

# タービダイトの話 (I)

## フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境

徳橋 秀一 (大阪出張所) ・ 八田 明夫 (千葉県立木更津東高等学校)  
Shuichi TOKUHASHI Akio HATTA

### 1. はじめに

タービダイト (turbidite) とは 云うまでもなく 混濁流とか乱泥流と訳されている流れ (turbidity current) によって運搬され 再堆積した堆積物という意味である。フリッシュ型砂泥互層という地層がタービダイトの豊庫であるということもよく知られている。なぜなら何百回 何千回 ときには 何万回と繰り返される砂泥互層のうちの粗粒堆積物 すなわち 砂質堆積物はタービダイトに他ならないからである。このフリッシュ型砂泥互層は 地向斜堆積物を代表として いろいろな時代のいろいろな堆積盆で形成されている 大変重要な地層である。単にフリッシュともよばれるこのようなフリッシュ型砂泥互層は 古くから砂岩と泥岩の厚さの比によって 泥勝ち互層 (泥質フリッシュ) 等量互層 (ノルマル・フリッシュ) 砂勝ち互層 (砂質フリッシュ) などと細分され 記載されてきた。そしてこれらの砂泥互層が単に上下関係で接するのみならず 互いに同時異相の関係にある例も数多く報告されている。

ところで このような砂泥互層を砂岩と泥岩の量比ではなく 別の観点からタイプ分けすることも可能であろうか。たとえば 累層によってタービダイトや砂泥互層の特徴に違いがあるようなことはないであろうか。もしあるとすればそれはどのような違いであり またその原因としてはどのようなことが考えられるであろうか。ここでは 広域的な単層対比を基礎にした単層解析という手法により 世界的にも例をみない高い精度の研究がなされてきた房総半島の地層を例に まず砂泥互層の特徴について比較論的に述べ 次にその原因について新しい視点からアプローチしてみる。

### 2. 房総半島における砂泥互層3つのタイプ

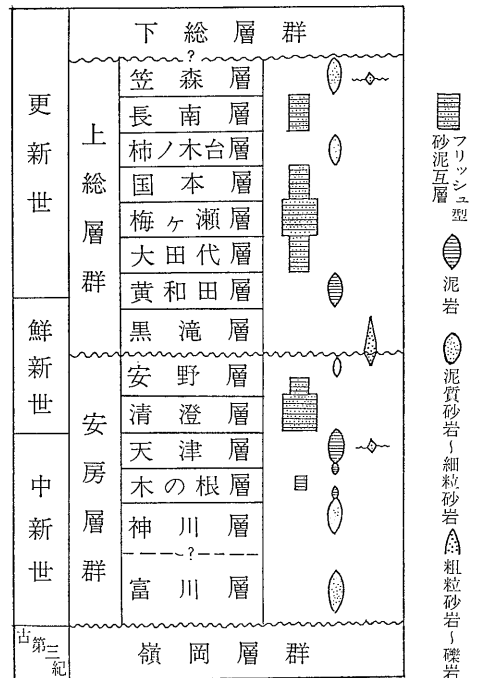
房総半島には 主に新第三系以後のフリッシュ型砂泥互層が広く分布する。大田代層 安野層 清澄層もそのような累層である。これまでの観察によると これら3つの累層の砂泥互層には それぞれ異なった特徴が認められ かつ それぞれが砂泥互層の1つのタイプとみなせるものである。それでまず それぞれのタイプの特徴について述べることにする。これら3つの累層の分布する房総半島中部の層序を第1図に示す。

### (1) 大田代層型 (O型)

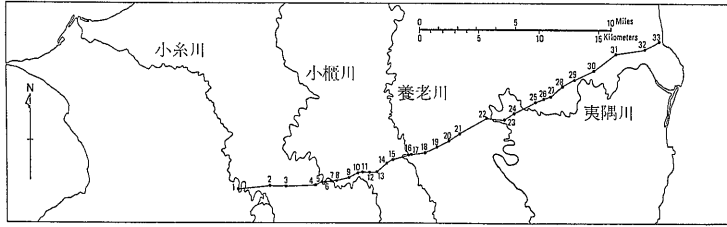
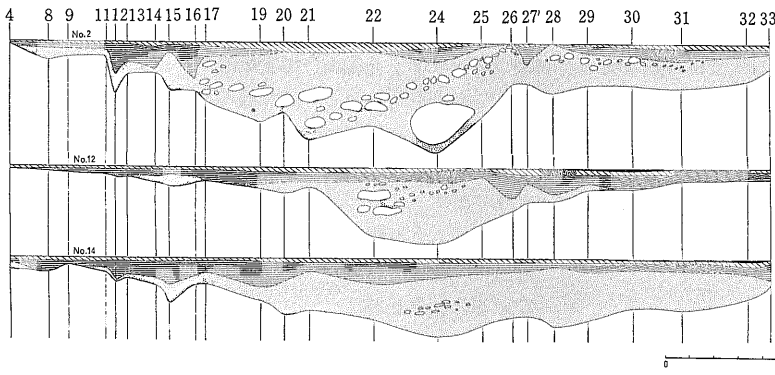
上総層群大田代層に典型的な砂泥互層のタイプである。大田代層は 泥勝ち互層と砂勝ち互層が繰り返す複互層からなる。先に平山・鈴木 (1965 1968) が最初に単層解析を試み成功したのは この大田代層の鍵層 O7 の層準であった。大田代層における単層解析の成果は その後 平山・藤井・中嶋 (1969) 山本 (1971) 石井 (1973) 平山・中嶋 (1977a) HIRAYAMA and NAKAJIMA (1977b) と公表されている。

最初の単層解析が大田代層で行われたことは 結果的には 大変幸運なことであった。なぜなら これから述べる大田代層の砂泥互層は 正確な柱状図が作りやすく 単層解析に最も適した特徴を備えているといえるからである。

大田代層型の砂泥互層の特徴は 砂岩層とその上位の



第1図 房総半島中部の層序  
安房層群の層序は 5万分の1「鴨川」図幅 (中嶋・他 1981) に従った。右側のコラムは 各累層の岩相とその発達程度を概念的に示す



第2図  
大田代層 O7 層準砂岩単層の形態と  
内部堆積構造

a 上部平行葉理部    b カーレント・リップル葉理部  
c コンポルト葉理部    d 下部平行葉理部  
e 塊状砂岩部    f 泥岩同時浸食礫

詳細は HIRAYAMA and NAKAJIMA (1977 a, b) 参照

泥岩層との境界が明確なことと 砂岩はタービダイト泥岩は半遠洋性堆積物 (hemipelagic siltstone) というように それぞれの対応関係が極めてはっきりしていることである。このような両者の明瞭な対応関係は 双方の断面形態 含有化石 堆積構造等から明らかにされている。

砂泥互層を構成する砂岩単層・泥岩単層は 30 km 余りにわたって対比することができる。それによると泥岩層の厚さは 上位の砂岩層によって削られていない限り極めて一様である。一方砂岩層の場合は レンズ型の断面形を示し ところどころで下位の泥岩層を削り込んでいる。

泥岩層中には 半深海域に生息するような底棲有孔虫

が含まれており また その微細な表面構造までよく残されていることから 現地性のものとみなされる。砂岩層中には 摩滅したり破片化した浅海域の底棲有孔虫が含まれ 異地性のものである。

砂岩層には タービダイトに特徴的な堆積構造が認められる。すなわち 下位より級化層理部(A) 下部平行葉理部(B) カーレント・リップル斜交葉理部(C) 上部平行葉理部(D)として特徴づけられるような一連の堆積構造を有している。ただしここでD部は大田代層の場合 かなり下流域でのみ観察され 大部分の地域では観察されない。またA部は 砂岩層が比較的厚い場合にのみ観察されるが これは 大田代層に限らずど

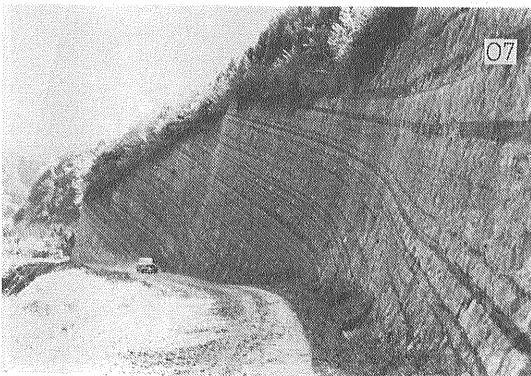


写真1 大田代層 O7 層準の砂泥互層 (蔵玉林道)

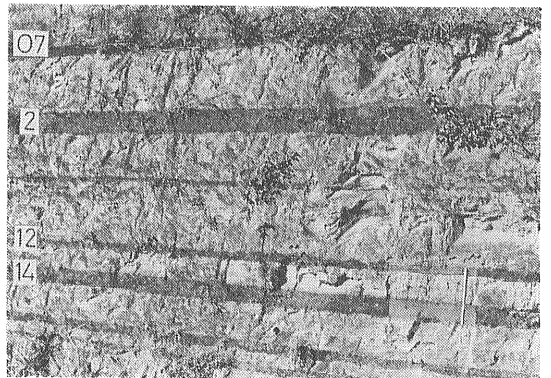


写真2 大田代層型砂泥互層 (写真1の近接写真)  
黒色部はタービダイト砂岩 白色部は半遠洋性泥岩 数字は砂岩の番号を示す (第2図参照)

のタービダイト砂岩層についても一般にいえることである(第2図)。これに対してこの上にくる泥岩層(E)は上部から下部まで均質無構造であり下位の砂岩層との境界は一般に大変明瞭である。

このように大田代層型(O型)砂泥互層の場合砂岩がタービダイトであるのに対して砂岩層と明瞭な境界面で接する泥岩(シルト岩)は半遠洋性堆積物(Ehs=hemipelagic siltstone)である。

(2) 安野層型(A型)

安房層群<sup>あわ</sup>安野層<sup>あんの</sup>に典型的にみられる砂泥互層のタイプである。黒滝不整合の下位に分布する安野層は3つの層準に砂勝ち互層を有するがそれぞれの拮がりがそれほど大きくないことから全体としては泥勝ち互層が優勢な地層である。安野層の単層解析はほぼその全層準でなされているが現在のところ最も初期の研究成果が徳橋・岩脇(1975)によって公表された他は極一部がHIRAYAMA and NAKAJIMA (1977b)によって紹介されているにすぎない。

一見普通の砂泥互層と変わらないようにみえる安野層の砂泥互層も柱状図を作ろうとすると大変苦勞することに気づく。砂岩層と上位の泥岩層との境界が極めて不明瞭なことが多い為である。砂岩層がまだ半固結状態であるため露頭では泥岩層が出っ張っているのであるが境界部ではゆるやかに出っ張ることが多い。やっかいなことにはピッケル等で新鮮な面を出したりさらに整形してツルツルにした面にタワシ等をかけるとますます識別しにくくなるのである。あせるとますます境界が見えなくなってくる。誰でも一度は自信をなくし柱状図を作るのがいやになってくる。ちなみに野外で柱状図を作る作業を尺取りといい柱状図ばかりとっている人間をお互いに尺取虫と名づけている。異なる沢でとった同じ層準の柱状図を順々に横に並べる



写真3 安野層の砂泥互層(小櫃川上流猪の川)

と同一泥岩層の厚さにかかなりのバラツキがある。このような試行錯誤を経た結果泥岩層の下部をしばしばタービダイト起源の泥岩が占めていることが明らかになった。すなわち安野層の泥岩(シルト岩)には半遠洋性泥岩(Ehs=hemipelagic siltstone)の他にしばしばタービダイト泥岩(Ets=turbiditic siltstone)が含まれておりタービダイト泥岩が一枚の泥岩層の大部分を占めることも珍しくない。このようなタービダイト泥岩を通称タービダイト・ダストとよんでいる。安野層の砂泥互層はまさにこのタービダイト・ダストの存在によって特徴づけられているといえる。

安野層の砂岩層にはやはりA~D部に相当するようなタービダイトに特徴的な堆積構造が認められる。砂岩層の上限すなわちタービダイト・ダストとの境界は多くの場合漸移的である。ただしこの境界部付近で風化面が出っ張ることから大体の目安はつく。

一方タービダイト・ダストと半遠洋性泥岩との境界部はどちらも出っ張っており識別はより困難である。風化面での微妙な差が決め手になることも多い。新鮮な面の場合には半乾き状態のときにタービダイト・ダスト部に細かい模様が観察されたりする。完全に湿っていたり乾いた状態の場合には両者の見かけの粒度が似ていることが多いことから見分けが大変つけにくい。一般にダストは非常に細かい砂粒子を複雑に含んだ不均質なシルト岩で炭質物の微少片を多数含むことも多い。ピッケルの先で突っついた場合半遠洋性泥岩がパリッと割れやすいのに対してダストの場合にはポクポクと突きささるような印象を受けたりする。

タービダイト・ダストの存在が明らかになって以来安野層の柱状図作りは再度やり直されることになった。

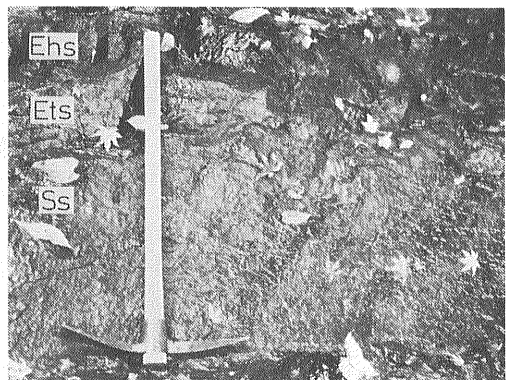
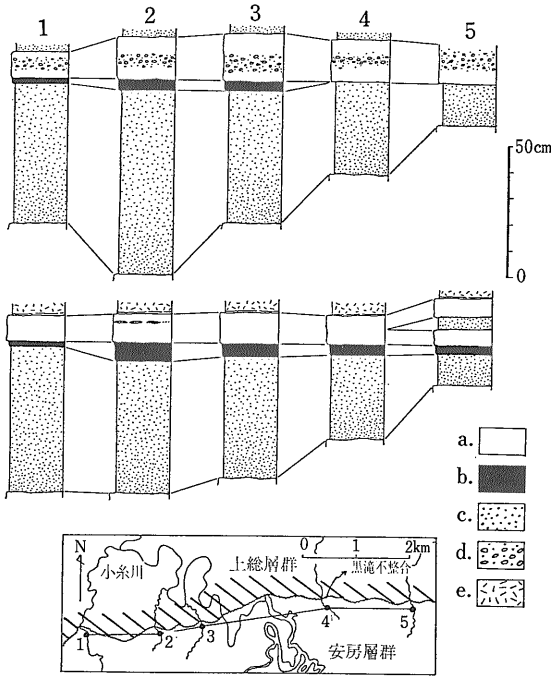


写真4 安野層型砂泥互層(猪の川)  
Ehs 半遠洋性泥岩 Ets タービダイト泥岩  
(タービダイト・ダスト) Ss タービダイト砂岩



第3図 安野層における単層対比の例  
 a 半遠洋性泥岩 b タービダイト泥岩 (タービダイト・ダスト) c タービダイト砂岩  
 d 軽石粒 e 粗粒スコリア凝灰岩  
 詳細は HIRAYAMA and NAKAJIMA (1977 b) 参照

特に最初の柱状図で 変化の激しかった泥岩層は すべて事前にチェックされ 露頭で入念に観察された。タービダイト・ダストは 比較的厚い砂岩層によく発達していることが多い。砂岩層の断面がレンズ状を示すときには その上のタービダイト・ダストもやはりレンズ状を示す。ときには 砂岩層よりもより広い拡がりをも有する。これに対して タービダイト・ダストを除いた半遠洋性泥岩層は 大田代層の場合と同じく やはり層厚変化に乏しく一様な厚さを示す (第3図)。

(3) 清澄層型 (K型)

安房層群清澄層に典型的に見られる砂泥互層のタイプである。安野層の下位に位置する清澄層は 主に砂勝ち互層からなる 長さ25km以上最大層厚850m前後の大きなレンズ状積成体である。清澄層の単層解析は まず鍵層HK タフ付近の砂泥互層についてなされ その結果は 徳橋 (1976a・b) として公表された。つづいて清澄層全体の積成過程が TOKUHASHI (1979) によって明らかにされた。

清澄層の砂泥互層の特徴は 安野層の場合と同じく

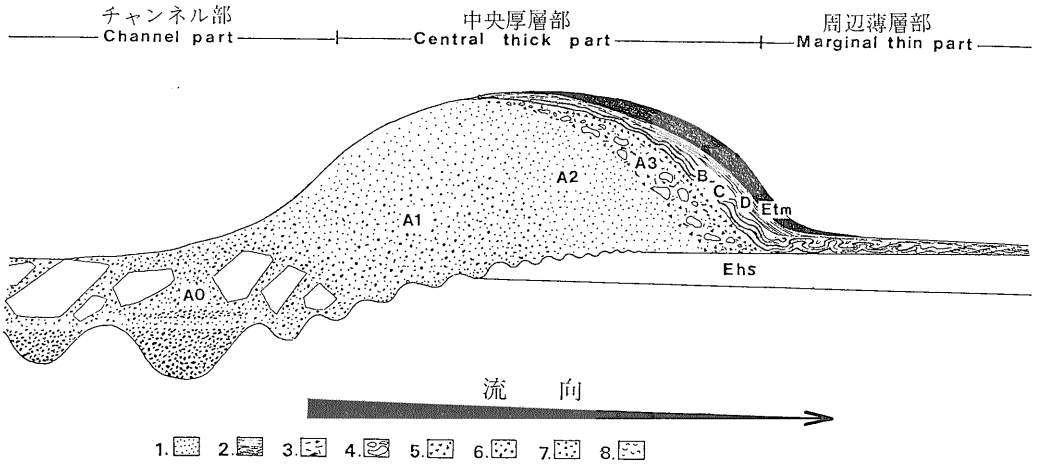
やはりタービダイト泥岩の存在にあるといえる。しかしながら この場合には タービダイト泥岩と上位の半遠洋性泥岩との境界は極めて明瞭で 露頭での両者の識別は極めて容易である。清澄層の半遠洋性泥岩が 多くの場合 小粒の軽石粒やスコリア粒を散点的に含むやや不均質・不淘汰な中粒ないし粗粒シルト岩であるのに対して タービダイト泥岩は極めて均質、淘汰良好で 下部は粗粒シルト岩ないし中粒シルト岩 上部は細粒シルト岩ないし極細粒シルト岩 (粘土) からできているためである。すなわち 清澄層のタービダイト泥岩は一般に細粒で シルト岩というよりは 狭い意味での泥岩 (mudstone) とよぶにふさわしいものである。タービダイト泥岩には 級化現象がよく観察される。その結果タービダイト泥岩の上部は特に細粒であり 極めて均質で淘汰良好である。タービダイト泥岩と半遠洋性泥岩との野外での識別同定が一目瞭然なことから 両者の粘土粒子の集合状態 (ファブリック) と堆積様式との関連についても 電子顕微鏡等を用いて詳しく検討されている (O'BRIEN et. al. 1980)。

風化面では 半遠洋性泥岩が大きく角割れするのに対して タービダイト泥岩の表面は細かくサイコロ状に割れることが多い。タービダイト泥岩が泥岩層の大部分を占めていることもある。安野層の場合と同じく 一般に比較的厚い砂岩層の上により多く またより厚く発達している。1m前後のタービダイト泥岩も観察される。しかしながら 厚い砂岩層の上ならどこにでもタービダイト泥岩が観察されるかという点 必ずしもそうではなく 比較的下流域にのみ分布することが 単層解析の結果から明らかにされている (第4図)。

砂岩層には 大田代層 安野層の場合と同様に タービダイトに特徴的な堆積構造 (A~D) が観察される。



写真5 清澄層の砂泥互層 (鴨川有料道路香木原)

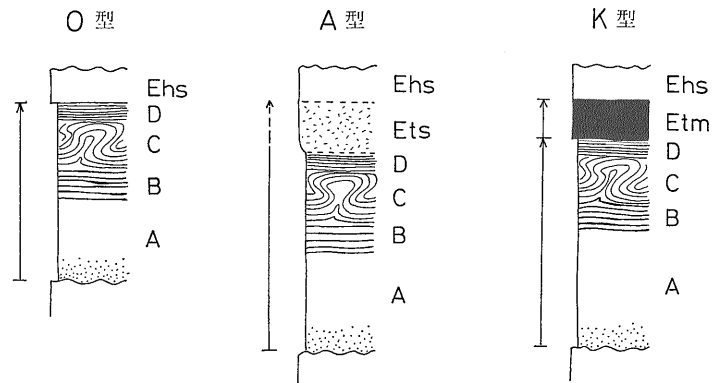


第4図 清澄層タービダイト砂岩・泥岩の断面形態と内部堆積構造（模式図）

1 塊状砂岩部 2 葉理砂岩部 3 炭化植物片 4 泥岩同時浸食礫 5 軽石粒 6 スコリア粒 7 細礫～小礫 8 貝殻片 Etm タービダイト泥岩 Ehs 半遠洋性泥岩（シルト岩）  
 詳細は TOKUHASHI (1979) 中嶋・他 (1981) 参照

砂岩層とその上位のタービダイト泥岩 (Etm=turbiditic mudstone) との境界はふつう明瞭なことが多いが 比較的漸移的な場合もある。タービダイト泥岩とその上位の半遠洋性泥岩 (Ehs=hemipelagic siltstone) との境界は明瞭である。

以上 大田代層型 (O型) 安野層型 (A型) 清澄層型 (K型) の砂泥互層の特徴について タービダイト泥岩の有無とその特徴に焦点をあてて述べてきた。それぞれのタイプにみられる砂泥互層の基本的な特徴を第5図にまとめた。



第5図 3つのタイプの砂泥互層の基本的特徴

詳細は本文参照 矢印は 級化現象が観察されることを示す

### 3. 考えられる原因

さて このような3つのタイプの砂泥互層が形成される原因は いったい何であろうか。何故 大田代層型の砂泥互層ないしタービダイトにはタービダイト泥岩がなく 安野層型や清澄層型にはそれが存在するのであろうか。何故 清澄層型タービダイト泥岩は 安野層型のそれに比べ より分級がすすみ 細粒化しているのだろうか。

このような違いを生じさせる原因としては タービダイトの初生的粒度組成の差異 混濁流の堆積物運搬様式の差異 堆積環境 (堆積盆のタイプ) の差異が考えられる。これら3つの原因は 互いに密接に関連している部分もあるが ここでは これらの原因論について個別に検討

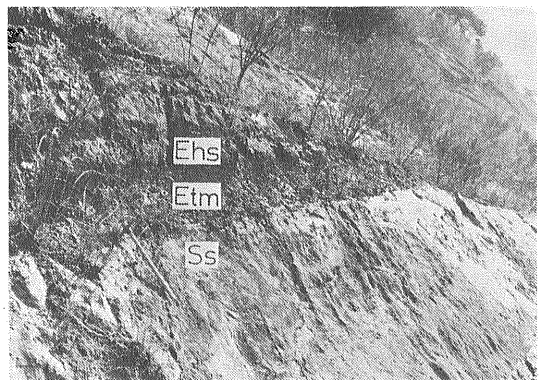


写真6 清澄層型砂泥互層 (写真5の近接写真)

Ehs 半遠洋性泥岩 Etm タービダイト泥岩 Ss タービダイト砂岩

してみる。

### (1) タービダイトの初生的粒度組成の差異

タービダイト泥岩の有無を初生的な粒度組成の差異に求める場合、原因論としては直接的で最も考えやすいものである。この原因論では大田代層型タービダイトの場合には粗粒物質に対して泥質細粒物質の割合・量が非常に少なく、砂質堆積物沈積後は未堆積の泥質堆積物はほとんど残っていないのに対して、安野層や清澄層のタービダイトの場合には細粒物質の占める割合・量が相当大きく、そのため砂質堆積物が堆積した後も泥質堆積物がまだ相当量残り、それが砂質堆積物の上に沈積する。そして清澄層型タービダイトの場合には特に極細粒物質が多量に含まれていたためにより細粒で均質なタービダイト泥岩が形成されたということになる。

さてこの考え方は果たして積極的に支持されるであろうか。確かに大田代層のタービダイト砂岩と安野層のタービダイト砂岩を比べた場合、前者のタービダイトがより粗粒である。安野層の場合、砂岩層基底付近の粒度が粗粒砂以上の粒度を持つことは稀であるが大田代層の場合には粗粒砂以上の粒度たとえば極粗粒砂や小礫等が基底付近に観察されることも珍しくないからである。しかしながら清澄層のタービダイト砂岩と比べた場合には特に大田代層のタービダイト砂岩が粗粒であるとは思われない。清澄層のタービダイトにも細礫や小礫等の密集や基底付近での散在といった現象がよくみられるからである(第4図)。一方平山・藤井・中嶋(1969)によって報告された大田代層のタービダイト砂岩そのものの粒度分析結果をみると大部分の地域でタービダイト砂岩の最上部を占める斜交葉理部の含泥率が50%を越えることも珍しくなく、多いところでは70~90%に達する。このことは大田代層のタービダイト物質中の泥質細粒物質の量・割合が他の2例に比べ特別に少なく、その結果砂質堆積物堆積後、その上にゆっくりと沈積するような残りの泥質細粒物質が存在し得なかったという考え方を必ずしも積極的に支持しているようには思われない。

### (2) 混濁流の運搬様式の差異

この原因論は混濁流をとりまく境界条件の差異たとえば混濁流の規模や運搬物質の粒度組成・流下する斜面の距離や勾配の違い等によって生じるかもしれない混濁流内での堆積物の分布様式すなわち運搬様式(メカニズム)の差異に原因を求める考え方である。たとえば清澄層のタービダイトを堆積した混濁流の場合

充分な規模と長い斜面の流下距離、堆積場入口付近でのhydraulic jump等々によって混濁流中の泥質細粒物質の分離とまくれ上がり(オーバーラップ)が十分にすすみ、その結果砂質堆積物沈積後、分離した泥質細粒物質がその上にゆっくりと沈積されつつ沈積した。安野層の場合にはこの泥質細粒物質の分離・まくれ上がりが不十分であったために充分な分級・淘汰を受けずに砂質堆積物の上に沈積した。一方何故か大田代層の混濁流の場合には泥質細粒物質の分離・まくれ上がりという現象がほとんど起こらないまま堆積場に混濁流が流入したためにタービダイト泥岩が形成されなかったということになる。

この原因論については混濁流内の細粒物質の運搬様式をコントロールする因子についての具体的な資料を持ち合わせていないので、これ以上ここで論評することはできない。いずれにせよこの原因論の場合は混濁流内での細粒物質の運搬・沈積メカニズムの差異が境界条件等の違いから累層オーダーで起きなければならないことになる。しかしながらどの累層にも大小様々のタービダイトが含まれていることを考えるとこの原因論だけで解釈できるかどうかは現時点ではかなり疑問である。

### (3) 堆積環境(堆積盆のタイプ)の差異

堆積環境の違いが砂泥互層やタービダイトの特徴に影響を与えられるであろうか。全く同一規模・同一様式の混濁流が別々の堆積盆で起きた場合、その堆積物(タービダイト)に違いが生じるであろうか。この原因論は混濁流の最終産物である泥質細粒物質の沈積条件を堆積環境の側面からすなわちタービダイトの形成される器である堆積盆のタイプから考察したものである。

ここで山岳地域に源を発し下流の平野部に流れる河川の流量を調節するために設けられた貯水ダムを想定しよう。春の融雪期には大量の濁った水がこの貯水地に流入する。今このダムの水門を開けずに最大水位より上の部分の水だけわずかに流していた場合、流入した細粒物質の大部分は下流に流れることなく長い期間浮遊し、ゆっくりと沈積することになる。その結果貯水池の底には極細粒の堆積物が形成されるであろう。氷河地域にみられる氷縞粘土(varve clay)も同じような条件で形成されたに違いない。これに対して貯水池の水門が全開状態にある場合には濁った水として流入した細粒物質は沈積する前にさらに下流に流されてしまいうに違いない。また水門が半開状態の場合には一部の細粒物質は不十分な分級・淘汰のまま下へ沈積する

第1表 各種堆積環境における浮遊性有孔虫と底棲有孔虫の比

環 境	深さ (m)	底棲種に対する 浮遊性種比	浮遊性種占有率 (%)
マ ー シ ュ ラ グ ー ン		0	0
沿 岸 帯	0-20±	0かほとんど0	0かほとんど0
大 陸 棚 内 側	20-60±	0かほとんど0	0かほとんど0
大 陸 棚 外 側	60-100±	<0.1	<10±
大 陸 斜 面 上 部	100-1,000±	0.1~1.0	10~50
大 陸 斜 面 下 部 及 び 深 海	>1,000	1~5+	50~83+
		ほぼ10	90±

詳細は PHLEGER (1960) 参照

が 残りはやはり下流へ流されてしまうであろう。

混濁流に伴われて堆積盆に流入した泥質細粒堆積物の場合にも 同じようなことがいえるのではないだろうか。 清澄層にみられるタービダイト泥岩は 淘汰分級がよくすすみ上部は特に細粒である。 したがって 泥質細粒物質が他所に運搬されることなく 十分に淘汰分級をうけられるような閉じられた水塊が必要である。 したがって かなり閉じられた内湾度の強い堆積盆が好適であろう。 また安野層のタービダイト泥岩の場合には 淘汰・分級が清澄層のそれほど十分にすすんでいないことから 閉じられた水塊は存在していても 清澄層のときほど完全ではないことが予想される。 一方 大田代層の場合には 混濁流に伴われた泥質細粒堆積物が沈積する前に 稀釈され 沖合に運び去られてしまうような十分に外洋的な堆積盆が想定されることになる。

もし この原因論が正しいとすれば 堆積環境の差異・堆積盆のタイプといったものが 無機的な産物であるタービダイトや砂泥互層にも反映していることになり 大変興味ある視点を提供することになる。 このような堆積環境の差異 堆積盆のタイプを検証するような方法はないものであろうか。 そこで次の項では この点に

ついて 別の観点から検討してみよう。

#### 4. 浮遊性有孔虫の割合と堆積環境

底棲有孔虫は 堆積深度の推定に大変有効である。 一方 浮遊性有孔虫の底棲有孔虫に対する比 あるいは 全有孔虫に浮遊性有孔虫の占める割合 (planktonic ratio) もまた 堆積環境を推定する上での一つの有用な目安とされている。 たとえば この方面で古典的な労作とされる PHLEGER(1960)は 堆積物中の浮遊

性有孔虫の底棲有孔虫に対する比を 堆積環境推定の上で一つの重要なパラメーターとしている。 主にメキシコ湾での資料をもとに PHLEGER が掲げた値をまとめると第1表のようになる。

それでは 大田代層や安野層 清澄層の半遠洋性泥岩中に含まれる有孔虫の構成はどうなっているのだろうか。 上総層群については 戦後天然ガス調査との関連で数多くの分析結果が報告されている。 それによると 大田代層の場合には 浮遊性有孔虫の産出が著しく 殆ど常に全個体数の80%以上を占めているという (金原・他 1949; 河井・他 1950)。 最近 八田 (未公表資料) は 大田代層鍵層 07 直下の泥岩を 10 地点にわたって採取し その中の有孔虫組成を詳しく検討した。 その結果を第2表に示す。 いずれも 200 g 前後の試料を分析したものである。 浮遊性種が80%前後を占めること 有孔虫総個数が多いとその値がかなり安定していることがわかる。 また 底棲種により推定される堆積深度は半深海 (斜面) 域である。 安房層群の安野層や清澄層についてはどうであろうか。 手持ちの試料を分析した結果をまとめたのが第3表である。 底棲種から推定される深度は どちらもやはり半深海域である。

第2表 大田代層鍵層 07 直下の泥岩中の有孔虫組成

採取地点流域名	小 糸 川		小 櫃 川			養 老 川		夷 隅 川		
採取地点番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
有 孔 虫 総 個 数	1,146	1,717	2,099	860	874	1,122	1,373	990	933	1,133
浮 遊 種 個 数	957	1,437	1,477	623	705	873	1,129	806	726	887
底 棲 種 個 数	189	280	622	237	169	249	244	184	207	246
浮遊性種占有率 (%)	83.5	83.7	70.4	72.4	80.7	77.8	82.2	81.4	77.8	78.3

第3表 安野層 清澄層の泥岩中の有孔虫組成

累層名	試料層準	採取地域	分析重量 (g)	有孔虫 総個数	浮遊性種	底棲種	浮遊性種 占有率(%)
安野層	Ak	七里川	50	331	169	162	51.1
	Ym	〃	100	250	102	148	40.8
	Sto	〃	50	376	286	90	76.1
	Sa (An1)	〃	60	396	4	392	1.0
	Sa (An1)	鴨川有料道路	100	348	9	339	2.6
清澄層	Mz (Ky29)	〃	100	687	101	586	14.7
	Hk (Ky21)	鵜原 (東海岸)	300	295	22	273	7.5
	Hk (Ky21)	相の沢 (湊川)	400	1,193	58	1,135	4.9
	Km (Ky12)	鴨川有料道路	100	294	14	280	4.8
	Tk (Ky8)	〃	100	207	22	185	10.6

まだ分析数が不十分とはいえ これらの結果から次のようなことが指摘される。すなわち 大田代層の場合には 既に述べたように 浮遊性有孔虫の占める割合が80%以上で 圧倒的に浮遊性種が多いのに対して 清澄層の場合には 10%以下の場合が多く最大でも15%であり 圧倒的に底棲種が多いといえる。そして安野層の場合には 清澄層との境界付近の試料 (An1) が清澄層と同じく浮遊性種の占める割合が非常に低いのにに対して その他の層準の試料は40~70%代と 大田代層と清澄層両者の中間的な値を示している。

このような有孔虫の分析結果から 大田代層は極めて外洋的な性格の強い堆積盆で形成されたのに対して 清澄層の場合には 極めて内湾的な堆積盆で形成されたことが推定される。そして安野層の場合には 内湾性と外洋性の両方の性格を兼ね備えたような堆積盆で形成されたものと思われる。

このことは 先に堆積環境の差異によって 3つのタイプの砂泥互層及びタービダイトが形成されたとする第3番目の原因論から予想した際のそれぞれの堆積盆のタイプ 堆積環境とぴったり一致していることを意味する。すなわち 先の3つのタイプの砂泥互層中に含まれる有孔虫の資料は 第三の原因説を強く支持しているといえる。

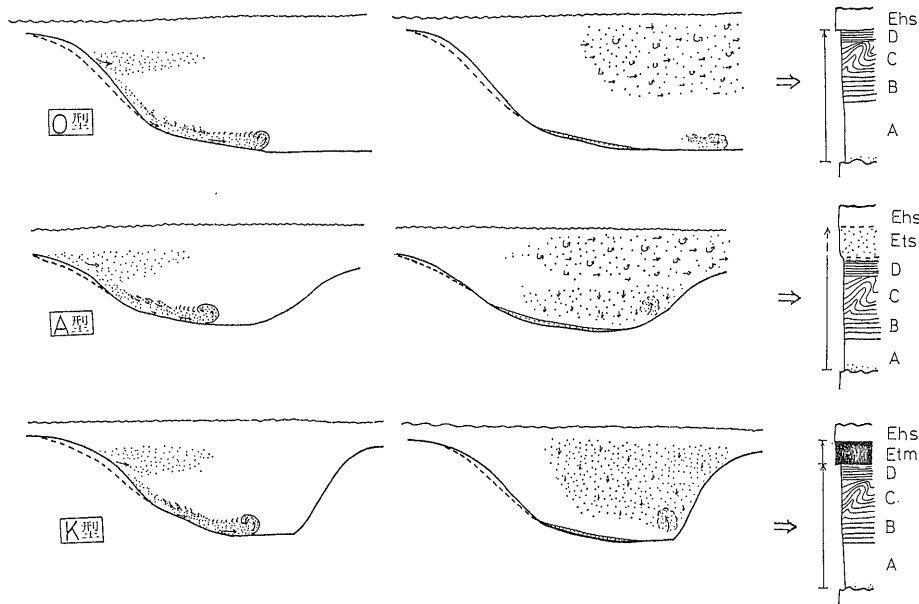
## 5. 終わりに

第6図に 3つのタイプの砂泥互層が堆積環境 (堆積盆のタイプ) の差異によって形成されたとする場合の形成

過程を概略的に描いた。幸い清澄層の場合には 当時堆積盆の南側に嶺岡隆起帯の存在が予想されることから地史的にも 当時の堆積盆がかなり内湾的であったことには矛盾しないといえよう。清澄層の上位の安野層になって 内湾的な要素にかえて外洋的な要素が増大した原因の一つとしては 海水面のある程度の上昇が考えられるかもしれない。そしてこの海水面の上昇によって 清澄層のタービダイト砂岩に比べ安野層の砂質タービダイトが 全体として細粒化・小規模化したのかもしれない。TOKUHASHI (1979) は 清澄層全体を通して上方細粒化・薄層化を指摘し その原因の一つとして海水面のジグザグな上昇を予想していることから この傾向が 安野層になってより強くなってきたのかもしれない。

以上 堆積環境や堆積盆のタイプの違いが タービダイトや砂泥互層の特徴にも反映するのではないかという一つの視点を強く前面に打ち出したところで そろそろこの小論のピリオドとする。実際には この第三の原因論とともに 第一 第二の原因論も当然関連しているに違いない。たとえば 外洋度の強い堆積環境下では沿岸に打ち寄せる波浪の営力も強く その結果 泥質細粒物質はより沖合へと運ばれ 泥線は より沖合のより深いところへ移動するであろう。一方 内湾度の強い堆積環境下では その逆の現象が予想される。したがって 第三の原因論 (堆積環境の差異) が 第一の原因論 (タービダイトの初生的粒度組成の差異) と密接に関係して





第6図  
3つのタイプの砂泥互層  
のでき方を示した模式図  
詳細は本文参照

くるかもしれない。しかし 何が主要な原因かとした場合 第三のような原因も充分考えられることを主張したわけである。 いろいろな立場から ご意見・ご批判の材料にいただければ幸いである。

この小論は 先に徳橋が日本地質学会第88年年会(1981年 東京)で講演した内容に 八田の未公表資料等を加えて一部修正した上で まとめたものである。本文中今回得られた有孔虫の種構成については特に記さなかったが それは別の機会に譲ることにした。地質調査所海洋地質部の西村昭技官には いろいろご教示いただいた。記して感謝の意を表わしたい。

引用文献

平山次郎・藤井敬三・中嶋輝允(1969): フリッシュ型砂泥互層を構成する砂岩単層の粒度組成について 地調月報 20 669-684  
 平山次郎・中嶋輝允(1977a): 地向斜堆積物——乱泥流の化石—— 科学 47 82-90  
 HIRAYAMA, J. and NAKAJIMA, T. (1977b): Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, 24, 747-779.  
 平山次郎・鈴木尉元(1965): フリッシュ型砂泥互層を構成する単層の形態と組織について 地調月報 16 79-93  
 平山次郎・鈴木尉元(1968): 単層の解析——その実際と堆積学的意義について—— 地球科学 22 43-62  
 石井恒利(1973): 砂岩タービダイトにおけるラミナの連続性と各ラミナの波長変化 海洋科学 5 402-407

金原均二・他9名(1949): 千葉県茂原町附近の天然ガス 石油技協誌 14 245-274  
 河井興三・他3名(1950): 千葉県大多喜町附近の天然ガス 石油技協誌 15 151-219  
 中嶋輝允(1978): 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境——黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に—— 地質雑 84 645-660  
 中嶋輝允・牧本博・平山次郎・徳橋秀一(1981): 鴨川地域の地質 地域地質研究報告(5万分の1図幅) 地質調査所 107p.  
 O'BRIEN, N.R., NAKAZAWA, K. and TOKUHASHI, S. (1980): Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts, *Sedimentology*, 27, 47-61.  
 PHLEGER, F. B. (1960): *Ecology and Distribution of Recent Foraminifera*. 297p., Johns Hopkins Press: Baltimore.  
 徳橋秀一(1976a): 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その1)——砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態—— 地質雑 82 729-738  
 徳橋秀一(1976b): 同上(その2)——砂岩層の堆積機構と堆積環境—— 地質雑 82 757-764  
 TOKUHASHI, S. (1979): Three Dimensional Analysis of a Large Sandy-Flysch Body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, 46, 1-60.  
 徳橋秀一・岩脇丈夫(1975): フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析 地球科学 29 262-274  
 山本裕彦(1971): フリッシュ型砂岩層に発達する convolute lamination について 地質雑 77 23-36