

地層の重なりかた地層の連続性

～砂泥互層を中心として～

平山次郎・鈴木耐元

地層と呼ばれるものは 一見しても実に多様で 学問上 多くの種別を付けられ いくつもの異なる観点から取り扱われている。したがって この表題のもとには ずいぶんたくさん のことを述べなければならないのであるが ここでは 野外観察を中心にした調べかたという面から 最近調べた砂泥互層を例にとって説明する。

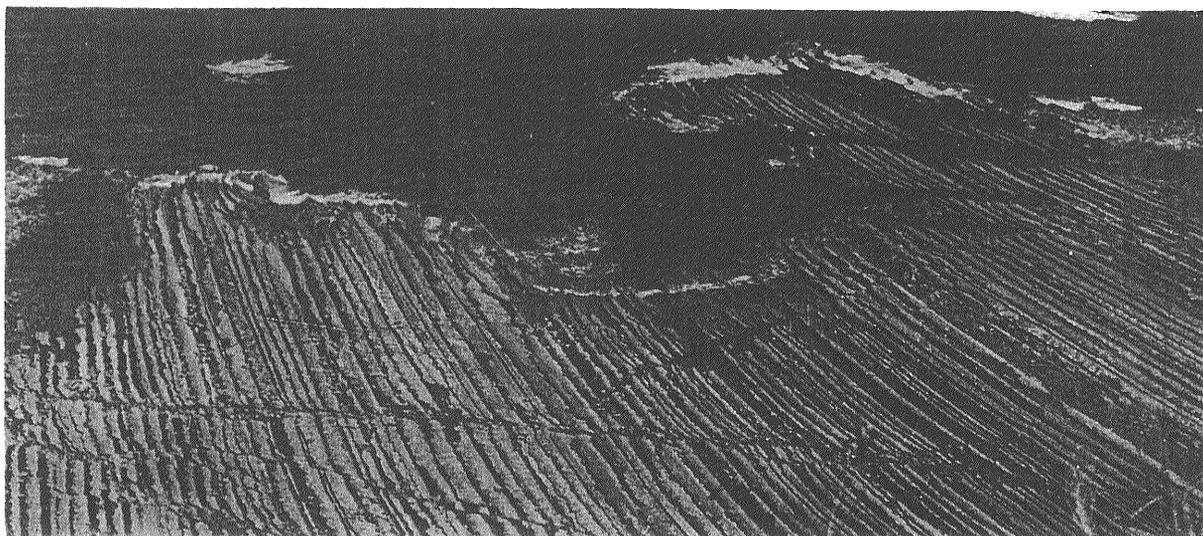
砂岩と泥岩あるいは頁岩が それぞれ数 cm ないし数 10 cm の厚さで規則正しくくりかえして重なる地層は 世界の各地でいろいろな地質時代にわたって多くみられる。このようなタイプの地層は 砂泥互層 砂岩泥岩互層 砂岩頁岩互層 有律互層などとよばれている。ここでは このような地層を かんたんに 砂泥互層 とよんでおこう。第 2 図と第 3 図は その代表的な例を示したものである。どちらの図においても つきでている部分が砂岩で くぼんでいる部分が泥岩または頁岩である。なお 砂岩と泥岩のさかいの面が この場合の層理面である。このような砂泥互層は 大昔の海底で 陸地から運び込まれた砂や泥が 交互に水平に重なり合って沈積し それが次々と上に重なる地層の重みや 砂粒や泥粒を構成する鉱物と海水との化学反応などによって 固化してできあがる。そして あとからの地殻変動で変形し 写真のように傾斜した地層となって地表にあらわれたのである。

南関東や裏日本の油田・ガス田地域に発達する砂泥互層は 石油やガスをためる貯溜層および冠層として重要



第 2 図 大分県大野郡野津町白亜紀大野川層群の砂岩頁岩互層 (寺岡技官撮影)

な役割りを果たしている。したがって これらの地層のでき方や成因をはっきり知ることが 油田・ガス田の地質をとらえる上に非常に大切なのである。



第 3 図 宮崎県青島海岸中新世の砂泥互層(観光地の 1 つとして有名な「鬼の洗濯岩」)(木野技官撮影)

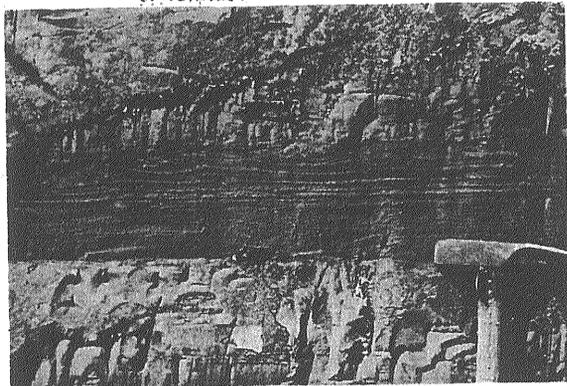
砂泥互層の重なりかた

では つぎにこのような地層のたまり方(堆積機構)の一端を知るために 露頭にもっと近づいて観察してみることにしよう。 第4図は砂泥互層を構成する砂岩層を接写したものである。 中央の突き出た部分が一枚の砂岩層(厚さ13~14 cm)であるが よく見ると 基底部から上位に向って砂粒の大きさが順々に小さくなってゆくのわかるであろう。 このような現象を 級化(grading)とよぶ。 また 砂岩層の上部には よく細かい織目が観察される。 これはちょうど木の葉を重ねたような状態であるから ラミナあるいは 葉理 とよばれる(第5図)。 この葉理は円磨された軽石粒・火山灰・木片・葉片など 比較的比重の小さい粗粒な物質と非常に細粒な砂粒との織模様である。 さらに 第4図 第6図 第9図に示すように軽石粒と同じ層準に偽礫(Soft mudstone pebble)とよぶ いく分角のとれた泥岩の礫が産することが多い。 この礫は砂泥互層を構成する泥岩と同じ岩質で 偽礫を含む砂岩よりいくらか以前に堆積した泥岩層から削りとられてきたものと考えられる。

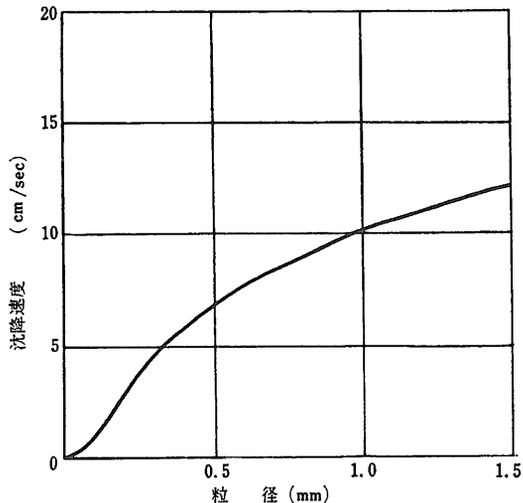
さて 葉理の生成 は 次のように説明できる。 一般に液体中に混合された粒子の沈降する速度は 粒子の形・比重・粒径などに支配される。 すなわち 角ばったものよりも丸いものの方が また比重の小さいものよりも大きいものの方が速く沈降する。 また 形と比重の同じ物質では粗粒なものほど速く沈降する。 第7図は沈降速度と粒径との関係を示した実験結果であるが このことがよくわかるであろう。 したがって 級化や葉理は 大小さまざまな砂粒や軽石・火山灰・木片などをまじえた一種の懸濁液から粗い砂粒ほど先に細かい砂粒や比重の小さい軽石や木片などがあとから沈澱したために生じたものと考えることができる。 一方 数cm から数10cm の直径をもった泥岩の偽礫が軽石のような比重



第4図 紀伊半島南部古第三紀牟婁層群にみられる砂泥互層(水野技官撮影)



第5図 房総半島中部大田代層の砂岩層にみられる葉理



第7図 沈降速度と粒子の直径との関係を示す実験結果 (Ruley 1933)

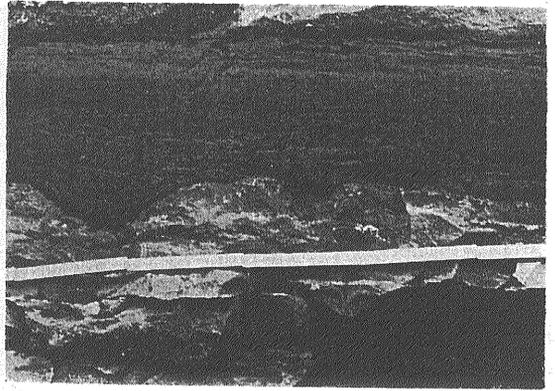


第6図 大田代層の砂岩層の級化現象とそれに含まれる偽礫

の小さなものといっしょに砂岩層の中上部に産する事実は上の説明と一見矛盾するように見える。しかしながらこれらの泥岩礫は泥岩が堆積してあまり時間がたたないうちに したがって現在ほど固結しておらず 比重の小さかった時期に砂を運ぶ流れにとり込まれて軽石粒といっしょに再堆積したと考えればうまく説明できる。

ここで砂を運ぶ流れが海底の泥岩層を削りとってきたと言ったが 実際にそのような証拠が残っているであろうか？ まず 第8図・第9図・第10図などを見ていただこう。これらの写真やスケッチから砂岩層の基底部に凹凸があるのがわかるであろう。これらの凹凸はあとの項で述べる底痕のある種のもの横断面だが これらから上の厚い砂岩層にその直下の泥岩層が削りとられてきたくぼみをみたくして 下にはり出している様子が見えてくる。このくぼみの底をみたくして砂は凸部の砂よりも粗く 時には浅い海に住む貝の破片や古生層の円礫などを含んでいる。このことは 下位の泥岩層が削られてきたくぼみの中では水の渦が生じ 流れの動きが強いため 粒の大きなものしか沈着できなかったことを示している。

なお 泥岩は砂岩の場合とちがって級化現象は観察さ



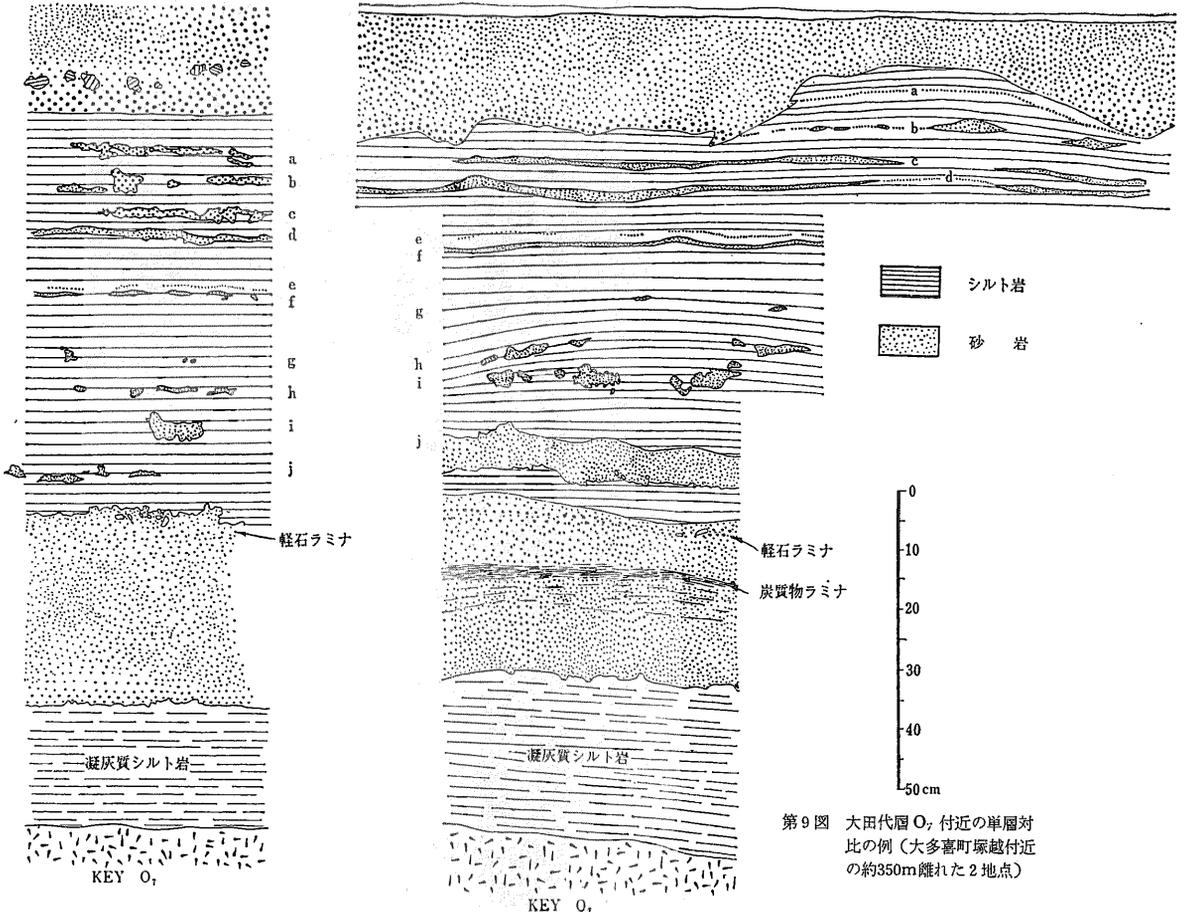
第8図 大田代層砂岩単層の基底の凹凸

れず ほとんど均質な泥粒からできている。

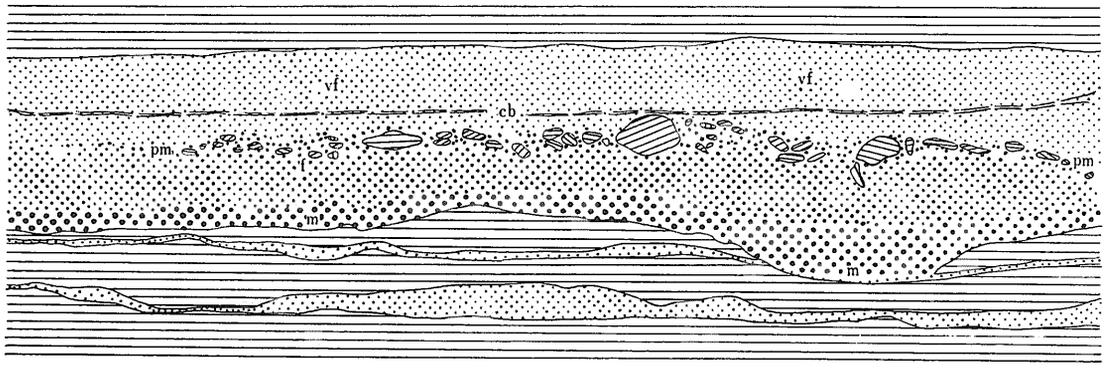
砂泥互層のなかにみられる化石

一般に砂泥互層には生物の化石が少ないとされているが 筆者らが調査を行なっている千葉県中部の上総層群中に発達する砂泥互層には 有孔虫や貝の化石がかなり多く含まれている。

有孔虫の化石は互層の砂岩中のものと泥岩中のものとは種類が全く異なっている。砂岩中には海岸近くや



第9図 大田代層O₂付近の単層対比の例(大多喜町塚越付近の約350m離れた2地点)



砂岩 vf:極細粒 pm:軽石
 泥岩 f:細粒 cb:炭片
 m:中粒



第10図 砂岩単層の組織と基底の凹凸(大田代O₇層付近)

大陸棚上部の砂質の底質をもったところに住む浅海種が多い。ところが泥岩中にはもっと沖合の泥質の底質をもった深海底に住む種類が卓越している。貝の化石も有孔虫の場合と同様砂岩と泥岩とでは含まれる化石の種類が全くちがっている。泥岩中には房総沖の水深300m以上の陸棚斜面に住む種類が多く二枚貝の場合には両殻がそろい生息地からほとんど運ばれずに地層中に固定されたものもある。砂岩層中に産する貝殻はほとんど破片になっていて比較的保存のよいものでもひどく磨耗している。構成種はいずれも浅海性のものである。したがって砂岩中の貝殻は泥岩中のものちがって貝の死滅後かなりの距離を運ばれたと考えられる。

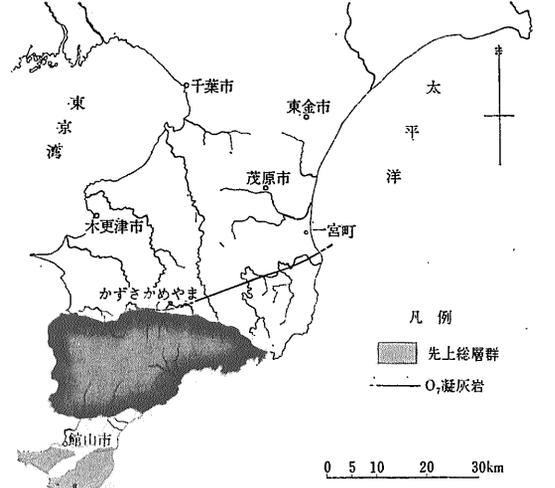
一枚の地層はどれ位の広がりをもつか

さて砂泥互層を構成する砂岩や泥岩は一体どれ位の広がりをもっているものだろうか？そしてそれぞれの地層は側方にどのように性質を変化させるものだろうか？砂泥互層は砂岩と泥岩の単調な繰り返しからなるため一枚ごとの地層の特徴をつかみにくいと褶曲や断層でひどく変形転位をうけていることが多いために一枚の地層を丹念に横に追いかけてその性質の変化を調べるという作業は外国でも国内でもほとんどなされていない。ただ個々の露頭内の観察や砂を運ぶ流れに関するある種の仮説から砂岩層は連続性に乏しくごく限られた広がりしかもたないと考えられていた。ところが筆者らが最近行なった調査によってこれらの砂岩層が驚くほど大きな広がりをもち側方に規則正しい性質の変化を示すことがわかってきた。

そこでまずその調査の手順から説明することにしよう。第9図は房総半島中部に分布する上総層群中の大田代層を構成する砂泥互層の一部をスケッチしたもので

ある。一番下の Key O₇ という地層は昔の火山噴火のさいに海底に降った火山灰が固まってできた白い凝灰岩で房総半島の太平洋岸から東京湾岸までほぼ60kmにわたって追跡することができる。遠く離れた個々の露頭の中で一見して同じ地層だとわかるような特徴的な地層を地質学者は「鍵層」とか「キーベッド」とかよんでいる。さて第9図の右と左の柱状図は約350m隔たった二つの露頭のスケッチであるがどちらの露頭でも同じような性質をもった砂岩がほぼ同じ間隔で重なっているのが読みとれるであろう。とくに数mmから2cm程度の薄い砂岩は厚い砂岩に比べて厚さの変化も非常に少ない。アルファベットで示した砂岩がそれぞれ同一の地層である。

第12図は第9図に示した鍵層 O₇ の直下に横たわる泥岩層とこの泥岩の下に重なる砂岩層とを上に述べた手順でつなげたものである。この図の西端は小櫃川流域の龜山村近東端は一ノ宮南方の鳴山の位置に当たるから1mたらずの砂岩層が30km以上も連続することがわ



第11図 上総層群大田代層中の鍵層O₇の分布

かる。西端の亀山付近では砂岩層の厚さは1cmほどしかないが東端はまだ20cm位の厚さをもっている。したがってこの間での厚さの変化率を使ってこの砂岩の延長を外挿すると50~60km程度になる。砂岩層の形態は場所によってかなり凹凸はあるが全体的には広がり中央部で厚く両端に向って薄くなっている。しかも形は非対称的で西半部では東半部に比べて厚さの減少率が大きい。第12図で砂岩層の基底部のアルファベットは砂岩層基底部を構成する砂の粒径を示したものであるが砂岩層が厚くなるにつれて基底の砂も粗くなるのがわかる。しかもこの粒度変化も層厚変化と同様に非対称的な性格をもっている。すなわち東半部では西半部に比べて砂岩層の同じ厚さの部分の基底粒径は小さい。前に述べた泥岩偽礫も主として東半部にしか含まれていない。偽礫の大きさも西から東に向って次第にへり角がとれて丸みをおびてくる。砂岩が最も厚くなる紙敷付近では下の地層が砂を運ぶ流れによってひきはがされていくらも運ばれないうちに海底に沈着したような見かけを示しているが引田から東の方では礫も小さく丸みをおび軽石粒などと共に砂岩層の上位に固定されている。これらの事実から砂を運ぶ流れは西から東に向っていたと考えられる。

一方鍵層O₇の直下の泥岩層はその下位の砂岩が

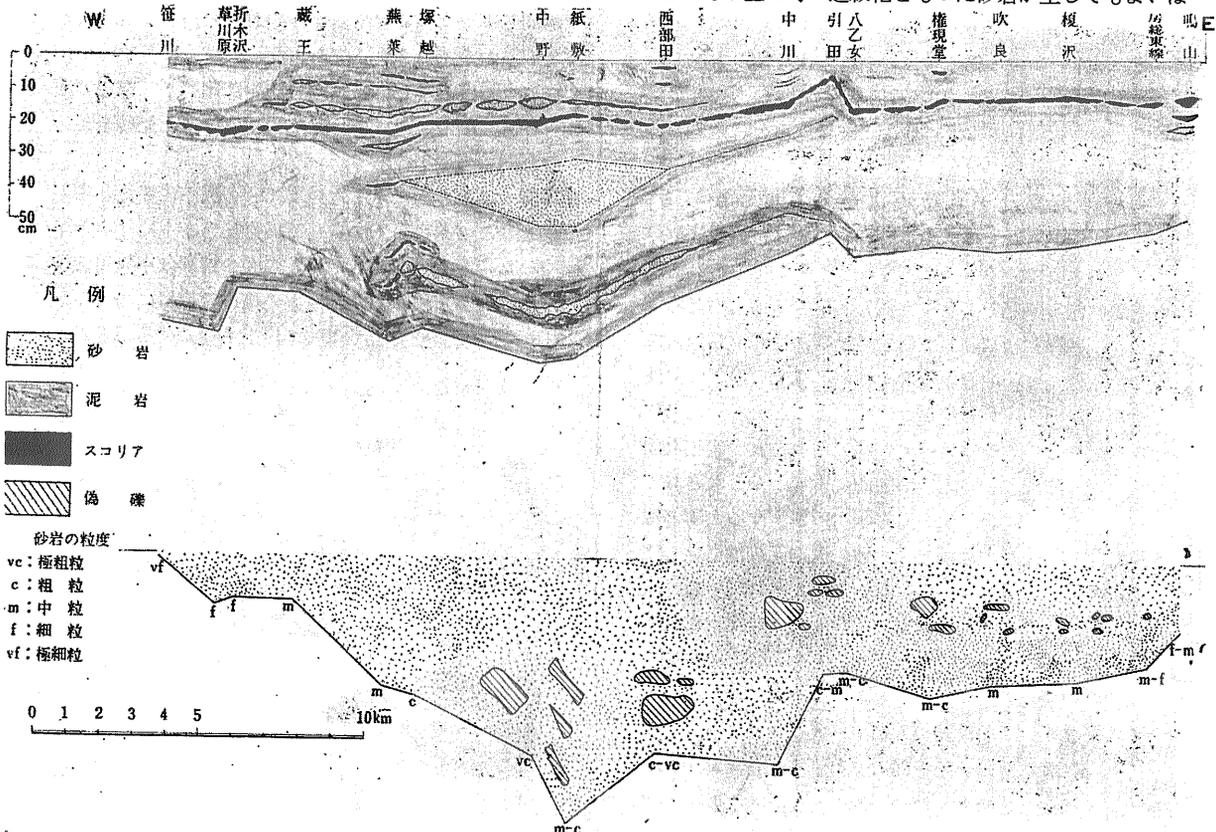
最も厚くなる塚越西部田間で厚くなっている。しかしながらこの泥岩中には含まれる薄い砂岩層の厚さをさし引いて考えるとその厚さの変化は下位の砂岩の厚さの変化に比べて著しく小さく東から西に向ってごくわずかに厚くなるだけである。また泥岩の粒度も東西でほとんど変化がみられない。このことは泥岩を作る泥粒が砂岩を作る砂粒に比べて地域的に水力学的性質の変化に乏しい流れによって運搬されたことを示している。

砂泥互層はどのようにしてできたか？

浅海性の生物の遺骸を含む級化をもつ砂岩と深海性の生物の遺骸をもつ無級化の泥岩とのリズムカルな互層の成因をどのように考えたらよいであろうか？

まず思いつくのは砂岩が堆積する時には海が浅くなりはじめは海底流が強い下位層を削ったり粗い砂がたまったりする。時がたつにつれて海が深さをまし海底流の力も弱まって細粒の砂岩をためながらさいごに深海性の化石を含む泥がたまるようになる。このような運動が数千回~数万回もくり返されて厚い砂泥互層が形成されるという海底昇降運動説である。しかしながらこの仮説では次のような事実が説明できない。

(1)海底が泥をためるような深さから砂をためるような深さにもち上る時逆級化をもった砂岩が生じてよいは



第12図 砂泥互層を構成する単層の形態(上層群大田代層の例 上部は泥岩単層 下部は偽礫をもつ砂岩単層)

ずである。ところが 砂泥互層には前に述べたように正常級化だけしかみられない。(2)一つの露頭で砂泥互層を構成する一枚一枚の泥岩層に含まれる有孔虫を調べると 厚さ10m位の間では種類がほとんど変らない。ところが 砂岩層中の有孔虫は一枚ごとに種類が著しく異なっている。昇降説でこれを説明するには 短時間内に海底が数百mも上下しながら 深くなる際にはある一定の深さのところでびたりと止まると考えなくてはならない。これは非常に考えがたいことである。

つぎに考えられるのは 混濁流説 である。これは砂岩を作る砂は海底をすべり下る一種の混濁流で深海に運び込まれ 泥岩を作る泥は海岸から沖合に向かって流れる定常的な海流によって運ばれると考える説である。このような考え方によれば 前に述べたいろんな事実が非常にうまく説明できる。

- (1) 泥岩がかなりの厚さにわたって同じ種類の深海性有孔虫を含み 砂岩に比べて厚さの変化も少ないことは沖合に向う定常流による運搬機構にマッチする
- (2) 砂岩層中の級化現象は深海に流れ込んだ混濁流から砂や木片・軽石などが粒径や比重によって分別沈澱を行なったことを示すものである
- (3) 砂岩基底の粒度が厚さと共に減少するのは上流から下流への流速の衰退を示すものであろう
- (4) 砂岩層中では一枚ごとに異なる種類の有孔虫が含まれ 磨耗破損した浅海性の貝の殻が含まれる事実は 大陸棚上部の異なる場所から砂が運び込まれたことを示している

(5) 泥岩偽礫が一方に丸みをましなから小さくなるのも 一定方向の流れによる砂の運搬を示している

このように混濁流説によって互層の成因をかなりうまく説明することができるが 現在でもこのような流れが存在するであろうか? 深い海底に起こるこのような流れは直接に観察されにくい。しかし カリフォルニア沖合やメキシコ湾などの2000mをこえる海底で深海の有孔虫を含む泥層の間に 浅海性有孔虫を含む級化をもった砂層のはさみが発見されている。このような事実はごく新しい時代にも浅海から深海へ砂を運びこむような流れがあったことを示している。

砂泥互層はどのようなところでできるか

砂泥互層は一般に数百から時には数kmの厚い地層を作っている。しかもこれが地質学的にはごく短期間に形成されたことがわかっている。短時間の間にそれほど多量の砂や泥がたまるためには 陸地の急速な上昇と共にそれに隣接した海盆にそれらの堆積をうけ入れる急速な沈降がなければならぬはずである。このように急激な沈降域と隆起域とがきびすを接して存在するという事は 前に述べた混濁流の発生に必要な海底斜面の形成にも好都合であろう。実際に 日本の第三紀層や中生層中に発達する砂泥互層は いずれも背斜地の急激な隆起とその前縁盆地の急速な沈降が起こったところに生じている。

(筆者は地質部・燃料部)

用語解説

地質学で使う 砂・泥 砂岩・泥岩 などの名称はいわゆる 碎屑性堆積物 に対して 基本的に使われる区分の名称で その初生的な構成粒子の大小すなわち 粒度組成 によって区別されている。個々の構成粒子は 球形としての直径をとり 1mmを基準に2の倍数をつかった尺度で段階的に区分づけられている。

粒子の直径 mm	細区分	中区分	大区分
2 — 4	細 礫	礫	礫(以上略)
1 — 2	極粗粒砂	粗粒砂	砂
1/2 — 1	粗 粒 砂		
1/4 — 1/2	中 粒 砂	中粒砂	
1/4 — 1/4	細 粒 砂	細粒砂	
1/16 — 1/4	微細粒砂	泥 (シルトの 細区分略)	
1/256 — 1/16	シルト—シルト		
1/256 以下	粘 土—粘 土		

地層は はいくつかの粒度の階級にまたがる混合物からなるから 量の多い階級の名前(よく50%

を基準にする)を岩質名に使う。たとえば 泥シルト 中粒砂岩のように。さらに一番多いものに次に多く含まれるもの(よく25%を基準にとる)を加えて 泥を多く含む砂岩を泥質砂岩というように呼ぶ。砂質シルト岩 微細砂質シルト などこの例。厳密な記載や成因の研究には 粒度分析をして 粒度(の頻度)分布をとらねばならない。頁岩とは 典型的には“本の頁”と形容されるように 薄い板状の割れ目が薄い層理に平行して入っている泥質の岩をいう。粒度組成上は粘土よりシルトが多い場合が普遍的である。泥岩は 頁岩に比べて層理性がないような“塊状”の泥質岩の呼び名で また シルト岩と粘土岩の総称でもある。非変成の泥質系統の岩の総称や シルト岩の同義語として使われることがあるが 誤解をまねかないように使いたい。シルト岩 に関しては海成層や三角洲堆積物によくシルト量の非常に多い一団の泥質層があり 独特の性格をもっている。この岩質をさすためにもシルト岩の名が使われる。