

講演要旨

砂岩の標準的物性変化と最大埋没深度（最大荷重）との関係

星野 一 男

岩石学的、地質学的に同種の岩石に対しては、各封圧下で孔隙率 n と強度 σ_s は次式のような半対数関係で表わされることが本邦産堆積岩の高圧変形実験を通じて明らかにされている (HOSHINO et al., 1972).

$$n = Ae^{-b\sigma_s} \quad (1)$$

ここで A , b は常数である。

その後、研究が進むにしたがい、この関係は泥岩と砂岩ごとに、顕著な不整合のない一連の地層ごとに成立することが確かめられ、それぞれのケースにおける係数値は岩石の結合度に関係することが推論されるに至った (星野・井波, 1974; 井波・星野, 1974).

今回、西南日本の3カ所で砂岩のデータをさらに研究した結果、これらの地域の孔隙率・強度関係は相似した関係にあることが判った (星野・三井, 1975; 星野・井波, 1975)。すなわち、(1)、北九州佐世保炭田の杵島層群の黒石・古川層、佐世保層群の福井、世知原、柏木、柏浦層の各層より採取された中粒砂岩6種、(2)、四国の室戸半島層群の大山岬、室戸、奈半利層、久万層群、和泉層群の各地層から得られた中粒砂岩6種、(3)、九州天草の地表および坑井から得られた上部白亜系中粒砂岩5種の3グループはいずれも(1)式に定められた関係を満足し、かつ次のような興味ある結果が得られた。

(1) それぞれの係数 b はほぼ等しく、上記の順に0.35, 0.33, 0.23/kb である。

(2) これに対して係数 A は上記の順に規則的に減少する傾向があり、0.28, 0.19, 0.05である。

これを孔隙率(対数)―強度関係図(星野・井波, 1975, Fig. 13) でみると3グループの直線はほぼ平行関係にあるということである。

(1)式はよく知られた圧密の式、次式に良く似た形である。

$$n = n_0 e^{-ch} \quad (2)$$

ただし、 n は同じく孔隙率を表わし、 h が深度、 n_0 , c は常数である。両式の相似は岩石の固結性が圧密機構に密接に関係していることを示すものとして非常に注目すべきことである。3地域の中粒砂岩はいずれもマトリックスはきわめて少なく、構成粒子の大部分は粒径のよく揃

った石英と長石であることにおいて良く似ており、上記の係数値は西南日本におけるこのような中粒砂岩層が持っている標準的關係を代表しているのではないかと考えられる。

以上の結果を利用して、地層が受けた最大埋没深度を求めることを試みた。(1), (2)式より、

$$n_0 e^{-ch} = Ae^{-b\sigma_s}$$

$$\therefore n_0/A = e^{c_0 h - b\sigma_s} \quad (3)$$

ここで A は(1)式において強度が零に近づいたときの孔隙率であり、 n_0 は(2)式において地表に近いところの孔隙率である。新潟地域では A が0.45に対し n_0 は0.50とほぼ等しい。このように同一地域では両者はほぼ等しくなることが予想される。これが普遍的に成り立つとすると(3)式の左辺を1とおいて、次式が得られる。

$$h = \frac{b}{c_0} \sigma_s \quad (4)$$

c_0 は普通圧密係数といわれる。これに対して b を強度係数と呼ぶことにする。(4)式によって計算した結果得られた最大埋没深度 h を第1表に示す。強度係数は上記の数値を使用した。圧密係数はそれぞれの地域のデータがないので新潟・下五十嵐坑井の数値0.20/km (星野・井波, 1974) を使用した。既知上位累積層厚として既発表文献によって、知られている上位地層の全層厚を記した。両者を比較してみると、参考として掲げた新潟の例は最もよい一致を示している。これは深度5007 m まで

第1表

地域	試料(層準)	最大埋没深度 (m)	既知上位累積層厚 (m)
新潟	SEA(灰 爪)	2200	1500
	SEG(椎 谷)	4700	4500
	SEF		5000
北九州	HSC (佐世保 G)	3900	1100-1600
	HSD (上部)		
	HSF (杵島 G)	10100	
	HSG		
四国	BSF (久万 G)	6500	7000-10000
	BSH (和泉 G 上部)	8400	
	BSD	10900	
	BSE (室戸半島 G)		
天草	AMQ	3700	3000-4000
	AME (白亜系 上部)	5300	
	AMI		

* 昭和50年6月19日日本所において開催

掘削された下五十嵐試錐より直接得られた数値により計算したもので、本方法の妥当性についてよい裏付けであろう。四国の室戸半島層群(古第三系)もほぼ等しい結果がでてい。天草について見れば計算深度はやや大きいようであり、このような白亜系程度の古い地層では、固着力形成以後の層厚減少を考慮しなければならないのかも知れない。これは和泉層群の埋没深度を考えると参考になる。佐世保・杵島両層群における計算深度と累積層厚との差は非常に大きく、以上の事柄のみでは説明が困難で、佐世保層群以後にある程度の上昇があったと考えた方がよいと思われる。この上昇運動はすでに HOSHINO (1967) によって fractures 解析から予想されていた。

文 献

- HOSHINO, K. (1967) *Fracture system of Oshima Island, Kyushu*. Geol. Surv. Special Paper, No. 222.
- et al. (1972) *Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure*. Geol. Surv. Special Paper, No. 244.
- 星野一男・井波和夫 (1974) 堆積盆地の強度特性とその石油地質学的意義. 石油技誌, vol. 39, no. 6, p. 30-38.
- ・ —— (1975) 天草および北西九州における高圧物性とその石油地質学的意義, 石油技誌 (投稿中).
- ・ 三井 忍 (1975) 四国古第三系および白亜系の高圧物性. 石油技誌, vol. 40, no. 4 (印刷中).
- 井波和夫・星野一男 (1974) 堆積岩の圧縮係数と圧密について. 石油技誌, vol. 39, no. 6, p. 21-29. (燃料部)

日南層群の緩傾斜逆転構造とこれを不整合に覆う宮崎層群

長 浜 春 夫

筆者は1974年3月、宮崎県日南海岸地方の地質調査を行った。そのさい那珂郡南郷町博奕浦海岸で、日南層群(漸新世—中新世初期)が25-30°の緩傾斜に逆転し、これに宮崎層群(中新世後期)が著しい傾斜不整合に覆う露頭を初めてみいだすことができた。この不整合によって示される地殻変動を黒田・松本(1942)は高千穂階

梯と呼んでいる。この不整合の露頭はすでに木野義人(1959)によって発表されていたが、不整合面下位の日南層群が逆転していることは知られていなかった。しかしながら今回の堆積構造の研究から、日南層群が25°前後の低角度で明らかに逆転していることがわかった。このような不整合の露頭については、筆者の知る限りでは少なくとも日本においてはその報告に接していないので、その概要および逆転構造と判断する根拠について報告する。

この不整合の下位の地層は日南層群の南郷層(首藤次男, 1963)の一部で、主として塊状ないし板状の厚砂岩層と砂泥互層とからなる。

砂岩単層は、淘汰は比較的良好で、細粒で、一般に下位および上位の泥岩との境は明瞭、内部構造には ripple cross lamination, convolute lamination, dish structure などがある。級化は一般に不明瞭で、大型の斜層理は全くみられない。砂岩単層下底面には flute cast が顕著にあらわれることもある。

泥岩は細粒ないし粗粒の淤泥岩で、層理の認められるものがほとんどで、無層理で塊状緻密なものは非常に少ない。

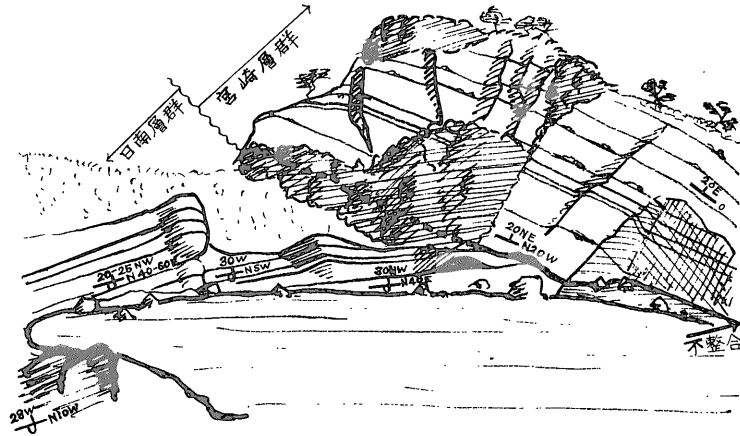
日南層群は全体的に多くの褶曲および断層運動を受け、複雑な地質構造を呈している。そのため、堆積構造を詳細に観察しない限り整然と低角度に逆転した地層を正常に堆積しているものと見誤り易い。

日南層群を著しい傾斜不整合で覆う宮崎層群は砂岩・泥岩・礫岩とこれらの互層からなり、礫質砂岩層ないし砂岩層中には斜層理; 砂岩泥岩互層中の砂岩単層中には convolute lamination や級化層理が認められることもある。日南層群の砂岩層は青灰色、宮崎層群のそれは黄褐色に風化し、両層群は明瞭に識別される。本層群の走向は南北、傾斜は東へ約20°の単斜構造で、前にのべた日南層群とは顕著な対照をなしている。すなわち褶曲運動はほとんど受けず、多少の断層と東への傾動をしているにすぎない。

傾斜不整合露頭の観察

①両層群の接する境界面は凹凸があり、明らかな侵食面が認められる。そして断層が示すすべり面は認められない。

②宮崎層群の基底層は明らかに下位の日南層群から由来した砂岩・泥岩の亜角礫が多数認められる。スランプ礫らしいものはみあたらない。両層群の関係を大観すると、木野義人(1959)の飢肥図幅と首藤次男(1963, p. 153)の第7図で明らかなように両層群の構造には大きな差異が認められる。すなわち日南層群は複雑な著しい褶曲構造と多くの逆転層が認められるのにたいして、宮崎



∠ 走向・傾斜。 ✕ 逆転層の走向傾斜。

日南層群と宮崎層群との傾斜不整合露頭のスケッチ
(南郷町南郷駅南東 1,800m の博変浦海岸)

層群は東に約20° 傾斜する単斜構造である。したがって宮崎層群の基底層は各所で日南層群の異なった層準を覆っており、傾斜不整合をなす。

下位の日南層群が逆転とする根拠

上図のスケッチ地点を中心として西へ600m, 南へ900mにわたって西海岸の露頭を調査した結果、約10地点で次の事実から、地層が20-30°の低角度に逆転していることが実証された。

①砂岩単層の下面だけにあらわれる flute cast が見かけの上面に観察された。

②級化層理が見かけ上の上位に向かい順次粗くなっている。

③砂岩単層内にみられる ripple cross lamination, convolute lamination および dish structure の正常の波形が反対になって観察される。

④砂岩層の下面によくみられるクイアルキアト型の生痕化石が問題の砂岩層の見掛上の上面に観察される。

要するに、下位の日南層群堆積後に、その堆積区域は急上昇陸化し、地層が逆転するような激しい褶曲運動後、侵食削剝を受けた。その後の沈降により宮崎層群が堆積し、東にわずかに傾動した。

日南層群および宮崎層群は岩相・褶曲構造などから、種子島の熊毛層群および茎永層群にそれぞれ対比される。

さきに演者(1972)は、orthoquartzite礫の供給方向、つまり古流向の測定の目的で屋久島の調査を行った際、不十分な観察にもとづいて一湊不整合(橋本, 1956)を種子島の熊毛層群(古第三紀)と茎永層群(中新世中

期)との間の傾斜不整合に相当するものと述べた。しかし、その後の調査によれば、屋久島には茎永層群に類似した岩相をもつ地層はみられない。また宮之浦累層と一湊累層との境界(橋本の一湊不整合)には、露頭で観察するかぎり、明らかな凹凸のある侵食面は認められない。この事実や両累層の岩相・層序・構造などを考えあわせると、両者には熊毛層群と茎永層群との間にみられるような著しい差異は認められない。一湊礫岩部層はむしろ四十累層群内に発達する礫岩層である可能性が強い。今後詳しく調査する必要がある。(地質部)

炭化水素鉱床¹⁾の堆積環境について

春城 清之助

1. 石炭の堆積環境

石炭は主として陸生植物を根源とし、炭田(泥炭地)は多雨湿潤な陸地の山間盆地、河川の氾濫原か海岸に近い沼沢地などに形成されたものである。すなわち地下水位の高い湿地などに多量の植物(主に樹木などの陸生植物)が堆積し、強い酸性(植物の分解過程でできる腐植酸による)を示す停滞水によって植物は泥炭化する。これらの泥炭はその後の続成(炭化)作用をうけて、その炭化度に対応する石炭にかわる。

2. 油頁岩²⁾の堆積環境

油頁岩は大きな湖や、石炭が堆積した沼沢に連なる湖

1) 天然ガス鉱床を除く。
2) 油頁岩はその経済的見地からの名称で、ソ連では油頁岩と石油根源岩を含めて可燃性頁岩と名づけている。

沼・海および浅い大陸棚などに形成された。その多くは陸域の盆地に堆積したもので、主な根源物は水生植物、とくに藻類が主体であるが、ときに多量の孢子・花粉を含むこともある。油頁岩は酸素の少ない水底に堆積したものであるが、水質はアルカリ性である。

3. 石油の堆積環境

石油の根源は海生生物、そのうち藻類または植物プランクトンが主体と考えられるが、まれに孢子・花粉などの陸生植物を主成分とする場合もある。石油生成に関する主要な堆積の場は大陸棚の藻場とさんご礁である。

例外的に認められる陸成油田は塩度の高い内陸湖や内湾などで生成されたものと思われる。

4. 各鉱床の堆積環境の差

石炭は陸域の強酸性の水を含む沼沢地（まれに湖沼）で生成された。油頁岩と石油はともにアルカリ性の陸水または海水底の泥（しばしば炭酸塩にとむ）中で形成されたものであるが、両者の堆積環境の差は水の塩分濃度である。つまり塩度が高いほど、熟成作用（石油化）が進んで、泥質岩から石油が抽出されるが、塩度が低いときは熟成作用がおくれ、泥質岩は油母（Kerogen）を含む油頁岩になる。ただし海成の油頁岩には石油を抽出した残留鉱床型のものもある。（燃料部）

泥質堆積岩中の粘土鉱物相とその 堆積岩石学的な意義

青 柳 宏 一

要 約

泥質堆積岩中の粘土鉱物相は、いくつかのタイプとサブタイプとに分けられる。タイプIは、サブタイプI_{a1}（モンモリロナイト-イライト緑泥石相）、I_{a2}（モンモリ

ロナイト-イライト-貧緑泥石相）およびI_b（モンモリロナイト-イライト-貧緑泥石-カオリナイト相）に分けられる。また、タイプIIはサブタイプII_a（加水イライト-モンモリロナイト-イライト混合層鉱物相）とII_b（加水イライト-モンモリロナイト-イライト混合層鉱物-カオリナイト相）とに区分される。タイプIIIはイライト-緑泥石相、タイプIVは絹雲母-緑泥石相、タイプVはモンモリロナイト相である。

これらの粘土鉱物相の形成を支配する地質学的因子は、母材・堆積環境・継変作用・変成作用および風化作用である。タイプIは初期継変作用後期の泥質岩中にみいだされており、主としてそれらの母材および堆積環境を反映している。すなわち、サブタイプI_{a1}は海成の一般碎屑物、I_{a2}は海成の火山碎屑物、I_bは汽水成の一般碎屑物に起源する。タイプIIは中期継変作用初期にタイプIから転換したものであり、サブタイプII_aは海成の環境、II_bは汽水成の環境を示す。タイプIIIは中期継変作用後期から後期継変作用の間にタイプIIから変化したものであり、継変作用下における粘土鉱物相の究極かつ安定な形態である。タイプIVは、主として熱水作用によって変化をうけた変成泥質岩中にみられる。タイプVは、風化過程の初期に形成されたものである。

粘土鉱物相のタイプIからII、ならびにIIからIIIへの継変作用下における転換は、物理的には主として埋積荷重圧と地温とにより支配される。本邦の深掘井にみられる含油第三系および白亜系の泥質岩の場合では、タイプIからIIへの転換点はほぼ80°Cおよび800kg/cm²、またタイプIIからIIIへの転換点はほぼ110°Cおよび1100kg/cm²であったと思われる。

（石油資源開発株式会社技術研究所）