

下総深層地殻活動観測井の作井と地質

鈴木宏芳*・高橋 博*

国立防災科学技術センター

福田 理**

地質調査所

Construction and Geology of the Shimohsa Deep Borehole Observatory

By

Hiroyoshi Suzuki, Hiroshi Takahashi

National Research Center for Disaster Prevention

and

Osamu Fukuda

Geological Survey of Japan

Abstract

The National Research Center for Disaster Prevention has propelled the construction of the deep borehole observatory network around Tokyo. The first one, Iwatsuki Deep Borehole observatory (IWT DBO), 3500m in depth, was completed at the end of 1972. Details of the IWT DBO was already reported (Takahashi *et al.*, 1983). The second one, the Shimohsa Deep Borehole Observatory (SHM DBO), 2330m in depth, was completed in Shonan Town, Chiba Prefecture in July 1977. Observations of crustal activities have been carried out there since April 1978.

In this report, the authors describe the outline of the construction and geology of the SHM DBO. On the construction of the borehole, some improvements were made. Major improvements are as follows :

1. The casing design was modified.
2. The sediment pipe, in which sediments were stored, was settled at the bottom of the borehole.

The geological sequence of the borehole is summarized as follows :

Depth (m)	Formation	Lithology	Correlated Formation	Geological time
0-6	A	Loam and clay	Joso Formation	Pleisto-Holocene
6-377	B	Gravel, sand and silt	Shimohsa Group	Pleistocene
377-1289	C	Sand, sandy silt and silt	Kazusa Group	Plio-Pleistocene
1289-1514	D	Gravel, sand, Silt and tuff	Miura Group	Mio-Pliocene

* 第2研究部, ** 専門委員

1514-2330	E	Crystalline schist	Sambagawa crystalline schist	Pre-Tertiary
-----------	---	-----------------------	------------------------------------	--------------

furthermore, many geological and geophysical data were obtained by geophysical loggings and core tests. Such data are listed and illustrated in this report.

1. 作井上の問題点

1.1 地点選定

1.1.1 方針

深層井の第2井としては、東京の東部または西部のいずれかとなるが、西部地域は基盤深度が全く不明のため、その探査から実施する必要がある。後述するように、東京東部地域は既存資料からその基盤深度の推定が可能なので、その第2井は東京東部とし、都心から25～30 kmの範囲で極力その東方、すなわち、東京湾に近い所で実施地点を選ぶこととした。

1.1.2 経過

作井地点の選定条件として、約6000m²の用地の確保、重量機材の搬入搬出が将来とも可能なこと、昼夜を通じて掘削作業が可能なことなどの、作業上の必要条件がある(高橋ら, 1983)。これら諸条件を充たせる用地が前項で述べた地域(船橋周辺)では、宅地化の進展のためなかなか得られなかった上、鉄道網による悪条件があった。すなわち、新幹線や重量貨物列車の運行による振動は観測に影響を与えるほど大きいと考えられ(嶋ら, 1970)、緯度観測所や地震観測所(松代)の新幹線振動障害予測などを参考にすると、深層井といえども新幹線からは少なくとも4 km、重量貨物列車通過線からは少なくとも2 km以上離れる必要があると判断された。船橋周辺は国鉄武蔵野線が南北に走り、総武線と平行に湾岸線の建設が進められており、さらに成田新幹線が工事認可された状態にあった。

これらの諸条件が重なり、用地の入手が非常に困難な状態にあったが、本研究の重要性について防衛庁の深い理解と協力を得て、船橋市の北の沼南町にある海上自衛隊下総航空基地の一角に観測井を作井することが可能になった。

1.2 技術上の課題

岩槻井の作井により、次のような改善すべき問題点がでてきた(高橋ら, 1983)。

1.2.1 構造

坑内水を伝播する地表からのノイズを効果的に阻止するには、坑内水を途中で分断することが有効と考えられる。そのため、観測井の内部を段構造にすることを試み、その工法を開発する。また、段のところに挿入する栓(防振プラグ)を試作し、坑内水分断によるノイズ伝播防止の効果を見る。

1.2.2 セメンチング工法

ケーシングを用いてセメントミルクを送入すると、浚渫してもセメントがケーシング内に残り、また、浚渫時に非磁性ケーシング内面に損傷を与えることが岩槻井で明らかになった。そこで、最下段の7インチケーシングのセメンチングはチュービングを用いて行うこととし、深い深度でのセメンチング工法の開発を行う。

1.2.3 沈澱物の対策

ケーシング内壁に付着している物質の除去方法として、岩槻井で用いたケーシングスクレーパーの他に、ワイヤブラシ状の清掃具(ケーシングクリーナー)の使用を試みる。また、長期間にわたって沈澱する沈澱物をためこむための沈澱管を設けて、非磁性ケーシング内に沈澱物が埋積しないように試みる。

1.2.4 観測井設置台座

沈澱管を非磁性ケーシングの下段に設け、また、セメンチングをチュービングによって行うため、非磁性ケーシング下端の観測装置着底用底面を、岩槻井のようにブリッジプラグで設置することができない。そのため、観測装置を支持するための台座を開発する必要がある。

2. 作井地点

図1に下総井の位置を示す。所在地およびその緯度・経度・標高は以下のとおりである。

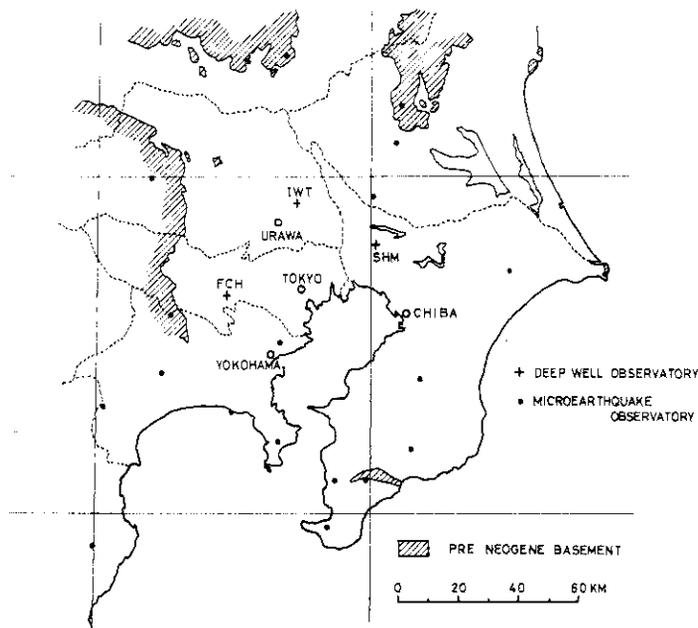


図1 観測井の位置

Fig. 1 Location of the observatories.

所在地：千葉県東葛飾郡沼南町藤ヶ谷

北緯 35 度 47 分 36.4 秒

東経 140 度 01 分 25.6 秒

標高 22.81m (地表面基準点)

観測施設は下総台地上に位置し、東京の中心部(東京駅)からは北東方向に約 30 km 離れている。周囲の環境は北から西にかけては海上自衛隊下総航空基地に面し、南および東側は谷地をはさんで畑と山林からなる台地に接している。ここには製材等の小規模な工場が散在し、また東方の谷地下流側にはゴミ・屎尿処理場がある。交通量は少なく、航空機の爆音以外は静かな環境である。

3. 作井計画

3.1 基本計画

国立防災科学技術センターでは、1966年の松代観測井以来、数十mから3500mまでの数多くの観測井を作井しており、観測井の作井や観測装置の設置に関する技術を蓄積してきた。下総井はそれら特に岩槻井の経験の上に、より完全な深層井の開発を旨として計画が立てられたものである。観測井の作井技術の発展および深層井作井上の問題点とその対応策については、高橋ら(1983)により詳細に報告されている。下総井も基本的には岩槻井の作井技術を踏襲している。しかし、1.2で述べたようないくつかの大きな変更と、新しい技術的开发を行った。

3.2 予想地質

関東平野で基盤(先新第三系)にまで達した坑井はいままで約 20 本ある。このうち、下総井の周辺にあるものは、船橋FR-18、船橋地盤沈下観測井、野田R-1、成田R-1、龍ヶ崎R-1、佐倉R-1などの各井である(福田ら、1974)。これらの坑井はいずれも下総井からは10 km以上離れており、地質状況も各坑井間で大きく相違している。これらの坑井資料から下総井付近の正確な地質状況を推定することは困難である。その他に谷田部-久留里の反射探査測線が下総井の東側を通過しており(石井、1962)、垣見ら(1973)による関東平野下の推定基盤深度図も公表されている。これら公開された資料に加えて、天然ガス探査で行なわれた未公開の物探資料などにより、下総井の地質状況を下記のように推定した。

	地質名	層厚(m)	深度(m)
第1層	下総層群	350	0 ~ 350
第2層	上総層群	1150	350 ~ 1500
第3層	三浦層群	200	1500 ~ 1700
第4層	基盤		1700 ~

基盤の岩石は三波川系の結晶片岩類と推定した。

上記のような推定地質から、作井深度は2500mとした。作井深度をこのように深くとしたのは、ノイズ減衰効果の大きい基盤岩中の掘進長を長くすることによって、高感度の観測を達成しようとしたものである。なお、岩槻井の基盤岩中の掘進長は約600mである。

3.3 掘削およびケーシング計画

上記の予想地質に従い、掘削およびケーシング計画を以下のように定めた。

(1) 掘削計画

深 度	掘削坑径
0 m ~ 15 m	914.4 mm (36 インチ)
15 ~ 130	609.6 (24)
130 ~ 450	444.5 (17 ½)
450 ~ 1500	311.15 (12 ¼)
1500 ~ 2520	219.08 (8 ⅝)

(2) ケーシング計画

管種	外径	内径	使用深度
30 インチ	762.0 mm	736.6 mm	0m ~ 15 m
20	508.0	485.8	0 ~ 130
13 ⅝	339.7	322.9	0 ~ 450
9 ⅝	244.5	226.7	0 ~ 1500
7	177.8	154.8	1400 ~ 2490
7 非磁性管	177.8	154.8	2490 ~ 2500
7 沈澱管	177.8	154.8	2500 ~ 2509
7 フロート	177.8	154.8	2509 ~ 2520

カラー付管

ケーシングのうち、2段目の20インチケーシングは、約300m離れている地下水採取井(深度約110m)への影響を除くために挿入したものである。

1.2.1で述べたように、7インチ管は岩槻井と異なり、9⅝インチ管と100mの重複をもって、1400mから下部に挿入される。したがって、観測井の内径は途中で変ることになる。また、1.2.3で述べたように、7インチ非磁性管の下に沈澱管を設けた。このため、岩槻井で用いたようなブリッジプラグは用いない。

3.4 実施体制

実施体制は岩槻井の方式に従い、岩槻井の経験を最大限に生かし、上記の新しい技術上の課題を効果的に実施するため、岩槻井の経験者を責任者および主な技術者として充当した。支援体制もほぼ岩槻に準じて行うこととした(高橋ら, 1983)。

3.5 公害対策

公害対策のうち、廃泥の処理は泥水材料に公害を生ずるような物質を使用しないこととし、泥溜において沈澱させた後、上水は地元自治体および関係者の了解のもとに河川に放流し、沈澱物は指定された処理場に搬出することとした。

騒音対策としては、周囲はほとんど人家のない場所であったが、各エンジンに消音器を付けるとともに、掘削ヤグラおよびポンプヤードの周囲は防音壁で覆い、さらに敷地境界の約半分の長さにあわせて防音壁を張りめぐらした。その上、工事時期を窓を閉じている冬期にして、その影響の軽減に努めた。

3.6 工事日数

作井工事に要する日数として、岩槻井の実績から掘削機械搬入組立に14日、掘削作業に57日、掘削機械解体搬出に9日の合計80日を予定した。その他、掘削工事の前後に敷地の造成および復旧にそれぞれ約1カ月の日数を予定した。

4. 作井工事

4.1 掘削機械

主な掘削装置は表1のとおりである。

T-70型ドローウォークスは油井用としてユニット化された掘削機で、2500m以上の掘削能力を持っている。

4.2 掘削作業

掘削開始は1977年2月22日で、同年6月2日に温度検層を除くすべての坑井作業を完了した。ドリリングチャートを図2に示す。

掘削はまず30インチコンダクターパイプを11.2mまで挿入した後、145mまで12½インチビットで掘進し、電気検層を行い、136mまで26インチに拡張掘削し、20インチケーシングを133.7mまで挿入してセメンチングした。セメンチング結果は20 kg/cm²の加圧テストで確認した。次に12¼インチビットで455mまで掘進し、電気検層を行い、その後17¼インチに拡張掘削し、13¾インチケーシングを452mまで挿入し、セメンチングを行った。セメンチング結果は50 kg/cm²の加圧試験により確認した。

455m以下は12¼インチビットで掘進し、地質層序の判定のため、953mで予定外の電気検層を行った。1506mまで掘進の後、インダクション、音波、密度、地層傾斜の各検層を行い、9¾インチケーシングを1500mまで挿入してセメンチングを行った。セメンチング結果はセメントボンド検層で確認し、良好であった。

深度1506m以下は8¾インチビットで掘進したが、1514mで基盤岩に到達し、硬質岩用のインサートビットに変えて掘進した。掘削深度は当初の計画では2520mであったが、

表 1 主要掘削装置
Table 1 List of Drilling machines.

品名	型式
ドロウウォークス	T-70型 動力 ダイハツ375HP×2台
槽	40m ジャックナイフマスト
泥水ポンプ	F-1300型 動力ダイハツ840HP×2台
“	OH-300型 動力ダイハツ420HP×2台
ロータリーマシン	C-275 A-205
クラウンブロック	42インチ6 ^W ×300 ^T
フックブロック	42インチ5 ^W ×250 ^T
ウォータースイベル	N-69
ウォークライン	32mmシール型 6×S(19)IWRC
ウェイトインジケータ	W-250
ケリー	5¼インチ×4角×12m
ブローアウトプレベンター	ハイドリル20-2000, 12-3000
ドリルパイプ	4½インチSGDP
ドリルカラー	9½インチD.C, 8インチD.C, 7インチD.C, 6½インチD.C
貯泥タンク	20 ^{KL} ×4基
給水タンク	14 ^{KL} ×1基
燃料タンク	20 ^{KL} ×1基
サクショントラック	25 ^{KL} ×2基, 14 ^{KL} ×1基

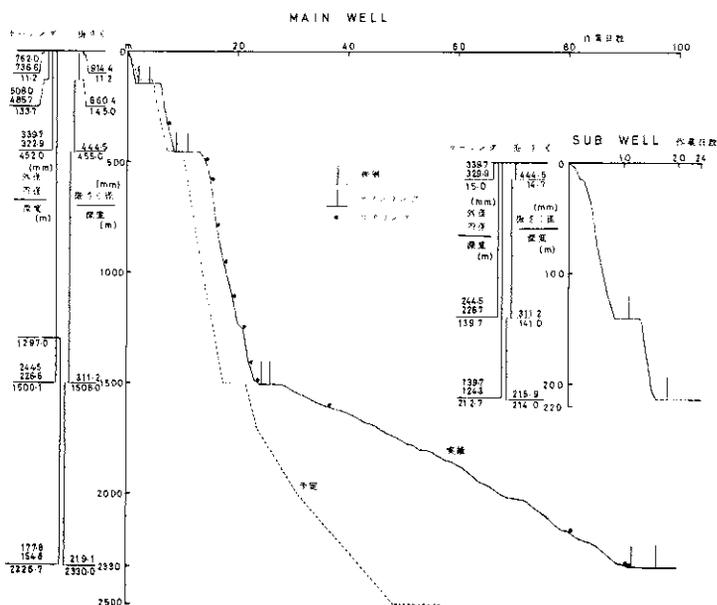


図 2 ドリリングチャート
Fig. 2 Drilling chart.

以下のような理由により2330mと予定よりも約200m浅い深度で掘止とした。

- (1) 基盤の岩質が片理の発達した硬質な結晶片岩のため、片理面に垂直方向に坑井が曲る傾向が強く現われ、種々の努力にもかかわらず坑心傾斜がたびたび3.0度を越えた。そこで傾斜掘削に用いるターボドリルによって傾斜修正をしながら掘進したが、傾斜修正を幾度もくりかえすことは坑井に屈曲点を多く作ることになり、坑内事故の原因となる。そのため、傾斜修正は4回を限度とした。
- (2) 傾斜をできるだけ増加させないように、ビット荷重を少なくして掘進したため、掘進率が著しく低下した。
- (3) 掘進率の低下により、深度1500m以深での裸坑期間が長期化したため、坑壁の崩落など坑内状況の悪化する傾向が現われ、予定深度までの掘削は危険と判断された。
- (4) 基盤深度が推定より約200m浅くなった。
- (5) 他方、観測の面からは、ノイズ減衰効果の大きい基盤中の掘進は深度2300mで当初予定通り800mに達し、200mの深度短縮は観測にはあまり悪影響を与えないと判断された。

このような理由で深度2330mで掘止後、予定の各種検層を行い、7インチケーシングを深度1295mより2326mの間に挿入し、7インチケーシング底までチュービングを差し込んで、油井用クラスCセメントに膨張剤(ジブカル)を配合した膨張性セメントを送入しセメンチングを行った。セメント硬化後、セメントボンド検層によってセメンチングが完全に行われたことを確認した。また、デップメーターによって坑心傾斜の連続測定を行うと同時に観測装置のダミーゲージによって坑内の通り具合も確認した。最後に坑内洗浄を行い、坑内水を防錆剤入りの清水におきかえてすべての坑内作業を終了した。

なお、本観測井作井と平行して、深度214mの副観測井を、本観測井から東北東に約20m離れた位置に掘削した。

4.3 泥水管理

前述したように、公害防止の点から、掘削泥水は無公害で、かつ近傍の井戸水への影響防止のため、逸泥をさせないことを目標とした。そのため、クレーベースマッドに脱水減少剤(CMC)、分散剤(テルフロー)を加えたテルフロー泥水を用いた。逸泥防止には増粘剤(スーパーアスベスト)、逸泥防止剤(テルマイカ、マッドシール)を加えた。深度1500mまでは砂層が多いため、デサンダー、デシルターを用いて砂分を除去すると共に低比重(1.15~1.17)、低粘速(45~50秒)の維持に努めた。基盤の掘削においては、比重は1.10~1.15、粘速は40~43秒を維持し、硬質な地質であるので、ビットライフの改善、スタビライザーの摩耗を防ぎ、掘削の揚降管時の荷重減少と、カッティングと泥水との分離を良くするため、潤滑剤(テルクリーン、テルDD)を加えた。以上のような処置により、掘削中は泥水トラブルの発生はなかった。

4.4 コアおよびカッティング採取

コア採取は合計 13 回行った。表 2 にコア採取状況を示す。計画では、コア採取長は各採取深度で 3m 以上で、1 回の採取が 3m に満たない場合は、再度同一深度で採取することになっていたが、基盤より上部ではほとんど 1 回で 3m 以上採取できた。しかし、基盤岩中では、ダイヤモンドビットを用いたにもかかわらず、満足すべき採取率を上げることができなかった。

カッティングは、基盤岩より上では 20m 毎、基盤岩中では 10m 毎に採取し、水洗の上、保管箱に格納した。

表 2 コア採取記録
Table 2 List of cores.

コア番号	掘削深度 (m)	掘進長(m)	採取長(m)	採取率(%)
1	322.0 ~ 327.0	5.00	3.08	61.6
2	486.0 ~ 491.0	5.00	3.50	70.0
3	576.0 ~ 581.5	5.50	5.50	100.0
4	785.0 ~ 790.5	5.50	5.50	100.0
5	948.0 ~ 953.0	5.00	4.80	96.0
6	1102.0 ~ 1107.0	5.00	4.90	98.0
7-1	1248.0 ~ 1249.3	1.30	1.15	88.5
7-2	1249.7 ~ 1254.7	5.00	2.46	49.2
8	1402.0 ~ 1407.0	5.00	4.72	94.4
9	1485.0 ~ 1490.0	5.00	4.24	84.8
10	1598.0 ~ 1600.4	2.40	1.62	67.5
11	2163.7 ~ 2164.5	0.80	0.75	93.8
12	2315.2 ~ 2316.85	1.65	1.35	81.8
13	2328.0 ~ 2329.5	1.50	0.15	10.0

4.5 坑心傾斜測定

深層井は、地表では実施不可能な高感度の地殻活動観測を行うためのものである。したがって、中に設置される観測装置も、非常に高感度のものが用いられており、観測井の構造や仕上げ精度も、観測装置の性能に合わせて作井しなければならない。

特に坑心傾斜については、地震計、傾斜計の傾斜補正可能な角度が、鉛直線から 3.0 度以内のため、観測装置設置箇所における坑心傾斜も 3.0 度以内にする必要がある。このため、掘進中は常に坑心傾斜の測定を行い、傾斜が増加すれば直ちに修正をしながら掘進した。前述したように、基盤岩に入ると傾斜が徐々に増加したので、増角防止のために、ビット荷重の制限、ビット回転数の調整、ドリルカラー、ブレードスタビライザーの編成変更などの対策を行ったが、

基盤である結晶片岩の片理構造が顕著で、かつ岩質が極めて硬いため、期待する成果が得られなかったので、石油、ガス井で傾斜掘進に用いるターボドリルを用いて傾斜修正を行った。その結果、観測装置設置箇所の子心傾斜は $1^{\circ}50'$ におさえることができた。用いた傾斜測定器はイーストマン式傾斜測定器で、使用前後に検定を行い、精度の確認をした。

地層傾斜検層時に同時に得られた連続子心傾斜記録から、観測井の傾斜方向と坑口からの偏距を計算した結果を図3に示す。図3によれば、坑底は坑口から水平距離で東に約41mずれている。

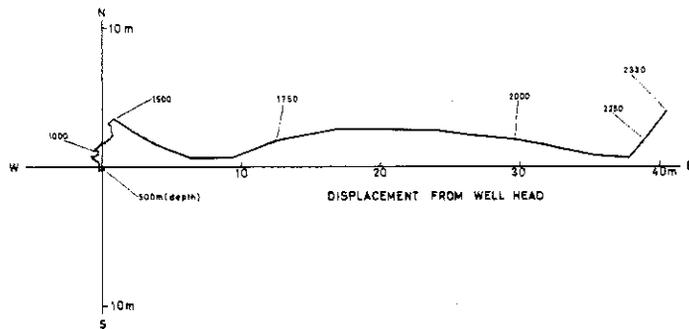


図3 坑曲り状況

Fig. 3 Inclination of the shimohsa observation well.

4.6 非磁性ケーシング

非磁性ケーシングは観測装置の設定される箇所であり、かつ、その中で観測装置の設置方位を地磁気の方位によって測定するものである。そのため、観測装置がその中でしっかりとガタつきや偏心がなく設置されるためには、内面の仕上精度は観測装置の性能に見合った精度が要求され、またその帯磁率も地磁気よりも小さいことが必要である。岩槻観測井においては、傾斜計のノイズの原因が非磁性ケーシングの曲りによるものではないかとの疑いもあったので、非磁性ケーシングの製作、組立、取扱いは特に慎重に行った。

非磁性ケーシングの条件は次のようなものである。

帯磁率	0.5 ガウス以下
偏 心	0.5 mm以下
内面仕上げ	10 S以下

非磁性ケーシングの構造は、下部の設置台(後述)の部分を除いて、岩槻井のものと同一である(高橋ら、1983)。材料はステンレス合金(SUS - 304)の棒材を用い、3分割で製作した。完成品の検査結果は下のとおりである。なお、検査方法も岩槻井の検査方法と同一である。

帯磁率	最大 0.3 ガウス
偏 心	0.2 mm以下
内面仕上げ	10 S 以下
耐 圧	水圧 180 kg/cm ² , 15 分間異常なし

完成品は工場において組立てた上、保護ケースに納めて現地に搬入した。

4.7 セメンチング

高感度の観測を行うためには、観測井を地層と一体化させ、地表のノイズなどが地下に伝わらないようにしなければならない。そのため、ケーシングはすべて全長にわたってセメンチングして固定した。セメンチングは岩槻井における各種試験や実施結果(高橋ら, 1983)を参考にして、セメントの配合や圧入方法などを決定した。

セメンチングに際しては、泥水とセメントの置換を良くし、ケーシングと地層との接着を良くするため、泥水とセメントスラリーの比重差を 0.5 以上とし、また先行水によって泥壁の除去を行った。

(1) 20 インチケーシングセメンチング

掘削深度	136m
泥 水	比重 1.17, 粘速 50 秒
フロートシュー深度	133.74m
セントラライザー	3 個
先行水	清 水
セメントスラリー	ポルトランドセメント, 比重 1.85
管外上昇速度	プラグフロー(坑径 19 インチで 0.26m/sec)
セメントスラリー上昇状況	坑口まで上昇
セメンチング結果	管内テスト 20kg/cm ² 20 分良 管外テスト 5kg/cm ² 20 分良

(2) 13 3/8 インチケーシングセメンチング

掘削深度	455m
泥 水	比重 1.15, 粘速 60 秒
フロートカラー深度	430.33m
フロートシュー深度	452.00m
セントラライザー	10 個
先行水	清 水
セメントスラリー	ポルトランドセメント, 比重 1.70
管外上昇速度	プラグフロー(坑径 28 インチで 0.055m/sec)
セメントスラリー上昇状況	坑口まで上昇

セメンチング結果 管内テスト 50kg/cm² 20分良
 管外テスト 10kg/cm² 20分良

(3) 9% インチケーシングセメンチング

掘削深度 1506.0m
 泥水 比重 1.16, 粘速 47 秒
 フロートカラー深度 1479.2m
 フロートシュー深度 1500.1m
 セントラライザー 32 個
 先行水 清水にボンダー(解こう剤)3%混入
 セメントスラリー フライアッシュB種, 比重 1.80
 管外上昇速度 ラミナーフロー(坑径12¾インチで0.74m/sec)
 セメンチング結果 セメントボンド検層結果良(図4).

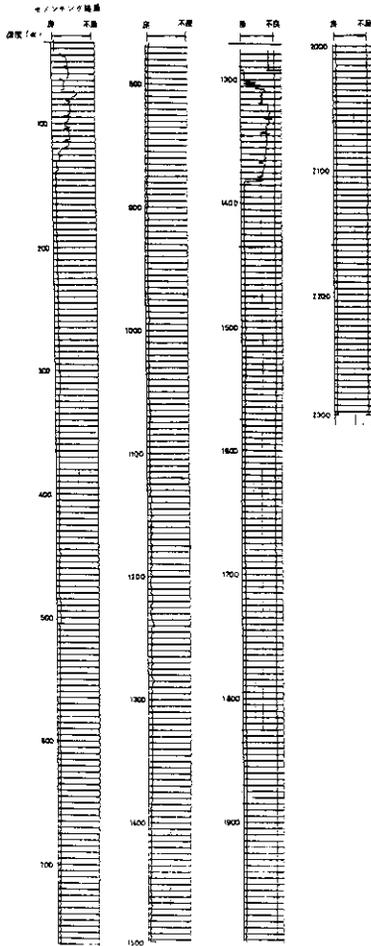


図 4 セメントボンド検層図
 Fig. 4 Cement bond logging chart.

(4) 7インチケーシング

7インチケーシングは観測装置がセットされるケーシングであり、完全なセメンチングが要求される。また、観測井の構造が2段式で、下部に設置台や沈澱管を備えている事などより、岩槻井のようにケーシングに直接セメントミルクを送入するセメンチング方式は不可能である。今回用いられた方式は、あらかじめ挿入された7インチケーシング中に、細いチュービングを坑底までさし込み、そのチュービングを通してセメントスラリーを送入する方法である。このような方法だとケーシングの内壁にセメントを付着させることがなく、管内はきれいに保たれる(1.2.2)。ただし、注意すべき点は、セメントスラリーの送分量が多過ると、送られたセメントが7インチケーシングの上端から坑内にあふれ出て、ケーシング内を汚すし、逆に少な過ると、9%インチケーシングと7インチケーシングとの重複部分にまでセメントが行きわたらず、ケーシング内への地下水の侵入や、7インチケーシング上部が固定されないことによるノイズの増大をきたす恐れがあることである。このため、セメントの必要量は坑径検層の結果から厳密に計算した。また、9%インチと7インチケーシングの重複部分も、当初予定の100mから200mに増して余裕を多くした。

用いるセメントは高温高圧用の油井用セメントクラスGとし、地層とケーシングの接着を強くするために、膨張剤(ジブカル)を混入して膨張性セメントにした。また、セメントの強度は地層の強度に近くなるようにした。油井用セメントクラスGの性質等は、高橋ら(1983)に詳細に報告されている。用いたセメントの混合比等は表3を参照のこと。

表3 セメントミルク
Table. 3 Cement milk.

ケーシングの種類	セメントの種類	膨張剤	分散剤	遅硬化剤	スラリー比重	シックニングタイム
20(インチ)	ポルトランドセメント	-	-	-	1.70	220分
13%	ポルトランドセメント	-	-	-	1.85	240
9%	フライアッシュB種	-	-	○	1.80	260
7	油井用セメント(クラスG)	○	○	○	1.90	300

○：使用 -：用いず

セメンチング実施記録は次のとおりである。

深 度	2330m
泥 水	比重 1.10, 粘速 40 秒
ライナーハンガー頭部	1297 m
シーリングライナー	2313.1m
フロートカラー	2319.4m
フロートシュー	2326.7m

セントライザー	3個
先行水	清水にボンダー3%
セメントスラリー	宇部クラスG, 比重1.90, アサノジプカル3%
セメンチング結果	セメントボンド検層の結果, 1382m以下セメンチング完全 (図4).

7インチケーシングのセメンチングに用いたセメントの、物理的特性のテスト結果は次のとおりである。

i 圧縮強度(60℃, 211kg/cm²で養生したもの)

84時間後	330 kg/cm ²
6日後	546
28日後	564

ii 線膨張率(+は膨張を示す)

養生後 1日	+1.20%
“ 6日	+1.34
“ 28日	+1.36

4.8 坑内洗浄と防錆

セメンチング終了後、ケーシングの内壁に付着しているセメント、泥、サビなどをケーシングスクレーパー、ケーシングクリーナー(ワイヤブラシ)でよく落とし、さらに水道水を循環させて洗浄した後、防錆剤を添加した水道水でケーシング内を満たした。用いた防錆剤(日東化学製レスコールWT)は、高分子アミンを主体とした有機防錆剤で、金属表面に吸着して防触被膜を作り、金属の腐蝕を防止するものである。また、錆や汚れの中へ浸透してそれらを剥離する作用もある。

4.9 観測井の構造

完成した観測井の構造を図5に示す。図のように本観測井は坑井の途中で内径が変化する段構造になっている。岩槻井の場合は、地表から坑底まで一本のケーシングでつながっており、段構造にはなっていない(高橋ら, 1983)。段構造に変えたのは、岩槻井で明らかになった坑内水による地表ノイズの伝達(山本ら, 1975)を防ぐためである。岩槻井ではこのようなノイズを防ぐため、中空のステンレス鋼製の円筒(防振ケージ)を、信号ケーブルに取り付けて坑内に降下させたが、ケーシングと防振ケージとの間を伝わる振動を完全にさえぎることはできなかった。下総井では図5に示すような遮へい物(防振プラグ, 写真1)を段構造の上に乗せて、ノイズの伝達を防ぐようにした。このような方法だと7インチケーシングをふさぐように遮へい物を入れられるため、遮へい効果を良くすることができる。段構造にすることによって、ケーシングの使用量も少なくできる。

岩槻井と異なるもう一点は、最下部に沈澱物をため込むための沈澱管を設けたことである。これ

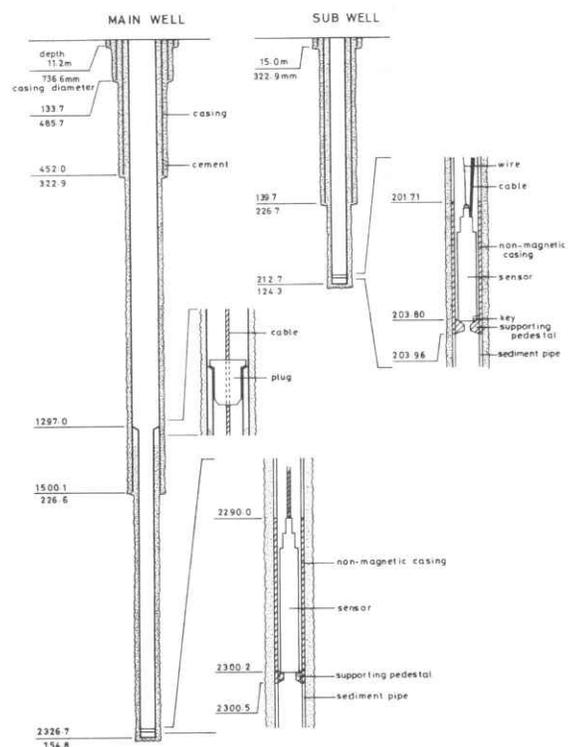


図5 観測井の構造

Fig. 5 Structure of the shimohsa observatipn well.

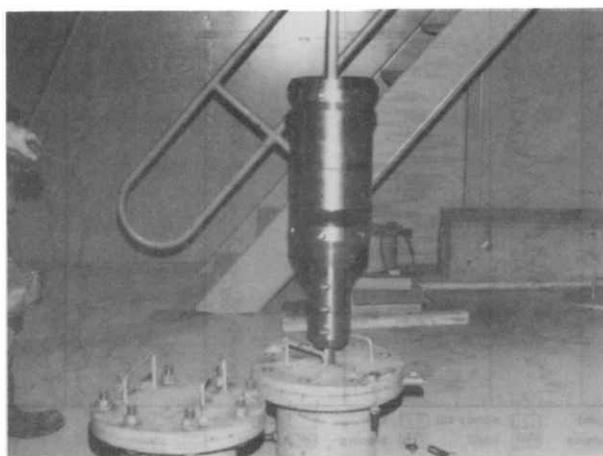


写真1 防振プラグ

Photo. 1 Noise shut plug.

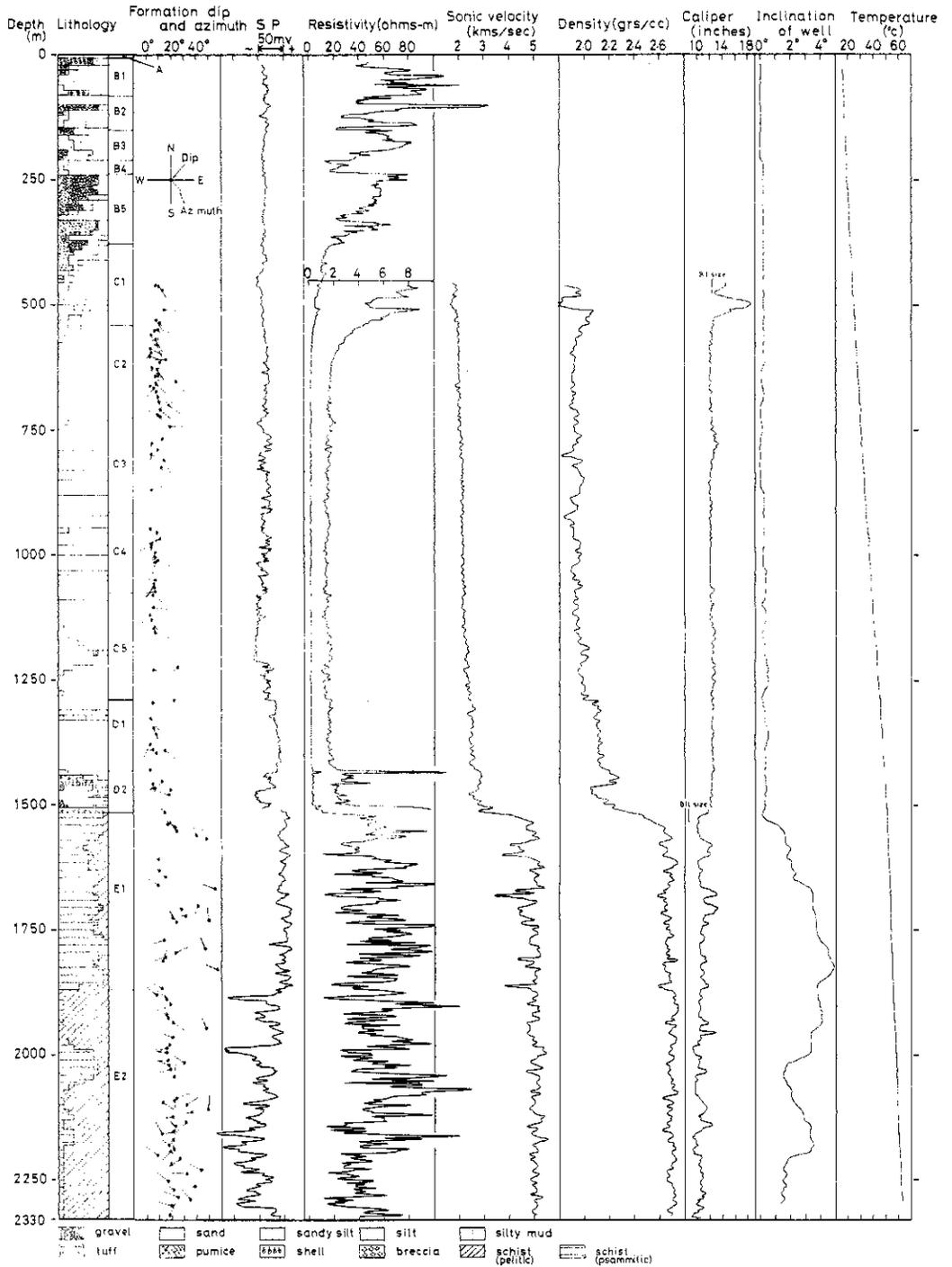


図6 総合柱状図

Fig. 6 Geological column and results of loggings.

は坑内水中の沈澱物をため込み、観測装置の埋没を防ぐためである(1.2.3)。観測装置は沈澱管の上部の設置台(1.2.4)上に設置される。設置台には3方向に切れ目を入れてあり、沈澱物はケーシングと観測装置のすき間を落下し、さらに設置台の切れ目を通して沈澱管にたまる。なお、設置台の中心部はチュービングを通す空隙になっている。

4.10 副観測井

この観測井は、地震工学上重要な地盤の震動特性などを本観測井と比較して観測することや、本観測井用検出器の比較試験などのため作井された。中に設置される速度計、加速度計などは本観測井と同じ性能のものであるため、観測井の仕上げなどは、本観測井と同等であることが要求される。掘削坑径、ケーシングセット状況は図2のとおりである。セメンチングも本井と同じくフルホールセメンチングである。セメンチング状況はセメントボンド検層で確認した。ケーシングセット後の傾斜測定によれば、坑心傾斜は50分以内であった。副観測井の構造は図5に示す。同井には観測装置を定方位に設置するためのキーを備えた非磁性の設置ケーシングが用いられている。この構造は傾斜計用の浅層型地殻活動観測井に用いられているものと同一の構造である(佐藤・高橋, 1978)。

5. 坑井地質

5.1 地質柱状図

ここに示す地質柱状図は、主にカッティングの観察により作成した百分率柱状図である。図6に検層結果と合せて示す。

カッティングはコア試料とちがって循環泥水中から試料を採取するため、

- (1) 試料の採取深度に不確実さがあること。
- (2) 坑壁の崩壊などがあると、試料中に採取深度よりも上位の地層の岩石が混入すること。
- (3) 未固結の砂、泥などは循環泥水中に溶解しやすく、地層の成分構成比と、採取されたカッティングの構成比が違ってくる場合がある。

これらの理由により、掘進中の地層の構成比率と、地表で採取されるカッティングのそれとがかならずしも一致しない。細かな互層や薄層も、カッティングの観察だけでは判別することができない。ただし、コアも常に100%採取できるとは限らず、軟弱な地層や、破碎された地層では、しばしば、まったく採取されない。そのような場合はカッティングの方が情報をもたらしてくれる。しかし、カッティングによる地質柱状図には、コアのような正確さは期待できないので、電気検層などの結果と比較しながら、岩相や地層境界を判断しなければならない。

5.2 岩相層序

本観測井の地質は、地質柱状図、検層結果などにより、上位からA、B、C、D、E層の5層に大別される。なお、以下に示す深度は、すべて地表からの深度である。

5.2.1 A層(深度0m~6m)

埋土(0m~2m), ローム層(2m~4m)および腐植物まじり粘土層から成る.

5.2.2 B層(深度6m~377m)

上部から, B₁, B₂, B₃, B₄, B₅の部層に分けられる. B層は主に砂, 礫, シルトよりなり, 岩相の変化が激しい. 貝化石や植物化石も多く見られる. 主に浅海の堆積物であるが, 一部に淡水堆積物もあると考えられる.

(1) B₁部層(深度6m~82m)

シルト, 砂を主とし, 礫を多く含む. 貝化石片が多く見られるが, 特に深度70m~80mには多量に含まれている

(2) B₂部層(深度82m~143m)

シルトを主とし, 礫, 砂を含む. 深度100m~110mは砂礫層である. 貝化石が普通に見られる.

(3) B₃部層(深度143m~210m)

砂質シルトを主とし, 砂, 礫を多く含む. 火山灰も含む. 貝化石, 植物化石が多く見られる.

(4) B₄部層(深度210m~237m)

シルトを主とし, 砂を含む. 貝化石が普通に見られる.

(5) B₅部層(深度237m~377m)

礫, 砂を主とし, シルト層をはさむ. 礫は中~細の円~亜角礫で, チャート, 砂岩礫が多い. 深度310m~320mには軽石がある. 貝化石が普通に見られる.

5.2.3 C層(深度377m~1289m)

上位よりC₁, C₂, C₃, C₄, C₅部層に分けられ, 砂, 砂質シルト, シルトを主とする浅海から半深海の堆積層である.

C層は下部から上部に向って, 堆積物の粒度が粗-細-粗と変化し, 1回の堆積サイクルをなしている. B層との間には不整合と考えられる.

(1) C₁部層(深度377m~541m)

粗~中砂と砂質シルトを主とし, 礫をはさむ. 貝化石が普通に見られ, 少量の炭質物もある.

(2) C₂部層(深度541m~724m)

主に灰~暗灰色のシルトよりなり, 細粒砂層をはさむ. 貝化石片が普通に見られ, 少量の炭質物も含まれる.

(3) C₃部層(深度724m~916m)

主に灰~暗灰色のシルトまたはシルト質泥よりなり, 細粒砂層をはさむ. 深度750m~760m, 780m~830m, 850m~860mには少量の貝化石片がある. 深度730m~750mには少

量の軽石を含む。少量の炭質物もある。

(4) C₄部層(深度 916m ~ 1076m)

灰~暗灰色のシルト、砂質シルトを主とし、少量の細粒砂層をはさむ。黄灰色の火山灰の薄層も存在する。深度 920m ~ 970m には少量の貝化石片と炭質物が見られる。

(5) C₅部層(深度 1076m ~ 1289m)

主に暗灰色~緑灰色砂質シルトと極細粒~細粒~中粒砂よりなり、少量の細礫も含む。軽石を多く含む。深度 1170m より下部では貝化石が普通に見られる。また、深度 1250m より下には炭質物が見られる。

5.2.4 D層(深度 1289m ~ 1514m)

上位より、D₁、D₂の部層に分けられる。D層は礫、砂、シルトなどよりなり、浅海の堆積物である。C層との間には不整合と推定される。

(1) D₁部層(深度 1289m ~ 1432m)

主に暗灰色のシルトないし砂質シルトよりなり、少量の細粒砂をはさむ。上部には少量の火山灰を含む。深度 1290m ~ 1300m、1320m ~ 1330m には少量の貝化石がある。また、深度 1310m ~ 1330m には炭質物を含む。

(2) D₂部層(深度 1432m ~ 1514m)

主に礫および砂よりなり、灰白色の凝灰岩をはさむ。礫は中~細粒の円~垂円礫で、礫種はチャートが多い。砂は粗~中粒砂が多い。最下部(深度 1506m ~ 1514m)は、暗緑色の角礫岩である。貝化石は全層にわたって普通に見られる。

5.2.5 E層(深度 1514m ~ 2330m)

上位よりE₁、E₂部層に分けられる。D層との間には不整合である。

(1) E₁部層(深度 1514m ~ 1870m)

主に変成度の低い結晶片岩および千枚岩よりなる。全体に石英の量が多く、原岩が砂質であったと推定される。深度 1598.0m ~ 1599.6m のコアによれば、灰白色の部分と灰黒色の部分とが縞状を呈しており、石英脈が不規則に存在する。クラックの一部は鏡肌状を呈しており、また、黄鉄鉱で充てんされているクラックもある。深度 1700m 付近のカッティング中には、少量の緑色岩片が見られる。

(2) E₂部層(深度 1870m ~ 2330m)

低変成の結晶片岩および千枚岩よりなるが、E₁部層と違う点は、カッティングの色が灰黒色で、原岩がE₁部層に比べて泥質なことである。深度 2163.7m ~ 2164.45m、2315.2m ~ 2316.55m、2328.0m ~ 2328.15m の3つのコアとも結晶片岩で、石英脈が不規則に分布している。クラックの一部は鏡肌状で、少量の黄鉄鉱が付着しているものもある。深度 2010m ~ 2040m および 2120m 以下のカッティング中には、少量の緑色岩片が見られ、また、深度 2315.2 ~ 2316.55m のコア中には緑色片岩があることから、火山噴出物起源の変成岩も少

量存在していることがわかる。

6. 物理検層

6.1 実施項目

実施した物理検層の項目と実施深度を次に示す。

検層項目	実施深度(m)
電気検層(比抵抗, SP)	11.2 ~ 947.5
インダクション検層 ^{注1}	452.0 ~ 2328.3
音波検層	452.0 ~ 2329.0
密度検層($\rho - \rho$)	452.0 ~ 2329.5
坑径検層 ^{注2}	452.0 ~ 2329.5
地層傾斜検層	453.0 ~ 2326.0
セメントボンド検層	43.0 ~ 2300.0
坑心傾斜検層	20.0 ~ 2300.0
温度検層 ^{注3}	23.0 ~ 2294.0

これらの検層結果は、セメントボンド検層を除いて図6に示す。なお、セメントボンド検層の結果については4.7で述べた。

6.2 電気検層(比抵抗, SP)

図6に示した比抵抗値は、電極間隔16インチのショートノルマル測定によるものである。比抵抗値は、深度377mまでは $20\Omega\text{-m}$ 以上で変動も大きい。深度377m以深1514mまでは $20\Omega\text{-m}$ 以下となり、特に深度600m~1430m間は $2\Omega\text{-m}$ 程度で、変動もごく小さい。深度1514m以深は、比抵抗値、変動巾とも非常に大きくなる。

C、D層の比抵抗値が小さいのは、後に示すように、コア中の間隙水の Cl^- 濃度が大きいことと対応している。

深度1514m以深は、ちみつな比抵抗値の高い岩石でできている地層であり、変動が激しいのは地層中のクラックや破碎帯の存在によるものと考えられる。

6.3 地層傾斜検層

図6に示した地層傾斜検層の結果は、測定データの中からデータの質の良いものだけを選び出したものである。結果をまとめると、C層は傾斜方向がSW~S~SE、傾斜角が 10° 以

注1：比抵抗、SPも同時に行った。

注2：音波、密度検層時に同時に行った。

注3：作井終了後5ヶ月以上経過してから行った。

下のものが多い。C₃、C₄部層は他の部層に比べて方向のばらつきが少ない。D層は傾斜方向がW～SW～Sで、傾斜角が10°前後である。D₁とD₂部層では傾斜方向が少し異っている。C層とD層を比べると、D層ではSW方向が多いのに対し、C層ではSE方向が多い傾向が見られる。

E層はばらつきが大きいが、傾斜方向がNW～W～SW、傾斜角は10°～50°のものが多い。E₂部層の方が傾斜方向のばらつきが少なく、傾斜角も小さい。なお、E層で得られた測定値は、地層の傾斜そのものではなく、地層中のクラックの傾斜を示している可能性が強い。

6.4 音波検層

音波検層で得られた各層の音波速度は、C層で1.7～2.4 km/sec、D層で2.3～3.3 km/sec、E層で3.4～5.5 km/secの値を示す。C、D層では、深度が大きくなるにつれて速度も大きくなっている。しかし、細かく見ると、D、E層境界以外にも、段階的に速度が増加している箇所があるように見える。このことをはっきりさせるため、検層記録の中から、泥質層の値だけを図示したのが図7である。図7によれば、速度が変化している深度

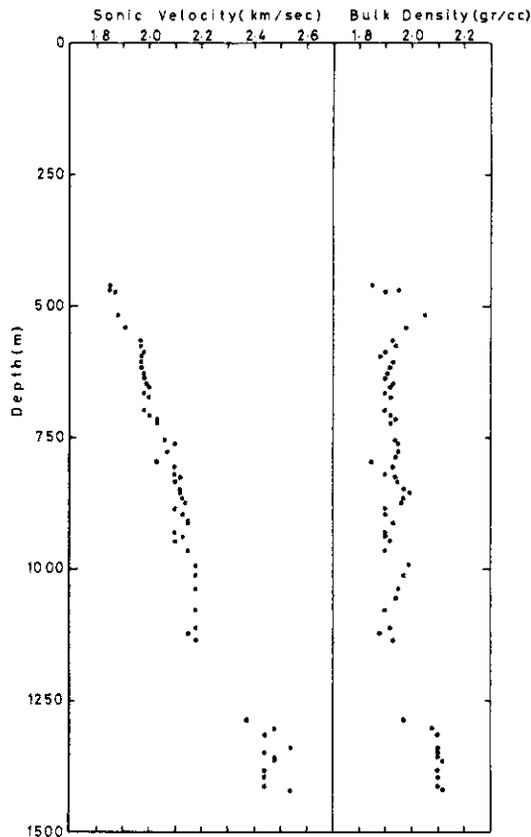


図7 泥質層の音波速度と密度

Fig. 7 Sonic velocities and bulk densities of pelitic strata.

は、520m～540m間、1140m～1290m間であり、725m～755m間にも変化があるように見える。深度520m～540m間はC₁とC₂部層、深度1140m～1290m間はC層とD層の境にそれぞれ対比できる。

E層については、E₁部層よりもE₂部層の方がやや速度が大きく、変動も少ない。深度1580m～1600m、1680m、1710m、1810m、1860m付近では音波速度が大きく低下しているが、この部分は、坑径検層でも坑径が拡大しており、破碎帯あるいはクラックの多い箇所と考えられる。太田ら(1978)は、本観測井において、ウェル・シューテングによって速度構造を求めているが、それによれば、深度500m～1500mで2.1 km/sec、1500m以深で5.0 km/secとなっており、音波検層の結果とよく一致している(6.9参照)。

6.5 密度検層

密度検層で得られた地層密度は、C層で1.8～2.1g/cm³、D層で1.97～2.3g/cm³、E層では2.6～2.75g/cm³である。図7には泥質層の測定値を示す。C層とD層では、密度の差が明瞭に見られる。E層では、E₂部層がE₁部層よりも約0.05g/cm³ほど密度が大きい。

6.6 坑径検層

坑径検層は速度・密度検層の測定値の補正や、坑内容積の計算のために行なわれたが、地質状況の推定資料としても利用することができる。すなわち、崩壊しやすい砂層や礫層では坑径が大きくなり、岩盤の場合は、クラックの多い部分や破碎帯で坑径が大きくなる。深度480～520mの間は坑径が著しく広がっているが、この部分は粗～細砂からなる箇所である。1580～1600m、1680m、1705m、2140mの各深度付近はクラックの多い箇所と考えられる。

6.7 坑心傾斜検層

D層までは坑曲りはほとんどないが、E層になると急に坑曲りが大きくなる。これはE層が主に結晶片岩よりなっており、その片理面が傾斜しているため、坑井が片理面に垂直方向に曲げられるためである。図で傾斜が減少しているところは、傾斜修正掘削を行ったところである。坑心傾斜の方向は、図3に示すように、ほぼ東方向である。

6.8 温度検層

温度検層は作井作業終了後5ヶ月以上経過してから行った。測定は清水で満たされている坑井中に、白金抵抗線温度計を周囲温度となじませながらゆっくり降下させて行った。測定結果は深度25mで15.2℃、深度2294mで62.2℃であった。同時に行った溜点式最高温度計による最高温度は61℃(測定最深深度は2285m)を示した。

細かな地温の変化状況を調べるため、温度検層の拡大図を図8に示す。図8によれば地温の変化は単純でなく、増温率の変曲点と地温の変化する箇所があることがわかる。表4に各深度区間における地温増加率を示す。変曲点のうち、深度1260m、1430m、1520m、1880mは、それぞれ、C₂とD₁、D₁とD₂、D₂とE₁、E₁とE₂の各部層の境界近傍と一致する。45

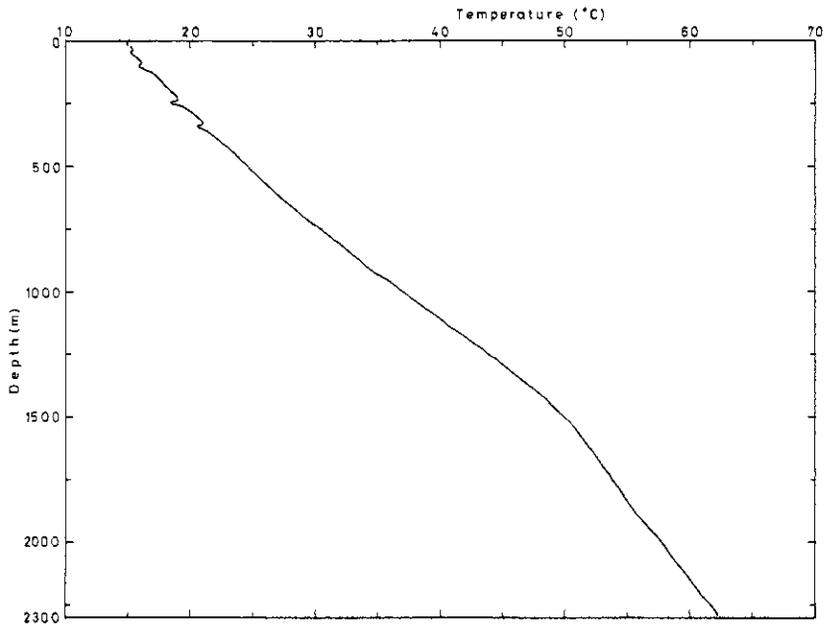


図8 温度検層図

Fig.8 Temperature logging.

表4 地温増加率

Table.4 Geothermal gradient.

深 度 (m)	地温増加率 (°C/100m)
25 ~ 80	1.34
80 ~ 630	2.08
630 ~ 920	2.60
920 ~ 1260	2.80
1260 ~ 1430	2.54
1430 ~ 1520	2.00
1520 ~ 1880	1.44
1880 ~ 2290	1.66

注：深度25 mから2290 m間の平均地温増加率 2.08°C/100 m

m, 103m, 245m, 338mの各深度付近では地温の低下が見られる。これらの深度の地質や比抵抗値を見ると、砂や礫が卓越し、かつ比抵抗値が高くなっている箇所に対応している。このような箇所では地温が低下しているのは、地表から浸透した温度の低い天水が、砂礫層中を活動しているためと考えられる。

6.9 P波・S波速度測定

P波とS波の速度構造を知るために、観測装置設置時と、1980年の保守の際に測定を行った。その詳細はすでに報告されている(太田ら, 1978)ので、測定結果を図9に示し、坑井地質の検討の参考にする。

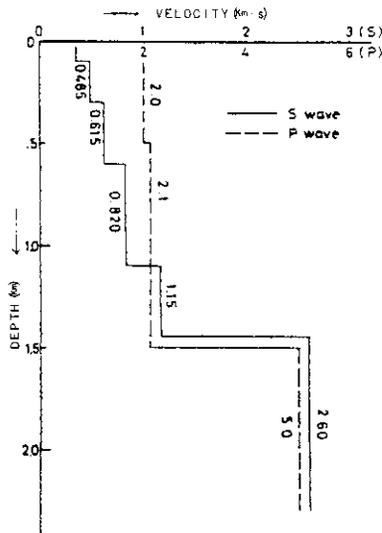


図9 速度構造(太田ら, 1978 による)

Fig. 9 Velocity structure (after Ohta et al, 1978).

7. コア試験

7.1 試験項目

採取されたコアについて各種のコア試験を実施した。コアの採取は、同一岩種で比較するため、泥質部を選んで行った。採取されたコアのうち、コア試験に用いるものは、試験項目に応じて、採取後直ちにパラフィンに密封してブリキ缶に収納するか、またはガラスビンに密封して試験に供した。実施したコア試験項目と、試料採取深度を表5に示す。

7.2 顕微鏡観察およびX線分析

各コアについて薄片を作製し、偏光顕微鏡による観察を行うとともに、No.1~No.9の試料については、X線分析により、構成鉱物の同定を行った。表6に顕微鏡観察およびX線分析によって得られたNo.1~No.9のコアの主な構成鉱物の組成を示す。

No.10~No.12については、顕微鏡観察の結果を記載する。

表 5 コア試験項目

Table 5 List of core tests.

コア番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
コア採取深 (m)	322.0 327.0	486.0 491.0	576.0 581.5	786.0 790.5	948.0 953.0	1102.0 1107.0	1248.0 1254.7	1402.0 1407.0	1485.0 1490.0	1598.0 1600.4	2163.7 2164.5	2316.2 2316.85	分析・測定者
岩 質	砂質 シルト	砂質 シルト	砂質 シルト	シルト 砂質 シルト	細砂 シルト	シルト	シルト	砂質 シルト	細砂 シルト	細砂 精晶片岩	精晶片岩	精晶片岩	
鉱物組成分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	玉野測量設計㈱ 技術研究所
化学分析													〃
自然含水率測定	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	石油資源開発㈱ 技術研究所
孔隙率測定	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	〃
水分分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	〃
有機物分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	〃
圧縮試験	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	玉野測量設計㈱ 技術研究所
圧縮強度測定	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	〃
弾性放熱測定	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	〃
熱伝導測定	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	〃
花粉分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	日本肥料㈱
有孔分析	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	石油資源開発㈱ 技術研究所

注 ○：分析・測定を行ったもの

表 6 構成鉱物

Table 6 Mineral Compositions of cores.

試料番号	試料採取深度 (m)	岩 質	粘 度 鉱 物					石英	長石	雲母	角セ ン石	輝石	岩石 片	軽石 ガラス	微化 石
			モン ロナイト	モリ シロ	クロ セリ ト	セリ サイト	カ オ リ ン								
1	322.30 ~ 322.60	砂質シルト	・	+	+	+	+++	++	+	+	+	+	・	-	
2	486.00 ~ 486.25	砂質シルト	?	+	+	+	+++	++	+	+	+	・	+	-	
3	577.70 ~ 577.96	砂質シルト	?	・	+	+	+++	++	+	+	+	・	・	++	
4	787.32 ~ 787.59	シルト	・	+	+	+	+++	++	+	+	+	・	・	+	
5	948.76 ~ 949.03	砂質シルト	・	・	+	・	+++	++	+	?	+	・	・	++	
6	1105.48 ~ 1105.72	シルト	・	+	+	・	+++	++	+	+	+	+	+	++	
7	1250.47 ~ 1250.72	シルト	・	++	+	・	+++	++	+	+	+	+	+	・	
8	1402.41 ~ 1402.66	砂質シルト	・	++	+	+	+++	++	+	+	+	+	+	+	
9	1485.79 ~ 1486.00	細砂	?	++	・	・	++++	++	+	+	+	++	-	+	

注) +++++ 非常に多い +++ 多い ++ 多量 + 見られる ・ 少ない ? 不明 - ない

(1) No. 10 深度 1599.27m ~ 1599.61m 砂質片岩

片理構造は発達するが、砂岩の組織をかなりよく残している。主成分鉱物は石英、斜長石、セリサイト、石墨で、セリサイトは片状構造に沿って発達し粒径は微細である。副成分鉱物としては、電気石、スフェーン、アクチノライトがごく少量認められる。

(2) No. 11 深度 2164.01m ~ 2164.13m 砂質片岩

No. 10 同様に弱変成の砂質片岩で、砂岩の組織をよく残している。主成分鉱物は石英、斜

長石、セリサイト、石墨で、No. 10にくらべてセリサイトの量が多い。また粒径もNo. 10よりいくらか大きい。

(3) No. 12 深度 2315.98m ~ 2316.07m 緑色片岩

石英、斜長石から成る部分と、アクチノライト、ゾイサイト、パンペリー石から成る部分が片状構造をなし、源岩には火山噴出物がかなり含まれていたと思われる。副成分鉱物としては、方解石、スフェーンが見られる。

7.3 化学分析

化学分析はNo. 10 ~ No. 12の3試料について行った。表7に分析結果を示す。ig. lossの大半は石墨である。

7.4 自然密度測定

測定は容量法によった。測定結果を表8および図10に示す。

B層からD層までは $1.80\text{g}/\text{cm}^3$ から $2.16\text{g}/\text{cm}^3$ を示し、深度の増加に従い測定値も大きくなっている。E層は $2.63 \sim 2.79\text{g}/\text{cm}^3$ である。密度検層結果と比較すると、No. 6を除いてよく一致している。

表7 化学分析結果

Table. 7 Chemical compositions of cores.

試料番号	10	11	12
試料採取深度(m)	1599.27 ~ 1599.61	2164.01 ~ 2164.13	2315.98 ~ 2316.07
岩質	結晶片岩	結晶片岩	結晶片岩
SiO ₂	64.80	72.50	57.30
Al ₂ O ₃	17.40	13.00	19.00
TiO ₂	0.23	0.32	0.41
FeO	2.20	1.00	4.50
Fe ₂ O ₃	0.87	0.39	1.00
MnO	0.03	0.02	0.36
MgO	1.23	0.44	2.10
CaO	1.23	1.18	1.26
Na ₂ O	2.31	3.43	1.51
K ₂ O	4.42	2.74	4.43
H ₂ O(-)	0.12	0.12	0.19
ig. loss	2.94	1.77	4.52
合計	97.78	96.91	96.58

表 8 自然比重, 含水率および間隙水分析結果
 Table. 8 List of bulk densities and water contents of cores and pore water analyses data.

試料 番号	試料採取深度(m)	岩 質	間隙水分析結果 (mg/l)										自 然 比 重	含 水 率 (wt%)		
			希釈率	pH	Cl	Br	I	HCO ₃	NH ₄	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺		Mg ²⁺	GS	JIS
1	322.30 ~ 322.60	砂質シルト	8.90	8.8	63	—	—	556	23	223	151	116	129	1.09	25.31	27.29
2	486.00 ~ 486.25	砂質シルト	8.13	9.0	865	Tr	—	697	75	1585	236	85	610	1.80	24.06	27.80
3	577.70 ~ 577.96	砂質シルト	9.84	8.9	6837	36	6.7	1061	211	5314	423	118	133	1.94	22.62	22.41
4	787.32 ~ 787.59	シルト	10.23	8.7	15739	71	13	752	405	10128	542	118	61	2.00	21.66	22.37
5	948.76 ~ 949.03	砂質シルト	10.11	8.3	16773	70	19	1139	332	10717	618	172	126	1.93	21.95	22.56
6	1105.48 ~ 1105.72	シルト	10.05	8.6	18027	102	21	628	243	11457	593	156	90	2.09	22.99	21.92
7	1250.47 ~ 1250.72	シルト	10.71	8.5	17351	53	14	787	109	11138	728	220	80	1.99	20.60	21.56
8	1402.41 ~ 1402.66	砂質シルト	14.15	8.8	10684	31	5.7	1283	38	7500	113	106	64	2.16	15.21	15.84
9	1485.79 ~ 1486.00	細 砂	14.61	9.0	8960	16	—	1217	20	7232	102	88	80	2.11	14.70	15.10
10	1599.27 ~ 1599.61	結晶片岩												2.63	0.13	0.16
11	2164.01 ~ 2164.13	結晶片岩												2.79	0.03	0.07
12	2315.98 ~ 2316.07	結晶片岩												2.71	0.14	0.14

(注) GS: 地質調査所法 (温度 60℃, 湿度 40% で乾燥させるもの)

JIS: JIS 法 (温度 105℃ で乾燥させるもの)

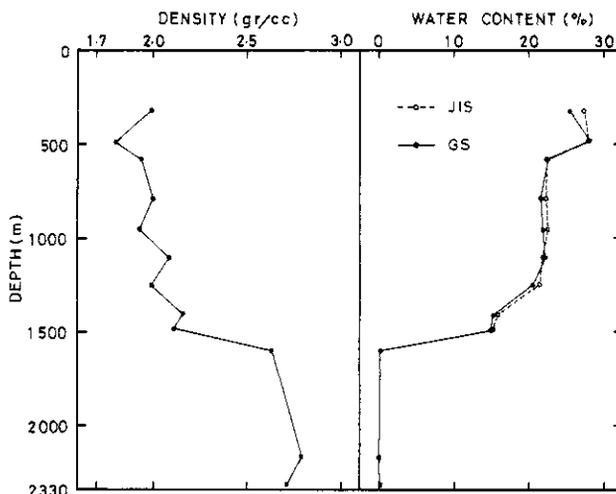


図 10 自然密度と含水率
 Fig. 10 Bulk density and water content.

7.5 含水率測定

含水率の測定は, 湿度 40%, 温度 60℃ の状態で 48 時間保ち, その前後の重量差による方法(地質調査所法, 本島・永田(1973), 以下GS法と略す)と, 温度 105℃ で 24 時間保ち, その前後の重量差による方法(JIS法)の 2 種について行った。

試料中にモンモリロナイトのような含水粘土鉱物を含んでいる場合, JIS法では鉱物中の水まで蒸発させてしまって不都合であるので, そのようなことを生じないGS法を併用し

したものである。結果を表8、図10に示す。

JIS法とGS法の測定値を比較すると、D層までの試料では、No.2、3、6の試料を除き、JIS法の方が、GS法より1.98%から0.40%測定値が大きい。しかし、その差はNo.1の1.98%を除くと、いずれも1%以下の小さなものであり、表6にみられるように、モンモリロナイトの少ないことと一致する。No.2、3、6のものは、わずかながらGS法の方が大きくなったが、これは測定方法からは考えにくいことであり、測定誤差によるものと思われる。E層の試料は含水粘土鉱物を含まないで、両者の差はほとんどない。

GS法の測定値をもとに、D層までの試料について、深さによる含水率の変化を見ると、深度の増加に従って含水率は変化している。大きく変っているのはNo.2とNo.3の間と、No.7とNo.8の間であり、後者の場合はC層とD層の境界と対応できる。また当然のことながら、密度と含水率の間には明瞭な逆相関が見られる。

7.6 間隙水分布

コアの中心部から削り取った試料100gに対して、蒸留水200mlを加えて泥状としたものを4000rpmで30分間遠心分離し、得られた上澄み液について分析を行った。pHについては読取値そのものを、その他の成分については別に求めた希釈率を使い、間隙水の値として求めた。分析結果を表8、図11に示す。

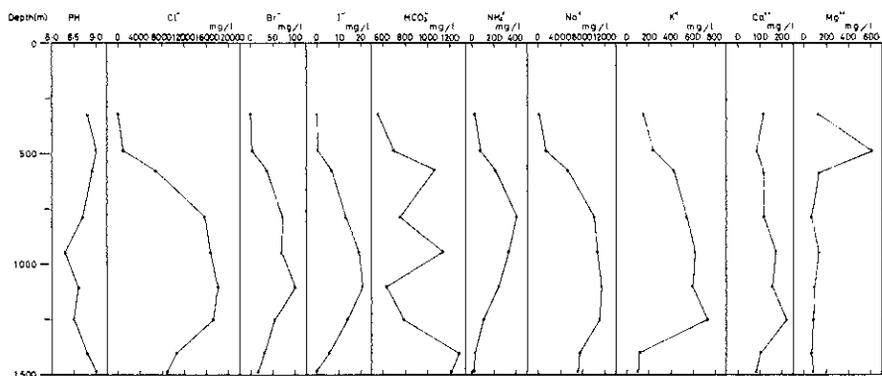


図11 間隙水分析結果

Fig. 11 Results of pore water analyses.

なお希釈率は次の式による。

$$\text{希釈率} = 1 + \frac{\text{加水量}(\text{ml}) \times \text{見かけ比重}}{\text{試料の重量}(\text{g}) \times \text{容積含水比}(\%) \times 1/100}$$

容積含水比の計算にはGS法で求めた含水率を用いている。

pHは8.3から9.0と比較的大きな値を示している。深度との関連は明らかでないが、上部

と下部で大きく、中間の深度で多少小さくなる傾向がある。Cl⁻はNo 1, 2は小さいが、No 3以降急激に濃度が上昇して、No 8以降減少している。Cl⁻の最大値はNo 6の18027mg/lである。Br⁻, I⁻はCl⁻とはほぼ同様な変化の傾向を示す。HCO₃⁻は各試料毎に複雑に変化し、規則性は見られない。Na⁺, 9が他に比較して高い。NH₄⁺はNo 4を最大として、その上下で低くなっている。Na⁺はCl⁻とはほぼ類似した傾向を示す。K⁺はNa⁺に似た傾向を示すが、No 7が最大になることと、No 8, 9で著しく低くなる点で、Na⁺の分布傾向と異なる。Ca²⁺はNo 7までは深さとともに増加しているが、No 8, 9では低くなっている。Mg²⁺はNo 2を除いてほぼ同じ値を示し、深さによる変化は少い。以上をまとめると、間隙水分析結果は、No 7とNo 8との間で間隙水の性質が変化していることを示している。

福田(1979)は、ガス付随水の研究において、Br⁻/Cl⁻, I⁻/Cl⁻, Ca²⁺/Mg²⁺の値が、地層の堆積環境の推定や堆積後の続成作用の研究に重要なことを指摘している。表9にそれらの値を示す。

試料番号	Br ⁻ /Cl ⁻ ×10 ⁻³	I ⁻ /Cl ⁻ ×10 ⁻³	Ca ²⁺ /Mg ²⁺
1	—	—	0.90
2	—	—	0.14
3	5.27	0.98	0.89
4	4.51	0.83	1.93
5	4.17	1.13	1.37
6	5.66	1.16	1.73
7	3.05	0.81	2.75
8	2.90	0.53	1.66
9	1.79	—	1.10

表9 Br⁻/Cl⁻, I⁻/Cl⁻, Ca²⁺/Mg²⁺比
Table 9 Br⁻/Cl⁻, I⁻/Cl⁻ and Ca²⁺/Mg²⁺ ratios in pore water.

7.7 コアガス分析

分析値を表10に示す。CH₄はC, D層中で4.28～13.96ml/kgの範囲にあり、C層の平均は7.56ml/kg, D層の平均は7.57ml/kgである

7.8 有機物分析

全有機炭素と石油化度は次の式によって計算する。

$$\text{全有機炭素(\%)} = \text{不溶性有機炭素(\%)} + \text{抽出性有機物(\%)} \times 0.85$$

$$\text{石油化度} = \text{炭化水素} \times 0.86 / \text{全有機炭素}$$

分析結果を表11, 図12に示す。全有機炭素の平均は、C層0.049%, D層0.032%である。抽出性有機物の平均は、C層0.049%, D層0.032%である。全有機炭素, 抽出性有機物, 炭化水素ともB, D層で低く、C層で高い。

表10 コアガス分析結果

Table 10 Volume of gasses in cores.

試料番号	採取深度 (m)	岩質	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₈	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₄ H ₁₀	i-C ₅ H ₁₂	n-C ₅ H ₁₂
1	325.00~325.08	砂質シルト	0.08	0.0095	0	0.0020	0.0171	0	0
2	488.75~488.90	シルト	6.18	0.1225	0	0	0	0	0
3	581.45~581.50	シルト	4.28	0.0016	0	0	0	0	0
4	790.40~790.50	砂質シルト	13.96	0	0	0	0	0	0
5	952.32~952.40	細砂	5.33	0	0	0	0	0	0
6	1102.45~1102.55	シルト	8.64	0	0	0	0	0	0
7	1250.44~1250.47	シルト	6.95	0	0	0	0	0	0
8	1402.00~1402.16	砂質シルト	9.64	0	0	0	0	0	0
9	1485.45~1485.52	細砂	5.51	0	0	0	0	0	0

(ml/kg)

表11 有機物分析結果

Table 11 Volume of organic matters in cores.

試料番号	試料採取深度(m)	岩石	全有機炭素(%)	抽出性有機物(%)	炭化水素(ppm)			石油化度
					飽和	芳香族	計	
1	323.24~323.52	砂質シルト	0.17	0.023	38	30	68	0.0344
2	488.50~488.75	砂質シルト	0.33	0.053	226	61	287	0.0748
3	581.24~581.35	シルト	0.46	0.059	158	49	207	0.0387
4	785.00~785.25	シルト	0.43	0.050	66	36	102	0.0191
5	952.40~952.60	細砂	0.58	0.044	54	38	92	0.0136
6	1106.60~1106.80	シルト	0.43	0.061	217	53	270	0.0540
7	1248.81~1248.91	砂質シルト	0.34	0.029	21	17	38	0.0096
8	1403.39~1403.64	砂質シルト	0.17	0.027	24	21	45	0.0228
9	1485.00~1485.25	細砂	0.20	0.036	29	19	48	0.0206

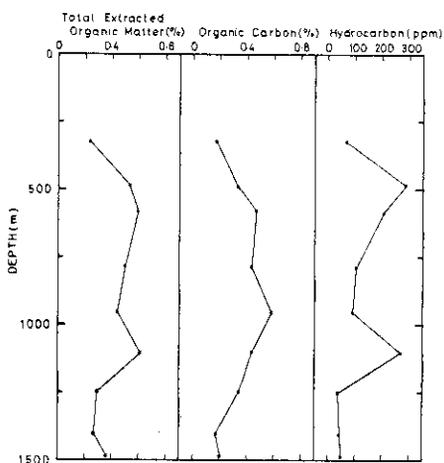


図12 有機物分析結果
Fig. 12 Results of organic matter analyses.

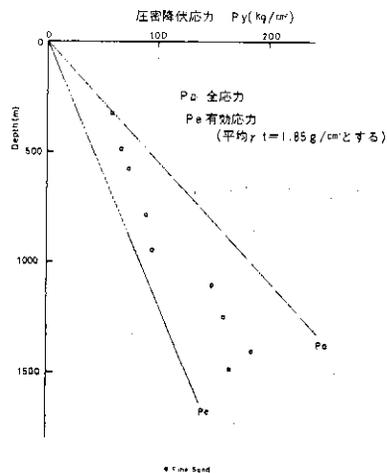


図13 圧密試験結果
Fig. 13 Results of consolidation test.

7.9 圧密試験

用いた装置は三連式大型高圧圧密試験機で、載荷装置は二重レバー方式(レバー比100:1)である。

供試体は、パラフィンで密封したコアの中心部を注意深く整形して、直径30mm、高さ20mmの円筒形にしたものである。試験結果を表12に示す。表12には同時に行った土質試験結果も示す。表12のうち、No.9の試料は細砂であり、測定値の比較には適当でないと思われる。またNo.5の試料も、他の試料に比べるとより砂質な傾向である。図13には、圧密降伏応力と試料採取深度の関係を示す。図中で、 P_a は平均湿潤密度を1.85とした時の全応力で、 P_e は地層が水で満たされて浮力が働いているとした時の有効応力である。 $P_y - P_e$ を見ると、No.9を除いて、No.5とNo.6の間、No.7とNo.8の間に不連続が見られる。福田ら(1976)は、 $P_y - P_e$ の変化によって不整合を推定できる事を示している。本観測井では、No.7とNo.8の間の不連続はC層とD層の間の不整合に対比できる。No.5は他の試料に比べて砂質であるために低い値を示している可能性がある。C層とD層の間の不連続は、表12の含水比、湿潤密度、間隙率などの測定結果にも明瞭に現われている。

表 12 圧密試験結果
Table. 12 Data of consolidation test.

試料番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
深 度 (m)	324.08 324.35	486.78 487.00	577.96 578.22	787.59 787.86	949.10 949.36	1104.20 1104.45	1248.56 1248.81	1402.73 1402.98	1486.10 1486.35	
岩 質	シルト	シルト	シルト	シルト	シルト	シルト	シルト	シルト	細砂	
試料の 状態	土粒子の比重 G_s	2.649	2.665	2.707	2.649	2.642	2.652	2.725	2.718	2.712
	含水比 w (%)	33.7	36.2	31.9	31.2	30.5	28.5	27.2	21.3	20.2
	湿潤密度 γ_t (g/cm ³)	1.849	1.830	1.868	1.871	1.859	1.907	1.931	2.059	2.072
	間隙比 e	0.916	0.983	0.911	0.858	0.854	0.787	0.795	0.601	0.573
	間隙率 n (%)	47.8	49.6	47.7	46.2	46.1	44.0	44.3	37.5	36.4
飽和度 S_r (%)	97.5	98.2	94.8	96.3	94.4	96.1	93.2	96.3	95.6	
圧密 試験	圧密降伏応力 P_y (kg/cm ²)	59.0	67.0	74.0	90.0	95.0	149.0	160.0	184.0	164.0
	圧縮指数 C_c	0.418	0.525	0.610	0.585	0.535	0.617	0.640	0.454	0.353
	圧密係数 C_v (cm ² /min)	2.31×10^{-1}	2.21×10^{-1}	2.88×10^{-1}	2.10×10^{-1}	2.84×10^{-1}	1.28×10^{-1}	2.47×10^{-1}	3.21×10^{-2}	2.36×10^{-1}
	透水係数 K (cm/min)	2.84×10^{-7}	2.59×10^{-7}	3.31×10^{-7}	1.57×10^{-7}	2.56×10^{-7}	7.72×10^{-8}	1.07×10^{-7}	1.47×10^{-8}	1.03×10^{-7}
体積圧縮係数 m_v (cm ³ /kg)	1.23×10^{-3}	1.17×10^{-3}	1.15×10^{-3}	7.46×10^{-4}	9.03×10^{-4}	6.03×10^{-4}	4.32×10^{-4}	4.57×10^{-4}	4.35×10^{-4}	

7.10 圧縮強度測定

測定結果を表13および図14に示す。

最大差圧力、降伏差応力とも深度の増大に従って大きくなる傾向が見られる。

表13 圧縮強度測定結果
Table. 13 Data of Compression test.

試料番号	試料採取深度(m)	岩質	最大差応力 (kg/cm ²)	最大差応力 時の変化(%)	降伏差応力 (kg/cm ²)	降伏差応力 時の変化(%)	備考
1	323.85 ~ 324.08	砂質シルト					成形できず
2	487.73 ~ 488.00	砂質シルト					成形できず
3	578.22 ~ 578.48	砂質シルト	60	1.18	48	0.82	
4	785.92 ~ 786.16	シルト	80	1.58	77	1.56	
5	951.62 ~ 951.89	砂質シルト	70	1.34	57	0.78	
6	1104.64 ~ 1104.90	シルト	87	1.03	84	0.86	
7	1250.79 ~ 1251.04	シルト	120	1.05	110	0.74	
8	1404.56 ~ 1404.78	砂質シルト	168	1.62	156	1.23	
9	1486.46 ~ 1486.68	細砂					成形できず
10	1599.07 ~ 1599.27	結晶片岩	1090	2.19	1090	2.19	

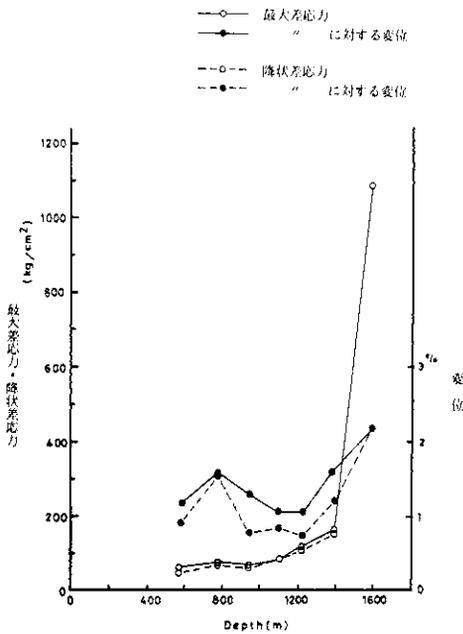


図14 圧縮強度
Fig. 14 Compressive strength.

7.11 弾性波伝播速度測定

供試体はコアを直方体に整形したもので、上下(Z)方向とそれに直交する水平2方向(X・Y)の3方向について、湿潤および乾燥状態で測定を行った。

測定に用いた測定器は、開発電子測器研究所製SLS-1002D超音波伝播速度測定器で、発振周波数はP波用400kHz、S波用40kHzである。

測定結果は表14に示す。D層までの試料は、団結が弱いため、測定中に崩壊するもの

が多い。

表 14 弾性波伝播速度測定結果

Table. 14 List of P and S wave velocities of cores.

試料 番号	試料採取 深度(m)	岩 質	測定 状態	P-S	Z			X			Y			平均速度 (m/sec)	備 考		
					長 さ (mm)	時 間 (μ sec)	速 度 (m/sec)	長 さ (mm)	時 間 (μ sec)	速 度 (m/sec)	長 さ (mm)	時 間 (μ sec)	速 度 (m/sec)				
1	322.94 323.24	砂 質 シルト	湿 乾 S	P	70.80	60.0	1180	56.20	52.5	1070				(1125)	試料崩壊		
				P	50.10	68.0	737								(737)	"	
				S													"
3	576.00 576.27	砂 質 シルト	湿 乾 S	P	66.70	32.3	2065	60.20	30.0	2007	55.65	26.2	2124	2065	試料崩壊		
				S													"
				P	55.25	43.3	1276	48.90	30.0	1630	55.15	38.3	1440	1449	"		
7	1249.90 1250.12	シルト	湿 乾 S	P	63.30	29.6	2139	55.20	24.2	2281	51.30	23.1	2221	2214	"		
				S	63.30	65.3	969	55.20	56.4	979	51.30	51.7	992	980	"		
				P	63.30	52.2	1213	55.20	31.7	1741	51.30	30.0	1710	1555	"		
8	1403.14 1403.39	砂 質 シルト	湿 乾 S	P	63.30	78.0	812	55.20	63.0	876	51.30	60.0	855	848	"		
				S	71.60	32.3	2217	56.50	23.8	2374	52.40	22.2	2360	2317	"		
				P	71.60	65.3	1137	56.50	48.9	1155	52.40	44.8	1170	1154	"		
9	1488.81 1489.05	細 砂	湿 乾 S	P	71.60	53.8	1331	56.50	30.0	1883	52.40	25.6	2047	1754	"		
				S	71.60	75.0	955	56.50	53.0	1066	52.40	52.0	1008	1010	"		
				P	61.00	34.3	1778	50.06	31.4	1594	48.90	25.7	1903	1758	試料崩壊		
10	1598.31 1598.59	結 晶 片 岩	湿 乾 S	P	50.40	52.1	967							(967)	"		
				S												"	
				P	70.30	11.7	6009	61.70	10.8	5713	53.50	10.8	4954	5559	"		
12	2315.20 2315.36	結 晶 片 岩	湿 乾 S	P	70.30	17.8	3949	61.70	20.0	3065	53.50	16.4	3264	3432	"		
				S	70.30	12.3	5715	61.70	10.8	5713	53.50	11.5	4652	5360	"		
				P	70.30	31.1	2260	61.70	21.1	2924	53.50	18.8	2846	2677	"		
12	2315.20 2315.36	結 晶 片 岩	湿 乾 S	P	59.50	13.1	4542	51.20	9.0	5687	51.60	8.3	6217	5483	"		
				S				51.20	19.9	2573	51.60	13.2	3909	(3241)	試料崩壊		
				P				51.20	9.0	5689	51.60	8.5	6070	(5880)	"		

崩壊の著しいNo.1とNo.9の試料を除くと、C、D層の測定値(3方向の平均)は、P波湿潤速度が2065～2317m/sec、P波乾燥速度が1449～1754m/sec、S波湿潤速度が980～1154m/sec、S波乾燥速度が796～1010m/secである。P波、S波とも深くなるに従って速度が大きくなっている。試料の方向による速度の差はあまりない。

音波検層の結果と比較すると、D層までのP波湿潤速度はほぼ一致する。また太田ら(1978)のS波速度測定の結果と、S波湿潤速度もほぼ一致している。

E層の3方向平均速度は、P波湿潤速度が5483～5559m/sec、乾燥速度が5360m/sec、S波湿潤速度が3432m/sec、乾燥速度が2677m/secとなっている。試料の方位のちがひによる速度の相違は大きく、P波湿潤速度の場合で、1500m/sec以上の差が見られる。これは試料が結晶片岩のため、片理の方向によって速度の異方性が現れるためと考えられる。

7.12 熱伝導度測定

測定方法は分割棒法によった。分割棒法を用いた理由は、同法が未固結の試料でも固結した試料でも測定が可能で、かつ試料の整形が容易で、整形による試料の変質が少ないためである。また少量の試料でも測定ができる。

測定結果を表15に示す。B層からD層までの4個の平均は $3.33 \times 10^{-3} \text{ Cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{C}^\circ$ 、

表15 熱伝導度測定結果
Table. 15 Results of heat conductivity test.

試料番号	試料採取深度(m)	岩質	熱伝導度 $\times 10^{-3}$ cal/cm ² ·sec °C	地温増加率* $\times 10^{-4}$ °C/cm	地殻熱流量 $\times 10^{-6}$ cal/cm ² ·sec	備考
1	322.94 ~ 323.24	砂質シルト	3.0	2.08	0.60	
3	576.00 ~ 576.27	砂質シルト	2.4	2.08	0.50	
7	1249.90 ~ 1250.12	シルト	4.2	2.80	1.18	
8	1403.14 ~ 1403.39	砂質シルト	3.7	2.54	0.94	
9	1488.81 ~ 1489.05	細砂				成形できず
10	1598.31 ~ 1598.59	結晶片岩	3.8	1.44	0.55	
12	2315.20 ~ 2315.36	結晶片岩	2.7			温度測定値なし

(注)* : 表4参照

E層は 3.25×10^{-3} cal/cm²·sec °Cで両者の差はほとんどない。表15には温度検層で得られた地温上昇率を用いて、地殻熱流量も計算している。それによれば、B層からD層までの平均は 0.81×10^{-6} cal/cm²·sec、E層は 0.55×10^{-6} cal/cm²·secとなり、基盤岩とその上部の地層とでは、地殻熱流量が多少異っている。上下方向の熱移動しかないと仮定すれば、地層が異っても得られる熱流量は同じになるはずであるので、この相違が何によるものなのは明らかでない。測定数が少ないことによるバラツキとも考えられる。

全部の測定値を平均すると、 0.75×10^{-6} Cal/cm²·secとなる。Uyeda and Horai (1964)、Tsukahara (1976)による関東地方の地殻熱流量の測定によれば、関東平野内では $0.54 \sim 0.76 \times 10^{-6}$ Cal/cm²·secとなっている。今回得られた地殻熱流量もこれまでの測定値と良く一致しており、関東平野の低い地殻熱流量の特徴を示している。

7.13 花粉孢子分析

分析方法は次のとおりである。まず乾燥試料20gを取り、HFとHClで処理してケイ酸塩、炭酸塩鉱物を溶解する。次に重液で有機物を浮上させ採取する。採取したものをアセトリシス処理およびKOH処理し、十分に水洗した後グリセリンゼリーでプレパラートに封入して検鏡した。分析に用いた試料は表16のとおりである。また分析結果は表17に示す。分析によって得られた主な花粉化石の産出頻度を図15に示す。

以下に各試料ごとの花粉の産出の特徴を述べる。

- (1) No.1 : AP-1(針葉樹花粉)は少なく、*Abies* (モミ属)、*Pinus* (マツ属)、*Tsuga* (ツガ属)、*Taxodiaceae* (スギ科)等があるが、全体の6%だけである。AP-2(広葉樹花粉)は *Alnus* (ハンノキ属)が良好に検出される。他に *Corylus* (ハシバミ属)、*Fagus* (ブナ属)、*Lepidobalanus* (コナラ亜属)、*Zelkova* (ケヤキ属)が低率で検出される。AP-2は全体の約19%である。NAP(草本類)は *Gramineae* (イネ科)が非常に多く、他に *Cyperaceae* (スゲ科)、*Haloragis* (アリノトウグサ属)、*Artemisia* (ヨモギ属)が検出される。NAPは全体の64.8%を占める。

表 16 花粉分析試料

Table 16 Samples for pollen analysis.

試料番号	試料採取深度(m)	岩 質	花粉産出状況
1	322.00 ~ 322.30	砂質シルト	多 い
2	488.90 ~ 489.00	シルト	普 通
3	581.35 ~ 581.45	シルト	普 通
4	785.38 ~ 785.52	シルト	普 通
5	952.60 ~ 952.80	シルト砂質	普 通
6	1106.60 ~ 1106.80	シルト	少 な い
7	1248.91 ~ 1249.06	砂質シルト	普 通
8	1404.08 ~ 1404.22	細 砂	非常に少ない
9	1485.00 ~ 1485.25	細 砂	少 な い

表 17 花粉分析結果

Table 17 Results of pollen analysis.

Sample No. and Depth (m)	Pollen and Spores								
	1 322.00-322.30	2 488.90-489.00	3 581.35-581.45	4 785.38-785.52	5 952.60-952.80	6 1106.60-1106.80	7 1248.91-1249.06	8 1404.08-1404.22	9 1485.00-1485.25
Abies	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Picea	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pinus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Laurel or Pseudotsuga	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fraxus sieboldii	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fraxus diversifolia	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Taxodiaceae	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sciadopitys	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Metasequoia, Sequoia	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Platanus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Podocarpus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E AF-1 (N)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E AF-1 (S)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Alnus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Coryca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juglans	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Platanocarya	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Salis	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Amygd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Betula	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Carpinus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Castanea	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Castanea, Castanopsis	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fagus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cyrtobalanopsis	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Lepidobalanus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sphenarcthe	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ulmus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Salicaceae	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ulmaceae	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Violaceae	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Coriariaceae ?	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Buxus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Tilia	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rhamnus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Spyralocea	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Osmanthus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fraxinus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Viburnum ?	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Acer	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aecolus	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E AF-2 (N)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E AF-2 (S)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E AP (N)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E AP (S)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

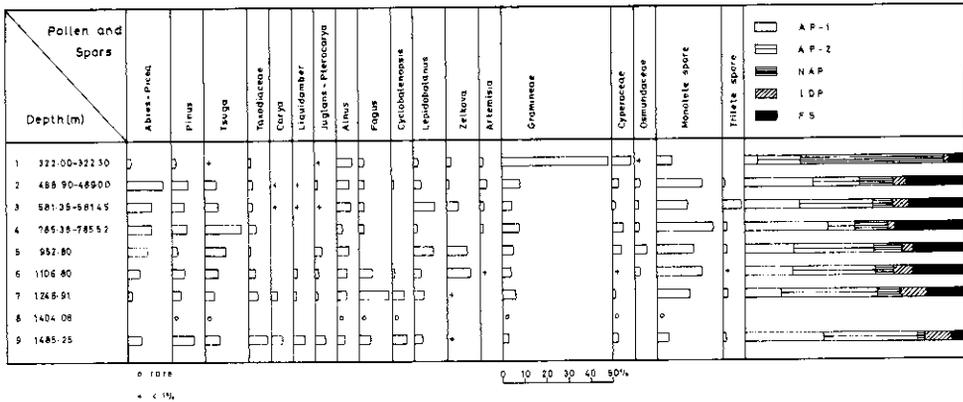


図 15 主な花粉化石の産出頻度分布
 Fig. 15 Distribution of major pollens.

- (2) No 2 : AP-1 は *Picea* (トウヒ属), *Pinus*, *Tsuga* 等が多く, 全体の31%を占める. AP-2 は *Alnus* がやや多量に検出されるほか, *Juglans* (クルミ属), *Pterocarya* (サワグルミ属), *Corylus*, *Carpinus* (クマシテ属), *Fagus*, *Cyclobalanopsis* (アカガシ属), *Lepidobalanus*, *Zelcova* 等の多くの種類が少量ずつ検出される. この試料には *Carya* (カリヤ属), *Liquidambar* (フウ属) も1個あるが, 個数が少なく, 下位からの混入の疑いもあり, 確実に存在するとはいえない.
- (3) No 3 : No 2 とほぼ同様な産出状況を示すが, AP-1 がやや減少し, AP-2 がやや増加している.
- (4) No 4 : AP-1 は *Tsuga* が多くなり, AP-1 の割合も増加する. AP-2 は相対的に減少している.
- (5) No 5 : *Picea*, *Pinus*, *Tsuga* 等の AP-1 がやや減少し, 逆に *Alnus*, *Corylus*, *Lepidobalanus*, *Zelcova* 等の AP-2 が増加する.
- (6) No 6 : AP-1, AP-2 とともに No 5 とあまり変わらないが, *Liquidambar* が検出されることが特徴である.
- (7) No 7 : AP-1 は減少し, AP-2 が増加する. *Carya*, *Liquidambar*, *Nyssa* (ニッサ属) なども検出される.
- (8) No 8 : 花粉の数は少ない.
- (9) No 9 : AP-1 は *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae* 等が良好に検出される. AP-2 も *Pterocarya*, *Alnus*, *Fagus*, *Cyclobalanopsis*, *Carya*, *Liquidambar* などが普通に検出される.

7.14 有孔虫分析

有孔虫分析は、コア9個のほかに、カッティング18個について行った。分析は試料から乾燥重量100gを秤量し、ナフサ法により試料を泥化させ、120メッシュの水洗残渣について、浮遊性有孔虫、底生有孔虫を各々無作為に200個体(200個体未満の時は全個体)抽出して行った。

カッティングによる分析は、コアによる分析に較べると分析精度が悪いと思われるが、コアの採取数が少なく、コアのみでは十分な分析ができないので、カッティングも用いた。

試料の深度および検出された有孔虫の個体数を、表18と図16に示す。分析結果はコアとカッティングに分けて表19に示す。図17には主な浮遊性種の産出頻度を、また、図18には主な底生種の産出頻度を示す。

表 18 有孔虫分析試料および産出個数

Table 18 Samples for foraminifera analysis and number of foraminifera.

試料 番号	採 取 深 度 (m)	コア・カッ テングの別	岩 質	200 g 中の有孔虫数			浮遊性種 の比率(%)
				浮遊性種	底生種	合 計	
1	80~100	カッティング	シルト	0	0	0	—
2	160~180	カッティング	砂質シルト	169	106	275	61
3	220~240	カッティング	シルト	0	0	0	—
4	323.24~328.28	コア	砂質シルト	0	0	0	—
5	400~420	カッティング	砂質シルト	8	21	29	27
6	440~460	カッティング	砂質シルト	32	152	184	17
7	488.50~488.75	コア	砂質シルト	0	0	0	—
8	490~500	カッティング	シルト	0	0	0	—
9	520~540	カッティング	シルト	55	203	258	21
10	581.24~581.35	コア	シルト	280	360	640	44
11	620~640	カッティング	シルト	256	223	479	53
12	660~680	カッティング	シルト	832	544	1376	60
13	720~740	カッティング	シルト	340	596	936	36
14	785.00~785.05	コア	シルト	520	208	728	71
15	820~840	カッティング	シルト	475	91	566	84
16	880~900	カッティング	シルト	704	440	1144	62
17	952.40~952.60	コア	細砂	776	424	1200	65
18	980~1000	カッティング	砂質シルト	361	45	406	89
19	1040~1060	カッティング	シルト	262	83	345	76
20	1106.60~1106.80	コア	シルト	488	1544	2032	24
21	1140~1160	カッティング	砂質シルト	107	178	285	38
22	1180~1200	カッティング	細砂	448	632	1080	41
23	1248.81~1248.91	コア	砂質シルト	30	69	99	30
24	1280~1300	カッティング	砂質シルト	21	112	133	16
25	1340~1360	カッティング	シルト	56	209	265	21
26	1403.39~1403.64	コア	砂質シルト	232	360	592	39
27	1485.00~1485.25	コア	細砂	456	1544	2000	23

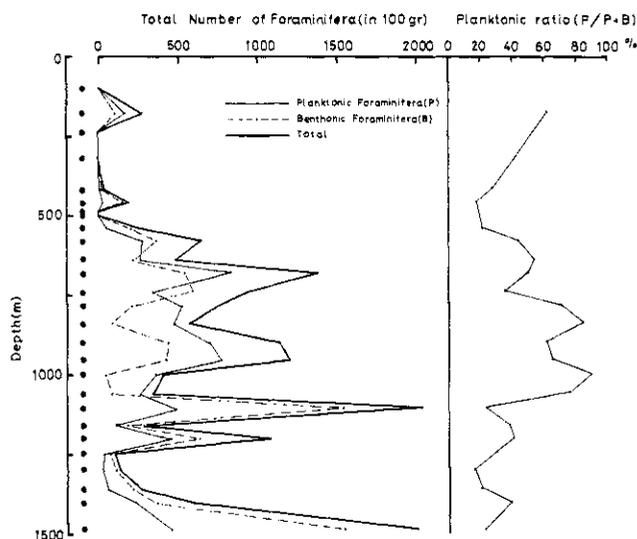


図16 有孔虫の産出個数と浮遊性種の比率

Fig. 16 Number of foraminifera and planktonic ratio.

8. 考 察

8.1 検層およびコア試験結果の検討

8.1.1 検層結果の比較

各種検層およびコア試験結果を比較検討する。電気検層とコアの間隙水分析結果を見ると、比抵抗曲線と Cl^- 濃度間には相関があり、 Cl^- 濃度が高い部分は比抵抗値が小さいことがわかる。浅い部分について見ると、C層のNo.3のコアまでがそれ以深に比べて Cl^- 濃度が低い。比抵抗曲線は、深度600m付近まで比抵抗値が徐々に低下しており、天水が深度600m付近にまで侵入していると考えられる。河井(1961)による関東平野の深度600mの Cl^- 等濃度線図によれば、下総井付近は Cl^- 濃度5~10g/lの範囲に入り、間隙水分析の結果と一致する。同じく河井によれば、下総井に隣接する船橋ガス田では下総層群と上総層群とでは Cl^- 濃度に大きな相違があり、上総層群になると Cl^- 濃度が急増加する。下総井ではC層になってから Cl^- 濃度が増加しており、 Cl^- 濃度の面からは、C層は上総層群に属すると思われる。D層はC層下部に比べて比抵抗値が高く、 Cl^- 濃度もC層下部よりも小さくなっている。

次に音波検層と密度検層の結果を見る。B層の測定がないので、B層とC層との相違はわからないが、C、D、E層とも、層の境界で音波速度、密度とも変化している。

これらの測定結果を、他の坑井の結果と比較すると、C層の音波速度は、岩槻井のC層

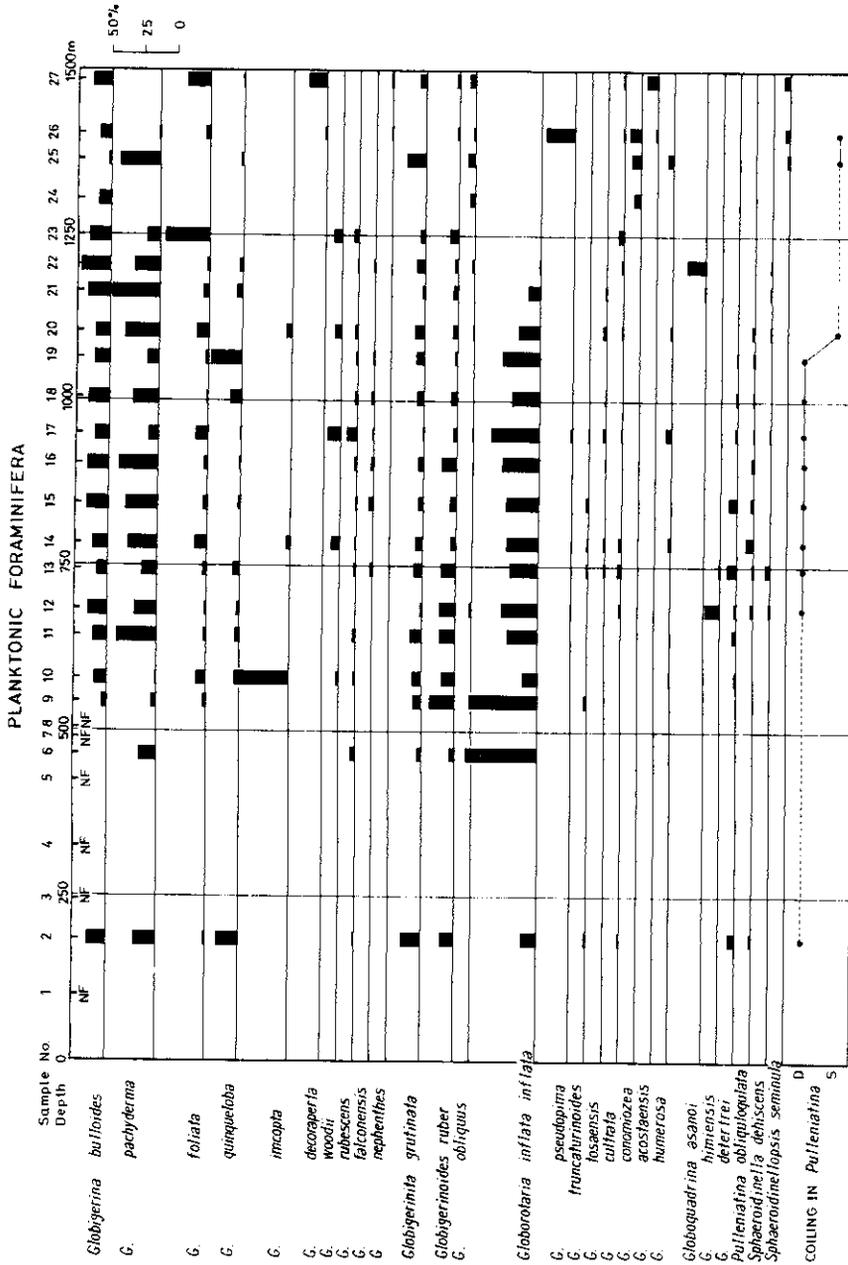


図 17 主な浮遊性有孔虫の産出頻度分布
Fig. 17 Distribution of major planktonic foraminifera.

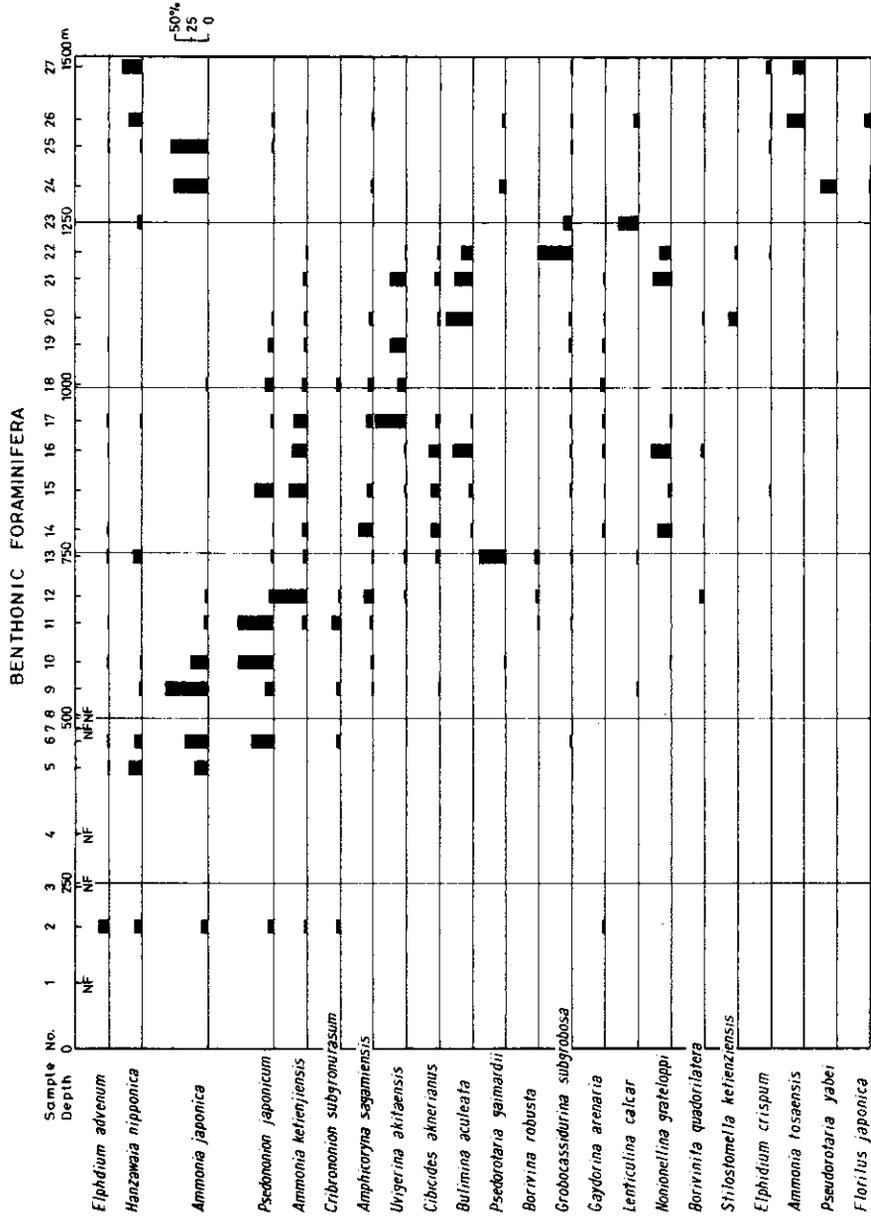


図18 主な底生有孔虫の産出頻度分布
Fig. 18 Distribution of major benthonic foraminifera

(高橋ら, 1983, 鈴木ら, 1981)や, 川崎微小地震観測井のK層(田中ら, 1978)とほぼ同等である。岩槻井のC層と川崎井のK層はいずれも上総層群に対比されている。D層の音波速度は, 岩槻井のD層(楊井層に対比)と同じかやや小さい値を示す。C層の密度検層結果は川崎井のK層とほぼ一致し, またD層の結果は, 岩槻井のD層下部およびE層(福田層に対比)よりもわずかに小さい値を示す。下総井のE層の音波速度, 密度は, いずれも岩槻井の基盤層(G, H層)とほぼ同等である。

下総井の近傍で行われた弾性波探査の結果と, 音波検層結果とを比較する。谷田部-飯能の屈折波測線(石井, 1965)とは距離が離れているため, 直接比較はできないが, 谷田部-飯能測線では関東平野の基盤のP波速度として約5 km/secが得られており, 下総井のE層の音波速度と一致している。石井(1965)によれば関東平野中央部では, 基盤の上に3 km/sec程度の層が厚く分布するが, 下総井では非常に薄い。嶋ら(1981)による夢の島-筑波山屈折探査測線では, 地表から順に, $V_p = 1.83 \text{ km/sec}, 2.6 \text{ km/sec}, 5.6 \text{ km/sec}$ となり, 基盤は北へ向って段階的に浅くなるとされている。この結果は下総井の音波検層結果と合う。谷田部-久留里反射測線は, 下総井の東側を南北に走っている(石井, 1965)。その結果によれば, 下総井近傍では深度1700m付近に基盤の反射が見られ, 南に向って深くなっている。この反射層は下総井のE層と同一層と考えられる。

温度検層の結果を岩槻井の結果(鈴木ら, 1981)と比較すると, 坑口付近から坑底までの地温増加率の平均は, いずれも約 $0.02 \text{ }^\circ\text{C/m}$ である。しかし, 下総井では基盤岩中の増加率が上部堆積層の増加率よりも小さいのに対し, 岩槻井では逆の結果を示している。

8.1.2 地層傾斜検層による構造の推定

地層傾斜検層結果によれば, C, D層に関しては, 地層傾斜は全体にゆるく, 10° 以下がほとんどである。傾斜の卓越方向としては, D層は南からやや西寄り, C層は南からやや東寄りが多いという多少のちがいがあがるが, 全体としては南方向が多く, 層準のちがいによる大きな変化は認められない。

基盤の構造を反映していると考えられる重力のブーゲー異常図(Matsuda and Suda, 1964)によれば, この地域では南に向ってブーゲー異常値が低くなっており, 基盤が東京湾の方向へ深くなって行くと考えられる。検層結果は, 基盤の傾斜に応じて, その上位のC, D層も東京湾方向へ傾斜していることを示している。

8.1.3 間隙水分析結果の検討

ガス付随水と間隙水とでは, その地層中の存在状況が異なると考えられるから, 両者を直接に比較することには多少問題があると考えられるが, 関東平野の各坑井のガス付随水の分析結果(福田, 1979)と, 下総井の間隙水分析結果を比較してみる。下総井の間隙水の各成分は, $\text{K}^+, \text{NH}_4^+, \text{HCO}_3^-$ などの一部の成分を除いて, 九十九里地域, 東京湾岸地域, 成田地域のガス付随水の分析値よりも低く, 竜ヶ崎, 野田, 草加など内陸部のものとほぼ同

程度の値を示している。I⁻/Cl⁻、Br⁻/Cl⁻についても同様な傾向が見られる。Br⁻、I⁻の濃度が低いのは、磯村(1967)が指摘しているように、下総井が堆積盆の縁辺部に位置しているためであろう。Ca²⁺/Mg²⁺は、ガス付随水では時代が古くなるほど大きくなる傾向があるとされている(福田, 1979)。表9によれば、下総井ではC層下部とD層とでCa²⁺/Mg²⁺が大きく異っており、むしろD層の方がC層下部よりも小さな値を示す。試料No.4以深に見られるようなCa²⁺/Mg²⁺が1より大きくなるような例は、関東平野では竜ヶ崎、野田、草加の各坑井で見られる。HCO₃⁻は関東平野内陸部のガス付随水中の濃度よりも大きく、九十九里や東京湾周辺の坑井の値に近い。NH₄⁺のC層中の濃度は、関東平野の他の坑井の値よりも大きい。

HCO₃⁻を除いた成分は、C層下部よりもD層の方が分析値が小さくなっている。この原因としては、C層とD層との間に不整合が見られることより、不整合の時期に天水の影響があったためと考えられる。

8.1.4 有孔虫による地層の対比および堆積環境の推定

(1) 浮遊性有孔虫による対比

表19、図17から、試料No.2～11は*Pulleniatina obliquiloculata*, *P. finalis*が右巻を示し、*Globorotalia truncatulinoides*が産出し、*G. tosaensis*が産出しないうことよりBlow(1969)のN分帯のN23に相当する。Oda(1977)によれば、房総半島地域では、上総層群の梅ヶ瀬層上部より上位に、上に示したような群集が認められる。

No.12～19では、*P. obliquiloculata*が右巻を示し、特にNo.13～17では*Globorotalia truncatulinoides*と*G. tosaensis*が共存することにより、N22に対比できる。Oda(1977)によれば、房総半島の黄和田層上半部から梅ヶ瀬層下半部に上記の群集が認められる。No.12には*Globoquadrina himiensis*、またNo.13には*Globoquadrina kagaensis*が含まれており、Maiya et al.(1976)によれば、これらの種は、Matsuyama 逆磁極期のJaramillo eventとOlduvai eventの中間で消滅する。新妻ら(1972)によれば、Jaramillo eventは大田代層最上部付近に存在することより、No.12は大田代層以下に対比される。

No.20～23では、*Globorotalia tosaensis*が産出し、*Globoquadrina asanoi*が見られる。またNo.20では*Pulleniatina obliquiloculata*が左巻に変わり、*Globorotalia truncatulinoides*が見られない。Maiya et al.(1976)は、*G. asanoi*の消滅はOlduvai eventの基底であるとし、またOda(1977)によれば、*Pulleniatina*の左巻への変化は黄和田層下部から浪花層上部にかけて認められる。これらのことより、No.20～23はほぼN21に相当し、大原層～浪花層にあたりと考えられる。

No.24～25では、*Globorotalia inflata*グループが見られず、*Globorotalia conomiozea*, *Sphaeroidinollopsis seminulina*が産出し、*Pulleniatina*は左巻を示す。また*Globigerina nephenthes*も見られない。*Sphaeroidinollopsis seminulina*はBlow(1969)

の N19, 20 で消滅し, *Globorotalia conomiozea* の房総半島地域における産出は, Oda(1977) によれば, Oda の *Globorotalia miozea coniozea* Zone を上限とする. *Globigerina nephenthes* の消滅していることを重視すれば, No. 24 ~ 25 は N20 となり, *Pulleniatina* の左巻個体は安野層以下の層準に認められることから, 安野層中~下部に相当すると考えられる.

No. 26 ~ 27 は *Globigerina nephenthes*, *Globorotalia acostaensis*, *Pulleniatina primalis*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia conomiozea* が産出し, *Globorotalia humerosa* は見られなくなる. これらのことより, No. 26 ~ 27 は Oda (1977) の *Pulleniatina primalis*/*Globigerina nephenthes* Zone に対比され, Blow の N19 ~ 17, 清澄層~天津層上部に相当すると推定される. 対比結果を表 20 に示す.

表 20 有孔虫による対比および堆積環境のまとめ
Table 20 Correlation and sedimentary environment by foraminifera.

試料番号	深 度 (m)	対比される地層	堆 積 環 境	古水温	備 考	
1	80 ~ 100			温 温 冷	NF	
2	180 ~ 180	下 総 層 群	半外洋性浅海群集			
3 ~ 4	220 ~ 328.3				NF	
5 ~ 6	400 ~ 460	上 総 層 群	笠森層 ~ 梅ヶ瀬層		内湾性浅海群集	NF
7 ~ 8	488.5 ~ 500				内湾性浅海群集	
9 ~ 11	520 ~ 640		太田代層		浅海半深海混合群集	
12 ~ 15	660 ~ 840		黄和田層		半深海洋性群集	
16 ~ 19	880 ~ 1060		大原層 ~ 浪花層		外洋性浅海群集	
20 ~ 23	1106.6 ~ 1248.9					
24 ~ 25	1280 ~ 1360		三浦安野層		内湾性浅海群集	
26 ~ 27	1403.4 ~ 1485.3	層群 清澄層~天津層	外洋性浅海群集			

(2) 底生有孔虫による対比および堆積環境の推定

表 19, 図 18 によれば, B層で底生種が検出されるのは試料 No. 2 のみである. この試料は *Elphidium advenum*, *Hanzawaia nipponica*, *Ammonia japonica*, *Pseudononion japonicum* 等の浅海性種で構成されている. この中には内湾性種が少なく, また浮遊性種の含有率が高いこと(図 16)から, 外洋水の影響を強く受ける湾口部もしくは外洋の陸棚浅部(水深 20 ~ 50m)の堆積環境下にあったと推定される. この群集は下総層群の海進期の群集と思われる.

No. 5 ~ 11 の試料は, *Ammonia japonica*, *Pseudononion japonicum*, *Hanzawaia nipponica* 等の浅海群集が卓越し, 種の多様性の低いこと, 浮遊性種の占める比率の低いことなどから, これら堆積物は内湾性の浅海堆積物と考えられる. 上総層群の底生有孔虫を研究した石和田ら(1962), 菊地(1964)によれば, 模式地では国本層より上位層準に浅海相が見られる. しかし, 樋口・斎藤(1965)は, 千葉市以西においては, 大田代層以上で浅海層に変化することを報告しており, No. 5 ~ 11 の試料も大田代層から上位の層準に相当すると考えられる.

No.12～15では、浅海種の *Ammonia ketienziensis angulata*, *Pseudorotalia gaimardii*, *Pseudononion japonicum* が多産するが、同時に半深海種の *Uvigerina akitaensis*, *Bolivinita quadrilatera*, *Stilostomella lepidula* も若干見られ、半深海から浅海に堆積環境が変化することを示している。樋口(1964)は、船橋FR-18号井で、同様な半深海から浅海への環境変化が、大田代層中部ないし下部の層群で見られることを示しており、No.12～15もほぼ大田代層に相当すると考えられる。

No.16～19は *Uvigerina akitaensis*, *Bulimina aculeata* が卓越し、浮遊性有孔虫の比率も大きく、外洋性の半深海堆積物と考えられる。

No.20～22は、*Bulimina aculeata*, *Unigerina akitaensis* 等の半深海水性群集が卓越するが、浮遊性有孔虫の比率は、No.16～19の試料より低くなっている。樋口・斉藤(1965)によれば、千葉市以西地域でも、黄和田層層準以下は、半深海種を優占種とする房総半島東部地域の Zonule のかたちが完全に残されていると報告されており、No.20～22は石和田ら(1962)の下部 *Bulimina aculeata* Zonule に対比が可能で、大原層に相当すると考えられる。

No.23は *Lenticulina calcar*, *Hanzawaia nipponica* 等の外洋性浅海の堆積環境である。

No.24～25は *Ammonia japonica*, *Pseudorotalia gaimardii* 等が多産し、浮遊性有孔虫の比率の小さい内湾性浅海群集を示す。

No.26～27は *Ammonia tosaensis*, *Hanzawaia nipponica* 等を多産し、外洋性浅海帯の堆積相を示している。

底生有孔虫による堆積環境の変化をまとめると次のようになる。D層は内湾性～外洋性浅海環境、C層は下位から上位に向って外洋性深海→半深海→外洋性浅海→内湾性浅海という変化が認められる。樋口・斉藤(1965)は、大田代層以降千葉市西方地域では浅海化していると報告しており、下総井でも同様な変化を示しているものと考えられる。B層では、No.2は外洋性の影響を受けるような浅海環境であるが、他の試料には底生種の産出が見られない。堆積環境のまとめを表20に示す。

(3) 有孔虫による古水温の推定

浮遊性種によって古水温の推定を行うと、No.11と21で寒冷種とされる *Globigerina pachyderma* の比率がやや大きくなり、逆に温暖種の *Globorotalia inflata* グループが少なくなる傾向があり、寒流系の影響があったものと推定される。No.20も *Globorotalia pachyderma* (D) が目立ち、寒流の影響があったと思われる。No.6, 9, 17は *Globigerina pachyderma* が少なく、*Globorotalia inflata* グループが多くなる傾向があり、暖流系の影響があったと思われる。

一方底生種によれば、No.6で *Hanzawaia nipponica*, *Ammonia japonica* が目立ち、温暖であったと思われる。No.10, 11は *Buccella frigida*, *Buliminella elegantissima*, *Nonionella stella* 等が目立ち、低温であったと推定される。

浮遊性種と底生種の結果を合わせると、No. 6, 9では温暖、No. 10～11では寒冷な海水の影響があったと推定される。No. 17～21は浮遊性種と底生種の結果が一致せず、はっきりした傾向は得られない。

No. 10～11の寒冷な環境は、房総半島で認められている上総層群梅ヶ瀬期の寒冷な傾向と対比できる。

8.1.5 花粉胞子分析結果のまとめ

分析結果から、花粉帯としてまとめると次のようになる(表 21)。

表 21 花粉帯
Table. 21 Pollen zone.

花粉帯	試料番号	代表的な花粉	特徴的な花粉	古気候
I	1	Gramineae, Cyperaceae, <i>Alnus</i>		温～冷温
II	2, 3, 4, 5	<i>Picea</i> , <i>Pinus</i> , <i>Tsuga</i> , <i>Alnus</i> , <i>Lepidobalanus</i> , <i>Zelkova</i>		亜寒～温
III	6, 7, 8	<i>Fagus</i> , <i>Cyclobalanopsis</i> , Taxodiaceae, <i>Zelkova</i> , <i>Carya</i> , <i>Liquidambar</i>	<i>Carya</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Nyssa</i> , <i>Metasequoia</i>	温～暖

I 花粉帯 No. 1

AP-1が少なく、NAPが非常に多いことで特徴づけられる。環境としては温～冷温と推定される。

II 花粉帯 No. 2, 3, 4, 5

この花粉帯は*Picea*, *Pinus*, *Tsuga*等の針葉樹を主体とした花粉帯である。

落葉広葉樹としては、*Alnus*, *Lepidobalanus*, *Zelkova*等がある。環境は温帯～亜寒帯に属するものと思われるが、特に上位のものは低温であったと推定される。

III 花粉帯 No. 6, 7, 9

Picea, *pinus*, *Tsuga*等の針葉樹が減少し、Taxodiaceae, *Fagus*, *Cyclobalanopsis*, *Carya*, *Liquidambar*等が多くなる。第三紀的植物とされている*Liquidambar*, *Carya*が確実に検出されることが大きな特徴である。環境としては、温帯～暖帯となる。

分析された試料数が少なく、細かな議論はできないが、C層の上部で寒冷化していることが推定される。Iihara *et al.* (1973)は、花粉分析により、上総層群笠森層下部に寒冷な気候を認めており、No. 2の試料が笠森層に対比される可能性がある。

大西(1969)は、上総層群中の花粉化石を調べ、*Metasequoia*が国本層下部にまで検出されることを示しているが、下総井では*Metasequoia*は深度1248mより下位の試料にしか見られず、大西の結果とは異っている。同様に大西では、*Liquidambar*, *Carya*は散発的にしか見られないが、下総井では、深度1106m以下で普通に見られる。

8.2 地層の対比

8.2.1 基盤岩

深度 1514m から掘止深度 (2330m) までは結晶片岩、千枚岩を主とする変成岩である。福田ら (1974) のまとめた関東平野下の基盤岩の分布によれば、下総井の周辺に分布する船橋地盤沈下観測井、船橋 FR-18 号井の基盤岩も下総井と同様の岩石で、三波川変成岩類に属するものとされており、下総井の基盤岩も三波川変成岩類に属すると考えられる。新利根 R-1 号井の基盤岩は破碎された黒色千枚岩で、小川ら (1979) によれば、中央構造線上かまたはそのごく近傍に掘削されたものとされている。

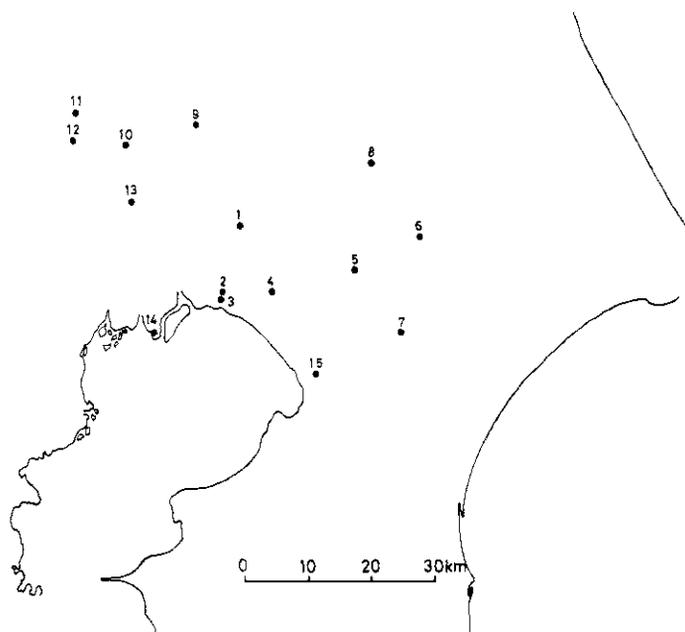


図 19 坑井位置図 (表 23 参照)

Fig. 19 Location of wells (refer to Table 23).

8.2.2 第三紀と第四紀の境界

房総半島の上総層群中における第三紀と第四紀の境界は、尾田 (1975)、Oda (1977)、新妻 (1976) らによる、浮遊性有孔虫や古地磁気の研究から、大原層中部に存在するとされている。この見解に従えば、下総井における第三紀と第四紀の境界は深度 1100m 付近に存在すると考えられる。

8.2.3 B層の対比

B層は砂、礫、シルトからなる岩相変化の激しい地層で、房総半島中部から北部にかけて広く分布する下総層群に対比される。地表の下総層群は多くの累層に細分されているが、それらと B層中の各部層との対比は困難である。B層の堆積年代は中～後期更新世である。

8.2.4 A層の対比

A層は上部の埋土を除くと、ローム層と腐植物まじり粘土層からなる。下位の腐植物まじり粘土層は、関東平野に広く分布する常総粘土層に対比される。ローム層は武蔵野ローム層あるいは立川ローム層に対比される。堆積年代はいずれも後期更新世である。

8.2.5 地層対比のまとめ

岩相、検層結果、有孔虫分析、花粉化石分析などの結果を総合して、下総井の地質層序は表22のようにまとめられる。

8.3 下総井周辺の地質構造と堆積環境

下総井周辺に分布する深井戸の資料を用いて、東京湾岸、千葉県北部、埼玉県東部にかけての地域の、地質構造と堆積環境をまとめて見ると以下ようになる。

用いた深井戸の位置を図19に、地質状況は表23に示す。また、これらの資料から作成した地質断面図の一部を図20に示す。

8.3.1 基盤深度分布

船橋と野田を結ぶ線から東側に関しては、基盤の深度分布は垣見ら(1973)による基盤深度図をほとんど変更する必要はない。西側については、近年地震探査が行われた結果(嶋ら, 1976)、垣見らの結果は若干の修正が必要と思われるが、それに関しては本報告ではふれない。

8.3.2 先上総新第三系の分布および堆積環境

前～中期中新統の存在が確認されているのは、この地域では春日部、岩槻の坑井のみである。先上総後期中新統～鮮新統(下総井のD層相当層)は、松伏、下総、八街の各坑井から南西側にだけ分布する。このうち、下総井、船橋FR-18号井、船橋地盤沈下観測井、八街井では、基盤の上に直接D層に相当する先上総新第三系が堆積する(図21)。八田ら(1977)による船橋地盤沈下観測井の有孔虫分析結果を参照すると、船橋地盤沈下観測井の先上総新第三系は、下総井のD層と同一層準に層するものと考えられる。このようなことから、中新世後期～鮮新世前期にかけては、下総井周辺から船橋地域にかけては、ほぼ同じような浅海性の堆積環境にあったと推定される。同じ時期に、野田南部～柏～佐倉北部～成東北部を結ぶ線から北東側は、基盤岩が露出した陸域であったと推定される。このように、関東平野北東部一帯が東京湾北部を中心とする広い堆積盆を形成したのは、D層の堆積後、C層の堆積期である。年代は鮮新世の後期以降である。

下総井と草加R-1井を結ぶ地質断面を見ると、草加R-1井における下総井のD層の相当層は、下総井に比べて著しく厚くなっており、D層の堆積期には下総井の西側地域が大きく沈降するような構造運動があったと推定される。この変動の境界線は松伏、草加R-1井と野田、下総、船橋地盤沈下観測井の間であったと推定され、石井(1962)の烏山-菅生沼断層の南方延長とも考えることができる。上記のように、D層の堆積までこの地域は、NW-

表 22 層序の対比

Table. 22 Correlation of stratigraphy.

深度 (m)	地層区分	対比される層序	備 考
2	埋 土		
6	A	新 期 ロ ー ム お よ び 常 総 粘 土 層	
82	B	B ₁	下 総 層 群
150		B ₂	
210		B ₃	
237		B ₄	
377		B ₅	
541	C	C ₁	上 総 層 群 笠森層 ～梅ヶ瀬層 大 田 代 層 黄 和 田 層 大原層～浪花層
724		C ₂	
916		C ₃	
1076		C ₄	
1289		C ₅	
1432	D	D ₁	三 浦 安 野 層 層群 清澄層～天津層
1514		D ₂	
	E	E ₁ E ₂	三 波 川 系

不整合
第三紀・第四紀境界
不整合
不整合

表 23 下総観測井周辺の坑井

Table. 23 List of boring wells near the Shimohsa observation well.

No.	坑 井 名	標高 (m)	掘止深度 (m)	幕盤深度 (m)	三浦(都幾川)層群基底深度 (m)	上総層群基底深度 (m)	下総層群基底深度 (m)	文 献
1	下総観測井	22.8	2330	1514	1514	1289	377	
2	船橋FR-18	7.2	2107	2071	2071	1877	480	福田ら(1974), 河井・福田(1973)
3	船橋地盤沈下観測井	2.9	2146	2139	2139	1920	454	福田ら(1974), 楡井ら(1972)
4	八千代台R-1	27.-	1703	?	?	>1703	450	石和田ら(1962)
5	佐倉R-1	3.3	1522	1510	なし	1510	270	福田ら(1974), 菊地(1964)
6	成田R-1	7.0	1053	1053	なし	1018	150	福田ら(1974), 河井(1961)
7	八街R-2	46.0	1995	1989	1989	1892	270	福田ら(1974), 河井(1961)
8	新利根R-1	3.-	839	813	なし	813	140	福田ら(1974), 河井(1961)
9	野田R-1	7.5	1131	1037	なし	1037	240	福田ら(1974), 河井(1961)
10	松伏ST-1	4.5	2006	1600	?	1000?	355	福田ら(1974), 城戸(1964)
11	春日部GS-1	5.4	3103	3072	1675	1041	422	福田ら(1974), 福田(1962)
12	岩槻観測井	8.5	3510	2897	2291	1039	447	福田ら(1974), 高橋ら(1983)
13	草加R-1	2.2	1800	?	>1800	1310	530	河井(1961), 菊地(1964)
14	江戸川ER-10	1.-	2050	?	>2050?	1690	290	河井(1961)
15	千葉P-1	37.-	1961	?	?	>1961	500	樋口・斉藤(1965)

(注) Noは図19の坑井番号と同じ

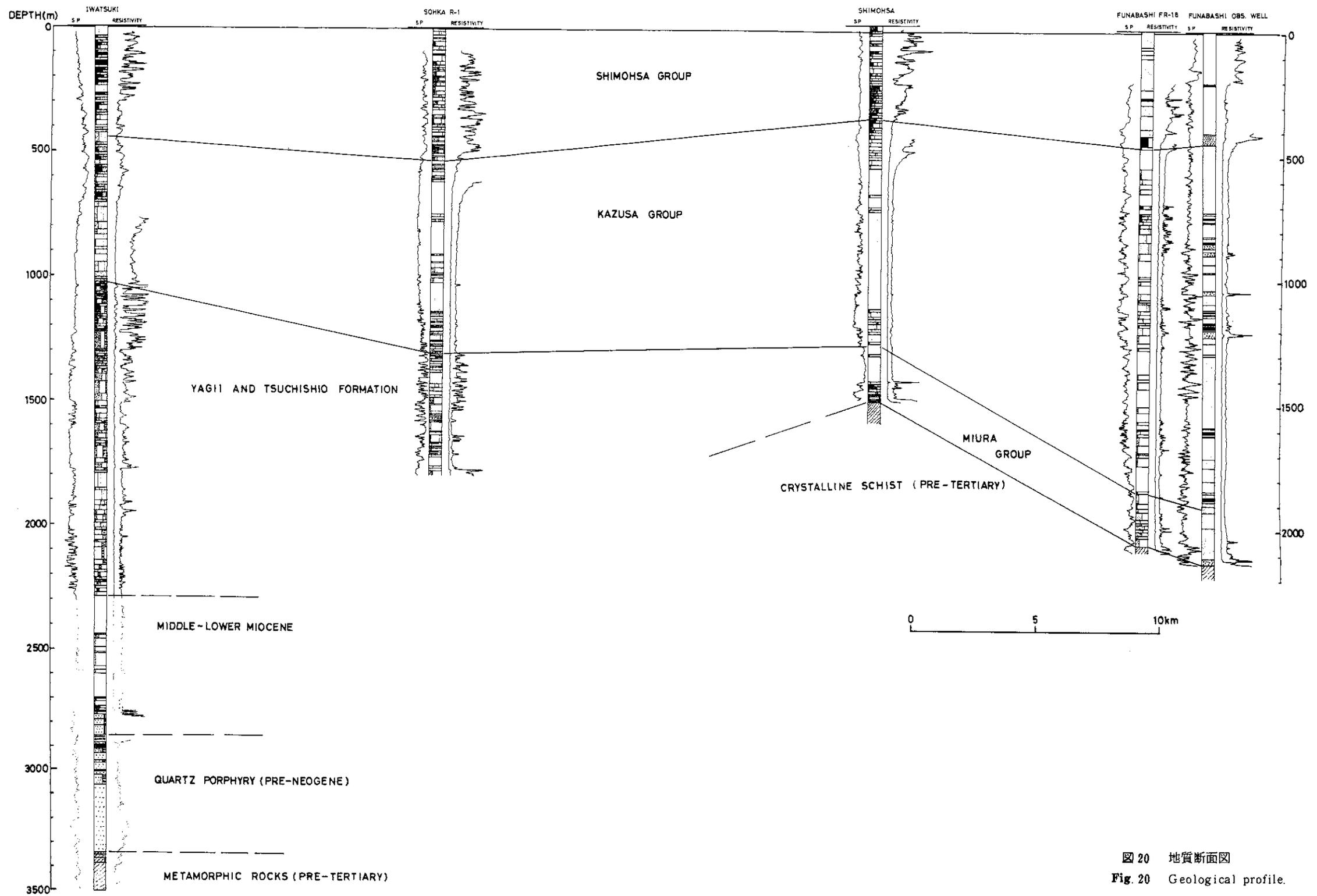


図 20 地質断面図
 Fig. 20 Geological profile.

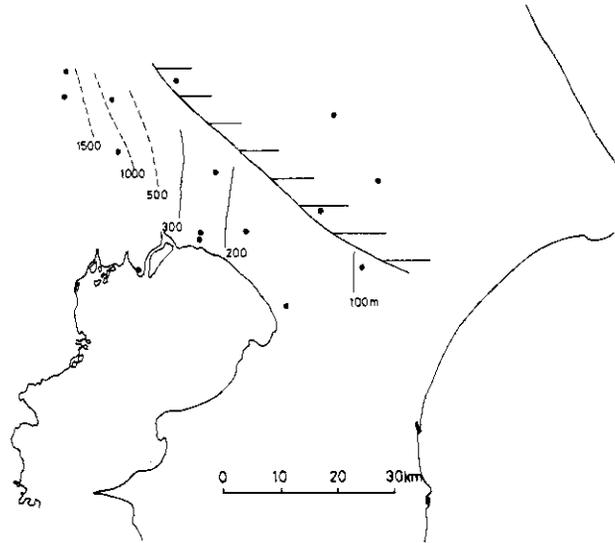


図 21 先上総新第三系の層厚分布

Fig. 21 Isopack map of the Pre-Kazusa Neogene systems.

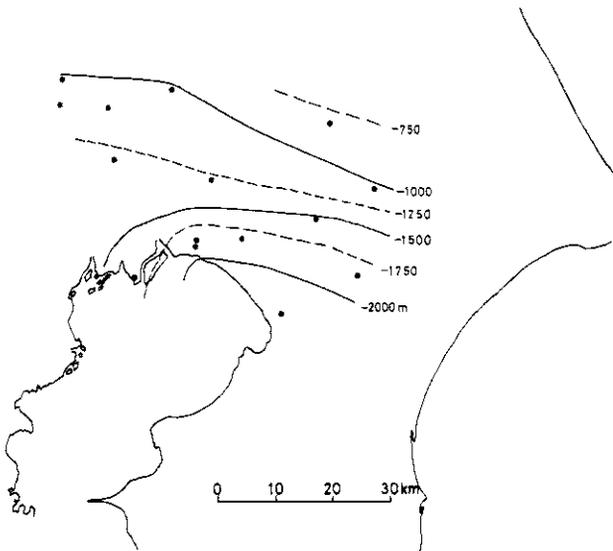


図 22 上総層群基底の深度分布

Fig. 22 Depth distribution of the base of the Kazusa Group.

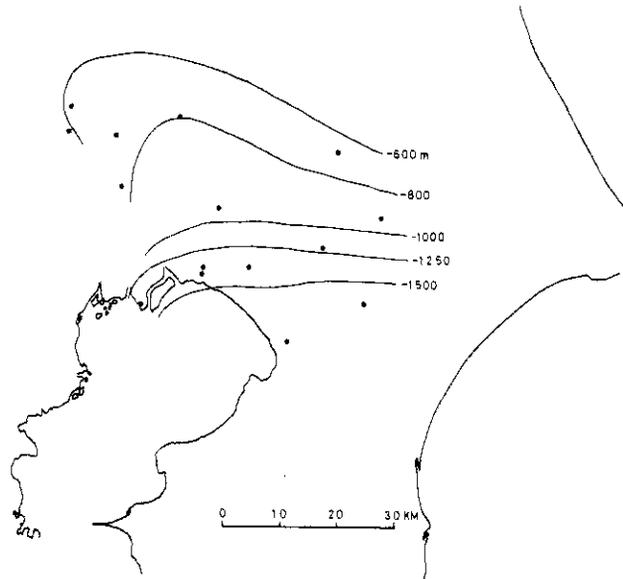


図 23 上総層群の層厚分布

Fig. 23 Isopack map of the Kasusa Group.

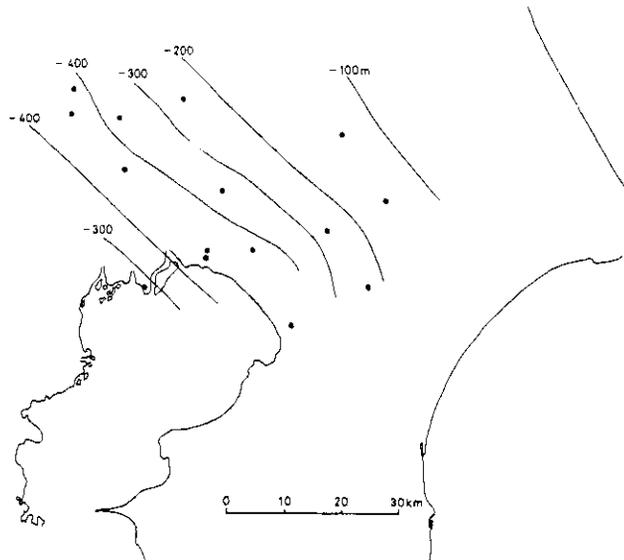


図 24 下総層群基底の深度分布

Fig. 24 Depth distribution of the base of the Shimohsa Group.

SE方向とN-S方向の構造線の存在によって規制されていたと考えられる。このような地質構造の違いは上位のC層(上総層群)には現われていないので、上記の変動は上総層群の堆積期には消失し、全地域が沈降域になったものと考えられる。

8.3.3 上総層群の構造および堆積環境

上総層群の基底深度は、図22のように北から南へ向ってゆるく傾斜している。東京都、千葉県境界付近の東京湾岸では基盤深度が東西方向の傾斜を示す。層厚変化は図23のとおりで、南部で厚く北部で薄くなる傾向を示す。岩相は東京湾岸から平野内陸部へ向うほど粗粒な堆積物が多くなり、岩相変化も著しくなる。基底部を除くと、全般に下部が細粒で上部は粗粒になる傾向が見られ、底生有孔虫も下部で半深海層、上部で浅海層が優勢な傾向が見られる。下総井と岩槻井の、上総層群中の浮遊性有孔虫の産出頻度を比較すると、下総井に比べて岩槻井の産出数は著しく少なく、岩槻井を含む西側の地域は下総井に比べてより内湾的な堆積環境であったと推定される。図21と図23を比較すると、この地域では先上総新第三系は埼玉県側に最大層厚を持ち、その等深度線の方向は南北であるのに対して、上総層群は東京湾岸部で厚くなっており、等層厚線の方向も東西方向に変わっている。このように両者の構造は大きく異っており、このような特徴は地層傾斜検層の結果にも現われている。

上総層群の部層レベルでの対比は、千葉県東部から東京湾沿岸部にかけては、多くの研究者により底生有孔虫を用いて行われている。しかし、堆積の中心から離れた内陸部の上総層群は浅海堆積物が多く、岩相変化も激しいため、底生有孔虫による対比も有効でなく、細かな対比はなされていない。下総井は東京湾岸部と内陸部の中間に位置しており、下総井の掘削で得られた資料は、上総層群の研究上重要なものと考えられる。

8.3.4 下総層群の構造と堆積環境

東京湾岸部周辺における上総層群上部と下総層群下部は類似した浅海堆積層であるため、下総層群の基底をボーリング試料で判断することは非常に難しく、研究者によって異った深度が示されている場合がある。この報文では、上位層から観察して行った時に、岩相が砂礫がちから砂、シルトがちに変わり、電気検層(ノルマル)の比抵抗値が急激に減少する深度をもって下総層群の基底とした。楡井ら(1975)によれば、下総層群の基底はもっと上位になるとされている。

東京湾北部から埼玉県へかけての下総層群基底深度は図24のようになり、北西-南東方向に細長く伸びた堆積構造を示す。このような深度分布は、Kawai(1967)が示しているものと同じ結果である。岩相を比較すると、東京湾に近い船橋地域の坑井の方が、内陸部に比較してシルト、砂などが多くて礫が少ない。このように下総層群は関東平野中央部に細長く入り込んだ内湾状の堆積盆を形成している。有孔虫の産出頻度を見ると、船橋井の深度264m~267m(八田ら, 1977)、下総井の深度160m~180mで浮遊性種の検出が多くなり、岩槻井でも深度200mで浮遊性種の検出が見られる。このことは、下総層群の堆積の中期頃

に、関東平野の中央部にまで外洋性の影響を与えるような海進の時期があったことを示している。下総層群は大半が海成堆積物と考えられるが、岩相変化が激しく、下総井でも一部に非海成の堆積物も見られるように、ひんぱんに海進、海退をくりかえしながら、堆積盆自体は次第に陸化していったと考えられる。

菊地・貝塚(1972)は、下総層群をNI～NIIIに区別している。彼らの分類によれば、下総井においては、NIがB₁、NIIがB₂、NIIIがB₃～B₅にそれぞれ対比される。下総層群は層相の変化が著しいため、各坑井間の対比は困難であるが、下総層群の正確な対比は、関東平野の構造発達を研究する上で重要であり、坑井資料の収集により綿密な調査を行う必要がある。

9. 坑井地質のまとめ

下総井の掘削により、次の層序が明らかになった。

(1) 下総井の層序は、ローム層および常総粘土層、下総層群、上総層群、三浦層群、基盤岩の5層よりなる。

(2) 基盤岩(E層)は深度1514m(地表から)以下に分布し、三波川系に対比される。

(3) 三浦層群相当層(D層)は、深度1289m～1514mに分布し、礫、砂、シルトおよび凝灰岩よりなり、基盤岩とは不整合で接する。模式層序における安野層から天津層に対比される。

(4) 上総層群(C層)は、深度377m～1289mに分布し、主に砂、砂質シルト、シルトよりなり、一回の堆積サイクルを形成している。下位層とは不整合で接する。本層は模式層序における笠森層から浪花層に対比される。

(5) 下総層群(B層)は深度6m～377mに分布し、主に礫、砂、シルトよりなり、岩相変化が激しい。主に浅海の堆積層である。下位層とは不整合で接していると考えられる。

(6) 最上位は埋土を除き、新期ローム層および常総粘土層よりなる。

(7) 本観測井における第三紀と第四紀の境界は、深度1100m付近と推定される。

(8) 下総井の掘削に伴って実施された物理検層およびコア試験により、多くの地質学的、地球物理学的データが得られた。これらデータは本文中に表示あるいは図示されている。

10. 謝 辞

本研究に際し、計画の当初より終始御指導を賜った萩原尊礼地震予知連絡会名誉会長に深甚なる謝意を表します。本井の作井およびその坑井地質に関して御指導・御教示を賜った石和田靖章石油公司理事(当時)に厚く感謝いたします。本井の用地は、防衛庁ならびに海上自

衛隊下総航空基地の各位の御理解・御協力によって取得することができました。厚く感謝いたします。本井の作井は帝国石油株式会社を始めとして、株式会社明石製作所、日本大洋海底電線株式会社、東京芝浦電気株式会社の全社的な御協力を得て行われました。協力・支援を賜った多数の社員諸氏に心からの謝意を表します。本井の作井に当っては、沼南町および鎌ヶ谷市の御協力・御支援をいただきました。関係された各位に厚く感謝いたします。本研究をまとめるに当り、国立防災科学技術センター第3研究部田中耕平氏には種々御教示いただきました。厚く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 青木直昭(1964):房総半島の鮮新世—更新世浮遊性有孔虫化石群, 地質雑, 70, 170 - 179.
- 2) Blow, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, Proc. 1st international conf. plankt. microfossils, Geneva, 1967, No 1, 197 - 422.
- 3) 房総研究グループ(1957):房総半島新生代地層群の地史区分, 有孔虫, 7, 32 - 40.
- 4) 福田 理(1962):春日部層序試錐(予報)—坑井地質を中心として—, 地質ニュース, 100, 1 - 16.
- 5) 福田 理(1979):共水性ガスとその鉱床(その3), 地質ニュース, 299, 6 - 17.
- 6) 福田 理・永田松三・垣見俊弘(1976):川崎地区水位・水質観測井について—その2坑井編②—, 地質ニュース, 260, 1 - 9.
- 7) 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳(1974):坑井地質に見る関東平野の基盤, 地質ニュース, 234, 8 - 17.
- 8) 八田明夫・前田四郎・楡井 久(1977):船橋地盤沈下観測井におけるボーリングコアの有孔虫(その2), 千葉県公害研究報告, 8, 21 - 47.
- 9) 樋口 雄(1964):千葉県ガス田地域における微化石層位学的研究, 東北大学理学部地質古生物教室邦文報告, 61, 1 - 47.
- 10) 樋口 雄・斉藤 浩(1965):千葉県ガス田地域における微化石相に関する考察, 石油技術協会誌, 30, 261 - 268.
- 11) 石井基裕(1962):関東平野の基盤, 石油技術協会誌, 27, 615 - 640.
- 12) 石和田靖章・樋口 雄・菊地良樹(1962):南関東ガス田の微化石層序, 石油技術協会誌, 27, 68 - 77.
- 13) 磯村泰治(1967):九十九里ガス田付随水の研究—主としてハロゲン類の分布について—, 岩鉱, 58, 188 - 200.
- 14) Itihara, M. *et al.* (1973): The basis of the Plio-Pleistocene boundary in Japan, Jour. Geoscience, Osaka Univ., 16, Art. 3, 25 - 49.
- 15) 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭(1973):後期新生代地質構造図, 東京, 地質調査所.
- 16) 河井興三(1961):南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究, 石油技術協会誌, 26, 212 - 266.

- 17) Kawai, K. (1967): Natural gas geology of the southern Kanto region, Japan Proc. 3rd Symp. Development of petroleum resources of Asia and the Far East, ECAFE, 235 - 249.
- 18) 河井興三・福田 理(1973): 日本地方鉱床誌, 関東地方, 朝倉書店.
- 19) 城戸秀夫(1964): 埼玉県松伏SK-1号井の地質及び関東平野中部の一地質断面について(演旨), 石油技術協会誌, 29, 191
- 20) 菊地隆男・貝塚爽平(1972): 関東平野地下の成田層群, 地質学会79年大会討論会「地盤と地下水に関する公害」資料集, 99 - 110.
- 21) 菊地良樹(1964): 南関東地方の新第三系および第四系の微化石層位学的研究, 東北大学理学部地質古生物教室邦文報告, No. 59, 1 - 36.
- 22) Maiya, S. Saito, T. and Sato, T. (1976): Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequence, Selected papers in Honor of Prof. Kiyoshi Asano, New York, Micropaleont. Press, 395 - 422.
- 23) Matsuda, T. and Suda, Y. (1964): Bouguer anomalies in the Kanto and Hokuriku Districts, Geological Survey of Japan.
- 24) 本島公司・永田松三(1973): 海成泥質岩の含水率とその炭化水素鉱床の地球化学との関連, 石油技術協会誌, 38, 268 - 281.
- 25) 中川久夫・新妻信明・早坂功(1969): 房総半島新生代地磁気編年, 地質雑, 75, 267 - 280.
- 26) 新妻信明(1976): 房総半島における地磁気層位学, 地質雑, 82, 163 - 181.
- 27) 新妻信明・木村勝弘・酒井豊三郎(1972): 日本の油田・ガス田の新第三系古地磁気層序について, 石油技術協会誌, 37, 411 - 415.
- 28) 楡井 久・樋口茂生・原雄・古野邦雄(1975): 東京湾岸地下における上総層群中の不整合現象について, 地質雑, 81, 559 - 565.
- 29) 楡井 久ら(1972): 船橋市の地下地質と地盤沈下観測井, 千葉県公害研究報告, 1, 47 - 74.
- 30) 尾田太良(1975): 浮遊性有孔虫から見た房総半島上部新生界の古地磁気記録の時代的解釈, 地質雑, 81, 645 - 647.
- 31) Oda, M. (1977): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Japan, Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.), 48, No. 1, 1 - 72.
- 32) 小川克郎・堀川義夫・津 宏治(1979): 茨城県日立-千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造, 第II報, 地調月報, 30, 549 - 569.
- 33) 大西郁夫(1969): 房総半島・上総層群の花粉フロア, 地球科学, 23, No. 6, 236 - 242.
- 34) 太田 裕ら(1978): やや深い構造のS波速度(II)-下総2300m地震観測井における測定一, 地震, 31, 299 - 308.
- 35) 佐藤春夫・高橋 博(1978): 地殻傾斜の群列観測(その1), 国立防災科学技術センター研究報告, 20, 39 - 62.
- 36) 嶋 悦三ら(1976): 東京の基盤構造, その2, 震研彙報, 51, 45 - 61.
- 37) 嶋 悦三ら(1981): 東京の基盤構造, その5, 震研彙報, 56, 265 - 276.

- 38) 鈴木宏芳ら(1981): 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術研究資料, **65**, 国立防災科学技術センター.
- 39) 高橋 博(1982): 深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について, 国立防災科学技術センター研究報告, **28**, 1 - 104.
- 40) 高橋 博・福田 博・鈴木宏芳・田中耕平(1983): 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, **47**, 1 - 〇〇.
- 41) 田中耕平・高橋 博・鈴木宏芳・寺島美南子(1978): 川崎微小地震観測井の坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, **28**, 1 - 73.
- 42) Tsukahara, H. (1976): Terrestrial heat flow at the Iwatsuki Deep Well Observatory and crust temperature profiles beneath the Kanto district, Japan, *Research Notes of the NRCDP*, **21**, 1 - 9.
- 43) Ueda, S. and Horai, K (1964): Terrestrial heat flow in Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **69**, 2121 - 2141.
- 44) 山本英二・浜田和郎・笠原敬司(1975): 岩槻深井戸観測所でのバックグラウンドノイズおよび水を媒体とするノイズの除去. 地震, **28**, 171 - 180.

(1983年1月7日 原稿受理)