

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

平山 次郎* 鈴木 耐元**

On the Forms and Textures of Each Layer Composing the Flysch-type
Alternations of Sandstone and Mudstone

by

Jiro Hirayama & Yasumoto Suzuki

Abstract

The Otadai formation in the Kazusa group consists of flysch-type alternations of sandstone and mudstone which were deposited in the southern Kwantō basin in middle to late Pliocene epoch. In the group numerous key-beds of white tuff and scoria are found and can be traced over several ten kilometers. In consequence, the variation of lithofacies in space and time can be well observed (Fig. 2).

The present authors have succeeded to pursue each layer composing the alternations intercalated between the two key-beds O_7 and O_{11} about 8.5 km (Figs. 2 and 18).

On investigating, we made sketches of exposures of the alternations on a scale of one-fifth and have caught characteristics of every layer.

The sandstone layers generally increase their thickness eastward with some exceptions (Fig. 4). The thickness variation per unit thickness and unit distance are shown in Fig. 7. The thicker the layers are, the smaller the thickness variation range is. The thickness variation of the sandstone layers is much larger than that of the mudstone ones (Fig. 4).

The thicker each sandstone layer becomes laterally, the coarser the sand grains at the base become. The same tendency is observed between the thickness of the sandstone layers at every section and the grain sizes at their base (Figs. 4 a and 19).

The thickness distribution of the sandstone layers is logarithmic-bimodal and shows a remarkable variation from a section to the other. On the other hand, that of the mudstone layers is nearly logarithmic-normal and have a similar character at every section.

The sandstone contains shallow sea faunas of foraminiferas and molluscs, whereas the mudstone contains deep sea ones.

The above-mentioned facts indicate a difference of characters of transporting agents of sand and mud which compose the alternations. The transporting agent of the former had a more restricted expansion and more variable hydrodynamic properties as compared with that of mud. Consequently, the transport of sand might be attributed to turbidity currents and that of mud to off-shore normal currents.

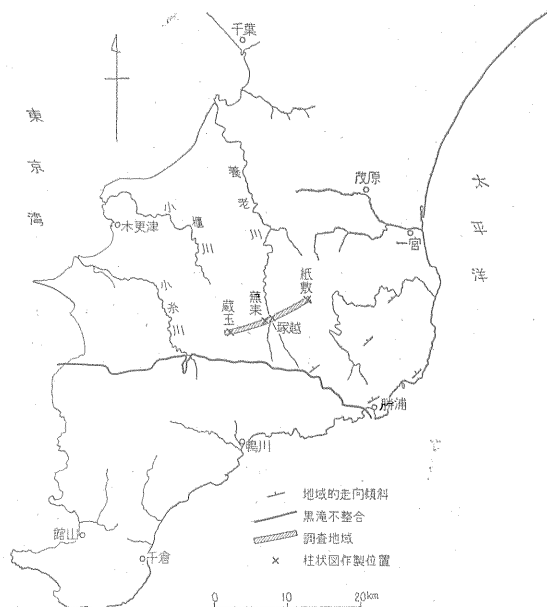
* 地質部

** 燃料部

1. ま え が き

地相斜性累層中にしばしば発達するフリッシュ型砂泥互層の成因については、地殻の垂直昇降運動による堆積面の相対的沈降と隆起との交代によって、細粒堆積物と粗粒堆積物とが交互に形成されるとする説と、一たん浅海に堆積したものが turbidity currents によって二次的に深海に運びこまれて生じたとする説との2つがある。後者の説によると、この混濁流の拡がりの方が比較的小さいため、それによって生ずる砂岩層の拡がりも小さく持続性に乏しいと考えられてきた (Ph. H. Kuenen, 1951; Bouma, 1962)。

そこで房総半島の上総層群太田代層 (鮮新統上部) の中に発達する多数の凝灰岩鍵層のうち、 O_7 層と O_{11} 層 (三梨他, 1958, 1962) との間に挟まれる砂岩および泥岩の単層の連続性と形態とに注目しながら野外研究を行った (第1図)。



第1図 調査位置図

本論文では、砂岩・泥岩単層の持続性、砂岩層の組織と構造、砂岩・泥岩層の層厚変化の規則性、砂岩層の層厚変化と粒度変化との相関性および単層群の重なり方の規則性などについて論じた。

なお、この研究は本所における 37 年度堆積岩研究計画の一部として実施したもので、昭和 38 年 2 月に 9 日間にわたって野外研究を行った。

野外研究に当っては本所の三梨昂・垣見俊弘・影山邦夫・矢崎清貫の各技官から種々の御教示・御批判をたまわった。

2. 層序概説

房総半島を横断する黒滝不整合を下限として、その上に単斜構造をなして重なる上総層群 (鮮新統・更新統) は、最大 2,800m の厚さを持ち、全体として東から西に収れんするような置重形態を示す (第2図)。その走向は西部では東西性を示し、東方に向かって北東-南西方向に転ずる。大部分は北方~北西方にゆるく傾いているが、基底に近づくとき急激に傾きを増す (三梨他, 1962)。

本層群は小櫃川以東では下位から黒滝層・黄和田層・太田代層・梅ヶ瀬層・国本層の順に重なる。黒滝層は凝灰質砂岩を主体とし、養老川以東では大原互層と同時異相の関係にある。黄和田層は泥岩を主とし、薄い砂岩を挟む。東から西に漸次薄くなるが、とくに小櫃川以西で収れん度が著しい。太田代層中では泥岩がち互層と砂岩がち互層とが反復し、後者は養老川流域で最も発達がよく、東西両方向に泥岩あるいは泥岩がち互層に移化する。本層は養老川流域で最も厚く、東西に漸次厚さを減ずる。梅ヶ瀬・国本両層は比較的安定した岩相と層厚を持ち、前者は砂岩がち互層を、後者は泥岩および泥岩がち互層を主とする (第2図)。このような東西方向での岩相と層厚の変化は、三梨ら (1958, 1962) の火砕岩鍵層の追跡により徹底的に解明されている。

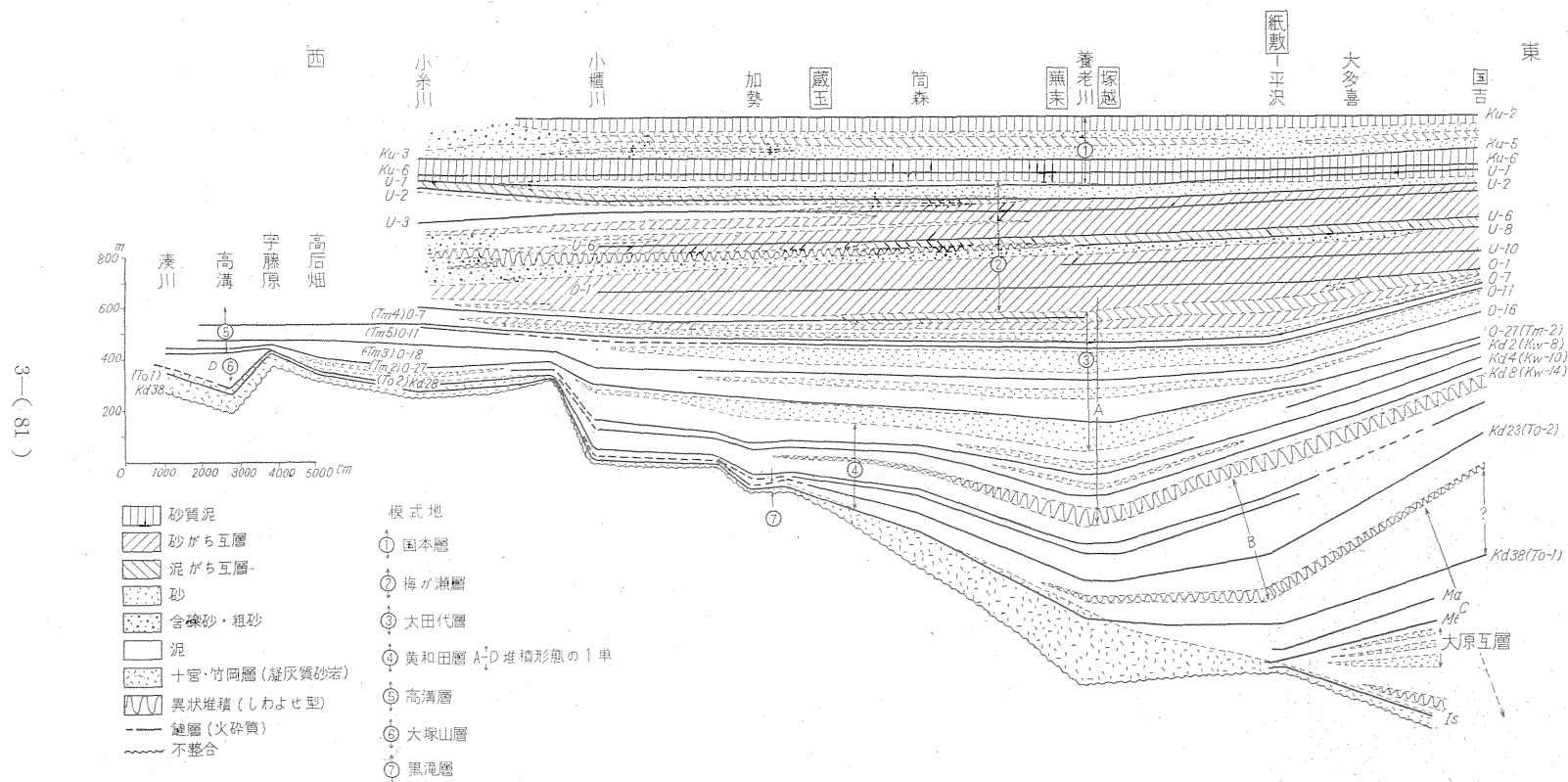
今回の研究で鍵層として用いた O_7 と O_{11} とは、太田代層上部の泥岩がち互層中に約 25m の間隔をもって挟まれ、房総半島の東海岸から小糸川流域まで約 40 km にわたって連続している。 O_7 層は白色の 50~100cm の厚さをもつ白色細粒凝灰岩で、 O_{11} 層は厚さ 5 cm 前後のスコリヤである (三梨他, 1959)。この両鍵層とその間に挟まれる数 mm~2 cm の軽石やスコリヤからなる補助鍵層を基準にして各単層の対比を行なった。

3. 単層の対比法

柱状図を作製するに当っては、露頭壁に幅数 10cm のトレンチを層理面にほぼ直角にきりこみ、新鮮な壁面に一辺 10 cm の方眼を描いて縮尺 5 分の 1 のスケッチを行なった (図版 1)。

隣接する柱状断面の対比に当っては、 O_7 ・ O_{11} およびそれらの間に挟まる軽石およびスコリヤ凝灰岩を基準面とし、その他に個々の砂岩層の次のような諸性質に注目した。

- 1) 砂岩層中に含まれる軽石粒や炭質物の薄片からなるラミナの有無と単層内での産出位置、2) ラミナの有無とその位置、3) 泥岩同時礫の有無とその位置、4) 貝殻破片の有無とその位置、5) 砂岩の色調など。



第2図 房総半島、上総層群の層序断面図 (三梨・矢崎・影山・島田・品田・安国 (1958))



図版 1 鍵層 O₇ のスケッチ用方眼

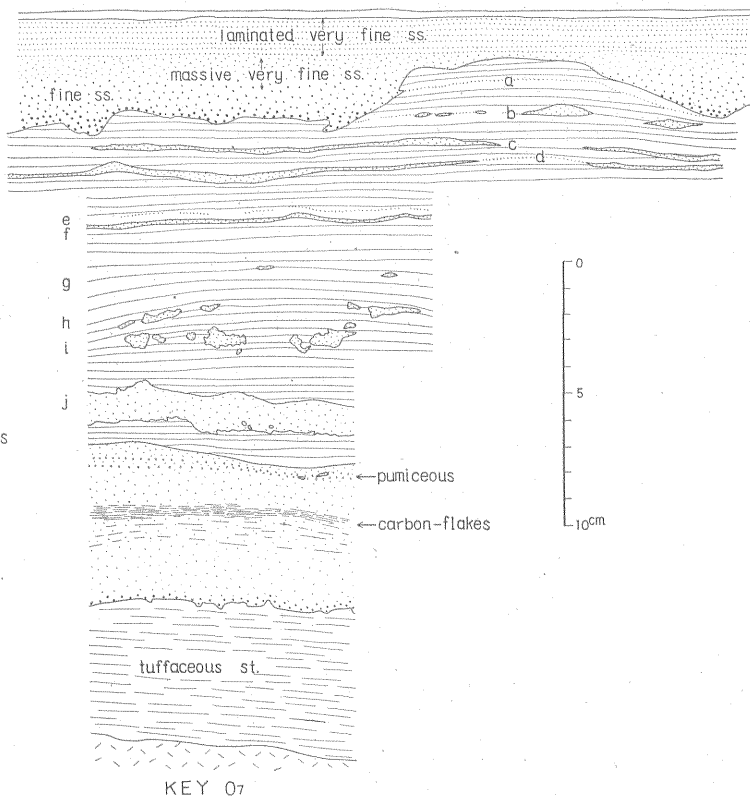
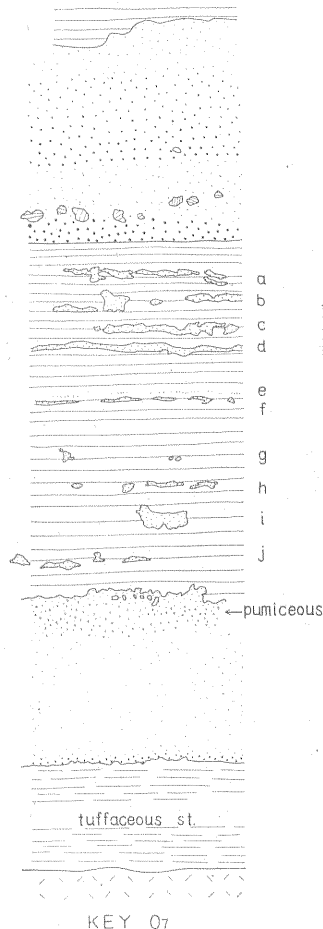
このような諸性質をもった砂岩層相互の間隔、とくに数 mm~1 cm 程度の厚さをもつレンズ状砂岩の層準相互のほぼ一定した間隔が対比の有力な手掛りとなった。10cm 以上の厚さをもつ砂岩は隣接する断面の間でかな

り著しい層厚変化を示すこともあるが、このような厚い2層の砂岩層の間に挟まれる上記の薄い砂岩層の層準数とが等しく、薄い砂岩層相互の間隔のほぼ一樣であることから厚い砂岩層相互の対比が可能となる。

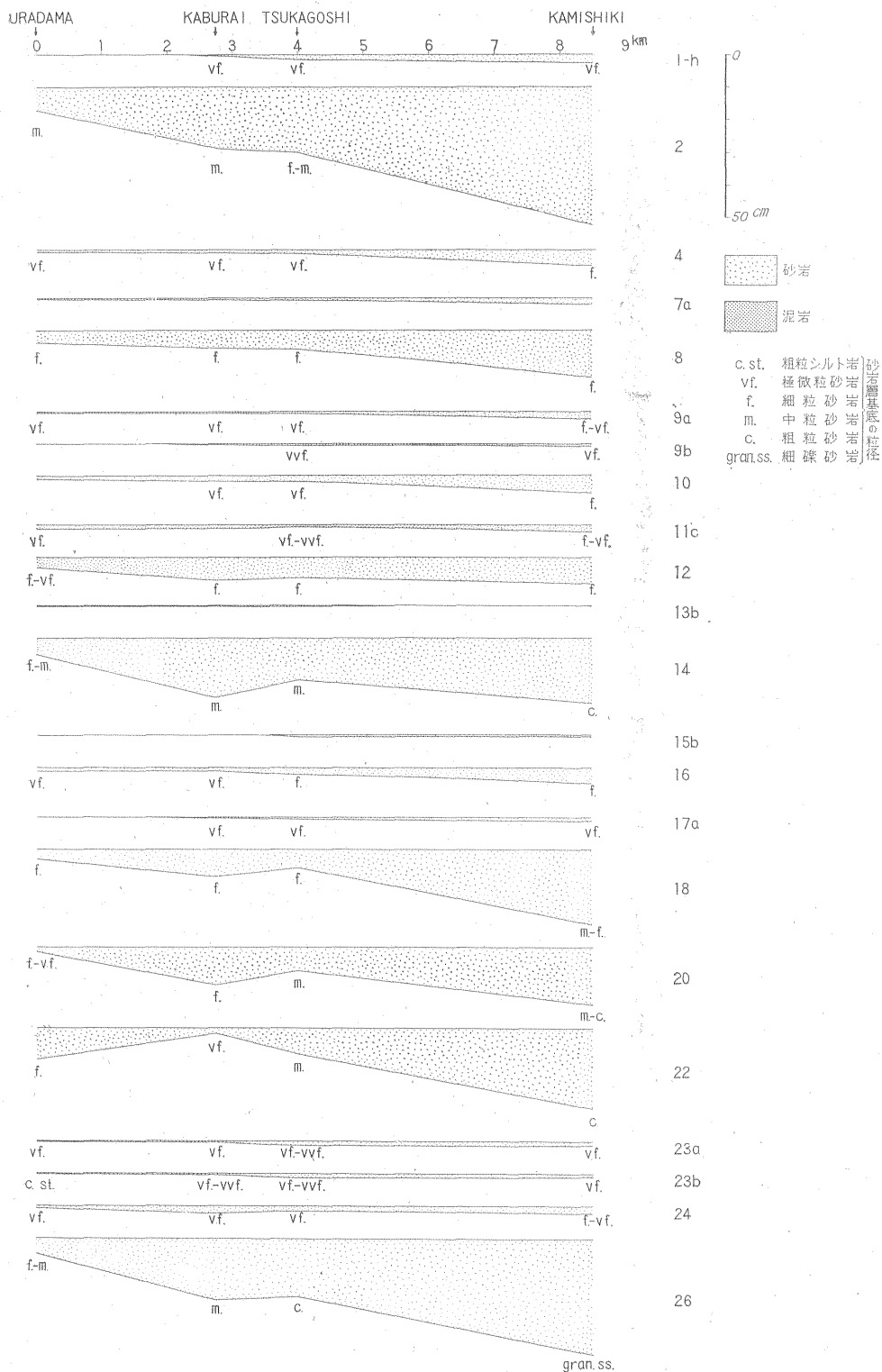
第3図は東西に約 350m 隔たった地点の柱状図である。この図から砂岩レンズ (a~j) 相互の間隔、各砂岩レンズの形態と排列、それらの上下に位置する厚い砂岩や鍵層などの性質やそれらとの相対的な位置などに著しい類似性が読みとれるであろう。

4. 砂岩と泥岩との層厚変化

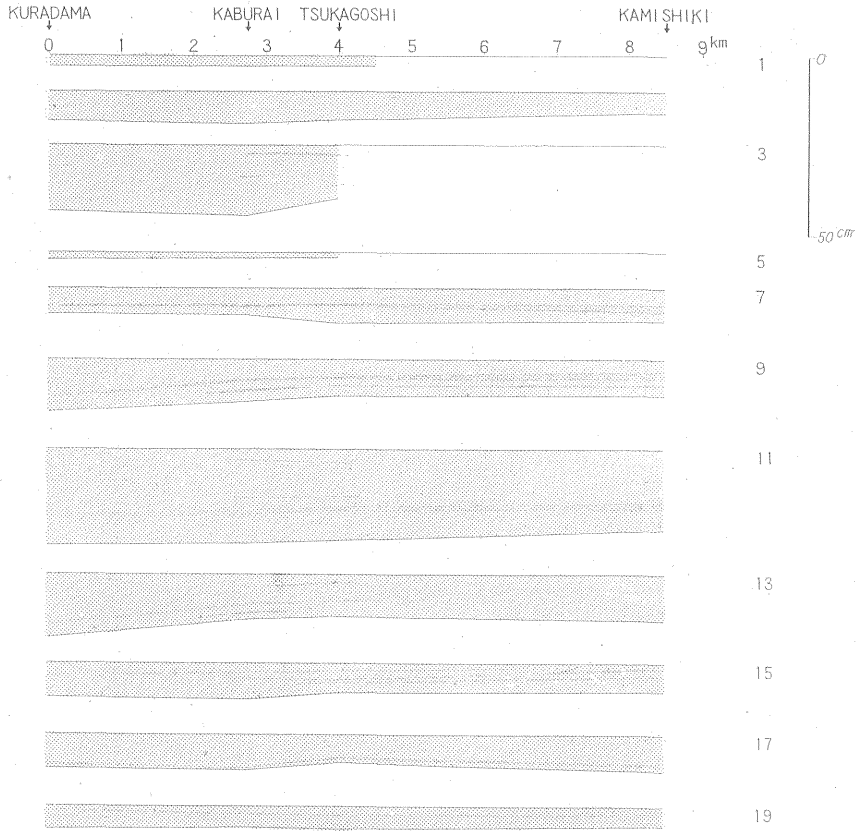
第4図 a からわかるように、砂岩単層は蔵王から蕨来・塚越を経て紙敷に至る約 8.5 km にわたって、一部の薄いレンズ状砂岩をのぞき大部分のものがよく連続する。(例えば、No. 12, 14, 18, 20, 22, 26 など) 概して砂岩は西から東に向かって層厚をますが、蕨来と



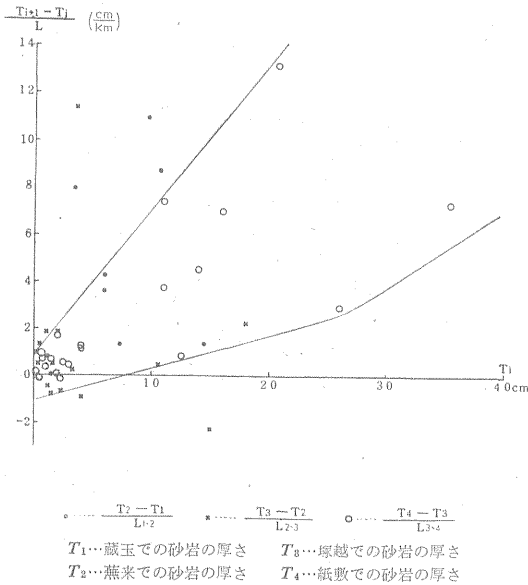
第3図 2点間の単層の対比例 (A…天竜荘別館南方, B…塚越南方ともに養老川ぜいの崖の断面)



第4図a 砂岩単層の形態



第4図b 泥岩単層の形態



第5図 隣接する断面での単位距離に対する層厚変化量

塚越の間で一部にこの規則性の乱れがみられる。一方、これに対して泥岩層の層厚変化はきわめて小さく、砂岩

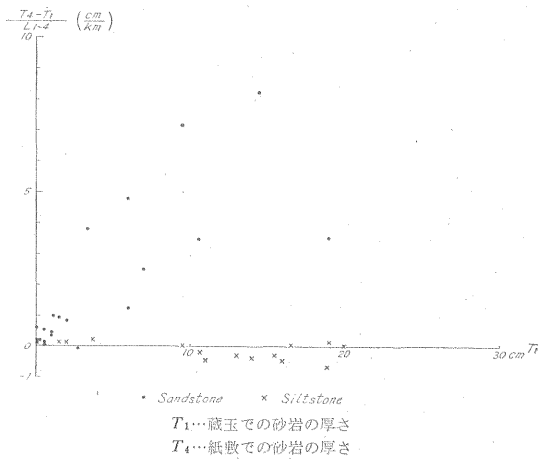
層とは逆に東に向かってやや薄くなる傾向がある (第4図b)。

第5図は隣接する断面での単位距離に対する砂岩単層の層厚変化量 $\left(\frac{T_{n+1} - T_n (\text{cm})}{L_{n \sim n+1} (\text{km})} \right)$ と西側断面中での砂岩層厚 (T_n) との関係を示したものである。塚越—紙敷間の層厚変化量 $\left(\frac{T_4 - T_3}{L_{3-4}} \right)$ をのぞいては、両者の間にはあまり高い相関はみられない。塚越—紙敷間では厚い砂岩層ほど単位距離に対する層厚変化量が大きい。同様の相関々係は東西両端の断面—藏玉と紙敷との間ではもっとはっきりと現われる (第6図)。

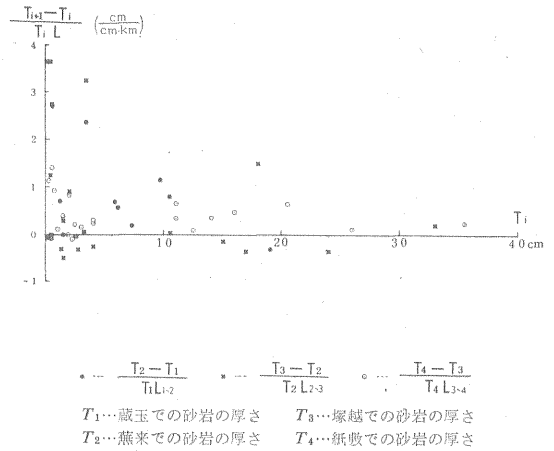
すなわち、断面間の間隔が大きくなるほど相関が高くなる傾向がある。このような事実から、砂岩単層は局所的な膨縮を示しながらも、全体として西から東に厚さを増し、しかも厚い地層ほど単位距離あたりの層厚変化量が大きいと考えられる。

一方泥岩層の単位距離あたりの層厚変化量は、厚さのいかに問わず、大部分が $-0.5 \sim +0.5$ で東西間ではほとんど膨縮しないことを示している (第6図)。

第7図は隣りあった断面間での砂岩単層の層厚変化率



第6図 蔵玉—紙敷間での層厚変化量



第7図 隣接する断面での単位距離に対する砂岩層の層厚変化率

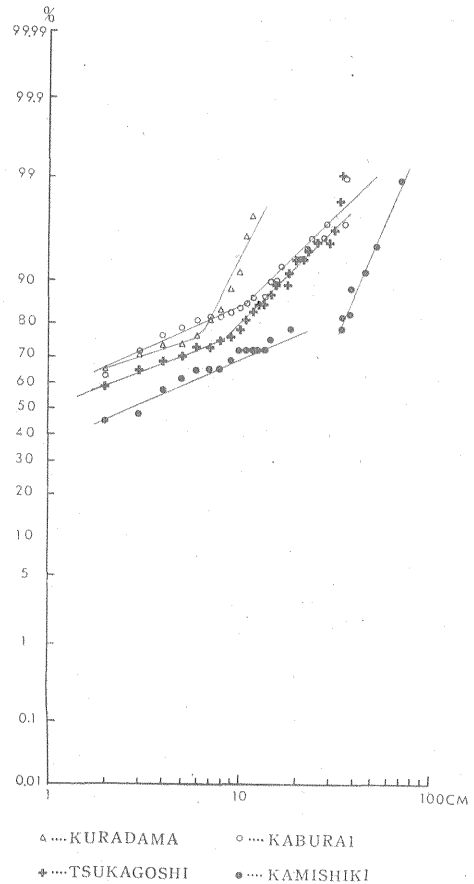
$\left(\frac{T_{n+1} - T_n}{T_n L_{n+1}} \right)$ と西側断面中での砂岩層の厚さ (T_n) との関係を示したものである。断面間隔のいかんを問わず単層の厚さが増すにつれて層厚変化率の分散が小さくなる傾向がある。

5. 単層の層厚の頻度分布

各断面内で垂直にとった単層の層厚標本の頻度分布には断面相互間で西から東に規則正しい変化がみられる。

第8図は蔵玉から紙敷に至る4断面の砂岩の厚さの積算頻度分布を対数正規確率紙に描いたものである。標本数は断面ごとに異なっているが、各断面の頻度曲線はいずれも途中で不連点をもつ2本の直線からなることがわかる。すなわち、これらの曲線はほぼ対数正規分布を示す2つの分布の合成されたものとみなしうるような形態を示している注1)。しかも、前に述べたように西から東に向かって砂岩の厚さが漸次大きくなるのに対応して、不連点の位置も蔵玉で6cm、蕨米・塚越付近で10cm、紙敷で20~35cmと厚い方へとずれてゆく。この事実はbimodalな分布曲線内のいずれの部分に属する砂岩であっても、常に東側のもののほど西側のものよりも厚いということを示している。

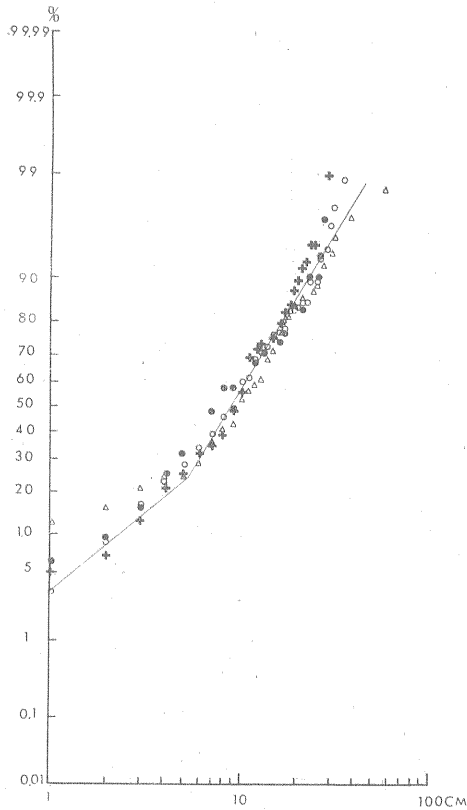
第9図は泥岩層の厚さの積算頻度分布を対数正規確率紙に描いたものである。これはほぼ中央部で直線に近い分布を示す。すなわち、正規分布に近い分布をする。しかし、薄い泥岩層の部分の分布曲線は厚い泥岩層の部分



第8図 砂岩層の厚さの積算頻度分布図

注1) ただし、厚さ1cm以下のものが全体の50%前後を占めるため、この部分の厚さの測定精度をより厚いものの場合よりも高めなければ、上記の頻度分布の連続部の正確な規定は不可能である。それと同時に一露頭内での厚さの側方変化の扱い方も問題になる。

の曲線に較べて傾斜が幾分ゆるく、層厚分布の分散が大きくなる傾向がみられる。さらに、4断面の分布曲線を詳細に検討すると、蕨米と塚越のものが最も正規分布に近い直線状を示し、東端の紙敷と西端の蔵玉のものは正



第 9 図 泥岩層の厚さの積算頻度分布

規分布からの偏倚が大きくなる傾向がある。

6. 砂岩の組織と構造

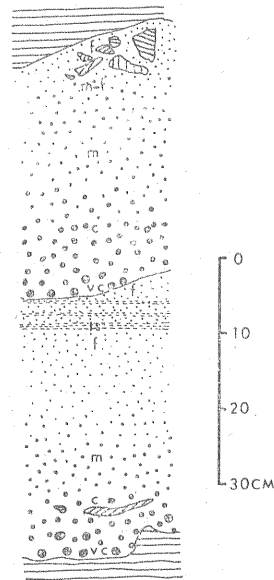
(1) 砂岩層は種々の厚さをもつが、その大部分は級化層理 (graded bedding) をもつ。砂岩層は級化様式によっていくつかの型に分類できる。

(a) 単一の級化層理をもつ型—大部分の砂岩層がこ

れに属し、基底部の粒度は細礫質砂岩から細粒砂岩までさまざまであるが、最上部はほとんどの場合極微粒砂岩でおわる。砂岩層基底面に凹凸がある場合、凹部には他の部分に較べて粗い砂岩が集中する (第 10 図)。

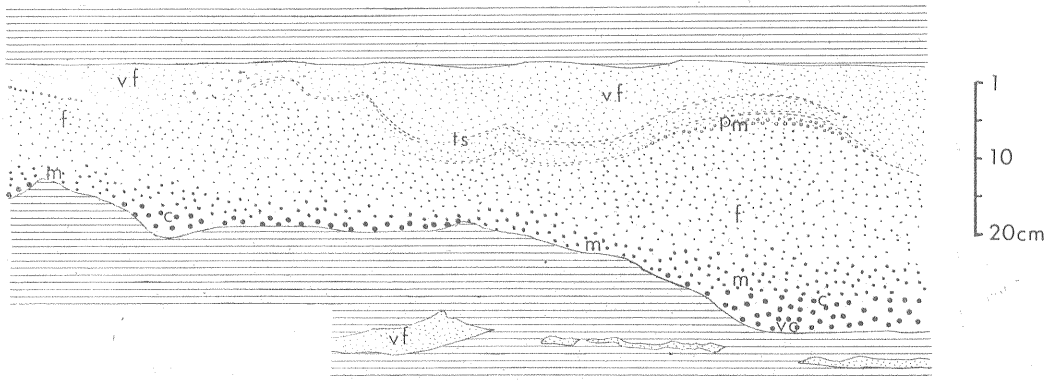
(b) 複合級化層理を示す型—1 枚の砂岩中に 2 つ以上の級化層理がみられるもので、砂岩層基底部の侵食が著しく、下位の泥岩層がけずり去られてその下の砂岩層と直接する場合などにみられる (第 11 図, 第 12 図)。

(c) 逆級化層理を示す型—砂岩層 No. 2 は紙敷付近で下位の No. 3 から No. 6 までをけずって 80 cm 前後の厚さを示すようになる。ここでは下から極微粒砂岩→細粒砂岩という逆級化層理がみられる。この厚い砂岩中には層状の泥岩同時礫が多数含まれ、一種の異常堆



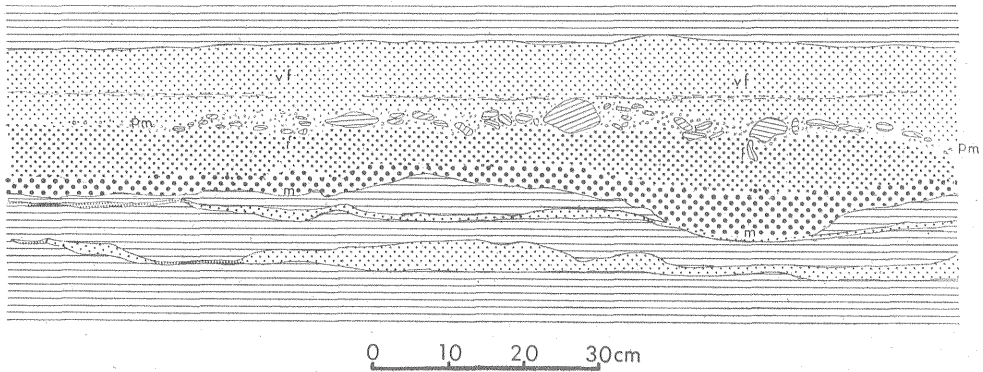
f: fine, m: medium, c: coarse, vc: very coarse

第 11 図 複合級化層理 (城越部落南方)



vf: very fine, f: fine, m: medium, c: coarse, vc: very coarse, ts: tuffaceous, pm: pumiceous

第 10 図 砂岩単層内の級化層理

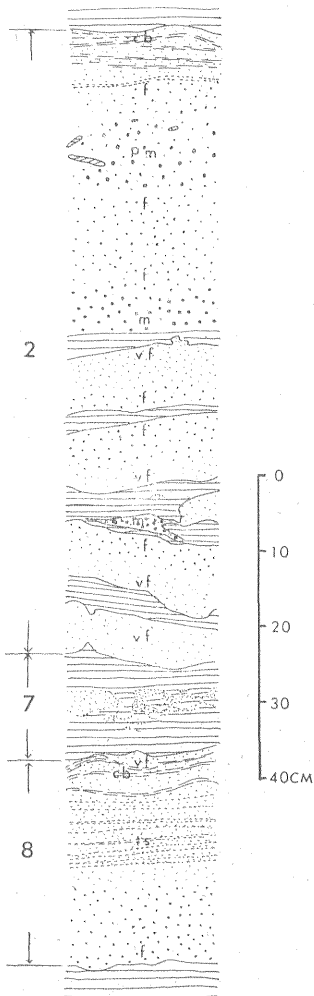


vf: very fine, f: fine, m: medium, pm: pumiceous

第 12 図 複合級化層理 (塚越南方)

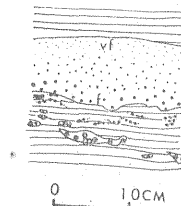
積様の現象を呈している (第 13 図)。このような逆転現象は下位層の大規模な削剝とその後の運搬過程での転倒によるものと考えられる。

(d) 級化層理を示さない型—第 14 図のように厚い砂岩の直下に不規則な輪廓をもった粗粒砂岩のレンズが並んでいることがあるが、このような砂岩では級化層理の識別が困難である。このような砂岩レンズの粒度は直上の砂岩基底のそれよりも大きいところから、上位の厚い砂岩基底部の粗粒砂が下位の泥岩中にめりこんで生じたものと考えられる。



vf: very fine, f: fine, m: medium, pm: pumiceous, cb: carbon flakes, tf: tuffaceous

第 13 図 逆級化層理 (紙敷)



vf: very fine, f: fine

第 14 図 級化層理をもたない砂岩 (紙敷)

このほか 1~2cm 以下の薄い細粒砂岩では肉眼的には級化層理の識別が困難ことが多い。

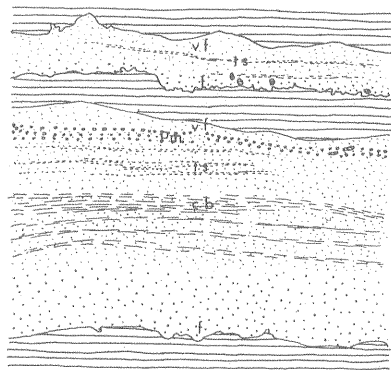
(2) 砂岩からその直上の泥岩への移行様式にもいくつかの型が区別できる。

(a) 直線的で明確な境をもつ型—最も一般的な現象である。

(b) 境は明確であるが波状を呈する型—養老川流域に多い (第 15 図)。

(c) 漸移型—砂岩とその上の泥岩との境が不明確なもので、紙敷付近に比較的多い。

このように砂岩から泥岩への移行型の地域的分布に特徴がみられることや、砂岩の厚さや粒度が西から東に順次変化してゆくことなどから、砂岩→泥岩への移行様式



0 10 20CM

vf: very fine, f: fine, pm: pumiceous,
ts: tuffaceous, cb: carbon flakes

第15図 層理面の形態

の特徴はそれぞれの場所での運搬営力の動力学的特性をとらえるうえで一つの手掛りとなる可能性がある。

(3) 泥岩同時礫(偽礫)と軽石粒—泥岩同時礫は一般に砂岩層中上部の細粒～極微粒砂岩部に集中し、軽石粒(直径 1～3 mm)を含む砂岩をマトリックスとすることが多い(第12図, 図版2)。また、砂岩層基底の中粒～粗粒砂岩の中に産するものもあるが、全体として前者の場合の礫に較べて円磨度が低く、層状を呈するものもある。したがって、砂岩層下部の泥岩礫は中上部に含まれるものに較べてその運搬距離が小さかったと考えら



図版2 泥岩同時礫の産状と形態

れる。両者はいずれも比較的厚い砂岩中に産し、西から東に向かって産出頻度が増加する(第1表)。とくに、砂岩層基底部の角礫は東方の紙敷付近に多い。

第1表 泥岩同時礫を含む砂岩の産出頻度と層厚

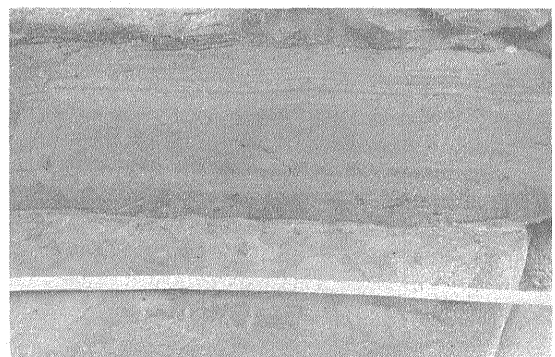
断面名	蔵玉	蕪来	塚越	紙敷
泥岩同時礫を含む砂岩層の枚数	0	3	5	6
砂岩層の全枚数	68	88	100	31
泥岩同時礫を含む砂岩の産出頻度(%)	0	3.4	5.0	19.4
泥岩同時礫を含む砂岩の層厚(cm)		1.9	19.8	19.3
		11.0	23.4	35.2
		37.7	31.8	38.8
			33.5	53.5
			34.8	70.6
				82.5

軽石粒は直径数 mm 程度でよく円磨されている。泥岩礫と同様に砂岩層上部の細粒～極微粒砂岩中に産し、その運搬時には泥岩同時礫と同様の挙動を示すような物理的性質を備えていたと考えられる。一方、泥岩中に産する軽石粒はほとんど円磨されておらず、砂岩中のものと対照的である。したがって、砂岩中の軽石は再堆積したものと考えられる。

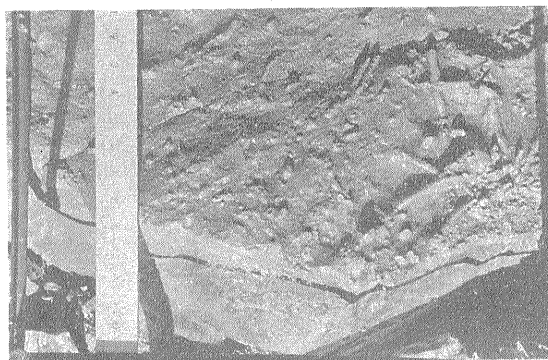
(4) ラミナ 一般に砂岩層上部に産し、直線的なものと波状のものがある(第10, 11図, 図版3)。ラミナを構成する物質には凝灰質砂岩や極微粒砂岩と細砂岩との細互層などのほか、炭質物の薄片などがある。

(5) 砂岩層の基底面に見られる諸現象—砂岩層の基底面に認められる模様は生痕と水流によって生じた流痕(sole markings)とに大別できる。

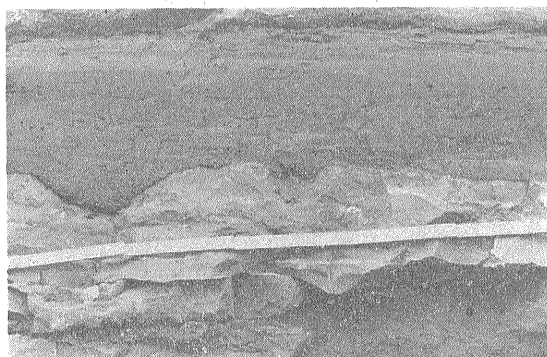
生痕は一般に薄い砂岩の基底に産し、粗粒砂岩を下部にもつ厚い砂岩層の基底には認められないのが普通であ



図版3 砂岩ラミナの産状と形態



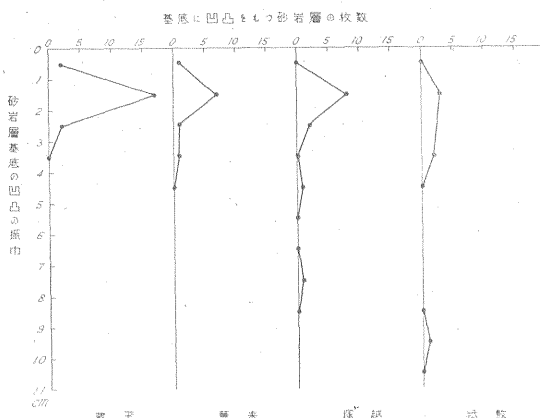
図版 4 泥岩層上面の生痕



図版 5 砂岩層基底の凹凸



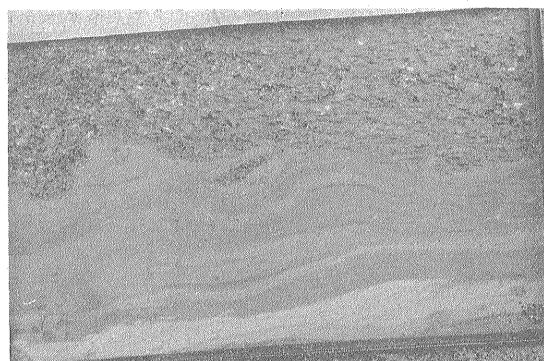
図版 6 flute casts



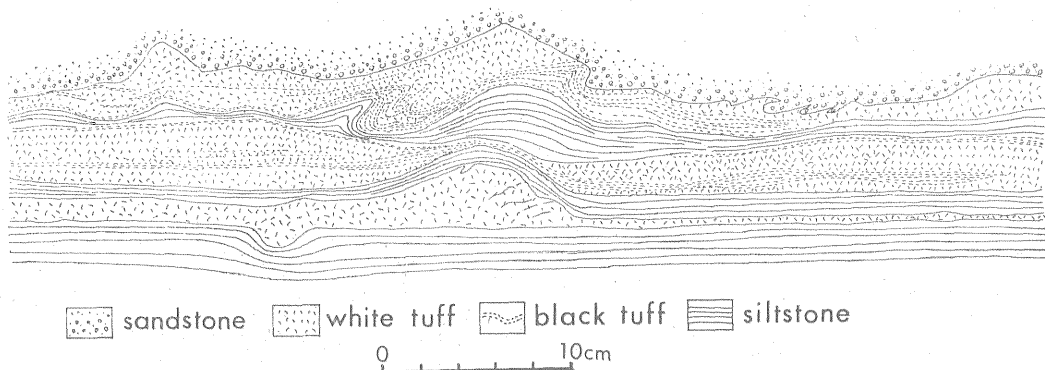
第 16 図 砂岩層基底の凹凸の振幅頻度グラフ

る (図版 4)。流痕と共存することは少なく、流痕による削りのこしの部分に生痕が認められることがある。

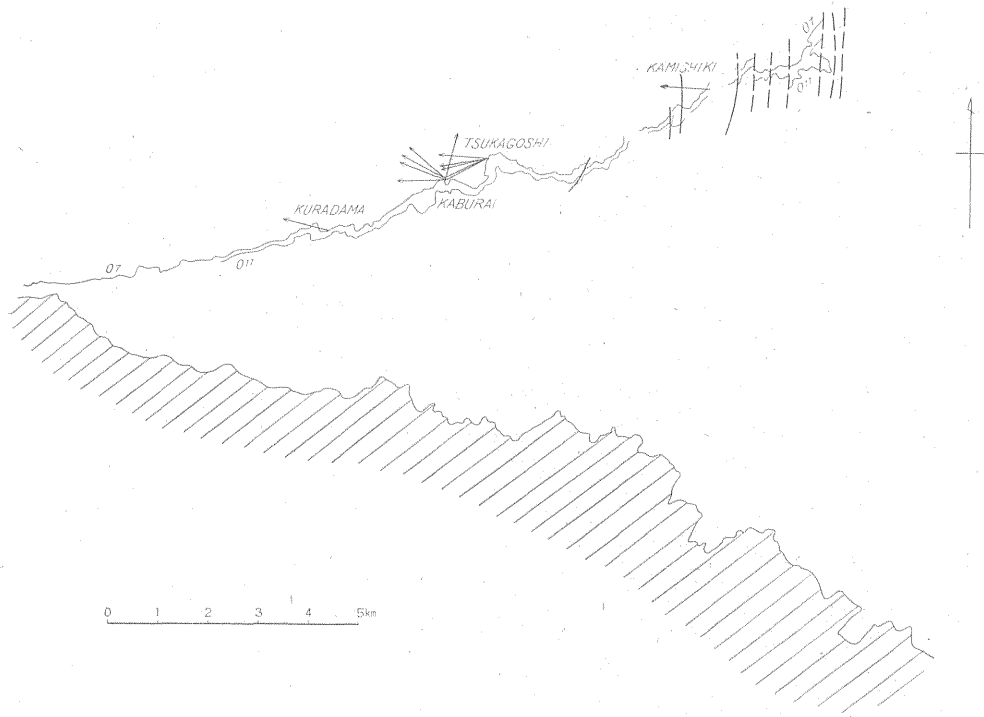
流痕は生痕とは逆に、厚い粗粒砂岩層の基底に産することが多い。砂岩層基底の凹凸 (図版 5) は主として流痕によるものであるが、第 16 図に示すように西から東に向かって振幅の大きい凹凸の割合が増加する。それに応じて、東方の紙敷での流痕には bounce casts や skip casts が多く、塚越から西では flute casts が多くなる (図版 6)。細粒の凝灰岩の上面には flute



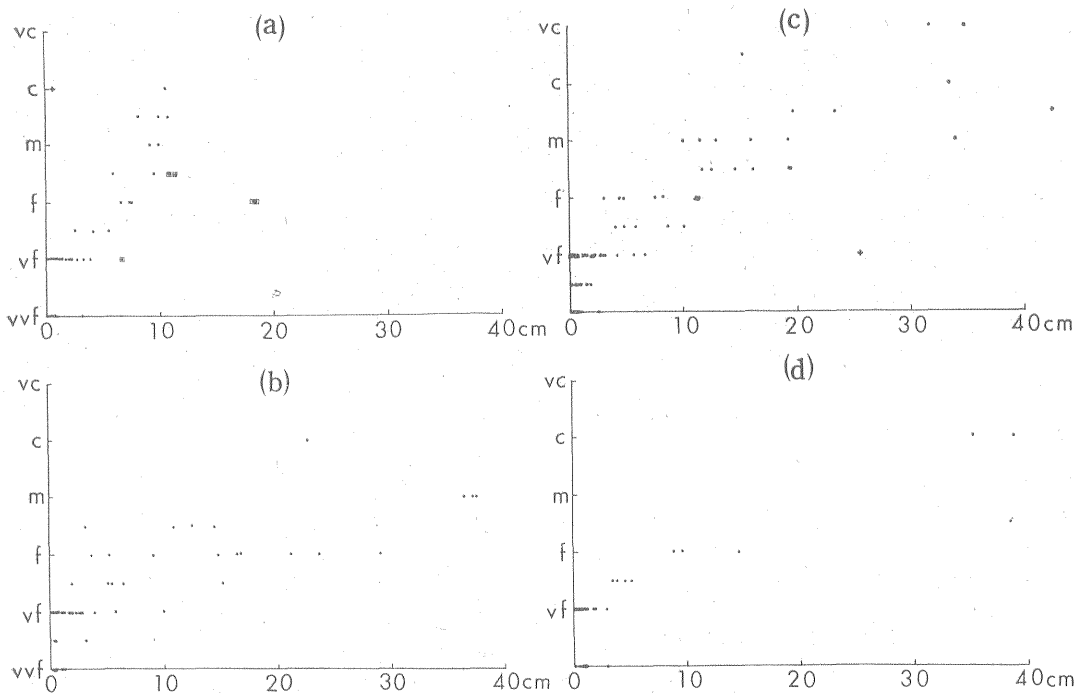
図版 7 flute-load casts



第 17 図 砂岩層による鍵層 O₇ の組織の変化



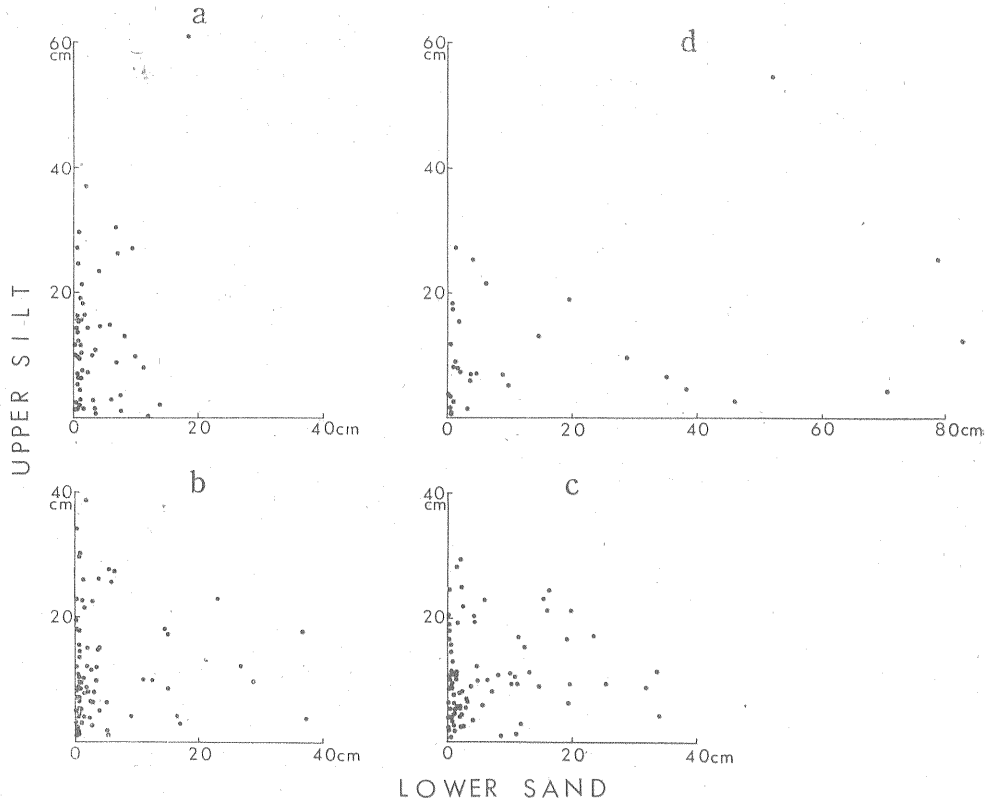
第18図 流痕から推定した砂の運搬流の方向



vc: very coarse, c: coarse, m: medium, f: fine, vf: very fine, vvf: very very fine

(a) 蔵玉 (b) 燕来 (c) 塚越 (d) 紙敷

第19図 砂岩層基底の粒度と層厚との関係



(a)…蔵玉 (b)…蕪米 (c)…塚越 (d)…紙敷

第 20 図

casts と load casts とが合わさった flute-load casts が観察できる (図版 7)。第 17 図から砂岩の袋状の食いこみによって生じた凝灰岩の嘴状突起の先端部が一部削られていることがわかるであろう。これは凝灰岩の上にいる砂岩が沈積したあとの荷重差によって生じた単なる load casts ではなく、未凝固の凝灰岩中に上部の砂岩が沈積中に袋状に突きささりそのさい生じた嘴状突起の先端を移動中の砂が削り去ったために生じたものと考えられる。

これらの流痕から推定した流れの方向を第 18 図に示した。この図からわかるように、ほぼ東西の走向をもつものが多いが、一部蕪米付近に偏倚がみられる。これはこの付近でみられる砂岩層の厚さの側方変化の乱れと関連するかもしれない。

7. 砂岩層の層厚と基底粒度との関係

全体として砂岩層は西から東に厚くなるが、その基底の砂粒の粒径^{注2)}も層厚の増加に伴って大きくなる (第 4 図 a)。

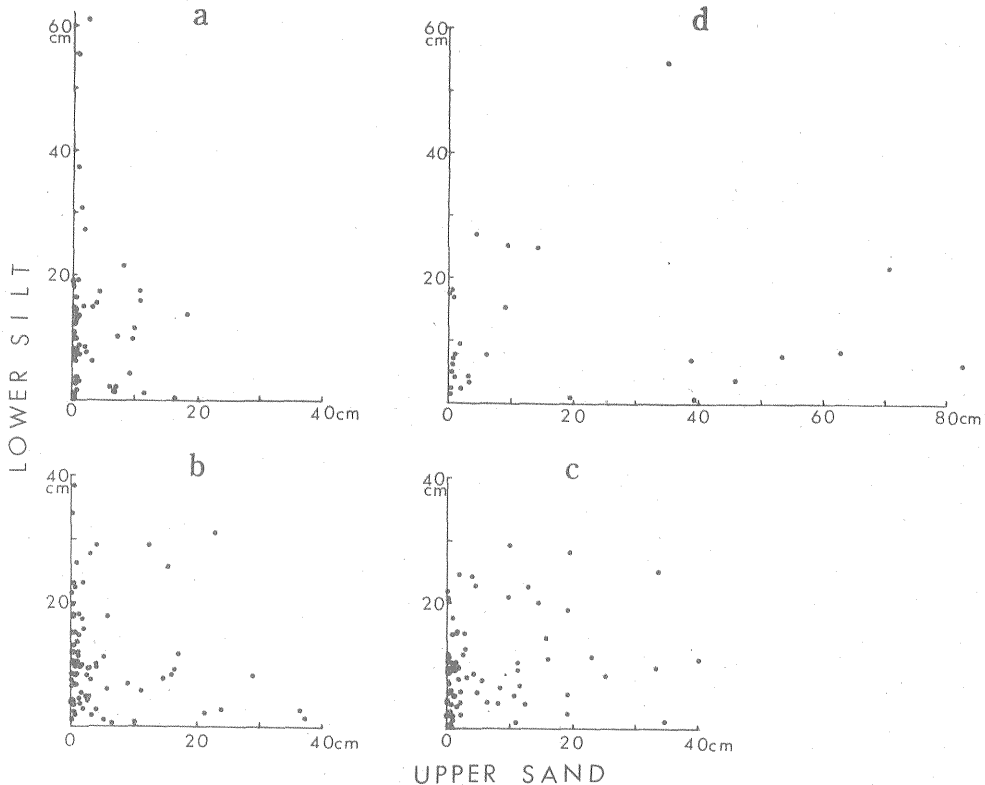
第 19 図は蔵玉・蕪米・塚越・紙敷の各断面中での砂岩の厚さと基底の粒度との関係を示したものであるが、両者の間にはかなり高い正相関がみられる。しかしなが

ら、このような層厚と基底粒度との相関にも地域差がある。すなわち、東西 8.5 km にまたがる各地点の断面中での上記の相関図を比較してみると、同じ厚さの砂岩でもその粒径は西のもののほど大きいことがわかる (第 19 図 a ~ d)。また、このような層厚と基底粒度との線型相関から著しくずれるものがある。このような砂岩層は他の大多数のものと異なる組織や構造をもつことが多い。たとえば、蔵玉における厚さの割に粒度の大きい砂岩層 (+ で示した) は級化層理をもたない。逆に厚さが大きい割に粒度の小さい砂岩 (第 19 図 a の □) は、複合級化層理を示す。

8. 単層の重なり方にみられる規則性

互層を作る砂岩層は基底から頂部に向かって粒度を漸減し、一見大きな粒度間隙なしにその直上の泥岩層に移

注2) 粒径は Wentworth (1922) の分類基準による粒度表によって決定した。Granule—2~4 mm, very coarse sand—1~2 mm, coarse sand—0.5~1.0 mm, medium sand—0.25~0.50 mm, fine sand—0.125~0.25 mm, very fine sand—0.062~0.125 mm。



(a)…蔵玉 (b)…蕨米 (c)…根越 (d)…紙敷

第 21 図

行するため、この砂岩層と泥岩層との組合わせを一輪廻とみなすことが多い。一方、砂岩層は多少の侵食面を境にして、その直下の泥岩層に重なるため、両者は別輪廻に属するものとして区別されることが多い。ここでは、砂岩層の厚さとその上下に重なる泥岩層の厚さの関係および、隣接輪廻を構成する砂岩層の厚さの関係について検討してみよう。

(1) まず従来の一輪廻層の砂岩・泥岩の層厚の相互関係をみてみよう。第 20 図は紙敷から蔵玉に至る 4 地点で測定された両者の相関関係を図示したもので、横軸に一輪廻層を構成する砂岩の層厚を、縦軸にその上に重なる泥岩の層厚をとったものである。この図から両者の間にほとんど相関関係のないことがみてとれるであろう。すなわち、厚さに関する限り、砂岩単層とその上に重なる泥岩単層とはあまり関係がないように思われる。

次に砂岩単層とその下に横たわる泥岩単層との相互関係をみてみよう。第 21 図は西から東への各露頭で測定された両者の層厚の関係で、横軸に砂岩の層厚を、縦軸に泥岩単層の層厚をとったものである。両者の間には前の相関関係同様にあまりはっきりした傾向はみられない。

9. 砂泥互層の成因的考察

砂泥互層の成因は、砂の運搬営力として turbidity currents を、泥の運搬営力として定常的な off-shore currents を考えることによって最もよく説明できる。

1) 平山 (1954) がのべているように、互層を構成する泥岩層中では深海性有孔虫群集が、砂岩層中では浅海性群集が卓越している。しかも、泥岩中では一露頭の単層ごとに優勢種がほぼ一定しているのに対して、砂岩層中では単層ごとに優勢種が著しく変化する。このような事実は、泥岩層と砂岩層との交代に対応した頻繁で振幅の大きい海底の昇降に原因を求めるよりも、泥の堆積域にいろんな環境の浅海域から砂が運びこまれたと考える方が妥当であろう (大山桂, 1959)。

2) 大部分の砂岩が級化層理をもち、単層上部に円磨された蛭石や泥岩礫のほか炭片ラミナなどを含む事実は、砂岩層の構成物質は単一の流れから沈積し、粒径・比重による分級淘汰を受けたものと考えることによりよく説明できる。

3) 全体として砂岩層は西から東に向かって厚くなると同時に、基底部の粒径を増し、泥岩礫の頻度をますこ

とから、混濁流は trough の長軸にそって流速と規模を減じながら東から西に流れたものと考えられる。砂岩層基底面の凹凸も厚い砂岩のます東部地域に多く、西に向かって減少する傾向がある。また、いまのところあまり多くの資料はないが、砂岩層基底の sole markings も東の紙敷付近では bounce casts, skip casts が多く、西の養老川流域では flute casts がこれに代ることから東の方が流の渦動が強かったと推察される。

4) 砂岩層基底の生痕は比較的薄い基底侵食の小さい場合にかぎって産する。

5) 泥岩層の層厚と粒度とは砂岩層に較べて側方変化が少なく、地域による層厚頻度分布にもほとんど差がない。このような事実は砂岩単層の拡がり泥岩層に較べて地域の変化に富むことを示している。すなわち、砂は泥に較べて拡がり小さく動力学的性質の変化に富んだ営力によって運ばれたことを意味する。これは砂の運搬営力として turbidity currents を、大部分の泥の運搬営力として定常的な off-shore currents を考えることによって説明できるであろう。

10. 今後に残された諸問題

1) 砂岩層上部に集中的に現われるラミナの成因の究明。

2) 円磨度の異なる泥岩礫が砂岩層中で上下に分化する原因の解明。

3) 砂岩レンズ中での水平および垂直方向の粒度変化と鉱物組成変化の究明。

4) 各砂岩単層ごとに基底の sole markings の側方変化を砂岩の層厚・粒度などと関連させながら明らかにすること。

5) 砂岩層とその上位の泥岩層との境界の性質の多様性の意義を明らかにすること。

6) 傾斜方向での砂岩レンズの層厚変化率から砂岩単層の容積を算出すること。

このような諸現象の解明によって砂を運ぶ turbidity currents の具体的な性格を明らかにすることができるであろう。

7) 厚い砂岩の上下には薄い砂岩が重なることが多く、しかも厚い砂岩層の間に挟まる薄い砂岩の枚数変化に一定の規則性がみられるが、これが供給源地の地形的・構造的変化によるものか、あるいは、砂層の堆積中心部の移動によって起こるかを明らかにすること。

8) 泥岩層が全体として西から東に薄くなるが、これは上位の砂岩堆積時のけずりによるものか、あるいは堆積中心部では泥岩が薄く堆積したことに起因するかを明らかにすること。

9) 泥岩単層中での有孔虫組成の垂直および側方変化を明らかにすること。

10) 砂岩層は全般的には東に向かって厚くなるが、一部養老川付近で偏倚する。これが局部的な海底地形の変化によるものか、あるいはこの付近に turbidity currents の trough への流入口が位置していたなどという規則的な変異によるかを明らかにすること。

このような作業によって、後背地の動きや最終沈積盆内での造構的・水理学的諸条件の変化を具体的に把握できるであろう。

1) から 10) まで諸現象を解明するにあたって当面なすべき課題として次のことがあげられる。

a) 砂岩単層を走向にそって東端から西端まで追跡して砂岩レンズの形態を完全に復元し、

b) 各レンズ内での粒徑・組織・構造と有孔虫および鉱物組成の分布の規則性を明らかにする。

文 献

- 1) Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C.I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding, Jour. Geol., Vol. 58, p. 91~127, 1950
- 2) Kuenen, Ph. H.: Properties of turbidity currents of high density, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Special publication, No. 2, p. 14~33, 1951
- 3) Kuenen, Ph. H.: Significant feature of graded bedding, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 37, p. 1044~1066, 1953
- 4) 平山次郎: 互層の問題, 堆積学研究, No. 7, 1954
- 5) 小池 清: 南関東の地質構造発達史, 地球化学, No. 34, p. 1~16, 1957
- 6) 三梨 昂: 房総・三浦両半島の新第三系一地層の堆積形態からみた 2, 3 の問題, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, No. 11, 1958
- 7) 三梨昂・安国昇・品田芳二郎: 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告, 地質調査所月報, Vol. 10, No. 2, p. 83~98, 1959
- 8) 大山 桂: 千葉県養老川・小櫃川地区の化石群, 地質調査所月報, Vol. 10, No. 2, p. 99~102, 1959
- 9) 三梨 昂他 10 名: 日本油田図ガス田図, 「富津一大多喜」, 地質調査所, 1962
- 10) Bouma, A.H.: Sedimentology of some Flysch deposits, Amsterdam, Elsevier Publishing Co., p. 1~168, 1962