

タービダイトの話(6)

タービダイト砂岩単層の形態を探る

徳橋 秀一 (地質調査所燃料部 (現在, 石油公団へ出向中))
Shuichi TOKUHASHI

1. はじめに

先に筆者は 古海底扇状地堆積物の三次元的解析を房総半島の清澄層を例に示した(タービダイトの話3・4参照)。しかし房総半島におけるタービダイト砂岩研究の最も基本的な特徴は個々のタービダイト砂岩単層を凝灰岩鍵層等を用いて広域的に追跡・対比しその実態(形態・累重様式等)を明らかにすることを研究の基礎・出発点とする単層解析法にある。

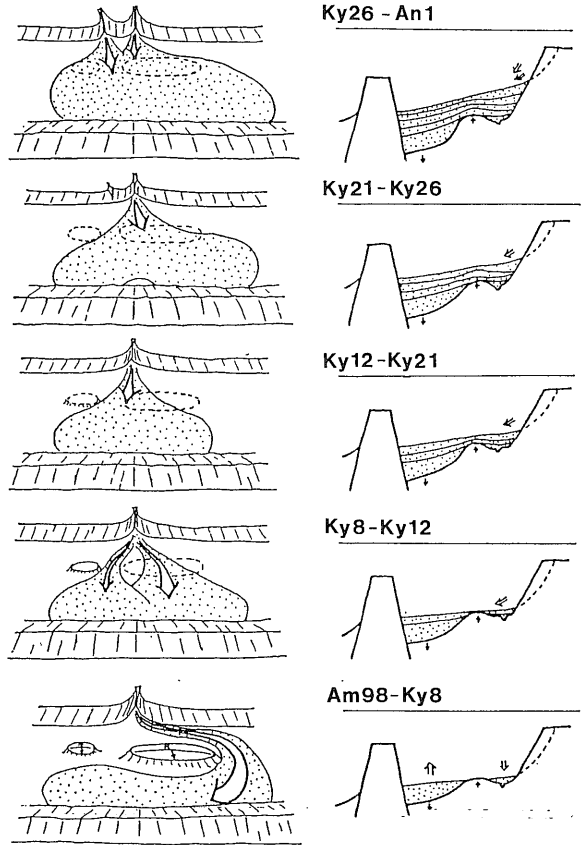
単層解析は まず上総層群大田代層で始められ多くの成果が得られた(平山・鈴木, 1965, 1968; 山本, 1971; 石井, 1973; 平山・中嶋, 1977; HIRAYAMA & NAKAJIMA, 1977)。その後褶曲構造を利用して同一層準のフリッシュ型砂泥互層を地表で面的に追跡しタービダイト砂岩単層の形態を立体的に考察しようとする試みが上総層群の下位に横たわる安房層群の安野層で行われた(徳橋・岩脇, 1975)。この試みは更に安房層群清澄層の Hk (kg21) 層準のフリッシュ型砂泥互層の面的単層解析及び堆積作用の究明へと発展し(徳橋, 1976a, 1976b) 清澄層の三次的解析を行う出発点となった(TOKUHASHI, 1979)。

今回筆者は、まずこれまでの安房層群の面的単層解析の結果得られた4つの層準でのタービダイト砂岩単層の形態及び堆積作用との関連等について紹介する。そして最後に、これらタービダイト砂岩単層の形態上の規則性とその成因について若干の考察を試みることにする。

なおこれまでフリッシュ型砂泥互層の単層解析が行われてきた房総半島中部域の層序についてはタービダイトの話1の第1図を参照されたい。

2. 清澄層の面的単層解析

清澄層は最大層厚約850mで主に砂勝ちのフリッシュ型砂泥互層から構成されているがその堆積作用については三次元的解析法によってかなり詳しく明らかにされている(TOKUHASHI, 1979; タービダイトの話3・4参照)。すなわち清澄層を5つのユニットに区切りそれぞれのユニット毎の堆積過程を明らかにすることによって清澄層全体の堆積様式を解明したところ

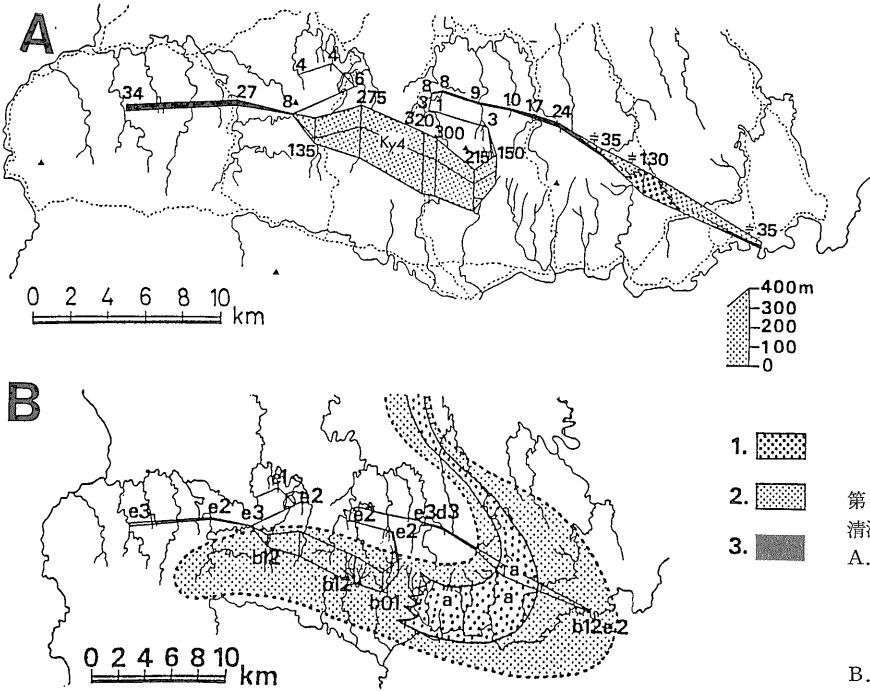


第1図 清澄層のユニット別堆積過程

清澄層は 堆積当時海底扇状地を形成しつつ堆積していた古海底扇状地堆積物であることが明らかにされた(第1図)。一方 清澄層の面的単層解析は Ky4 及び Ky21 (Hk タフ) の両層準で行われている。

2.1 清澄層 Ky4 層準

清澄層の Ky4 層準は 5つに分けた清澄層のユニットのうちの最下位のユニット (Am98-Ky8 ユニット) のほぼ中間位に位置している。この最下位のユニットの特徴は 5つのユニット中で層厚変化が最も大きく特に南北方向での層厚変化が極端であって 厚い砂勝ちのフリッシュ型砂泥互層は 半島中央部では南部にのみ分



第2図
 清澄層 Am98-Ky8 ユニット
 A. 同ユニットの岩相・層厚変化
 (1: 含礫砂岩砂 2: 砂勝ち互層 3: 泥勝ち互層ないし泥岩)
 B. 同ユニットの堆積様式

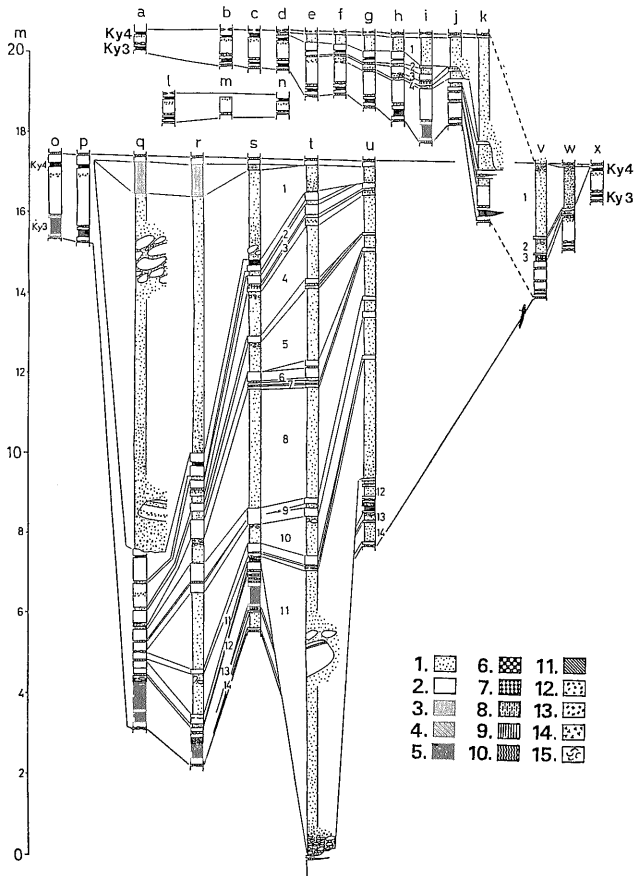
布すること 半島東部域には最も厚い含礫砂岩層が分布することなどである(第2図A)。そして半島中央部の南部にのみ分布する厚いタービダイト砂岩群は 東部域の含礫砂岩の分布する地域を北西方向から南下した後 流路を急速に両方へ転換した混濁流群によってもたらされたものであり このような堆積作用によってこの Am98-Ky8 ユニットが形成されたことが明らかにされている(第2図B)。そしてこの最下位のユニットがこのような複雑な堆積様式を行ったのは 南側に嶺岡構造性隆起帯による東西性の高まり (outer ridge) が存在したことに加え 清澄層堆積開始時 海盆底に現在の褶曲構造の崩芽形態が既に存在していたために 初期の混濁流はこれらの海底地形に流路を規制されたためと考えられる。すなわち混濁流は高まりを形成していた背斜地域を避けながら地形的に低い向斜地域へ誘導され その地域に大量の砂粒子を堆積させ そして厚いタービダイト砂岩層から成るフレッシュ型砂泥互層を南部の向斜域にのみ形成することになったのである。すなわち最下位の Am98-Ky8 ユニットは 結果的に海盆底に存在していた構造的凹凸地形を埋積・平坦化して 上位のユニットが海底扇状地を形成するための土台作りをした海底扇状地準備期の堆積物といえる。

面的単層解析を行った Ky4 層準は このような Am98-Ky8 ユニットのほぼ中間位に位置している。地域的な層厚・岩相変化が極端なこのユニットで 単層解析

が行えたのは大変幸運な出来事といえる。これはこの層準 (Ky4-Ky3) に 凝灰岩層がやや密集して産し これらの組合せから鍵層として大変識別しやすいこと (Ky4, Ky3) 更に個々の凝灰岩層もそれぞれ特徴があり 個別に識別・対比できることなどによっており Am98-Ky8 ユニットの 場合 この Ky4 (~Ky3) 層準を除いた 他の層準での単層解析はほぼ不可能であろう。

凝灰岩鍵層 Ky4 から Ky3 の間の 柱状図を第3図に示す。この図でアルファベットは 柱状図の取られた地点を示し 数字は対比されたタービダイト砂岩単層の対応番号を示している。次に第4図Aにはこれら柱状図の取られた地点の位置を示し 同図Bには凝灰岩 鍵層 Ky4 と Ky3 の間の層厚変化を 同図Cには Am98-Ky8 ユニットの層厚変化が示されている。第5図には 第3図で対比された個々のタービダイト砂岩単層の形態が描かれている。

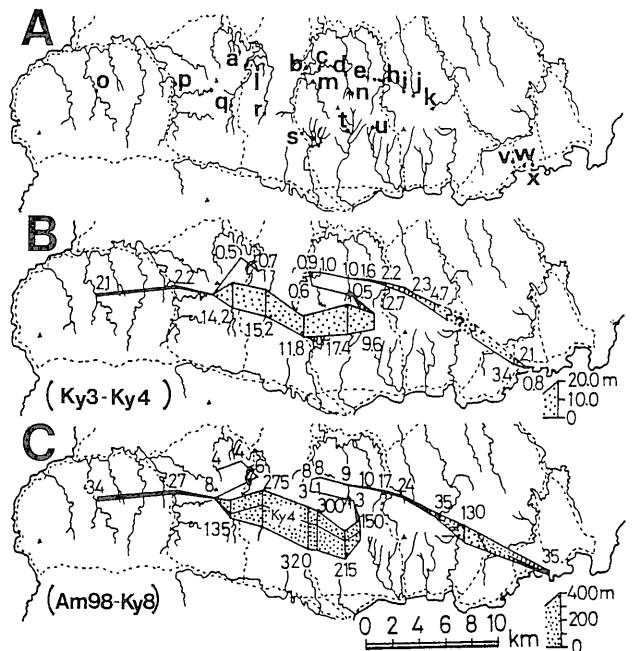
ここで第4図のBとCを比較することによって Ky4-Ky3 の間の層厚変化は 厚さのオーダーこそ一桁違うものの Am98-Ky8 ユニットの層厚変化と極めて類似していることが明らかである。また第3図から Ky4-Ky3 間の岩相変化も Am98-Ky8 ユニットのそれと極めて類似していることが明らかである。すなわち Ky4-Ky3 は Am98-Ky8 ユニットのミニチュア版といえ一部の層準にも ユニット全体の特徴がよく保たれ



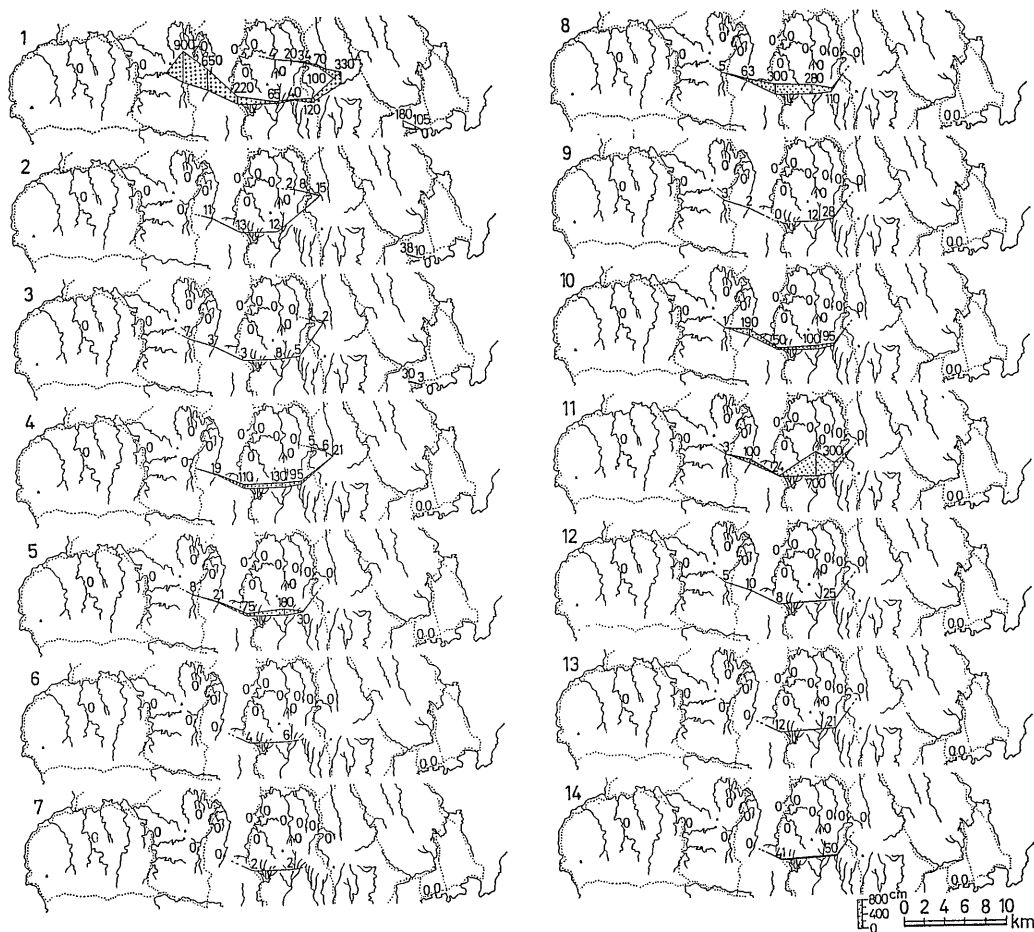
第3図 Ky4層準 (Ky4-Ky3間) の地質柱状図
 (凡例) 1. 砂岩 2. 半遠洋性泥岩(シルト岩)
 3. タービダイト泥岩 4. スコリア質泥岩
 5. スコリア凝灰岩 6. “パミスコ”凝灰岩
 7. “ハイゴマ”凝灰岩 8. “ゴマシオ”凝灰岩
 9. 細粒白色凝灰岩 10. 細粒灰色凝灰岩
 11. 細粒桃色凝灰岩 12. 古期岩小礫
 13. スコリア片 14. 軽石片 15. 貝殻片

ていることがわかる。したがってまた Ky4-Ky3間の堆積過程は ユニット全体の堆積過程と基本的に一致していることが想定される。

Am 98-Ky 8 ユニットの堆積過程は 第2図Aに示すように大変複雑であるがこの堆積過程が単層レベルからも支持されることをここで示そう。第3図で1と番号づけられた砂岩層は南部で特に厚く q 地点では 9 m 前後になり 清澄層の中でも特に厚い砂岩層といえよう。また r や q 地点では この砂岩層の直上に厚さ 1 m 前後のタービダイト泥岩が観察される。この No. 1 砂岩層は凝灰岩層の組合せからなる Ky4 凝灰岩鍵層の間に挟まれており 広い範囲にわたって確実に対比することが可能である。背斜北翼に位置する北列(第3図 a~k 地点)では No. 1 砂岩層は d 地点より東で現われ 東方へより厚くなっている。そして i 地点より東では順次下位の地層を削り込んでいる様子が第3図から伺える。一方更に東方の海岸地域(v w x 地点)では 逆に西方へ向かってやや急激に厚くなるとともに下位の地層を削り込んでいることがわかる。そしてこの両地域の間(k 地点と v 地点の間)の地域 すなわち Am 98-Ky 8 ユニットで含礫砂岩層が分布している地域(第2図A参照)では Ky4 や Ky3 の凝灰岩層は見出されず No. 1 砂岩層も不明である。次に 背斜南翼(向斜北翼)に位置する中列(地点



第4図
 A. Ky4層準の柱状図作製地点
 B. Ky4層準 (Ky4-Ky3) の層厚変化(単位:m)
 C. Am 98-Ky 8 ユニットの層厚変化(単位:m)



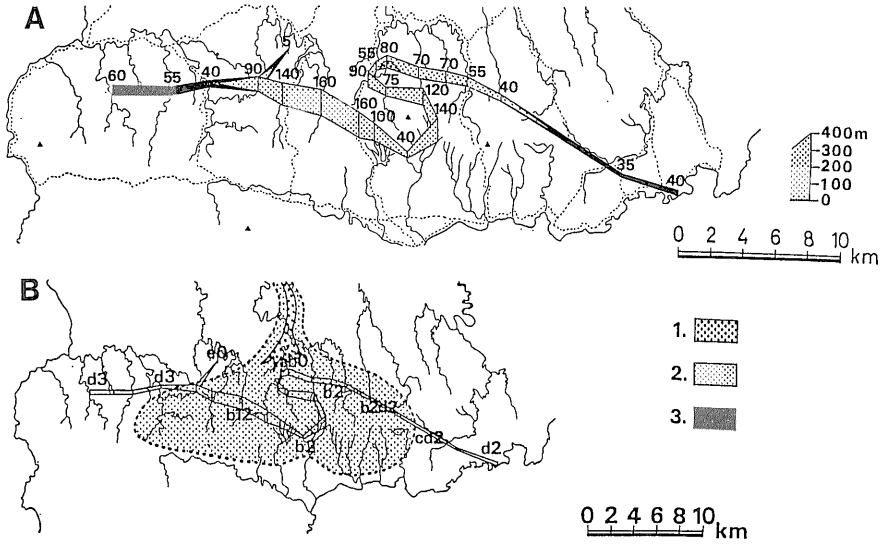
第5図 Ky4 層準砂岩単層の形態 (単位: cm)

1 m n 地点) では No. 1 砂岩層は他の砂岩層と同様に存在していない。 向斜南翼の南列 (q~u 地点) では u 地点から西方へ急激に厚くなり r・q 地点では特に厚くなっている。 しかし 砂岩層直下の削り込みの量は 東側ほど大きく 厚くなる西側へ向かって削り込み量が減少して 特に厚い r や q 地点ではほとんど削り込まれていないことがわかる。 No. 1 砂岩層を堆積した混濁流にとって r や q や地点は専ら堆積する場 すなわち大量の物質を運搬し下位の地層を上流で削んできたエネルギーが u から s 地点で急速に劣え 大量の運搬物質を放出した場といえる。

砂岩層に関する以上のような現象を総括すると砂岩層を堆積させた混濁流は東方の k 地点と v 地点の間 (含礫砂岩分布域) を通過した後 西側の u から q 地点の分布

する地域を西方へ流下したと考えるのが最も合理的である。 すなわち 面的単層解析の結果から推定された砂岩単層の堆積過程が ユニット全体の資料から推定された堆積過程 (第2図B) とよく一致し 前者が後者をそして 後者が前者を 互いに独立に支持していることを示している。

次に第5図に示された Ky4-Ky3 間の個々の砂岩単層の形態 (分布・層厚変化) を検討すると 基本的には互いに類似・共通しているといえる。 すなわち 大部分の砂岩層は南列にのみ分布し 北列や東部の海岸域にも分布している場合には 先に述べた No. 1 砂岩層と全く同様な特徴を有していることが指摘される。 そして中列にはどの砂岩層も分布していない。 厚層理の砂岩層は南列でのみ観察されるが その最大層厚部の位



置は一致していない (たとえば No.1 砂岩層と No.11 砂岩層). そして No. 1 砂岩層や No. 11 砂岩層の形態とユニット全体の形態 (第4図C) とを比較した場合には両者の形態の類似性はそれほど顕著ではないが No. 1 から No. 14 の砂岩層を一括して含む Ky4-Ky3 間の形態 (第4図B) とユニット全体の形態は 既に指摘したように非常に良い類似性を示す. このことは 個々の砂岩単層の最大層厚部の位置にはばらつきが認められるが それらをいくつか累積して平均化すると 全体の傾向とよく一致することを物語っている. No. 1 砂岩層が南列の西方で特に厚いのは この砂岩層を堆積した混濁流の規模が他のものに比べて特に大きく その結果より下流側 (西方) まで堆積物の主要部が運搬されたためと考えることができるかもしれない.

ユニットのうちの真ん中の Ky21-Ky12 ユニットの上半部で行われた. このユニットの特徴は 房総半島の中央部に砂勝ち互層が分布して厚いものに対して 東部と西部では泥勝ち互層となって薄くなっていることであるが 最下位の Am98-Ky8 ユニットのよう顕著な層厚変化は認められない. また半島中央部の北端部に一部含礫砂岩の岩相がユニット下部に認められる (第6図A). このユニットの砂岩層は 半島中央部の北方から流入してきた混濁流が 半島中央部で扇状に流路を急速に拡げつつ下流し その付近に厚いタービダイト砂岩層を堆積させることによって 第6図Aに示すような岩相・層厚変化が形成されたと考えられている (第6図B).

Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析を行うために柱状図を作製した地点を第7図に示す. そしてこの図で r 地点 (半島中央部の鴨川有料道路沿いの料金所南方の崖) と a 地点 (東海岸鵜原) での柱状図を第8図に示す. この柱状図からもわかるように Hk 層準には多

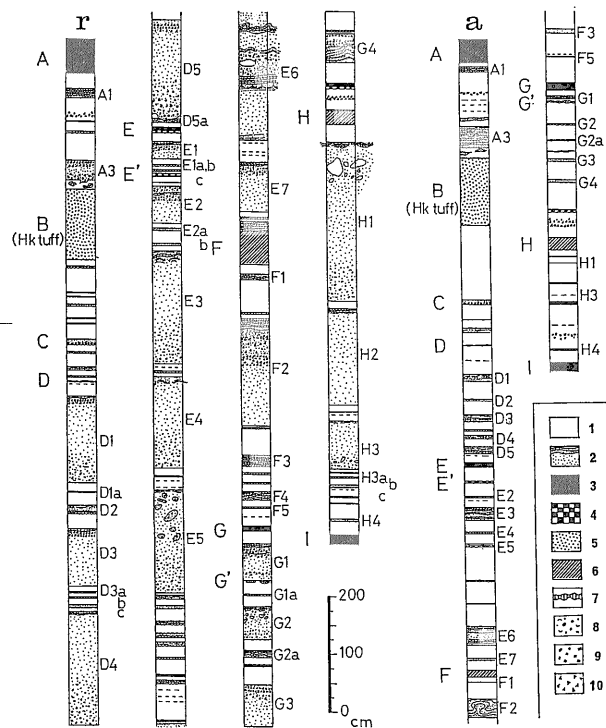
2.2 清澄層 Hk (Ky 21) 層準

清澄層 Hk 層準の単層解析は 清澄層を5つに分けた



第7図
Hk 層準の柱状図作製地点

第8図
a地点とr地点における Hk 層準地質柱状図
(凡例) 1. 泥岩 (シルト岩) 2. 砂岩
3. 黒色スコリア質凝灰岩 4. 暗灰色スコリア質凝灰岩 5. 優白質ゴマシオ状凝灰岩
6. 細粒桃色凝灰岩 7. 細粒白色凝灰岩
8. 古期岩小礫・貝殻化石片 9. スコリア片
10. 軽石片

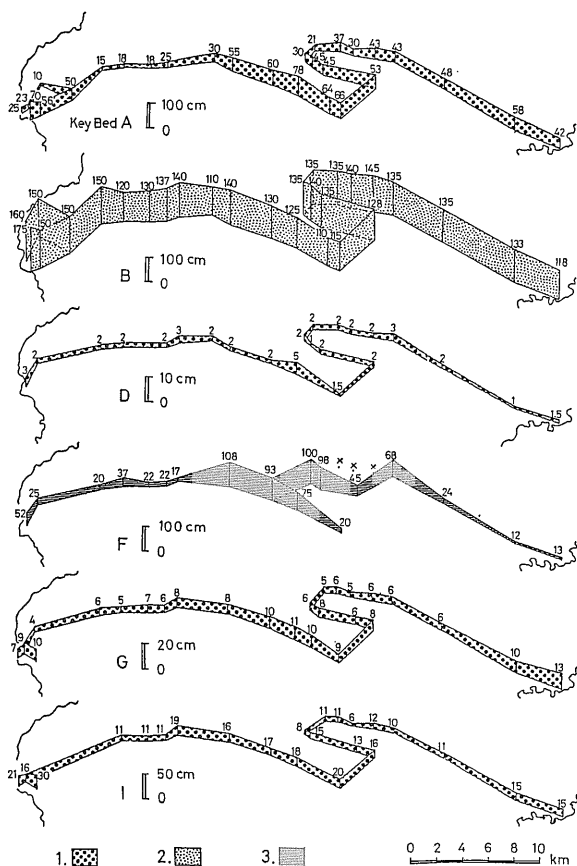


くの凝灰岩層が挟まれており その多くが鍵層として有用である。ここでは広い範囲に追跡できる主要な凝灰岩鍵層に対して上からA~Iの記号をつけている。ここでBがHkタフでありKy21というときはAとBをまとめてさしている。これらの凝灰岩鍵層がよく連続し追跡されることは第9図に示した凝灰岩鍵層の層厚分布図(パネルダイアグラム)からも明らかである。ちなみにBのHkタフの名前は三浦半島逗子市の東小路に由来しており三浦半島と房総半島の地層を凝灰岩層で対比するのに最初に用いられた凝灰岩層として早くからよく知られた凝灰岩層(タフ)である(三梨・矢崎, 1958)。

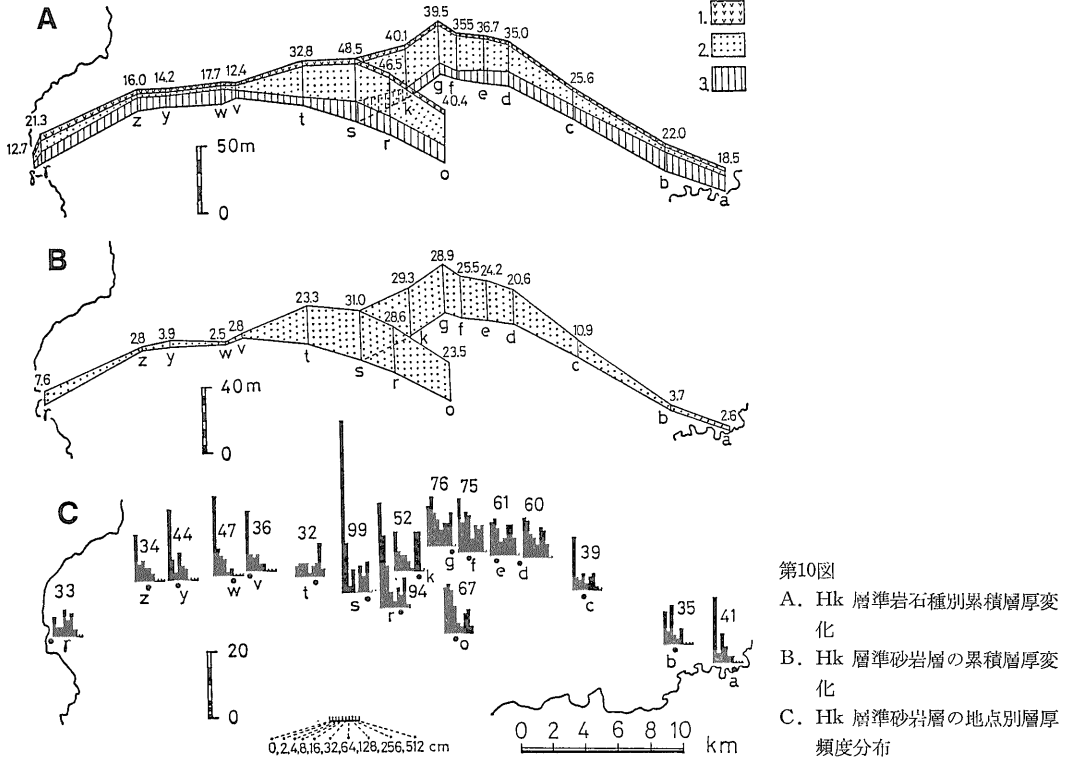
一般に構成粒子の粒度が砂サイズより粗粒なときは凝灰岩層の層厚変化は少なく従って広い範囲に連続するのに対してシルトサイズ以下の細粒の凝灰岩層の場合には海底下での再移動(再流動)・再堆積が起りやすいためか層厚変化が激しくある地域では非常に厚くても連続性はそれほどよくないということがよくみられる。第9図で凝灰岩鍵層Fは細粒の淡桃色凝灰岩からなり層厚変化が最も大きくなっている。そして興味あることはこのFの層厚変化・形態がこの後紹介する砂岩層のそれと類似していることである。

Hk層準フリッシュ型砂泥互層(凝灰岩鍵層AとI間の砂泥互層)の全体の層厚変化を凝灰岩・砂岩・泥岩の構成岩石種に分けて第10図Aに示す。また砂岩層のみの累積層厚変化を同図Bに示す。そして同図Cには各地点ごとの砂岩単層の層厚頻度分布を描いてある。ただしこれらの図ではHk層準砂泥互層の一部しか柱状図がとれなかった地点(1・m・n地点など)は省いてある。

第10図A・BからHk層準フリッシュ型砂泥互層の層厚・岩相変化がKy12-Ky21ユニット全体の層厚・岩相変化(第6図A)とよく類似していることHk層準フリッシュ型砂泥互層の層厚・岩相変化を規制している



第9図 Hk 層準主要凝灰岩鍵層の層厚変化→



第10図
 A. Hk 層準砂岩種別累積層厚変化
 B. Hk 層準砂岩層の累積層厚変化
 C. Hk 層準砂岩層の地点別層厚頻度分布

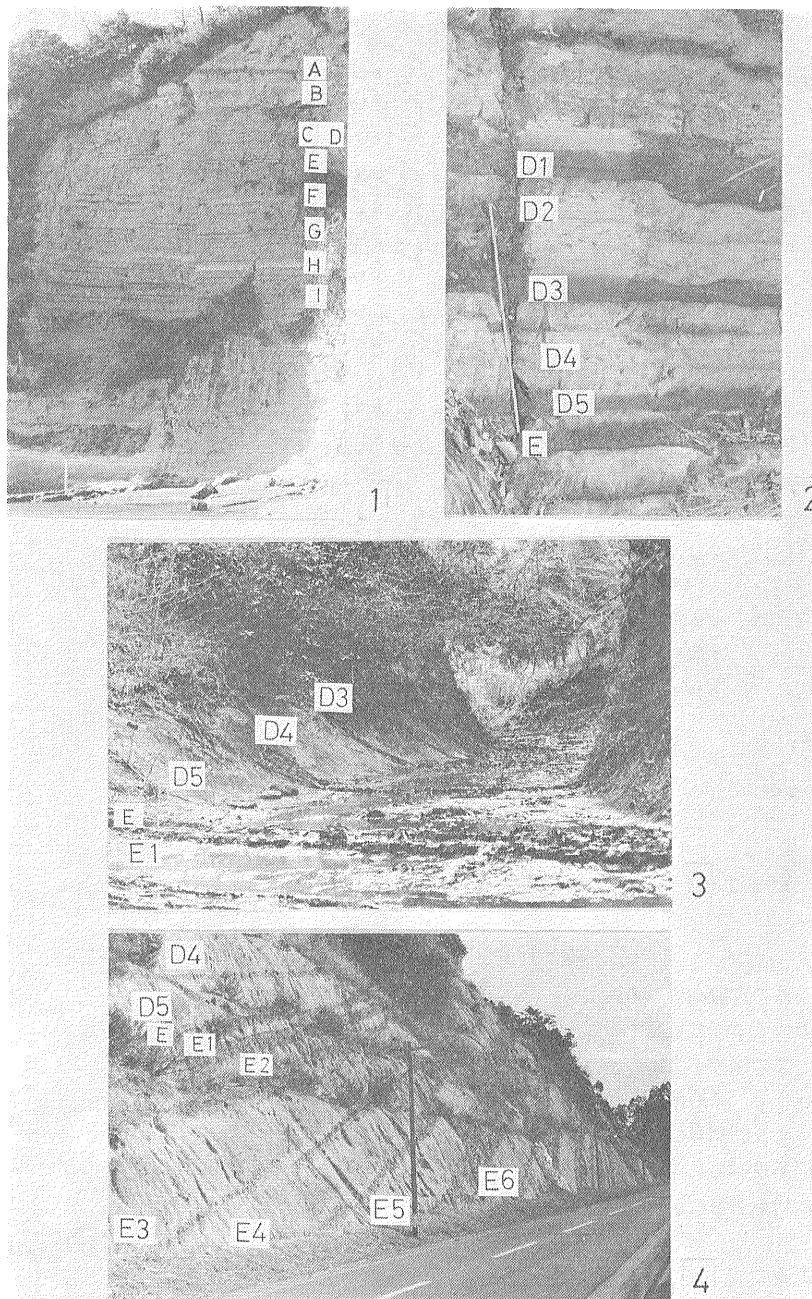
のは砂岩層であることが明らかである。次に第10図CからはB図で砂岩層の厚い半島中央部では 厚い砂岩層が多いのみならず薄い砂岩層も多く全体として bi-modal な頻度分布を示し砂岩層の枚数も多いこと一方B図で砂岩層の薄い半島の東部と西部では 薄い砂岩層にピークを有する uni-modal な頻度分布を示し砂岩層の枚数も少ないという傾向が指摘される。

次に個々の砂岩層の形態について述べよう。 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層中には多くの凝灰岩鍵層が存在することから 個々の砂岩層の対比も比較的容易である。 個々の砂岩層を識別するための番号づけは第8図の柱状図右側に示したように 主凝灰岩鍵層A~Iで区切り これらA~Iの記号と上からの番号順による数字とを結びつけて個々の砂岩層の符号とした。また厚い砂岩層の間に挟まれて存在する薄い砂岩層に対しては その上の厚い砂岩層の符号に a・b・c の小文字のアルファベットをつけてある。

第11図には Dグループの一部の砂岩層の形態が示してある。 またその他の砂岩層の形態を第12図に示す。 これらの図から 半島中央部で比較的厚い砂岩層(D1, D2, D3など)は 房総半島の東端から西端までほぼ 40km にわたって分布すること いずれも半島中央部に厚く東西両側で薄くなること すなわち い

ずれも中央厚層部と周辺薄層部を有している点で互によく共通し類似していることが指摘される。 たとえば 半島中央部で比較的厚い Hk 層準フリッシュ型砂泥互層中の砂岩層(タービダイト)は 大空に大きく翼を広げた島のような形態を示しているといえよう。一方 半島中央部で薄い砂岩層は D3c のように比較的広く分布しているものもあるが 大部分は D1a や D3a の例のように 半島中央部のみに局地的に分布していることが明らかである。 このような比較的厚い砂岩層の形態及び薄い砂岩層の分布域の特徴から第10図Bに示した砂岩層の累積層厚分布図及び同図Cに示した各地点での砂岩層頻度分布図の特徴がすぐに理解されよう。

第11・12図に示した Hk 層準フリッシュ型砂泥互層中の砂岩層の形態を更に詳しく検討すると 半島中央部における砂岩層の厚さと中央厚層部や周辺薄層部の分布域 そして砂岩層そのものの分布域との間に密接な関係・正の相関があることが認められる。 すなわち半島中央部における砂岩層の層厚が減少するとともに中央厚層部の分布域が半島中央部及び北方へと縮小し一方周辺薄層部は厚さが更に薄くなり途切れやすくなる傾向が認められる。 そして半島中央部の砂岩層が更に薄くなると 遂には中央厚層部は認められなくなり 分



Hk 層準フリッシュ型砂泥互層

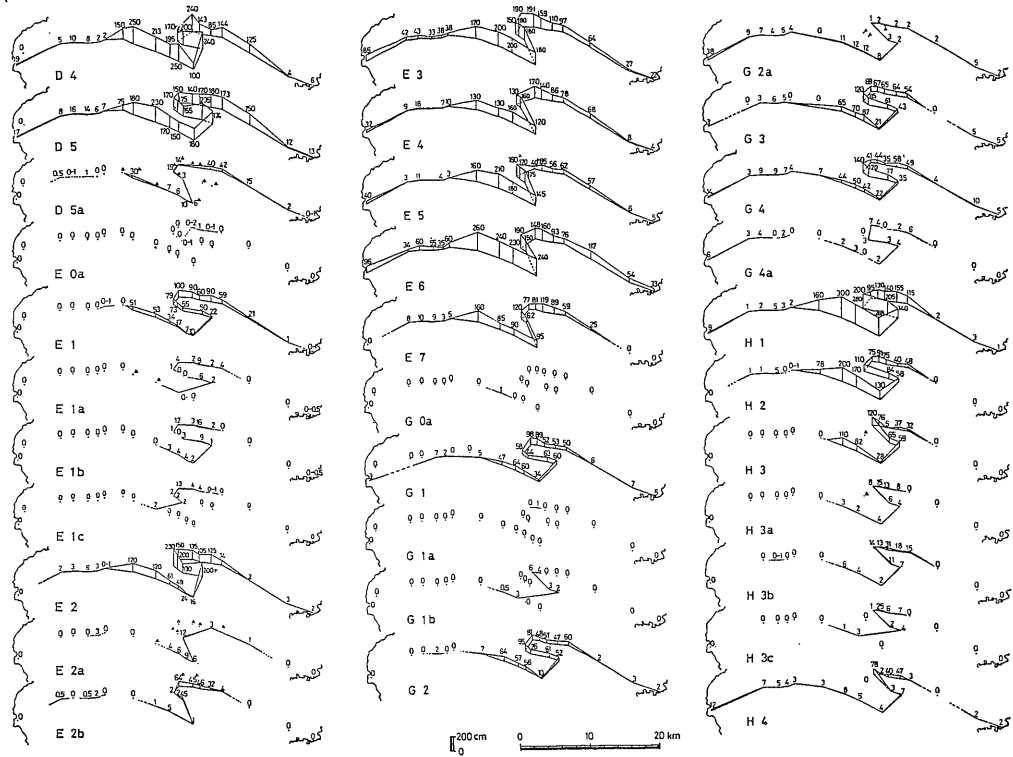
1. a 地点（東海岸鵜原 現在海中公園のあるところ）の Hk 層準砂泥互層。砂岩層が薄くなったり消滅しているために Hk 層準の主要凝灰岩鍵層が上下に密集して産出する（第 8 図の a 地点の柱状図参照）。全体として泥勝ち互層である。
2. v 地点（湊川上流）における D グループの砂岩単層 いずれの砂岩層も周辺薄層部の特徴を有し全体として泥勝ち互層である。
3. k 地点（笹川支流）における D グループの砂岩単層 大部分の砂岩層は中央厚層部の特徴を有し全体として砂勝ち互層である。
4. r 地点（鴨川有料道路料金所南方）における Hk 層準フリッシュ型砂泥互層。多くの砂岩層が中央厚層部の特徴を有し全体として砂勝ちである（第 8 図 r 地点の柱状図参照）。

布域も半島中央部のみに限定されるようになる。このような Hk 層準における砂岩単層の厚さと形態との間の関係を東西と南北両方向における基本的な形態（層厚変化・分布域）を基に厚い方から順に分類しタイプ分けしたのが第 13 図である。この図の右側にはそれぞれのタイプに属する砂岩単層の例がそれぞれの符号で示してある。このように Hk 層準の砂岩単層（タービ

1985年12月号

ダイト）は互いに共通する基本形態を有し形態上互いに相似関係にあるといえる。先のとえを踏襲すれば大空を翼を広げて飛ぶ鳥の形をした Hk 層準の砂岩単層群には親鳥から若鳥・小供鳥・赤ちゃん鳥までいろいろな世代の鳥が順不同に含まれているといえよう。

次にこれら Hk 層準砂岩単層の流痕（フルートキャストやグループキャストなど）から求めた古流向をまとめ



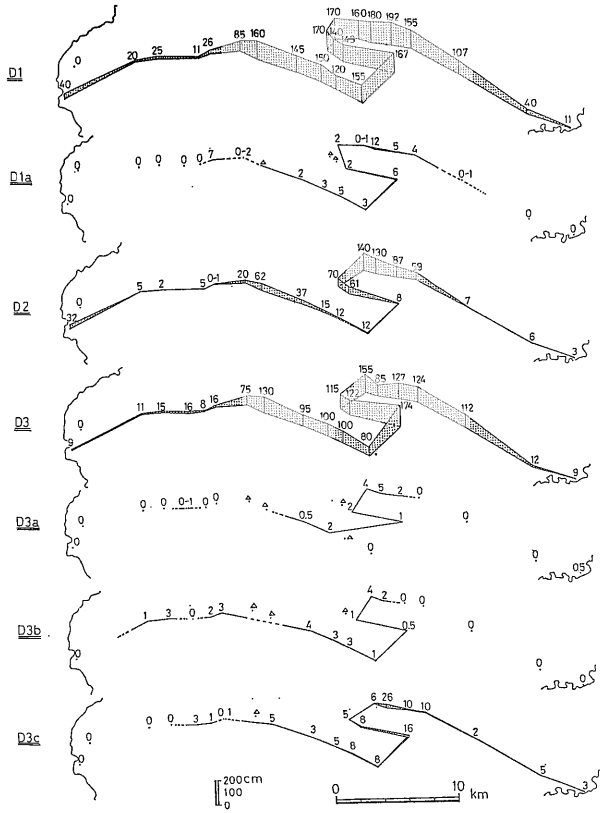
第12図 清澄層 Hk 層準砂岩単層の形態 (2)

第11図 清澄層 Hk 層準砂岩単層の形態 (1)

て示すと第14図Aのようになる。この古流向の求め方については前に述べたことがあるのでここでは省略する(タービダイトの話3, p. 50~52)。この図で小文字のアルファベットは測定地点(第7図参照)を、その他の記号は砂岩単層の符号を示している。また同図Bには同一砂岩単層について3点以上の古流向が求められている場合の古流向の分布が測定された砂岩単層毎に示されている。

第14図Aから Hk 層準単層の古流向は一括してまとめると、半島中央部で南方へ扇状に開いて流下する分布様式を示していることが明らかであるが、このような分布様式は、個々の砂岩単層毎についても同じであることが同図Bから明らかである。

Hk 層準におけるこのような古流向分布は Hk 層準の砂岩単層の形態(層厚変化・分布)を説明する上で大変都合であるといえる。Hk 層準の砂岩単層の形態をまとめた第13図には、第14図Aに示した各地点での古流向の平均的な古流向が描いてあるが I からIVのタイプ

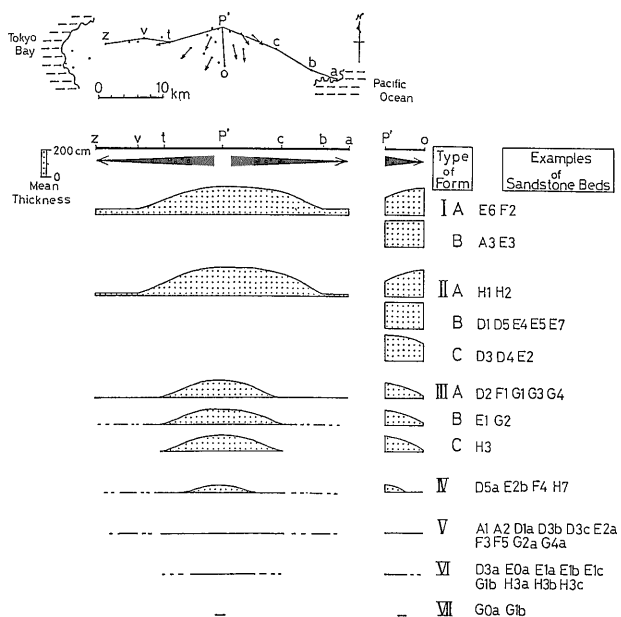


の砂岩単層に認められる中央厚層部は古流向が急速に広がる半島中央部にいずれも位置している。そして中央厚層部のまわりにある周辺薄層部はいずれの場合も中央厚層部の下流側に位置していることになる。流路が急速に拡大すれば流速は急速に劣え堆積物を運搬する能力・エネルギーも急激に減衰することからその過程で大量の堆積物をその周辺に沈積させることが予想される。したがって半島中央部に厚い砂岩層がすなわち中央厚層部が形成されたと考えられる。

このような堆積過程は砂岩層の粒度や堆積構造からも支持される。第15図にD5砂岩層の例を一例として示す。中央厚層部の砂岩層は一般に粗粒で大部分が塊状構造から構成されている。そして塊状砂岩部の下部にはしばしば古期岩小礫や貝殻片が砂粒子の中に散在しているのに対して上部にはしばしば軽石片・炭化材化石破片・円摩された泥岩礫など比較的軽い物質が砂粒子中に散在している。そして塊状砂岩の砂粒子そのものも上方に緩やかに細粒化する級化現象が認められる。中央厚層部の最上部には葉理構造の発達した葉理部が観察されることがあるがこのような中央厚層部最上部の葉理砂岩は比較的下流域に分布していることが多い。

一方周辺薄層部の砂岩層はほとんどが葉理構造の発達したシルト質の細粒砂岩から構成され塊状構造からなる粗粒砂岩は観察されない。また第13図でV~VIIのタイプに属する砂岩単層のように中央厚層部をもたず主に半島中央部にのみ分布する薄層理砂岩層の場合には他のタイプの砂岩層の周辺薄層部の場合と同じく葉理構造の発達したシルト質の細粒砂岩からのみ構成されている。

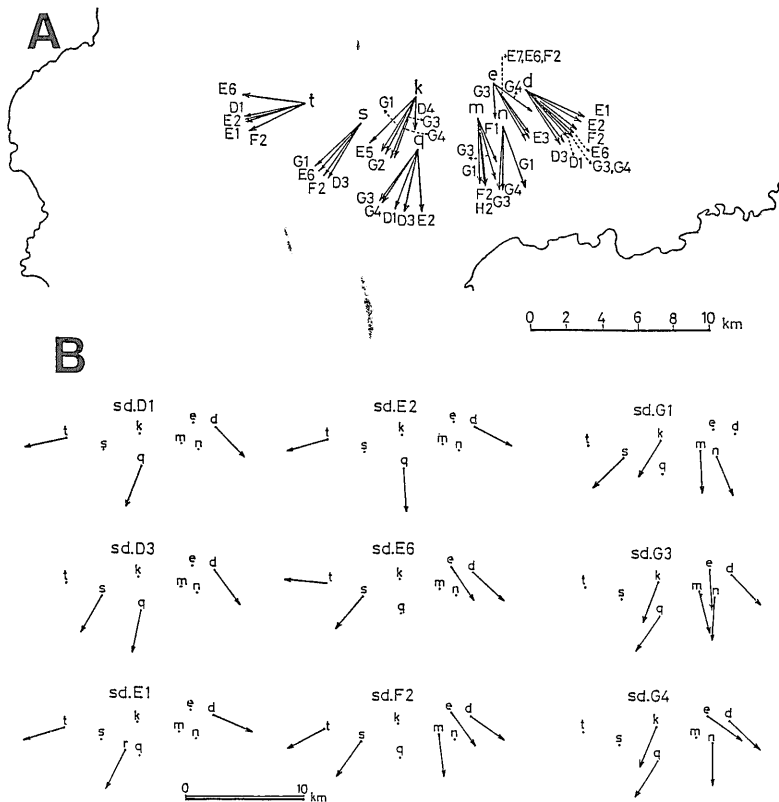
このように砂岩層の粒度や堆積構造の分布様式は砂岩層の形態と密接な関連を有しているとともに先に述べた古流向の分布様式とも極めて調和的である。半島中央部で流路を急速に拡大し堆積物の運搬能力を急速に減衰させた混濁流は流下しながらその主部

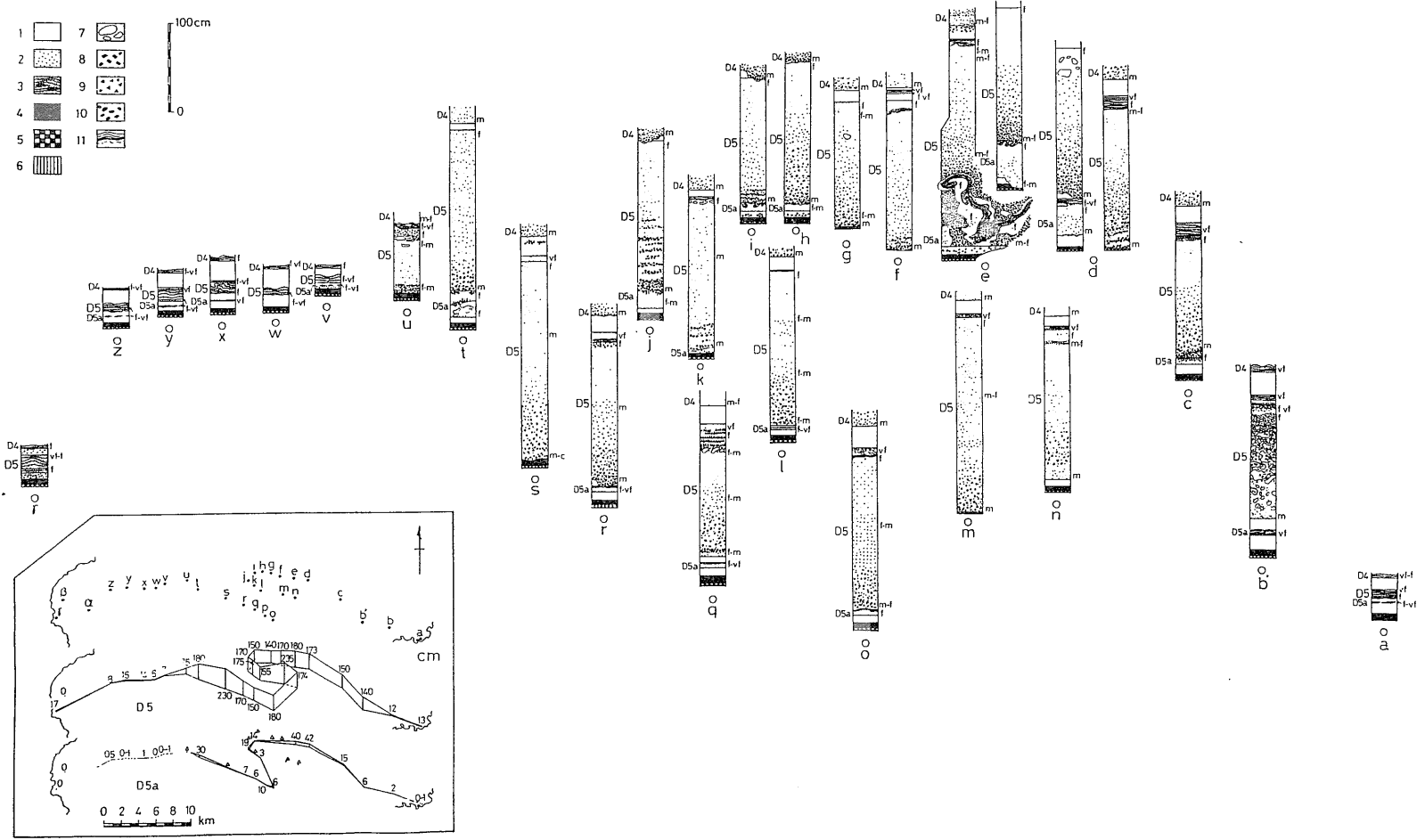


第13図 清楚層 Hk 層準砂岩単層の類型区分

Hk 層準砂岩層の古流向分布
A. Hk 層準全体の古流向分布

第14図 B. 砂岩単層毎の古流向分布





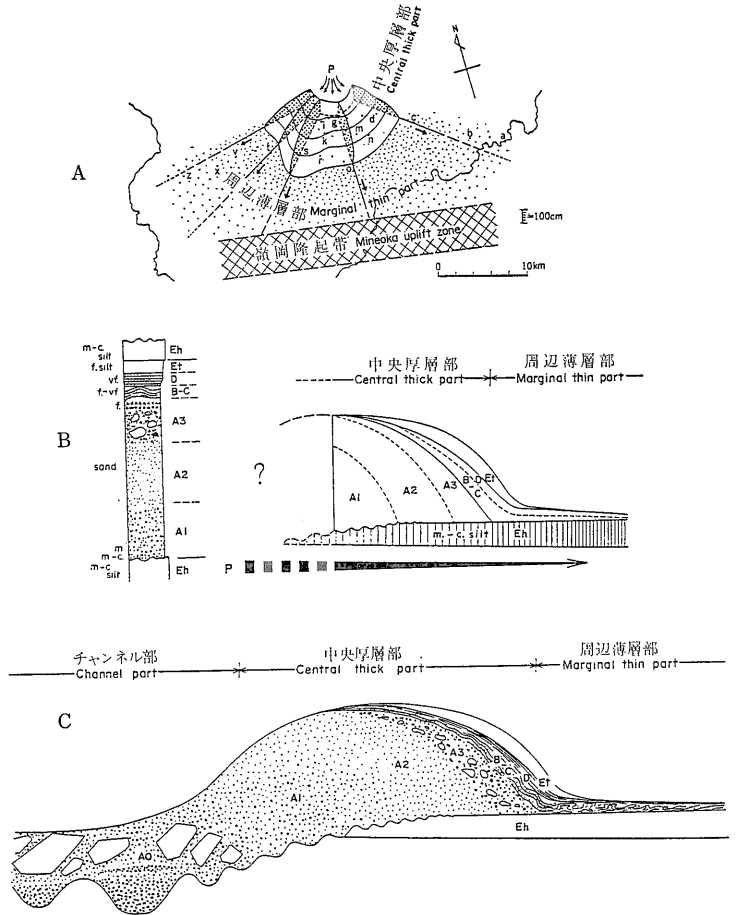
第15図 D5砂岩単層の粒度と堆積構造の分布

(頭部や体部) に保有していた大量の粗粒堆積物を放出し 半島中央部に厚い塊状粗粒砂岩を堆積させた。 混濁流の尾部を構成していた細粒物質は 比較的遅れて堆積場に流入し 堆積したばかりの粗粒塊状砂岩の上を流れて更に下流側まで運搬された。 そして流速が減衰していく過程でこれらの細粒物質は流速と粒度に応じた堆積構造を形成した。 一部は粗粒塊状砂岩の上位に連続的に細粒葉理砂岩を残しながら更にその下流域に薄い細粒葉理砂岩を形成した。 また特に規模の小さい混濁流は 調査域に達するような中央厚層部を形成できず 薄い細粒葉理砂岩のみを半島中央部に堆積させて終わってしまった。 このように 第13図でどのタイプの砂岩層に属するかは混濁流の規模 別の言い方をすれば運搬してきた堆積物の量に依存しているといえよう。 このような Hk 層準の砂岩単層の堆積過程をもデル化して示したのが第16図である。 ここではこの図のこれ以上の詳しい説明は省略することにする。 更に詳しい内容について興味のある方は徳橋 (1976 a・b) や中嶋 ほか (1981) の p.50~54 などを参照していただきたい。

清澄層を5つに区切ったユニットのうち最下位の Am 98-Ky 8 ユニットの海底扇状地準備期の堆積物であった。 これに対して Hk 層準の砂岩単層を含む Ky 12-Ky 21 ユニットの海底扇状地成長期の堆積物である (タービダイトの話4参照)。 このユニットの上半部に位置する Hk 層準の砂岩単層の堆積現象はこれまで述べてきたことからわかるように大変安定しているといえる。 やのことは Hk 層準のフリッシュ型砂泥互層が形成されていた頃は 大変安定した海底扇状地成長期にあったことを示しているといえよう。

3. 安野層の面的単層解析

安野層は 清澄層の上位に整合に重なっている。 安野層の中部以下は 主にフリッシュ型砂泥互層から構成されている。 その上部は泥岩と凝灰岩・火砕岩との互層からなり上位にいくほど凝灰岩の割合が増えるとともに間の泥岩は粗粒化して砂質泥岩から泥質泥岩へと変わ

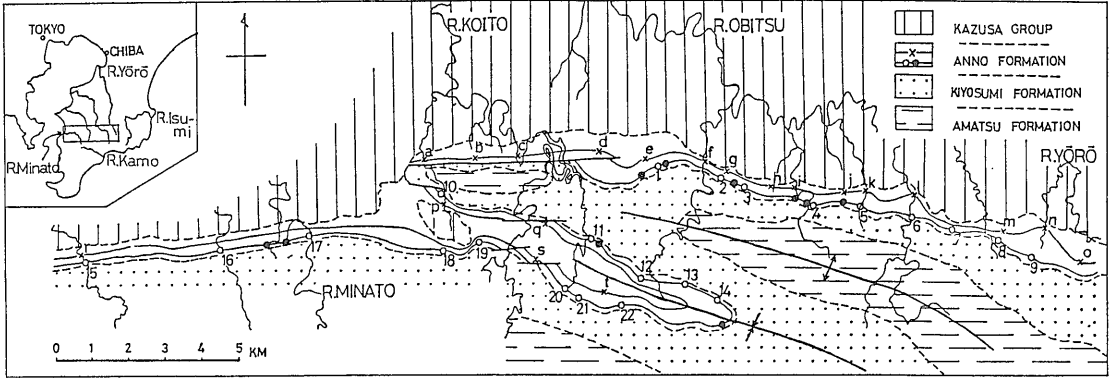


第16図 Hk 層準砂岩単層の復元モデル
 A. 砂岩単層の立体的復元モデル
 B-C. 砂岩単層の側方断面モデル

る。そして遂には全体が粗粒な凝灰質砂岩となる。 安野層の上限は黒滝不整合であるため 上限の層準は地域によって異なっている。 特に東部域での黒滝不整合の侵食量は大きく 東海岸近くでは安野層全体が侵食されており 下位の清澄層の上に直接上総層群が重なっている。

安野層には 最下部・下部・中部の3つの層準の一つづつ砂勝ちのフリッシュ型砂泥互層が挟まれているがその分布範囲は狭く 側方へ泥勝ちのフリッシュ型砂泥互層に移化している。 したがって 安野層は 全体としては泥勝ちのフリッシュ型砂泥互層が優勢な地層であるといえる。 清澄層が清澄砂岩層といわれるのに対して 安野層が安野互層といわれる由縁である。 半島中央部での安野層の厚さは約 450m である (第17図)。

清澄層が海底扇状地堆積物であることから その上位



第18図 安野層 An2, An1層準の柱状図作製地点
 数字は An2, アルファベットは An1層準の作製地点を示している。

に整合に重なり主に泥勝ちのフリッシュ型砂泥互層から構成される安野層の主体(中部~最下部)もやはり海底扇状地上の堆積物であると考えられる。したがって基本的には清澄層の堆積様式が引き継がれている可能性が高いといえる。

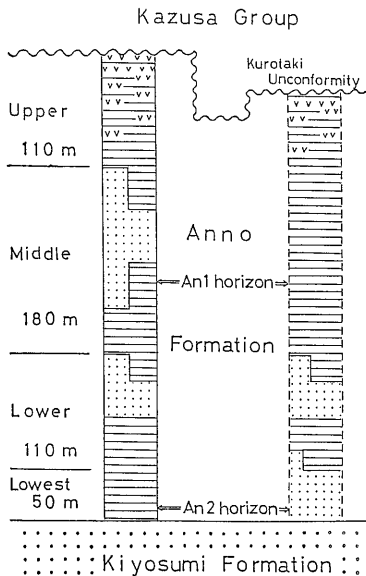
面的単層解析は安野層で初めて行われたがその層準

は安野層最下部の An2層準と安野層中部の An1層準である(第17図)。これら両層準の柱状図作製地点を第18図に示す。アラビア数字が An2の層準 アルファベット小文字が An1の層準の柱状図作製地点である。

3.1 安野層 An2層準

第19図に An2層準全体の累積層厚分布図をパネルダイアグラムで示す。アラビア数字は第18図に示した柱状図作製地点を示す。同図Aは An2層準の砂岩層の累積層厚変化を同図Bは泥岩層の累積層厚変化を同図Cは AとBを含めた An2層準全体の累積層厚変化をそれぞれ示している。砂岩層の累積層厚が東側で急激に厚くなっている(A)のは An層準を含む安野層の最下部の砂勝ち互層が東部にのみ観察されること(第17図)と調和的である。泥岩層の累積層厚が地点1付近で特に厚くなっている(B)がこれはこの付近が供給源に最も近くまた砂岩層の枚数も特に多い地域であることから泥岩層にかなりの量のタービダイト・ダスト(タービダイトの話1参照)が含まれているためと考えられる。すなわち地点1付近はタービダイト・ダストが堆積しやすい環境にあったと考えられよう。

第20図には単層対比の行われた An2層準の砂岩単層の層厚変化が示してある。アラビア数字は厚さ(cm)である。この層準でも清澄層の Hk層準の場合と同じく厚さの変化に伴う連続的な形態変化が認められ一定の厚さ以上になると共通する基本的な形態を有し形態上互いに相似の関係の有していることがうかがえる。たとえばこの中からいくつかの砂岩単層を選んで厚さの薄い方から順に並べたのが第21図で厚さの変化に伴う形態変化のスペクトルがよくわかる。そして最も厚いβ5砂岩層に最も最終的な基本形態が表

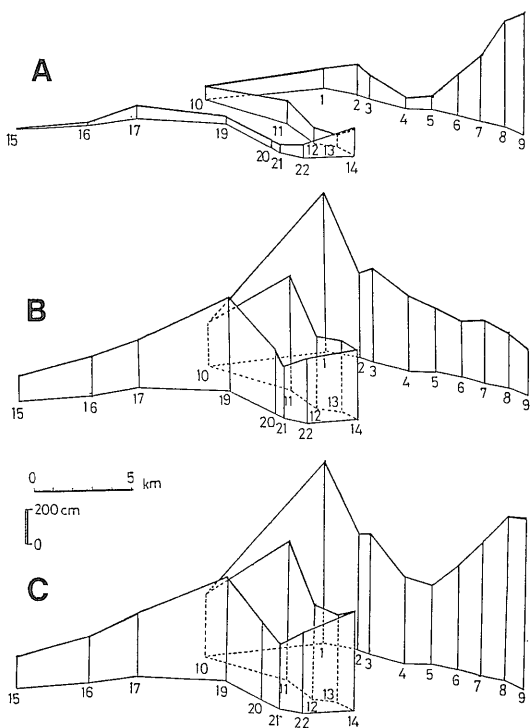


第17図 安野層の概念的地質柱状図

左側の柱状図は第18図でd~eの地点で岩相及び層厚を示す。右側の柱状図は同図に地点付近で岩相を示しているが厚さは考慮されていない

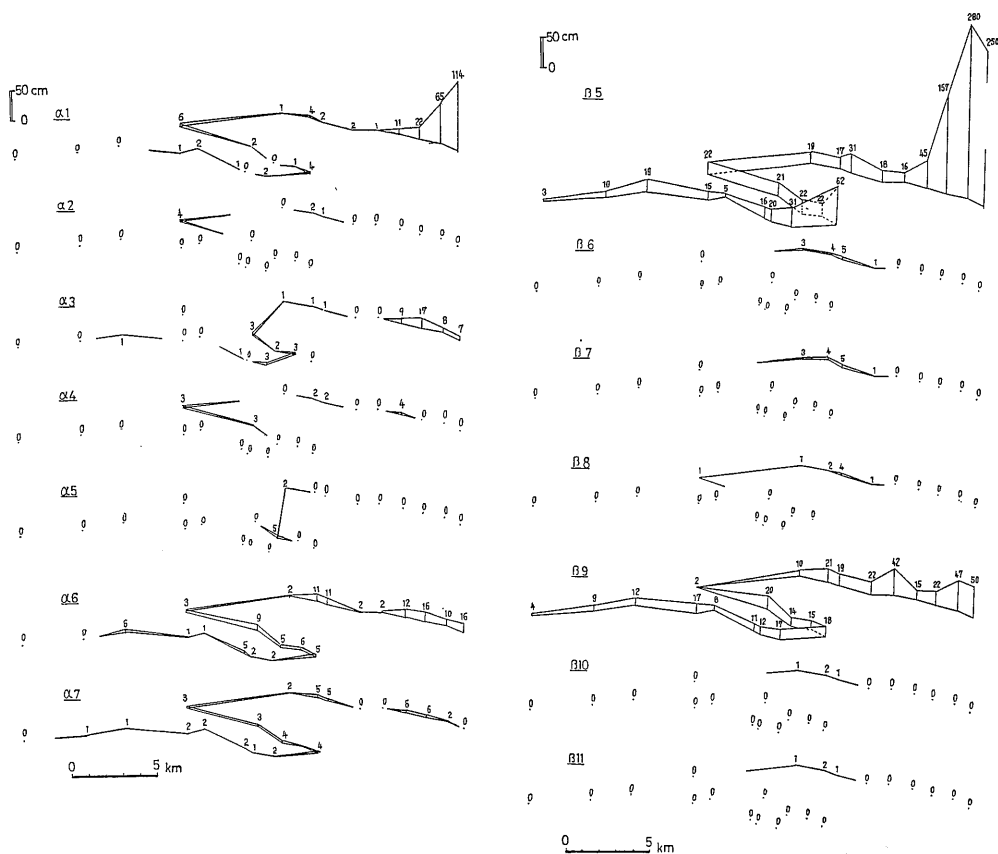
現されているといえよう。また第20図から 累積泥岩層の特に厚い地点1付近(第19図B)で 砂岩層の枚数が多ことがわかる。

次にβ5からβ11砂岩単層を含む凝灰岩鍵層T7-T8間のスケッチ柱状図を第22図Bに示す。この図のAにはβ5砂岩層の底痕から得られた古流向が描いてある。これらの古流向やβ5砂岩層の形態及び粒度や内部堆積構造からβ5砂岩層を堆積させた混濁流の堆積場での流下パターンを推定したのが破線の矢印である。混濁流の供給源は 清澄層の場合と同じく 半島中央部北方である。このことはこのあたりで砂岩層の枚数が特に多くなっていることから支持されよう。しか



第19図
安野層 An 2 層準の累積層厚変化
A. 砂岩層の累積層厚変化
B. 泥岩層の累積層厚変化
C. An 2 層準全体の累積層厚変化

第20図 An 2 層準砂岩単層の形態



し 堆積場で流路を広く拡大し広い範囲に厚い粗粒砂岩層を堆積した清澄層での流下様式とは異なり β5 砂岩層を堆積した混濁流の主部は 堆積場でシート状に広がらず チャンネル状になって主に調査域の北側を東に流れ β5 砂岩層が急激に厚くなる調査域東端部 (地点 8.9 付近) を通過したと考えられる。そしてこのチャンネル部とは別に主に細粒物質を含んだシート状の混濁流が広い範囲に流路を広げながら同時に流下し広い範囲に主に細粒の葉理砂岩を堆積したのであろう。このように粗粒物質を含む混濁流の主部がチャンネル化して流下する形態をとることになったのが 安野層の砂勝ち砂泥互層の分布域が狭いということと密接に関係しているのかもしれない。

3.2 安野層 An1 層準

An1 層準を含む安野層中部には 安野層の中では最も厚い砂勝ち互層が挟まれている。この砂勝ち互層は半島中央部 (第18図の d~e 地点付近) で最も厚く 東方及び南方へ薄くなって泥勝ち互層へと変化する (第17図)。安野層全体の最大層厚部も この地域 (d~e 地点付近) にある。

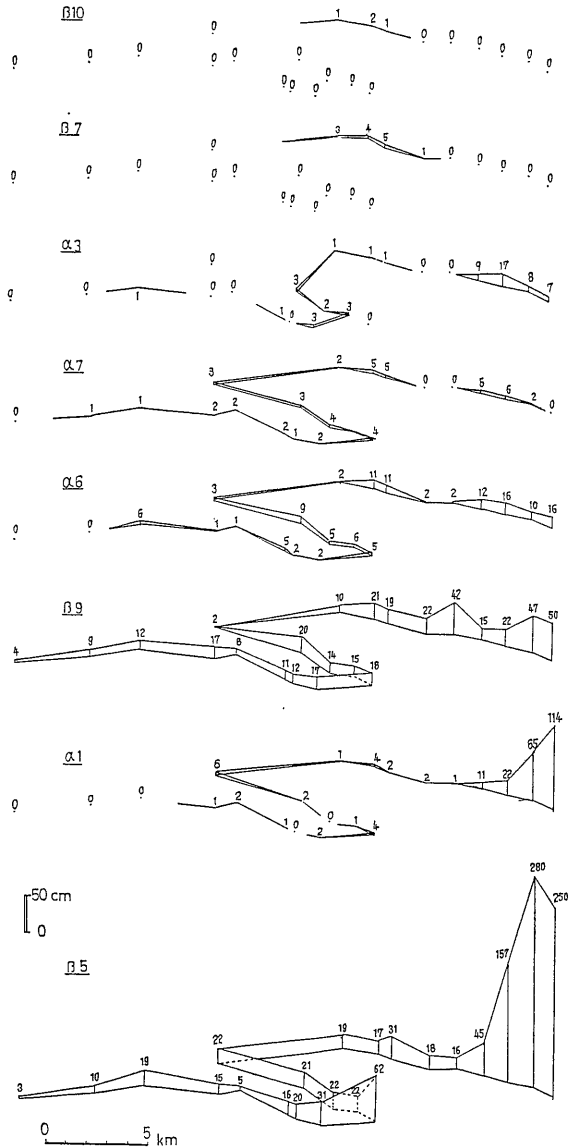
An1 層準の累積層厚分布のパネルダイアグラムを第23図に示す。この図でAは砂岩層の累積層厚変化を Bは泥岩層の累積層厚変化を そしてCはAとBを含めた An1 層準全体の累積層厚変化を示す。これらの図から An1 層準が先に述べた安野層中部全体の傾向ともよく一致していることがうかがえる。

第24図には An1 層準に含まれる砂岩単層の形態を示す。この図から An1 層準の砂岩層の場合にも厚さは変わっても共通する基本形が存在し 互いに相似の関係にあることが明瞭である。したがってこれらの基本形態が 累積された砂岩層の層厚変化 (第23図A) と一致していることは当然であり また 砂岩層の層厚変化が互層全体の層厚変化を規制している場合には 互層全体の層厚変化の形態 (第23図C) にも近似することになる。

4. タービダイト砂岩単層の基本的特徴

以上 面的単層解析を行った安房層群の4つの層準のタービダイト砂岩単層の形態を紹介し その特徴について述べてきた。ここでは これら4つの層準の砂岩単層の形態に共通してみられる基本的な特徴についていくつか箇条書にまとめてみよう。

A. 同一層準に属する砂岩単層の形態には 共通する特



第21図 An2 層準砂岩単層の厚さの変化による形態変化の連続スペクトル

定の基本形・基本形態が認められる。







1. 同一層準に含まれるいろいろな厚さの砂岩層は形態上相似関係ないし膨縮関係にある。
2. 個々の砂岩単層の最大層厚部は ほぼ同じ地域内にある。
3. 一般に 厚い砂岩層に最も典型的な基本形態が認められることが多い。
4. 薄い砂岩層ほど分布域が狭く かつ途切れやすくなる。
5. 特に薄い砂岩層は 特定の基本形態を有していない。

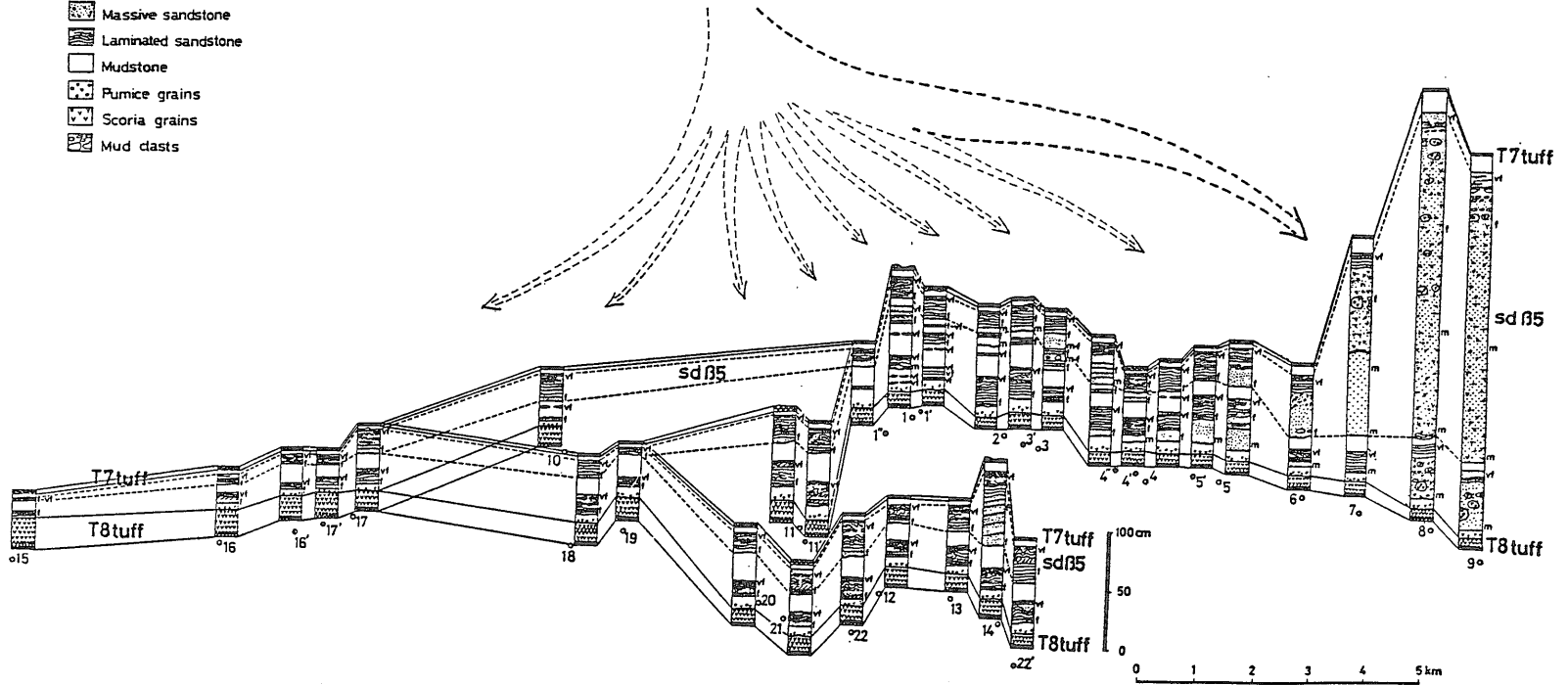
第22図

安野層 An2 層準の累積層厚変化

- A. 砂岩層の累積層厚変化
- B. 泥岩層の累積層厚変化
- C. An2層準全体の累積層厚変化

B

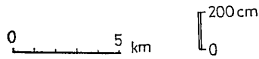
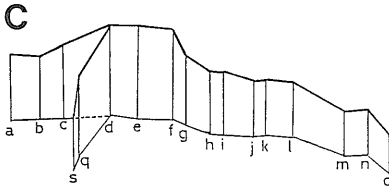
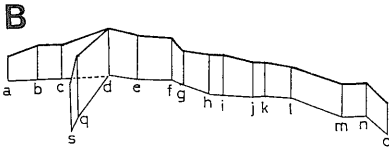
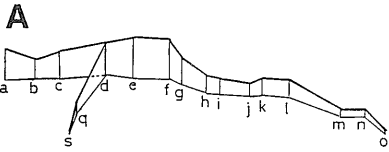
-  Massive sandstone
-  Laminated sandstone
-  Mudstone
-  Pumice grains
-  Scoria grains
-  Mud clasts



第22図 An2 層準 β5 砂岩層

- A. β5 砂岩層の古流向
- B. β5 砂岩層を含む鍵層 T7-T8 間のスケッチ柱状図

破線の矢印は β5 砂岩層を堆積した混濁流の推定流下様式を示す 徳橋・岩脇 (1975) を一部修正



第23図 安野層 An1層準の累積層厚変化

- A. 砂岩層の累積層厚変化
- B. 泥岩層の累積層厚変化
- C. An1層準全体の累積層厚変化

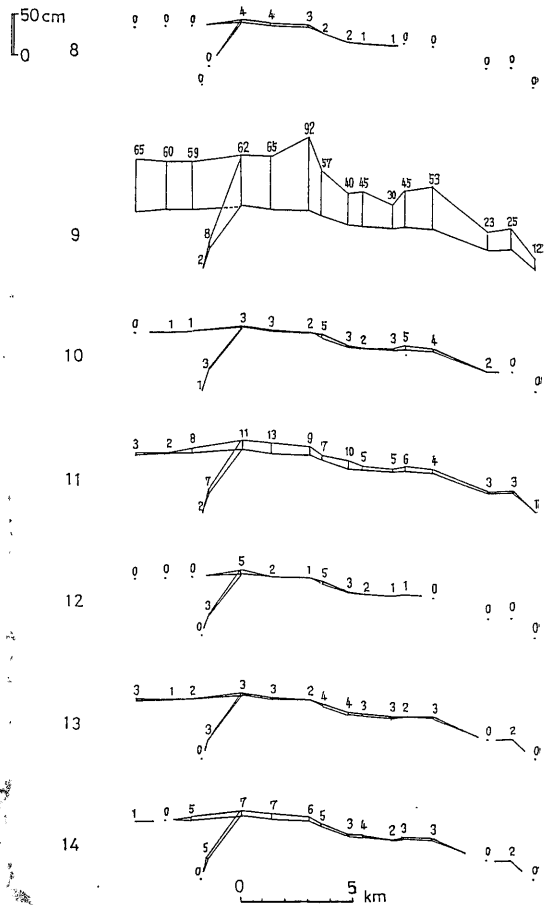
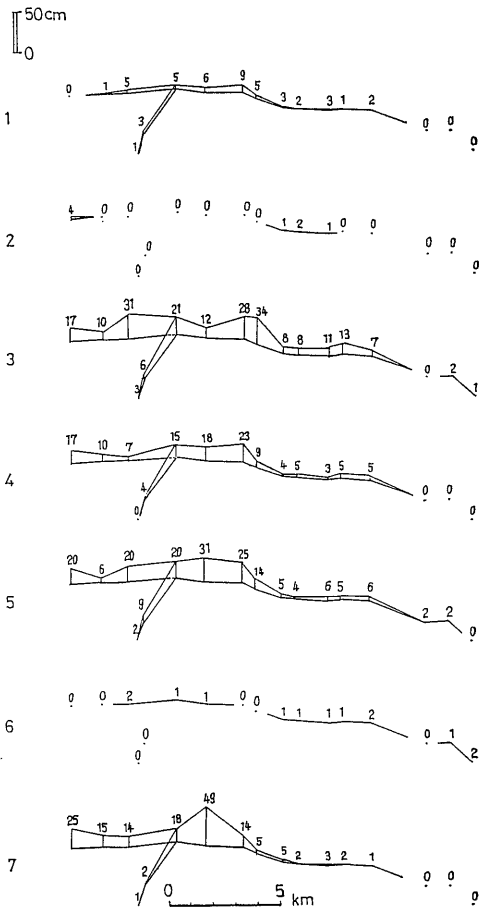
い (有するに至らない).

6. 薄い砂岩層は 供給源や供給通路(チャンネルなど)に近い地域で特に多く そういったところでは砂岩層の枚数が増えている.

B. 砂岩単層の形態にみられる特定の基本形態は 数10mから数100mの厚さにわたって保持される.

1. 砂岩単層の基本形態における最大層厚部の位置は それを含む数10~数100mの厚さの砂泥互層の最大層厚部の位置と一致する. ただし 泥岩層の厚さが砂岩層の厚さ以上に変化する場合は一貫しないこ

第24図 An1層準砂岩単層の形態



ともある。

2. 砂泥互層の最大層厚部の位置が変化すると 砂岩単層の基本形態も変化する。
- C. 砂岩単層の形態は 砂岩層内部の粒度や堆積構造と密接に関連し 砂岩単層の大きさは(厚さ 拡がり)は混濁流の規模の反映である。
 1. 供給源や供給通路の近くには 粗粒な塊状砂岩を主体とする厚い砂岩層が分布し それらから離れたところには 細粒の葉理砂岩を主体とする薄い砂岩層が分布する。
 2. いつの時期でも 大小いろんな規模の混濁流が発生している。大きな規模の混濁流ほど より多くの堆積物をより広くより遠くまで運搬し 拡がりと厚さのどちらも大きい砂岩単層を形成する。
 3. 小規模の混濁流の場合は 少量の堆積物を供給源や供給通路の近くに堆積し その結果 薄い砂岩単層を形成するのみである。

ところで タービダイト砂岩単層にはどうしてそのような特定の共通する基本形態が存在し どうしてそれがあある期間続くとか全く別の基本形態に移行するのであろうか。最後にこの点について簡単に考えてみよう。

フリッシュ型砂泥互層の積成過程は 堆積当時にもどして考えてみれば それは混濁流による海底堆積地形の成長過程 もしくは変遷過程として把握することができる。そして安房層群の清澄層や安野層の場合には 海底堆積地形とは海底扇状地と考えることができよう。既に前に指摘したように(タービダイトの話2参照) 海底扇状地の形成過程においては 混濁流はある期間同じ方向同じ地域に堆積物を堆積させ その地域に堆積性の高まり(Suprafan)を形成する。そしてある時から突然混濁流は別の方向 別の地域に堆積の中心を移し そこに新たに堆積性の高まりを形成する。このようなことを繰り返しながら海底扇状地は形成されるのである。このようなことから 混濁流はある一定の期間は 同じ地域を同じような流下形態をとりながら流れたといえる。そして 流動様式によって堆積物の運搬・分散・堆積様式が決まることから この場合には同じような分布様式・最大層厚部(堆積の中心)を有する砂岩層が形成されることが予想される。つまり 共通する特定の基本形態を有する砂岩層が形成されるのである。特に混濁流の流路が安定している時期には 混濁流の流動と堆積様式も安定し 安定した基本形態が認められよう。一方 混濁流の堆積の中心・方向が移行して間もない時

期は 混濁流の流路も安定せず 同一層準の砂岩層の場合でも 基本形態の発達とはそれほど顕著でないことが予想される。

参考文献

- 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, vol. 16, p. 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, vol. 22, p. 43-62
- 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織について。地調月報, vol. 20, p. 669-684.
- 平山次郎・中嶋輝允(1977) 地向斜堆積物—乱泥流の化石—。科学, vol. 47, p. 82-90.
- HIRAYAMA, J. and NAKAJIMA, T. (1977) Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, vol. 24, p. 747-779.
- 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, vol. 5, p. 402-407.
- 三梨 昂・矢崎清貫(1958) 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比(第1報)。石油技協誌, vol. 23, p. 16-22.
- 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, 107 p.
- 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, vol. 29, p. 262-274.
- 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, vol. 82, p. 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, vol. 82, p. 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.*, vol. 46, p. 1-60.
- 徳橋秀一・八田明夫(1982) タービダイトの話1 フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境。地質ニュース, no. 334, p. 42-50.
- 徳橋秀一(1982) タービダイトの話2 タービダイトの巨大な墓場 海底扇状地。同上, no. 336, p. 39-50.
- 徳橋秀一(1983a) タービダイトの話3 古海底扇状地堆積物を斬る(I. 実態編)。同上, no. 342, p. 40-52.
- 徳橋秀一(1983b) タービダイトの話4 同上(II. 成因編)。同上, no. 345, p. 54-62.
- 徐 垣・徳橋秀一(1984) タービダイトの話5 SEDIMENT GRAVITY FLOW とは何か。同上, no. 359, p. 6-15.
- 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, vol. 77, p. 23-36.