系に見られる主な生痕の種類と古環境学的利用価値をまとめてみる。

#### 【産出する主な生痕化石】

① 住まい跡（巣穴化石）：タラッシノイデス、オフィオモルファ、ロゼリア、スコリトスなどの生痕属とアナジャコ巣穴化石 ② 食い歩き跡・潜り跡：プラノリテス、マカロニクスなどの生痕属 ③ 掘り返し跡 ④ 逃避痕・平衡痕

#### 【主な生痕属の特徴と生息環境】

- a タラッシノイデス …… 下方で分岐する管状生痕のうち、壁が平滑なもの。分岐部は瘤状になることが多い。直径2~3cm、長さ20~30cmのものが一般的である。
- b オフィオモルファ …… 下方で分岐する管状生痕のうち、裏打ち行動による壁の凹凸が見られるもの。大きさはさまざまである。砂質干潟に多いとされる。
- c ロゼリア …… 内径数mmで同心円状の厚い泥壁に覆われた漏斗状の巣穴化石。長さは10~20cm。主に下部外浜の泥の沈殿が多い所に形成されるらしい。
- d スコリトス …… 層理面に垂直な直線状生痕。大きさはさまざまであるが、内径数mm、長さ数cm以下のものが一般的である。沿岸~浅海域に普通に見られるようである。
- e プラノリテス …… 食い歩きなどで形成されたと考えられる斑状生痕。一般に円形~楕円形。直径は数mm~数cm。外浜堆積物に普通に見られる。
- f マカロニクス …… プラノリテスよりも小型の白斑状生痕で、ごく薄い暗色のマントルを有するもの。直径3~5mm、長さ数cm~10数cmの管状をなす。沖積層の海浜堆積物でも確認された重要な示相化石であるが、その造営生物は、日本では初めヒメスナホリムシと推定されてきた(菊池, 1972; 小山, 1983)。奈良(1994)はこれを検証して、多毛類の食い歩きによるものという海外の研究と同様の推定を導き出している。



図Ⅲ.3.1 主な生痕属の概念. a:タラッシノイデス, b:オフィオモルファ, c:ロゼリア, d:スコリトス, e:プラノリテス, f:マカロニクス. (Bromley, 1990(大森, 1993)と生痕研究グループ, 1989による)

【巢穴化石の造営動物について】

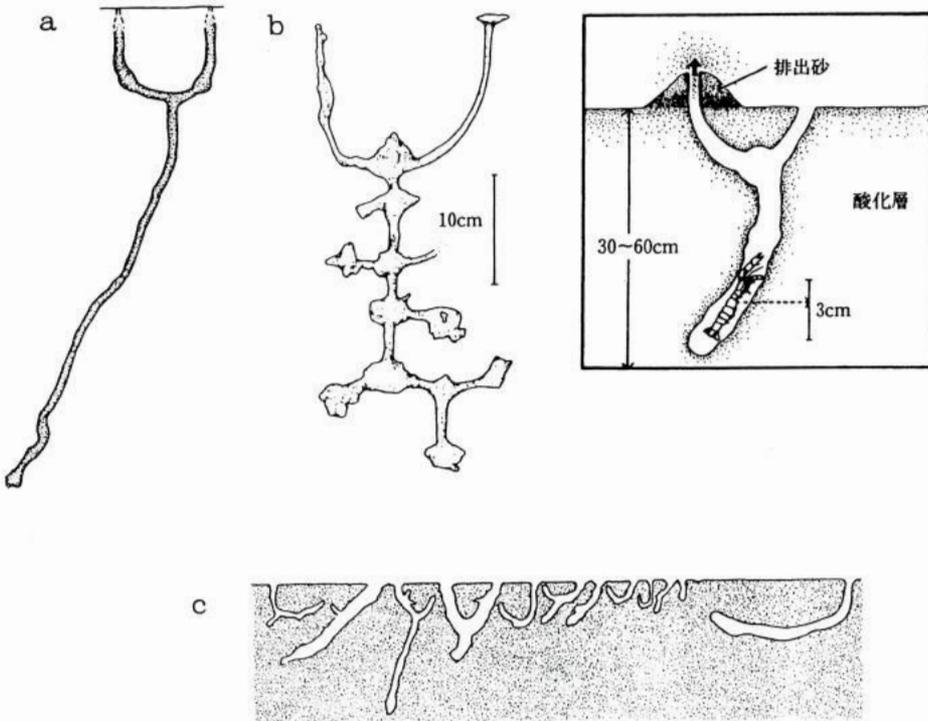
生痕化石の造営生物は、必ずしも生痕の特徴と一対一で特定できるわけではない。また、どうしても基礎となる情報が潮間帯のものに偏ってしまいがちである。その上、巢穴化石の場合には、基質となっている地層の堆積環境と造営生物の生息環境を区別する必要がある。

こうした問題点をふまえた上で、潮間帯、特に砂質干潟に見られる巢穴について知られている内容とその利用法を記しておく。

a アナジャコ …… Y字管であるが、垂直部が著しく長く、5 mに達するものもある。地層中では、トラッシノイデスやオフィオモルファに似るけれども分岐しない大形巢穴生痕として観察される。市原ほか(1995)は、これについて未固結相と固結相を識別し、基盤まで掘り込んだ固結相のみのアナジャコ巢穴化石がラビーンメント面の認定に有効であることを明らかにした。

b スナモグリ類 …… 下方で分岐し、分岐部で瘤状にふくらむ巢穴を形成する。裏打ち行動によって壁の外側に凹凸ができる種類もある。そのため、トラッシノイデスやオフィオモルファを形成する生物の代表と考えられている。

c スナガニ類 …… 堆積面に対して斜交する直線状ないしJ字型の巢穴を形成する。砂質干潟の堆積物かどうかは、アナジャコ巢穴化石の未固結相やオフィオモルファなどとともに生痕群集としてとらえる視点が必要である。



図Ⅲ.3.2 砂質干潟に見られる主な巢穴。a:アナジャコ類, b:スナモグリ類, c:スナガニ類。  
(Bromley, 1990(大森, 1993); 生痕研究グループ, 1989; 玉置, 1995 による)

## 参 考 文 献

- 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 卷, 39-54.
- 安藤寿男, 1996 : 入門講座シーケンス層序学. シーケンス層序学とは何か? 何が違うのか? その行方は? 日本地質学会関東支部巡検資料, 60pp.
- 安藤寿男・柴田 真, 1994 : 古東京湾の堆積物を見る. 茨城県霞ヶ浦-北浦地域南部の第四系下総層群-堆積相と堆積シーケンス. 日本地質学会関東支部巡検資料, 33pp.
- 安藤寿男・柴田 真, 1997 : 堆積相・シーケンス層序から見た古東京湾の堆積物. 日本地質学会関東支部巡検資料, 44pp.
- 安藤寿男・柴田 真・市原秀彦, 1997 : 堆積相・生痕相・シーケンス層序から見た古東京湾の堆積物. 堆積学研究会巡検案内書, 48pp.
- 青木直昭・馬場勝良, 1977 : 茨城県南西部の竜ヶ崎層. 筑波の環境研究, no. 2, 114-120.
- 青木直昭・馬場勝良, 1978 : 成田層の古地理. 筑波の環境研究, no. 3, 187-197.
- 青木直昭・馬場勝良, 1979 : 霞ヶ浦-北浦地域の下総層群. 筑波の環境研究, no. 4, 186-195.
- 荒川真司, 1986 : 鹿島台地南部の地質(1). 清真学園紀要, 2号, 47-66.
- 荒川真司, 1987 : 鹿島台地南部の地質(2). 清真学園紀要, 3号, 39-49.
- 荒川真司, 1994 : 鹿島台地南部の地質(3). 清真学園紀要, 9号, 45-60.
- 荒川真司, 1995 : 鹿島台地南部の地質(4). 清真学園紀要, 10号, 49-65.
- Blomley, R. G., 1990 : Trace Fossils, biology and taphonomy. 大森昌衛 (監訳, 1993), 生痕化石-生痕の生物学と化石の成因, 東海大学出版会, 364pp.
- 地学団体研究会 (編), 1995a : 化石と生物進化, 新版地学教育講座 6, 東海大学出版会, 195pp.
- 地学団体研究会 (編), 1995b : 地球の歴史, 新版地学教育講座 7, 東海大学出版会, 222pp.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G., 1975 : *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*, S.E.P.M. HEADQUARTERS, 160pp.
- 保柳康一・西村瑞恵, 1992 : シークエンス層序学-基本概念とその可能性-. (その1) 基本概念. 地球科学, 46 卷, 169-176.
- 茨城県, 1986 : 5 万分の 1 表層地質図, 龍ヶ崎, 土地分類基本調査.
- 茨城県, 1988 : 5 万分の 1 表層地質図, 潮来・八日市場・銚子, 土地分類基本調査.
- 茨高教研地学部, 1991 : 茨城県沖の海況 II, 地学研究シリーズ, 31 号, 40pp.
- 茨高教研地学部, 1992 : 茨城の有孔虫 (その 2), 地学研究シリーズ, 32 号, 38pp.
- 市原秀彦, 1996 : 下総層群上部のシーケンス層序解析. 日本地質学会関東支部巡検資料, 41pp.
- 市原秀彦・高塚 潔・下山正一, 1996 : 生痕層序. 地質雑, 102 卷, 685-699.
- 池田 宏・水谷かおり・園田洋一・伊勢屋ふじこ, 1982 : 筑波台地の地形発達-"古霞ヶ浦"の鳥趾

- 状三角州一。筑波の環境研究, no. 6, 150-156.
- 伊藤 慎, 1990: 海水準変動と堆積相。大原 隆・西田 孝(編), 地球環境の変容, 8巻, 62-73, 朝倉書店。
- 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高(編), 1979: 地球表層の物質と環境, 岩波講座地球科学5, 岩波書店, 318pp.
- 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巻, 203-216.
- 桂 雄三・増田富士雄・岡崎浩子・牧野泰彦, 1985: 筑波台地周辺の第四系中に見られるストーム堆積物の特徴。筑波の環境研究, no. 9, 56-62.
- 菊地隆男, 1972: 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義。地質雑, 78巻, 137-144.
- 菊地隆男, 1974: 古東京湾。アーバンクボタ, 18巻, 16-21.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広, 1986: 地層の知識, 第四紀をさぐる, 考古学シリーズ8, 東京美術, 150pp.
- 牧野泰彦・増田富士雄, 1986a: 霞ヶ浦北岸の成田層に見られるウェーブデューン。茨城大学教育学部紀要, 35巻, 73-84.
- 牧野泰彦・増田富士雄, 1986b: 古東京湾堆積物中のウェーブリップル。地学雑, 95巻, 241-253.
- 牧野泰彦・増田富士雄(編), 1989: 古東京湾のバリアー島。日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内書, 151-199.
- 増田富士雄, 1990: 古東京湾の潮汐三角州とバリアー島の復元(第1部)。平成元年度科学研究成果報告書, 85pp.
- 増田富士雄, 1992: 古東京湾のバリアー島。地質ニュース, 458号, 16-27.
- 増田富士雄, 1993: シーケンス層序学: 我が国における陸域地質への適用例。石油技術協会誌, 58巻, 292-310.
- 増田富士雄, 伊藤 慎, 1987: 筑波台地およびその周辺台地を構成する第四紀層の砂組成。筑波の環境研究, no. 10, 67-71.
- 増田富士雄・中里裕臣, 1988: 堆積相からみた鹿島一房総隆起帯の運動像。月刊地球, 10巻, 616-623.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研, 1988: 茨城県行方群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, no. 11, 91-105.
- 増田富士雄・岡崎浩子, 1985: 筑波台地およびその周辺台地の第四系中にみられる方向を示す構造。筑波の環境研究, no. 7, 99-110.
- 増田富士雄・岡崎浩子・横川美和・村越直美・酒井哲弥, 1995: 更新統の海浜堆積物に対する MINI-SEQUENCE STRATIGRAPHY。地質学論集, no.45, 101-109.
- 増田富士雄・新藤静夫, 1986: 霞ヶ浦地域の地質。「環境科学」研究報告集, B289-R12-2, 地域環境要因としての地下水研究報告, no. 3, 128-154, 文部省。
- 増田富士雄・徳橋秀一, 1994: Sequence stratigraphy: 地層学にもたらした影響と今後への対応。

- 石油技術協会誌, 59 巻, 4-17.
- 増田富士雄・横川美和, 1988: 地層の海浜堆積物から読み取れるもの. 月刊地球, 10 巻, 523-530.
- 増田富士雄・横川美和, 1993: COMBINED-FLOW リップルの形態. 堆積学研究会報, 38 号, 107-111.
- 増田富士雄・横川美和, 1988: 筑波台地の更新統の海浜堆積物. 筑波の環境研究, no. 11, 113-122.
- 村越直美・増田富士雄, 1991: Washover(大量流入堆積物)にみられる縞状構造. 月刊地球, 13 巻, 536-542.
- 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.*, vol. 80, 167-184.
- 中里裕臣, 1997: 下総層群の年代. 坂上澄夫教授退官記念論文集, 127-141.
- 中村一夫ほか 11 名, 1969: 茨城県における第四紀地質について. 茨城県教育研修センター, 133pp.
- 奈良正和, 1994: "ヒメスナホリムシの生痕化石" の形成者は何か? - 生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム -. 化石, 56 号, 9-20.
- Nara, M., 1995: *Rosselia socialis*: a dwelling structure of a probable terebellid polychaete. *Lethaia*, vol. 28, 171-178.
- 大森昌衛・蜂須紀夫 (編), 1982: 茨城の地質をめぐる, 日曜の地学 8, 築地書館, 204pp.
- 大山年次 (監)・蜂須紀夫 (編), 1995: 茨城県地学のガイド, 地学のガイドシリーズ 3, コロナ社, 299pp.
- 岡崎浩子, 1992: 下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達 - 茨城県鹿島台地の下総層群木下層 -. 千葉中央博自然誌研究報告, 2 巻, 15-23.
- 岡崎浩子・石川 力・新藤静夫, 1984: 霞ヶ浦北岸台地, 出島地域における地下水流動系の解析 (第一報). 日本地下水学会会誌, 26 巻, 97-110.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1989: 古東京湾の流系. 堆積学研究会報, 31 号, 25-32.
- 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 巻, 235-258.
- Okazaki, H. and Masuda, F., 1995: Sequence Stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. *IAS Spec. Pub.*, no.24, 275-288.
- Reineck, H.E. and Singh, I.B., 1980: *Depositional sedimentary environments*, Springer-Verlag, Berlin・Heidelberg・New York, 551pp.
- 竜ヶ崎団体研究グループ, 1994: 稲敷台地南部の下総層群 - 上岩橋層と木下層の堆積相, 層序, 古環境(その1) -. 地球科学, 48 巻, 535-551.
- 斉藤文紀, 1987: 海水準変動に支配された海成沖積層の形成モデル. 月刊地球, 99 巻, 533-541.
- 斉藤文紀, 1989: 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑, 98 巻, 164-179.
- 酒井哲弥・斉藤文紀・増田富士雄, 1995: シーケンス層序学入門. 地質学論集, 45 号, 1-14.

- 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, 55pp.
- 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, 47pp.
- 生痕研究グループ, 1989 : 現生および化石の巣穴-生痕研究序説一, 地団研専報 35, 131pp.
- 下総台地研究グループ, 1996 : 千葉県手賀沼北岸地域に分布する木下層基底の埋積谷の形成過程. 地団研専報 45, 68-80.
- 菅沼一美・大森昌衛・平社定夫, 1994 : 茨城県江戸崎町時崎の上岩橋層中の化石生管 *Rosselia* について. 化石研究会会誌, 26 卷, 61-68.
- 玉造町史編さん委員会(編), 1988 : 玉造の地質をめぐる, 玉造町教育委員会, 38pp.
- 玉置昭夫, 1995 : スナモグリ類による棲み場所の性状改変とベントス群集への影響. 共生の生態学 7, 棲み場所の生態学, 129-171, 平凡社.
- 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), 地質調査所, 136pp.
- 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. 地質雑, 95 卷, 933-951.
- 宇野沢昭ほか 7名, 1988 : 2万5千分の1筑波研究学園都市及びその周辺の環境地質図説明書, 地質調査所, 139pp.
- 横川美和・増田富士雄, 1988 : 浜堆積物の粒子配列-茨城県鹿島郡荒野海岸での観察例-月刊地球, 10 卷, 452-457.
- 八木下晃司, 1991 : 沿岸海域における表層堆積物の運搬とその形態-特に暴風時における沖浜以深の砂堆積物について-. 沿岸海洋研究ノート, 29 卷, 104-117.
- Yagishita, K., Arakawa, S. and Taira, A., 1992 : Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sediment. Geol.*, vol. 78, 181-189.
- 渡辺景隆・増田富士雄・桂 雄三・岡崎浩子, 1987 : 関東地方の自然環境の移り変わり 1), 2). 地学教育, 186 号, 1-12 ; 188 号, 79-90.

## あ と が き

平成4年度に発足した「県南の第四紀」研究委員会も、早5年の歳月が流れ、そのまとめとして、本研究冊子を刊行することができました。この間、年2回のペースで委員会を開催して参りましたが、研究の多くは研究委員一人ひとりの自主的調査によらざるを得ないこともありまして、なかなかはかどらなかつたというのが正直なところです。世の中が、日進月歩するように、「堆積学」も「堆積相解析」、「シーケンス層序学」へとめまぐるしく発展していき、その流れについていくのもままなりません。また、地層の解釈にしても、未だ解決に至っていない問題が多々あり、今後の研究に期待するところも少なくありません。ともあれ、ここに一応の完成を見るに至りましたので、本冊子をご活用いただければ幸いです。

私たちの生活は大地の上に成り立っています。特にその表層を構成している第四紀の地層は、最も身近な存在であり、日々の生活に多くの面で関わりをもっています。この地層が、いつ頃、どんな場所で、どのようにして形成されたのか、そんな疑問に本冊子が少しでも答えるヒントになれば幸いです。

最後に、本研究を進めるにあたり、巡検の講師として、茨城大学の牧野泰彦氏、千葉大学の小竹信宏氏、元茨城県立竜ヶ崎第二高等学校の遠藤好氏にご指導をいただきました。また、日本地質学会、堆積学研究会等の地層の巡検で、茨城大学の天野一男氏、安藤寿男氏、エヌ・エス環境コンサルタントの柴田真氏、熊本大学大学院生の市原秀彦氏には有益なご助言をいただきました。日本地質学会関東支部幹事の方々には、巡検参加に際し、便宜をはかっていただきました。また、京都大学の増田富士雄氏、岩手大学の八木下晃司氏、千葉県立中央博物館の岡崎浩子氏、大阪教育大学の廣木義久氏、大阪大学の横川美和氏、信州大学の村越直美氏、竜ヶ崎団体研究グループの平社定夫氏は、研究の参考にと論文をお送り下さいました。麻生町のやまと孔版社の皆様には、少ない日程で注文通りの印刷・製本を手がけていただきました。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

私立清真学園高等学校	教諭	荒川真司
茨城県立鉾田第二高等学校	教諭	飯島力
茨城県立取手松陽高等学校	教諭	大野雅彦
茨城県立竜ヶ崎第二高等学校	教諭	加藤和男
茨城県立江戸崎西高等学校	教諭	野村知世
茨城県立下館第一高等学校	教諭	横手利雄