更新統足柄層群におけるテクトニックな孔隙率減少*

Tectonic porosity reduction in the Pleistocene Ashigara Group, central Japan*

Abstract

荒井良祐** 伊藤谷生***

Ryoyu Arai** and Tanio Ito***

1996年8月19日受付.

1996年11月8日受理.

** 千葉大学大学院自然科学研究科.

Graduate School of Science and Technology,
Chiba University, 1-33, Yayoi-cyo, Inage-ku,
Chiba 263, Japan

*** 千葉大学理学部地球科学科.

Department of Earth Science, Faculty of
Science, Chiba University, 1-33, Yayoi-cyo,
Inage-ku, Chiba 263, Japan

The Ashigara Group comprises strongly compacted sedimentary sequences located at the Neogene-Quaternary convergent plate boundary in front of the Philippine Sea Plate. The results of porosity measurements on selected argillaceous rocks from the Ashigara Group give values ranging from 5.9 to 25.6%, with the porosity generally increasing upward in the stratigraphic sequence.

The rate of porosity reduction as a function of the estimated maximum burial depth in the Ashigara Group reaches nearly zero at approximately 1,500m burial depth. While the trend of the porosity reduction at shallower (<1,500m) burial depths is nearly parallel to that of the Noshiro GS-1 Well, a reference section in the Japanese backarc sedimentary basins, the porosities are significantly smaller than those in Noshiro GS-1 Well. The stress in the Ashigara Group is calculated to be 22.0 to 37.7 MPa larger than that in the reference Noshiro GS-1 samples. The difference is probably due to the strong compressional stress at the plate boundary.

Key words : Ashigara Group, convergent plate boundary, porosity

はじめに

堆積物は、圧密の進行とともに孔隙率が減少することによって固化していく。孔隙率の減少過程には大別して、物理的過程と化学的過程がある。物理的過程においては、埋没荷重圧や地殻内応力により、構成粒子のパッキングの最密化や構成粒子の変形・破壊による孔隙率の減少が進行していくものである。一方、化学的過程は、二次的な石英やカルサイトなどのセメンテーションにより孔隙が減少していくものである。従来、孔隙率の減少は多くの場合、埋没深度との関係で論じられ (Athy, 1930; Nagumo, 1965; Hamilton, 1976 など)、孔隙率は埋没深度が増加するに従って指数関数的に減少することが知られている (Athy, 1930)。この孔隙率と埋没深度の指数関係は、

$$n = n_0 e^{-ch} \quad (1)$$

で表される (Fraser, 1935)。ただし、 n は孔隙率、 h は埋没深度、 n_0 は初生孔隙率である。

上式の c は圧密係数と呼ばれている定数である。この定数 c は、各堆積盆ごとに異なる値を示すことが知られている (星野・井波, 1974)。その理由としては、構成鉱物粒子や岩石組織の違い、地殻内応力の違いなどが考えられている。

地殻内応力が孔隙率減少に与える影響を検討する上では、

* 日本地質学会第100年学術大会 (東京, 1993年4月) において一部講演。

付加体などのプレート境界域は研究に適した場所の一つである。このため、近年、付加体堆積物中の孔隙率についての研究が進められている (Bray and Karig, 1985; Moore et al., 1988 など)。特に Bray and Karig (1985) は南海トラフの付加体堆積物の孔隙率について、埋没深度に対する減少割合が陸側へ行くにつれて大きくなることを明らかにしている。これらの研究で用いられている孔隙率の値は大部分がボーリング孔内での音波検層から求められたものである。この方法により in-situ で、現在の埋没深度と孔隙率の関係が明らかにされてきた。しかし、プレート収束境界周辺で大きなテクトニック応力が働いている地表の地質体については、まだ十分な孔隙率のデータがなく、孔隙率の減少過程を議論するには至っていない。そこで、本論では代表的な地質体として足柄層群 (Fig. 1) に注目し、孔隙率減少の特徴と、地殻内応力の果たす役割を考える。

足柄層群は更新統の地層にも拘らず、強い地殻変動を被っているため、地層の大部分が 30~40 度以上の傾斜をもっている。その全層厚から推定すると、過去に 4~5 km の最大埋没続成作用を受けたと考えられる層準から数百メートルの最大埋没続成作用しか受けていない層準まで、地層がほぼ連続的に地表に現れている。そのため、孔隙率と最大埋没深度の関係をとらえるのに適している。さらに、同一層準のサンプルを採取することにより、同一層準での孔隙率の側方変化をとらえることもできる。また、サンプルが採取できることか

Fig. 1. Location of study area - the Ashigara Group. Sagami and Suruga Troughs constitute a part of the boundary between the Philippine Sea and the Eurasian Plates. The Ashigara Group is situated at the connection area between both troughs.

ラセメンテーションが孔隙率減少に与える影響も明らかにできるため、孔隙率減少に与える地殻内応力の厳密な議論が可能である。

本稿は、第1に、足柄層群試料の泥質岩の孔隙率を測定し、同一層準での孔隙率の地域的な変化や埋没深度に対する孔隙率減少の割合の特徴を明らかにする。第2に、孔隙率を測定した堆積岩において、セメンテーションの量を明らかにする。その上で、第3に、足柄層群試料の孔隙率減少への地殻内応力の影響について考察する。

なお、未風化サンプルが多数採取できることなどの露頭条件を考慮して、本研究では足柄層群のうち山北より西の部分のサンプルについて孔隙率を測定することにした。

足柄層群の地質と地質構造

本論文の足柄層群は、天野ほか(1986)で扱われている足柄層群に相当する。更新統足柄層群は主として礫岩からなっており、その全層厚の見積りは研究者により異なるが、約4,000~6,000 mである。石川ほか(1983)および天野ほか(1986)は本層群を下位から順に、比較的シルト岩が卓越する根石層、礫岩が優勢な瀬戸層、シルト岩が卓越する畑層、礫岩からなる塩沢層の4層に分類しており(Fig. 2a, b)、本論文でも基本的にはこれに従うが、南部地域の塩沢層については、4枚の火山灰層(タフ1~4)(Fig. 2a, b)を認定している染野ほか(1985)に従っている。Huchon and Kitazato(1984)によると、根石層は深海平坦面の堆積物であり、瀬戸層の堆積環境は下部層で水深600 m、上部層では水深200 m前後であるとしている。さらに、松島(1982)は、産出化石の検討から畑層は漸深海帯上部の堆積物であり、塩沢層下部は著しく浅い内湾を埋積した堆積物であるとしている。また、畑層南部の東西約1.3 km 南北約1 kmの範囲に、足柄団体研究グループ(1983)が山北層群と命名した安山岩質火山角礫岩を主体とした地層が分布するが、これは火道角礫岩である(伊藤ほか, 1985; 石田, 1993)。伊藤ほか(1985)はこ

の火山を畑沢火山と呼び、塩沢層上部に挟まれる生土火砕流の供給源としている。

足柄層群は、山北を通り北北西-南南東の軸を持ち北北西にプランジする褶曲構造をなすが、この褶曲構造は北限で神縄断層系に切られている。神縄断層系は、ほぼ東西の走向を持ち北傾斜で中新統の丹沢層群を足柄層群に衝上させる神縄衝上断層と、神縄衝上断層を左ずれに変位させる北東-南西方向の塩沢断層系(狩野ほか, 1979, 1988)および、神縄衝上断層を右ずれに変位させる北西-南東方向の中津川断層系(佐藤, 1976; 狩野ほか, 1979)からなる。神縄衝上断層の南、山北から約1 km 南の酒匂川河床には神縄衝上断層と同様のほぼ東西走向で北傾斜の日向断層(徐, 1995)が確認でき、足柄層群が小原台パミス(上杉 陽, 私信)に衝上している。フィッシュン・トラック法で求められた箱根小原台パミスの形成年代が約6.6万年前(町田・鈴木, 1971)であることから、少なくとも6.6万年前以降に日向断層の活動があったと考えられる。また、山北町平山から南西にのびる平山断層(山崎, 1971; 今永, 1981)は、少なくとも最近の約2万年間は左ずれ成分を持った逆断層である(Ito et al., 1987)が、本断層によって足柄層群には層序的な逆転は生じていない。また、足柄層群南縁は夕日の滝断層で画されており、箱根古期外輪山の噴出物と接している(今永, 1976)。

孔隙率とセメンテーションの測定

(1) 測定サンプルの選定

井波・星野(1974)は孔隙率と圧縮率の関係において、砂質岩では孔隙率が約15~20%付近で、また泥質岩では孔隙率が約30%付近で孔隙率に対する圧縮率の変化割合が急激に変わることを明らかにした。さらに、星野・井波(1977)は、砂質岩では孔隙率約10~20%付近以下、泥質岩では孔隙率約30%付近以下で、粘着力が急激に大きくなることを明らかにしている。これらのことは、砂質岩と泥質岩では孔隙率と物性の間の関係が異なっていることを示している。さら

に、松本 (1978) は日本の新第三紀油田地域のボーリングデータから、砂質岩および泥質岩の孔隙率と埋没深度の関係を求めており (Fig. 3)、砂質岩と泥質岩では孔隙率と埋没深度の関係が以下の点で異なることを報告した。

- ① 初生孔隙率は砂質岩で約 50~60%、泥質岩で約 60~80% である (Fig. 3)
- ② 埋没後泥質岩の方が埋没深度の増加に対して急激に孔

隙率の減少が進む (Fig. 3)

③ 圧縮率や粘着力は、砂質岩で孔隙率約 10~20%、泥質岩で孔隙率約 30% の所で急激に変化する

上記のことから、砂質岩と泥質岩の孔隙率-埋没深度関係を一緒に取り扱うことはできないと考えられる。また、対象とする足柄層群のうち畑層は泥岩を主とした地層であり、瀬戸層も泥質岩を挟在していることから、両層の分布域全域に

Fig. 3. Porosity - burial depth diagrams of sandstone (Left) and mudstone (Right), compiled from the borehole data of Kanbara GS - 1, GS - 2, Noshiro, Obuchi, Shimoigarashi (Japanese Association of Petroleum Technologists, 1973) and Shiunji SK-21 (Magara, 1968) in the Neogene oil fields in Japan. After Matsumoto (1978).

渡って泥質岩のサンプルを集めやすい。そこで本研究では足柄層群の泥質岩を対象とすることにした。ただし、泥質岩の中に砂質粒子が約30%程度まで混入していても、孔隙率減少の挙動は砂質粒子がほとんどない泥質岩のそれと大差ないことから(内田・多田, 1991), 本研究では砂質粒子の混入割合が30%以下の岩石を泥質岩と呼び、この泥質岩について孔隙率測定を実施した。泥質岩の判定には、肉眼もしくはルーペを用い、必要に応じて鏡下によるポイントカウントを行った。

本研究で孔隙率を測定した泥質岩は、畑層と瀬戸層の全域をできるだけ網羅するように採取したもので、瀬戸層から26、畑層から27サンプルである。最上位の塩沢層では、砂質なマトリックスを伴った礫岩が非常に優勢なため泥質岩のサンプルが採取できたのは5か所である。また、最下層の根石層では、露出地域が限られていることもあり6サンプルである。

さらに、粉末X線回折法に使用するサンプルは、足柄層群の全域を網羅するように、孔隙率を測定したサンプルから23サンプルを選んだ(Fig. 7)。

(2) 測定装置と測定方法

① 孔隙率の測定

孔隙率を求めるために、各サンプルの孔隙体積・かさ体積・乾燥重量の測定を行った。孔隙体積の測定には、Core Laboratories社製のExtended Range Helium Porosimeter (E.R.H.P.)を使用した。この装置はヘリウムガスを使用し、ボイルの法則を用いてサンプルの孔隙体積を測定するものである。一方、かさ体積の測定には水銀ポンプによる置換法を用いた。この方法は、サンプルを水銀中に沈めることによって生じる水銀の見かけ上の体積増加量を測定することによりサンプルの体積を求めるものである。

露頭においてできるだけ未風化の泥質岩を採取し、それを直径約2.54 cm、長さ約5 cmの円筒形の容器に入る大きさの直方体に整形した後、約50~60℃の恒温槽中で1~2週間低温乾燥させた。その後、サンプルをデシケータ内で室温まで

冷却し、E.R.H.P.で孔隙体積を測定した。さらに、孔隙体積測定後のサンプルの乾燥重量とかさ体積から孔隙率を算出した。なお、測定前後に30倍程度の実体顕微鏡で、サンプルに乾燥時に生じるフラクチャーについて観察し、乾燥時のフラクチャー形成がないことを確認した。しかし、微小フラクチャーについては検討していないため、実際の泥質岩孔隙率は本研究の測定値よりも小さい可能性は否定できない。

② 粉末X線回折

粉末X線回折は、理学電気株式会社製のRAD-Bシステム(千葉大学理学部所有)を用い、測定条件を一定にした。銅管球、40 kV・25 mA、スリットはDS 1°・SS 1°・RS 0.6 mmにより、 $2\theta=2^{\circ}\sim 40^{\circ}$ について毎分1°で測定を行った。

また、試料は粉碎時間を一定にして粉末試料の粒径をできるだけ揃えとともに、ゴニオメーターにセットする試料の量を一定にするようにした。

結 果

(1) 足柄層群の泥質岩孔隙率

孔隙率を測定した64サンプルの採取地点をFig. 4aに、その孔隙率の値をFig. 4bに示す。この結果得られた足柄層群の泥質岩孔隙率は5.9%~25.6%の範囲である(Fig. 4b)。

足柄層群の孔隙率分布を見ると、南部では層準的に上位のサンプルのほうが孔隙率が大きい傾向にあるが、地域北部ではこの関係が成り立たない(Fig. 4b)。また、Fig. 4bに影を付けた部分は、局地的に孔隙率が小さい所である。

次に、足柄層群の泥質岩孔隙率と神縄衝上断層からの距離の関係をFig. 5に示す。この図の神縄衝上断層からの距離は、神縄衝上断層からサンプリング地点までの地形図上の距離、いわゆる水平距離である。Fig. 5から判る足柄層群の泥質岩サンプルの孔隙率の特徴は、神縄衝上断層からの距離が大きくなると泥質岩孔隙率が大きくなる傾向にあることである。さらに、神縄衝上断層からの距離がおよそ600 m以下の地域では、神縄衝上断層に近づくにつれて泥質岩孔隙率が小さくなっていく傾向は見られない。むしろこの地域には、

Fig. 4. a : Porosity-measured points of mudstone. b : Porosity distribution of mudstones in the Ashigara Group. The largest porosity is 25.6% at the southern part of the Ashigara Group and the smallest one is 5.9%. Shades show low porosity areas.

泥質岩孔隙率が20%を超えるサンプルも存在し、泥質岩孔隙率が大きくなっている。

(2) セメンテーション

堆積物の孔隙率を減少させる要因の一つとして、カルサイトや石英などのセメンテーションがある。孔隙率減少の物理的過程を考えるには、セメンテーションによる孔隙率の減少を差し引いて考える必要がある。本研究では、埋没による孔

隙率減少だけでは説明し難い過剰な孔隙率減少を考えるため、セメンテーションによる孔隙率の減少のうち、埋没深度の増加にともなう温度・圧力条件の変化によって生じると考えられるものは考えない。そこで、本研究では、丹沢層群に貫入した石英閃緑岩による接触変成作用や熱水の影響により形成されたと考えられているローモンタイト (Seki et al., 1969 a, b) と、カルサイトの2種類のセメント鉱物について、光学顕

Fig. 5. The relationship between porosities of mudstone in Ashigara Group and the distance from Kannawa Fault. Notice that porosities increase radically with increasing distance from Kannawa Fault.

Fig. 6. Photomicrographs of Ashigara mud stones. a : Typical mudstones of which porosity is measured. Some sand size grains are founded in muddy matrix, which are less than 30% sand. b : The sample obtained near the Kannawa Thrust (S-01). Some cracks are recognized.

微鏡による薄片観察と粉末法 X 線回折を用いて検討した。

薄片観察によると、泥質岩においては石英や長石粒子同士の接触はまれで、それらの間をシルトから粘土サイズのマトリックスが密に埋めている (Fig. 6a)。各石英粒については二次的成長をしたものはまったく観察されず、また、マトリックスの間をカルサイトやローモンタイトの二次的析出物

Table 1. A table shows samples, porosity, estimated maximum burial depth (E.M.B.D.), intensity of peaks of laumontite and calcite measured in powder X-ray diffraction, and distance between sampling points and Kannawa Thrust. Sh, H, S and N in samples No. represent the each formation. Sh : Shiozawa formation, H : Hata formation, S : Seto formation, N : Neishi formation

Sample No.	Porosity (%)	E.M.B.D. (m)	Int. (CPS)		Dist. from Kannawa F. (m)
			Laumontite	Calcite	
Sh-01	20.4	250			224
Sh-02	21.9	800			6690
Sh-03	25.6	580			6576
Sh-04	23.4	670	248	196	6752
Sh-05	23.4	770			7188
H-01	10.9	2810			279
H-02	12	2760	242	244	515
H-03	12.6	2510			352
H-04	16.1	2510			436
H-05	12.1	2070	268	242	1152
H-06	11.2	2280	219	278	1473
H-07	10.3	2330			1818
H-08	12.4	2400			1970
H-09	14.1	1850			2455
H-10	16.9	1800			2594
H-11	16.7	1770	236	204	2642
H-12	13.6	1850			2727
H-13	14.1	1730	335	317	3152
H-14	12.8	1710	217	248	3218
H-15	12.4	1550			3394
H-16	8.8	1550			3539
H-17	14.8	1550	190	272	3606
H-18	14.6	1550	226	328	3636
H-19	15.3	1550	0	321	3673
H-20	15.6	1550	196	353	3697
H-21	16.2	1550			3752
H-22	17.9	1550			3758
H-23	14.2	1550	252	266	3776
H-24	16.7	1830			7152
H-25	20.8	1850			7491
H-26	22	1920			7509
H-27	21.3	2000	246	194	7473
S-01	15.6	3230			303
S-02	17.2	3100			67
S-03	15.2	3250			206
S-04	9.9	3250	190	344	394
S-05	9.8	2940	240	270	279
S-06	10.2	3480	221	278	745
S-07	25.5	2940			818
S-08	9.1	3530			903
S-09	10.7	3500			988
S-10	10	3520			1048
S-11	11.5	3760			1636
S-12	11.2	2960			1182
S-13	12.1	3070	201	297	1794
S-14	10.2	2950			2030
S-15	7	3070	260	326	2109
S-16	13.1	3550			2606
S-17	12.5	3740			2570
S-18	11.8	3080			3848
S-19	5.9	3080			4000
S-20	11.1	3080			4170
S-21	14.1	2880			5424
S-22	22.9	2930			5388
S-23	14.7	3010			5309
S-24	13.5	3080			5303
S-25	12.5	3700			503
S-26	10.8	3750	223	286	667
N-01	9.2	3880			2927
N-02	14.6	3880	165	926	2939
N-03	12.7	3880	194	240	2939
N-04	12.7	3890			2939
N-05	10.5	3880	0	851	3000
N-06	16.4	4070			3230

が埋めている組織も観察されなかった。このことは、実際にセメンテーションが生じていないのか、またはセメンテーションは生じているがセメント鉱物が光学顕微鏡でとらえられないほど微小であることが考えられる。

そこで、23 サンプルを選び、粉末 X 線回折を行った。その結果得られたローモンタイトの格子面間隔が $9.49 \text{ \AA}$ の回折ピークとカルサイトの格子面間隔が $3.04 \text{ \AA}$ の回折ピークの回折強度を Table 1 に示す。ローモンタイトは H-19 と N-05 を除く 21 サンプルからその存在を確認した。また、カルサイトは、測定した 23 サンプルすべてから検出され、N-02 と N-05 の 2 サンプルからは特に強い回折強度を得た (Table 1)。ローモンタイトやカルサイトのセメンテーションが孔隙率減少に与える影響については考察で述べる。

a. Laumontite

b. Calcite

Fig. 7. Locations of samples which were measured by powder X-ray diffraction. a: Showing the existence of laumontite. Dotted line is the isograd between laumontite-mixed layer chlorite zone—northern part beyond the line—and stilbite (clinoptilolite)-vermiculite zone—southern part beyond the line—derived from Seki et al. (1969 a, b). b: Showing the existence of calcite. ○: laumontite/calcite-free, ●: laumontite/calcite-bearing.

考 察

(1) 足柄層群の埋没深度

伊藤・増田 (1986) は塩沢層の形成をファンデルタ堆積体の前進モデルで説明し、現在層理面と認識されているものが初生的に傾斜していた可能性を指摘している。さらに足柄層群は構造運動を受けつつ形成されていることなども考え合わせると、下位の地層がそれより上位の地層の見かけの全層厚による埋没を受けているという保証がないため、足柄層群の各層準における埋没深度を厳密に推定するのは現段階では困難である。そこで、これ以上の埋没があり得ないという意味で、最大埋没深度について考える。

塩沢層の中下部は極浅海の堆積環境 (松島, 1982) であり、Ito (1985) によると、同層中部は南西方向に前進したファンデルタ堆積体である。一方、塩沢層上部に挟まれる生土火砕流より上位の塩沢層は不淘汰礫層を主体とした陸成堆積物

Fig. 8. A cartoon of the paleoenvironment when Ikudo pyroclastics was deposited. About 0.7 Ma.

(Ito, 1985) である。伊藤ほか (1985) は、生土火砕流と畑層南部に位置する安山岩質火山角礫岩分布域 (足柄団地研究グループ (1983) の山北層群) (Fig. 2) に貫入している角閃石安山岩岩脈の構成鉱物組み合わせや全岩化学組成が非常に類似していることを明らかにした。さらに、山北層群を爆裂性火口の充填堆積物であるとして、この分布域を火道軸とする畑沢火山 (伊藤ほか, 1986) が生土火砕流の給源火山であるとしている。畑沢火山火口域には水中堆積物がないことから畑沢火山は陸上で噴火したものであると考えられる。それゆえ、畑沢火山の活動により生土火砕岩を堆積させた時点では、畑層は既に陸上に出ており堆積の場ではなくなっており、畑層より下位層は生土火砕岩より上位層の埋没を受けていないものと考えられる (Fig. 8)。また、足柄層群の根石層・瀬戸層・畑層・塩沢層の各層は整合関係にあり (今永, 1986; 天野ほか, 1986)、削剥は生じていないと考えられるため、足柄層群各地点の過去の最大埋没深度については、生土火砕流より下位の層厚を採用する。この方法による層厚の見積りは、伊藤・増田 (1986) が指摘しているようにファンデルタ堆積体の塩沢層の層理面が初生的に傾斜をもって堆積していた場合、実際の埋没深度より大きい値になる可能性がある。そのため、この埋没深度の推定値は考えられ得る最深の値であり、実際の埋没深度がこれを上回ることはないと考えられるので、この推定値を最大推定埋没深度と呼ぶ。各サンプルの最大推定埋没深度の値を Table 1 に示す。

(2) 孔隙率減少に与えるセメンテーションの影響

第1にローモンタイトについて考える。X線回折の測定にあたって、測定条件を一定にしているため、Table 1 のローモンタイトとカルサイトの回折強度は各サンプルに含まれるローモンタイトとカルサイト量を反映していると考えられる。ローモンタイトが検出されなかった2サンプルを除いた21サンプルの分布 (Fig. 7a) を見ると、足柄層群分布域の北部から南部にかけてほぼ全域にわたっている。また各サンプルに含まれるローモンタイトの量は、大部分が回折強度にして160~270 C.P.S. の間に収まることからほぼ一定であると推定される。さらに、Fig. 9a, b では、ローモンタイトの量と孔隙率や最大推定埋没深度との間には一定の増減関係は認められない。

Fig. 9. a : The relationship between the intensity of the peak of laumontite ($9.49 \text{ \AA}$) in powder X-ray diffraction and porosity. **b :** The relationship between the intensity of the peak of laumontite ($9.49 \text{ \AA}$) in powder X-ray diffraction and maximum estimated burial depth (M. E. B. D.).

以上のことを考え合わせると、足柄層群中に存在するローモンタイトは、最大推定埋没深度に無関係に、足柄層群に普遍的にはほぼ一定量存在する。さらに、足柄層群堆積物の供給源は広くローモンタイトを含む丹沢層群 (Seki et al., 1969 a, b) であることから、本研究においてサンプルを採取した範囲の足柄層群の泥質岩に含まれるローモンタイトは、埋没続成作用や接触変成作用で形成されたものではなく、堆積物粒子として混入したと考えるのが妥当である。

Kawano and Ueda (1966) によると丹沢層群に貫入した石英閃緑岩の形成年代は、最も新規のものでも K-Ar 年代で 4.3 Ma である。一方、足柄層群の堆積年代は、Seki et al. (1969 a, b) 以後、石川ほか (1983) や Huchon and Kitazato (1984) により更新統であることが明らかにされ、足柄層群の形成と丹沢層群に石英閃緑岩の貫入時期の間に少なくとも 200 万年の時間間隙があり、このことは上記の推論と矛盾しない。

第2に、カルサイトについて考える。カルサイトは N-02 および N-05 の2サンプルで、特に X 線回折強度が強い (Table 1) が、それ以外のサンプルでは X 線回折強度が 194 ~ 353 の間である (Table 1)。さらに、Fig. 10 a, b からカルサイトの量は孔隙率や最大推定埋没深度に対して一定の増減

Fig. 10. a : The relationship between the intensity of the peak of calcite ($3.04 \text{ \AA}$) in powder X-ray diffraction and porosity. **b :** The relationship between the intensity of the peak of calcite ($3.04 \text{ \AA}$) in powder X-ray diffraction and M. E. B. D.

関係をもたないことが分かる。いわゆる、足柄層群は、ほぼ全域に一定量のカルサイトを含んでいる。

つぎに、足柄層群の泥質岩に含まれているカルサイトの量を明らかにするために、サンプル H-13 に重量パーセントにして約 0, 1, 3, 5, 7, 10% のカルサイト粉末を加えて 6 サンプルを作成して、各サンプルにおけるカルサイトの格子面間隔が $3.04 \text{ \AA}$ の回折強度を測定した (Table 2, Fig. 11)。この結果、カルサイトの含有量と XRD の回折強度が比例するとしてカルサイトの含有比率と回折強度の関係を求めると、Fig. 11 よりカルサイトの含有量が 1% 増加すると回折強度が 109.57 CPS 増加するという関係が得られる。この値を使用して求めた足柄層群の泥質岩中のカルサイトの量を Table 2 に示してある。この結果、足柄層群の泥質岩中のカルサイトの量は、極端に多量のカルサイトを含んでいる 2 サンプルを除くと 3.2% 以下であるため、これらのカルサイトが全てセメント鉱物として孔隙を埋めていると仮定してもその影響は 3.2% である。

(3) 埋没深度-孔隙率関係

Fig. 12 に足柄層群における孔隙率と最大推定埋没深度との関係を示した。同図の日本の油田地域における圧密直線は、星野・井波 (1974) で示されている圧密式の各定数を用

Fig. 11. Relationship between the intensity of the peak of calcite ($3.04 \text{ \AA}$) and the rate of adding calcite. The best-fit line in this graph ($R=0.966$) shows increasing intensity at the rate of 109.57 CPS per 1 percent.

いて求めた。

足柄層群の泥質岩孔隙率の特徴としては、埋没深度が約 2,500 m 以浅では日本の油田地域よりも孔隙率減少が圧倒的に進んでいることである。一方、2,500 m 以深では、足柄層群の各埋没深度における最大孔隙率は、能代 GS-1 や蒲原 GS-1 の圧密直線と差がなくなる。足柄層群の埋没深度は最大の推定値であり、実際は Fig. 12 で示した埋没深度より浅いことが考えられるので、上記の傾向はより一層顕著なものとなる可能性がある。

足柄層群の埋没深度に対する孔隙率減少をさらに詳しく見ると、埋没深度がおおよそ 1,500 m 以浅では能代 GS-1 と同様の減少割合を示しているが、それ以深では埋没深度に対する孔隙率の減少がほとんど見られない。そのため、1,500 m 以浅で明瞭であった足柄層群と能代 GS-1 などとの同一埋没深度における孔隙率の差が、1,500 m 以深では埋没深度が大きくなるに連れて徐々に小さくなっていき、2,700 m 以深ではほとんど差が認められなくなる。

この理由としては以下の 2 つが考えられる。

① 足柄層群の孔隙率減少に関与している物理的要因のうち、埋没荷重圧以外のものは、埋没深度が大きくなるにつれて小さくなる。

② 孔隙率減少が定常状態に近くなる埋没深度 1,500 m 以深の足柄層群の泥質岩では、孔隙率減少における埋没荷重圧をも含めた圧力への依存性が小さい。

星野・井波 (1977) は泥質岩の圧縮率から、孔隙率が 20–30% の泥質岩は塑性的性質の強い固体であり、孔隙率が 10% 以下の泥質岩は弾性固体であるというモデルを提唱している。足柄層群の埋没深度に対する孔隙率減少が見られなくなるのは、孔隙率にして約 18–19% であり、上述した星野・井波 (1977) のモデルでいえば、泥質岩が塑性的性質の強い個体から弾性固体に移るところであり、単位圧縮力に対する岩石の体積減少量が小さくなる場所である。このことは、言い換えると、孔隙率減少の圧力依存性が小さくなる、または、ほとんど無くなる場所である。このことより、足柄層群の泥質岩孔隙率が 1,500 m 以深では埋没深度に対する減少がほとんど見られないのは、後者の考えが妥当である

Table 2. Calculated quantity of calcite.

Sample No.	Int.(CPS) Calcite	quantity of calcite (wt.%)
Sh-04	196	1.8
H-02	244	2.2
H-05	242	2.2
H-06	278	2.5
H-11	204	1.9
H-13	317	2.9
H-14	248	2.3
H-17	272	2.5
H-18	328	3
H-19	321	2.9
H-20	353	3.2
H-23	266	2.4
H-27	194	1.8
S-04	344	3.1
S-05	270	2.5
S-06	278	2.5
S-13	297	2.7
S-15	326	3
S-26	286	2.6
N-02	926	8.5
N-03	240	2.2
N-05	851	7.8

Fig. 12. Mudstone porosity versus depth from the Ashigara Group (closed circles). Solid lines show the trends of other areas — Akita and Niigata — in Japan (after Hoshino and Inami, 1974).

う。

(4) 孔隙率減少の要因

足柄層群の泥質岩孔隙率の特徴は、最大推定埋没深度に対しての減少割合が日本の油田地域である新潟や秋田のそれと比較して、格段に大きいことである。また、同一埋没深度で

の泥質岩孔隙率を比較すると足柄層群の方が孔隙率が小さくなっている。この差を、最大3.2%のカルサイトのセメンテーションだけで説明するには足柄層群の泥質岩に含有されているカルサイトの量が少なすぎる。さらに、自生結晶作用が検出されていないことを考えると、足柄層群の孔隙率減少には埋没荷重圧以外に何らかの力が作用してはならない。

いま、足柄層群の孔隙率減少が3.2%のカルサイトセメント以外は全て埋没荷重圧と地殻内応力により進行してきたと仮定して、足柄層群中の地殻内応力を求める。

足柄層群の孔隙率-埋没深度の関係 (Fig. 12) を利用して、埋没を受けていないときの足柄層群の泥質岩の孔隙率を外挿すると、およそ22~32%である。この値から足柄層群の泥質岩に含まれるカルサイトの量を除くと、足柄層群の泥質岩孔隙率はおおよそ25~35%となる。一方、Fig. 11に挙げた日本の油田地域で最も孔隙率減少が進んでいる能代GS-1において、孔隙率が25~35%に対応する埋没深度を、(1)式と星野・井波 (1974) に挙げられている能代GS-1の各定数 ($n_0 = 0.56$, $C = 0.46$) を用いて求めると1.02~1.75 kmとなる。この埋没深度を、星野・井波 (1974) の能代GS-1の平均密度 2.2 g/cm^3 を使用して埋没荷重圧に換算すると22.0 MPa~37.7 MPaとなる。この結果から、足柄層群の泥質岩に働いていた地殻内応力は、能代GS-1が掘られている上部天徳寺層や船川層のそれよりも、埋没荷重圧換算で22.0 MPa~37.7 MPa大きいことになる。

足柄層群の孔隙率減少が上部天徳寺層や船川層に比べて進んでいる原因は、現時点で明らかにすることは不可能であるが、その一つの可能性として挙げられるのが、プレート運動に起因した地殻内応力であろう。足柄地域がフィリピン海プレートとユーラシアプレートのプレート収束境界部 (杉村, 1972) という特殊な場に当たり、プレート運動に起因する地殻内応力が働いている (今永, 1982; 天野ほか, 1986) ことを考えると、プレート運動が足柄層群の孔隙率減少に影響を及ぼしている可能性は十分に考えられ得る。

(5) 断層破碎と孔隙率

神縄断層、平山断層、日向断層の近くで採取した泥質岩サンプルの孔隙率が、その周囲のサンプルの孔隙率と比べて大きい傾向にある (S-01, S-02, S-03, N-02, N-06)。特に、神縄断層の近傍ではこの傾向が顕著であることは既に述べた。この原因としては、サンプル中に多数認められるフィッシャー (Fig. 6b) であると考えられる。

S-01, S-02, S-03の3サンプルについて、岩石薄片の顕微鏡写真を画像処理してフィッシャーの面積を求めると、順に1.8%, 1.8%, 3.1%であった。ここで求められた値は、比較的大きなフィッシャーの面積のみであり、画像処理によって面積が求められないフィッシャーは含まれていない。そのため、フィッシャーによる実際の孔隙体積の増加は、画像処理により求められた値よりさらに大きいものと考えられる。

このフィッシャーの形成原因としては、隆起上昇による圧力解放や断層運動による破碎が考えられるが、断層近傍に顕著に見られることから、主として後者の影響が大きいものと

思われる。

まとめと今後の課題

① 足柄層群の泥質岩孔隙率は5.9%~25.6%であり、基本的には層序的に上位のものほど孔隙率が高い。しかし、神縄断層の近傍では孔隙率が大きくなっている。これは、断層運動による破碎の影響である可能性が高い。

② 足柄層群の埋没深度に対する孔隙率減少の特徴は、埋没深度がおおよそ1,500m以浅では能代GS-1と同様の減少割合を示している。しかし、1,500m以深では埋没深度に対する孔隙率の減少がほとんど見られない。

③ 1,500m以浅では、同一埋没深度で比較すると、足柄層群の孔隙率は能代GS-1のそれよりも小さい。この孔隙率の差が全て地殻内応力に起因すると仮定すると、足柄層群の地殻内応力は、能代GS-1が掘られている上部天徳寺層や船川層のそれよりも、埋没荷重圧換算で22.0 MPa~37.7 MPa大きい。しかし、足柄層群の孔隙率減少過程において、孔隙体積の減少が等方的であったのか異方的であったのかはまだ検討しておらず、今後の課題である。

謝 辞

本研究で使用了孔隙率の測定に当たっては、石油公団石油開発技術センターのヘリウムポロシメーターを使用させていただいた。石油公団石油開発技術センターの佐々木哲氏には様々な議論をしていただき、同センターの植木松英氏には孔隙率の測定にあたって技術指導をしていただいた。

また、石油資源開発(株)技術研究所の内田 隆博士には堆積岩の孔隙率について有益な御指導、御助言をいただくとともに、草稿に目を通し、議論していただいた。千葉大学理学部の井上厚行教授にはセメント鉱物の同定および定量について御指導していただき、草稿に目を通し議論していただいた。

基礎地盤コンサルタンツ株式会社の染野 誠氏には足柄層群の地質に関して未公表資料を見せていただいた。都留文科大学の上杉 陽教授には、日向断層に関する貴重なデータを教えていただいた。なお、このデータ取得のための調査は同教授と独協学園の米澤 宏氏が共同で行ったことを記しておきます。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 天野一男・高橋治之・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊池 純, 1986, 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス—. 北村 信教授記念地質学論文集, 7-29.
- 足柄団体研究グループ, 1983, 足柄地域の火山性堆積盆地—足柄地域の第三系・第四系の研究(1)—. 地球科学, 37, 194-204.
- Athy, L. F., 1930, Density, Porosity and compaction of sedimentary rocks. *A. A. P. G. Bull.*, 14, 1-24.
- Bray, C. J. and Karig, D. E., 1985, Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *Jour. Geophys. Res.*, 90, 768-778.
- Fraser, H. J., 1935, Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. *Jour. Geol.*, 43, 910-1010.
- Hamilton, E. L., 1976, Variation of density and porosity with depth in deep-sea sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, 46, 280-

- 300.
- 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意義. 石油技術誌, **39**, 366-374.
- 星野一男・井波和夫, 1977, 物性変化からみた圧密の進行について. 石油技術誌, **42**, 90-99.
- Huchon, P. and Kitazato, H., 1984, Collision of the Izu block with central Japan during the Quaternary and geological evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, **110**, 201-210.
- 井波和夫・星野一男, 1974, 堆積岩の圧縮率と圧密について. 石油技術誌, **39**, 357-365.
- 今永 勇, 1976, 箱根火山北麓地蔵堂の地質. 神奈川県博研報, **9**, 77-84.
- 今永 勇, 1981, 山北町東電山北発電所対岸の逆断層. 神奈川自然誌資料, **2**, 66.
- 今永 勇, 1982, 箱根火山基盤岩と足柄層群の変形. 神奈川県博研報, **13**, 75-81.
- 今永 勇, 1986, 足柄層群の層序と構造. 月刊地球, **8**, 75-81.
- 石田 高, 1993, 伊豆弧と本州弧の衝突地域の火成活動およびテクトニクス. 金沢自然科学研究科博士論文, 195 p.
- 石川 力・岡田尚武・北里 洋, 1983, 足柄層群の層序と地質年代. 日本地質学会第90年学術大会演旨, 88.
- Ito, M., 1985, The Ashigara group: A regressive submarine fan-fan delta sequence in a Quaternary collision boundary, north of Izu peninsula, central Honshu, Japan. *Sediment. Geol.*, **45**, 261-292.
- 伊藤 慎・増田富士雄, 1986, 堆積体の発達様式から見た地質構造—足柄層群を中心とした丹沢山地周辺の上部新生界—. 月刊地球, **8**, 616-620.
- 伊藤谷生・藤井敏嗣・由井将雄・上杉 陽・染野 誠・狩野謙一, 1985, 上部足柄層群 生土火砕流 (約70万年前) とその給源火山. 火山, **30**, 319-320.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米澤 宏・染野 誠・本間睦美, 1986, 最近100万年間における足柄-大磯地域の古地理変遷とテクトニクス. 月刊地球, **8**, 630-636.
- Ito, T., Uesugi, Y., Yonezawa, H., Kano, K., Someno, M., Chiba, T. and Kimura, T., 1987, Analytical method for evaluating superficial fault displacements in volcanic air fall deposits: Case of Hirayama fault, south of Tanzawa mountains, central Japan, since 21,500 years B.P. *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 10638-10695.
- 狩野謙一・伊藤谷生・上杉 陽, 1979, 神縄逆断層を切る塩沢断層系の性格と変位量. 第16回自然災害科学総合シンポジウム資料, 315-318.
- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生, 1988, 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート力学境界表層部での変形過程の例—. 静岡大地球科学研報, **14**, 57-83.
- Kawano, Y. and Ueda, Y., 1966, K-Ar dating on the igneous rocks in Japan (IV)—Granitic rocks of backbone range in North-eastern Japan and its western district. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3*, **9**, 525-539.
- 町田 洋・鈴木正男, 1971, 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッシュン・トラック法による試み—. 科学, **41**, 263-270.
- Magara, K., 1968, Compaction and migration of fluids Miocene mudstone, Nagaoka Plain, Japan. *A. A. P. G. Bull.*, **52**, 2466-2501.
- 松本 良, 1978, 炭田地域における自生炭酸塩鉱物及び炭酸塩岩の生成段階とその起源. 地質学論集, no. 15, 35-52.
- 松島義章, 1982, 足柄層群中部・上部層の貝化石群集について. 国立科学博専報, **15**, 53-62.
- Moore, J. C., Mascle, A., Taylor, E., Andreieff, P., Alvarez, F., Barnes, R., Beck, C., Behrmann, J., Blanc, G., Brown, K., Clark, M., Dolan, J., Fisher, A., Gieskes, J., Hounsflow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P., Wilkens, R. and Williams, C., 1988, Tectonics and hydrogeology of the northern Barbados Ridge: Results from Ocean Drilling Program Leg 110. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **100**, 1578-1593.
- Nagumo, S., 1965, Compaction of sedimentary rocks—A consideration by the theory of porous media. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 339-348.
- 佐藤 正, 1976, 中津川右横すべり断層系 (新称). 地質雑, **82**, 617-623.
- Seki, Y., Oki Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K., 1969a, Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan (I). *Jour. Min. Soc. Japan*, **61**, 1-24.
- Seki, Y., Oki Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K., 1969b, Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan (II). *Jour. Min. Soc. Japan*, **61**, 50-75.
- 石油技術協会, 1973, 日本の石油鉱業と技術. 石油技術協会10周年記念, ラテイス, 430 p.
- 染野 誠・上杉 陽・狩野謙一・伊藤谷生・米澤 宏・千葉達朗・大川 歩, 1985, 足柄層群中・上部の地質構造. 日本地質学会第92年学術大会演旨, 495.
- 徐 垣, 1995, 足柄層群南縁の衝上断層 (日向断層) とその地震テクトニクス上の意義. 地質雑, **101**, 295-303.
- 杉村 新, 1972, 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 内田 隆・多田隆治, 1991, 砂岩の孔隙の性質—その1. 実験的検討一. 石油技術誌, **36**, 387-399.
- 山崎稲雄, 1971, 山北から洒水の滝へ. 神奈川県地学のガイド, コロナ社, 東京, 67-72.

(要 旨)

荒井良祐・伊藤谷生, 1997, 更新統足柄層群におけるテクトニックな孔隙率減少. 地質雑, **103**, 357-367. (Arai, R. and Ito, T., 1997, Tectonic porosity reduction in the Pleistocene Ashigara Group, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 357-367.)

フィリピン海プレートとユーラシアプレートの収束境界に堆積した更新統足柄層群を対象に, テクトニックストレスが孔隙率減少に及ぼす影響を調べるために泥質岩孔隙率を測定した結果, 次のことが明らかとなった.

足柄層群の泥質岩孔隙率は5.9から25.6%であるが, 神縄断層の近傍では孔隙率が大い. これは, 断層運動による破碎の影響と考えられる. 一方, 足柄層群の埋没深度に対する孔隙率減少は, 埋没深度がおおよそ1,500 m以浅では日本の代表的な堆積盆, 例えば, 秋田能代堆積盆地と同様の減少割合を示している. しかし, 1,500 m以深では埋没深度に対する孔隙率の減少がほとんどない.

また, 1,500 m以浅では, 同一埋没深度で比較すると, 足柄層群の孔隙率は能代堆積盆地のそれよりも小さい. この孔隙率の差がすべて地殻内応力に起因すると仮定すると, 足柄層群の地殻内応力は, 能代GS-1が掘られている上部天徳寺層や船川層のそれよりも, 埋没荷重圧換算で22.0 MPaから37.7 MPa大きい.