物性変化からみた圧密の進行について*

星野 一男**・井波 和夫**

(昭和51年11月5日受理)

Stages of Compaction as defined from Change of Mechanical Properties

By

Kazuo HOSHINO and Kazuo INAMI

Abstract: Porosity dependence of mechanical properties of the clastic sedimentary rocks under high pressure has been shown in the experimental work by the authors (Hoshino et al., 1972; Hoshino, 1974; Hoshino and Inami, 1974). In the present report, such mechanical properties as deformational behavior, strength, compressibility, cohesive strength, and viscosity were studied in terms of porosity based on the results of the above work and also were compared with data from several deep exploratory wells in the central Niigata oil-bearing area, which reconfirmed the results reported by Inami and Hoshino, 1974.

In summary, progress of compaction is divided into three stages based upon differences of mechanical properties as follows, (Figs. 6 and 7). The first stage or viscous compaction-stage: The mineral grains within the clastic rocks are not touched each other yet. The rocks behave like soil and physically rather fluid-like material. The second stage or plastic compaction-stage: The mineral grains come into contact. The rocks consist of the mechanically stable framework constituting of these grains. Physically, they are plastic solid or Bingham substance. Third stage or elastic compaction-stage: Authigenic minerals appear among the mineral grains, and cementation is common in every part within the rocks.

It is considered probable that the most of migration of oil (expulsion) are done in the second compaction-stage, which would also provide a favorable condition for accumulation of oil.

1. ま え が き

一般に、碎屑岩の堆積が進行するにつれて、累積荷重や造構営力による圧力・温度が増加し、それらの影響下に続成作用 (diagenesis) が行なわれ、堆積岩の固結組織が作られる。それに伴って、この碎屑岩中の粒子間孔隙は徐々に減少する。長い地質年代の間に行なわれるこの孔隙率減少作用が圧密 (compaction) と呼ばれているものにはかならない。自然の碎屑堆積岩は圧密の進行度に応じて岩石組成や組織も変わり、また物理的性質も変わるものである。HEDBERG (1936) や WELLER (1959) など初期の研究家の時代から、圧密は主として物理的要素を基にその段階分類が行なわれていたが、各要素の変化・相異については多分に想像的であり、根拠となるデータは充分とはいえなかった。

著者らは碎屑堆積岩を対象とした一連の高圧下物性実

験の研究の過程で、高圧下における碎屑堆積岩の物性変化には孔隙率が第 1 義的に重要なパラメーターであることに気がついた (HOSHINO, et al., 1972, HOSHINO, 1974, 星野・井波, 1974, 1975, 星野・三井, 1975)。とくに孔隙率と岩石強度の間には圧密において知られている関係式とよく似た関係式の成立することがわかり、堆積岩の固結と圧密の間には非常に密接な関係のあることが予想されるに至ったのである。後者について、著者らは圧縮率がある孔隙率を境に非常に明瞭な変化を行なうことを見出し、圧密の進行段階と機構についての考察を行なった (井波・星野, 1974)。

石油鉱床が成立する過程は起源・移動・集積に分けて考えられているが、後 2 者は主として物理的現象であり、岩石の物理的性質が地下においてどのように変わっているかによって左右されることである。したがって、圧密の過程をはっきりと分類し、その機構を明らかにすることは、石油鉱床の成因を論ずる場合に避けて通れないことである。当然、これは古くから石油地質学者の関心

* 昭和51年5月27日、第41回石油技術協会総会地質・探鉱シンポジウム講演

**地質調査所

をひき、HEDBERG らによって一応の整理がされたわけであるが、上述のような問題点もあり、また最近の石油の起源問題をめぐる有機地球化学や続成作用、とくに地層水問題に関連する粘土鉱物分野の著しい進歩に合わせて化学的および物理的の両側面から石油鉱床成因論を正しく進めて行くためにも、圧密過程と機構を再検討することが必要である。

著者らは1974年の報告においては、主として圧縮率の変化から圧密過程の分類を行なった。今回のシンポジウムを契機に上記文献の原データから、その他の高圧下物性と孔隙率との関係を広範に検討したが、その結果では1974年の分類を再承認できるという結論を得た。本稿ではこの結論にもとづき、あらためて圧密過程分類の試案を提出し、ご批判を仰ぎたい。

2. 変形様式の分類について

高圧実験の方法や諸物性の測定方法については以上の報告に誌してあるので本稿では省略する。物性状態の記述は応力-歪曲線を基とした変形様式による分類を行っているので、この用語を説明しておきたい。Fig. 1の下段は縦軸、横軸にそれぞれ応力、歪を取り、極脆性 (very brittle)、脆性 (brittle)、遷移性 (transitional)、

延性 (ductile)、粘延性 (visco-ductile) に相応する関係曲線がそれぞれ図示してある。一般に、ほとんどすべての岩石は常圧下では極脆性であるが、高圧下では上記の順序に従って変形様式が変化する。途中の過程が1部出現せず、次に移ることはあるが、上記の順序が逆転することは絶対はない。すなわち、低圧から高圧になるに従って、極脆性から脆性、遷移性、延性へと変換し、最後に粘延性となる。

極脆性および脆性ではいわゆる剪断破壊を行ない、明瞭な断層性割れ目を作ることによって破壊するが、延性および粘延性では巨視的な割れ目を作らず、破壊は内部物質が流動することによって行なわれる。この破壊型式を図示したのがFig. 1の上段である。左より右に、楔断裂型(wedge)、単一剪断型(single shear)、網目型(network)および流動型(flow)と図のような破壊(広義)の形態を呈する。下段の変形様式と同じく、常圧下では大部分の岩石が楔断裂型を呈するが、圧力が徐々に高まるにつれて右の型式に移って行く。破壊型式と変形様式とは密接に関連しており(HOSHINO et al., 1972, Fig. 255参照)、泥岩・砂岩においては、極脆性のときは楔断裂、単一剪断型がそれぞれ等しい割合で現われ、脆性では大多数の例が単一剪断型で若干が楔断裂と網目型である。一方、延性および粘延性では少数の例外を除いてすべて流動型であり、巨視的割れ目を作らずに破壊が行なわれる。中間型では泥岩と砂岩では様子が異なり、砂岩では大部分が流動型であるが、泥岩では流動と網目型がほぼ等しい割合で現われ、若干が単一剪断型である。このような対比によって割れ目や流動の形態からも物性状態を知ることができるのである。

以上のように実験的に得られた変形様式を理想的変形像と対応させると、極脆性および脆性では破壊までは弾性変形であり、これに対して遷移性および延性では非弾性変形の割合が多くなりいわゆる塑性変形を行なう。粘延性は後述のように未凝固岩石においてよく見られ、粘性変形とみなし得る。力学モデルで表せば、極脆性・脆性、および粘延性はそれぞれ完全弾性体および完全粘性体(ニュートン流体)として扱うことができる。また、中間性・延性は完全塑性体(セント・ベイナント塑性)あるいはビンガム塑性体に相当する。

3. 物性変化の孔隙率依存性

さきに述べたように高圧下で物理的性質の変化を調べると、孔隙率が第1に重要なパラメーターであることが明らかである。

Fig. 2は孔隙率と泥質岩¹⁾の強度²⁾との関係を示した

1) 粒径62.5 μ 以下を泥質岩、これ以上を砂質岩と分けた。

Fig. 3 Compressibility of argillaceous rocks at hydrostatic pressure up to 2000 bars. The abscissa is porosity in logarithmic scale.

合力を破壊（広義）されたかという考えで定義されている²⁾。堆積岩のように破砕質粒子より構成されている岩石の内部結合力は個々の粒子対粒子の結合より生ずるものであり、この点火成岩あるいは変成岩のような結晶質岩石とはその結合の機構は異なっている。脆性から粘延性に至る変形特性の機構は難しい問題であるが、いずれにせよ岩石の内部構造が直接に関係していることは疑問の余地がないことである。圧縮率も圧縮力を受けたときの岩石内部の抵抗の大きさを示すとみなされるから、同様に、粒子対粒子の結合の状態を直接反映する数値である。したがって、以上の結果は、泥質岩では孔隙率約30%を境に、何らかの内部構造の変化あるいは結合組織の変化があるのだということを明らかに示していると考えざるを得ない。

それではその実態をどのように考えたらよいか。Fig. 2の結果では、孔隙率30%以下はいわゆる弾性物質に近いものであり、結合組織のある程度ははっきりした固体を連想させる。一方、Fig. 3に示されるこのグループの圧縮率の値は0.002から0.02/kbarである。後者はポリスチレンなど高分子化合物の、前者は石英・長石など単体鉱物の圧縮率である。この点から考えると、孔隙率20—30%は塑性的性質の強い固体、10%以下ははっきりした固体、弾性固体というようなモデルがでてくる。これに対して、30%以上の圧縮率は0.03から0.2/kbarである。

水（10°C）、エチルアルコール（20°C）、原油（比重0.75）の圧縮率がそれぞれ0.05, 0.10, 0.14/kbarであり、上記の範囲はこれらの数値を含むことから、このグループは物性的には液体というべきである。Fig. 2で導かれた粘性が大きい状態ということも、液体のモデルを取れば完全に説明できることである。

砂質岩では同様な意味の境界は孔隙率約20%である（井波・星野, 1974）。

次に他の物性を見てみよう。Fig. 4は孔隙率と凝集強

Fig. 4 Cohesive strength versus porosity. Porosity is in logarithmic scale. Close and open circles are argillaceous and arenaceous rocks respectively.

度あるいは粘着力 (cohesive strength) の関係である。同様に孔隙率の増大とともに凝集強度は単調に減少するという簡単な関係が見出される。凝集強度は実験的に求められたモール包絡線において、垂直応力 (normal stress) が零のときの剪断応力 (shear stress) として求められる。本図の値は破壊および最大強度²⁾より作成したものである。差応力強度によるモール包絡線は意味が異なるので本図には使用しなかった。したがって、粘延性のケースは本図には含まれていない。

まず、泥質岩について見ると、孔隙率約3から16%まではほぼ一定の値、400barである。約2%付近は700から750barの値を示し、一方、約20%を過ぎると急に減少する。約20%付近では200bar程度の値を、30%付近では100barの値を示している。約30%を過ぎたものの結果は上述の理由からきわめて少ないが、例外的に低封圧実験を行なって破壊強度によるモール包絡線を得た1例があり、これは孔隙率43%で45 barの凝集強度値を示している。孔隙率30%以上の泥質岩で差応力強度から凝集強度を求めると、いずれもこの程度の値かそれ以下である。このように孔隙率約30%以上の凝集強度は約30%

以下のものに比較すると小さく、15分の1ないし10分の1の値である。この傾向は砂質岩でもまったく同様で、図に明らかなように、孔隙率約20%ではほぼ零の値に近づき、また約20%付近の凝集強度は10%以下の値に比べると1/10以下である。

Fig. 5は孔隙率と粘性率³⁾との関係である。ここでも孔隙率の変化に応じて規則的に変化する。孔隙率の増大に応じて粘性率は低下する。Fig. 4の場合と対照的に極脆性および脆性状態では粘性率を求めることが困難なので、本図では小さな孔隙率の範囲のデータは少なくなっている。泥質岩では 10^{14} から 10^{11} poiseまで変化する。平均を取ると、ほぼ直線状に推移するかにも見えるが、20~30%の付近で直線が分れるようにも見える。液体の粘性率は 10^{-2} poiseの程度であり、一方、普通に固体とされているもの、例えばコンクリートやガラスの常温の粘性率は 10^{17} ~ 10^{18} poiseである。レオロジーの立場では物性的に液体と固体を分ける境界の粘性率は 10^{13} poise付近とされている(中川, 1963)。Fig. 5で今まで問題になっている泥質岩の孔隙率30%, 砂質岩の孔隙率20%付近の粘性率を見ると、それぞれ $2 \sim 8 \times 10^{12}$, $4 \sim 9 \times 10^{12}$ poiseである。これは測定方法の相違などを考えると上記の境界値によく一致すると考えてよく、筆者らのモデルは粘性率からも支持される。

Fig. 5 Equivalent viscosity versus porosity. The both axes are in logarithmic scale. Close and open circles are argillaceous and arenaceous rocks respectively.

3) Griggs (1939) の方法により求めた equivalent viscosity である。

4. 圧密の段階と機構

以上のように約30% (泥質岩)あるいは20%(砂質岩)の孔隙率を境に堆積岩は液体様状態から固体様状態に変化する。

HEDBERG (1936)はFig. 6の第1欄に示したような孔隙率ごとに、泥質岩の圧密が機械的再配列段階 (mechanical rearrangement stage), 脱水段階 (dewatering stage), 機械的変形段階 (mechanical deformation stage) および再結晶段階 (recrystallization stage) と順を追って進行すると考えた。HEDBERG がそれぞれの段階での圧密機構をどのように考えたかはこれらの名称でもある程度察することができよう。その後、WELLER (1959)は土質力学の知識を導入して HEDBERG の最初の2段階を若干修正している。ともあれ、HEDBERG, WELLERとも圧密の進行、すなわち孔隙率の減少に応じて泥質岩の組織に変化が起こることを十分に認識し、この変化およびそれに伴う物性変化を基に圧密の段階を考えていた。WELLER の基礎はすべて土質力学であったが、これは岩石力学のデータがほとんどなかった当時としては止むを得なかったことである。WELLER の分類は同図の第2欄のようにまとめられる。上記2者が物性的に圧密を分類したのに対し、BURST (1969)は脱水過程を3

Fig. 6 Stages of compaction in previous work and that proposed here.

porosity (%)	HEDBERG (1936)	WELLER (1959)	BURST (1969)	HOSHINO and INAMI (1977)	state of sediments mechanical model
90				mudstone sandstone	
80	mechanical rearrangement				grains float
70					visco-ductile
60		(plastic)	1st dehydration	I.	
50	dewatering		initial water flow	viscous compaction-stage	grains touch each other
40		grains contact			ductile
30					
20	mechanical deformation	grain-distortion	2nd dehydration	II. plastic c.s.	cementation
10					brittle
0	recrystallization	crushing	3rd dehydration	III. elastic c.s.	

段階に分けた。BURST 自身はその第1次脱水過程を圧密と呼んでいるのみで HEDBERG や WELLER との対比は行っていない。脱水容積を孔隙の減少におきかえると第3欄のように対比できる。

筆者らの基本的考え方はすでに井波・星野(1974)に述べたとおりであるが、今回、これを Fig. 6 右欄のように整理して、いままでの分類と対比した。前章に述べた物性データは本邦各地の第三系堆積岩より得ているが、自然圧密に関するデータは新潟平野中部の基礎試錐などの坑井 (Fig. 8) および能代平野の坑井より得られたものである。

圧密の進行を次のような3段階に区分し、それぞれの段階における堆積岩の組織・物性の特長にしたがって、それぞれ粘性、塑性、および弾性圧密段階と呼ぶ。

第1次あるいは粘性圧密段階

泥質岩・砂質岩の原始孔隙率はそれぞれ約80, 50%と考えられる (井波・星野, 1974)。また、この段階の下限は前章に述べたことから泥質岩・砂質岩それぞれ約30, 20%である。堆積岩はこの段階では、いわゆる固体とされている物体と比較してより大きな圧縮率や粘性率を持ち、物性的には液体の性質を持っている。高圧下では粘性体に等しい変形挙動を行なう。これらのことから、物理的には粘性流体 (viscous liquid) という言葉がこのグループの堆積岩の特性を最もよく表わしている。岩石を構成する鉱物粒子ははまだ十分に接触しておらず、固著もしていない。1つの分析例によれば、組成の半分は同定不可能な生物質・非晶質様の物質であり、

Fig. 7 Models of the state of the rocks in each compaction-stage. From the top, 1st or viscous stage, 2nd or plastic stage, and 3rd or elastic stage. JD, XQ and XV are the representative mudstones in each stage with their chemical composition.

残部の半分以上がイライト、モンモリナイトなどの粘性鉱物である (Fig. 7, JD)。Fig. 7 の最上段 (I) は粘性圧密段階のおそらく後半における最も簡単な構造モデルであり、構成鉱物粒子のすべてが最もゆるやかに接した時を想定している。このモデルで純幾何学的に計算すると、粒子が完全に球形でその直径がすべて等しいとして、孔隙率は粒径に関係なく49.8%の値となることが容易に

求められる。JDは常盤炭田多質層群の泥岩で55%の孔隙率を持っており、このモデルの孔隙率値とはほぼ等しい。これから類推を進めると、孔隙率がこの程度よりも大きい段階の構成粒子ははまだ接触にも至らず、間隙液体中に準固形物質の混じったゲル状流体内部で“浮遊”している状態が考えられる。いずれにしても、累積荷重を支えるものは粒子間に充満する“間隙水”そのものであり、したがってこの段階では圧密は“脱水作用”そのものである。圧密の進行度も後の第2、第3段階に比較して非常に速いであろう。新潟平野中央部では灰爪層基底がほぼ第1次段階の下底であり、最も深い所で2,000mの深度である (Fig. 8)。

Fig. 8 Geological cross-section of the central Niigata oil-bearing plain based on the columnar stratigraphy of the five deep exploratory wells. Dotted and semi-dotted lines are iso-porosity lines of argillaceous and arenaceous rocks respectively.

堆積直後の孔隙率・原始孔隙率は泥質岩・砂質岩それぞれ、新潟平野部の圧密曲線より約80、50%と考えられる (井波・星野, 1974)。

第2次あるいは塑性圧密段階

第2圧密段階に入ると岩石の構成粒子は完全に相接するように、接合点を中心に膠質組織が作られる。しかし結合の実体はまだ強固なものでなく、組織を構成する粒子の格子は動き易いことが、圧縮率がポリエチレンの如き高分子化合物に相当する値であることや変形様式が塑性的であることから推察される。力学的にはビンガム塑性モデルが適合する。Fig. 7 の中段の XQ は孔隙率24%の西山層泥岩であるが、その組成をみると石英とイライトが飛躍的に多くなっているのが認められる。前者の比率が大きくなっていることは膠質組織が発達しはじめていることを反映しているものであろう。

この段階の構造モデルは同図中段の (Ⅱ) のように粒状粒子の接触が極限にまで進んだ状態であり、正四角体の

各頂点に辺の長さに等しい直径を持つ球が分布する構造である。この時の孔隙率も幾何学的計算の結果では粒径に関係なく25.9%である。したがってこのモデルは第2次圧密段階に入った直後の状態を示唆している。砂質岩が第2次段階へ入る値が約20%と小さい値になるのは、砂質岩では粒度分布の幅が大きいために空隙がこのような単純モデルよりも少なくなるためであろう。

HEDBERG (1936) が述べているように、この段階における圧密の進行は堆積岩を構成する鉱物粒子自体の変形・破碎によって行なわれる。地層が上位の堆積物荷重を支える能力が急増し、圧密機構は第1次段階とは異なっており、鉱物粒子が結合することにより形成される“格子 (framework)”の変形に依存することになる。したがって、脱水は最早圧密の原因とはなり得ず、圧密の進行は定常状態となる。

第2次圧密は前章で詳しく説明したとおり、約30%の孔隙率 (泥質岩) より始まる。砂質岩では約20%が第1次、第2次の境界に当たるが、孔隙率15—20%以下では第3次圧密の性格が強く、第2次に入る部分はきわめて狭いか、あるいは欠如していると思われる (井波・星野 1974)。

Fig. 8 で見るとおり、新潟平野の坑井層序断面図を見ると等孔隙率深度線は地層境界とはほぼ平行しており、泥質岩の30%深度線はほぼ灰爪層基底に一致している。以下、4,000mの深度でも孔隙率は15%前後であり、新潟中部堆積盆地で石油探鉱の対象となってきた地層の大部分は第2次圧密段階に含まれ、この段階が探鉱上最も重要であることを示している。

第3次あるいは弾性圧密段階

第3圧密段階がどこから始まるかは確定しがたい要素もあるが (井波・星野, 1974)、孔隙率が約10% (泥質岩) あるいは約15% (砂質岩) より小さくなると力学的に弾性的性質が非常に強くなり、物性的に見て初めて本当の固体とみなされるようになる。したがって、この段階を弾性圧密段階とする。Fig. 7 の XV は椎谷層泥岩で2.2%の孔隙率を持っている。この孔隙率では石英が半分以上のパーセントを占めるようになり、第3次段階では石英など珪長質鉱物の自生結晶が生長することにより強固な結合組織が堆積岩中に作られるとしたわれわれの考え (井波・星野, 1974) を裏付けるものである。

弾性圧密段階の岩石構造モデルは同上 (Ⅲ) のように考えられる。接触部は増大する自荷重圧力のため粉砕され、一方、地温も増加するために、このような接触部に自生結晶の成長による結合が生まれる。地層が完全な弾性体とみなされるときには深部に行くにしたがって鉛直応力と水平応力の差は大きくなり、理論的には2,000m

Fig. 9 Relation of strength versus porosity in semi-log diagram at 1000 bars confining pressure. Open circle: Cretaceous sandstones in Amakusa area. Close circle: Cretaceous-Oligocene sandstones in Shikoku area. Open triangle: Oligo-Miocene sandstones in the northwestern Kyushu. The parallel relation in three areas indicates a time dependent state in the 3rd compaction-state.

前後で地層中に割れ目が発生してもよい状況が生まれる(星野, 1970)。このような割れ目のあるものは地質時代の経過とともに自生結晶により充填され結合組織は反って強化されるであろう。

Fig. 9は天草の白垩系(白丸), 四国の白垩-古第三系(黒丸), 北西九州の漸新-中新統(白三角)の砂質岩の孔隙率対強度関係である。孔隙率是对数表示である。まえがきに触れたようにこれは圧密関係と類似の式で表わされるので, この図は第3次段階の圧密進行についての興味ある性質を示唆していると考えられる。孔隙率対強度関係は圧密における孔隙率対深度関係のように直線であらわされるが, 図の3直線とも傾斜はほぼ同様であり, 3つの直線はほぼ平行である。そして地質年代の古いものほど孔隙率が小さい方に位置しているし, 平行する各直線の間隔は地質年代の間隔とはほぼ一致している。このことから第3次圧密段階に入ると圧密は究極的に安定化し, 圧密直線の傾斜は一定のまま, 地質的時間の推移に応じて非常に緩慢に進行するものであるといえそうである。

以上のように各圧密段階では岩石内部の構造や物性が

変化し, したがって圧密の機構や進行度も一様ではない。圧密曲線(孔隙率対深度関係)は従来, このような考慮なしに一連のものという前提で解釈が行なわれていた。今後, 新しい観点から既資料の再検討を行なうことが望まれる。

第1次段階は半岩石あるいは土壌の範囲に含まれる部分が多く, 孔隙率の特に大きい部分は専ら土質力学の対象であった。今後の研究の進展によってこの段階はさらに細分することが必要となるかも知れない。

5. 第2次圧密段階の石油地質的意義

石油鉱床が成立するためには流体としての石油が貯留されることが必要である。貯留がいつ完成されたかということ, つまり時間経過の尺度としては, ある地層の堆積時をもって表現する(たとえば船川階, 西山階後期など), 続成作用の進行度を使う(早期とか後期など), 圧密作用の進行度, などが使われている。石油鉱床は堆積岩中に生成されること, 堆積作用の進行に伴って増大する地温と地圧が石油の熟成をもたらす, 堆積作用の進行が岩石化作用を進め, 移動や集積に必要な条件を作り出すことは石油成因論の前提として異論のない所であるから, 我田引水かも知れないが, この尺度としては, 堆積作用の進行を最も直接的に表わすものとして圧密段階を使うのが妥当ではないだろうか。

田口(1975)によれば, 最近は続成作用後期成因説が多くの人々の支持を受けている。この考えの基本となる根拠の1つは, 続成作用がある程度進行したと思われる段階で石油が生成されるという資料が増加してきたことである。すなわち, ALBRECHT and OCURISSON (1969) TISSOT et al. (1971), NIXON (1973) などによると地層中で炭化水素の生成が始まったとみなされる深度と地温は, それぞれ1, 200—1, 300m, 60—70°C; 1, 400—1, 500m, 60—65°C; 約2, 100m, 93°Cである。地下増温率は場所ごとの地質条件で変わるからこの際は地温を尺度として使うのがよいであろう。これらの地温が新潟平野(Fig. 8)でどの深度に相当するかを坑井の坑底温度から求められる平均増温率⁵⁾からあてはめると, 地温60°Cの深度は新潟, 下五十嵐, 大淵それぞれ1, 140, 2, 220, 2, 030mであり, 93°Cの深度は同じ順序でそれぞれ2, 700, 3, 440, 3, 150mである。60°および93°Cの等温深度線は等孔隙率深度線とはほぼ同傾向であり, それぞれ平均30および20%の等孔隙率線に対比できる。これは著者らの分類の第2次圧密段階の前半部に相当する。この点に関して浅川(1975)の報告は非常に興味深い。浅川は北海道・秋田・新潟の7坑井試料の化学分析から,

5) 升井, 下五十嵐, 大淵それぞれ35°, 27°, 30°/1, 000mである。

炭化水素の比率が急に増加するのは地温が約60°Cであり、また孔隙率の減少がにぶる深度であると述べている。この地温は上記諸外国の例と一致する温度であり、また孔隙率の減少度が鈍化するということは圧密が異なる段階に入ったということの定性的表現と考えられるので、これは上述の解釈を支持するのに良い材料である。

いま1つの根拠はこうにして生成された炭化水素(石油)が第2次脱水期(BURST, 1969, Fig. 6 参照)に移動するという資料である(POWERS, 1967)。これは堆積岩中のモンモリロナイトのような膨潤性の粘土鉱物が93—105°Cの温度で混合層鉱物あるいはイライトに転化し、その際大量に放出される吸着水・結晶水が第1次移動の主要媒体となり得るという考えである。地温105°Cを再びFig. 8の新潟平野坑井断面図にあてはめると、升潟、下五十嵐、大淵それぞれ3,040, 3,880, 3,550mの深度に当たり、孔隙率15—20%の範囲に入る。したがって第2次脱水期の主要時期は孔隙率約20%のところに当たるといえるのである。BURSTの研究フィールドは北米のメキシコ湾岸であり、彼は第2次脱水期は20—25%の層間水と5—10%の間隙水によって占められた約30%の地層水体积(孔隙率)から始まり、その末期には前者は約10%、後者は約5%で全体の地層水体积(孔隙率)は約15%になると考えた。

このような粘土鉱物の結晶水のみによる石油移動の機構については、田口(1975)などから疑問が出されているが、石油の生成時期が第2次圧密の前半であると考えてよいのならば移動の時期はこれより早くはならないはずであり、他方、第3次圧密段階の堆積岩のように固結が進み、孔隙率と滲透率の小さくなった岩石中での流体移動については物理的にも多くの問題があり、結局、第2次圧密段階に石油の移動が行なわれるという可能性が最も大きいように思われる。

青柳・浅川(1976)は著者らの圧密段階分類をそのまま踏襲しているが、統成作用⁴⁾の要素をも考慮に入れて、粘性・塑性・弾性圧密段階をそれぞれ前期圧密・後期圧密・再結晶段階と呼んでおり、石油の初期(1次)移動は後期圧密段階に行なわれたとしている。

堆積年代の尺度を圧密段階におきかえるには、宮崎(1965)が試みたように現在の地層をその年代時まで還元しなければならない。各地の資料をこのような見地から検討することが今後のぞまれる。非常に大ざっぱな見方であるが、Fig. 8の坑井断面図は阿賀野川から燕、三条市に至る新潟堆積盆地の中心であり、最も深く沈降した地域を含み、孔隙率対深度(あるいは Δt 対深度)曲線もなめらかで地層間に大きな構造差はないであろう。

おそらく、最も標準的の堆積盆地(星野, 1970)に近い堆積盆地である。この断面図で第2次圧密の範囲がこの周辺の主要油層の産出層準である西山・椎谷・寺泊層をすべて含んでいることは、再び粗雑な見方が許されるならば石油鉱床の主要な生成時期は第2次圧密段階であるということではないだろうか。

なお、鉱床成立の第3の条件である集積に関して、物性的見地から2, 3考察をしてみたい。

前章に述べたように砂質岩では孔隙率15—20%で弾性圧密の状態となる。Fig. 8で見るとこの深度は泥質岩の13—22%に当たり、泥質岩は塑性圧密の状態である。砂質岩は空隙を埋める結合組織の発達により、孔隙率および滲透率の2面から貯留岩能力が減少して行くとともに、砂質岩と泥質岩の物性の相違は地層変形の際に局所的な構造異常を作りやすく、異常圧密の原因となるかも知れない。

砂岩・泥岩互層タイプの鉱床にとって両岩質の物性の相違は集積構造に対していろいろな局面を招きやすい。一般に単層の単位が小さくなるほど脆性的性質が表われやすいので、細かな互層中の泥質岩は大きな帽岩能力を持つ可能性が考えられる。

地層が地殻営力をうけて脊斜などの集積構造を作る場合に、粘性段階では岩石内部の固著性が乏しいために、また弾性段階では結合組織が完成して強度が大きくなったために、ともに比較的構造が発達しにくい面がある。この点、塑性段階は外力に対する塑性変形能力が大きく、最も構造ができやすい。

6. 結 論

高圧下の変形挙動・岩石強度・圧縮率・凝集強度および粘性率の変化は圧密作用の進行と密接に関係しており、その変化にもとづいて圧密は次の段階に分けられる(Figs. 6, 7)。

第1次あるいは粘性圧密段階。岩石を構成する粒子(鉱物粒)相互は充分に相接しておらず、固着もしていない。粘性が非常に大きく、物性的には液体とみなされる。

第2次あるいは塑性圧密段階。粒子対粒子は直接相接するようになるが、粒子間の結合組織の発達は不十分で塑性的性質が強い。

第3次あるいは弾性圧密段階。粒子間あるいは既鉱物粒子を置換して自生の鉱物が晶出し始め強固な結合組織が作られる。

石油鉱床の生成にとって第2次圧密段階が最も重要な時期である。最近の研究成果を以上の圧密段階にあては

4) 青柳・浅川は統成作用と訳している。

めると炭化水素の生成および移動の主要時期は著者らの第2次圧密に含まれる可能性が高い。

謝 辞

Fig. 7 の JD, XQ, XV の成分分析は石油資源開発(株)技術研究所青柳宏一博士をわずらわせた。同博士のご芳情に深く感謝する。

引 用 文 献

- Albrecht, P. and Ourisson, G. (1966): Diagenese des hydrocarbures dans une serie sedimentaire epaisse, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 33, no. 1, p. 138—142
- 青柳宏一, 風間利栄, 須藤能光(1976)): Na 型ベントナイトの昇温高压圧密について, 石技誌, 41巻, 125—130頁
- 青柳宏一, 浅川忠(1976): 継変作用下における炭化水素の第一次移動, 石油技総会, シンポジウム講演
- 浅川忠(1975): 日本の油田地帯におけるノルマルアルカンと石油熟成の関係, 石技誌, 40巻, 117—126頁。
- Athy, L.F. (1930): Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks, *A.A.P.G. Bull.*, vol. 14, no. 1, p. 1—24.
- Burst, J.F. (1969): Diagenesis of Gulf Coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration, *A.A.P.G. Bull.*, vol. 53, p. 73—93.
- Griggs, D. (1939): Creep of rocks, *Jour. Geol.*, vol. 47, p. 225—251.
- Hedberg, H.D. (1936): Gravitational compaction of clays and shales, *Amer. Jour. Sci.*, vol. 31, p. 241—287.
- 星野一男(1970): 石油地質学と岩石物性学—堆積盆地の静岩圧分布について—, 石技誌, 35巻, 179—186頁。
- Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S., and Mitsui, S. (1972): Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure, *Geol. Surv. Japan Report*, no. 244, p. 1—200.
- Hoshino, K. (1974): Effect of porosity on the strength of the clastic sedimentary rocks, *Pro. 3rd congress of Int. Soc., Rock Mechanics*, Denver, vol. 2A, p. 511—516.
- 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, 石技誌, 39巻, 366—367頁。
- 星野一男・井波和夫(1975): 天草および北西九州における岩石の高压物性とその石油地質学的意義, 石技誌, 40巻, 236—245頁。
- 井波和夫・星野一男(1974): 堆積岩の圧縮係数と圧密について, 石技誌, 39巻, 357—365頁。
- 宮崎 浩(1965): 秋田油田地域における泥質岩の圧密について, 地質雑, 71巻, 401—412頁。
- 中川鶴太郎(1963): レオロジー, 岩波全書, no. 249, 岩波書店。
- Powers, M.C. (1967): Fluid-release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration, *A.A.P.G. Bull.*, vol. 51, p. 1240—1254.
- 田口一雄(1975): 最近の石油成因説—統成作用後期成因説の再抬頭, 石技誌, 40巻, 8—23頁。
- Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J., and Combaz, A. (1974): Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum, *A.A.P.G. Bull.*, vol. 58, p. 499—506.
- Weller, J.M., (1959): Compaction of sediments, *A.A.P.G. Bull.*, vol. 43, p. 273—310.

< 質 疑 応 答 >

田口: 石油の migration に役立つのは ϕ が 30→10% に減少する時の水であるのか, 青柳氏も同一意見なのでしょうか。

星野: その通りです。