

地下水特性調査技術開発の現状

検層技術(1)

1990年 1 月

尾方伸久 大澤英昭

動力炉・核燃料開発事業団 中部事業所

岐阜県土岐市泉町定林寺園戸959-31

TEL 0572-54-1271 FAX 0572-55-4114

Current Status of Technology for Hydrogeological Investigation

Part:1 Geophysical Logging

Nobuhisa OGATA, Hideaki OHSAWA

Abstract

In order to establish a hydrogeological model for a rock mass, data is required on its hydrogeological properties. A development for geophysical logging technique which is considered to be available for obtaining data on physical properties of rock mass is being carried out aiming at examination of its applicability to a hydrogeological evaluation of the rock mass with a assumption of correspondances between the hydrogeological and the physical properties of the rock mass.

In the development of the technique, a borehole was drilled in a granitic rock, followed by measurements of physical parameters by geophysical loggings and laboratory tests on the drill cores and loggings. A consideration is being made on the relationship between the physical properties and the features of fractures and alterations which were obtained by the above methods.

The results are as follows :

- ① While electric and sonic loggings are found to be available for identification of fracture and alteration zones, micro-resistivity logging is for single fractures.
- ② Density-neutron loggings may be useful for detection of fractures with water potentially.
- ③ The high porosity (ϕ_L) zones resulted from density-neutron loggings tend to correspond to fracture zones with alteration.
- ④ The high porosity (ϕ_{SL}) zones resulted from sonic logging are likely to correspond to those with high fracture densities regardless of alteration.
- ⑤ Division into three rock segments with depth based on the core logging was proved to be compatible with the results of the geophysical logging.

Specifically, the features of fracture and alteration correlate with rock classification and porosity difference ($|\phi_L - \phi_{SL}|$) in each segment.

「地下水特性調査技術開発の現状」

検層技術（1）

尾方 伸久, 大澤 英昭

要旨

岩盤の水理学的モデルを確立するためには、岩盤の水理特性に関するデータが必要である。我が国において重要な岩盤の一つである花崗岩の水理特性は岩盤物性と密接な関係があると考えられており、現在、岩盤の水理学的評価への検層技術の適用可能性について明らかにすることを目的に技術開発を進めている。

この技術開発の一環として、花崗岩盤中に試錐孔を掘削し、物理検層、岩芯物性試験、岩芯観察を実施した。この結果に基づき、岩盤中の検層・物性値と割れ目・変質との関係について考察し、以下のことが明らかとなった。

- ① 割れ目、変質の検出には、電気、音波検層が有効であり、マイクロ比抵抗検層は各単一割れ目の判別に有効である。
- ② 含水している可能性のある割れ目箇所等の検出には、密度、中性子検層が有効である。
- ③ 密度－中性子検層孔隙率（ ϕ_L ）が高い値を示す部分は、変質を伴う割れ目帯にほぼ一致する。
- ④ 音波検層から算出した（ ϕ_{SL} ）が高い値を示す部分は、変質の有無にかかわらず、割れ目密度の高いゾーンにほぼ一致する。
- ⑤ 岩芯観察により深度ごとに区分された、セグメントⅠ、Ⅱ、Ⅲの各深度区間において、 ϕ_L 、 ϕ_{SL} 、岩盤区分を比較した結果、各セグメントと $|\phi_L - \phi_{SL}|$ 、岩盤区分、割れ目・変質の特徴が良い対応を示し、岩芯観察結果と物理検層算出データは比較的良い相関を示すことが確認された。

目次

1. はじめに	1
2. 地質概要	2
3. 調査内容・方法	4
3.1 調査内容	4
3.2 場所	4
3.3 物理検層項目	4
3.4 調査工程	4
3.5 使用機器	7
4. 検層結果	9
4.1 温度検層	9
4.2 電気検層(25cmノルマル, 100cmノルマル)	9
4.3 電気検層(2.5cmマイクロ)	9
4.4 音波検層	10
4.5 密度検層	10
4.6 中性子検層	10
4.7 X-Y 孔径検層	10
5. 物理検層値・岩芯物性試験値に基づく各物性値の計算とその結果	13
5.1 解析時使用データ	13
5.2 データのマージング	13
5.3 孔隙率及び基質速度・粒子密度の算出	13
6. 考察	21
6.1 密度-中性子検層と音波検層による孔隙率との比較	21
6.2 岩芯物性試験による孔隙率とP波速度との相関	21
6.3 物理検層による孔隙率(ϕ_L)とP波速度との相関	21
6.4 物理検層値と岩芯物性試験値との相関	24
6.5 RQDと物理検層孔隙率頻度分布との関係	24
6.6 岩盤区分	24
7. まとめ	29
引用文献	31

1. はじめに

地質環境を水理学的に評価するためには、岩盤の透水性に関するデータが必要である。我が国において重要な岩盤の一つである花崗岩は割れ目系と考えられており、透水性に関する特性は必ずしも均一ではない。岩盤の水理学的モデルを確立するためには、それに関する水理特性の分布を正確に把握しなければならない。そのための水理パラメーターを取得するには多数の試錐と多数の水理試験を行わねばならず、膨大な時間と経費が必要となる。一般に物理検層は、岩盤の不均質な部分や不連続部の物理特性を把握するのに適した技術と考えられている。従って、岩盤の物性と水理特性との関係が明らかになれば物理検層により迅速かつ効率的に水理学的特性を把握することが可能となる。現在、岩盤の水理学的評価への物理検層技術の適用可能性について検討し、地下水流動解析に資することを目的に技術開発を進めている。本報告書では、この技術開発の一環として、岐阜県東濃地域に分布する花崗岩を対象に掘削された試錐孔（AN-86-001，以後AN-1号孔と呼ぶ）において実施した各種物理検層、岩芯物性試験の結果とその解析について報告するとともに、各物理検層から得た岩盤の物性値を用いておこなった岩盤区分を提案する。尚、同じ試錐孔では水理試験も行っており、その成果の一部は既に柳澤ほか（1988）が報告している。この水理試験と本編で述べる岩盤物性に関する結果の総合的解析は別の機会にゆずる。

2. 地質概要

本地域の地質は、中古生層および花崗岩類の基盤と、それを被う新第三系と第四系からなっている。新第三系は、土岐堆積盆地、その東方の岩村堆積盆地および土岐堆積盆地の北西の可児堆積盆地などに分かれて分布し、岩村・土岐盆地には瑞浪層群が、可児盆地には可児層群が発達し大局的には一連の中新統として分布する (Uemura, 1961; 山本ほか, 1974)。鮮新世瀬戸層群はこれらを明瞭な不整合でおおって分布する (第 2.1 図)。

2.1 基盤岩類

この地域の基盤としては、西部には粘板岩、ホルンフェルスなどの中古生層が多く分布し、東部には中生代末～古第三紀初期に貫入したと考えられる花崗岩類が、その大部分を占めている (石原・鈴木, 1969)。これらは、岩相変化が著しく、粗～中粒黒雲母花崗岩、斑状黒雲母花崗岩、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩などから成り、板状の節理が発達する。

この花崗岩類を貫いて石英斑岩、アプライトなどの岩脈が一般走向NNW～SSEで貫入している。

2.2 新第三系

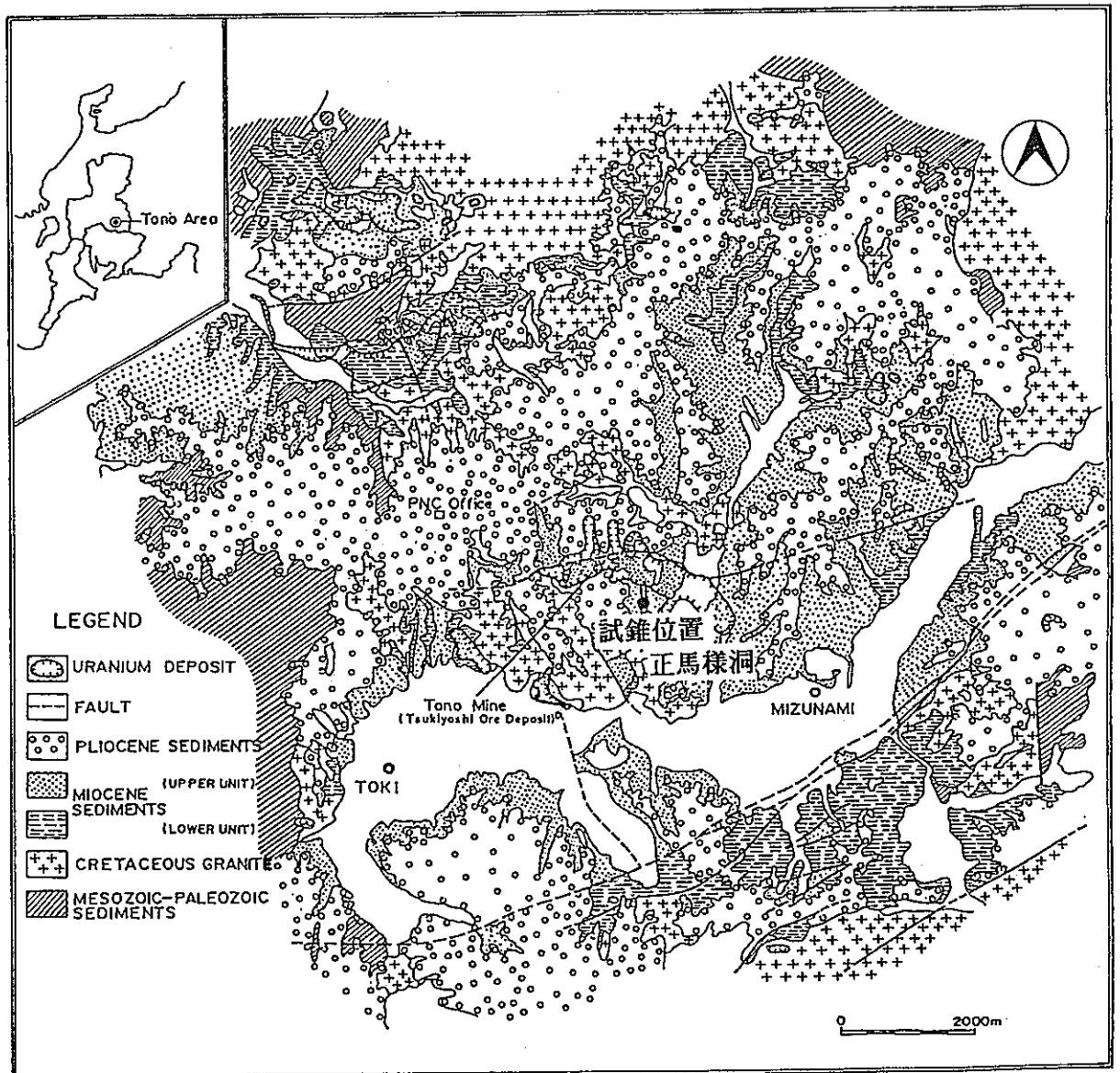
新第三系は、中新世瑞浪層群と鮮新世の瀬戸層群からなり、瑞浪層群はさらに下位より土岐夾炭累層、明世累層、下肥田累層、宿洞累層、生俵累層に区分される。

2.3 第四系

第四系は、崖錐性堆積層・段丘堆積層・沖積層からなる。崖錐性堆積層は、屏風山断層に沿って特に顕著に分布する。段丘堆積層及び沖積層は、土岐川に沿って分布し、段丘は分布高度から、大きく高位段丘と低位段丘に分けられている。

2.4 地質構造

この地域の新第三系の分布は、堆積時の基盤岩の形態に規制され、各堆積盆地に向かういくつかの旧河川系を埋めており、地層の傾斜は一般に盆地の中心に向いて 2° ～ 6° である。なお、当地域にはこの付近の中新統を切るE-WないしNE-SW方向に発達する山田断層、月吉断層などがあるが瀬戸層群には影響を与えていない。



第2. 1図 東濃地域地質図

3. 調査内容・方法

3.1 調査内容

物理検層値の特性比較、物理検層値と岩芯による岩芯物性試験値（密度・有効孔隙率・弾性波速度）の比較解析、孔隙率とRQD* 値をもちいた岩石の地球物理学的特性からの岩盤区分を試みた。

3.2 場所（第 3.1図，第 3.2図）

岐阜県瑞浪市 AN-1号孔（花崗岩を対象に掘削）

（尚この近くにAN-2，3号孔の試錐孔が掘削されているが、ここでは対象としない。）

3.3 物理検層項目

AN-1号孔（0～500m）を利用して下記の物理検層を実施した。

- ① 音波検層
- ② 密度検層
- ③ 中性子検層
- ④ 電気検層 イ. 25cm・100cmノルマル ロ. 2.5cmマイクロ
- ⑤ 温度検層
- ⑥ X-Y孔径検層

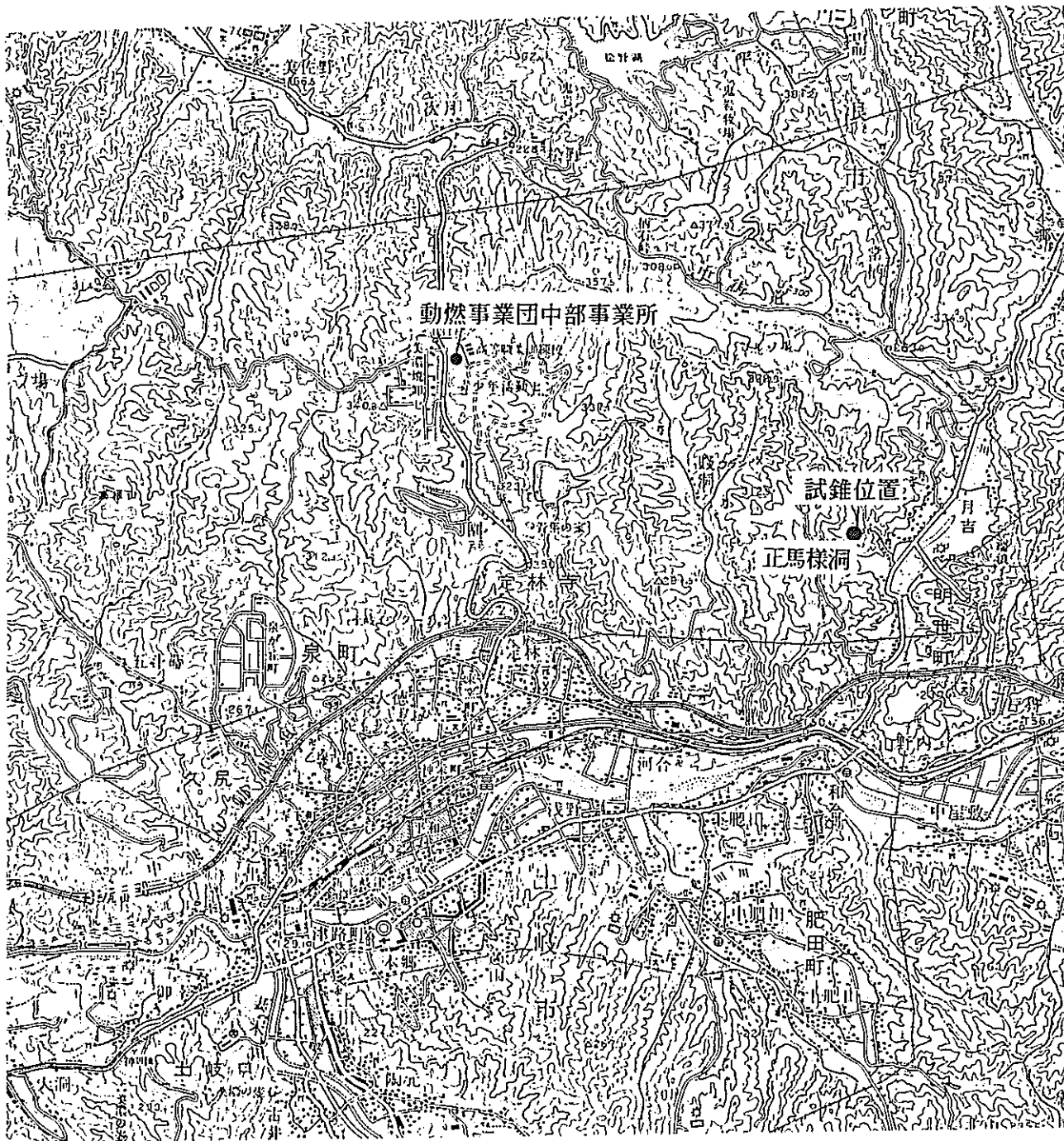
3.4 調査工程

物理検層調査は、AN-1号孔（0～500m）掘削終了後、1987年3月10日～3月11日の2日間で実施した。調査工程を第 3.1表に示す。

第 3.1表 調査工程

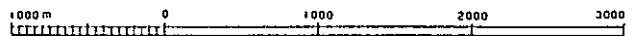
項目	測定月日日時	測定区間	備考	坑内状況
電気検層	1987. 3. 10 10:45~11:20	20~500m	S.P.; 25cmノルマル 100cmノルマル	孔長:501.6m 孔径:98.7m/m 掘削泥水: 清水 孔内比抵抗 10.4Ω-m(4.3℃)
温度検層	1987. 3. 10 11:39~11:20	0~500m		
音波検層	1987. 3. 10 14:05~14:55	20~499.5m	W.T.; 10m毎	
ガンマレイ 中性子検層	1987. 3. 10 16:26~17:25	20~500m		
マイクロ 比抵抗検層	1987. 3. 10 17:53~19:30	20~500m		
密度検層	1987. 3. 11 10:15~11:29	20~500m		
孔径検層	1987. 3. 11 14:22~15:17	20~499m	X-Y キャリパー	

* RQD (Rock Quality Designation) 岩芯採取率、岩芯割れ目による要素を含めた表示。岩盤の良好度の指標。単位掘進長に対する岩芯長約10cm以上の部分の全長をもって表示する（土木学会, 1983）。

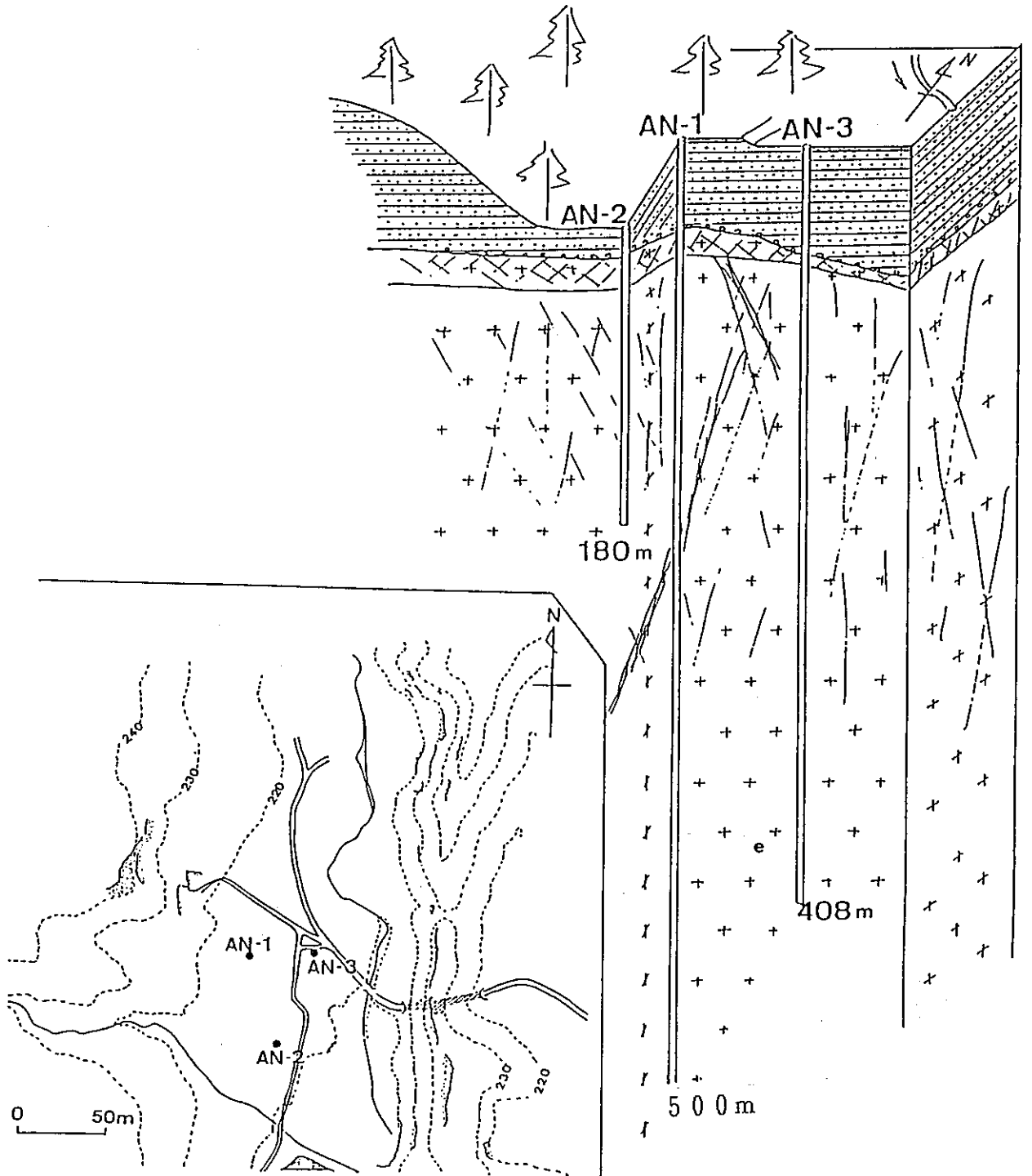


(国土地理院発行1／5万地形図「美濃加茂」による)

1 : 50,000



第3.1図 正馬様洞試錐位置図



第3.2図 正馬様洞試錐概略図

3.5 使用機器

測定作業には、下記の物理検層機器を使用した。

①基本装置

物理検層車	トヨタダイナ検層車 ディーゼル車 T.P.0付 総重量 3トン	トヨタ自工
ウィンチ	2000m級ウィンチ T.P.0 油圧駆動	田中自動車
ケーブル	5芯硬鋼線アーマードケーブル 外径8.4m/m 全長2400m 耐温 260℃max	日本大洋海底電線
シーブ	周長1.5m 8.4m/mケーブル用 エンコーダー付	小川鉄工所
レコーダー	RV型多ペンレコーダー 素子5ペン 紙送りエンコーダー連動 縮尺1/100, 1/200, 1/500	理化電機 宝工業

②温度検層機

モジュール	TSM-300 測定範囲 0～300℃ 40℃切換
ゾンデ	サーミスター方式 時定数 0.5秒 外径 43m/m 全長 2.0m

③電気検層機

モジュール	ELM203
コンバーター	SCM304 出力電圧150VDC 出力電流 0～50mA 出力波形 交換直流(矩形波) 素子数 比抵抗2, 自然電位1
ゾンデ	外径 50m/m 全長 1.5m 電極間隔 25, 50, 100cm

④音波検層機

モジュール	LPM-202 ラインワイパー SBM-303 ソニックモジュール	物理計測コンサルタント
オシロスコープ	RM-504	テクトロニクス
連撮	70m/m フィルム	
ゾンデ	発受信間隔(T-R) 1m 振動子固有周波数 25kHz 発射回数 20回/秒 外径 45m/m 全長 3m	物理計測コンサルタント

⑤中性子・ガンマ線検層機

物理計測コンサルタント

モジュール LPM-202 ラインパワー
RMM-204 レートメーター
ゾンデ プロポーションナルデテクター
シンチレーションデテクター
外径 43m/m 全長 3 m
線源 ^{241}Am -Be 3Ci

ギャハートオーエン社

⑥密度・キャリパー検層機

モジュール LPM-204 ラインパワー
LRM-2D レートメーター
PSC-2 キャリパー
DPM-1 密度

コンプローブ社

ゾンデ デセントライザー, 1アームキャリパー 2デテクター (孔径補償型) コンプローブ
外径 54.5m/m 全長 4 m
線源 ^{137}Cs 150mCi

⑦マイクロ比抵抗検層機

モジュール LPM-202 ラインパワー
ゾンデ 電極間隔 1", 2" ノルマル
キャリパーアーム (電動式)
外径 54m/m 全長 153cm

ミネラルロギング

ミネラルロギング

⑧孔径検層機

モジュール CLM
ゾンデ 外径 63m/m 全長 4 m
4アーム方式 2アーム独立型

物理計測コンサルタント

物理計測コンサルタント

4. 検層結果

検層結果及び吉田ほか(1989)による岩芯観察結果を第4.1(a), (b)図に示す。

4.1 温度検層

地層温度及び、湧水層、逸水層等を調べるために温度検層を実施した。孔内水位は約20m付近にあり、孔内最高温度は孔底(500m)で約27℃であった。温度のアノマリー一部は特に認められず、試錐孔内において大きな地下水流れ等は生じていないと考えられる。

4.2 電気検層(25cmノルマル・100cmノルマル)

岩質が同じで、孔隙に飽和している水の比抵抗値が一定であれば、岩盤の比抵抗値の高低は孔隙の形状とその大きさによって決まると考えられる。従って、本孔井での地質と飽和水の比抵抗を一定とすれば比抵抗の高低は、割れ目の多さ(孔隙の大きさ)に左右されることになる。

25cmノルマル値と100cmノルマル値との関係は、25cmノルマル値の方が孔内水の影響を受けやすい。そのため、本孔井では25cmノルマル値の方が100cmノルマル値より低い値を示している。但し、隣接する層との比抵抗差が大きく、高比抵抗層が電極間隔より薄い場合は100cmノルマル値のほうが低く出ることもある。

本孔井の比抵抗値は、100 Ω -m~11000 Ω -mを示している。本孔井では岩芯観察により堆積岩に被われた深度16.8mより下の花崗岩は、セグメントI(深度16.8m~300m)・セグメントII(同300m~420m)・セグメントIII(同420m~500m)に分けられている(吉田ほか,1989)。セグメントIは、比抵抗値の変化が激しく風化・割れ目・変質がかなりすすんだ部分であり、比抵抗値も100 Ω -m~6500 Ω -mと大きく変化している。セグメントI内でも、16.8m~150mまでと150m~300mまでとは、比抵抗値の変化が少し異なり、150mまでのほうが比抵抗値の変化が大きく、かつ平均的な比抵抗値が小さい。RQD値は150m以浅で0~100%と変化が激しく、平均的に割れ目が多数発達しているが、150m以深ではRQD値は一般に70~90%を示し、局所的に発達する変質を伴う割れ目帯で0~20%を示す。また、この中でも最も低い比抵抗値(100 Ω -m)を示す224.20mの部分は、岩芯観察からも断層の可能性が高い。

セグメントII付近の比抵抗値は、セグメントIよりかなり高い値を示し、最高比抵抗値(11000 Ω -m)を示す部分もここに含まれる。この部分は割れ目・変質の分布が少なく、岩盤は緻密で堅固である。またこの部分は、RQD値もほぼ全体にわたって100%を示す。

セグメントIII付近では、比抵抗値は500 Ω -m~7000 Ω -mと変化が大きく、岩芯観察からも割れ目・変質が発達している深度である。特に460m~480m付近に割れ目と変質が集中し、RQD値も50%を割っている。

4.3 電気検層(2.5cmマイクロ)

2.5cmマイクロ電気検層はノルマル検層より電極間隔が短く、また孔壁に圧着させて測定しているため、電極間隔の長いノルマル法で検出できない割れ目等の検出に有効である。

本孔井の測定結果でも全体的には、25cm・100cmノルマルの測定結果と同様な傾向を示している。しかし、ノルマル法より細かい変化を示す比抵抗値を見てみると、深度300m～420mの部分では、ノルマル値が高く安定している部分でも細かい変化をマイクロは示しており、今後の解析（単一割れ目との対比等）により精度良く割れ目が検出できる可能性が高い。

4.4 音波検層

音波検層によるP波速度値は、1m間のP波走行時間より孔径補正をしてP波速度として表示してある。本孔井の、P波速度は、概ね4.5～5.0 km/secを示すが、特に断層部・割れ目帯・変質の発達した部分（セグメントⅠ・セグメントⅢ）で、3.0 km/sec以下の値を示す。割れ目箇所と低速度部分とはよく対比され、また低比抵抗部分ともよく対比される。

4.5 密度検層

密度検層による密度値は、 γ 線源より岩盤に放射された散乱 γ 線の検出器への入射率から、電子回路により地層の密度値に変換して表示される。本孔井の密度値は2.4～2.6 g/cm³となっている。電気・音波検層と同様に、セグメントⅡを除くセグメントⅠ、Ⅲ部分については割れ目・変質の影響を受けていると考えられる低密度部分が存在し、特に深度102m～105mでは2.4 g/cm³以下を示す。

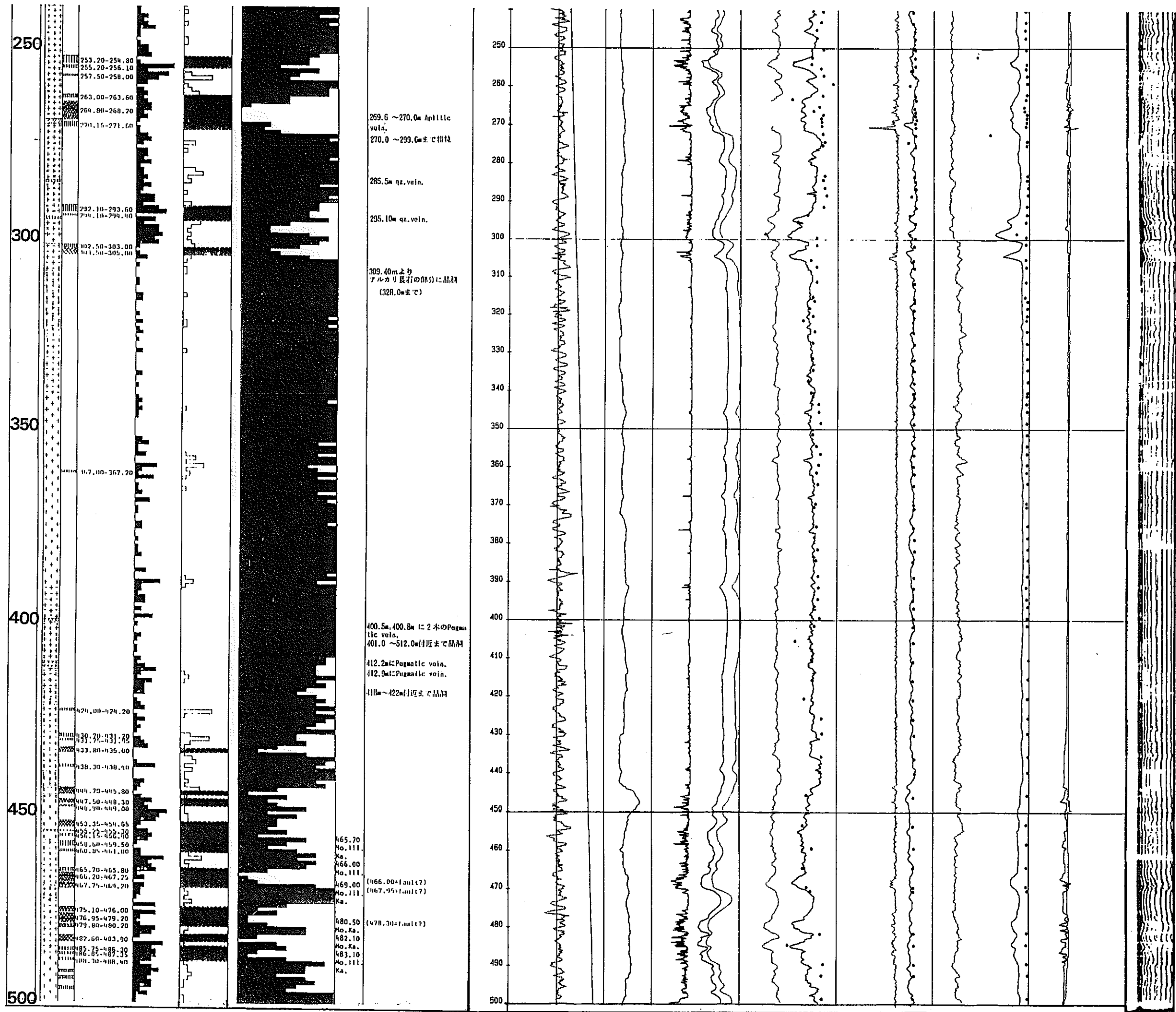
4.6 中性子検層

中性子検層による孔隙率は、中性子源より岩盤に放射された中性子の検出器への入射率から電子回路により地層の孔隙率値に変換して表示される。しかし、一般に中性子検層器は、石灰岩を使った校正ピットで補正されているため（伊藤, 1981）、岩質の違いを考慮した孔隙率値（%）として表示してある。中性子検層の結果は、本孔井で5～10%の値を示す。

上記各物理検層結果と同様に、セグメントⅡを除き、セグメントⅠ、Ⅲ部分の割れ目・変質の進んだ部分について高い孔隙率をしめす部分がある。

4.7 X-Y孔径検層

本孔井の、孔径検層の結果は、セグメントⅠ～セグメントⅢにかけて、掘削に使用したダイヤモンドリーマの外径である98.8mm ϕ ～100mm ϕ を示している。前述の各物理検層結果で述べたように、割れ目・変質の発達するセグメントⅠ、セグメントⅢについては、掘削時に孔壁が崩落したと考えられる結果が出ており、孔径は深度102m～105mで、100mm ϕ ～160mm ϕ と変化している。



第4. 1(b)図 AN-1号孔総合検層柱状図(250m~500m)

5. 物理検層値・岩芯物性試験値に基づく各物性値の計算とその結果

AN-1号孔で実施した各種物理検層、岩芯物性試験と岩芯観察結果(RQD・割れ目等)の個々の値の比較検討を実施した。

5.1 解析時使用データ

①AN-1号孔物理検層値(第4.1(a), (b)図)

(温度・電気・マイクロ・音波・密度・中性子・孔径)

②AN-1号孔岩芯物性試験値(密度・孔隙率・P波速度)

岩芯物性試験方法は、ISRM指針に基づいて行った。

③AN-1号孔の岩芯観察による地質柱状図・RQD図・割れ目数(第4.1(a), (b)図)

5.2 データのマージング

各物理検層値を比較する上で各測定値の層厚分解能が異なるため、下記のように各値を同一層厚の代表値とした。

RQD・割れ目数は1m間隔であるので、10cm毎に一点収録されている物理検層値もそれに合わせ、全て1m間の代表値とした。その代表値は、次のように求めた。

①音波検層

測定値が、1m間の平均値なので、1m間の中心部50cmのところを1m間の平均P波速度とした。

②密度検層

測定値が10cmごとに得られているが、任意の1m区間内において、上下の部分はそれぞれこの区間の上下に接した区間の影響を受けていると考えられ、それを排除するため1m区間内の中心部と上下10cmの3点のデータの平均値をその1m区間の代表値とした。

③中性子検層

「密度検層」と同様の方法を用いた。

5.3 孔隙率及び基質速度・粒子密度の算出

物理検層により得られる孔隙率は、割れ目の状態・変質・含水状態等の要因に支配される。これらの要因を解明するためには、複数の手法により得られた同種のデータを比較・検討することが有力な手段となる。今回はその検討の一つとして、密度-中性子検層及び音波検層より孔隙率を算出し、合わせて基質速度・粒子密度の算出を行った。

また、同様に岩芯物性試験値からも基質速度・粒子密度の算出を行った。

5.3.1 孔隙率の算出

(1)密度-中性子検層

一般に中性子検層器は、石灰岩を使った校正ピットで補正されており、中性子検層により求められた孔隙率は石灰岩を仮定して求めた値である(伊藤,1981)。従って、一般には、測定対象岩盤の孔隙率を補正するには、密度-中性子検層による石灰岩孔隙率のクロスプ

ロットが使用されている。しかし、本孔井の岩盤である花崗岩の孔隙率を補正するクロスプロットはないが、石灰岩と共に花崗岩と同様比較的均質な砂岩のクロスプロットは作成されている(第5.1図)。そのためここでは砂岩を用いて補正した孔隙率を計算で求めた。

第5.1図において、石灰岩の線分に平行な方向を岩質の成分とし、それと交差する方向の成分を孔隙率の成分として孔隙率を求めた。以後これを密度-中性子検層より求めた孔隙率(ϕ_L)とする。

その結果を第5.2(a)図に示す。

(2)音波検層

岩盤中における音波は、その伝播方向に対して平行・垂直な割れ目の影響を強く受ける。従って、音波検層による孔隙率は、割れ目の影響を大きく受けていると考えられる。

音波検層による孔隙率(ϕ_{SL})の算出は、一般に次の時間平均式(Wyllie et al., 1958)が使用されており今回もそれによって求めた。その結果を第5.2(b)図に示す。

$$\phi_{SL} = \frac{\Delta T - \Delta T_{ma}}{\Delta T_f - \Delta T_{ma}} \times 100 \quad \text{----- (1)}$$

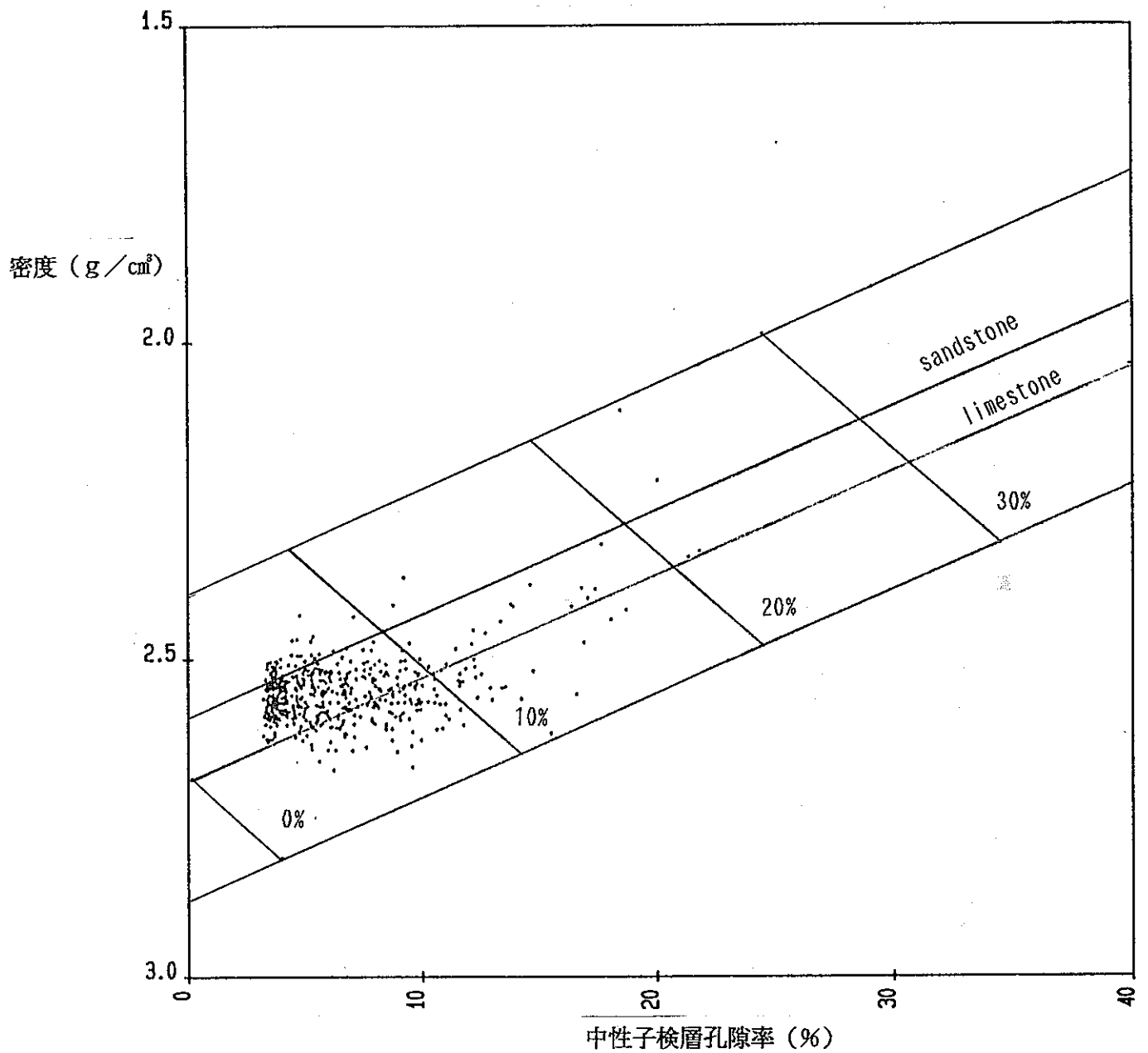
ここで、 ΔT は音波検層で与えられる地層の1m間の音波走行時間 $\mu\text{sec/m}$ 、 ΔT_{ma} 、 ΔT_f はそれぞれ、基質部分及び地層流体の1m間の音波走行時間 $\mu\text{sec/m}$ であり、 ΔT_{ma} は $182\mu\text{sec/m}$ (5.5km/sec)、 ΔT_f は $667\mu\text{sec/m}$ (1.5km/sec) (Dresser Atlas Log Interpretation Charts, 1985)と仮定して計算している。

なお、 ΔT_{ma} については、花崗岩と同じく比較的均質な砂岩の基質部分のP波速度値を仮定してある。上記の式は、一般に間粒状孔隙に対するものであり孔隙の形状(クラックの形状等)によってかなり変化幅を持つものと思われる。

(3)結果

密度-中性子検層による孔隙率 ϕ_L が高い値を示すところは変質を伴う割れ目帯に一致する。50m以浅では、風化の影響のため浅い所ほど増加する。50m~300m(セグメントI)深度には ϕ_L の高い部分が存在し、淡緑色~淡桃色変質を伴う割れ目帯に一致する。内50m~150mでは、150~300mよりバックグラウンドが高い。300m~420m(セグメントII)深度では、5~10%の値を示し変化が少ない。420m~500m(セグメントIII)深度では平均的に10%程度の値を示しセグメントIIより高いが、セグメントIの様に著しく高い値は示さない。若干高い値を示す部分は、灰白色~白色を呈し、手で崩れる程脆い変質帯に一致する。一般的に、 ϕ_L が大きき値を示す部分は変質を伴う割れ目帯に一致する。

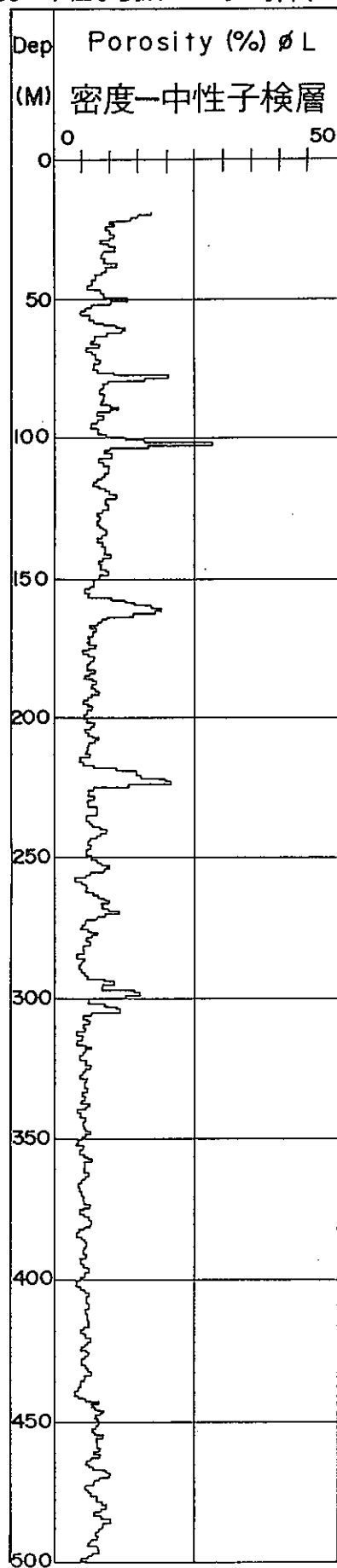
音波検層から算出された孔隙率(ϕ_{SL})は、一般に割れ目の密度が高い割れ目帯(著しい変質を伴う部分と、変質をほとんど伴わないもの両方)に一致する。50m以浅では風化の影響のため浅い所ほど増加する。50m~150mでは変化が激しく周期的に変化し、最大30%程度の値を示す。150m~300m(セグメントI)では著しく高い部分が存在し、この深度は割れ目帯に一致する。 ϕ_L ではさほど高い値を示さないが、 ϕ_{SL} で高い値を示すもの



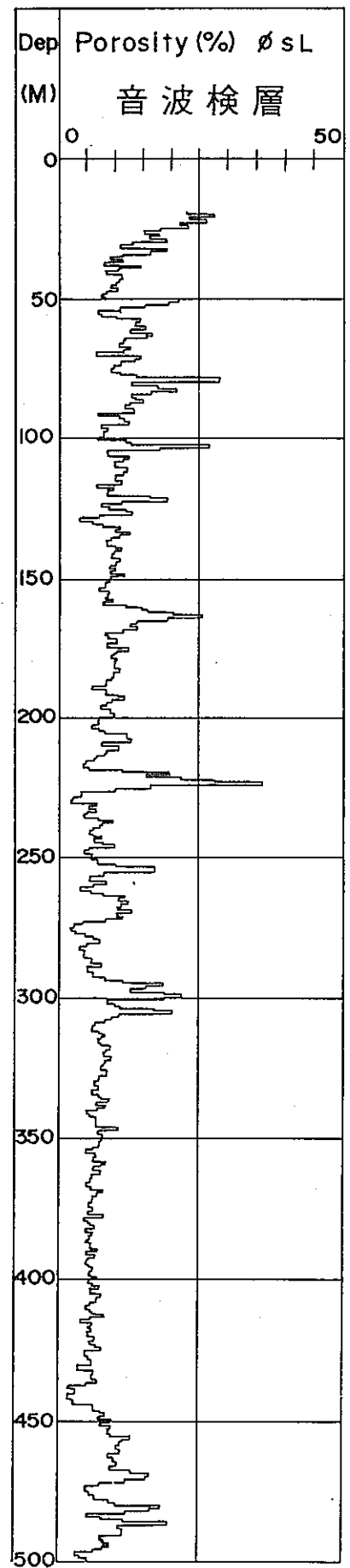
第5. 1図 密度-中性子検層による石灰岩・砂岩孔隙率クロスプロット

本孔井の岩盤である花崗岩の孔隙率を補正するクロスプロットはなく、花崗岩と同様に比較的均質な砂岩を用いて補正した孔隙率を計算で求めた。

(a) 密度-中性子検層によって算出した孔隙率



(b) 音波検層によって算出した孔隙率



第 5. 2 図 密度-中性子検層孔隙率, 音波検層孔隙率柱状図

があり、この違いは割れ目の密度・変質の有無に支配される可能性が高いと考えられる。300m～420m（セグメントⅡ）では ϕ_L と同様に5～10%の値を示し変化が少ない。420m～500m（セグメントⅢ）において、 ϕ_L では著しいピークが存在しないにもかかわらず、 ϕ_{SL} では4つの部分で高い値を示す。これは上記同様、割れ目密度・変質による影響と考えられる。

5.3.2 基質速度の算出

基質速度： ΔT_{ma} を求めるために、(1)式を ΔT_{ma} について解くと、

$$\Delta T_{ma} = \frac{100 \Delta T - \phi_{SL} \Delta T f}{100 - \phi_{SL}} \quad \text{..... (2)}$$

となる。(2)式において(1)式より求めた ϕ_{SL} ではなく、直接測定した密度—中性子検層孔隙率である ϕ_L を用いると、次のようになる。

$$\Delta T_{ma} = \frac{100 \Delta T - \phi_L \Delta T f}{100 - \phi_L} \quad \text{..... (3)}$$

ここで、 ΔT は音波検層で与えられる地層の1m間の音波走行時間（ $\mu\text{sec/m}$ ）である。基質速度の算出は、地層流体の音波走行時間 $\Delta T f = 667 \mu\text{sec/m}$ （1.5km/sec）のみ仮定し(3)式により求めた（第5.3(a)図）。

同様に、岩芯物性試験値の孔隙率値、P波速度値を使用して基質速度を求めた（第5.3(b)図）。第5.3(a)、(b)図において、概ね物理検層・岩芯物性試験ともに粗粒花崗岩（216m～300m）ほど基質のP波速度が速くなる傾向を示す。また、90m以浅部は、風化帯の影響のため小さい値を示す。

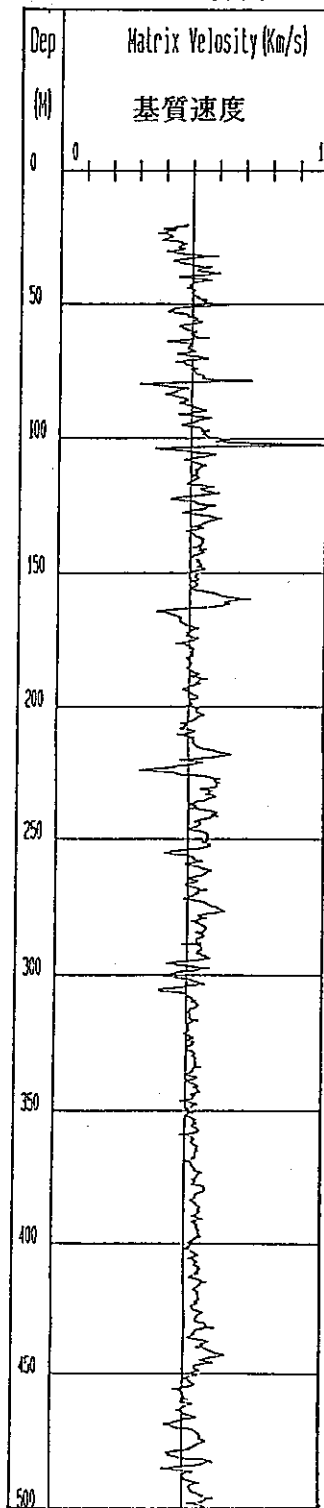
5.3.3 粒子密度の算出

物理検層からの密度値・孔隙率値（ ϕ_L ）、又岩芯物性試験からの密度値・孔隙率値を用いて、それぞれの粒子密度を求めた。

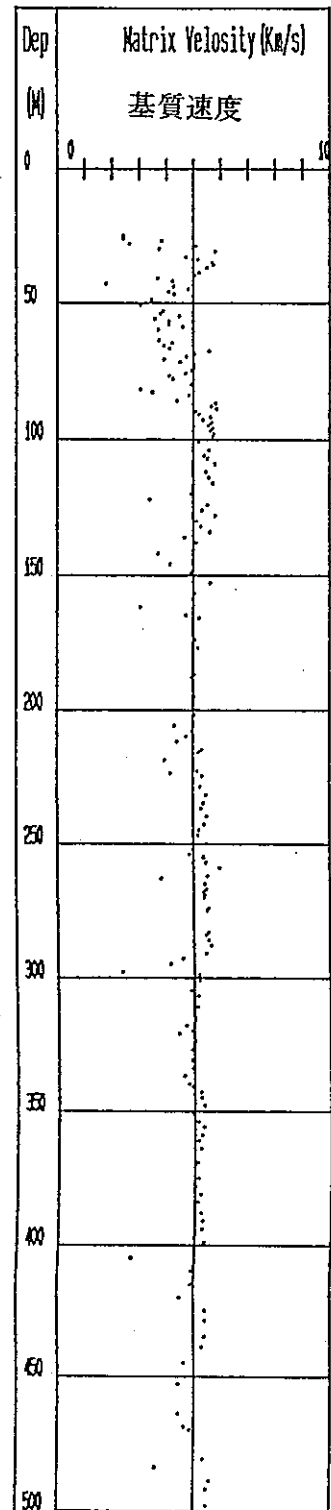
一般に密度と孔隙率の間には、次の関係がある（物理探鉱技術協会, 1979）。

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho}{\rho_{ma} - \rho_f} \times 100 \quad \text{..... (4)}$$

(a) 物理検層値から算出した基質速度



(b) 岩芯物性試験値から算出した基質速度



第5.3図 基質速度柱状図

ここで、 ρ は密度検層で得られる地層の見掛密度 (g/cm^3) で、 ρ_{ma} 、 ρ_f はそれぞれ、岩石の粒子密度 (g/cm^3)、孔隙液体 (ここでは水) の密度 (g/cm^3) である。

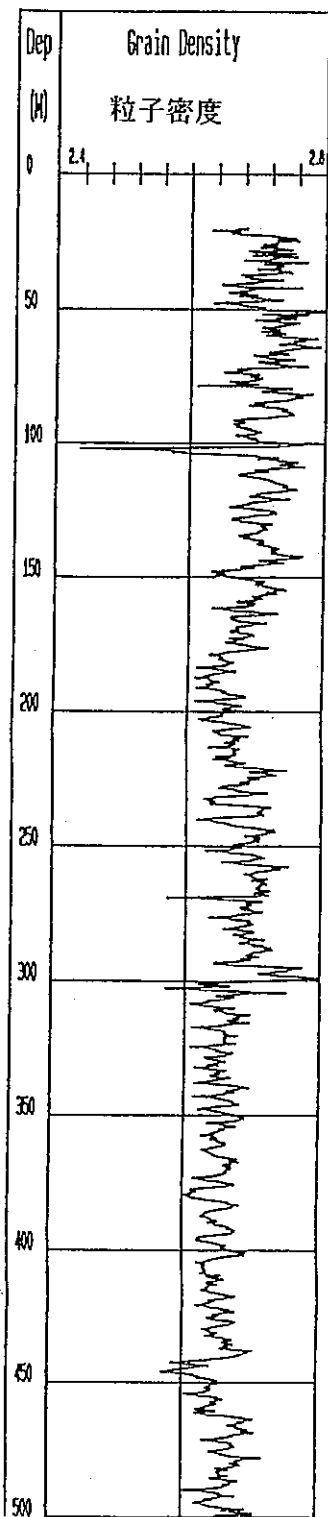
これを粒子密度 ρ_{ma} について解くと、

$$\rho_{ma} = \frac{100\rho - \phi\rho_f}{100 - \phi} \quad \text{----- (5)}$$

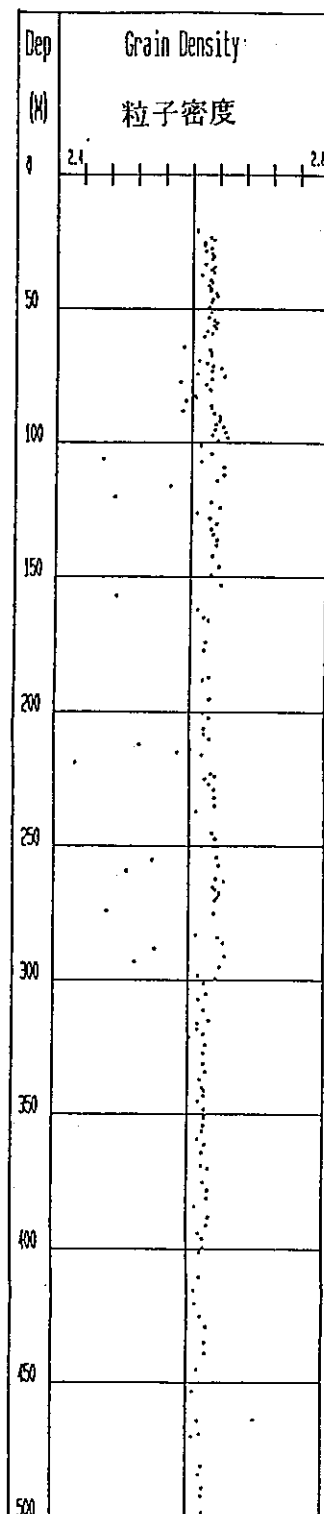
となる。(5)式において $\rho_f = 1.0 \text{ g}/\text{cm}^3$ と仮定し、 ϕ にはそれぞれ物理検層と岩芯物性試験から得られた値を用い、粒子密度を求めた (第5. 4(a), (b)図)。

(5)式による水の密度を、 $1.0 \text{ g}/\text{cm}^3$ としたときの粒子密度は、密度 (鉱物の量比) と有効孔隙率 (変質・マイクロクラック・割れ目) を含んだ絶対孔隙率に支配されると考えられる。本孔井では、密度値が $2.60 \sim 2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$ に集中し、これは、平均的な花崗岩のもつ密度値にほぼ一致する。また、粒子密度が $2.60 \text{ g}/\text{cm}^3$ 以下を示すもの (セグメント I) は、割れ目帯の影響が考えられる。

(a) 物理検層値から算出した粒子密度



(b) 岩芯物性試験値から算出した粒子密度



第5.4図 粒子密度柱状図

6. 考察

各物理検層の示す値と岩芯物性試験値及び岩芯観察による割れ目・変質の特性を対応させ、物理検層値が含む要因（割れ目・変質等）を把握するため、下記の項目について検討した。

- ①物理検層値の比較（孔隙率）
- ②岩芯物性試験値相関図（P波速度，孔隙率）
- ③物理検層値相関図（P波速度，孔隙率）
- ④物理検層値と岩芯物性試験値相関図（P波速度，孔隙率，密度）
- ⑤RQDと物理検層孔隙率頻度分布図
- ⑥岩盤区分

6.1 密度－中性子検層と音波検層による孔隙率の比較

密度－中性子検層孔隙率と音波検層孔隙率とを比較すると、同じ孔隙率でも、音波検層から得られた孔隙率のほうがその特性上、より割れ目帯の情報を含んだ値と考えられる。そのため両孔隙率の差を検討することにより割れ目帯等の特徴がより明瞭に把握できると考え、両検層による孔隙率の差について比較検討した（第6. 1(a),(b)図）。岩芯観察による割れ目・変質と ϕ_L ， ϕ_{SL} との比較を現在検討しているが、これまでに得られた結果によると次のようになる。岩芯観察により設定されたセグメントⅠ，Ⅱ，Ⅲで、 ϕ_L と ϕ_{SL} との差 $|\phi_L - \phi_{SL}|$ を比較すると、50m～300 m（セグメントⅠ）については、 $(\phi_L - \phi_{SL})$ は変化が少なくピークは変質を伴う割れ目帯に一致している。 $(\phi_{SL} - \phi_L)$ は $(\phi_L - \phi_{SL})$ より全体に変化が大きく割れ目密度の高い部分で大きな値を示す。300m～420m（セグメントⅡ）は、 $(\phi_L - \phi_{SL})$ ， $(\phi_{SL} - \phi_L)$ ともに変化が少なく、変質・割れ目の影響をあまり受けていない部分と思われる。しかし、 $(\phi_{SL} - \phi_L)$ ではセグメントⅠほどではないが、変化が大きく割れ目の発達が見られる。420m～500m（セグメントⅢ）はセグメントⅠ同様に $(\phi_L - \phi_{SL})$ があまり変化していないのに、割れ目密度の高い部分で $(\phi_{SL} - \phi_L)$ が大きく変化する。以上、 $|\phi_L - \phi_{SL}|$ の変化を検討したが、この値も割れ目・変質等の諸条件の変化に影響を受ける。特に $|\phi_L - \phi_{SL}|$ は、強い含水状態の部分（地下水が存在する部分）を示す可能性があり、今後水理特性との比較が必要と考える。

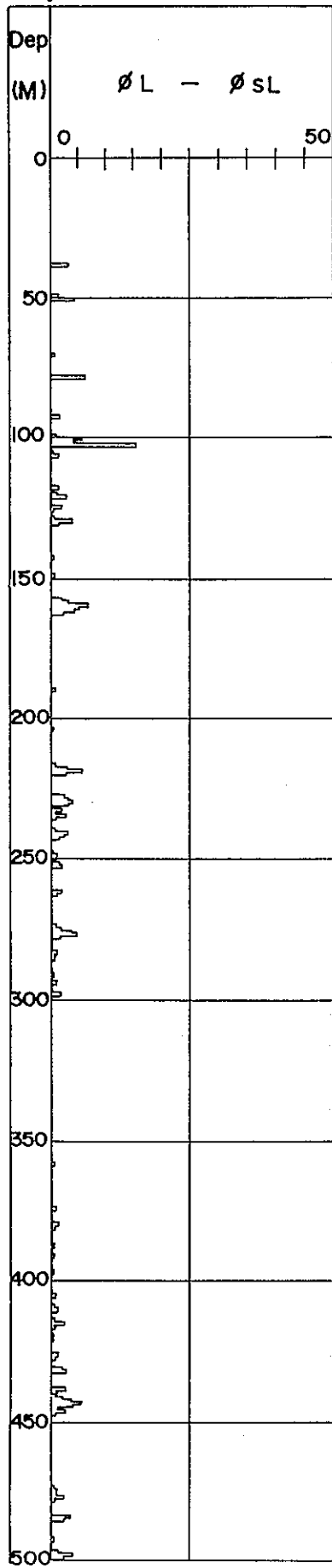
6.2 岩芯物性試験による孔隙率とP波速度との相関

岩盤内部に存在する孔隙がP波速度に与える影響を把握するため、岩芯物性試験値の相関を検討した（第6. 2図）。全体として負の相関が認められる。特徴としては孔隙率の変化が少ない割には、P波速度の変化が大きいことである。これは、P波速度は、同一孔隙率であってもその形状（マイクロクラック・変質等）に支配されるためと考えられる。また物性試験の実施にあたっては、比較的岩盤の良好な部分をサンプリングしているため孔隙率値は全体にかなり低い値で測定されていると考えられる。

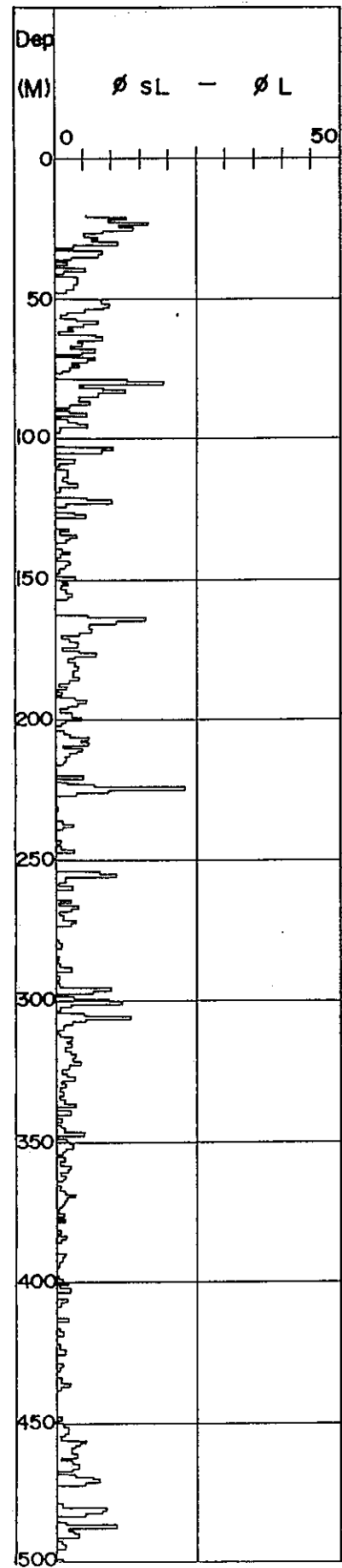
6.3 物理検層による孔隙率（ ϕ_L ）とP波速度との相関

上記岩芯物性試験データよりも、岩盤全体の特徴を捉えた物理検層データを比較することで両者の違いを検討した（第6. 3図）。全体としてはゆるい負の相関が認められる。

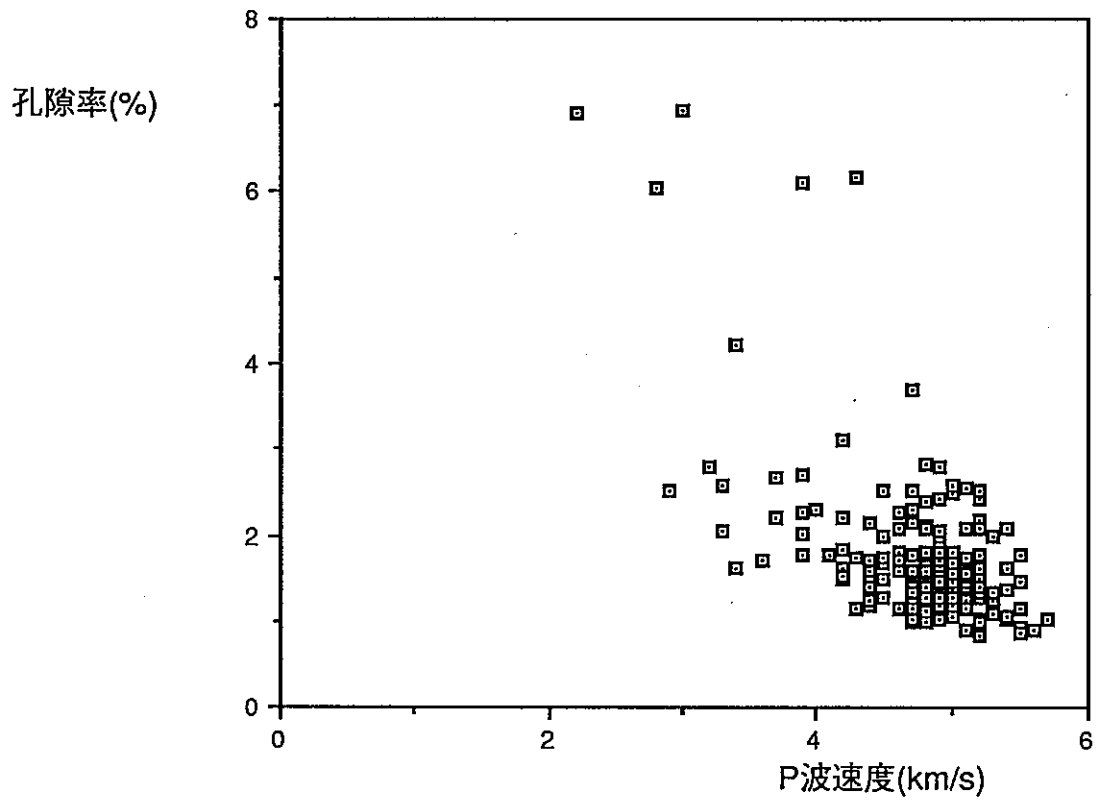
(a)
 (密度-中性子検層孔隙率) - (音波検層孔隙率)



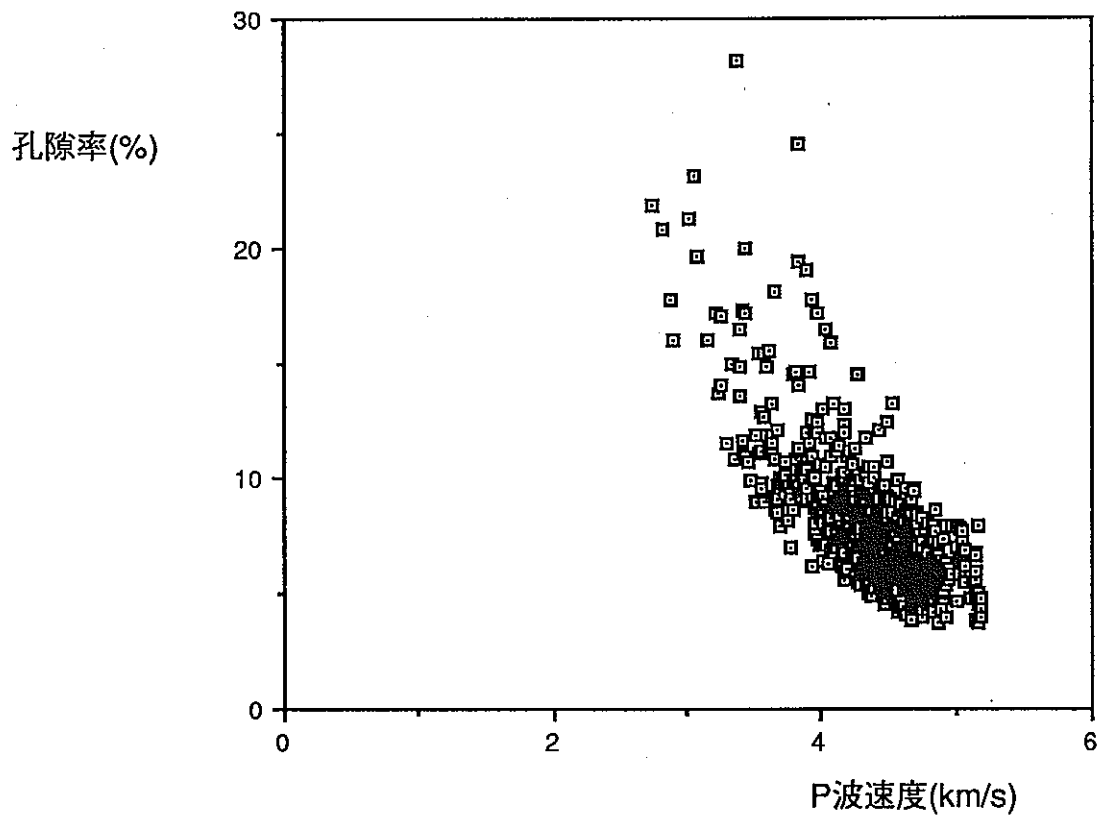
(b)
 (音波検層孔隙率) - (密度-中性子検層孔隙率)



第6. 1 図 密度-中性子検層孔隙率と音波検層孔隙率との差



第 6.2 図 岩芯物性試験値相関図



第 6.3 図 物理検層値相関図

岩芯物性値相関図(第6.2図)と比較すると、P波速度の変化はほぼ同じ傾向を示すが孔隙率値が全体に大きい値を示している。これは、物理検層による孔隙率値は、割れ目・変質・含水状態等すべての情報を含んでいる値であるため、全体に大きな値を示すと考えられる。また、データが分散する理由としては、物理検層の検出限界の他に ϕ_L は含水状態を、P波速度は割れ目を主として示したデータであるためと考えられる。

6.4 物理検層値と岩芯物性試験値との相関

6.4.1 P波速度

岩芯物性試験より得たP波速度は、変質・マイクロクラックに支配される。また、物理検層により得られたP波速度は、変質・マイクロクラックのほかに、割れ目に強く支配される。従って、岩芯物性試験のP波速度=物理検層のP波速度の直線を境に、岩芯物性試験のP波速度が大きく、物理検層のP波速度が小さい値に集中しているものは、割れ目の情報を主に含む可能性がある(第6.4図)。

6.4.2 孔隙率

岩芯物性試験の孔隙率は2~3%に集中し、この孔隙率が増加すると物理検層の孔隙率も増加する。物理検層の孔隙率(ϕ_L)は、2~20%まで幅をもって分散する(第6.5図)。岩芯物性試験の孔隙率がほぼ一定の値を示すにもかかわらず、物理検層の孔隙率が変化する原因としては、割れ目の存在が考えられる。

6.4.3 密度

若干、物理検層値、岩芯物性試験値とも分散するものの、密度値は、ほぼ一定の値2.5~2.6g/cm³を示す(第6.6図)。

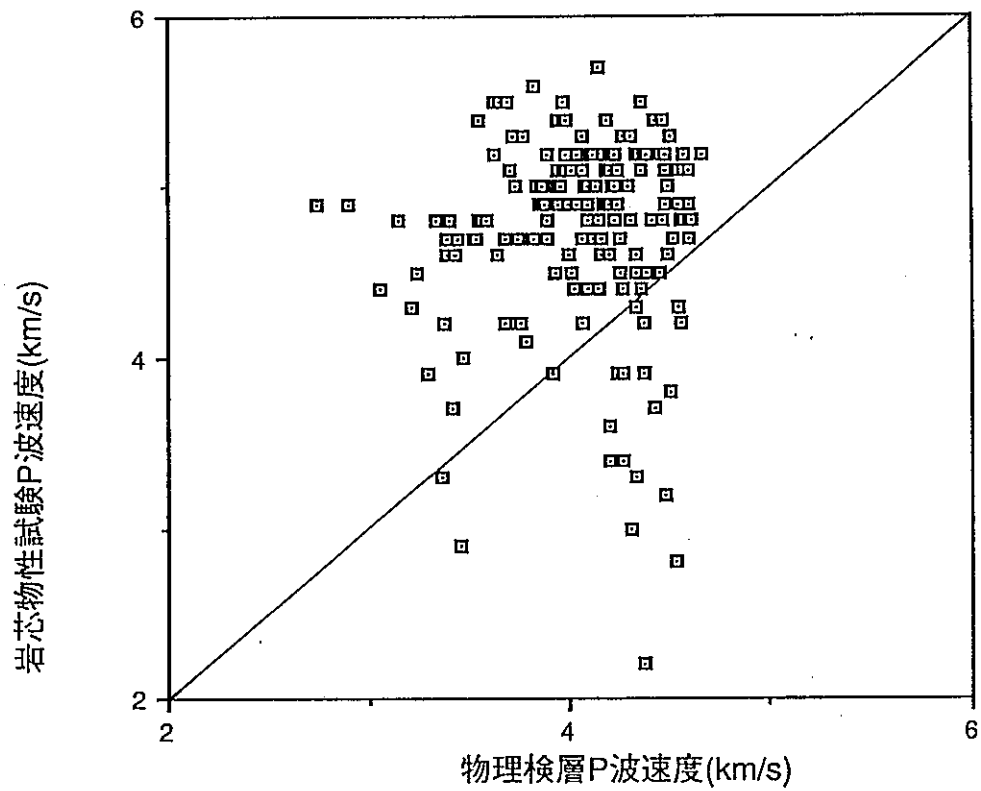
6.5 RQDと物理検層孔隙率頻度分布との関係

RQDは、割れ目の密度・風化・変質程度・岩石の持つ力学的性質に支配されるのみでなく、掘削方法等による人為的な要因をも含む。しかし、頻度分布図ではRQDの高いものが低い孔隙率を示す部分に対応し、若干の相関が有るように認められる(第6.7図)。

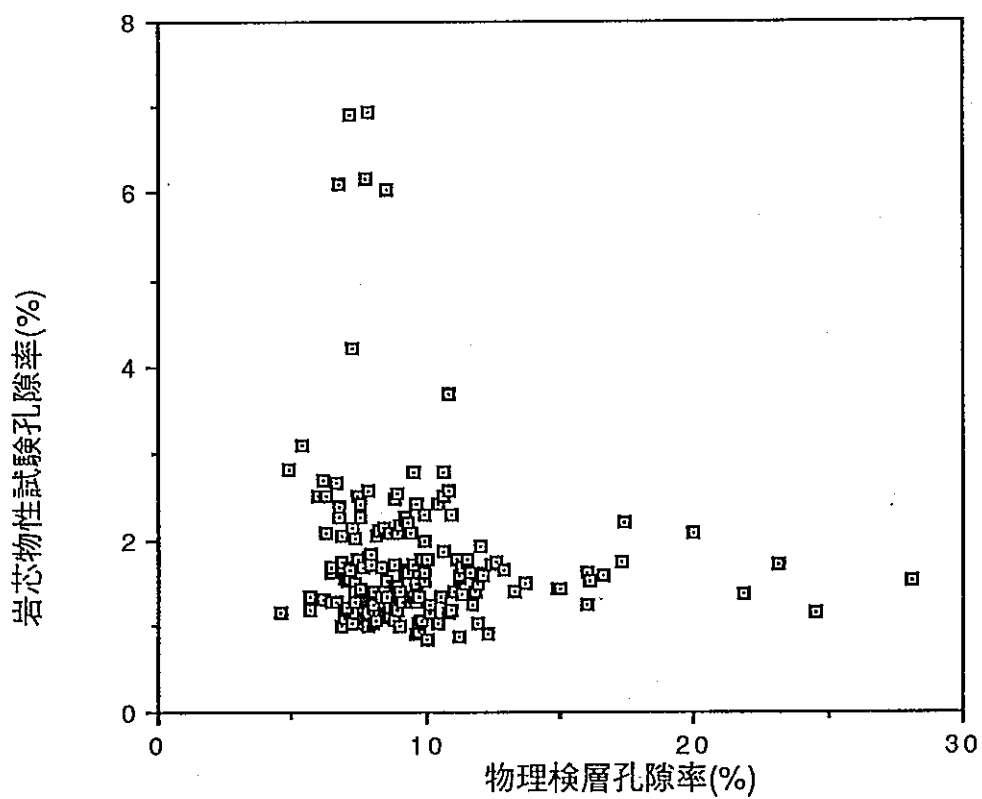
6.6 岩盤区分

一般には、岩盤の性状を表す方法として岩盤等級区分があり、これを一般に岩盤分類といい、調査の目的に応じて様々な所で開発され使用されている(土木学会,1983)。

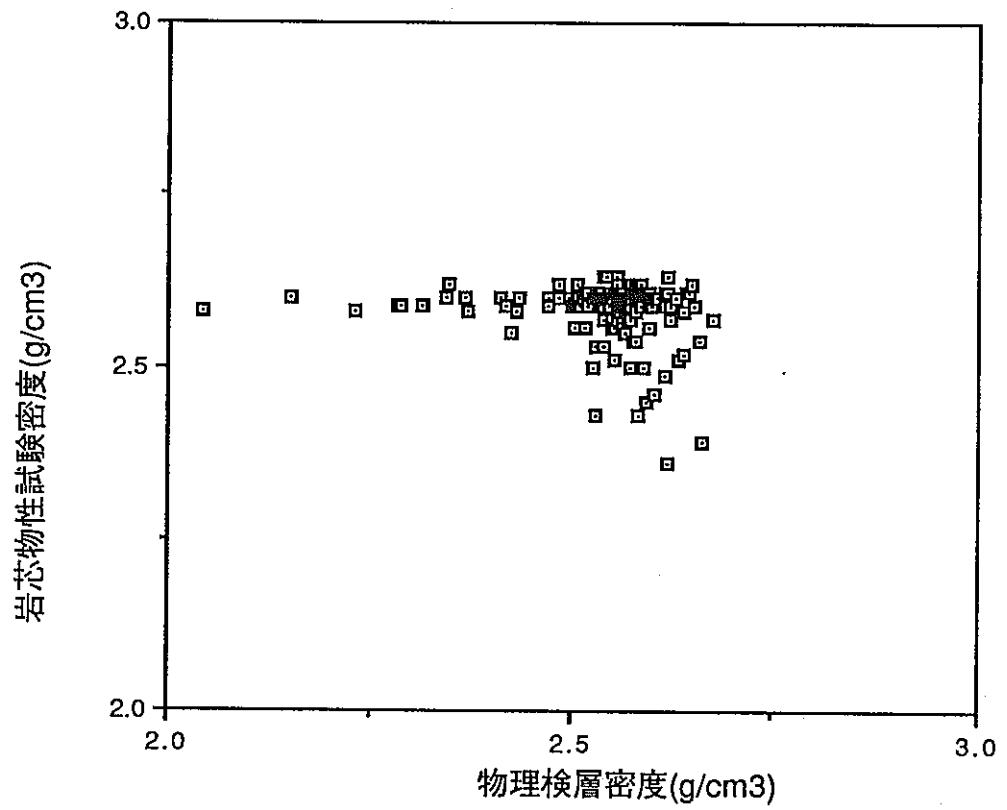
密度-中性子検層で求められた孔隙率(ϕ_L)は絶対孔隙率で、割れ目・変質・マイクロクラック・含水状態等全ての要因を含む。物理検層値を用いて岩盤の透水性を評価するための分類法を作成するためには、岩盤のもつ諸特性と物理検層値・岩芯物性試験値との対応を詳細に比較した上で、岩盤の特性を良く表現できる指標を作成すること、そして、作成した指標と透水性との対応関係を検討した上で岩盤評価法を作成する必要があると考える。



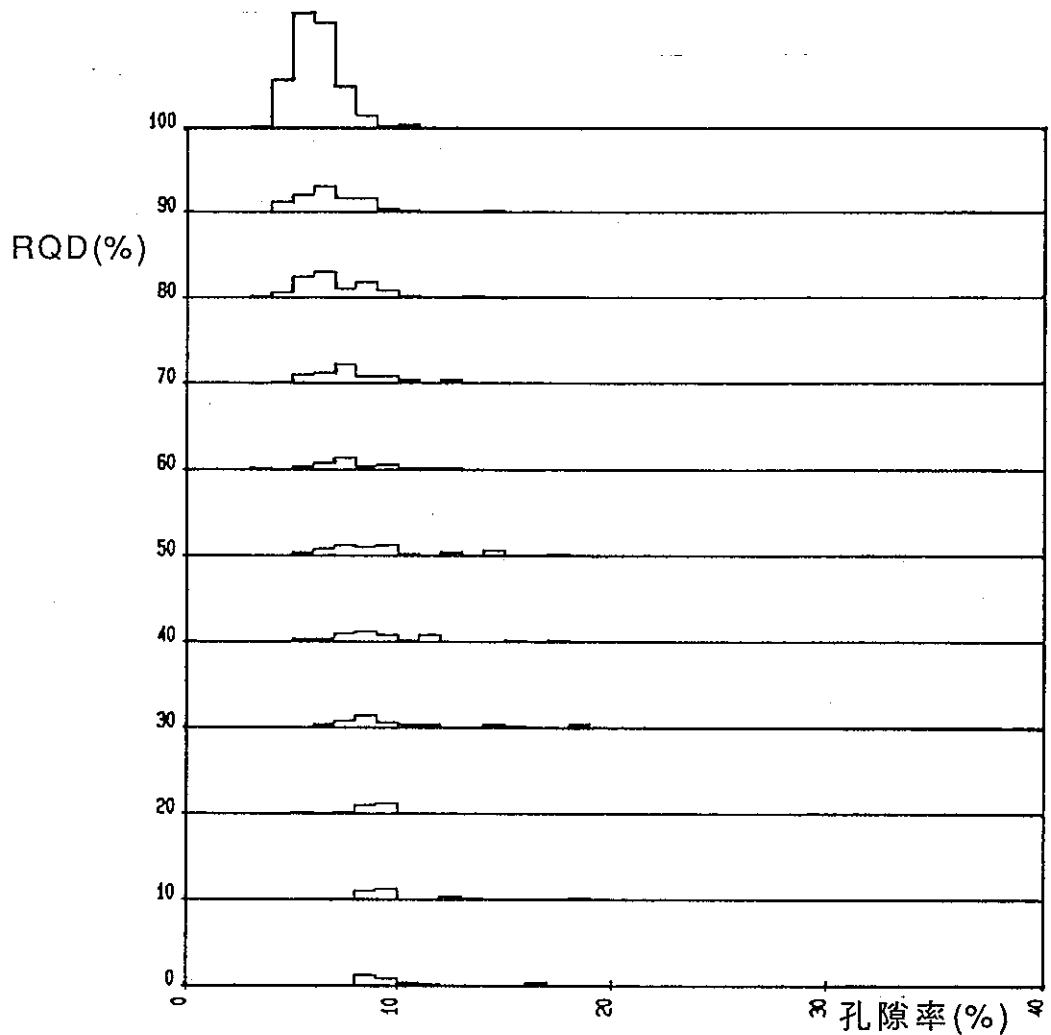
第 6.4 図 物理検層値／岩芯物性試験値相関図 (P波速度)



第 6.5 図 物理検層値／岩芯物性試験値相関図 (孔隙率)



第 6.6 図 物理検層値／岩芯物性試験値相関図 (密度)



第 6.7 図 RQDと物理検層孔隙率頻度分布図

ここでは、水理地質構造モデルの構築に反映させるため、各要因全てを含んだ物理検層による孔隙率 (ϕ_L) とRQD値を用いて深層岩盤の力学的・水理学的岩盤特性評価手法の確立の一助として、岩盤区分を試みた。一般的区分方法ではないが、数値を用いて区分し、人為的誤差が少なくなるように行った。

RQD及び孔隙率を第6. 1表のようにそれぞれ指数1～7に区分した。

第6. 1表

指 数	RQD (%)	孔隙率 ϕ_L (%)
1	100	5以下
2	90	5～7.5
3	70～80	7.5～10.0
4	50～60	10.0～12.5
5	30～40	12.5～15.0
6	10～20	15.0以上
7	0	

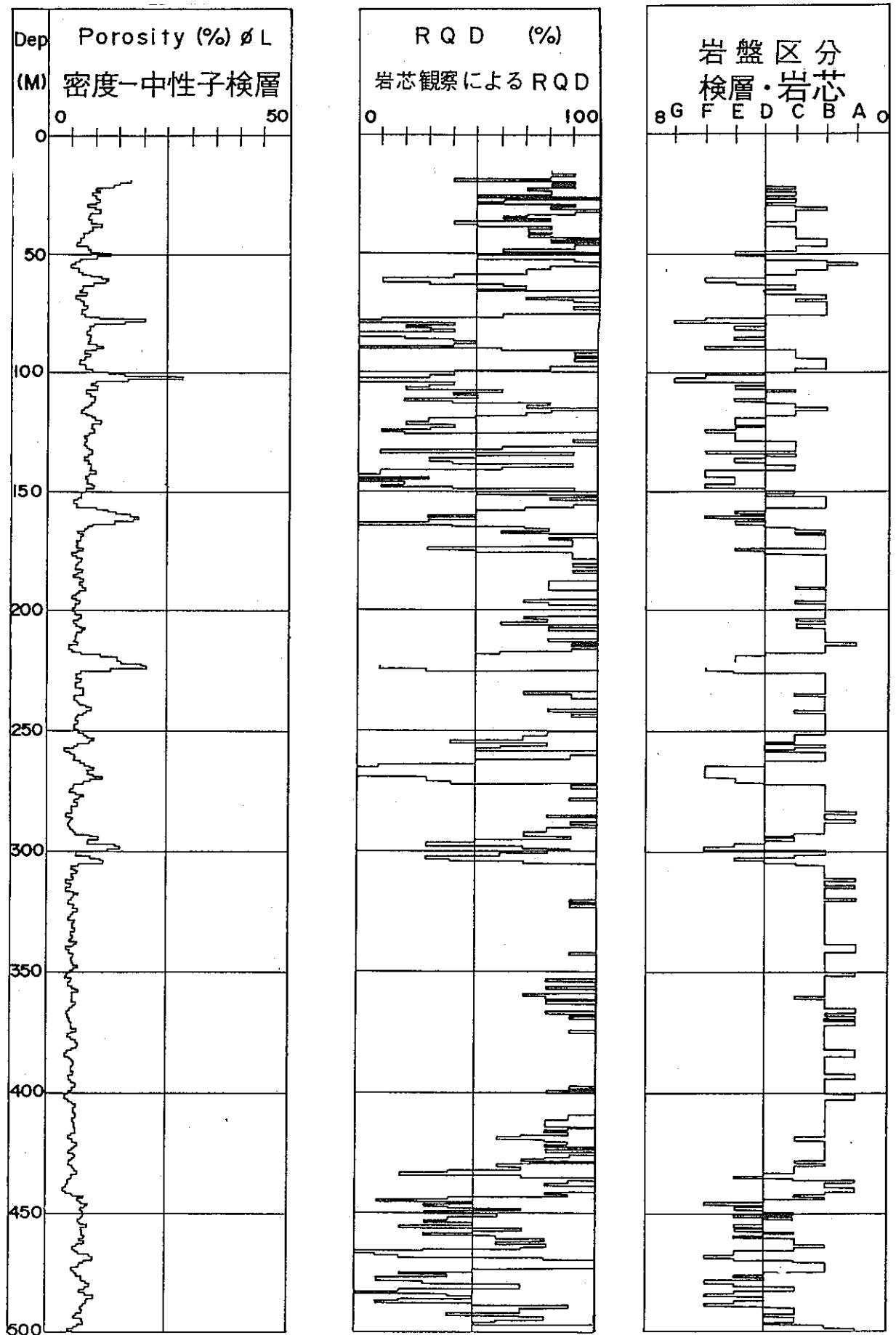
上記で得られたRQDの指数と孔隙率の指数をそれぞれ加えたものを岩盤区分とし、A～Gに対応させた(第6. 2表)。この区分を各深度に対応させた結果を第6. 8図に示す。

第6. 2表

RQD指数+孔隙率指数	岩盤区分
2	A
3～4	B
5～6	C
7～8	D
9～10	E
11～12	F
13	G

この岩盤区分の分類の概念は、Aは割れ目がほとんど見られない極硬岩部分。Bは密着した割れ目が少し見られる極硬岩で変質等の影響も少ない部分であると考え。C～Eについては、風化・変質のかなり進んだ部分で開口割れ目が発達し粘土等を挟む部分もあると考える。F～Gは、C～Eより更に風化・変質の進んだ部分で固結程度はかなり低く、全体が粘土化されたような部分がある破碎帯・断層部を示すと考える。

AN-1号孔(0m～500m)では、岩芯観察により区分された深度16.8m～300m区間(セグメントI)では、変質を伴わない割れ目集中帯、緑色変質を伴う割れ目集中帯部分でD～F、F～Gを示す。次に300m～420m区間(セグメントII)では、岩芯観察によっても割れ目、変質を伴わない岩盤と観察されており区分としてもA～Bを示す。420m～500m区間(セグメントIII)では、セグメントI同様割れ目、変質の発達した岩盤であり、区分D～Fを示す。このように孔隙率とRQDのみを用いて区分した岩盤区分であるが、岩芯観察による割れ目帯、変質との良好な一致が見られた。



第6. 8図 AN-1号孔岩盤区分柱状図

物理検層による孔隙率(ϕ_L)と岩芯観察によるRQDを使用して
 孔井の岩盤区分を試みた。

7. まとめ

今回の測定結果をまとめると以下ようになる。

- ① 各物理検層の中で、割れ目・変質の検出に有効と考えられる物理検層方法は電気、音波検層で、マイクロ検層はその中でも割れ目の個々の判別に使用できる可能性がある。また、割れ目・変質・破碎帯等で含水している可能性のある箇所を検出には、密度、中性子検層が有効である。
- ② 基質速度は、物理検層値、岩芯物性試験値とも粗粒岩ほど大きくなることが判明した。
- ③ 孔隙率とP波速度との関係では、岩芯物性試験、物理検層ともに両者は弱い相関関係が認められる。
- ④ 密度-中性子検層孔隙率 (ϕ_L) が高い値を示す深度は、変質を伴う割れ目帯に一致することが認められた。特にセグメントⅠ、Ⅲ部分で高い値を示す。
- ⑤ 音波検層から算出した (ϕ_{SL}) が高い値を示す深度は、割れ目の密度が高い割れ目帯 (著しい変質を伴う部分と変質をほとんど伴わないもの両方) に一致することが認められた。セグメントⅠでは著しく高い部分が存在し、セグメントⅢでは4つの部分で高い値を示す。
- ⑥ 物理検層と岩芯物性試験によるP波速度と孔隙率との関係では、割れ目の存在に起因すると思われる差が見られる。これは、岩芯物性試験のためのサンプリングは割れ目のない部分を選んで行われるためである。
- ⑦ 物理検層から算出した ϕ_L 、 ϕ_{SL} の差、及び岩盤区分を割れ目、変質程度の異なる各セグメントで比較した結果、
セグメントⅠ、Ⅲでは、
 - (a) ($\phi_{SL} - \phi_L$) は変化が大きい。
 - (b) 岩盤区分はD~Fを示す。
 - (c) 割れ目、変質の発達した区間である。の共通点がある。しかしⅠでは ($\phi_L - \phi_{SL}$) は全体的に各深度にピークが認められるのに対し、Ⅲでは小ピークが認められるのみである。
又セグメントⅡでは、
 - (a) ($\phi_{SL} - \phi_L$) は変化が小さい。
 - (b) 岩盤区分はA~Bを示す。
 - (c) 割れ目、変質の発達は著しく低い区間である。
 - (d) ($\phi_L - \phi_{SL}$) はほとんど一定の値を示す。

という特徴が認められ、定性的には物理検層算出データ、岩盤区分と割れ目、変質データでは相関が認められることを確認した。

今後物理検層から算出された物性値等と、割れ目・変質帯の特性 (変質幅・変質程度・変質鉱物・変質帯の岩石化学的特徴) との関係について詳細に比較検討し、物理検層から読み取れる岩盤物性の変化を明らかにしていく計画である。

〔謝 辞〕

本報告書をまとめるにあたり、いろいろな助言をしていただいた動燃事業団中部事業所環境地質課の諸先輩、同僚並びに本孔井の物理検層測定とデータ処理を行っていただいた物理計測コンサルタントの方々に心から御礼申し上げます。

引用文献

- 1) 物理探鉱技術協会(1979) 物理探査用語辞典, 物理探鉱技術協会.
- 2) 土木学会(1983) トンネルの地質調査と岩盤計測, 社団法人土木学会, P29, P126-P141.
- 3) Dresser Atlas Log Interpretation Chart(1985)
Dresser Atlas, Dresser Industries, Inc.
- 4) 石原舜三・鈴木淑夫(1969) 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類, 地調報告, No. 23, 2, P113-P128.
- 5) 伊藤寿恒(1981) 深層ボーリングにおける物理検層の現状, 月刊「地球」, Vol. 3, No. 2, P83-P105.
- 6) Uemura, T. (1961) Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, Central Japan, Jour. Earth Sci, Nagoya Univ, Vol. 9, P394-P417.
- 7) Wyllie M. R. Jr., et al. (1958) An Experimental Investigation of Factors Affecting Elastic Wave Velocity in Porous Media, Geophysics, Vol. XX III, No. 3.
- 8) 山本 勇・塩田哲也・原島文雄・藤本順吉・鯉沼 稔・広野修一郎(1974)
東濃地域のウラン鉱床の探査について, 鉱山地質, Vol. 24, P157-P168.
- 9) 柳澤孝一・西垣 誠・平田洋一(1988) 動燃式低水圧制御水理試験機(動燃式JFT)の原理と適用例, 地下水学会誌, Vol. 30, No. 3, P127-P137.
- 10) 吉田英一・大澤英昭・柳澤孝一・山川 稔(1989) 深部花崗岩中の割れ目解析, 一岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にして-, 応用地質, Vol. 30, No. 3, P11-P22.