原 著 論 文

秋田油田における異常高圧層の発達

鍋 谷 祐 夫*・藤 岡 一 男**

(昭和37年8月7日受理)

Occurrence of High Pressure Zones in the Akita Oil-field

By

Sachio NABETANI and Kazuo HUZIOKA

Abstract In diagenesis of mud deposits, abnormal high pressures are expected at certain depths and stages of sedimentation. The high pressures are considered to be due to excess free water released from rigid ice layers of clay and zeolitic minerals in alternative temperature and overburden pressures. In addition to the process which schemed by W.D. KELLER as montmorillonite plus potassium to illite and glauconite mica, the alteration of vitric tuff to clinoptilolite and clinoptilolite to analcime were very common in the Funakawa Formation of the Akita oil-field. High pressure mudstones were investigated by core analysis, well-log analysis, X-ray measurements and bottom-hole evidences. A reservoir is built up with fluid migrated into porous media along innumerable of fractures and pore spaces opened by excess high pressures and extensional stresses in the muddy rocks, of which pre- and post-alteration mudstone close and hold the containing pressure. Calculations for several models of high pressure domain show that reservoir maintenance was continued for a period of million years for an ordinary impermeable cap rock.

1. 緒 言

今日まで多くの研究が指摘しているように、堆積層中のある深度または時階においては、異常に高い流体圧の層が存在している。その静水圧からの偏向は、油田における掘さく、生産の際には物理的な条件として直接問題とされるものであるが、一方、石油・ガスの移動集積論においては、そのような異常圧の存在がきわめて有効な過程を作り出すのであるから、異常高圧層問題は一段と広い範囲で研究される必要があるものであろう。

しかし、石油地質学的に見て、かかる異常現象が堆積岩の続成過程の中で、いつどこでいかなる段階で発達したかということを、ある特定地域について記述することは大変むずかしいことである。すなわち、堆積盆の発達と造構という動的過程が、化学的、物理的な条件を絶えず変化せしめるからで、結局はいろいろの面から考察し

なくては決まらない問題である。

新潟油田地域においては、石油の移動集積の機構を、真柄欽次(1968, 1969)は泥岩相における換層データにより、異常高圧層からの圧緊流にもとづいて考察している。そのような事情は、基本的には他の地域にも通用することはいうまでもないことながら、各地域にはまた、別に何かの特徴があつて、異常高圧層がそこでいかに形成され保持されたかを調べる必要があると考えられる。

2. 異常高圧層の存在

いうまでもなく油層における初期流体圧は、ガス相を無視してもかなり高いのが普通であつて、申川油田では20—30%、土崎沖油田では10—20%程度の非静水圧があるが、このような異常高圧層は油田地域に限定したことなく、SKEMPTON(1970)によれば、ある堆積盆において15%程度の異常(正又は負)流体圧がよく観測されている。

この異常圧は上端面が密閉的であることのみが原因で

*弘前大学理学部物理学教室

**秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室

あれば、盆地の被圧地下水として、または岩圧として、力学的に取扱えばよいのである。しかし、原因の一部または大部を堆積岩の続成作用に求めるならば、極端に云って、半無限均質媒質内に異常が発生する機構が求められねばならない。

異常高圧層が堆積岩の続成過程で生じるとすれば、ほぼ同じ時階の同じ深度の地層における現象であると解しなければならない。新潟油田では、このような層は椎谷層下部から寺泊層にかけて発達しているが、これは秋田油田の船川層下部から女川層上部に対比されうることになる。

異常高圧層という観点に立って、船川層下部の特徴を記すと次のようである。

2.1. 掘さく上の特徴

一般に泥岩においては岩石の破壊は粘土の質・量と含水量の変化に鋭敏である。土崎沖油田では船川層下部(深度1,000~1,200m)における掘進率増加が非常に大きい(田中彰一, 1965)。上部および中部は泥岩の膨潤能・分散能が下部より小さくて、頁岩障害(Balling up)が大きい(沖野文吉, 1961 a, b, c, 1962)のは、はりつきが montmorillonite 以外の粘土であって、montmorillonite は泥水中に分散してしまうからであるという藤井清光(1967)の研究結果と一致する。

しかし、単にそれだけの理由ではなく、SECOR, JR. (1965)や ALDRICH, JR. (1969)によれば、間隙水圧の上昇は地層に鉛直の extension fracture を生ぜしめ、平行の shear fracture もできやすくなる。後述するように、続成の過度領域においては結晶の再組織と孔隙の増大、流体の発生による間隙水圧の上昇という条件により、ミクロにもマクロにも粒子間の組織が破壊されているし、また分散しやすくなっていると見てよい。

このことは、例えば、黒川・道川・豊川の各油田において、下部船川層泥岩が著しく破碎されていて噴出するのは、単に造構運動の結果による層内破碎の形態と見る以外に、硬軟泥岩累積層の続成による異常間隙流体圧による fracturing の発達にも原因を求めるならば、産油時の大きな圧力の幾分かが理解される。このようにさく井工学上の evidence が与えられる。

2.2. 検層上の特徴

土崎沖 SK-1, 8, 9, 11号井の induction および resistivity log から泥質相での値を取出すと第1図のようになり、船川層下部(約1,000~1,200m深)においての低比抵抗性は非常に顕著である。女川層においては堆積相の変化が激しく、比抵抗も大きく変動するが、長波長の傾向ではこの図のように次第にそれが増加している。

第1図 土崎沖油田における泥相の比抵抗分布
層序区分は SK-11 によるもの。

泥岩といっても物理状態に大きな差異が存在するのは当然であるが、上部から下部に向って圧密が漸次増大する結果、下部ほど緻密になる。したがって地層抵抗の単調な増加が期待されるにもかかわらず、このような極小部が生じ、しかも安定な堆積相である船川層に存在するのは、地層の物理的変化または地層水の化学的変化が異常化したのであり、それが異常高圧層化に対応するものであろうと考えざるをえない。

そこで孔隙率に関して、外旭川 R-127 号井電気検層からの推定値を第2図に示す。これは泥質相についてのもので、藤岡 GS-1 の傾度(NAGUMO, 1965)とよく一致するが、船川層下部においては20%以上に増大していることがよみ取られる。

前項のような物理的状態が船川層下部に存在するならば、孔隙率の増大と浸透率のさらに著しい増加によってイオンの移動が容易になり、地層比抵抗が減少する。したがってそのような物理的状態を pore excess high pressure に求める必要がある。

2.3. コア試験上の特徴

土崎沖油田のコアは砂岩および凝灰質、角礫質砂岩の例では、孔隙率の分布は第3図に示す通りである。この

第2図 八橋油田における泥相の孔隙率分布
F.GS-1 直線は藤岡 GS-1 泥相の孔隙率傾向
(NAGUMO, 1965 より)。

ような岩相においても船川層下部では、孔隙率が回帰直線より大きい方に偏っているとみなさねばならない。

孔隙が流体によって飽和していると見なした場合の重量含水率を第4図に示す。これらのコアでは、含油量は大部分が数%以下である。含水率は上部から深層に至るまでほぼ一定であるが、見方によっては、船川層下部で若干増加しているであろう。この含水率は常圧加熱状態を経過しているから、異常高圧層のデータとはなり得ないが、泥質相においても上層から下部に至るまで、重量含水率がほぼ一定であると考えを保障するであろう。

第5図に塩素イオン濃度を示す。値の分散が非常に大きい、SK-1号井についてAまたはBのように表わしてみると、船川層までは大体同程度であるが、女川層に至って急速に減少すると見なされる。しかし全データについてC線のように表せば、船川下部層における塩素イオンは際立って少なくなる。しかし一般に船川層におけるデータの変動が非常に大きいことから、上下の地層水に比して濃度の大小を論ずることは有意義ではない。八

第3図 土崎沖油田コアの孔隙率垂直分布
層序区分は第1図参照

橋油田におけるデータ（本島公司ら、1960）でも船川層での分散は非常に大きい、第6図のように船川階以後は平均として大差ないのではないか、船川層下部に多少の低塩素イオン濃度化があるのではないかと考えられる。有機物の分解による稀釈（石田義雄、1960）とかその条件や環境（田口一雄、1961）について従来議論されているが、これと相俟って次項のように堆積岩の変質を考慮するなら、この深度における低濃度は説明できるであろう。

他方、新潟の basin における塩素イオン濃度の傾向は、西山層から下方に向かって減少することが須藤能光（1967）や西島進（1971）の研究によってわかっている。深部に向っての濃度減少という対応性が新潟・秋田両油田にあると考えられ、物理的・化学的に共通した議論ができるであろう。濃度が減少するのであるから、第1図に示されるような低比抵抗ゾーンを説明するには、孔隙率の増加に期待するほかない。地層温度を70℃、孔隙率を25%として、地層比抵抗1Ωmを説明するには、全換算塩素イオン濃度は約10,000ppm 必要である。八橋油田においては妥当な値であるとしても、土崎

第4図 土崎沖油田コアの重量含水率の垂直分布
層序区分は第1図を参照。

沖油田では大きすぎるであろう。したがって、孔隙率や浸透率の増大によって補償すれば、第3図の孔隙率(37%)程度になり、7,000ppmで足りる。実に西目沖における下部船川層泥岩中には、大きな浸透率と孔隙率を有するゾーンが存在している。

このようにイオン濃度は低くても、大きな空隙が層内に発達していれば低比抵抗が説明できるから、それに見合った異常間隙水圧が期待されねばならない。

2.4. 鉱物分析上の特徴

樹下(1961)の男鹿半島の地表試料による粘土鉱物定量によれば、船川層では montmorillonite は全粘土鉱物量の78~95%を占め、他の地層におけるそれよりも若干大きい。しかしこれは下部に至って79~86%と小さくなり、代って illite と chlorite の増加が見られる。

温度上昇と荷重の累積増加による堆積岩の続成過程において、montmorillonite から illite や chlorite への相転移ということは、古くから論じられているが、KELLER(1970)はこの illitization を montmorillonite + K → illite, glauconitic mica という過程で考えた。堆積深層における塩素イオン濃度の減少は前項で記述し

第5図 土崎沖油田コア分析による塩素イオン濃度の垂直分布
白丸はSK-1, 黒丸は他の坑井試料, 層序区分は第1図参照。

た通り、有機物に原因の一部をおくと同時に、Kは KELLER によれば同じく有機物起源である。一般にカリウムイオン濃度は深さとともに急速に減少し、1,000m位からは K^+/Cl^- がほぼ一定とみなされる(須藤, 1967)。八橋における濃度はきわめて高く(本島, 1960)、裏日本平均値(須藤, 1967)の2倍以上で、海水における値より大きい。一方、glauconite も一般に見られる。これらの事実はまた illitization process にとり有利と考えられる。

樹下(1961)の分析によれば、montmorillonite と chlorinity の逆相関はきわめて高く、粘土鉱物の110°Cに至る低温加熱により、3分子すなわち結晶重量の約10%が自由水となる(そのために稀釈される)。POWERS(1967)によれば、深度約3,000mで上の反応が起るが、その際に密度1.7 g/ccのiceが自由間隙水化されるのであるから、自由水容量は急激に増加するはずである。地温が高く地殻変動の激しかった地域では、必ずしもそのような深さでの圧密を要しないであろう。3,000m付近の貯溜岩(したがって異常高圧層)では、東新潟NS-

第6図 八橋油田の各層の塩素イオン濃度分布
(本島他, 1960) I~Xは油層。

13号井に関する保泉忠夫(1968)の分析によれば, illiteが多く montmorillonite はその数分の以下か, あるいはまったく見出せない。一方, しかるべき量の chlorite はある。

このような相転移領域において粘土鉱物を同定することは困難な解析を伴う。しかし混合層粘土鉱物の変質過程において高圧間隙水が発生するというデータは得られているものと考ええる。

粘土鉱物と同種の変質は沸石系列においても期待される。船川層下部においては, 他の層よりもきわめて多量の zeolite が存在していることは, 樹下(1961)の分析にも出ている。

藤岡一男・吉川輝四(1969 a, b), 藤岡一男・佐々木詔雄(1971)によれば, 秋田油田においては, 第1段

(vitric tuff → clinoptilolite), 第2段(clinoptilolite → analcime), 第3段(analcime → albite)という変質帯が, 地層の深度または時階に応じて明瞭に分布している。原田一雄(1968)によれば, zeolite facies は高温高圧で安定な相に移行する時, 多量の水分を放出し結晶は緻密になる。粘土鉱物と同じく, clinoptilolite から analcime へのステージでは, 水分子を放出する必要がある。この結果水分子の大きさから見て, 20~30%の自由水間隙が確保されるであろう。他のステージにおいても同様であろう。船川層の貯留岩相が凝灰岩であり, clinoptilolite 相であるから, 第1段変質による高圧流体に向う寄与があったと見るべきである。

2.5. まとめ

上の各項で考察したように, 船川層下部にはいわゆる異常高圧層が発生しており, またその発達の条件も備わっていると考える。圧密と増温の結果, 鉱物の変質が進行し孔隙間水量が増加した。間隙水は, 上端の未変質帽岩と下部の既圧密岩との空間に閉塞され異常高圧化した。孔隙間水圧の増大は鉛直の, 比較的上部においては斜方向の破碎をその層内に発達させることとなり, まずまず流体の移動を容易にし, 炭化水素の集積をもたらした。

このような異常の発生は堆積盆の中心に向うほど, また泥質層が上部層も含めて厚く発達しているほど有利であって, 秋田油田においては内陸に至ると, 検層上でこの種の異常が認め難くなるということからも考えられて, OTVOS(1970)の littoral → neritic → bathyal なる basin center に向う異常高圧層モデルが秋田にも適用されるようである。

3. 昇圧の過程

BREDEHOEFT and HANSHAW (1968) は gypsum (密度2.317) から anhydrite (密度2.98) への相変化による水の放出という過程を考え, 地下1,200m 付近にある異常高圧層の水頭増大を算定している。堆積が一定割合で継続している盆地では, 透水係数が 10^{-6} cm/sec 程度なら坑底では静水圧に保たれているが, 透水係数の減少に伴ない水圧は次第に静岩圧に近づき, 10^{-9} cm/sec 程度では水は封じこめられてしまう。良好な帽岩では 10^{-12} cm/sec 前後の透水係数を有している。

浸透率は Kozeny の関係 (PIRSON, 1958) を使えば, $k = \frac{\phi^3}{5S_v^2(1-\phi)^2}$ で, ここで ϕ は孔隙率, S_v は比表面積である。例えば $\phi = 0.2$ の時, montmorillonite ($S_v = 10^5$ として) では 3×10^{-13} cm², すなわち地層水では 4×10^{-10} 程度の透水係数となり, もし montmorillonite から illite への相転移があれば, 比表面積の減少から

第7図 二層モデルによる過度水圧分布
鎖線は1万年切線で静水圧分布を示す。

第8図 三層モデルによる過度水圧分布

第9図 透水係数漸減モデルによる過度水圧分布

第10図 透水係数漸増モデルによる過度水圧分布
鎖線の上方は堆積速度が0.02 cm/yで、下方は0.01 cm/yの場合の静水圧分布を示す。それぞれ500万年、150万年の切線でもある。

$10^{2.4}$ 倍の浸透率の増加があるほか、前章でも考察したような過度的な自由空間ができるのであるから、より大幅の増大が期待される。同様の浸透率の増大は zeolitic alteration の過程でも生じ、浸透率や孔隙率の異常な増加はイオンの移動を容易にするから、比抵抗もそれに応じて小さくなるであろう。

相転移は、しかしながら critical であるということは統計的にも望めない。現実には前節のデータのようにかなりの幅を考えなくてはならない。また、もし内部に孔隙率の高い砂岩や凝灰岩層が存在しておれば、浸透率の増大や破碎の進行の過程と相俟って流体の貯溜が行なわれると考える。

今、水の発生源が1,200m の深さにあるとして、次のような各種の層構造について過度水頭の伝播を数値計算した。

(1) 第1層 (0-600m) $k_1=10^{-7,-8,-9,-10}$

第2層 (600-1,200m) $k_2=10^{-8,-9}$

(2) 第1層 (0-400m) $k_1=10^{-8,-9,-10}$

第2層 (400-800m) $k_2=10^{-8,-9,-10}$

第3層 (800-1,200m) $k_3=10^{-8,-9}$

(3) $k(z)=10^{-8\pm 0.03448(z-1)}$ $z=1, 2, \dots, 30$

$k(z)=10^{-8\pm 0.06996(z-1)}$ $z=1, 2, \dots, 30$

の場合において、水が一定割合で発生するモデルにつき1次元計算した。

透水係数 k , 水比重 w , 水圧縮率 c , 水粘性係数 μ , 地層孔隙率 ϕ により $K=k/wc$ または $k/\phi\mu c$ なる圧密係数を使い、 Δz なる深度間隔の第 m 深度における Δt なる時間間隔での第 n 時間後の流体圧は discrete expression

$$U_{m-1,n} + U_{m+1,n} - 2U_{m,n} = (U_{m,n+1} - U_{m,n}) \Delta z^2 / k \Delta t$$
で計算される。

深度間隔40m, 時間間隔100年, 水比重1, 水粘性係数(塩水)0.65, 地表水圧0, 途中での水の出入ないとし続成による水発生が, 1,200m にあるとしたモデルにつき, 計算した結果の一部を第7—10図に示す。これは異常高圧層の圧力を1に規準化してあるから, 地表までの水圧の伝播の時間経過がわかる。この計算に使った $10^{-8,-9}$ 程度の地層透水係数では, 数百万年間の圧力保持はほとんど困難である。

仮に, 堆積(続成も含めて)速度が0.01 cm/y, 変質境界が深度1,200m であるとすれば, 200万年に200m の堆積があるから, 第7図(透水係数 10^{-8}) の場合には, 鎖点で示したように1万年位の短時間で静水圧化してしまうから, 流体の集積は不可能である。第10図(透水係数 10^{-10} 程度)では, 時定数はほぼ150万年であるから可能に近づいて堆積速度が0.02 cm/y であれば, 第10図の

場合には500万年位であって集積可能である。そして高圧層も厚くなるのであるから, 油層としてそれだけ大型になってもよい条件が作られる。

4. 結 言

叙上の考察は泥質層内における異常高圧の発生の機構を, 鉱物の変質を伴う堆積岩の続成過程でほとんど static な条件で行なった。考察に入れるべき dynamic な条件は, 堆積盆の運動によって高圧層が維持されるか, 破壊されるか, というかのように思われる。static な観点のみから議論すれば容器があって後に炭化水素の集積があるということ, 流体が自らその容器を作るということは表裏の関係になる。また, もし変成が不可逆過程なら, 一度破壊された貯溜構造は集積不能であるが, それが可逆過程(例えば, SZADECZKY-KARDOSS, 1968)なら可能になる。

謝 辞 この研究は文部省科学研究費による。研究の基礎データは石油資源開発株式会社および帝国石油株式会社から利用させていただいた。ここに厚く感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- ALDRICH, JR., MERRITT J., 1969, Pore pressure effects on Berea sandstone subjected to experimental deformation: *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 80, pp. 1577-1586.
- BALAKRISHNA, S. and GOWD, T. N., 1970, Role of fluid pressure in the mechanism of transcurent faulting at Kayna (India): *Tectonophysics*, vol. 9, pp. 301-321.
- BREDEHOEFT, J. D. and HANSHAW, B. B., 1968, On the maintenance of anomalous fluid pressures: I. Thick sedimentary sequences: *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, pp. 1097-1106.
- 藤井清光, 1967, 傾斜掘におけるはりつきに関する研究: 石技誌, 32巻, 21—29頁。
- 藤岡一男・吉川輝四, 1969 a, 秋田油田における凝灰岩の沸石化について: 石技誌, 34巻, 145—154頁。
- ・——, 1969 b, 同(その2): 石技誌, 34巻, 169頁。
- ・佐々木詔雄, 1971, 同(その3): 石技誌, 36巻, 127—135頁。
- HANSHAW, B. B. and BREDEHOEFT, J. D., 1968, On the maintenance of anomalous fluid pressures: II. Source layer at depth: *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, pp. 1107-1122.

- 原田一雄, 1968, 沸石相——とくに地層の埋没深度による分帯に関して: 地質誌, 74巻, 239—344頁。
- 保泉忠夫, 1968, 貯留岩の孔隙率および粘土(けつ岩)分の含有率に関する研究: 石技誌, 33巻, 351—362頁。
- 石田義雄, 1960, 地下における石油の移動と油田構成の経過について: 石技誌, 25巻, 240—249頁。
- 樹下 惺, 1962, 裏日本含油新第三系堆積岩中の粘土鉱物分析成果概要と堆積岩中の粘土鉱物分析法基準の提案: 石技誌, 27巻, 228—264頁。
- KELLER, W. D., 1970, Environmental aspects of clay minerals: *Journ. Sed. Petr.*, vol. 40, pp. 788-813.
- MAGARA KINJI, 1968, Compaction and migration of fluids in Miocene mudstone, Nagaoka Plain, Japan: *Bull. A.A.P.G.*, vol. 52, pp. 2466-2501.
- 真柄欽次, 1969 頁岩の孔隙率-浸透率関係について: 石技誌, 34巻, 1—7頁。
- 本島公司, 1955, 秋田県黒川油田 R144号コア試験について: 石技誌, 20巻, 111—122頁。
- 本島公司・牧真一・牧野登喜男・柴田賢, 1960, 八橋油田鹹水の地球化学: 地質調査所報告, 186号。
- NAGUMO SHOZABURO, 1965, An estimation of tectonic stress from compaction of sedimentary rock strata: *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 43, pp. 565-576.
- 西島 進, 1971, 新潟県の天然ガス鉱床の研究(1)——天然ガス・地層水の性状——: 岩鉱誌, 65巻, 162—179頁。
- 沖野文吉, 1961 a, 裏日本油田地域における第三系堆積岩の粘土鉱物ならびに水性反応に関する研究(第1報): 石技誌, 26巻, 57—66頁。
- , 1961 b, 同(第2報): 石技誌, 26巻, 346—354頁。
- , 1961 c, 同(第3報): 石技誌, 26巻, 402—406頁。
- , 1962, 同(第4報): 石技誌, 27巻, 1—5頁。
- OTVOS, JR., ERVIN, G., 1970, High pressure shales and their depositional facies, Southern Louisiana Cenozoic: *Journ. Sed. Petr.*, vol. 40, pp. 412-517.
- PIRSON, S. J., 1958, Elements of oil reservoir engineering: McGraw-Hill Book Co., Inc., New York.
- POWERS, MAURICE, C., 1967, Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration: *Bull. A.A.P.G.*, vol. 51, pp. 1240-1254.
- SECOR, JR., DONALD, T., 1965, Role of fluid pressure in jointing: *Am. Journ. Sci.*, vol. 263, pp. 633-646.
- SKEMPTON, A. W., 1970, The consolidation of clays by gravitational compaction. *Quart. Journ. Geol. Soc. Lond.*, vol. 125, pp. 373-411.
- 須藤能光, 1967, 日本における油田・ガス田塩水の地球化学的研究: 石技誌, 32巻, 286—296頁。
- SZADECKY-KARDOSS, E., BARDOSSY, G., FÜRST, I., PESTY, L., KLIBURSZKY, B., TOMOR, E., and TOMSCHEY, O., 1968, On the montmorillonite facies. *Acta Geol., Acad. Sci. Hungaricae*, vol. 12, pp. 61-65.
- 田口一雄, 1961, 女川, 船川層の地化学的研究への序説——女川, 船川層の堆積環境——: 石技誌, 26巻, 278—289頁。
- 田中彰一, 1965, 土崎沖油田および雲出ガス田の掘進率に関する研究: 石技誌, 30巻, 339—349頁。