

前回は付加体という少し複雑な地質の話でしたが、今回は正常堆積物の話です。

地層のはなし 1

(1) 粒子の大きさによる運搬・堆積について

岩石の砕かれた碎屑物は、大きい物から、礫・砂・泥（シルト・粘土）に分けられます。その中で、砂粒が一番、運ばれやすく、堆積しやすい大きさです（図1）。河川が氾濫したときに川からあふれ出てすぐに砂が堆積します。そのため、川の両岸に砂が堆積しやすく高まりをつくります。これが自然堤防と呼ばれるものです。高まりであること、砂のため水はけがよいことなどから、古くから集落がつけられやすいところです（図2）。

あふれ出た水とともに細かな泥は河川の背後にある低地に溜まります。この場所を後背湿地といいます。日本の平野部ではほとんど埋め立てられています。

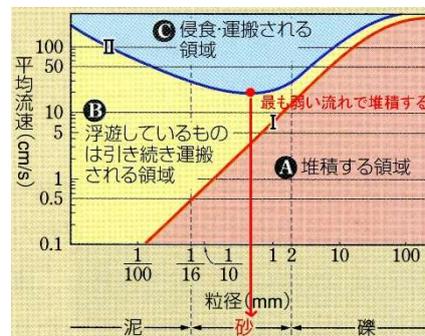


図1 碎屑物の侵食・運搬・堆積

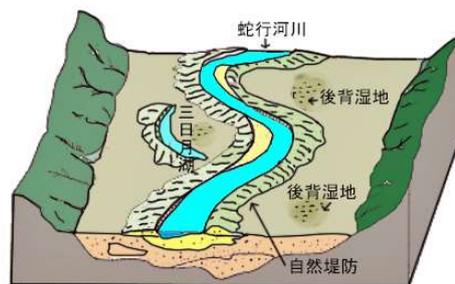


図2 河川と地形

(2) 地層はよく水平に堆積しているように描かれますが、少し複雑です。川によって運ばれてきた碎屑物は、浅海に堆積するとき、海岸に近いところから、礫、砂、泥の順に堆積します。ほぼ同時に堆積したものが一枚の地層と考えられますが、このふり分けによって、一枚の地層は堆積場所によって礫・砂・泥と変化します（図3の赤線とピンクの線で挟まれたところが同時期に堆積した一枚の地層です）。図3のように全体が見渡せるときはいいのですが、狭い範囲しか見渡せないところでは、同時期に堆積した砂層がいつの間にか礫層に変わったり、泥層に変わったりします。これが地質調査のむづかしい点の一つになっています。

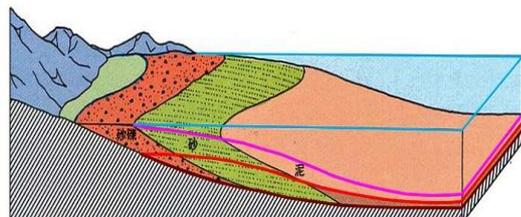


図3 浅海での地層の堆積

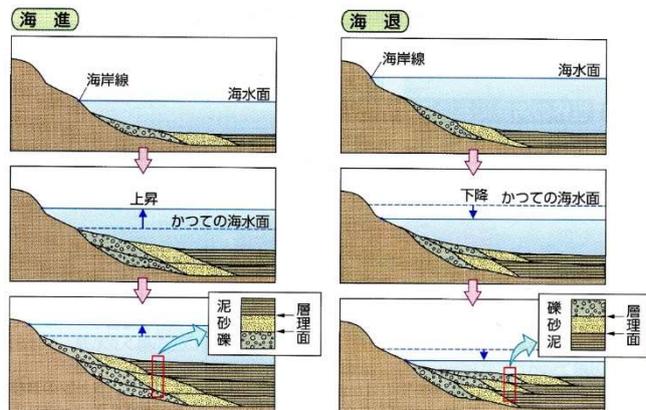


図4 海進と海退の堆積（地学図表：浜島書店）

さらに、海水面が上昇するとき（海進：暖かい時代）と下降するとき（海退：寒冷な時代）とで堆

積の様子が少し異なります (図4)。

細かな目で見ると、堆積の様子はさらに複雑です (図5)。これは洪水堆積物の例ですが、砂、礫、泥が複雑に堆積していることがわかります。さらに、その後の侵食や再堆積で複雑になっていることも多く、地質調査のむつかしさになっています。



図5 洪水堆積物 (鈴木, 2000)

(3) 河川はその形状で、蛇行河川と網状河川に分けます。図6・図7はWebサイトからお借りしたもので外国の河川です。流路がほぼ決まっている蛇行河川に比べ、網状河川の方が周囲への堆積が起りやすいようです。東海層群は、後者のような環境だったのではと私は推測しています。



図6 蛇行河川 (コスタリカ Terraba Sierpe National Wetlands)



図7 網状河川 (カナダ Slims River)

(4) 地層の走向と傾斜

地層の広がりを表す方法は走向と傾斜を用います。地層の広がりには3次元ですが、表現しにくいので工夫されたのが走向と傾斜です。まず、走向は地層面 (2次元) を線 (走向線) という1次元で

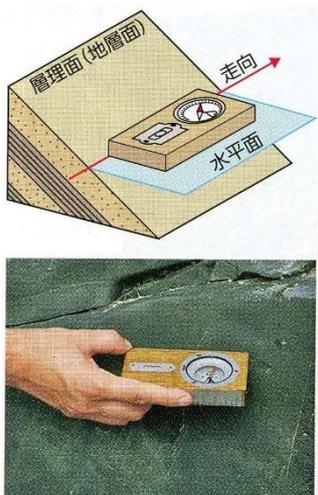


図8 走向の測定 (地学図表: 浜島書店)

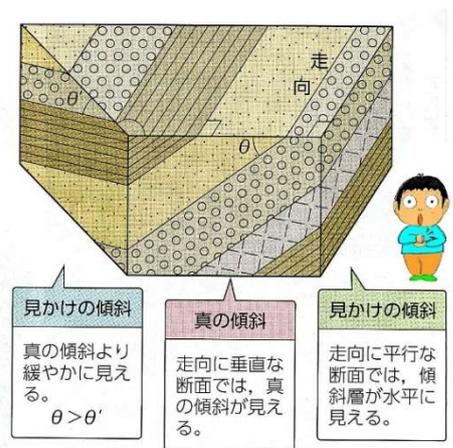


図9 真の傾斜と見かけの傾斜 (地学図表: 浜島書店に加筆)

表す方法です。それは地層面と水平面の交線の方向で表します。図8で使っている道具はクリノメーターとありますが、これを地層面に水平の状態であてがって、その交線の方向を北から何度東（または西）にずれているかで表現します。傾斜は、字の通り地層面の傾きで、これもクリノメーターでその角度を測ります。クリノコンパスという道具もあります。図8は私が測定している写真です。

正確な傾斜角度は走向を決めないと決まりません。図9の真の傾斜というのが本当の傾斜角度を示しますが、図のように見る方向によって、傾きの角度は変わります。走向に平行な断面で見ると、傾いている地層も水平に見えます。真の傾斜が最大の角度になります。

(5) 地質図で見る地層（境界線）の現れ方。

地質図で見ると地層と地層の境界線は多くの場合、湾曲しています。単純に一方向に傾いている地層も、その境界線は複雑に湾曲しています。その理由は、地形との関係で湾曲してみえるからです。図10を参考に考えてみてください。地質図で境界線が複雑に曲がっていても、地層が波打っているわけではありません。垂直な地層は地形の影響を受けませんので、地質図では直線で示されます。水平な地層は、等高線に沿って湾曲します。この関係は断層でも同じです。

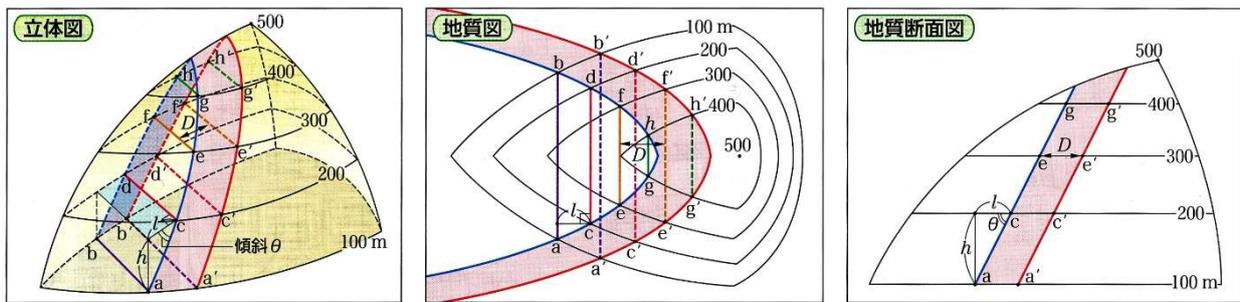


図10 地質図で表現される地層境界線 (地学図表：浜島書店)

(6) 断層

地層は、後の時代に応力を受けて、変形、破壊します。地層がまだ柔らかいときや、非常にゆっくりと応力を受けると、地層は波打った褶曲ができます。一方、硬くなってから、または急激な力を受けると地層は破壊します。割れ目が入ったもので、ずれが生じていないものは節理といいます。割れ目を境目に地層にずれが見られるものは断層といいます。松本清張の小説で段崖を「断層」と表現してあるためか、崖のことを断層としてみえる方にお会いしたことがあります。もちろん誤用です。断層には、正断層（上盤が下がったように動いたもの）、逆断層（上盤が上がったように動いたもの）、横ずれ断層（多少は上下にも動きますが水平方向に比較的大きくずれたもの）などがあります。ここでは、前号（会報 no.15）で出てきた衝上断層^{しょうじょう}についてのみお話しします。

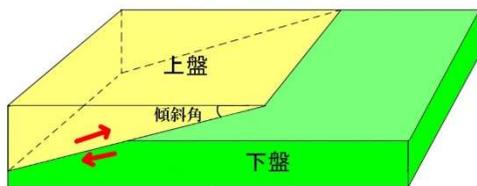


図11 衝上断層



図12 中央構造線 (大鹿村中央構造線博物館 HP)

(Thrust fault：スラストともいいます) は逆断層ですが，断層の傾斜角（断層面と水平面のなす角度）が 45 度以下のものをいい，低角逆断層とも呼ばれます（図 11）。

西南日本には中央構造線という大断層があり，愛知県でも渥美半島を掠るようにして豊川沿いに走っています。図 12 で示されているのは，西南日本内帯と外帯（領家変成帯と三波川変成帯）の境界を示す「地質境界としての中央構造線」です。かなり直線的な分布をしていますので，傾斜角が大きいことが推測されましたが，北に傾く低角の断層の様です。中央構造線は中生代白亜紀に南にあった北海道西部・東北日本・西南日本外帯に当たる部分（現在の日本列島を縦割りした東側のイメージ？）が北へ移動して誕生したと考えられています。その後，中央構造線は何度も活動し，地質境界としての中央構造線沿いに現れている活断層が「活断層としての中央構造線」です。この中央構造線は，地下 15km 以上の深さに達する中央構造線の古傷が，現在の地殻変動を起こしている力によってずれ動かされ，そのずれ目が地表に現れたものです。ずれ方の違いによる断層面の角度の違いによって地表に現れる位置も変わり，「地質境界としての中央構造線」と「活断層としての中央構造線」が地表に現れている位置は，数 km 離れているところもあります。

中央構造線の有名な露頭として，愛媛県松山市の砥部衝上断層（国天然記念物）があります（図 13）。

写真のほぼ中央の赤みを帯びた部分の右側が断層面で，手前側に川を横切っています。右手側との段差ももとは断層によるものです。この活断層は，訪れるたびに整備？され，見学しやすくなっています。



図 13 砥部衝上断層

地質学は石炭などの採掘のために発達したといってもいいと思います。上盤，下盤（断層面を境に見た目の上下でいいます）という用語もそうですし，目的の地層が消えてしまうこともある断層のことを英語で fault（過ち・失敗）と呼ぶのもその名残だそうです。

余談ですが，日本のような雨の多いところは樹木や碎屑物で覆われやすいのですが，外国でみた図 14 のような露頭を見ると，地質調査はしやすいのかなとちょっぴりうらやましく感じました。

ヴェルドン峡谷：フランスのニースの北 150km ほどのところにあり，フランスアルプスの南端に当たります。ここでは褶曲（背斜）が見られます。

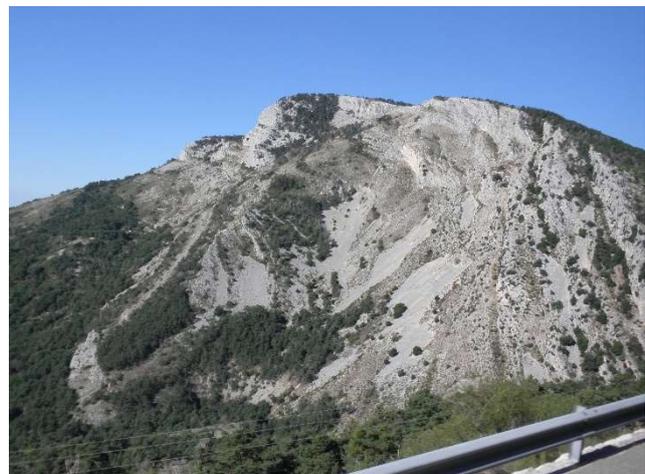


図 14 ヴェルドン峡谷