堆積盆地の強度特性とその石油地質学的意義*

星 野 一 男**・井 波 和 夫**

(昭和49年 9 月11日受理)

Comparative Study on Strength in Sedimentary Basins and it's Bearing to Petroleum Geology

By

Kazuo HOSHINO and Kazuo INAMI

Abstract: According to the results of a series of high pressure experimentation, following empirical equation was proved to be valid between porosity n and strength σ_s .

$$n = A_0 e^{-b\sigma_s} \dots \dots \dots (1)$$

where A_0 and b are constants or coefficients. This equation is quite compatible with equation (6) derived from well-known compaction equation (2) and indicates a close relation between "strength coefficient, b " and compaction coefficient c .

It was pointed out that the strength coefficient b is an indication of somewhat softness of the rock structure against failure and hence closely related to strength of boundness or cementation of rock. Since the boundness or cementation of the clastic rocks is formed probably by strong effect of both pressure and temperature, therefore the coefficient b can be a parameter to indicate accumulative energy related to the above factors acted upon the rocks concerned during long geological age.

By this reason, further, the coefficient b could be an indication of physical potentiality for oil and gas fields. To prove this idea, strength coefficients b were studied in several oil-bearing sedimentary basins in Japan. The results are given in Tab. 3, which are agreeable with geological data and mode of occurrence of oil and gas.

1. まえがき

いわゆる油・ガス田のポテンシャルティの評価に当たって対象とされるものは、①十分な根源物質—有機物を胚胎していたかどうか、②その根源物質が原油にまで醸成されるに十分な環境にあったか、ということである。前者は堆積当時の地質環境によって決まることであり、これに対して後者は堆積後の温度・圧力などの物理的条件と還元性環境とか触媒とかに関する化学的条件が考えられる。また次のようにも考えられる。ある地層中に有機物質が含まれている割合が多かったとしても、地層が非常に薄い場合は十分な量を胚胎していたとはいえない。

すなわち、堆積物（この場合でいえば泥岩類）の厚さが問題となる。非常に厚い堆積物があれば、当然その内部での温度と圧力は大きくなる。つまり、厚い泥岩がポテンシャルティの1つの表現とされるのは上記の①と②を含んでいるからである。しかし、堆積物が厚いだけでは必ずしも鉱床の存在を約束しないことは周知のことである。いわゆる造構運動の激しいところほど、またその激しさが時間的に長く続いたところほど、鉱床が多く見出されているという事実がある。

最近の探鉱技術の進歩は目ざましいが、そのほとんどは構造探査技術の領域で達成されたにとどまり、他の一面として非常に重要なことであるポテンシャルティ予測に対しては、技術はもとより理念すらも十分に確定していないのが現状ではないだろうか。ポテンシャルティの

* 昭和49年 5 月16日石油技術協会総会における個人講演

** 地質調査所

表現として現在、泥岩の有機物分析に関連するものがあり、石油化度 (Ch/Co, 岩石中の炭化水素の炭素量/全有機炭素量, e.g. 柳下, 1962) や推定 Naptha-bitumen 量などが現実に使われている。後者は根源岩中で生成された Naptha-bitumen の量が根源有機物量、堆積環境などを指示し得るとしてポテンシャルティと呼ばれている (工藤, 1964)。

このような過程から導かれた数値は化学的ポテンシャルティというべきものであって、物理的要因を指示するものが加わらなくては十分な示準とはなり得ない。物理的要因としてもっとも主要なものは圧力・温度であろう。この場合、圧力や温度がある程度大きいこと、すなわち、その大きさが重要なことはもとよりであるが、それが長い時間の間継続すること、すなわち、大きさと時間の積、加えられた地殻エネルギーの総量が重要な意味を持っている。

岩石の強度は、その岩石がどのくらいの応力で内部結合力を破壊されたかという考えで定義されている。岩石の内部結合力の機構は非常に難しい問題であるが、泥岩、砂岩など通常の碎屑岩では主として続成作用 (diagenesis) に起因するものと考えられる。

この内部結合力の大きさは、その岩石が続成作用を受けている間に蒙った地殻エネルギーに第1義的に関係しているとみなされる。

このような前提のもとに筆者らは、岩石強度が堆積盆地における物理的ポテンシャルティを指示するパラメーターになり得るのではないかという予想をたて、秋田・新潟・三浦・常磐・釧路・佐世保および天草の7地域について比較研究を試みた。

この種の試みは今までに例がないので、第1段階として、多数の要素の混入をできるだけ避けるために、試料は火山性、石灰質成分ができるだけ少ない通常の単純な碎屑物を対象とし、諸資料も各堆積盆地の標準的、あるいは理想的なものをできるだけ利用するように努めた。

2. 孔隙率と強度の関係について

砂岩や頁岩のように非火山性の碎屑岩の強度が孔隙率と非常に関係のあることが最近明らかにされつつある (Hoshino et al. 1972, Dunn et al. 1973, Hoshino 1974)。

Hoshino et al. は、わが国の主として新第三系の砂岩・頁岩約80種の試料を最大3000barsの封圧下での高圧破壊実験を行ない、岩石学的・地質学的に同種の岩石では、各封圧下で孔隙率と強度は半対数関係で表わされることを示した。すなわち、

$$n = Ae^{-\sigma s} \quad (1)$$

n は孔隙率, σ は (破壊強度) A, b は常数である。

泥質岩の強度と孔隙率の関係を正規尺で図示すると Fig. 1 のように示される。これは封圧500 bars の場合で縦軸に強度、横軸に孔隙率である。岩石の破壊様式は封圧とともに変化して行くが (e.g. Hoshino et al. 1972, p.13), 図に示すように肉眼的な割れ目を生じて破壊する脆性破壊と、他方の極端として封圧が比較的に高い状態であらわれる粘延性 (visco-ductile) 変形とは、ほぼ30~40%の孔隙率を境にして判然と分たれて、それ

Fig. 1 Strength versus porosity for argillaceous rocks at 500 bars confining pressure. Close circle shows very brittle and brittle, open circle shows transitional, and open square shows ductile.

Table 1 Coefficients of equation (1) Argillaceous rocks

Pressure (Kb)	A	b (/Kb)
0.001	1.98	2.14
0.500	2.38	1.11
1.000	3.19	0.93
1.500	4.22	0.85
2.000	5.53	0.81

Arenaceous rocks (all)

0.001	0.20	1.49
0.500	0.38	0.74
1.000	0.38	0.52
1.500	0.54	0.50
2.000	0.34	0.32

それぞれ異なる曲線上に乗るようになる。この関係曲線がそれぞれ(1)式を満足することはすでに Hoshino ほか(1972)に説明してあるので省略する。

この境界は圧密過程と関連しており、約30%の孔隙率は堆積物が第1次の圧密から第2次の圧密に移行する転回点に相当している(井波, 星野, 1974)。

粘延性変形態下では、岩石は末凝固であり、構成粒子間の空隙は流体や末凝固の柔かな物質に占められており、物性的に半固体である。このような岩石では、いくら応力を加えても岩石は“破壊”せず流動するのみなので、強度値の意味が通常の脆性変形状態におけるものとは違ってくる。そこで一応脆性破壊を対象にして話を進めよう。

Fig. 1で脆性変形の部に入るものは実験室記号でXAなど15種だが、このうち、非常に石灰質分の多いものや、同一地質時代と比較して極端に孔隙率の小さいものなど6種をのぞき、代ってスイス・アルプスのヘルベチア帯フリッシュの頁岩2種を加えた11種の泥質岩の資料をまとめたものがFig. 2である。この11種は粒度がシルトからクレイの、陶汰度のよい、肉眼的にも顕微鏡的にもよく似た黒色の泥岩あるいは頁岩であり、Fig. 2は、代表的泥質岩の孔隙率対強度関係であるといつてよいであろう。両図で縦軸が正規目盛りの強度、横軸が対数目盛りの孔隙率である。各封圧ごとに明瞭に直線関係をしており、最小自乗法により決定した常数の値は1 barでAが1.98 (98%), b が2.14/Kb (Kilobars), 500barsでAが2.38, b が1.11/Kbである。

Fig. 2 Strength versus porosity for argillaceous rocks in semi-log scale. Confining pressure, 1 and 500 bars, * are so called hard shale.

Fig. 3は同様に、砂質岩(粒径 62.5μ 以上)の強度と孔隙率の関係をまとめたものである。砂質岩では約20~25%以上は高压下で粘延性を示す(Hoshino et al, 1972)。砂質岩では泥質岩に比較して地域性がより顕著である。Fig. 2はFig. 1の場合と同様に、火山質、石灰

Fig. 3 Strength versus porosity for arenaceous rocks in semi-log scale. Confining pressure, 1 and 500 bars.

質成分の少ない、通常の碎屑岩をえらんだものであるが、全体的にみるとバラツキが大きい。しかし、同一堆積盆地のみを見ると非常に良い直線関係を示す。Fig. 3で黒丸は佐世保付近の佐世保層群、杵島層群の細-中-粗粒砂岩5種であるが良好な直線関係を示している。全体でみると、常数は1 barでAが0.20(20%), b が1.49/Kb, 500barsでAが0.38, b が0.74/Kbである。砂質岩で地域性が強くなるのは、構成粒子の粒径が大きくなるにつれて個々の粒子の種類、性質が結合力により敏感に影響を与えるためであろう。泥質岩では粒径が小さいためにバラツキは小さいが、仔細に見ると砂質岩のような地域性があつて述べられるように見られる。

係数 b を便宜上、本文中では強度係数と呼ぶことにしたい。

3. 孔隙率—荷重関係

泥質岩の孔隙率が採取深度に対して、半対数関係にあることはよく知られている。(e.g. Athy, 1930)。 n_0 , n を地表および深度 h (km)での孔隙率とすると

$$n = n_0 e^{-C_0 h} \quad (2)$$

が成立する。 C_0 は常数である。この関係は日本の深井戸試料についても成立することが確かめられている(e.g. Nagumo, 1965)。

今、最近の層序試錐、基礎試錐から、常数 C_0 を求めるとTable 2のようになる。常数 C_0 をかりに本文では圧密係数と呼んでおく。

蒲原GS-1, 蒲原GS-2, 能代GS-1, 藤岡GS-1については、掘さく時、著者らが地質調査所において測定した値を用いた。下五十嵐、沢目沖についてはHoshinoほか(1972)の測定値を使った。岩槻は科学技術庁防災センター地震観測井の資料である。

Table 2 Coefficients of equations (4), (2) and (6) from several deep exploratory wells in different provinces.

Area	Exploratory well	$\Delta t_0^{1)}$	$C_1 \mu s/ft^{1)}$	$n_0^{2)}$	$C_0/km^{2)}$	$\bar{\rho}$	$C'/Kb^{3)}$	Ref.
Niigata	Kanbara GS-1	172	0.22	0.57	0.36	2.1	1.71	Argil.
	Kanbara GS-2	167	0.22	0.56	0.30	2.1	1.43	Argil.
	Shimoigarashi	157	0.14	0.45	0.20	2.4	0.83	Aren.
Akita	Noshiro GS-1	169	0.27	0.56	0.46	2.2	2.13	Argil.
	Sawame-oki			0.70	0.44	2.1	2.10	Argil.
Kanto	Fujioka GS-1	180	0.51	0.63	0.64	2.2	2.86	
	Iwatsuki			0.49	0.27	2.1	1.26	

1) $\Delta t = \Delta t_0 e^{-C_1 h}$, equation (4)2) $n = n_0 e^{-C_0 h}$, equation (2)3) $n = n_0 e^{-C' P}$, equation (6)

ここで著者らが行った孔隙率の測定方法を説明する。通常の試料に対しては次のような方法で求めた。

水で飽和した試料の空気中の重量…… W_{wa}

上記試料の水中における重量…………… W_{ww}

十分に乾燥した試料の空気中の重量… W_d

として、孔隙率 n は

$$n = \frac{W_{wa} - W_d}{W_{wa} - W_{ww}} \quad (3)$$

この場合、水で飽和した試料とは水中に4日以上放置した試料を、また十分に乾燥した試料とは110°Cの温度で4日以上放置した試料を指している。この方法で測定される孔隙率は原理的には開放性孔隙のみであり、有効孔隙率というべきであるが、110°Cで4日間熱しているのもで実質は絶対孔隙率にかなり近い値をとると思われる。また、水の比重を1.00と考えてある。この方法によって求めた孔隙率の精度はあまり優れたものとはいえないが、孔隙率の値そのものよりも、1坑井、あるいは1地域での全体的な関係を、ここでは問題にしているので、まずこの程度の測定法で十分であろう。

孔隙率の非常に小さい資料（1%前後あるいはそれ以下）や、水に溶ける試料に対しては、高圧実験用に円筒形に整形したものをを用いて体積を計算したのち、 W_{wa} と W_d の差から孔隙体積を求めて、その比を取ったり、あるいは粉碎して粒子のみの重量を求めて計算する方法を取ったが、その数はきわめてわずかで大部分は上記の通常の方法に拠った。高圧実験用の円筒形試料は直径19.5mm、高さ39.0mmの大ききで1/500の精度で整形されており、これによって求めた体積の精度は非常によく、1%以下である。

Table 2で常数 C_0 の計算の対象としたのは、蒲原GS-1が深度1.5から4.0kmの泥岩で層準としては灰爪か

ら西山層、蒲原GS-2が1.0から2.5kmの深度の西山層から椎谷層上部で主として泥岩である。これに対して下五十嵐は深度2.5から5.0kmの砂岩を対象にしている。地層は西山から椎谷層上部である。

蒲原GS-1、GS-2などが掘さくされた地域は新潟第三系堆積盆地のほぼ中心であり、西山-灰爪期を通じて最大の沈降部に当たっている。蒲原GS-1、下五十嵐、大瀨などの坑井データによると、泥質岩の圧密曲線は非常に規則的で、ほぼ西山-灰爪両層間、深度にして約1kmから4km近くの間、ほとんど一致した圧密係数値を示している（井波・星野，1974）。蒲原GS-2の数字もGS-1と似ており、圧密係数 C_0 として0.36から0.30が新潟堆積盆地の中深度（第2次圧密、井波・星野，1974）における標準値と見てよいであろう。下五十嵐では約2kmの深度から坑底まで砂岩勝ちの頁岩層であるが、コアとして採取されたものはすべて砂岩でその岩質も肉眼的には安定しており、高圧下の物性も良く似ている。したがって、同坑井の圧密係数値は砂質岩に対する標準値に近いものと考えてよいのではないだろうか。同地域の諸坑井のすべての砂質岩の値を総合したものは0.22の圧密係数値を示しており（井波・星野，1974）、これは下五十嵐のみの0.20とよく近似している。

秋田地方に移って、能代GS-1および沢目沖の2坑井は能代市周辺で南北に約10kmの距離を隔てて並んでおり、この付近における沈降の中心部に近いところに位置していると考えられる。両井とも計算の対象としたのは0.5から3.0kmの深度にある上部天徳寺層から船川層の泥岩である。 C_0 は0.46および0.44とほぼ等しいにもかかわらず、 n_0 は0.56および0.70とかなり相異している。今、 C_0 として両井の平均0.45を取り、式(2)にそれぞれの n_0 を入れると

$$n_1 = 0.56e^{-0.45h_1} \quad (\text{能代 GS-1})$$

$$n_2 = 0.70e^{-0.45h_2} \quad (\text{沢目沖})$$

となる。ここで $n_1 = n_2$ とおくと

$$h_2 - h_1 = 0.49(\text{km})$$

となり、能代 GS-1 の任意の深度の孔隙率の値は沢目沖のその深度より 490m 下部の値に等しいという結果がでる。実際に両井の深部層序図を比較してみると、能代 GS-1 は沢目沖よりも笹岡層基底で 454m、上部天徳寺基底で 842m 下位にある。したがって n_0 (地表における孔隙率) の差はほとんど沈降量の差に基づくと考えてよいであろう。また秋田北部における泥質岩の圧密係数の標準値として 0.44~0.46 は妥当な値であろう。

松沢 (1961)、宮崎 (1965) はそれぞれ新潟、秋田における浅深度 (地表より 2.0 あるいは 2.5km まで) の標準圧密曲線を提示しているが、これらの圧密係数を試算してみるとそれぞれ 0.55 および 0.75 となり、上述の値よりも大きい数字となる。井波・星野 (1974) は圧密の最初の段階、第 1 次段階では岩石の圧縮係数が大きくなることを示し、第 1 次とそれに続く第 2 次段階では圧密係数はそれぞれ異なった数値となることを述べている。本論文では、第 2 次圧密を中心としたデータを扱うこととする。

なお、比較のために関東における大深度坑井から 1963 年 (昭和 38 年) の層序試錐藤岡と 1972 (昭和 47 年) の地震観測井岩槻の値を添えた (第 2 表)。

新潟と秋田の数値を比較すると、両地域の圧密係数には明らかに地域的な特性の差が存在するように感じられる。圧密係数はある深度の増加に対する孔隙率の減少の割合を表わしているから、この数値の小さいほど圧密の激しいことを示している。

一般に Sonig Log における Δt は密度に関係が深いものと考えられている。Fig. 4, Fig. 5 に蒲原 GS-1 および能代 GS-1 の Δt 対深度を孔隙率対深度に対照させて示した。 Δt と深度の間にも (2) 式と同様な関係が成立する。

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{-C_1 h} \quad (4)$$

Table 2 の左欄に係数 C_1 と Δt_0 の値を示した。

所で、堆積物の重さ自身による荷重、累積自荷重は深さとともに増大する。その増加率は直線的ではないが、ある深度までの平均の密度を $\bar{\rho}$ とすれば、よく知られているように次式で与えられる。

$$P = \bar{\rho} g h \quad (5)$$

$\bar{\rho}$ の値を適当にとることによって (2) 式を孔隙率と荷重の関係式に書き替えることができる。これは (1) と良く似た形である。

$$n = n_0 e^{-C' P} \quad (6)$$

Fig. 4 Compaction curve of Kanbara GS-1 exploratory well both in porosity-depth and Δt -depth relations.

ただし、(4) より

$$h = \frac{P}{\bar{\rho} g}$$

したがって (2) から (6) に書き替えるためには

$$C' = \frac{C_0}{\bar{\rho} g} \quad (7)$$

として、係数 C' を計算すればよい。Table 2 の最右欄はこのようにして求めた C' の値と、この計算に使用した平均密度 $\bar{\rho}$ の値を記してある。平均密度 $\bar{\rho}$ は相当するの深度平均値を以上の諸坑井の測定資料から求めたものである。

さて、ここで Table 2 の C' とさきに述べた b を比較してみよう。泥質岩に対する C' は 1.2 から 2.9 の範囲であり、新潟・秋田の場合には約 1.5 から 2.0 の範囲であ

Fig. 5 Compaction curve of Noshiro GS-1 exploratory well both in porosity-depth and Δt -depth relations.
Noshiro GS-1

る。これは封圧1および500 barsにおける b の値2.14および1.11にほぼ等しい。係数 C' を求めた対象とした岩石は深度2.5から4.0kmまでの平均密度約2.1の岩石なので、その自荷重は約500 bars から800 bars である。したがって b の値としては封圧500から1,000 bars までの値1.11から0.93を取るべきかも知れない。そうだとすると b は C' よりもやや低い値であるといえる。

同様のことは砂質岩についていえる。下五十嵐における C' の値は0.83でこれは封圧500 bars における b の値0.74にほぼ等しい。 C' 算定の対象とした深度の自荷重を上と同じようにして計算すると600から1,200 bars であって、これに相当する b 値を取ると0.53から0.35となって C' よりもやや低い値になる。

4. 堆積岩の圧密と内部の結合力

係数 b と C' はともに圧力に対する孔隙率の減少度を表わすものだが、その質的違いは(1), (6)式を比較す

れば明らかなように、前者が強度すなわち内部結合を破壊するのに必要な圧力についてであるのに対して、後者は封圧すなわち圧密過程の堆積岩の周囲の圧力を意味していることである。

圧密とは堆積物が累積荷重下に孔隙率を失うことであると解されるが、その主因は圧力の増加に伴う岩石の圧縮である。

圧密の過程は複雑であるが、圧縮率の変化やいままでの研究を総合すると次のように考えられる(井波・星野1974)。岩石の構成粒子が相互にまだ十分に固着せず、圧縮率が大きい第1次の段階と、粒子が相互に固着して粒子自体が変形を始め、したがって圧縮率が小さくなりかつ安定する第2段階、および組織が固く固化して、十分に結合組織の発達した第3段階がある。

このうち、第2次段階が炭化水素鉱床の移動・集積にもっとも重要であり、泥質岩では孔隙率約30%から15~10%の範囲が含まれるが、以上に議論した深度の範囲はほとんど第2次段階に含まれる。第2次段階はHedberg(1963)の第3段階力学的変形段階(mechanical deformation stage)にほぼ相当し、圧密作用は構成粒子自体が変形して圧縮されることにより進行するので、圧力がか最も主要な因子である。圧密のほかに孔隙率を減少させる過程として続成作用に基づく結合膠質物の生成や自主鉱物の結晶作用があり、炭酸塩岩では非ドロマイト作用や石灰岩化作用がある(Aoyagi, 1973)。これらの過程では地熱が圧力とともに重要な因子となる。ある場合には圧力よりも地熱が決定的な影響をもつことが考えられる。Iijima and Utada (1971)は沸石化作用は地熱がか最も重要な因子であると述べている。しかし、圧密が最終過程、第3次段階まで進めば、地熱も圧力同様に大きな影響を持つが、第2次段階まではそれほど大きくないのではないと思われる。

(6)式の係数 C_1 に関係する圧力は、いわゆる静岩圧(lithostatic pressure, 星野, 1970)であり、累積荷重と造構応力の和であるが、(1)式の強度係数 b に関係する圧力は内部結合を破壊するのに必要な応力であって、その大きさは、すなわち内部結合の大きさということになる。(6)式は、圧密による孔隙率変化が静岩圧の増大(あるいは減少)に対してどのように変わっていくかという関係を示しており、この式に関する限り、圧密は圧力すなわち静岩圧のみに関係する。すなわち係数 C_1 は静岩圧という圧力のみに関係づけられる。他方、(1)式は孔隙率変化が岩石強度の変化に対してどのように変わっていくかという関係を示している。岩石強度すなわち内部結合力の形成には圧力とともに地温も関係し、岩石が圧密を受け、続成作用を受け、固化して行く過程で受け入

れたあらゆる地殻のエネルギーが関係しているに違いないから、強度係数は圧密係数よりも広範な因子に関係していると考えられる。強度係数 b の値が常に圧密係数 C' の値よりも小さいらしいことは前章に述べたが、これらの係数は、ある一定の圧力変化に対してどのくらい孔隙率が減少するかを表わしており、大きいほど、内部組織のある種のもろさを示すものなので、 b が C' よりも小さいことは、結合組織の作成に費されたエネルギーは孔隙を減少せしめるエネルギーよりも大きいということである。以上の考察から強度係数 b は、ある地域の物理的ポテンシャル性を表現するパラメータとして圧密係数 C' よりより適当であるということができよう。

5. 強度係数 b の地域特性とその意味

以上のように係数 b は岩石に加えられた圧力と温度などの総エネルギーに関連しており、それは当然炭化水素鉱床生成における物理的ポテンシャル性の良いパラメータであるはずである。それはまた、その場における地殻変動の激しさ、造構運動の激しさともうのに関連するであろう。

この考察が正しいかどうかを確かめるために第2章で行なった方法を新潟・秋田・九州・三浦など地域別に行ない、係数値に地域特性が認められるか、また、特性の傾

Fig. 6 Strength versus porosity relation in semi-log diagram for some Japanese sedimentary basins. Confining pressure, 500 bars. Argillaceous rocks.

向は上述の前提と矛盾しないかどうかを検討してみた。その結果 Fig. 6, Fig. 7 をおよび Table 3 に示した。便宜上、泥質岩では封圧500barsの、砂質岩では1,000barsの関係および b 値の値を示した。

Fig. 7 Strength versus porosity relation in semi-log diagram for some Japanese sedimentary basins. Arenaceous rocks. Confining pressure, 1000 bars.

泥質岩でみると新潟の蒲原 GS-1 は3コの試料がよく1直線上に並び、その係数は0.13とう小さい値である。新潟地域の地表試料より採った値は0.48である。この2例の値を秋田地域の0.55と比較すると明らかに低い。この傾向は Table 2 の C' の場合と同様である。三浦・房総は葉山層および逗子層・上総層上部の泥岩類を対象にしているが、 b 値は0.21であって蒲原 GS-1 に次いで低い。佐世保地域は0.34である。この両地域とも新潟・秋田の地表より小さい。この順序は係数値の小さい方から、蒲原 GS-1 (中新-鮮新統坑井)、三浦・房総(漸新-中新統)、佐世保(漸新-中新統)、新潟(中新-鮮新統)、秋田(中新-鮮新統)と並べることができる。

砂質岩では天草(始新統)、天草(白亜系)、四国室戸半島(始新統)、佐世保(中新統)、新潟(中新-鮮新統)、常盤(漸新-中新)の順序になる。

検討の1つの尺度となるのは b 値から見たこの順序が造構運動の激しさの順として地質学的に肯定し得るかどうかということである。この場合、当然、対象とした地層の地質時代も考慮しなければならない。造構運動の激しさを客観的に表示できる方法がはっきりしていない現在、これ以上の議論は難しいが、上の順序はまず従来の

Table 3 Coefficients of equation (1) in several Japanese sedimentary basins.

Argillaceous Rocks (500 bars)			Arenaceous Rocks (1000 bars)		
Area	A_0	b	Area	A_0	b
Amakusa	0.06	0.78	Amakusa (Eo.)	0.05	0.10
Sasebo	0.11	0.34	Asuakusa (Cret.)	0.05	0.23
Akita	0.51	0.55	Sasebo	0.28	0.35
Kanbara GS-1	0.34	0.13	Shikoku (Eo.)	0.19	0.33
Niigata (Surf.)	0.70	0.48	Niigata	0.45	0.43
S. Kanto	0.52	0.21	Joban	0.62	0.55

地質資料から見て大きく矛盾するところはないといえるのではないだろうか。たとえば中新一鮮新統の新潟、秋田地域では前者の方が造構運動が大きい。漸新一中新統では三浦・房総、北九州、常磐（砂質岩資料を参考にして）の順に造構運動が大きいとしても地質学にまず肯定できるであろう。

現在、秋田地域はその石油・天然ガスの累積産出量において新潟地域に比肩し得る規模である。にもかかわらず、 b 値が新潟に比べて明瞭に差がある。これは秋田地域は新潟地域よりも、その代りに化学的ポテンシャルが高いことを考えれば当然とうなづけるであろう。Taguchi and Sasaki (1973)によれば秋田地域の有機物量、有機炭素含有量ともに新潟地域よりも大きい。

南関東が b 値において新潟とほぼ並ぶ程度であるにもかかわらず、顕著な鉱床が見出されないのも、石油化度に示されるごとく、化学的ポテンシャルの貧しさ（柳下、1962工藤、1964）にその一因を帰しめることができる。

6. 結 論

砂岩・頁岩などの堆積物の孔隙率と強度の間には

$$n = A_0 e^{-b\sigma} \quad (1)$$

の関係が成立する。

この強度係数 b は破壊に対する岩石組織の“やわらかさ”を指示するものであり、結合度に密接に関係している。

堆積岩の内部結合が地層内部の圧力・温度の因子の下に形成されたことを考えると、係数 b はその場所で、地質年代中に加えられた圧力・温度などのエネルギーの累積量を示す1つのパラメータとして、油・ガス鉱床に対する物理的ポテンシャルの示準値になり得る可能性があるのではないかと考えた。

この考えを検討するために現在までの資料を集成して作ったのがTable 3である。その結果によれば、各地における係数 b の値の順序は今までの地質学的資料ともそ

れほど矛盾はしないと思われる。

今回の研究は1試案としてまとめたものであるが、今後、さらにこの種のデータを増加させて、係数 b の持つ意味とその石油地質学的意義をはっきりさせて行きたい。

引 用 文 献

- Aoyagi, K., 1973, Petrophysical approach to origin of porosity of carbonate rocks in middle Carboniferous Windsor group, Nova Scotia, Canada, *AAPG Bull.*, vol. 57, p.1692-1702.
- Dunn, D.E. et al., 1973, Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 78, p.2403-2417.
- 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. Sur. Japan. Rep.*, No. 244 p.1-200.
- Hoshino, K., 1974, Effect of porosity on the strength of the clastic sedimentary rocks, *Proc. 3rd Congress of Int. Soc. Rock Mechanics*, Denver, Vol. 2A, p.511-516.
- Iijima, A. and Utada, M., 1971, Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata Oil field, Japan, *Advances in chemistry*, series No.101, (Amer. Chemical Society), p.342-349.
- 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, 6号, 21-29頁.

- 工藤修治, 1963, 裏日本主要標式地における石油母層について(要旨), 石技誌, 28巻, 151頁.
- 松沢明, 1961-62, 堆積岩の密度と地質構造, 物理探鉱, 14巻, 4号, 36-45頁, および15巻, 1号, 1-13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, 839号, 401-412頁.
- 三土知芳, 1964, 石油の起源について, 石油学会誌, 8巻, 1号, 2-14頁.
- Nagumo, S., 1965, Compaction of sedimentary rocks —A consideration by the theory of porous media, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 43, p.339-348.
- 柳下秀晴, 1962, 新潟含油第三系堆積岩中の炭化水素, 石技誌, 27巻, 265-296頁.