

房総半島上総層群泥岩の圧密について

井波 和夫*

INAMI, Kazuo (1983) On the compaction of mudstone from Kazusa Group in the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 34 (4), p. 207-216.

Abstract: Density, porosity and compressional wave velocity of 72 mudstone samples from the central Boso Peninsula are measured. They are collected from surface exposures in the area and their geologic age ranges from Late Pliocene to Pleistocene. Major results obtained from the study are as follows:

- 1) The density and porosity of mudstone samples increase with their geologic age, indicating continuous and uniform deposition.
- 2) High porosity anomalies are observed in the samples between the Otadai and the Umegase and between the upper part of the Katsuura and Kiwada Formations. The anomalies are caused by overpressure of sediments.
- 3) The reservoir beds with abnormally high gas-water ratios of "Kyosui-sei-gasu" (natural gas dissolved in water) in the area coincide with the formations having high porosity anomalies.
- 4) The compressional wave velocity differences are found among three perpendicular directions in a rock specimen. The mean velocity in a rock specimen increases with the geologic age.
- 5) The progressive change of compaction in high porosity anomaly zone is not so evident but the progressive change of lithification with age is so evident. This information indicates that the rock specimen have "age effect" of lithification in high porosity anomaly zone.

要 旨

房総半島中部に分布する上総層群中の泥岩の自然乾燥密度、孔隙率、及びP波速度を測定し、同泥岩の圧密及び石化の程度を推定した。その結果、孔隙率は36.3-55.5%の間に分布し、圧密段階としては第1次圧密の段階であることが明らかとなった。孔隙率は地質年代が古くなるにつれ規則的に減少しており、この地域の堆積・沈降の過程は正常であったと推定される。

このような環境の中で、大原町及び一宮町付近に高孔隙率異常が認められ、前者は勝浦層上部から黄和田層の間に分布し、内陸部の養老川沿いに達する大きな異常である。後者は大田代層及び梅ヶ瀬層に分布し、養老川沿いでは規模はやや縮小している。これらの高孔隙率異常は、地質、物性などから異常高圧によるものと推定される。

圧密と石化は、正常な圧密を受けた層準では埋没深度

の増加とともに規則的に進行している。しかし、高孔隙率異常域ではこのような関係はみられない。すなわち高孔隙率異常域では圧密は大幅に遅れているが、石化は圧密の遅れに関係なく進行している。このことは石化に地質年代効果があることによると考えられる。

この地域には大多喜及び茂原両共水性天然ガス鉱床が分布し、これらの鉱床の胚胎層は黄和田層、大田代層、及び梅ヶ瀬層が主体となっている。この層準は高孔隙率異常の層準と一致している。

1. はじめに

房総半島には我が国最大の共水性天然ガス鉱床が分布し、明治時代から生産・利用が行われてきた。この地域の共水性天然ガス鉱床は上総層群中の泥岩を母岩とし、砂岩を貯留岩として胚胎している。とくに茂原市付近で代表される茂原型鉱床は、高ガス水比を示す特異な鉱床として多くの研究が行われてきた。しかし、まだ鉱床成立機構についての結論は得られていない。

* 燃料部

この地域の共水性天然ガスに関連する研究は数多くあるが、これらのうち物性とくに圧密に関連したものは、九十九里ガス田東金試掘井について(石和田ほか, 1956), 千葉県横芝R-1号井の試掘結果について(石和田, 1959), 千葉県飯岡R-1号天然ガス試掘井調査報告(石和田ほか, 1959), 泥岩の圧密と圧密水流方程式の考え方(小島ほか, 1977), 房総半島における泥岩の物性について(井波, 1981)などがある。

石和田ほか(1956, 1959), 石和田(1959)の3論文は千葉県北部の3試掘井コアの密度, 孔隙率などから上総層群の圧密を明らかにしている。小島ほか(1977)は保田層から上総層群の圧密及び浸透率について, 井波(1981)は上総層群地表試料の物性について各々述べている。

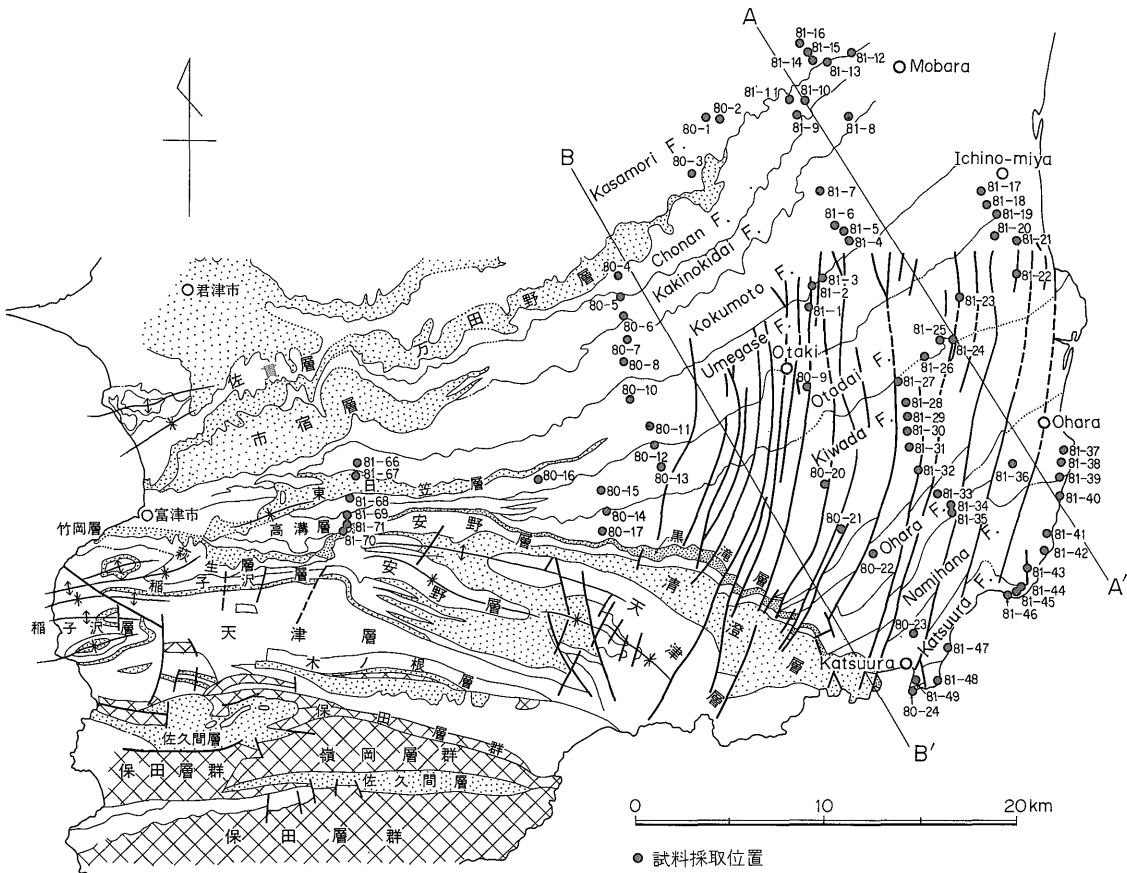
この報告では天然ガスの生成・移動を含めた鉱床成立機構を総合的に解明する一環として物性, とくに密度, 孔隙率及びP波速度から上総層群の圧密及び石化の程度

を推定し, その分布を明らかにするとともに黄和田層を中心に分布する高孔隙率異常域に着目し, この異常域の物性について検討を試みた。

この報告をまとめるにあたり関東天然ガスK. K. 樋口豊氏, 明石 護氏, 関東建設K. K. 品田芳二郎氏, 村田順一氏から貴重な御意見を賜った。また地質調査所鈴木尉元氏, 小玉喜三郎氏には試料採取の段階から御便宜と御鞭撻を賜った。以上の諸氏に深く感謝する。

2. 試料

実験に供した試料はすべて泥岩で, 房総半島中部の上総層群露頭から採取した。試料の採取位置を第1図に示した。試料は勝浦-笠森層, 高溝層, 及び日笠層から各々1-9地点, 合計76地点を選んで青灰色の新鮮な露頭から採取した。採取試料の中から72地点, 72個の泥岩試料を物性測定用試料とした。試料は一辺約20mmの立方



第1図 房総半島中部の地質と試料採取位置

Fig. 1 Geological map and locality of measured samples of the central Boso Peninsula.

体に整形し、実験室内で自然乾燥させたものを実験に使用した。

なお、試料の採取に際し地質図は三梨ほか(1979)を用いた。年代層序区分は日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料(1979)を採用した。

上総層群の標準層序、層厚、及び岩相は下記の通りである(三梨ほか, 1979)。

地層名	層厚	岩相
笠森層	300m	泥質砂岩
長南層	76m	泥岩と砂との互層
柿ノ木台層	76m	砂質泥岩, 上部に厚い砂層
国本層	76m	砂勝互層, 砂質泥岩
梅ヶ瀬層	525m	主として砂勝互層
大田代層	540m	砂勝互層, 泥勝互層
黄和田層	665m	泥岩
大原層	200m	泥岩と砂との互層
浪花層	220m	主として泥岩
勝浦層	250m	砂勝互層, 泥勝互層

3. 測定方法

自然乾燥密度, 孔隙率, 及びP波速度の測定はつぎの方法で行った。

自然乾燥密度は全体積を水銀ピクノメータ, 重量を化学天秤で測定し, その商から求めた。孔隙率は粒子体積をベックマン比重計で測定し, これと全体積との差(孔隙体積)と全体積の商から求めた。

P波速度は超音波パルス法により任意の3方向について測定を行った。超音波速度測定器は開発電子測器研究所製 NSPG-50A 型発振器及び岩崎通信機K. K. 製シンクロスコープ, 発振器及び受振子は開発電子測器研究所製 UPD-30 型(固有周波数300 kHz)を使用した。計算式は下記の通りである。

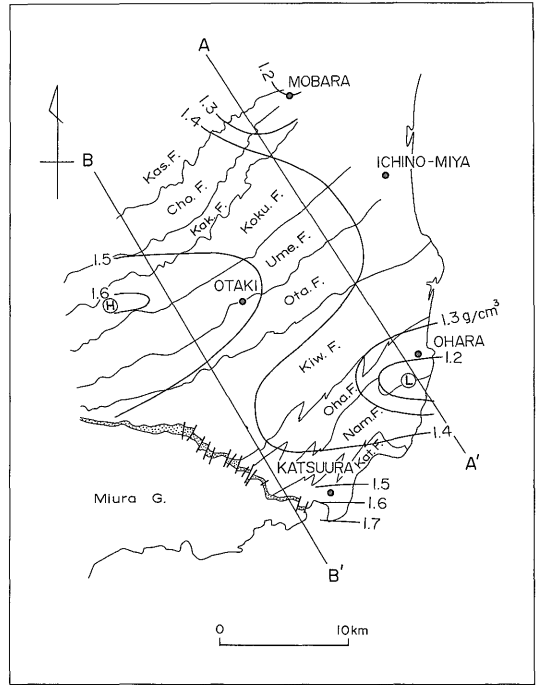
$$\begin{aligned} \text{自然乾燥密度 } (\rho_{nd}), \text{ g/cm}^3 & \quad \rho_{nd} = W_{nd}/V \\ \text{孔隙率 } (n), \% & \quad n = (V - V_g)/V \times 100 \\ \text{P波速度 } (V_p), \text{ km/s} & \quad V_p = L/T \end{aligned}$$

W_{nd} : 自然乾燥重量, g
 V : 全体積, cm^3
 V_g : 粒子体積, cm^3
 L : 試料長, mm
 T : 超音波走時, μs

4. 測定結果

4.1 密度

自然乾燥密度の分布を第2図に示した。自然乾燥密度は茂原市付近(笠森層)で 1.2 g/cm^3 程度であるが勝浦市



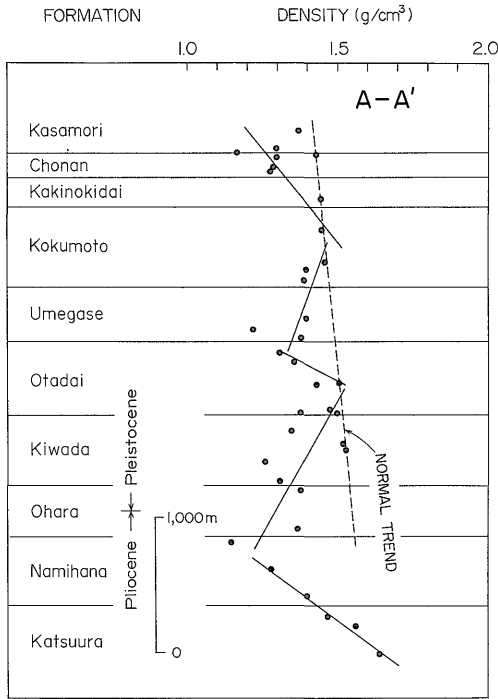
第2図 泥岩の自然乾燥密度分布

Fig. 2 Map showing the density distribution of the mudstone.

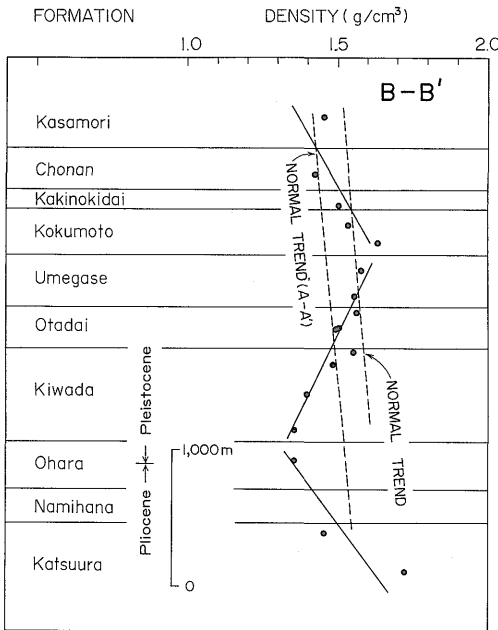
付近(勝浦層)では 1.7 g/cm^3 程度に増大し, ほぼ地質年代が古くなるにつれ増大する傾向を示している。また沿岸部から内陸部へ向かって大きくなっている。このような傾向の中にあつて大原町付近には低密度異常域が, また大多喜町西方には高密度異常域が分布している。前者はこの地域の最小値 1.15 g/cm^3 を示す顕著な異常で, この異常域は走向に沿って南西方向へ拡がりを持ち, 西方約20 kmの養老川沿いにおいても顕著に認められる。後者は極大値 1.64 g/cm^3 を示す小規模の異常で拡がりも小さい。

自然乾燥密度の分布を走向にほぼ直角な方向で, 茂原市から大原町に至る沿岸部断面(A-A', 第1図)と養老川に沿った内陸部断面(B-B', 第1図)で示したのが第3及び第4図である。A-A'断面での自然乾燥密度の全体的な傾向は点線で示されるように, 地質年代が古くなるにつれ増大している。このような傾向の中にあつて笠森層・長南層, 梅ヶ瀬層・大田代層, 及び勝浦層上部から黄和田層の間の3層準に低密度異常が認められる。これらの異常はノルマルトレンド(点線)にたいし10-20%程度小さい値である。

B-B'断面での自然乾燥密度分布はA-A'断面の傾向



第3図 A—A'断面の密度分布と層序
Fig. 3 Mudstone density profile along A—A'.



第4図 B—B'断面の密度分布と層序
Fig. 4 Mudstone density profile along B—B'.

とほぼ同じであるが、A—A'断面で認められる大田代層・梅ヶ瀬層の低密度異常は認められない。

A—A'及びB—B'断面のノルマルトレンドは第4図の点線で示されるように内陸部のB—B'断面の方が約7% A—A'断面より大きな値を示している。

粒子密度は平均2.6 g/cm³程度の値である(第5図)。粒子密度の比較的大きい試料はカルシウム、鉄などを、また小さい試料は粘土鉱物を多く含有していると推定される。

4.2 孔隙率

圧密の指標とされている孔隙率は37.9%(勝浦層)から55.5%(浪花層)の間に分布し、圧密段階としては第1次圧密(星野ほか, 1977)の段階にある。孔隙率の分布は第6図に示されるように笠森層(茂原市)で52.2%であるが勝浦層(勝浦市)では37.9%に減少し、ほぼ地質年代が古くなるにつれ減少している。このような傾向の中で大原町付近及び一宮町付近には高孔隙率異常域が分布している。前者は最大値55.5%を示す大きな異常で、走向に沿って西南方向へ拡がりを持ち、西方約20 kmの養老川沿いにおいても顕著に認められる。後者は極大値50.5%を示し、分布傾向は前者とほぼ同じであるが規模はやや小さくなっている。

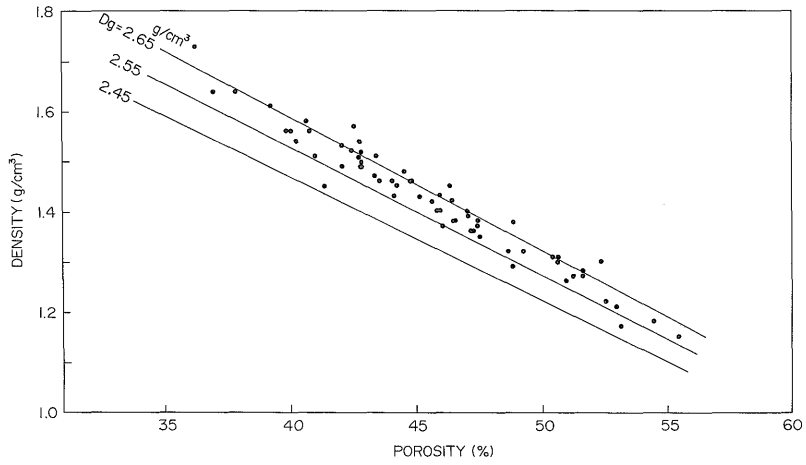
孔隙率の分布を沿岸部断面(A—A')と内陸部断面(B—B')で示したのが第7及び第8図である。A—A'断面での孔隙率はノルマルトレンドが示すように地質年代が古くなるにつれ規則的に減少している。このような傾向の中にあつて勝浦層上部から黄和田層にかけて、及び大田代層・梅ヶ瀬層の2層準に高孔隙率異常が認められる。これらの異常域を各々II及びIとするとIIは大原町付近、Iは一宮町付近に中心をもつ高孔隙率異常に対応している。異常の程度はノルマルトレンドにたいしIIの異常で約40%、Iの異常で約30%大きな値となっている。

内陸部のB—B'断面での孔隙率分布はノルマルトレンド(実線)が示すように地質年代が古くなるにつれ規則的に減少している。第6図のA—A'断面のノルマルトレンドと比較するとB—B'断面の圧密は約10%進行している。

またB—B'断面での高孔隙率異常は勝浦層上部から黄和田層の間、及び大田代層・梅ヶ瀬層の2層準で認められる。これらの異常域をそれぞれII'及びI'とすると、層準的にA—A'断面のII及びIの異常域と一致している。

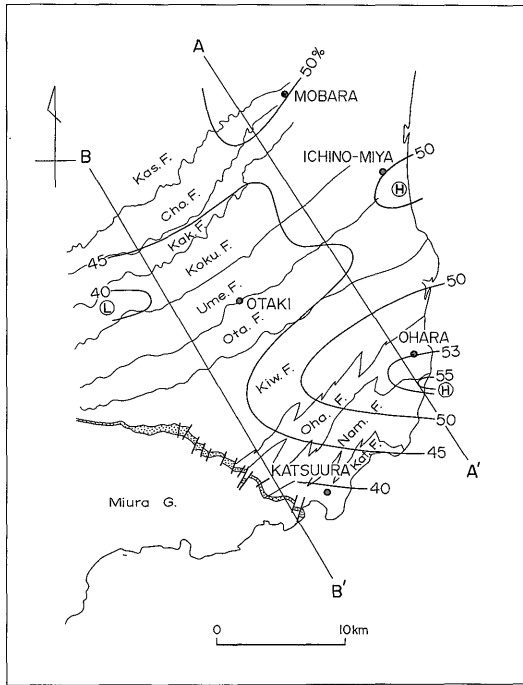
4.3 P波速度

A—A'及びB—B'断面でのP波速度分布を第9及び第



第 5 図 泥岩の密度、孔隙率及び粒子密度の関係

Fig. 5 Relationship among mudstone density-porosity-grain density.

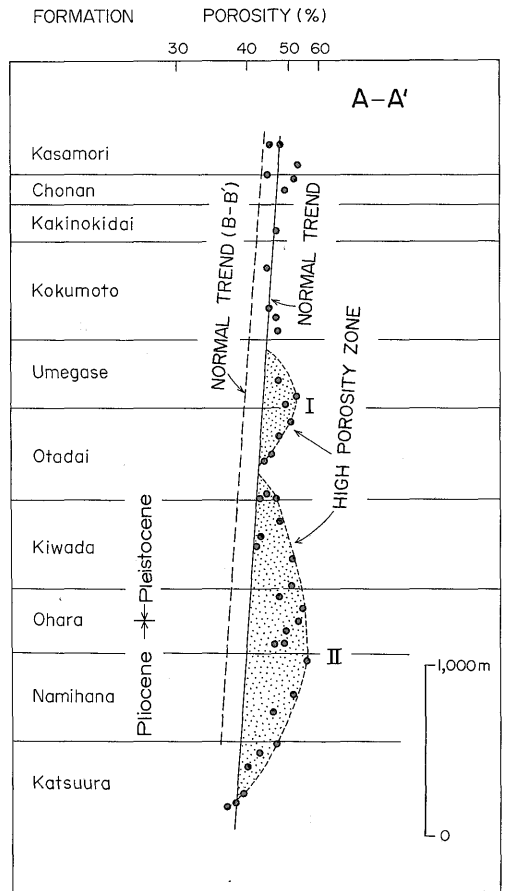


第 6 図 泥岩の孔隙率分布

Fig. 6 Map showing the porosity distribution of the mudstones.

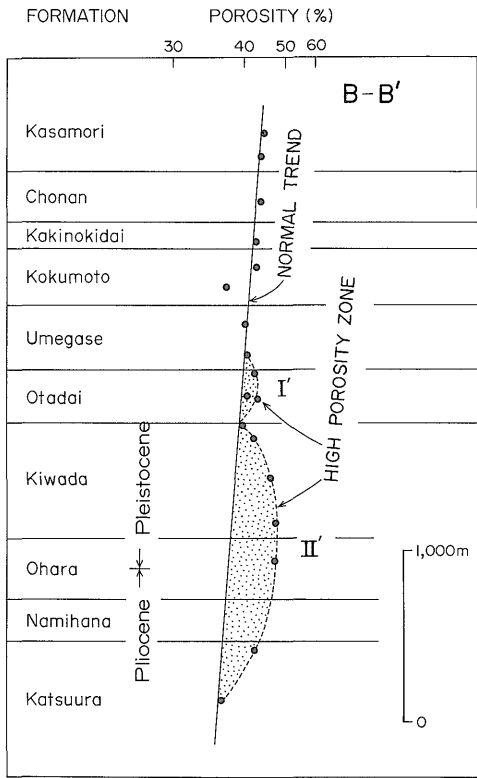
10図に示した。

P 波速度は A—A' 断面の笠森層で約 1.0 km/s であるが勝浦層では約 1.9 km/s に達し、ほぼ地質年代が古くなるにつれ増大する傾向を示している。この傾向の中で浪花層付近及び大田代層から梅ヶ瀬層下部にかけての 2



第 7 図 A—A' 断面の孔隙率分布と層序

Fig. 7. Mudstone porosity profile along A—A'.



第8図 B—B'断面の孔隙率分布と層序

Fig. 8 Mudstone porosity profile along B—B'.

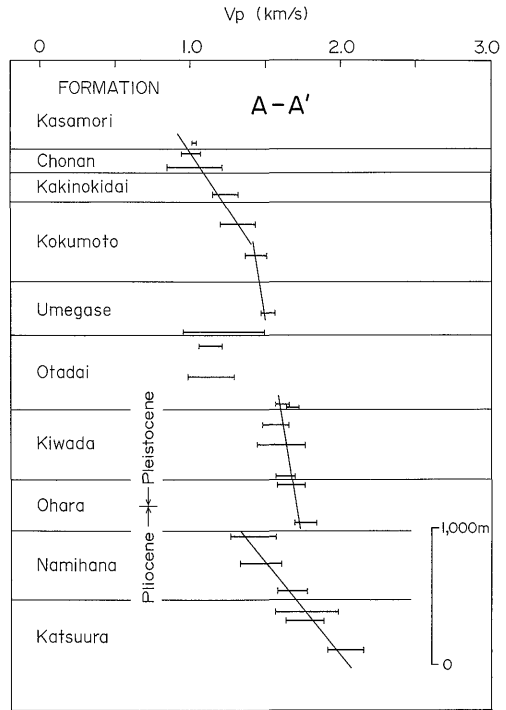
層準で低速度異常が認められる。これらの異常は正常値より25-30%程度小さい値である。これらの層準は高孔隙率異常が認められたI及びIIの層準とほぼ一致している。

B—B'断面のP波速度分布もほぼA—A'断面の傾向と同様であるが、速度的には笠森層で約1.0 km/s, 黄和田層で約1.9 km/s, 勝浦層で約2.1 km/sのように地質年代の古い層準でA—A'断面よりやや速度が大きくなる傾向が認められる。またB—B'断面での低速度異常は黄和田期以前の各層準で顕著に認められる。この層準は高孔隙率異常域IIの層準と一致している。

5. 考 察

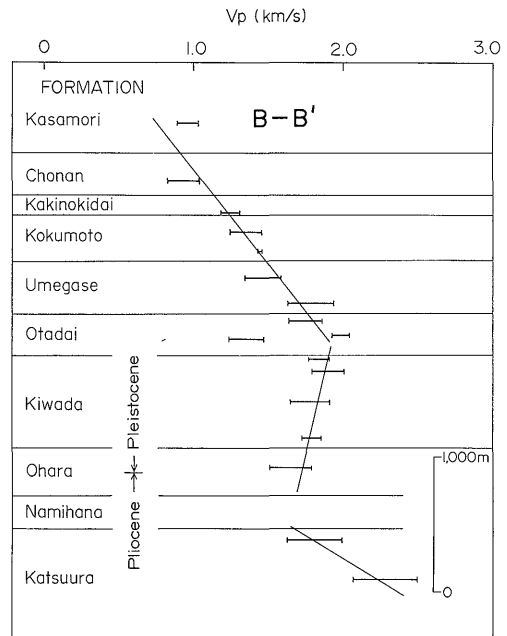
5.1 孔隙率のノルマル トレンドと高孔隙率異常

A—A'及びB—B'断面での孔隙率分布を示したのが第7及び第8図である。図のたて軸は地表で測った各層の層厚を累積した深度であり、よこ軸は孔隙率である。孔隙率のノルマル トレンドは実線で示されるように片対数紙上でほぼ直線となる。これは深度と孔隙率が指数



第9図 A—A'断面のP波速度分布と層序

Fig. 9 P-wave velocity profile along A—A'.



第10図 B—B'断面のP波速度分布と層序

Fig. 10 P-wave velocity profile along B—B'.

函数関係にあることを示しており下記の式で表すことができる。

$$\phi = \phi_0 e^{-az} \quad 5-1$$

ここで ϕ は深度 Z における孔隙率, ϕ_0 は地表の孔隙率, a は定数, Z は深度, e は自然対数の底である。

地質的にみるとこの地域の「上総層群」には顕著な不整合, 異常堆積などは認められていない。断層は梅ヶ瀬層より下位の地層で多少認められているが, その落差は比較的小さい。とくに黄和田層より上位の地層においては小さいようである。構造的には緩単斜構造である。これらの地質的データは孔隙率分布とよい調和を示していると考えられる。

この地域は第四紀後期以後は著しい隆起域に転化し, 上部層は削剝されているので真の埋没量は不明である。そこで堆積・埋没が比較的静かで連続的に行われ, しかも圧密も十分進行していると思われる蒲原 GS-1 号井のデータを用いて埋没深度を計算してみると, A-A' 断面の浪花層, 大田代層, 及び柿ノ木台層各基底部の埋没深度は各々 1.5, 1.3, 及び 1.1 km 程度と推定される。この地域の圧密は新濁堆積盆より多少遅れていると考えられるので, これらの深度は深くなることはあっても浅くなることはないと考えられる。とくに深部になるほどこの影響は大きいと考えられる。

つぎに A-A' 及び B-B' 断面のノルマルトレンドを比較してみると(第7図), B-B' 断面では平均約10% 圧密が進行していることがわかる。他方, 現在の層厚を浪花層から長南層の間で比較してみると B-B' 断面では約17% 薄化している。したがって, 圧密の進行により薄化した約10%を差引いた残り約7%は堆積当初の層厚差とみてよいであろう。一般に堆積層の厚さは堆積盆の中央部で厚く, 縁辺部で薄化する傾向があるので B-B' 断面の堆積盆での位置は, A-A' 断面より縁辺部寄りであったと推定される。B-B' 断面の圧密が層厚の薄い縁辺部寄りであったにもかかわらず進行していることについては, つぎのことが推定される。

- ① B-B' 断面では笠森層より上位の地層の層厚が A-A' 断面より厚く, 埋没深度は深かった。
- ② 埋没深度は浅かったが造構応力による圧密の進行があった。

①については堆積盆の移動関係から推定すると, この地域の堆積盆地の中心は中新世以降北西方向へ移動したと推定されている(関東新生代構造研究グループ, 1977) ので, 笠森期以降の堆積層がより厚かったと考えられる。ただし, 7%の孔隙率の減少に相当する層厚差があったとは考えられない。②の造構応力による圧密の進行

は, B-B' 断面が内陸部にあり, しかも, この地域の南に隣接する基盤の隆起域に, より近接していることから有力な原因と考えられる。

高孔隙率異常域は A-A' 断面では I 及び II の 2 層準で(第7図), B-B' 断面では I' 及び II' の 2 層準で認められる(第8図)。両断面での異常は形状, 層準などから I は I' に, II は II' に各々対応していると推定される。両断面は東西に約15 km 離れているにもかかわらず高孔隙率異常域の対応がつけられるのは, 走向方向にかなり広範囲に異常域の拡がりがあるためと推定される。

高孔隙率異常が生成された原因については, つぎのことが推定される。

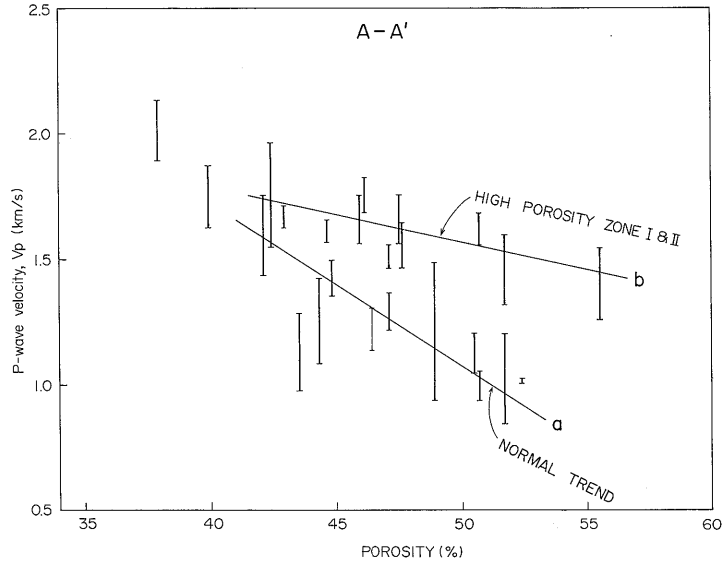
- ① 高孔隙率異常域の埋没深度が浅かった。
- ② 粒度分布に変化があった。
- ③ 異常高圧が存在した。

①は孔隙率異常値から埋没深度を推定すると異常域 I で約300m, II で約100m, II' で約400m 正常の深度より浅かったことになる。すなわち異常域 I と I' 及び II と II' を結ぶ地域に数 100 m 程度の隆起構造を想定しなければならない。しかし, A-A' 断面の地質断面図(天然ガス鉱業会, 1980)などによると, この地域の地質構造は典型的な単斜構造を示しており隆起構造を想定することは難しい。②の粒度分布の変化は今回の測定試料は泥質岩を対象としていることから, 高孔隙率異常の原因となるような粒度の変動は想定し難い。したがって, ③の異常高圧の存在が有力な原因であると推定される。異常高圧の生成深度は異常域 I で約650m, II で約500m, II' で約800 m と推定されるが, このような浅深度で生成されたことについては, なお検討してみる必要があると思われる。

5.2 孔隙率と P 波速度

A-A' 断面試料の孔隙率と P 波速度の関係を示したのが第11図である。P 波速度は孔隙率の減少とともに増大する傾向を示している。すなわち圧密の進行とともに孔隙率は減少し, 同時に石化が進行して P 波速度が増大すると考えられる。しかし, この傾向をくわしくみると直線 a 及び b で示される 2 つのグループに分けることができるようである。P 波速度は前者が小さく後者は大きい。これは, ある孔隙率に着目したとき同じ圧密を受けた試料の P 波速度は必ずしも同じでないことを示している。この傾向は圧密の進んでいない孔隙率の大きな段階でとくに顕著である。

第7図の孔隙率分布とさきの関係を対応させてみると, 直線 a のグループは高孔隙率異常域 I 及び II に属するものである。また直線 b のグループは正常の孔隙率を



第11図 A—A' 断面の孔隙率とP波速度

Fig. 11 Relationship between porosity-P-wave velocity along A—A'.

示す試料に対応している。すなわち高孔隙率異常を示す試料では、圧密の進行は大幅に遅れているがP波速度はそれほど遅れていないようである。B—B' 断面においても同様の傾向を示している。すなわち第12図の直線d及びcで示される2つのグループは、第8図に示された高孔隙率異常域I'及びII'に属する試料及び正常の圧密を受けた試料に各々対応している。

GASSMANN(1951)の理論によると、等方均質の岩石中を伝播するP波速度はつぎのように表すことができる。

$$V_p = \sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}} \quad (5-1)$$

$$K = \bar{K} \cdot \frac{\bar{K}+Q}{\bar{K}+Q}, Q = \frac{\bar{K}(\bar{K}-\bar{K})}{n(\bar{K}-\bar{K})} \quad (5-2)$$

$$\rho = \hat{\rho}(1-n)+n \quad (5-3)$$

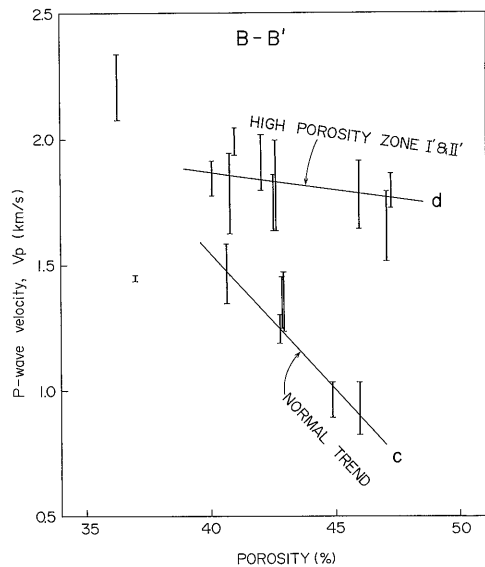
ここで V_p はP波速度, K は体積弾性率, μ は剛性率, ρ は密度, n は孔隙率, 記号 \bar{K} , \sim , $-$ は各々構成物質, 孔隙を満している流体, frame work を表している。

乾燥試料の場合には(5-2)式は $Q=0$ となり $K=\bar{K}$, また $\mu=\hat{\mu}$ となる。したがって、乾燥試料のP波速度はつぎのように表すことができる。

$$\bar{V}_p = \sqrt{\frac{\bar{K}+4/3\hat{\mu}}{\hat{\rho}}} = \sqrt{\frac{\bar{E}}{\hat{\rho}}} \quad (5-4)$$

上式から弾性定数 \bar{E} を求め、孔隙率との関係を示したのが第13及び第14図である。

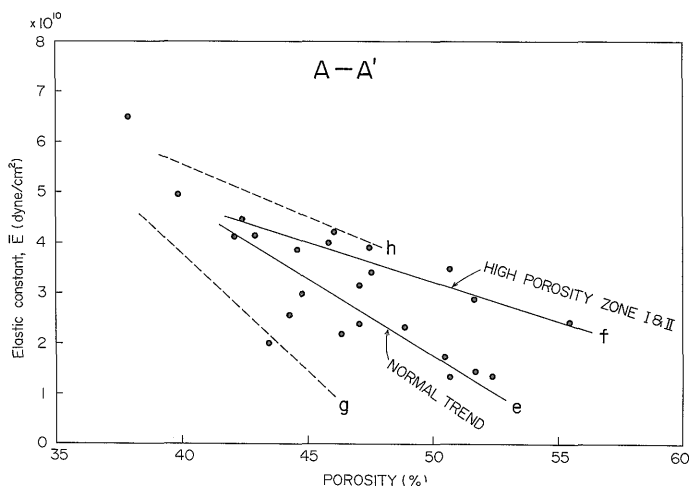
A—A' 断面試料の弾性定数は $1.33-6.49 \times 10^{10}$ dyne/cm² の間に分布し、孔隙率の減少とともに増大する傾向を示している。すなわち圧密の進行とともに鉱物粒子間



第12図 B—B' 断面の孔隙率とP波速度

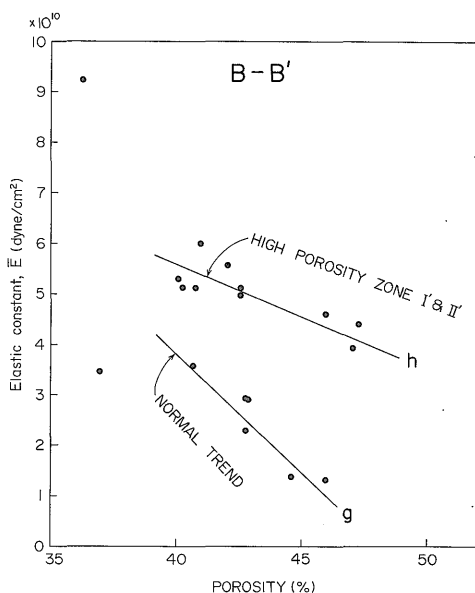
Fig. 12 Relationship between porosity-P-wave velocity along B—B'.

の固結は進み、石化も進行すると考えられる。この傾向をくわしくみると直線e及びfで示されよう。fに属する試料は同じ圧密にたいしては弾性定数は大きく、したがって、石化の進んだグループである。これにたいし、eは石化の遅れたグループである。孔隙率分布(第7図)と比較すると前者は高孔隙率異常域の試料に、後者は正常な孔隙率を示す試料に各々対応している。



第13図 A—A' 断面の孔隙率と弾性定数

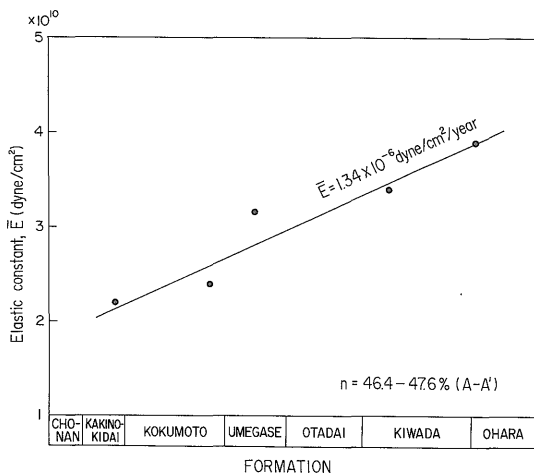
Fig. 13 Relationship between porosity-elastic constant along A—A'.



第14図 B—B' 断面の孔隙率と弾性定数

Fig. 14 Relationship between porosity-elastic constant along B—B'.

B—B' 断面についても同様の傾向が認められる(第14図)。内陸部の B—B' 断面では A—A' 断面より同一層準の地層の圧密が進行しているために弾性定数は増大しているものと予想される。しかし、高孔隙率異常域試料(h)では増大が認められるが、正常な圧密を受けた試料(g)では認められない。これらのことは、弾性定数が必ずしも圧密の進行によってのみ増大するとは限らないこと



第15図 弾性定数と地質年代の関係を示す一例

Fig. 15 An example of relationship between elastic constant-age.

を示しており、膠結物質の質と量、温度、流体圧などにも関係があると考えられる。

第15図は A—A' 断面で孔隙率46.4-47.6%の間に分布する試料の弾性定数と層序の関係を示したものである。これらの試料は同じ程度の圧密を受けたと推定されるが弾性定数は $2.19-3.89 \times 10^{10}$ dyne/cm² の値を示し、大原層と柿ノ木台層の間で約2倍に増大している。これは、一定の圧密条件下にある岩石でも地質年代が古くなるにつれ石化が進行することを示している。上記の場合、上総層群の地質年代からつぎの関係が得られる。

$$\bar{E} = 1.34 \times 10^{-6} \text{ dyne/cm}^2/\text{year} \quad (5-5)$$

以上のように、高孔隙率異常を示す岩石と正常な圧密を受けたとみられる岩石とでは、孔隙率-P波速度及び孔隙率-弾性定数関係図の上で異なった分布を示し、圧密条件、地質年代などの相異が明らかに表れている。

高孔隙率異常は石油・天然ガスの坑井で数多く認められているが、地表試料により認められたのは今回の例が初めてであろう。この地域は比較的早期に、しかも、穏やかに隆起したためにこのように良い状態で物性が保存されたものと考えられる。高孔隙率異常は石油・天然ガスの移動・集積と関係があるといわれているが共水性ガスとの関係は明らかではない。

今後の問題としては、①共水性天然ガス坑井による高孔隙率異常の確認、②高孔隙率異常と浸透率との関係、③高孔隙率異常生成のメカニズムの解明などが必要であろう。

6. ま と め

上総層群泥岩試料について密度、孔隙率及びP波速度の測定を行いつぎの結果が得られた。

- ① 自然乾燥密度は地質年代が古くなるにつれ増大する。また沿岸部から内陸部へ向かって増大する。低密度異常が大原町付近で認められる。
- ② 孔隙率は37.9-55.5%の間に分布し、第1次圧密の段階にある。孔隙率は地質年代が古くなるにつれ、また沿岸部から内陸部へ向かって減少する。高孔隙率異常が大原町及び一宮町付近で認められる。
- ③ 大原町及び一宮町付近の高孔隙率異常は各々勝浦層上部から黄和田層及び大田代層・梅ヶ瀬層の層準に分布し、西方約20 kmの養老川沿いにおいても認められる。
- ④ この地域に分布する大多喜及び茂原共水性天然ガス鉱床の胚胎層の層準と高孔隙率異常の層準は一致している。
- ⑤ 高孔隙率異常は、異常高圧により生成されたと推定される。
- ⑥ 沿岸部断面と内陸部断面では圧密の進行が異なっている。
- ⑦ 石化は圧密の進行とともに、また圧密が進行していない場合には地質年代が古くなるにつれ進行していると考えられる。

文 献

- GASSMAN, F. (1951) Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, vol. 16, no. 4, p. 673-685.
- 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. 石油技協誌, vol. 42, p. 90-99.
- 井波和夫・星野一男(1974) 堆積岩の圧縮率と圧密について. 石油技協誌, vol. 39, p. 357-365.
- (1981) 房総半島における泥岩の物性について. 石油技協誌, vol. 45, p. 149-158.
- 石和田靖章・品田芳二郎(1956) 九十九里ガス田東金試掘井について. 石油技協誌, vol. 21, p. 13-21.
- (1959) 千葉県横芝 R-1 号井の試掘結果について. 地調月報, vol. 10, p. 505-516.
- ・品田芳二郎(1959) 千葉県飯岡 R-1 号天然ガス試掘井調査報告. 地調月報, vol. 10, p. 536-540.
- 関東新生代構造研究グループ(1977) 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴. 地団研専報, vol. 20, p. 241-256.
- 小島圭二・池田啓一郎・河井興三(1977) 泥岩の圧密と圧密水流方程式の考え方. 石油技協誌, vol. 42, p. 100-106.
- 三梨 昂ほか(1979) 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図(20), 10万分の1地質説明書, 地質調査所, 91p.
- 南雲昭三郎(1957) 砕屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究 第II部 砂岩の石化(Lithification)に伴う弾性波速度の変化について. 地調月報, vol. 8, p. 523-534.
- 天然ガス鉱業会(1980) 水溶性天然ガス総覧. p. 228-235.
- 土 隆一(編)(1979) 日本新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. p. 24-27, 143, 148.
- WHITE, J. E. and SENBUSH, R. L. (1953) Velocity measurement in near-surface formation. *Geophysics*, vol. 18, no. 1, p. 54-69.

(受付: 1982年9月10日; 受理: 1983年1月13日)