

いわゆる異常堆積について

三 梨 昂・垣 見 俊 弘

まえがき

表層地すべり型の異常堆積
スランプ構造
流状シルト岩と含礫泥岩
表層地すべり型のもう一つの例
深層地すべり型の異常堆積
(付) 層間褶曲型の構造
異常堆積層はなにを物語るか

地層はふつうの場合 厚さはちがうが岩質の一樣な単層が 畳を重ねたように ほぼ水平に堆積するもの というのが常識であるが 野外で実際の露頭を観察してみると ところどころ 岩質も一樣でなく 内部構造もみだれた地層にぶつかることがある。地質家は これらのいわば “異様な地層” に対して “層間異常” だとか “異常堆積” だとか あるいは “乱堆積” などと名付けて “正常な” 地層と区別してきた。

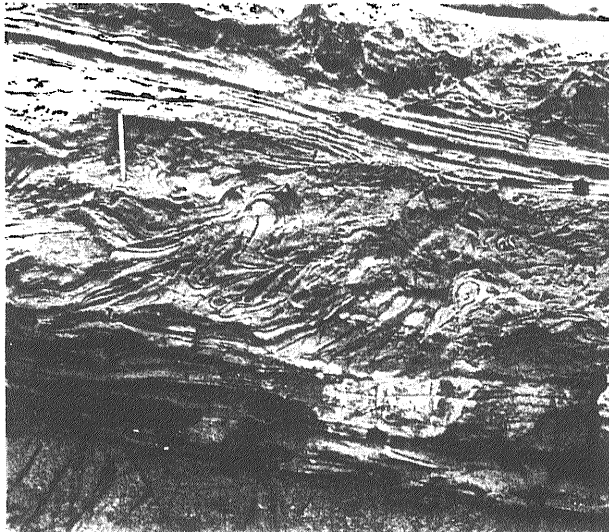
ところが このような堆積現象は 決して例外的なものではなく ある種の堆積様式を示すところ(堆積盆地)には むしろありふれたものでさえあることが だんだんわかってきた。またそれらの成因についても これまでは個々の異常についてあれこれと解釈されてはいたが ほかの露頭では応用のきかないような場合もあった。しかし ここ10数年の間に これらの “異常な” 地層が堆積学の面で重要なばかりでなく 地史学や層位学の問題を解く 大切な鍵になるものであることがわかってきた。今まではとかく敬遠されるか 物好きな人の興味の対象でしかなかったものが 一般の地質家にとっても

ていように扱われねばならないことが 認められるようになったわけである。

ところで 一体どこまでが “正常な” 地層で どこからを “異常な” 地層というのか という質問をされると 実に弱ってしまう。実際のところ これから述べる異常といい 正常といっても あくまで相対的な用語にすぎない。ここでは いわゆる “異常堆積層” のうち 地層の堆積過程でできたものだけに限ってとり扱い 堆積後 何らかの作用で変形したもの およびその疑いのあるものは 比較のための1~2例に止めて別稿にゆずることにする。堆積の過程でできた異常堆積層は “表層地すべり型” と “深層地すべり型” の2つに大別される。前者は 海底の堆積面の表面での “地すべり” でできたものであり 後者は ある程度の厚さの単層群が 海底の堆積面からある深さのところを境にして いっしょに上ったものとしておこう。

表層地すべり型の異常堆積

スランプ構造: 第13図や第14図のように 単層の内部(ラミナなど)が流動したことを示して クシャクシャに皺が寄っている構造は スランプ構造(slapping structure)といわれて 異常堆積構造のなかでも よくお目にかかる現象である。よく見ると 乱れたラミナが上の地層によって頭を削られていることが おわかりであろう。つまり 単層が海底の表面ですべりを起こしその後から上の地層がたまったことを示しているわけで



第13図 三浦半島城ヶ島の凝灰岩のスランプ構造(中新世)
〔丘上に白くみえるのはボールペン〕(水野技官撮影)

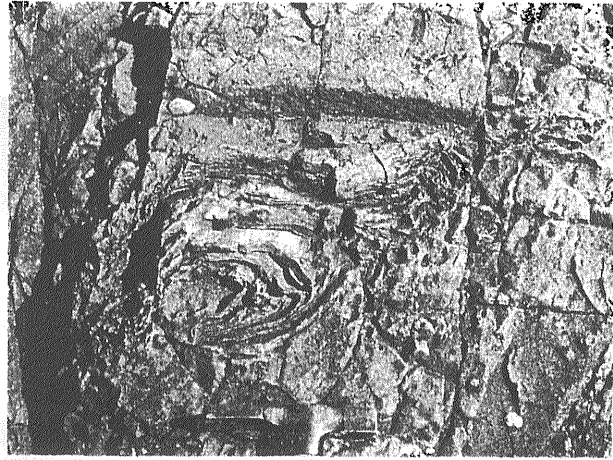


第14図 岩手県夏油川河岸の軽石質砂岩のスランプ構造 上の地層は砂質シルト岩(東大 山下昇博士撮影)

砂 シルト 粘土の混然となった堆積物で 浅い海に棲む介殻が パラパラに砕かれたり 磨滅した状態で散らばっていることが多い。よくみると 基底の近くでは礫の大きさによって ボンヤリと級化（前節参照）のみられることもある。比較的上部には シルト岩の偽礫がみられるものもある。

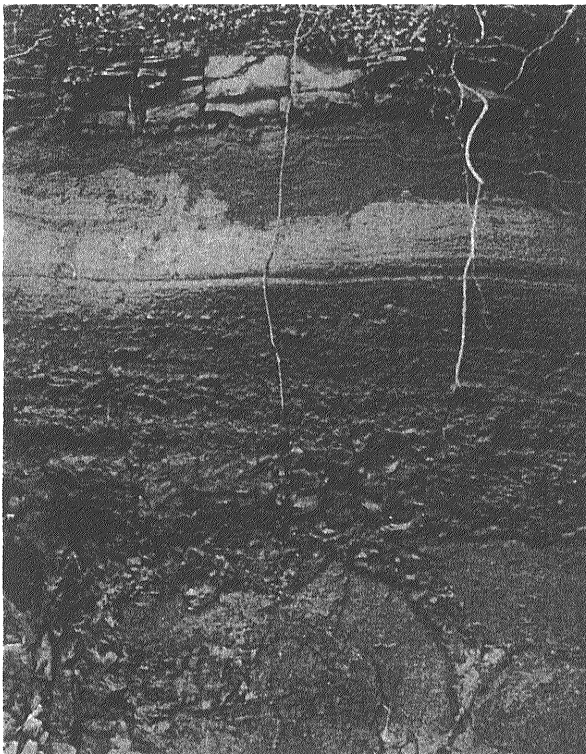
流状層のなかでは 一般には流状シルト岩が 含礫泥岩の上位にあるが 乱れた場合には 上下があべこべになったり ときには流状シルト岩がちぎれて 丸い形やオタマジャクシのような形をして 含礫泥岩の中に 一種の偽礫(slump ball)としてとりこまれていたりする。含礫泥岩と流状シルト岩の境は 遠くからみるとかなりハッキリしているが 境界面のようなものはみあたらない。流状層と ほかの地層との関係は 第17図に示したようで 級化の強い砂岩・あまり級化のみられない砂岩・シルト岩の互層（前節に詳しく説明されている 砂泥互層の一種）と密接に組合っている。これらの岩石の特徴は第18図でおわかりであろう。流状層は その下の互層または流状層をけずり また上位の砂岩または流状層にけずられている。

流状層のなかの有孔虫を調べてみると含礫泥岩および流状シルト岩には 陸棚のような浅い海底に棲む種類が非常に多く この点前節の級化した砂層のものと共通しているが それとのちがいは流状層には さらに陸棚斜面のような深いところの種類が混っていることである。

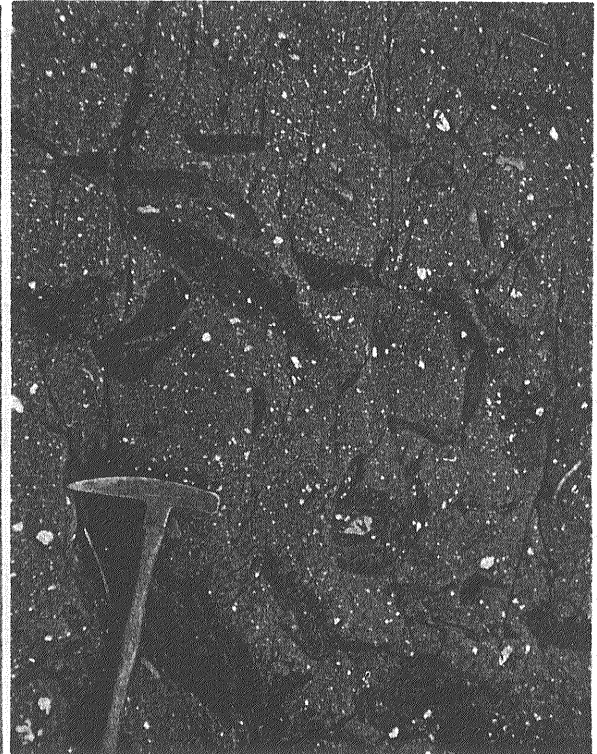


第20図 和歌山県南端古第三紀牟婁群の含礫泥岩にとりこまれた流状シルト岩の偽礫 (slumpball) (白い礫はチャート 黒い礫は粘板岩) (水野技官撮影)

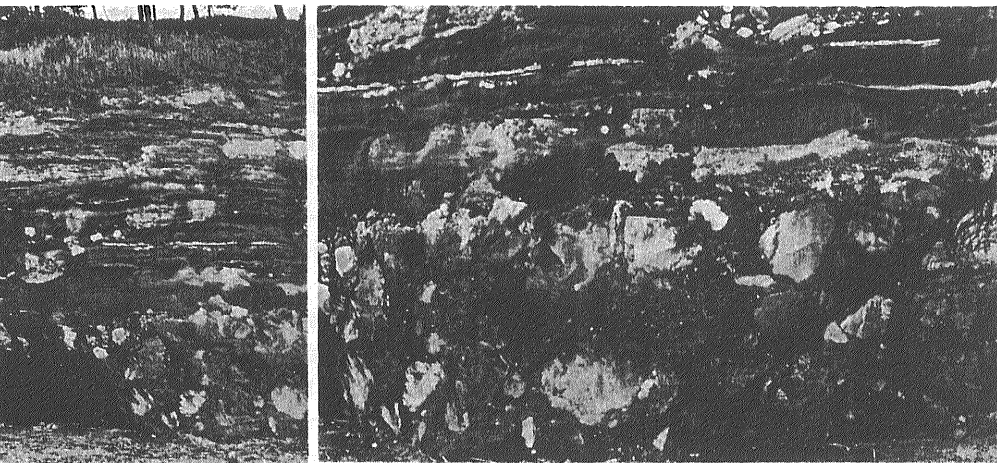
さて これらのことから この地域の流状層のでき方を考えてみよう。まず 含礫泥岩の性質から この地層は もともとは海岸近くの介や有孔虫が棲んでいる浅い海に 礫・砂・シルトなどにわかれて沈積していたものであったことがわかる。次いで何らかのショックによって これらが海底をそうとうの速さですべり下り堆積面の表層部をまきこみながら 混然一体となって シルトのたまっていたかなり深い海に 含礫泥岩として再堆積した。流状シルト岩がどうしてできたかは まだはっきり断定できないが おそらく この時に一たん水



第19図 房総半島養老川にみられる堆積構造 下部に破壊された含礫泥岩と流状シルト岩がみられる



第21図 大分県大野川盆地の白亜紀層（大野川層群）の含礫泥岩にとりこまれた流状シルト岩の偽層 白い礫は珪岩(寺岡技官撮影)



第22図
房総半島上総湊北
方海岸の異常堆積
層（第四紀層）

左は崖の全景（高
さ約10m）下部約
3mのところは異
常堆積層 中部は
偽礫を含む礫岩→
粗粒砂岩 上部は
砂岩シルト岩の互
層

右は接近してみた
ところ（中央の大
きな偽礫の上下の
幅は約1.1m）

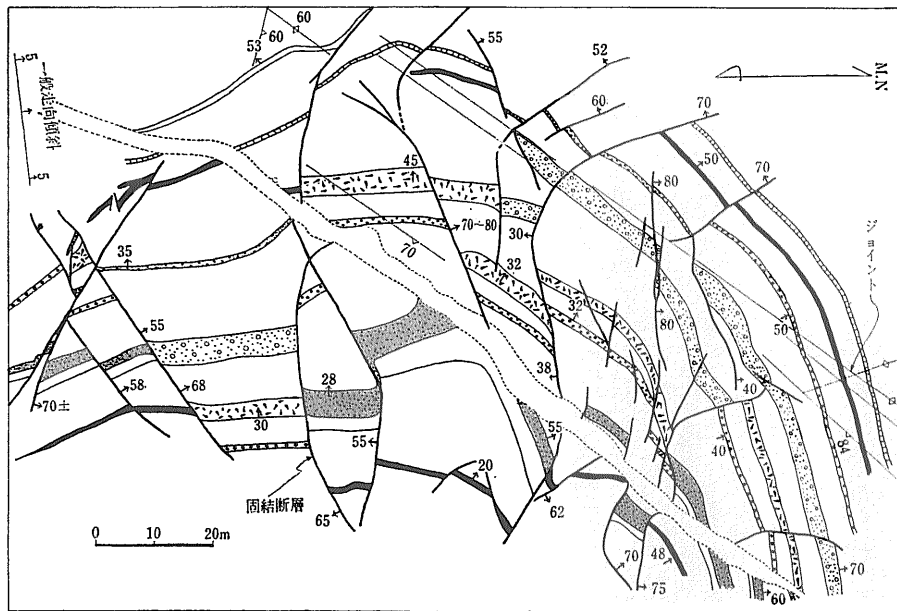
⑧

中にまい上っていた 比較的細かい粒子が ややゆっく
りと流れながら 海底をはした含礫泥岩の上に降り積
ったものではなかろうか？ ところで 一たん再堆積し
た“流状層”は こんどは 内部構造を完全にはこわさ
ない程度にゆっくりと 安定な場所に向ってすべてい
ったものと思われる。 まれには 流状層として固まり
かけた地層がもう一度こわされて 他の地層中にとりこ
まれているものもある（第19図）。

沈着→移動→再堆積→定着という“流状層”のでき方
が 前の節で詳しく述べられた級化砂岩層のでき方と
同じ過程をたどっていることを 読者はお気付きであら
う。 この意味では 両者に大きな違いはないといっ
てもよい。 両者のみかけ上の違いにみられるように含礫
泥岩 流状シルト岩 は泥質物が多いことから 主として
“流状層”に大量の泥質物が供給され——もともとあ



第23図 シルト岩や砂岩の偽礫のまわりに礫がくいこんで境界がぼやけ
ている



第24図
“深層地すべり型”の水平
断面図（藤田・三梨1957）
断層はすべて固結断層
白地はシルト岩模様入り
単層は火砕層および砂層
（千葉県夷陽郡木原線ふさ
もと駅南方200mの河底）

った泥と 下位層からとりこまれた泥を含めて—その混入度合が移動形式の違いや 不良淘汰の原因沈着後の変形程度の違いを生じているのであろう。

流状シルト岩と含礫泥岩の組合わせは 時代や場所がちがっても かなり普遍的に見られる。 第20図および第21図はその例であって 含礫泥岩のなかの偽礫（スランプボール）がよく観察される。

表層地すべり型のもう1つの例:表層地すべり型のなかでも 流状でない外観を示す異常堆積層があるのでその1例を紹介しておこう。

第22-A・B図は 房総半島の上総湊の北の海岸で見られる 第四紀層の礫岩の露頭である。 この礫岩の礫には 2つのグループがみられる1つは きわめて硬いチャートや粘板岩や火山岩からなり 大きさは最大10cm 多くは5cm以下で 現在の海岸の礫のように完全に丸くなっている。 もう1つのグループは さまざまの形をした きわめて軟かい シルト岩や砂質シルト岩まれには砂岩などからなる偽礫で 巨大なものは2m以上もあり 20~50cmの径をもつものが多い。 礫や偽礫の間は 砂や粘土のまじった きたない泥によって填

められている。 礫の間には おびただしい量の介殻がみられるが それらは一般に殻が厚く 破片となったり角がすり減ったりしたものが多い。 種類も 現在の海岸に打ち上げられているものが大部分である。 いっぽう偽礫のなかに入っているのは 数は少ないが 介殻が薄く ほぼ完全な形をして出でくる。 しかし棲んでいる場所は そう深いとはいえないようである。

おもしろいことに 偽礫のなかには まわりの礫岩との境をはっきりせず よくみると まわりから硬い礫やときには介殻までが 偽礫の中に喰いこんでいるものもある(第23図)。 また 雑然とまざり合っているようでも そのなかに うすい砂質シルトのはさまが ひものようにグニャグニャ曲って 続いているのもみられた。

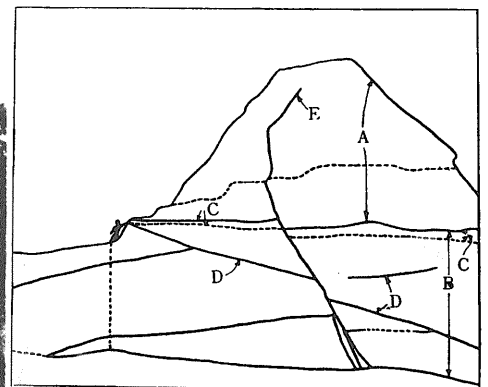
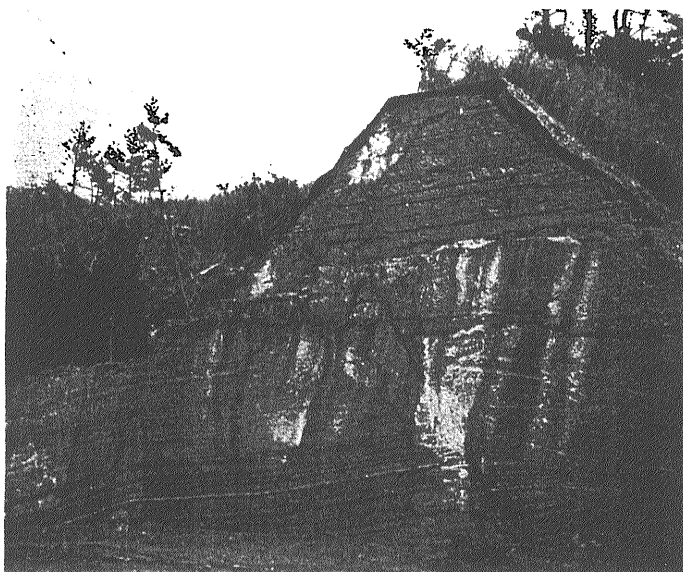
このように観察してみると この礫岩層も はじめはやはり 海岸近くに別々に堆積していた礫・砂・シルトなどが 海底地すべりによってゆっくりと流れ出し まざり合って再堆積したものであることがわかる。 そしてあまり長い距離を動かないうちに 止ってしまったのであろう。

深層地すべり型の異常堆積

房総半島の新第三系の地層のなかで ある露頭では 全体が褶曲状の変形をしているが その上位や下位に位置する露頭では 全く変形していないというものに出会うことがある この変形帯を 鍵層などを利用して追跡してみると この変形帯が一定の層準だけに限られていることがわかる。 そして一般に このような変形帯の規模は 数10mの厚さにおよぶものがあり 一見普通の

	表層地すべり型	深層地すべり型
異常層の生成時期と単位	単層の堆積過程および堆積直後にできたもの	単層群の堆積後にできたもの
正常層との関係	下限	一般に侵蝕面
	上限	内部構造を切って上位層におおわれる
内部構造	固結断層がない	固結断層が多い
	○一般に単層内部での異質物の混合がみられる(含礫泥岩+流状シルト岩) ○単層内部ではほぼ均質の流状構造(スランプ構造)	一般に単層の混合はみられず褶曲状、および固結断層で境されたブロック状の変形

海底地すべり型の異常堆積層の比較



第25図 深層地すべり型と正常な堆積層との関係
A正常な堆積層 B深層地すべり型の異常堆積層 Cシルトの流動帯 D固結断層 E新しい断層 岩相うすい(5~15cm)の砂層または火山灰層をはさむシルト岩層

褶曲構造と変らない程度のももある。

つぎにこの変形帯をくわしく観察すると“固結断層”^{*1}が非常に多く発達しており(第24図) 変形構造と固結断層の“引きづり”などから これらの固結断層は変形構造の形成に伴ったものであることがわかる。なおこの変形帯と下位の“正常”な地層との境も ほとんど上記の固結断層で接していることが明らかになった。また変形帯の構造や固結断層は 普通の断層に切られてずれていることから(第25図) その変形をうけた時期は普通の断層ができた時期より前であったことがわかる。しかしこれらのことがわかっただけで 変形帯の上限がどのようになっているか不明のため 地層の形成過程という長い時期のなかで 何時 どんな条件で できたかについては あれこれと仮定をおいて推定するに止まっていたが 最近ようやく第25図のような露頭が見つかり 変形帯の上限と上位の“正常”な地層との関係が明らかになった。第25図では“正常”な地層との境に30~40cmの厚さの“シルトの流動帯”^{*2}があり 変形帯内の固結断層やラミナが この流動帯に切られており 上位層との境は固結断層ではないことがわかった。したがって この変形帯の形成された時期は 変形帯内の地層の堆積後で“シルトの流動帯”の堆積以前ということになるわけであるが 推論を加えて この“流動帯”は 断層を伴う変形作用により生じた堆積面の凹凸を平坦化したものである。と考えると できた時期は ほぼ“シルトの流動帯”の堆積時ということになる。

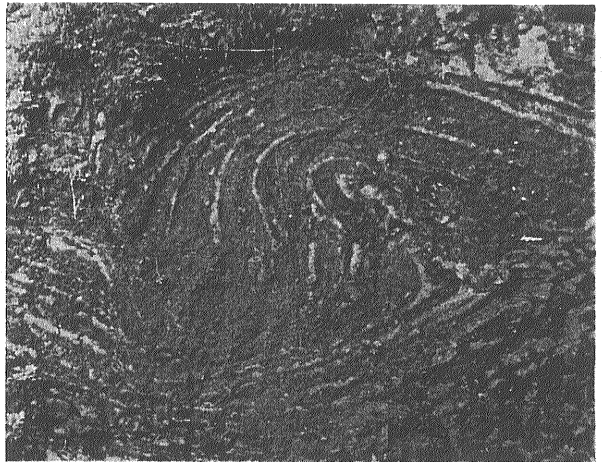
なお 変形帯が一定層準でよく連続し また側方へ“正常な”地層になり さらに離れた地区で 再び同じ層準が変形帯になることから その同時性がみとめられる。これらのことから この変形帯は 堆積(定着)した単層のあつまりが 海底からある程度の深さ(厚さ)のところを境にして 海底地すべりをおこし ある方向に滑った結果生じたものと考えられる。このようなものを“深層地すべり型”と呼ぶことにする。以上に述べた特徴をまとめ また表層地すべり型のものと比較すると 12頁の左下掲の表のようになる。なお“深層”と“表層”の区別は相対的なものであり したがって その中間的なものもでてくる可能性がある。

(註)*1 普通の断層のように 断層粘土や断層角礫がなく 断層面が融着して 黒褐色のすじ状になっていることが多い 落差は数cmのものから 20mに達するものがある

*2 不規則な曲線状に変形したラミナをもつシルト岩からなり 下位層を切って分布する

(付) 層間褶曲型の構造

第26図は 東北地方の脊梁山脈の新第三紀層にみられる互層の構造である。図で黒っぽくみえるのは凝灰質の砂岩 白っ



第26図 岩手県横黒線沿線の新第三系(中新世)凝灰質砂泥互層にみられる層間 曲構造(写真の上下は約2m)

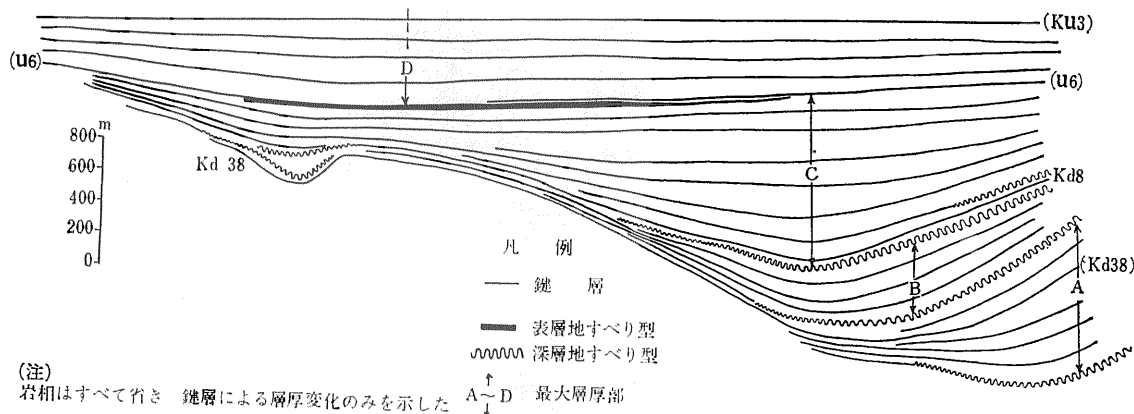
ぽくみえるのは同じく凝灰質のシルト岩である。この図ではみえないが この互層の下には約2mの砂質凝灰岩がほぼ水平に横たわっており 上には 凝灰岩 凝灰質砂岩 凝灰質シルト岩の厚い互層があり 図の褶曲した地層の直上から数mの間では これと調和的(だいたい平行)に大きく波打っており だんだん上に行くについてほぼ水平になってゆく。図でもわかるように シルト岩の方は太くなったり細くなったり 途中でちぎれたりしているが 砂岩のほうはスムーズに その間を埋めるように曲っている。

ちょっとみると この構造も前に述べた地すべり型のように思われるが そのでき方は全く違っている。この構造は 地層が上にあるていどたまったあとで 上の地層の重さと 堆積層のわずかのかたむきなどで 特定の地層のところの 構成物だけが安定をもとめて移動したものであろう。このような構造は げんみつには堆積構造(地層が堆積中かまたはその直後の構造)とは云えないが 一方せまい意味の地質構造ともちがうので 比較のためここに挙げておくことにする。

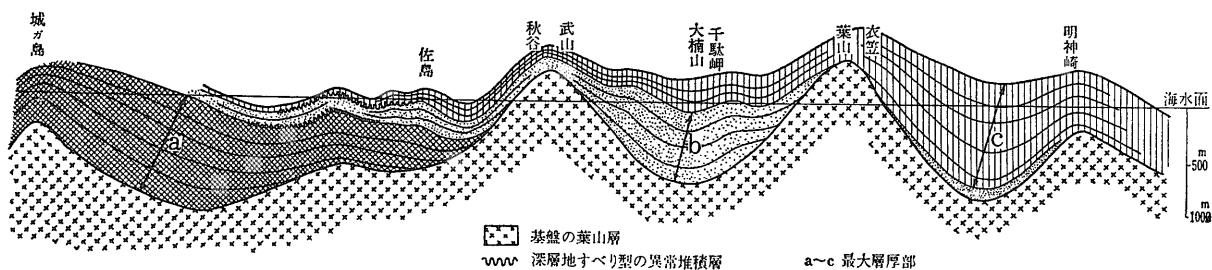
流れを示すこのような構造は さきの地すべり型の堆積構造も同様であるが 波打った面の走向をクリノメーターで測ることによって 流れの方向を推定することができる。また 第26図のように 波の山がどちらかに傾いている場合には どちらから応力が働いたかを出すこともできる。もちろん 測るときには たくさんものを測って 統計的に分析しなければならない。

異常堆積層は何を物語るか

第27A図は 房総半島の鮮新世~更新世初期にあたる上総層群の層序断面図である。岩相を省略し 鍵層によって層厚変化の形態と深層地すべり型の異常層の位置とを示したものである。この図から岩相の種類には関係なく 地層の一番厚く発達する地点(A B C D)を中心に 地層の発達のし方が上から下へ4つの単位にわけられ そしてこれらの各単位の境に“深層地すべり型”の異常層があることがわかる。さらにその中心部がみかけ上^{*1} A→B→C→Dの西側に移動しているのが



第27A図 概念化した層序断面図房総半島上総層群(鮮新世)(東西方向)



第27B図 三浦半島南部の第三紀中新世の地層を銼層により表現した各時期別層原変化図(南北傾斜方向)

わかるであろう。つぎに各単位の境をはさんで その上位や下位の“正常”な地層の層厚変化について すこしくわしく調べてみると 上位のものは 上位の単位に下位のものは下位の単位に属し 中間的なものがないこと および異常層内の層厚変化の状態は 下位の単位に属していることがわかる。これらのことから その生成過程を考えてみると 初め堆積盆内のある地区を中心に沈降し堆積していたものが つぎに 別の地区を中心として沈降する堆積盆に急激に移動し そのため海底の堆積面の傾斜に変化を生じ 前述の“深層海底地すべり”をおこしたものであろう。云いかえれば 深層地すべり型の異常層は 堆積盆内における沈降の中心が変位する(づれる)という運動の型式を具体的に表現したものであり それを起こした 沈降運動は ひきつづき次の時期の地層の発達を規制しているとみる事ができる

*1 走向方向の断面ですから立体的にはちがってくる

第27A図で“表層地すべり型”の異常層については“流状層”が最も集中的に発達する 梅が瀬層上部のものだけを記入した(第27A図Dの下限のもの)これについては 上述の“深層地すべり型”と同様な役割をはたしているが 一般に“流状層”は深層地すべり型のものより普遍的に発達し(砂勝互層と泥勝互層の境付近など)“深層型”のような はっきりした傾向は認められていない。

第27B図は 三浦半島の南北方向の断面(地層の傾斜方向)で新第三紀中新世の地層の層厚変化図であるがここでも a→b→cのように 沈降部位が 段階的にづれていること および深層地すべり型の異常層の位置から上述の傾向がみとめられることがわかった。

地質学では 地層の重なり方の法則として 沈降部位が一定方向(構造運動にかかわらず)に移動する現象を将棋の駒にたとえて“将棋倒し構造”と呼び 1つの法則になっているが 私たちの異常層研究の成果は 将棋倒し構造の駒と駒との間は 具体的にどの様にしてづれたか また駒の大きさや形態といった点について その法則の内容を豊かにしたものと思っている。

以上 主として南関東の新第三系のものについてのべたが 他の地域でも 同じ型をした異常層が あちこちで見られる。それが前述のような規則性を示すものかどうか? また異常層はみられなく 沈降程度の少ない堆積盆では 沈降部位の変化の様式はどんな表現をとるものかということは 私たちの今後の問題である そのためには 混濁流(turbidity current)といった1つの仮定によってすべてを解消する態度をやめ 1つ1つの具体的な形式を明らかにし また絶えず“正常層”との関係を考えてやってくる必要があると思う。

(筆者は燃料部・地質部)