

斜層理

長 浜 春 夫
佐 藤 茂

砂層や礫層の多い河原を歩いていると 第28図のように 河床に対して40°以下に傾斜した短い層理がほとんど定方向に配列して 一種の縞模様をなす地層を見ることがある。これをもう少し詳しく観察すると 斜めの縞模様は 砂や礫の粒の大きいものは大きいもの同士で斜めに配列し 小さいものは小さいもの同士でそれに平行に配列して作られている。さらに ところによっては1つ1つの縞ごとに その中で下から上に向かって粒の大きいものから 小さいものに順次に移りかわる いわゆる級化現象を示したり 砂鉄や浮石など一般の砂礫と比重の異なる粒が 縞目にそって配列しているのを見ることがある。このような縞模様を斜層理 (diagonal bedding) という。

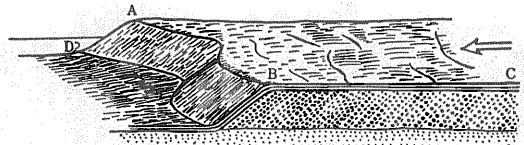
斜層理に対する厳密な定義は まだ定められていないが 主層理面に対してある角度をなす小層理が配列して作る堆積岩の初生的構造と解してよいであろう。ここにいう主層理面というのは 正常な堆積によって作られた層理面のことで 堆積時にはほぼ水平である。上記の河床面も一般の層理面にほぼ平行とみなしてよい。斜層理は また 偽層 (false bedding) 斜交層理 交叉層理 (cross-bedding・cross-stratification) 斜交葉理 (cross-lamination)・current bedding・oblique bedding あるいは lee side concentration などとも称され 国内外ともに用語は全く統一されていない。

第31図に示すように 斜層理を構成する最小単位の地層を仮に 斜層単層 (diagonal-stratum) (前庭層 (foreset bed) ともいう) と呼び 斜層単層の集合体で 本質的には主層理にほぼ平行な地層単位を仮に 斜層理のセット (set of diagonal-strata) (diagonal-bedded sedimentation unit ともいう) と呼ぶことにする。

次にわが国の第三系にみられる斜層理の性質について少し述べよう。

斜層理の最大傾斜角 きわめてわずかの例外を除いて40°以下である。最も多く現われる最大傾斜角を炭田別に示すと 次のようになる。

佐世保炭田第三系 (784資料による) 15-20°



第28図 P. E. Potter and Pettijohn (1963): Paieocurrents and Basin Analysis, Plate 8B より概念化して描いた

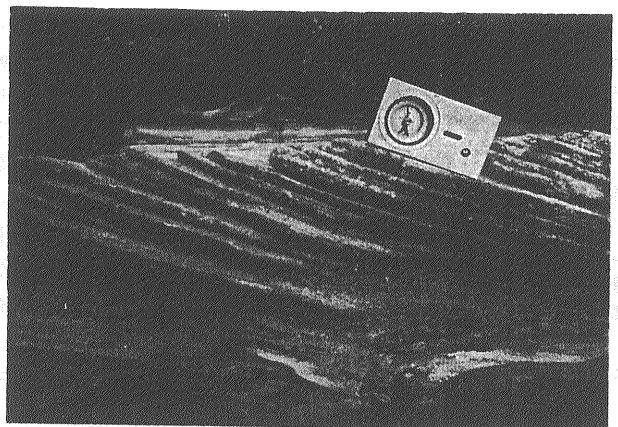
崎戸松島炭田古第三系 (184資料による)	15-20°
高島炭田古第三系 (152 //)	15-20°
常磐炭田新第三系 (106 //)	20-25°
釧路炭田古第三系 (38 //)	25-35°
釧路炭田更新統 (釧路層) (82 //)	25-30°

上の数値から 不じゅうぶんな資料ではあるけれども 炭田間で差違のあることがわかる。しかし 佐世保炭田では さらに層準別 (6層) 粒度別に検討したが ほとんどいずれの場合にも15-20°のものが最大を示すことは興味深い。

斜層理のセットの厚さ 数cm から15mに達するものまで測定されているが 佐世保・崎戸松島・高島の各炭田では 全測定数の約40%が10-30cmで意外に薄い。常磐炭田では20-30cm 釧路炭田では30-40cmのものが非常に多く 北西九州の炭田地域よりやや厚くなっている。しかし斜層理を含む砂岩層は一般に

第1表 斜層理の形態的分類比較表

① 斜層単層の配列状態による (長浜春夫 1963)		② 斜層理のセットの形状による (R.R. Shrock 1948)		③ 斜層理のセット下底面の性質による (E.D. McKee and G.W. Weir 1953)	
平面型		板状 Tabular	(非侵蝕)	(侵蝕)	
		楔状 Wedge-shaped	単純型 Simple	平面型 Planar	
曲面型	谷型	レンズ状 Lenticular	(侵蝕) トラフ型 Trough		
	峯型				



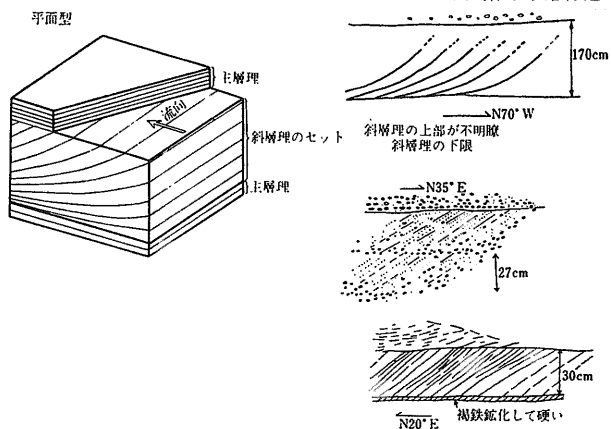
第29図 平面型 深月層 (中新世中期) 長崎県北松浦郡鹿町町



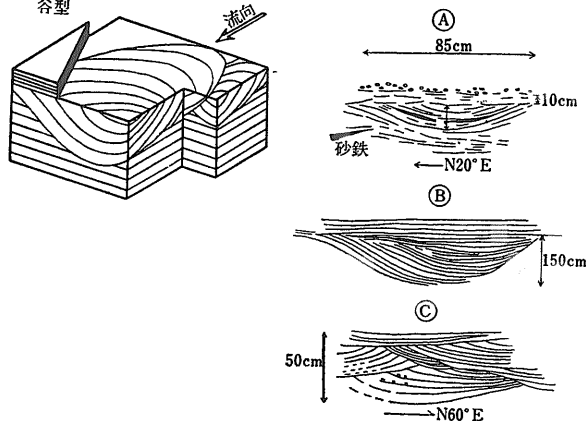
第30図 平面型 釧路層(洪積世)北海道東部標茶町塘路付近



第32図 谷型 釧路層(洪積世)北海道東部標茶町
谷型



第31図 平面型 斜層理の模式図とスケッチ



第33図 谷型 斜層理の模式図をスケッチ

厚く 佐世保炭田では5m以上のものが全測定数の70%を占める。 国外では 風成層の砂丘で約260mに達するものが報告されているが 一般には1m以下で 北部イングランドの上部石炭系の例では60~90cmのものが最も多いといわれている。

斜層理には色々な形態のものがあリ またその成因についても種々推定されている。 しかし ある生成条件のもとでは どんな形態の斜層理ができるかが明らかでないうえ 斜層理の形状を立体的に確認することが困難であるため 形態的にも成因的にも分類については異論が多く まだ統一されていない。

形態的な分類の基準としては

- ①1つのセットを作っている斜層単層の配列状態
- ②斜層理のセットの形状
- ③斜層理のセット下底面の性質(形状と侵蝕面であるかどうか)

などがあげられる。 おのおのの基準による分類とそれ

ら相互の関係は 第1表に示すとおりである。

これらのうち ①による分類は 後述するように 斜層理から堆積物の運搬方向を解析する場合の1つの基準になると同時に 露頭観察によって区分することが ②および ③による場合よりも容易である。

1つのセットの形状や内部構造を知るためには 少なくとも3方向の断面を観察しなければならない。 しかし 実際に野外においては 私たちは自然に露出している断面しか観察できない場合が多い。 第31図に示すように 平面型斜層理の走向に平行な断面では主層理と斜層理とを区別することはできず 谷型や峯型の斜層理でも軸の方向やこれに近い方向の断面では 斜層単層は見かけ上平面型の配列をなす(第33 35図)。 また 露出が局部的な場合は 谷型や峯型の斜層理でもしばしば平面型に見誤るおそれのあることに注意しなければならない。 まして 局部的な露出から セットの形状やセットの下底面の性質を推定することのむずかしいことは 第36

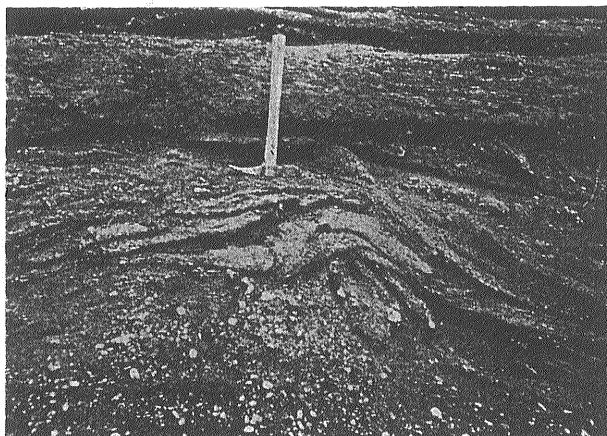
37図からも想像できるものと思う。

では このように異常な層理の配列を示す斜層理はどのような環境のところにどのような機巧で作られたのであろうか。この点については不明な点が多い。まず 第28図について考察してみよう。河川が増水して流速が増すと多くの砂礫をABC面をこえて運搬するようになるがこの濁流がABD斜面にかかる地形面の影響によって流速が落ち砂礫は流水による浮力を減じてABD斜面上に沈積するものと推定される。斜層理の縞目はおそらくABC面をこえる濁流がほぼ周期的に流速を変えるために生じたものであろう。このようにして斜層理は下流に向かって生長してゆくものと思われる。またこの水流がある速度以上になると斜層理のセットの上部は侵蝕されだしいわゆる“洗い流し”を生じ逆に減水して流速を減ずる場合には斜層理の生長はほとんど停止しより細粒の堆積物がセットをおおって沈積するようになる。静水内において砂を積みあげることのできる最大の傾斜角すなわち静水中における砂の安息角は約40°といわれる。したがって斜面方向に流速がある場合は傾斜角は40°以下になるはずである。斜層理の傾斜角はおそらく沈積位置の流速に最も大きく影響されるものと思われる。

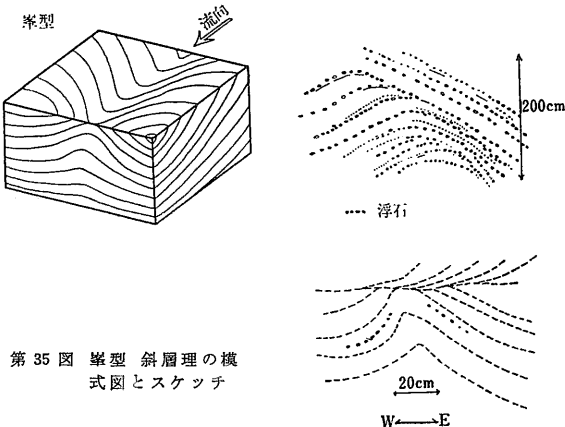
河成堆積層の1例について述べたが斜層理は海浜砂洲 砂嘴 三角洲などに堆積する海成層中にも普通に見られ砂丘や吹雪だまりなどの風成層はほとんど斜層理のみからなる。ほかに扇状地や崖錐堆積層にも発達する。このような環境下で斜層理がどのようにして作られるかは非常にむずかしい問題であるが次の4つの場合が考えられるように思う。

1. 砂波 (sand wave) の下流側への移動や生長によるもの 水成 風成を問わずこれに属するものが最も多いといわれる。第28図もその1例とみてよいであろう。平面型の斜層理を形成する場合が多い。

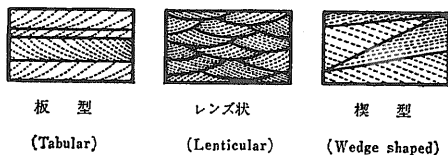
2. 洗い流しなどによって作られた凹地や溝を充填するとき形成されるもの 流速がある値を越えると砂礫層からなる水底には水流の方向に伸びた凹地や溝が作られるが流速が減じて凹地や溝に砂礫を沈積するようになると下流側に傾斜した斜層理を上流側から順次形成するものと想像される。河川などでは時間的にも位置的にも流速や流向の変化が激しいためあるところでは洗い流しが進められると同時にある部分では充填が行なわれるというよ



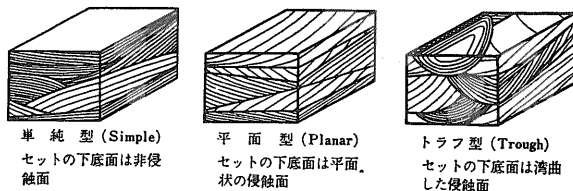
第34図 峯型 鋸路層 (洪積世) 北海道東部標茶町シラルトロ沼付近



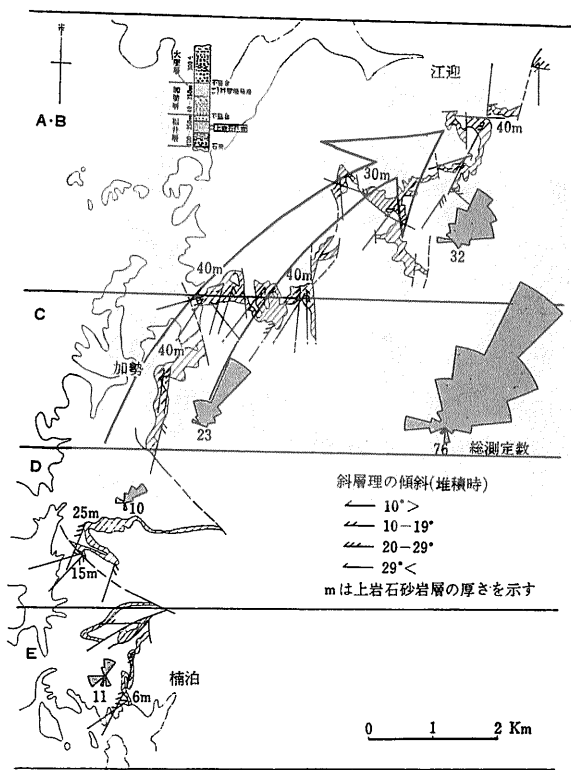
第35図 峯型 斜層理の模式図とスケッチ



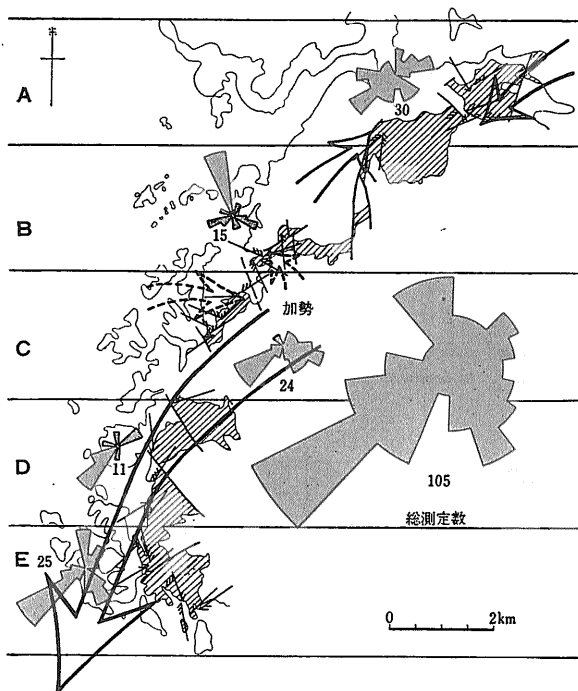
第36図 斜層理のセットの形状による分類 R. R. Shrock (1948): Sequence in Layered rocks, Fourth Edition p. 245 から



第37図 斜層理のセット底面の性質による分類 (Mckee 1953) E. D. Mckee and G. W. Weir (1953): Bulletin of the Geological Society of America vol. 64, No. 4, p 387



第38図 上岩石砂岩層の斜層理の傾斜方向
(大きな矢印は砂の運搬方向を示す)



第39図 加勢層の斜層理の傾斜方向
(大きな矢印は砂の運搬方向を示す)

うに 複雑な形で進められることも多いであろう。
谷型の斜層理はこのようにして形成されたものと思
われる。

3. 岩礁などのような岩盤の突出部や堆積中に生ずる
小丘などの下流側に形成されるもの 異なる流系
の合流するところ 同一流系内でも流向を異にする
部分が合流するところ あるいは洗い流しによって
作られた2つの凹地や溝の間などには 地形的な小
丘を作りやすい。このような小丘が下流側に生長
したり岩礁を核にして下流側に砂礫を堆積する場
合には 峯型の斜層理を形成するものと推定される。

4. 急傾斜地から急激に緩傾斜地に移り変わる部分に
形成されるもの 現在 崖下などに見られる崩れ
の堆積状態に似ているものと思われる。崖錐や扇
状地堆積物中の斜層理はこれに属するとみてよいで
あろう。

上に述べたような斜層理形成の色々な条件が 斜層理
のセットの形状 大きさ セットの内部構造 さらには
斜層理を含む岩体(地層)の形状(広がり 厚さの
変化) 岩相(粒度組成 鉱物組成)などにどのように
反映しているか ということは今後解明されなければなら
ない重要な問題である。これらの問題が明らかにされ
るにしたがって 斜層理やそれを含む岩体の性質 さら
には両者の関係から 斜層理形成時における堆積環境
つまり 河成 海成 風成の別 古流系(水流 風)の
方向と速さ 古地形 斜層理形成の機巧などを明らかに
するための有力な手がかりが得られるものと思われる。

たとえば 平面型の斜層理では最大傾斜角の方向が
また谷型や峯型の斜層理では軸の沈む方向がそれぞれ斜
層理形成時の流向を示す という性質を用いて斜層理か
ら古流系を求める方法は P. E. Potter その他多くの
研究者によって1925年ころから活用されている。

わが国では筆者の1人長浜が1960年以来 斜層理から
堆積物の運搬方向を求め 他の地質資料と合わせて 堆
積盆地と堆積物の供給地との関係を地史的に明らかにす
る研究を おもに北西九州の炭田地域(第三系分布地域)
について行なっているのでその1例を次に述べる。

第38図は佐世保炭田の新第三系福井層上部にはさま
れる上岩石砂岩層について 堆積時における斜層理の傾斜
方向を図示したものである。この砂岩層は中粒砂岩か
らなり 厚さは北東ほど厚く 6~40mに変化する。

北東—南西方向に約15 km にわたって76の斜層理の走

向傾斜を測定し 主要地点について代表的傾斜方向を記入した。また 地域的な方向性を検討するために 距離 2 km ごとの東西線によって A B C D E の 4 区域に区分し それぞれについて方向の頻度分布図を作成した (A 区域には資料が少ないので B と合して A B 区域とした)。方向の頻度分布図は 方位 20° ごとの範囲内に含まれる斜層理の数を 中心からの長さで示したものである。

南部の E 区域では南→北と東→西との 2 流向が認められるほかは それぞれの区域の測定数の約 70% が南西→北東を示し 顕著な傾向が認められる。下流の方向に地層が順次厚くなっていることも興味深い。

第 39 図は不整合をもって福井層に重なる加勢層上部の中粒砂岩層中の斜層理を 第 38 図とほぼ同一地区について 105 点測定した結果を 第 39 図と同様の方法で図示したものである。A 区域では北東→南西および南西→北東 B 区域では南南東→北北西 C 区域では北東→南西および西北西→東南東を示し この 3 区域では方向性がやや乱れているが 他の 2 区域では北東→南西がきわめて顕著である。全体としても北東→南西の流向が優勢であり 下位の上岩石砂岩層のそれとは逆の流向を示していることが注目される。おそらく 不整合を境として上下両層は 少なくとも当地域においては 堆積物の供給源を異にしていた可能性が強いとしてよいであろう。もちろん 斜層理の方向性を記入した地図を解析する場合には 後記するような漣痕や sole marking などから導いた流向 あるいは等層厚線図 礫岩中の礫の最大径の分布 砂岩の鉱物組成 とくに重鉱物分布などからの解析結果などと 総合して考察を進めることが望ましい。

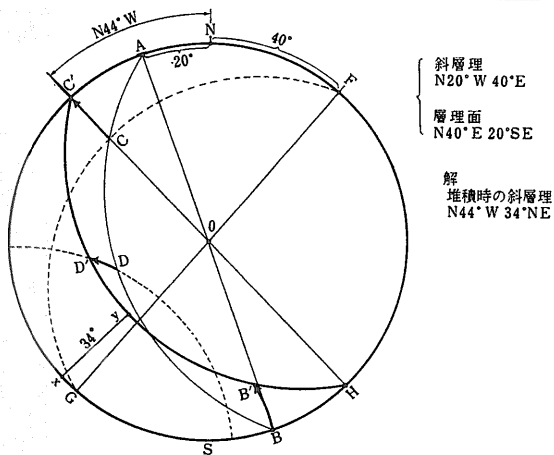
斜層理の測定にあたっては 谷型や峯型の軸の方向を求めることは容易でないので おもに平面型の斜層理を測定して流向を求めた。セットごとに斜層理の最大傾斜角の走向傾斜を 2~3 ヲ所測定し それらの傾斜方向の分散の範囲が 30° 以内であれば 算術平均を出してその地点におけるそのセットの斜層理の傾斜方向とした。1 方向とみなしうる傾斜方向の分散の最大を 30° としたのは 1 方向とみなされる平面型斜層理のセットについて 17~22 測定した場合の方向性の分散の程度は 第 2 表に示すように 総測定数の 70~90% が 30° 以内に含まれるからである。

堆積時における斜層理の走向傾斜の求め方は 第 40 図に示すとおりである。

(筆者は地質部)

第 2 表 同一セット内における見かけ上同方位を示す斜層理の傾斜方向の分散の程度

	測定数	密集部の包括される角度と% (分散の程度)				
		20°	30°	40°	50°	70°
深月層 (江迎付近)	17	71	88	100		
福井層上岩石 砂岩層 (鹿町役場)	22	64	87	91	95	100
福井一枚 上位の砂岩 (福井)	22	55	68	82	91	100



第 40 図 斜層理の復元法を示す図

露頭における斜層理の走向傾斜 N20°W 40°E
 地層の走向傾斜 N40°E 20°SE
 のとき地層の傾斜を水平に復元したときの斜層理の走向傾斜を求めるには次のようにする。透明紙をステレオネットに重ね 透明紙上で作図する (北半球投影)

- (1) N-S を南北軸とし ステレオネットに斜層理面 \widehat{ACB} 層理面 \widehat{FCG} を作図する
- (2) 層理面の走向 F を G ステレオネットの N-S 軸に重ね FG を軸として層理面の傾斜角 20° だけ 層理面が水平になるような方向に \widehat{ACB} を回転する すなわち \widehat{ACB} と \widehat{FCG} との交点 C B および \widehat{ACB} 上の任意の点 D を それぞれ小円にそって C-C' の C' が 0° (ステレオの外側大円上) になるような方向に 20° だけ移動し それぞれを C' B' D' とする
- (3) $OC' = N44°W$ が求める斜層理の走向であり 大円 C'D'B' の傾斜角 $xy = 34°$ が求める斜層理の傾斜角である

(20頁から)

干渉型漣痕 (Interference ripples) 凹みが全面に並ぶ。普通の波が交差する 2 方向の揺動に分離するときに見えるという説と 弱い底流が波と交差する方向に流れてできるという説がある。

どの型も複合形を作るし 形成後削られたり変形したりするから注意がいる。野外では 形状・断面のほか広がり・上下の地層・構成物質の観察も重要である。

地層中の漣痕は水の運動に伴う他の現象と総合して研究すれば 地層の堆積環境を解析する上にたいへんに役立つ。海底の漣痕は資料が豊富になるにつれて水流の性格をとらえる有力な鍵となるであろう。

(筆者は地質部)