

# 報 文

550.832.52/53 : 550.822 : 550.814 (521.52)

R I 検層による諏訪湖南盆地の浅層地盤の堆積状態・物理的性質・

地盤沈下予測について\*

故 金 井 孝 夫

## Physical Properties and Sedimentary Features of Subsurface Layer in Southern Suwa Basin, Determined by R I. Prospectings, and the Estimation of Ground Surface Subsidence

†Takao KANAI

### Abstract

The sedimentation process of soft grounds has been made clear, through collecting much original data of both radioisotope prospectings by inserting underground a probe which is a part of a neutron moisture-meter together with a X-ray density-meter, and soil mechanic test of cores which were caught in the alluvial plain deposits contiguous to Lake Suwa. Since the soft grounds of the locality are characterized by humus soil which contains surplus H atoms, subsurface loose layers could be detected effectively by logging data with a neutron moisture-meter, and then detailed underground knowledge could be acquired through drawing geologic sections. It is also noticed that an area underlain by humus soil often distributes outside the natural levee of brooks. The author has been aware of shore-line advancement towards the lake centre and shriveling process of the swampy zone, where soft grounds are found, analyzing air-photographical sheets and the historical maps since 1550 A. D.

As for the relation between soil mechanic tests and above-mentioned R. I. prospectings, it is the soil with a moisture content of less than 200% that the measuring data of soil mechanic tests well accord with the visual values from the figures both density loggings ( $\gamma$ -ray) and moisture loggings (neutron). There is a formula, which shows the connection of compression index ( $C_c$ ) with natural void ratio ( $e_0$ );

$$C_c = 0.556 (e_0 - 0.8).$$

The author has tried to presume the subsiding value of the earth surface at such a quarter, as is underlain by thick humus bed, like Loc. 7.

### Example of Calculation (Loc. 7)

Case	Specification	Subsiding value
1	Underground water head fall . . . 1 m	-51 cm
2	Compression load . . . 3 t/m <sup>2</sup>	-98 cm

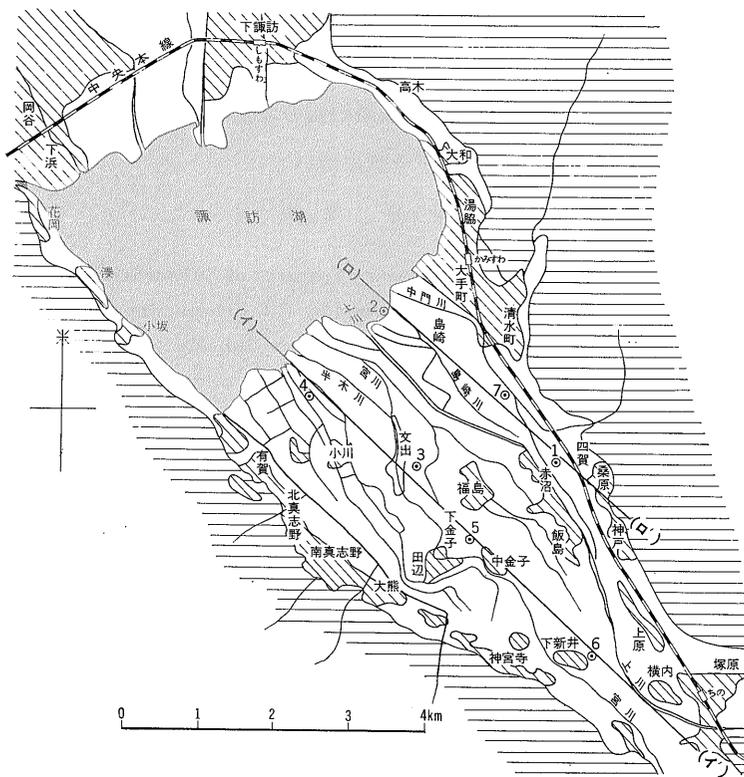
### 1. ま え が き

さきに筆者は電気探査結果および地質ボーリング資料により、沖積層の概略の地質構造を明らかにした(金井, 1973)が、その内湖南盆地の浅層部を構成する軟弱な地

盤(A地層)の分布、含水量、地盤の固さ、また腐植物土の存在を明らかにすることを目的として放射線同位元素検層を利用した。地層の密度・含水量の計測を7地点で試みた(第1図)。

あえてアイソトープ検層を利用する方法を試みたのは、ガンマー線密度計および中性子水分計が、従来の調

\* 本報告は故金井孝夫の遺稿を尾原信彦が整理したものである。



第1図 諏訪湖南地区 R I 検層位置図

査方法に比べて、次の点で優れているからである。

- イ) 測定が破壊的である。
- ロ) 測定が迅速で簡便である。
- ハ) 測定方法さえ適切であれば、非常に高い精度が得られる。

ニ) 砂・シルト質層の中に細かくレンズ状に堆積している腐植物土の存在を、サウンディング等では正確につかむことは困難である。また中性子検層によると、 $H_2O$  以外の水素原子が地層に多く含まれている形で、腐植の量を明確に把握できる。

ホ) 軟弱地帯の堆積の状況は必ずしも単純ではなく、垂直に数m間隔で採取した土質試料によって、その地層の物理的性質を代表させることは困難である。R I 検層によれば、土の物理・力学的性質で最も重要な要素を占める含水量・密度を連続的に把握できる。

## 2. 中性子水分計・ガンマー線密度計測定法

### 2.1 計測器について

放射線の減速・散乱を利用して、地中の水分量や土質の密度を測定する日立ポータブル型中性子水分計と  $\gamma$  線

密度計を使用した。

	放射線源	検出器
中性子水分計	Am-Be 30 mCi	BF <sub>3</sub> カウンター
$\gamma$ 線密度計	Cs 10 mCi	GM カウンター

スケラーはデカトン5桁で表示

### 2.2 地層の含水量・密度の測定法

地層中に計測用導入管、AXケーシングパイプ (外径 57.15 mm, 内径 50.8 mm) を、標準貫入試験に用いるノッキングヘッドおよび錘で、打込みを行なった。打込み完了後、密度または水分プローブをこの導管を通じて管底部まで挿入し、順次 10 cm または 20 cm のピッチにて引き上げながら、計測を行なった。各点の放射線計測時間は 1 分間である。

### 2.3 導入管打込に伴う含水量・密度の修正

打込み方式によって得られる地層の密度・含水量測定値は、導管を打込む際に擾乱破壊された導管周辺土層の密度と含水量とを計測していることになる。したがってこれら導管打込み後に測定された値を、打込み前における自然状態の含水量・密度に換算しなければならない。

著者は滋賀県琵琶湖東地区・秋田臨海地区・千葉県佐原地区において導入管打込みによる地層の破壊領域あるいはその範囲を4B (Bは導管の外径) であると仮定して、下記のような修正率を用いて、地層の含水比を算定した結果は、同深度の所で採取した土質試料をもとに、土質試験より求めた含水比の値とほぼ一致した値が得られている。

破壊領域  $4B = 4 \times 57.15 \text{ mm} \doteq 230 \text{ mm}$

$$\text{密度修正率} = \frac{(23^2 \times 0.785) - (5.715^2 \times 0.785)}{23^2 \times 0.785} = 0.938$$

$$\text{含水量修正率} = \frac{23^2 \times 0.785}{(23^2 \times 0.785) - (5.715^2 \times 0.785)} = 1.065$$

### 3. 諏訪湖南盆地の変遷

種々の文献によって湖南盆地の変遷を略記すると次のようになる (第2図)。

諏訪湖は構造盆地における一つの堰止湖として形成され、湖面は現在の諏訪盆地の大部分を覆い、その面積は約231 km<sup>2</sup> におよんでいた。そして時代とともに、流入河川から運搬される土砂の沈積により、湖水は縮小され、湖盆は三角洲などで形成され平地へと発達していった。したがって湖盆の堆積物中には水生植物の還元残留物 (腐植) が多く見られる。

740年頃の信濃風土記によると、当時の湖周は約36.5 km (現在尺度に換算) あり、上諏訪・四賀・宮川・中州・湖南・豊田あたりはおおむね水で覆われていた。

1069年 (平安朝時代) の諏訪湖は現湖岸より南方へ5 km 余り拡がり、湖畔の平地全部を浸していた。

1261年 (鎌倉時代) には、宮川・上川の河川等から運搬された土砂により、湖面を蚕食するような貌で埋立てはじめ、湖南は多くの洲・沼沢で満たされていた。この時代にはすでに金子・福島部落などは存在していた。

1545年頃水害があり、湖南地域の多くの部落が全滅した。

1558年 (永禄元年) の地図によると、当時の上川・宮川の2河川は沖積地を流れ、あるいは合流、あるいは曲折限りなく、また自ら派流に富み、流路も一定していなかったようである。そして沖積作用は漸次その勢いをもって湖南を侵略していった。このころ飯島部落が発生し、また今の高島 (東岸) 辺りには、小規模ながら城廓を有していたようである。

1720年 (享保5年) 頃、2カ年にわたる実地検分の上で作製した実測図があり、これによると、上川の派流および宮川の流路等が今日の流路と全く一致している。現湖岸から約1 km まで陸地化していたことになる。

いずれにせよ、このように諏訪湖はしだいに湛水面積を縮小し、陸地が形成されていった。また春秋の出水によって盆地は常に湖水の逆浸をまぬがれず、とくに自然堤以外の低地では、排水不完全で葦荻が繁茂し、これらがしだいに腐植土として堆積し陸地化していった。したがって浅層部の堆積状態は複雑さをきわめている。

### 4. 航空写真からみた湖南盆地の軟弱地帯

航空写真は、地表面の客観的な記録であって、種々の地球科学分野で地表面に関する情報を得るために用いられている。とくにその立体観察によって、地形図には表現されていない微細な地形的起伏を把握することができる。さらに、可視光線領域の赤外部から近赤外部にかけての領域の電磁波は水に吸収されることから、短い波長領域をカットして撮影された写真では、表層の水分の多い部分が、暗いトーンで記録される。この2つの特性が、沖積地の調査に有力な手段として用いられている。とくに堆積地形においては、その形態 (3次元の) とその存在する場所が、それを構成する物質を推察する有力な手がかりとなる。すなわち、その形と存在する場所から、それを形成された作用を考察し、間接的に構成物質を推定するのである。

沖積地においては、起伏がきわめて小さく、深部までその構成物質を推定することは困難であるが、少なくとも表層部については、その拡がりや正確に把握することができる。一方、RI 検層をはじめとして、地表における諸調査では、より深部までのデータを直接獲得できるが、その拡がりについては、無数の測点を設けなければ正確な分布は把握できない。

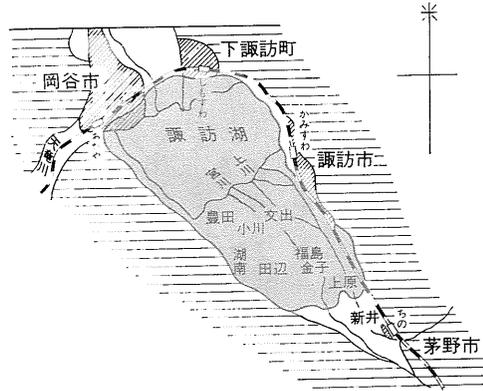
以上から本地域について航空写真 (縮尺1/20,000) による観察を応用し写真濃度・微地形などを手がかりとして低地帯および微高地 (自然堤・砂洲等) 分布図 (第3図) を作成した。

諏訪湖南盆地の南東端の上新井・横内・中河原部落付近は、上川と宮川とによる扇状地性の平野となっており、砂質土を主としている。

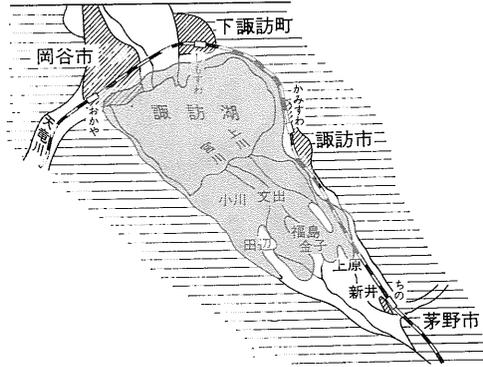
このほかの微高地は宮川・上川両河川に沿っており、おもに自然堤防と判断されるものからなっている。とくに宮川河川沿いには、中金子・田辺・下金子・文出等の集落がその上に発達している。

これら自然堤防の背後の地域は、写真上に暗いトーンで記録されている。これらは、後背湿地に相当するところであり、シルト質、細砂およびそこに繁茂した葦など草類の遺骸によって構成され、軟弱地盤地帯をなしている。とくに現上川河川右岸地帯 (すなわち上川と東側の

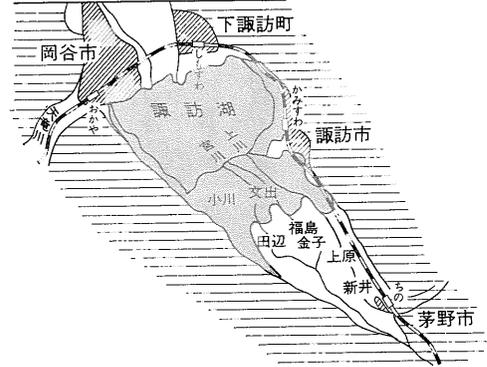
1069年頃



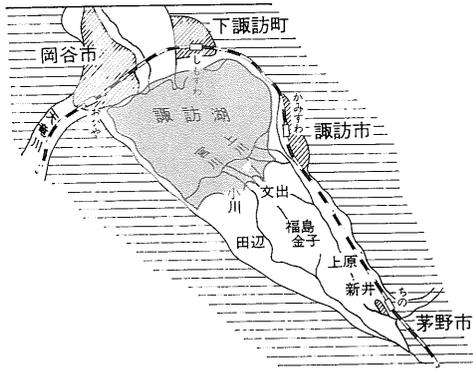
1261年頃



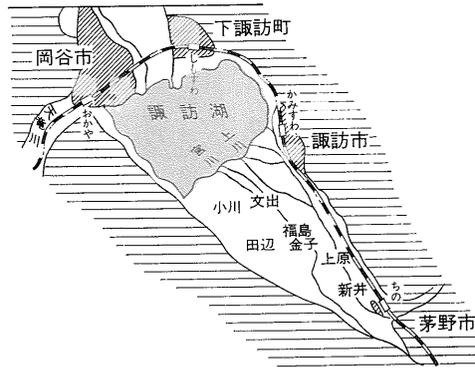
1558年頃



1720年頃

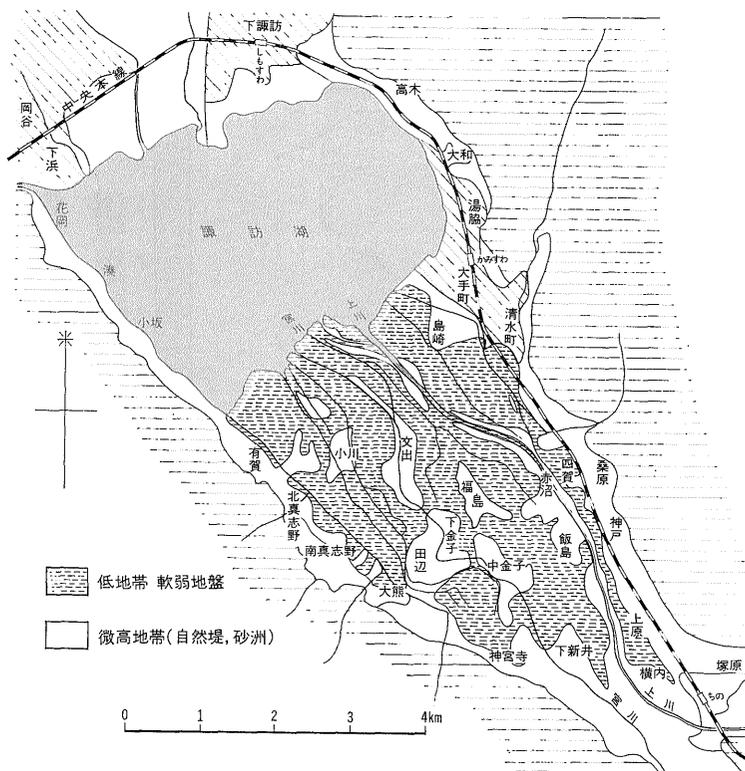


1970年頃



- 平地
- 山地
- 現在の都市
- 諏訪湖湛水区域

第2図 諏訪湖南盆地の変遷地史概略図



第3図 航空写真から判読した諏訪湖南盆地の低地，微高地分布図

崖錐にはさまれた地帯)は写真濃度が高く、含水率の高い超軟弱地帯をなしていると推定される。このように地盤を構成する土の工学的性質は、その堆積機構に支配されている。

したがって湖南盆地に広く分布する低湿地帯(軟弱地盤地帯)は、土木工学上あるいは災害上問題となる地域である。

### 5. RI 検層による浅層地質 (第1図参照)

#### 5.1 RI 検層図と地層の対比関係

No. 2, No. 6, No. 7 の3地点においては、RI 検層孔から約1.0~2.0m離れた所で、打込式コアサンプラー(内径48mmプラスチックチューブ入、著者考案のもの)にて地質柱状試料(オールコア)を採取し、土質試験を行ない、かつ地質柱状図を作製し、RI 検層図との対比を行なった。

上記3地点における密度・含水量検層値を対向型にプロットした対比図を、第4・第5・第6図に示す。これらの図で明らかのように、岩質によって含水量・密度値が大きく異なり、地層境界の判定のための一つの手がかり

りとなることが明らかになった。

土質構成は砂・シルト・腐植土(スクモ)が主であるが、これらの特徴をあげて分類すると、次のようになる。

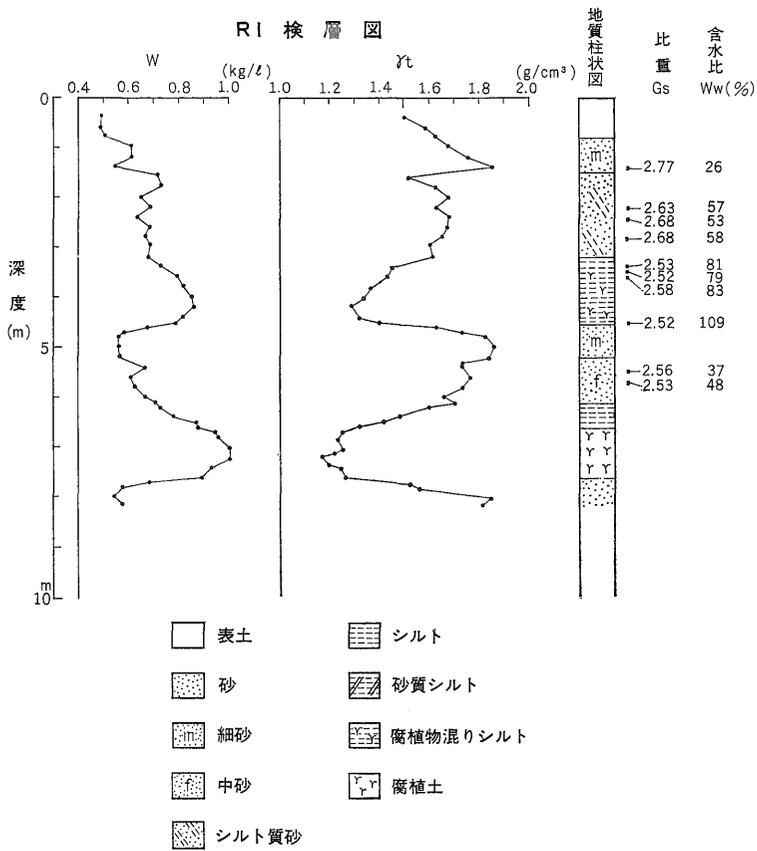
土 質	含 水 量	密 度
砂	少	大
シルト	中	中
腐植土(スクモ)	大	小

#### 5.2 RI 検層から考察した地層断面

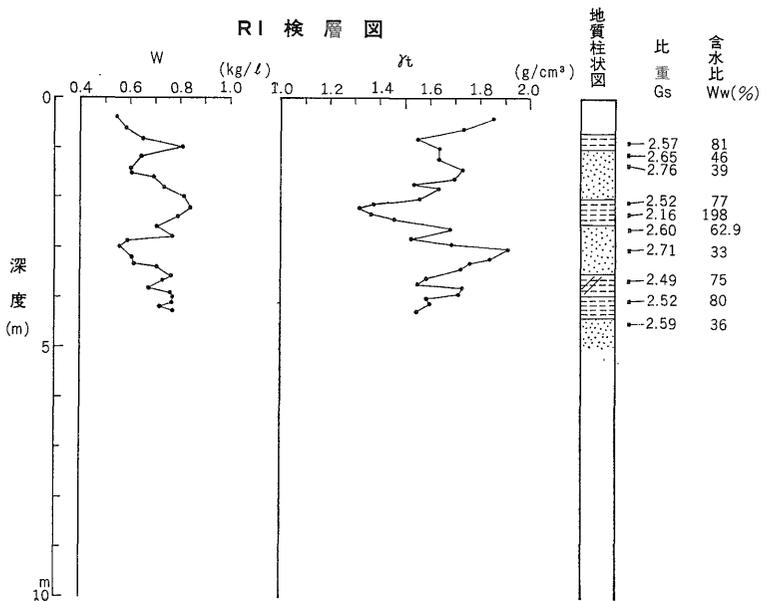
RI 検層地点を結んだ形のイーイ、ローロ'線(第1図)について地質断面を作成した(第7図・第8図)。

全体として地層は層厚0.5~2.0mからなる砂・シルト・腐植土の互層からなり、かつ側方への岩相変化が複雑な堆積状態を示している。

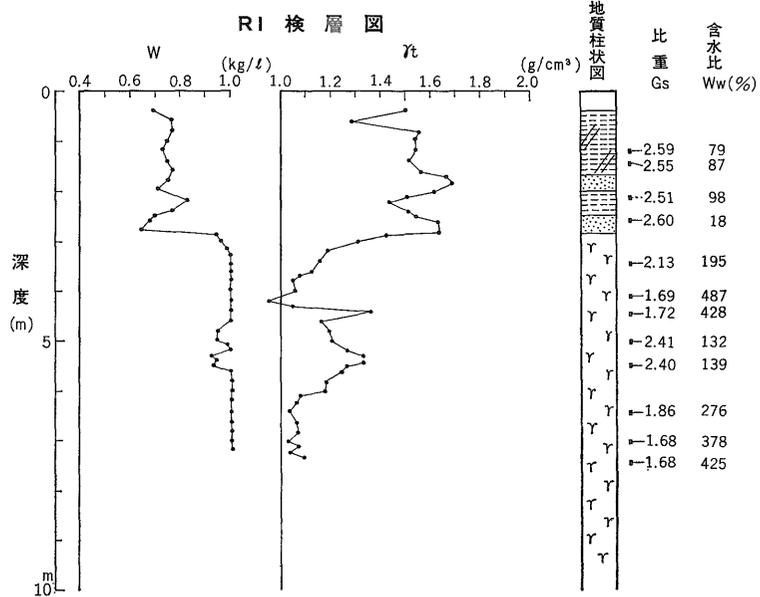
イーイ'断面 主として宮川の自然堤防・砂洲を縦断する断面である関係上、砂質層の部分が多く、地表下2~3mの所には、層厚1.0~2.0mの砂質層が湖岸付近まで、やや連続的に認められる。全体的にみると、砂質層は湖岸に近づくにつれて、シルト質あるいは腐植土層の



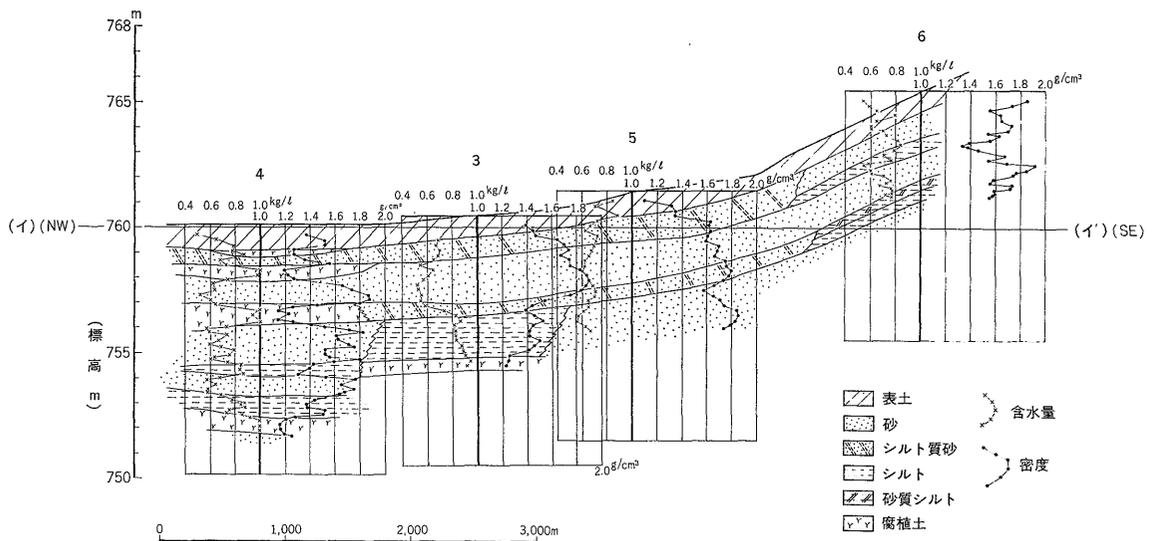
第 4 図 : RI 検層図と地質柱状図の対比および土粒子の比重, 含水比の測定値



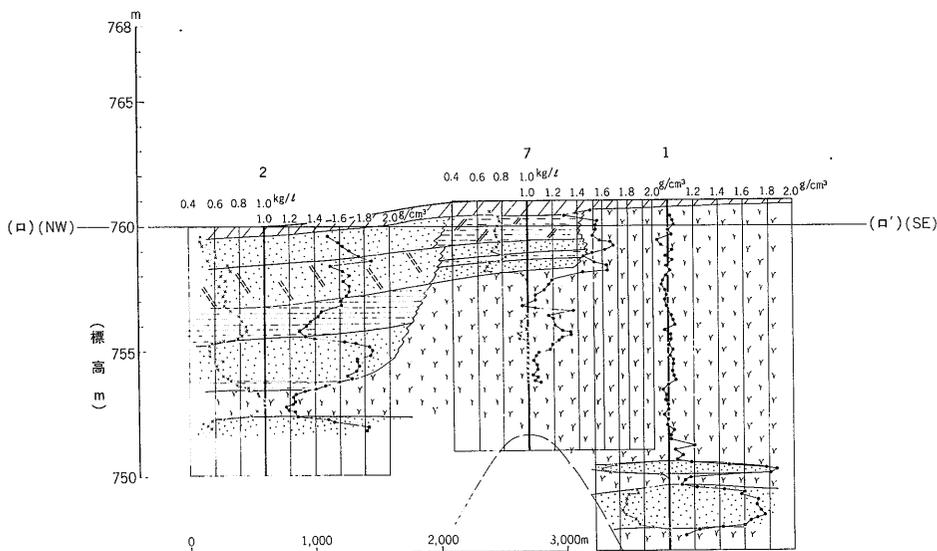
第 5 図 同 上



第6図 R I 検層図と地質柱状図の対比および土粒子の比重, 含水比の測定値



第7図 R I 検層による諏訪湖南盆地の浅層地質イ-イ'断面図



第8図 RI 検層による諏訪湖南盆地の浅層地質ローソク断面図

軟弱な地層へと変化し、堆積状況も複雑化してゆく。

ローソク断面 この断面は赤沼から島崎付近にかけて低湿地帯を縦断している。ここでは腐植土層が発達し、とくに底なしの沼といわれるNo. 1地点付近では、地表より10m以上の深さまで腐植物が分布している。

このように、堆積状態はかなり複雑であり、詳細な分布や成層状態を正確な構成パターンで表示することは不可能である。しかし前節の航空写真判読と史実などを考慮して大きく見れば、次のように区分することができる(第3図参照)。

5.2.1 砂質層が多く堆積している所

湖南盆地の南東端(下新井・横内の扇状地),および上川と宮川河口地帯を除いた河川沿いに分布する。自然堤防・砂洲地帯であるこれらの地帯は、河岸を越えた氾濫水が河道を離れる洪水時に、流速が減少するため、河岸にそって比較的粗粒の堆積物が河岸に沈積し、現河川をはさんで幅をもって分布し自然堤防を形成している。この地帯を代表する地点の例として、下金子八幡神社横のNo.5地点があげられ、表土(約1m)を除き、全層砂質層からなる。

5.2.2 砂・シルト・腐植土が互層している所

主要河川より少し離れた自然堤防の背後の後背湿地に当たるところである。すなわち自然堤防を越えて氾濫した洪水は、まずその底流に濃集する砂を一面に散布させ、その後で中・表流の濁水中より細粒物質(シルト・粘土)を沈積させ、その後引き続き水が停滞した場合には、沼沢

地が現出する。そこに群生した植物が枯死し、還元環境下で腐植として土中に埋積されて残る。このような作用がくりかえされ砂・シルト・腐植土の互層が形成された結果である。なお腐植(物)土は、大小さまざまなレンズ状をなし、層厚2m以下の腐植土層の間には、砂・シルト層がはさまれ、かつ幾層にも重なり合った構成を示している。これらを代表する地点として、上川河口左岸No.2(湖岸)文出の低地No.3、鴨池川河口左岸No.4地点があげられ、各地点とも、砂・シルト・腐植土の複雑な互層をなしている。

5.2.3 腐植土が多く堆積している所

主として上川の右岸の四賀地区を中心とした低湿地帯がこれにあたり、No.1およびNo.7地点がこれに相当する。とくに四賀地区の低湿地帯は俗に“底なしの沼”といわれている地域で、No.1の検層結果では腐植土が11m以上の厚さをもっている。

これらの地域は、旧上川河川が諏訪湖に流入する際に運んできた土砂で、河口部に自然堤防・三角州の生長に従って、主湖盆より分離された副盆地を形成し、沼沢地として持続した所とも見られる。あるいはまたこれらの地域が断層帯に沿っている関係から、局部的に沈下した結果とも考えられるが、現在のところ確かな証拠はない。あるいは凹地が土砂によってしだいに埋立てられ浅くなるのではなく、湿地に生育した草木類が、運搬されて来た結果凹地が埋積充填され、非常に厚層となったことも考えられる。いずれにしても埋没された水生植物の

遺骸は、炭化作用も充分に行なわれないうまま現在に至っている。その結果、繊維物質の有機物によって構成されている。湖成沖積土の堆積材は主としてシルト・砂質土・腐植土の互層であるが、上位ほど有機物が多いのが特色である。これらの腐植土の標準貫入試験値は  $N = 1$  以下の超軟弱層をなしており、コーンペネトロメーターによるコーン支持力<sup>注1)</sup>も腐植土層(No.1地点、深度5mまで)で  $qc = 2 \sim 4 \text{ kg/cm}^2$  である。なお砂質層(No.2, No.7, 地点)では  $qc = 4 \sim 10 \text{ kg/cm}^2$  を示す。このように腐植土層は、排水とか、載荷とかの意味における先行荷重はあまり受けておらない。したがって、地下水の低下に伴う圧密は、かなり大きいことが予想され、とくに植物遺体の集合体であるスクモ(腐植土)は、目立った挙動をするのであろう。

### 6. 各地層における物理的性質

#### 6.1 各地層の含水比と土粒子の比重試験

打込式コアサンプラー(内径48mmプラスチックチューブ)にて採取したNo.2, No.6, No.7の3地点の土質試料について、含水比および土粒子の比重試験をJISの土質試験法(JIS A1203, JIS A1202)にもとづいて実施した結果を、第1表に示した(第4図~第6図参照)。

#### 6.2 No.2, No.6, No.7 地点における各地層の含水比 $w$ (%)

各地層別に分類して含水比( $w$ %)の分布状態をまと

めてみると、次のようになる(第9図)。砂質層は  $W = 50$  %以下、腐植物が混入すると含水比が増大し、腐植土では  $W = 200 \sim 500$  (%)を示す。

地 質	含水比 (W%) 分布範囲	平均含水比 (W%)
砂	18~48	35
シルト質砂	53~58	56
砂質シルト	75~87	80
シルト	39~98	75
腐植物混りシルト 腐植物混り砂	79~198	117
腐植土	195~487	365

#### 6.3 No.2, No.6, No.7 地点における各地層の土粒子の比重

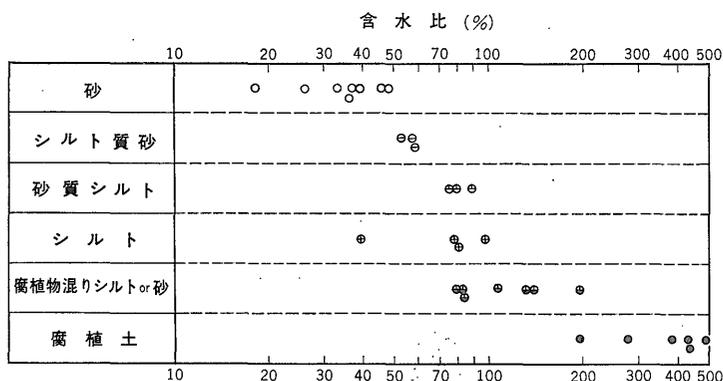
各地層における土粒子の比重を第10図に示す。これらをまとめてみると、砂・シルト質砂・砂質シルト・シルト・腐植物混りシルト・腐植土と比重が小さくなる。

地 質	土粒子の比重	平均比重
砂	2.53~2.78	2.65
シルト質砂	2.63~2.68	2.66
砂質シルト	2.49~2.59	2.54
シルト	2.51~2.57	2.53
腐植物混りシルト または砂	2.16~2.58	2.44
腐植物	1.68~2.13	1.79

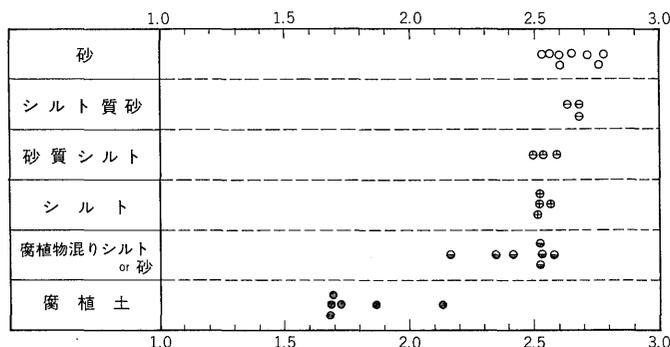
第1表 諏訪湖南地域 No.2, No.6, No.7 地点における含水比 (W) および土粒子の比重 ( $\gamma_s$ ) 土質試験成果表

No.2 地点				No.6 地点				No.7 地点			
深度 m	土 質	含水比 (W) %	比重	深度 m	土 質	含水比 (W) %	比重	深度 m	土 質	含水比 (W) %	比重
1.35	砂	26.4	2.77	0.95	シルト	38.9	2.57	1.20	砂質シルト	79	2.59
2.20	シルト質砂	57.4	2.63	1.10	砂	46	2.65	1.45	砂質シルト	87	2.53
2.40	シルト質砂	53.4	2.68	1.30	砂	39	2.76	2.10	シルト	98.5	2.51
2.80	シルト質砂	58	2.68	2.10	シルト	77	2.52	2.55	砂	18.2	2.60
3.35	腐植物入シルト	81	2.53	2.25	腐植土混りシルト	198	2.16	3.45	腐植土	195	2.13
3.45	〃	79	2.52	2.60	砂	62.9	2.60	4.10	腐植土	487	1.69
3.55	〃	83	2.58	3.00	砂	33	2.71	4.45	腐植土	428	1.72
4.55	〃	109	2.52	3.60	砂質シルト	75	2.49	5.00	腐植土混りシルト	132	2.41
5.45	細砂	37	2.56	4.00	シルト	80	2.52	5.45	腐植土混りシルト	139	2.40
5.70	細砂	48	2.53	4.45	砂	36	2.59	6.40	腐植土	276	1.86
								7.00	腐植土	379	1.68
								7.40	腐植土	425	1.68

注1) 携帯型静貫入試験 (static Cone Penetration Test) を  $1 \text{ cm/sec}$  程度の速度で静かに押し込んで行くときの貫入抵抗をコーン支持力  $qc$  ( $\text{kg/cm}^2$ ) という。なおコーン支持力  $qc$  と一軸圧縮強さ  $qu$  とは一般の粘性土の場合、 $qc = 5 qu$  の関係があるが、相原技官が当地で実験したところでは、別の係数を算定した。



第9図 各地層の含水比  $w$  (%) (No. 2, No. 6, No. 7 について) の分布状態  
土粒子の比重



第10図 各地層の土粒子の比重  $\gamma_t$  (No. 2, No. 6, No. 7 について) の分布状態

6.4 土粒子の比重とみかけ密度との関係

各地層における土粒子の比重と、RI 検層において得られたみかけ密度との関係がどのようなものであるか。

縦軸に土粒子の比重 $\gamma_t$ ,横軸に湿潤密度(みかけ密度) $\gamma_t$ をとり, No. 2, No. 6, No. 7地点の値をプロットすると,両者の間には腐植土と砂・シルト質土の2グループに分けられるが,それぞれ,一次的函数関係にある(第11図参照)。

砂・シルト質土(腐植物を除く)の関係式は

$$\gamma_s = 0.617 \gamma_t + 1.608 \dots\dots\dots(1)$$

腐植土の関係式

$$\gamma_s = 2.31 \gamma_t - 0.68 \dots\dots\dots(2)$$

以上のことから, RI 検層で求めた湿潤密度より,土粒子の比重を推測することもでき,また湿潤密度が  $1.4 \text{ g/cm}^3$  以下の場合には腐植土とも判定できる。

6.5 各地層中に含まれる結晶水の重量比 ( $h$ )

RI 検層における含水量測定には,地盤中に含まれるすべての水素原子の水当量を測定している関係から,各地層に含まれる結晶水の重量比 ( $h$ ) の平均値を求めなければならない。

$h$  は次の式(大野, 1964) から求められる。

$$h = \frac{1}{\gamma_t - 1} \left\{ \frac{\gamma_t - W_w}{\gamma_s} + W_w - 1 \right\} \dots\dots\dots(3)$$

ここで  $h$ : 地盤中の乾燥試料中に含まれる結晶水の重量比

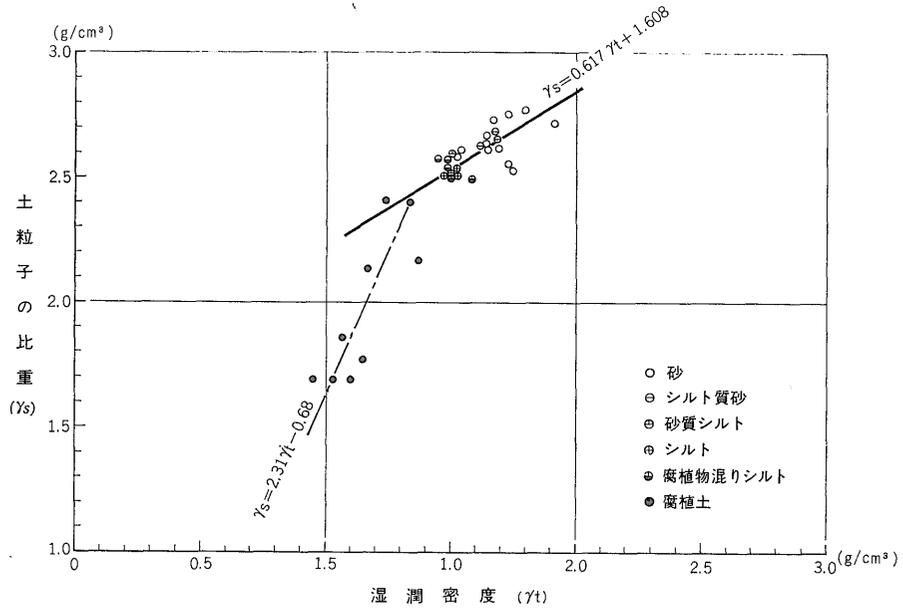
$\gamma_t$ : 地盤のみかけ密度  $\text{g/cm}^3$

$\gamma_s$ : 土粒子の密度

$W_w$ : 単位含水量 ( $\text{kg/l}$ )

No. 2, No. 6, No. 7 地点にて求めた土粒子の比重および,これに対応する地盤のみかけ密度,単位含水量を式(3)に代入し  $h$  を求めると,第12図のように各岩質に含まれる結晶水の重量比 ( $h$ ) の特徴がみられる。これら各岩質の平均値 ( $h$ ) を求めると次のようになる。

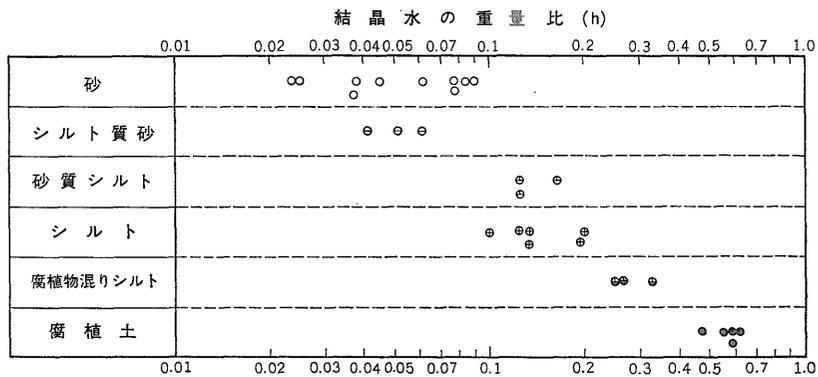
地 質	$h$ (結晶水の重量比) の平均値
砂	0.055
シルト質砂	
砂質シルト	0.155
シルト	
腐植物混りシルト	0.273
腐植土	0.56



土粒子の比重

砂	2.53 ~ 2.78
シルト質砂	2.63 ~ 2.68
砂質シルト	2.53 ~ 2.59
シルト	2.50 ~ 2.60
腐植物混りシルト or 砂	2.34 ~ 2.60
腐植土	1.68 ~ 2.13

第11図 諏訪湖南地区における土粒子の比重と湿潤密度との関係 (No. 2, No. 6, No. 7 地点について)



土質	hの平均値
砂	0.055
シルト質砂	
砂質シルト	0.155
シルト	
腐植物混りシルト	0.273
腐植土	0.56

第12図 各土質に含まれる結晶水の重量比 (h) の分布状態

ここで求めた  $h$  の平均値を、この諏訪湖南地域の代表的値とし、含水比・間隙比などを算定した。

6.6 RI 検層からの含水比および間隙比の算定

6.6.1 含水比

$\gamma$  線密度計および中性子水分計より求めた密度・含水量から含水比を求めるには、次式により算定することとなっている。

$$w = \frac{W_w - h \cdot \gamma_t}{\gamma_t - W_w} \dots\dots\dots (4)$$

ここで  $w$ : 含水比 (%)

$W_w$ : 単位含水量 kg/l

$h$ : 地盤中の乾燥試料中に含まれる結晶水の重量比

$\gamma_t$ : 地盤のみかけ密度 g/cm<sup>3</sup>

前項で求めた各地層中に含まれる結晶水の重量比 ( $h$ ) の平均値を用い、式(4)より算定した含水比と、同地点で採取した土質試料から土質試験法により求めた含水比とが一致するかどうかを、検討してみた。

RI より算定した含水比を縦軸、土質試験より求めた含水比を横軸にとり、同地点のものをプロットすると、第13図のようになる。

含水比200%ぐらいまでは、ほぼ45°の直線上にプロットされており、土質試験とRI 検層より算定した含水比

とがほぼ一致している。しかし腐植物を多く含む地層 (含水比200%以上) になると、RI 検層より算定した含水比が急激に増大して来る。したがってRI 検層値より算定しうる含水比は、含水比200%以下の範囲に適用することができる。

6.6.2 間隙比

間隙比は次の式から求められる。

$$e = \frac{n}{1-n} \dots\dots\dots (5)$$

$$n = \frac{\alpha(\gamma_s - \gamma_t) + W_w - h \cdot \gamma_s}{(\alpha - h) \gamma_s} \dots\dots\dots (6)$$

ここで  $e$ : 間隙比

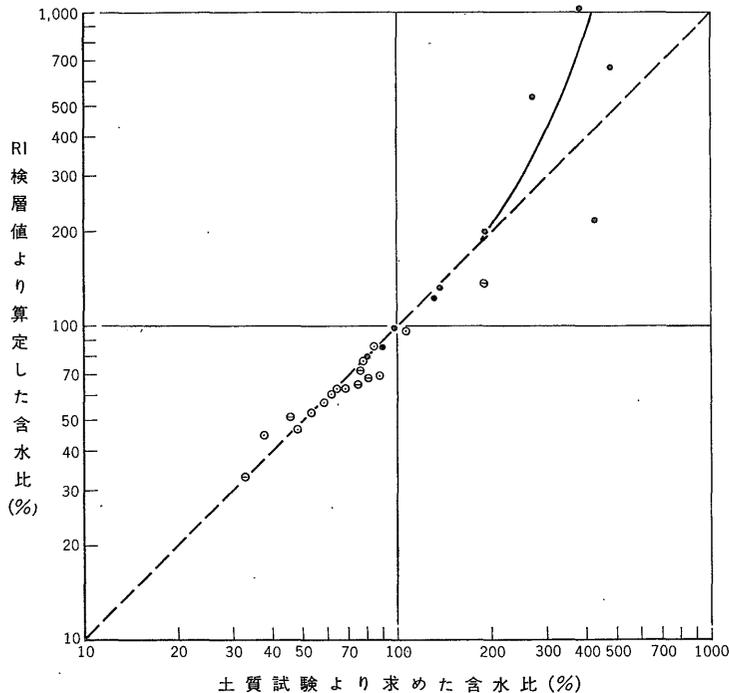
$n$ : 間隙率

$\alpha$ : 土中水に含まれる純水の含水率 (≒ 1)

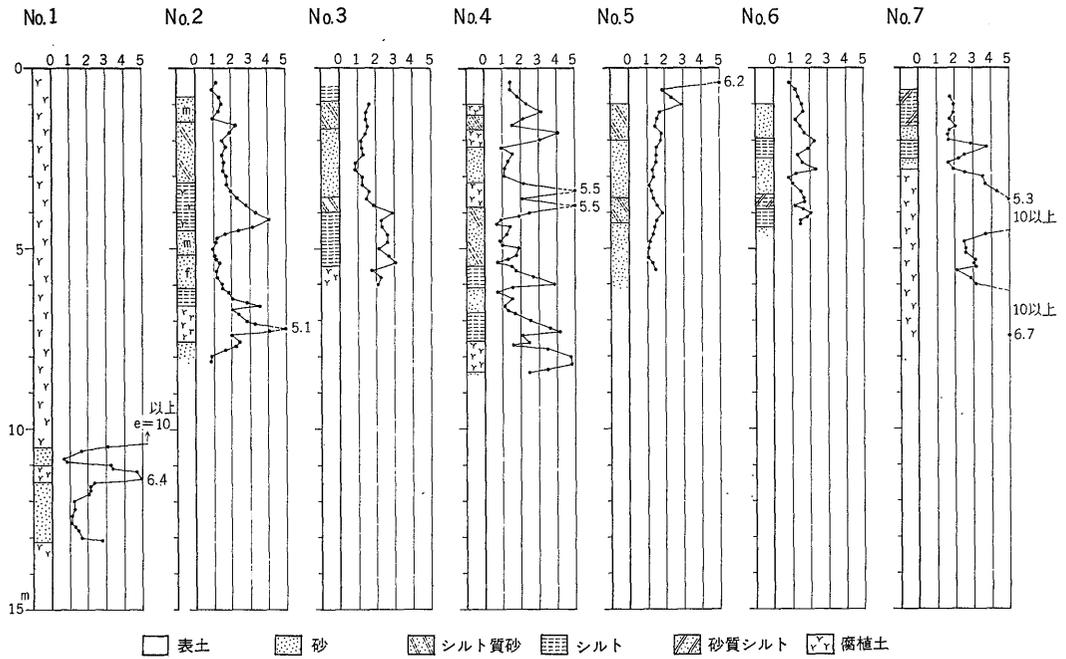
各地点における間隙比  $e$  を、(5)、(6)より求めた結果をグラフ図で示すと、第14図のようになる。腐植土については、間隙比が  $e > 5$  と非常に大きな値を示しており、図には  $e = 10$  以下を記入してある。

6.7 各地層における密度および含水量の頻度

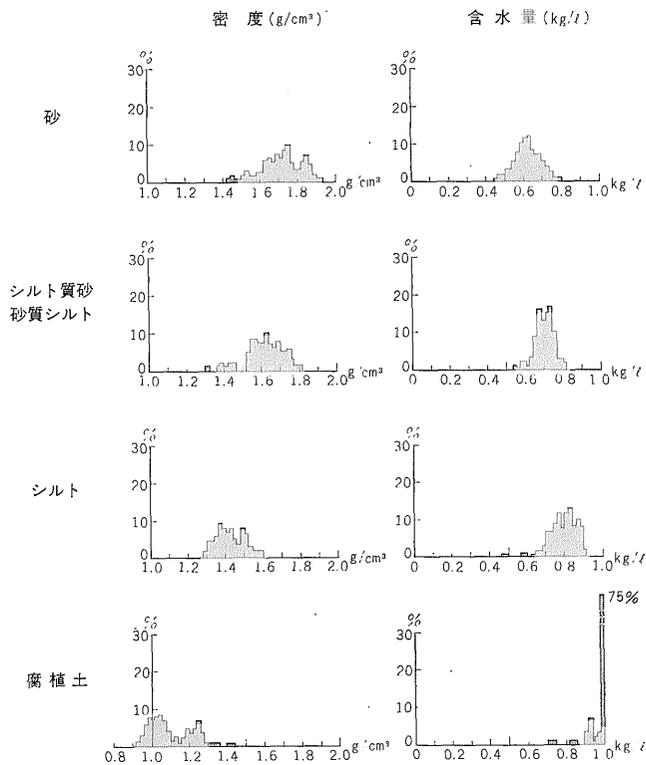
RI 検層から考察した地質断面 (第7図・第8図) において、砂・砂質シルト・シルト質砂・シルト・腐植土とに区分された地層ごとに、密度 ( $\gamma_t$ ) ・含水量 ( $W_w$ ) の分布範囲と頻度とがどの程度になっているか、各土質に



第13図 土質試験より求めた含水比とRI 検層値から算定した含水比の関係



第14図 R I 検層値から算定した各地点の間隙比 (e)



第15図 各地層における密度および含水量の頻度図

ついで割合を100分率で表わすと、第15図に示すようになる。またこのグラフから各土質の密度ならびに含水量の分布範囲、頻度5%以上の収斂範囲、各々の平均値をそれぞれ第2表、第3表にすれば、次のようになる。

2表 密度 ( $\gamma_s$ )

土 質	密度分布範囲 ( $g/cm^3$ )	5%以上の 収斂範囲 ( $g/cm^3$ )	密度平均値 ( $g/cm^3$ )
砂	1.44~1.92	1.64~1.86	1.74
シルト質砂}	1.3 ~1.8	1.52~1.76	1.62
砂質シルト}			
シルト	1.1 ~1.6	1.32~1.52	1.44
腐植土	0.9 ~1.42	0.98~1.26	1.04

3表 含水量 ( $W_w$ )

地 質	含水量分 布 範 圍 ( $kg/l$ )	5%以上の 収斂範囲 ( $kg/l$ )	含水量平均値 ( $kg/l$ )
砂	0.46~0.78	0.54~0.74	0.62
シルト質砂}	0.56~0.80	0.64~0.80	0.72
砂質シルト}			
シルト	0.48~0.90	0.72~0.88	0.82
腐植土	0.84~1.00	0.92~1.00	1.00

7. 載荷重または地下水位低下による浅層地盤の沈下の予測

前述のように、諏訪湖周辺（とくに湖南地域）の低地は、軟弱地層が地表面下に厚く堆積しているために、これらの地域の道路あるいは盛土による造成地等は、載荷

第4表 諏訪湖南地域既往

試料番号 (地点名)		5 (浜ノ湯旅館)							9 (精工舎四賀独身寮)		
採取深度 (m)		3.50~ 4.10	6.50~ 7.10	9.00~ 9.40(上)	9.00~ 9.40(下)	12.00~ 12.40	14.50~ 15.20(上)	14.50~ 15.20(下)	6.00~ 6.60	12.00~ 12.25	15.00~ 15.30
視 察	視察による名称	腐植土	シルト	砂質 シルト	砂質 シルト	砂質 シルト	砂	粘土	腐植土	粘土質 ローム 中 砂	粘土質 ローム 中 砂
粒 度 試 験	礫 分 (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	砂 分 (%)	27.0	24.0	82.0	32.0	21.0	84.0	30.0	5.0	40.5	32.0
	シルト分 (%)	47.5	59.0	15.0	65.0	34.0	7.0	45.0	48.0	35.5	33.0
	粘土分 (%)	25.5	17.0	3.0	13.0	35.0	9.0	25.0	47.0	24.0	35.0
稠 度 試 験	粒度による土の分類	粘土質 ローム	シルト質 ローム	砂	粘 土	粘 土	砂	粘土質 ローム	粘 土	粘土質 ローム	粘 土
	液性限界 (%)	191.0	149.2	—	48.8	68.5	—	45.1	414.2	59.6	82.6
	塑性限界 (%)	114.3	87.6	—	—	46.0	—	32.6	152.5	28.6	37.6
自 然 状 態	塑性指数 (%)	76.7	61.6	—	—	22.5	—	12.5	261.7	31.0	45.0
	比 重	2.617	2.400	2.677	2.629	2.560	2.691	2.653	1.822	2.440	2.428
	含 水 比 (%)	216.5	143.9	35.4	50.9	87.0	33.6	58.5	421.6	68.9	90.7
	湿潤密度 ( $g/cm^3$ )	1.214	1.263	1.758	1.681	1.564	1.900	1.635	1.092	1.524	1.461
	乾燥密度 ( $g/cm^3$ )	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
一 軸 圧 縮	間 隙 比	7.251	2.841	1.264	1.530	3.260	1.071	1.650	—	—	—
	破壊強度 ( $kg/cm^2$ )	0.443	0.864	—	1.233	1.165	—	0.991	0.256	—	0.816
	破 壊 歪 (%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
三 圧 軸 縮	鋭 敏 比	—	—	—	—	—	—	—	8.54	—	17.20
	粘 着 力 ( $kg/cm^2$ )	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
セ ン 断	内 部 摩 擦 角 ( $^{\circ}$ )	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	粘 着 力 ( $kg/cm^2$ )	0.155	0.250	0.110	—	0.410	0.165	0.320	—	—	—
圧 密	内 部 摩 擦 角	21.40	20.5	29.5	—	18.4	27.5	18.0	—	—	—
	先行荷重 ( $kg/cm^2$ )	0.53	0.93	1.09	1.20	1.39	1.43	1.65	—	—	—
	圧縮指数	2.60	1.05	0.24	0.33	1.38	0.149	0.26	—	—	—

重のために軟弱地層に圧密が起り、地盤沈下を起こす可能性が多分にある。すでに四賀地域(No.1地点付近)などでは、地盤沈下が起っている。また地下水位の低下に伴っても、このような軟弱地盤地帯では、沈下が起こる可能性がある。この地下水面の変動は、おもに諏訪湖面の変動によることが大きいと思われる。ただ短期間の湖水面変動等では、ほとんど影響をおよぼさない。しかし湖水面の変化が半永久的にある方向へ進むならば、時間の経過に伴って、湖岸周辺部の地下水面にもある程度の変化を生ずることが予想される。

筆者によって、さきに作成された電気探査による地下地質断面(金井, 1973)でわかるように、A-1, A-2層が当地域の軟弱地層である。とくにA-1層は腐植物を含む超軟弱地層であり、載荷重などにより最も地盤

収縮を起こすことが予測されている。今回のR I検層においては、弱軟地盤A-2地層上部までしか検層できなかった。そこでR I検層のできた深度までを対象にして、沈下量の推定を試み、湖岸に近いNo.2, No.7地点および湖岸から最も離れたNo.6地点の3点につき、推定沈下量の算定を行なった。

7.1 地盤沈下量の算定方法

載荷重あるいは、地下水位低下に伴う地盤沈下量は、次式から算定した。

$$S = \frac{C_c}{1 + e_0} \cdot H \cdot \log \frac{P_0 + \Delta P}{P_0} \dots\dots\dots(7)$$

ここで

S: 圧密沈下量 (cm)

C<sub>c</sub>: 圧縮指数

土質試験成果表

7 (市庁舎)		6 (第一生命)						2 (市民センター)				
10.00~ 10.45	19.00~ 19.35	3.00~ 3.80	8.00~ 8.75	14.00~ 14.70	16.20~ 16.65	16.65~ 17.00	20.00~ 20.50	5.00~ 5.20	5.20~ 5.77	8.00~ 8.65	11.05~ 11.61	15.00~ 15.40
腐植土	砂質 シルト	腐植土	腐植土	シルト	腐植土	腐植土	腐植物混 り粘土	シルト	粘土質 シルト	粘土	シルト 質粘土	ローム 質粘土
0	0	0	0	0	0	0	0	11.0	0	0	0	0
6	22	36.0	5.0	10.5	10.0	6.0	22.5	25.0	15.0	18.0	10.0	13.0
53	29	51.5	42.0	26.5	38.0	31.0	51.5	39.5	26.0	30.0	24.0	27.0
41	49	12.5	53.0	63.0	52.0	63.0	26.0	24.5	59.0	52.0	66.0	60.0
粘土	粘土	シルト質 ローム	粘土	粘土	粘土	粘土	シルト質 粘土ローム	礫混り粘 土ローム	粘土	粘土	粘土	粘土
403	163	106.9	275.5	195.9	198.5	437.3	44.6	70.9	75.4	48.0	70.9	77.3
191	73	65.0	153.0	125.3	109.1	236.0	34.0	47.6	41.4	21.9	29.4	29.6
212	89	41.9	122.5	70.3	89.4	201.3	9.8	23.3	34.0	26.1	41.5	47.7
1.598	2.283	2.602	2.210	2.479	2.076	2.091	2.616	2.670	2.53	2.740	2.746	2.746
362.0	123.1	97.7	274.5	191.2	194.7	278.0	52.4	98.1	81.0	39.3	61.5	40.9
1.063	1.311	1.354	1.255	1.332	1.187	1.057	1.623	1.432	1.491	1.854	1.620	1.813
0.235	0.574	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6.80	2.98	3.220	2.620	2.600	—	6.030	1.403	—	—	—	—	—
0.87	1.40	0.401	0.776	1.297	1.144	—	1.453	0.509	0.491	0.950	0.831	1.197
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.40	—	0.160	0.320	0.425	0.460	—	0.930	—	0.150	0.260	0.280	—
4.30	—	14.0	3.5	8.5	11.0	—	15.0	—	7.5	5.5	4.0	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.310
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20.0
1.03	2.05	0.60	0.970	1.83	—	2.35	3.25	—	—	—	—	—
2.960	1.670	1.126	1.110	1.053	—	4.227	0.340	—	—	—	—	—

- $e_0$ : 初期間隙比
- $H$ : 各分割層の厚さ (cm)
- $P_0$ : 土かぶり荷重 ( $t/m^2$ )
- $\Delta P$ : 増加荷重 ( $t/m^2$ )

各分割地層における圧縮指数 ( $C_c$ ) は、同地域における既存土質試験値を基に、次の方法で推定した。

諏訪湖南軟弱地域における自然間隙比と圧縮指数の関係を求めるに当り、諏訪湖周辺にて行なわれた既存地質・地盤調査ボーリング資料のうち、とくに土質力学試験が実施してあった浜ノ湯旅館 (No. 5) 地点、第一生命 (No. 6) 地点、諏訪市庁舎 (No. 7) 地点の 3 地点の資料をもとに (第 4 表参照) 圧縮指数を推定した。

この圧縮指数は、間隙比と密接な関係をもっていることが、すでに種々の報告書で述べられている。

横軸に自然間隙比 ( $e_0$ )、縦軸に圧縮指数 ( $C_c$ ) をとり、第 4 表の結果にもとづいて、各地点における自然間隙比と圧縮指数をプロットすると、第 17 図のようになる。この図によると、間隙比が大きくなるほど、点がばらつくけれども、当地域においては次の関係式が成立する。

$$C_c = 0.556e_0 - 0.445$$

$$\approx 0.556 (e_0 - 0.8) \dots\dots\dots (8)$$

ここで

- $C_c$ : 圧縮指数
- $e_0$ : 自然間隙比

7.2 荷重による浅層地盤の沈下量

ここでは湖岸に近い No. 2, No. 7 および湖岸から最も離れた (湖南地域の北端) No. 6 地点の 3 点について沈下量を算定した。各地点の地表面に置かれる荷重は、道路等による盛土を考慮して、幅 10m の帯状の所に  $1 m^2$  あたり 3 t の荷重が置かれたと仮定して、沈下量を算定

した。

載荷重 (構造物等の) によって生ずる地盤内の増加応力は、構造物の基礎面の剛性、基礎底面と地盤面の接触状況、地盤の土質によって影響され、厳密に解くことは非常にむづかしい。ここでは、無限長の等分布帯状荷重 ( $3 t/m$ ) の簡略な荷重条件によって生ずる地盤の伝ば応力を推定して、算定を行なうことにする。

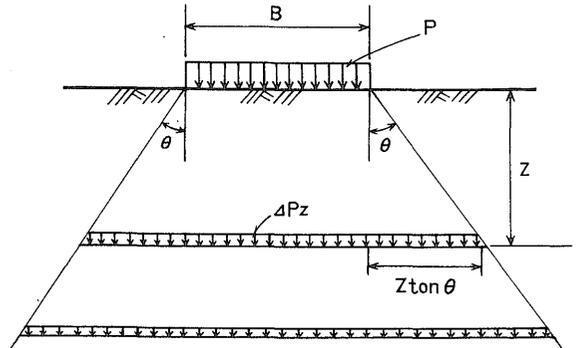
簡易法による地盤内の増加応力は次の通りである。

$$\Delta P_z = \frac{PB}{B + 2 Z \tan \theta} \dots\dots\dots (9)$$

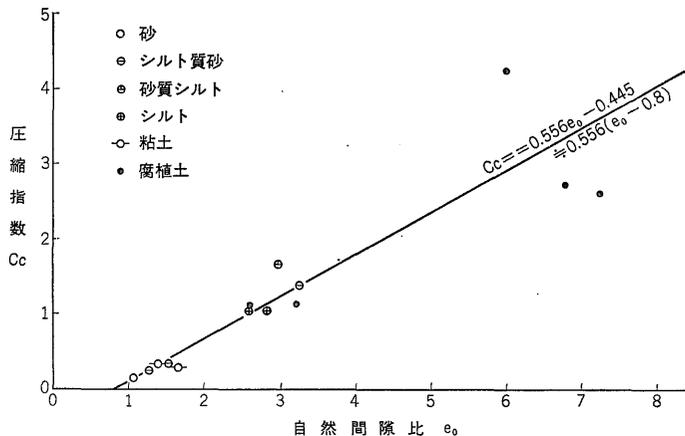
ここで

- $\Delta P_z$ : 任意の深度における垂直応力
- $P$ : 帯状荷重
- $B$ : 載荷幅
- $Z$ : 深さ

$\theta$  を  $30^\circ$  とした場合は、Boston-Code 法にあたり、 $\tan \theta = 1/2$  とした場合が、従来から日本でよく用いられており、これにて算定した。



第 16 図 載荷重の地盤内伝播応力の概念図



第 17 図 自然間隙比  $e_0$  と圧縮指数  $C_c$  の関係図

このとき

$$\Delta P_z = \frac{PB}{B+Z} \dots \dots \dots (10)$$

となる。

7.2.1 No.2地点の沈下量

式(8), (10)より求めた値を式(7)に代入すると沈下量は次の通りである。

7.3 地下水位低下に伴う浅層地盤の沈下量

かりに湖南盆地における地下水位面が現在の静水位面よりも、1 m半永久的に低下したと想定した場合、浅層部において、最終沈下量がどのくらい起こるかを、No. 2, No.7 両地点について算定を試みた。その結果 No. 2 地点では、深度8.4 mまでを対象にして、15.2 cm の沈下量、また No.7 地点では、腐植土層が厚く堆積している関係で、深度9.5 mを対象にして、51.0 cm の大きな

地下水位 -1.00m (GLより)

地 質	深 度 (m)	層 厚 (cm)	平 均 湿 潤 密 度	$e_0$	$C_c$	$P_0$ (t/m <sup>2</sup> )	$\Delta P$ (t/m <sup>2</sup> )	$\frac{CcH}{1+e_0}$	$\log \frac{P_0+\Delta P}{P_0}$	S (cm)
表 土, 砂	0~1.0	100	1.66	1.15	0.19	0.83	2.85	8.8	0.646	5.7
	1.0~1.5	50	1.66	1.15	0.19	1.82	2.65	4.4	0.391	1.7
シルト質砂	1.5~3.2	170	1.63	1.72	0.51	2.52	2.43	31.9	0.294	9.4
腐植物混りシルト	3.2~4.5	130	1.37	2.92	1.18	3.30	2.16	39.1	0.217	8.5
砂	4.5~6.1	160	1.74	1.26	0.25	4.13	1.96	17.7	0.167	3.0
シルト	6.1~6.6	50	1.40	2.60	1.00	4.82	1.83	13.9	0.140	1.9
腐 植 土	6.6~7.6	100	1.23	3.10	1.22	5.03	1.75	29.8	0.130	3.9
砂	7.6~8.4	80	1.73	1.38	0.32	5.43	1.66	10.7	0.117	1.3

$\Sigma S = 35.4$  cm

7.2.2 No.7地点の沈下量

地下水位 -0.40m (GLより)

地 質	深 度 (m)	層 厚 (cm)	平 均 湿 潤 密 度	$e_0$	$C_c$	$P_0$ (t/m <sup>2</sup> )	$\Delta P$ (t/m <sup>2</sup> )	$\frac{CcH}{1+e_0}$	$\log \frac{P_0+\Delta P}{P_0}$	S (cm)
表 土	0~0.40	40	1.51	1.89	0.60	0.302	2.94	8.2	1.029	8.4
砂質シルト	0.40~1.60	120	1.51	1.89	0.60	0.910	2.73	2.5	0.602	1.5
砂	1.60~2.00	40	1.66	1.74	0.52	1.348	2.54	7.6	0.459	3.5
シルト	2.00~2.50	50	1.50	2.84	1.13	1.617	2.45	14.7	0.400	5.9
砂	2.50~2.80	30	1.64	1.78	0.54	1.850	2.38	5.8	0.360	2.1
腐植物混りシルト	2.80~3.00	20	1.37	3.01	1.23	1.983	2.32	6.1	0.336	2.1
腐 植 土	3.00~5.20	220	1.14	5.43	2.58	2.174	2.13	86.5	0.297	25.7
腐 植 土	5.20~7.40	220	1.14	11.9	6.30	2.482	1.84	107	0.241	25.9
腐 植 土	7.40~9.50	210	≐1.14	≐11.9	6.30	2.783	1.63	102	0.228	23.3

$\Sigma S = 98.4$  cm

7.2.3 No.6地点の沈下量

地下水位 -0.70m (GLより)

地 質	深 度 (m)	層 厚 (cm)	平 均 湿 潤 密 度	$e_0$	$C_c$	$P_0$ (t/m <sup>2</sup> )	$\Delta P$ (t/m <sup>2</sup> )	$\frac{CcH}{1+e_0}$	$\log \frac{P_0+\Delta P}{P_0}$	S (cm)
表 土, 砂	0~0.70	70	1.80	1.09	0.16	0.63	2.90	5.4	0.748	4.2
シルト	0.70~1.00	30	1.60	1.50	0.38	1.35	2.77	4.6	0.484	2.2
砂	1.00~2.00	100	1.63	1.39	0.32	1.76	2.61	13.5	0.398	5.4
シルト	2.00~2.50	50	1.38	1.63	0.42	2.16	2.40	8.6	0.324	2.8
砂	2.50~3.50	100	1.68	1.42	0.35	2.60	2.30	14.5	0.274	4.0
砂質シルト	3.50~3.90	40	1.62	1.51	0.39	3.06	2.18	6.2	0.233	1.5
シルト	3.90~4.40	50	1.54	1.71	0.50	3.32	2.12	9.2	0.212	1.9
砂	4.40~4.80	40	1.68	≐1.42	0.35	3.59	2.05	5.7	0.188	1.1

$\Sigma S = 23.1$  cm

地盤沈下量が予想される。したがって、これら腐植物層 岸地域では、地下水位の変動にも注意する必要がある。が比較的厚く堆積している上川右岸低地帯、ならびに湖

7.3.1 No. 2 地点の沈下量 (半永久的に 1m 水位低下の場合)

地 質	深 度 (m)	層 厚 (cm)	平 均 湿 潤 密 度	$e_0$	$C_c$	$\Delta P$ (t/m <sup>2</sup> )	$P_0$ (t/m <sup>2</sup> )	$\frac{CcH}{1+e_0}$	$\log \frac{P_0+\Delta P}{P_0}$	S (cm)
表 土, 砂	0~1.0	100	1.66	1.15	0.19	0	0.83	0.088	0	0
砂	1.0~1.5	50	1.66	1.15	0.19	0.25	1.82	0.044	0.057	0.2
シルト質砂	1.5~2.0	50	1.63	1.72	0.51	0.75	2.14	0.094	0.130	1.2
シルト質砂	2.0~3.2	120	1.63	1.72	0.51	1.0	2.68	0.225	0.137	3.1
腐植物混りシルト	3.2~4.5	130	1.37	2.92	1.18	1.0	3.30	0.391	0.114	4.5
砂	4.5~6.1	160	1.74	1.26	0.25	1.0	4.13	0.177	0.104	1.8
シルト	6.1~6.6	50	1.40	2.60	1.00	1.0	4.82	0.139	0.090	1.2
腐植土	6.6~7.6	100	1.23	3.10	1.22	1.0	5.03	0.298	0.079	2.4
砂	7.6~8.4	80	1.73	1.38	0.32	1.0	5.43	0.107	0.072	0.8

$\Sigma S = 15.2 \text{ cm}$

7.3.2 No. 7 地点の沈下量 (半永久的に 1m 水位低下の場合)

地 質	深 度 (m)	層 厚 (cm)	平 均 湿 潤 密 度	$e_0$	$C_c$	$\Delta P$ (t/m <sup>2</sup> )	$P_0$ (t/m <sup>2</sup> )	$\frac{CcH}{1+e_0}$	$\log \frac{P_0+\Delta P}{P_0}$	S (cm)
表 土	0~0.40	40	1.51	1.89	0.60	0	0.302	0.082	0	0
砂質シルト	0.40~1.40	100	1.51	1.89	0.60	0.5	0.859	0.021	0.199	0.4
砂質シルト	1.40~1.60	20	1.51	1.89	0.60	1.0	1.165	0.004	0.267	0.1
砂	1.60~2.00	40	1.66	1.74	0.52	1.0	1.348	0.076	0.240	1.8
シルト	2.00~2.50	50	1.50	2.84	1.13	1.0	1.617	0.147	0.209	3.1
砂	2.50~2.80	30	1.64	1.78	0.54	1.0	1.850	0.058	0.187	1.1
腐植物混りシルト	2.80~3.00	20	1.37	3.01	1.23	1.0	1.983	0.061	0.176	1.1
腐植土	3.00~5.20	220	1.14	5.43	2.58	1.0	2.174	0.865	0.164	14.2
腐植土	5.20~7.40	220	1.14	11.9	6.30	1.0	2.482	1.07	0.146	15.6
腐植土	7.40~9.50	210	≐ 1.14	≐ 11.9	6.30	1.0	2.783	1.02	0.133	13.6

$\Sigma S = 51.0 \text{ cm}$

8. ま と め

諏訪湖南盆地地域の浅層軟弱地層を対象に、放射能検層、打込式簡易試錐 (土質試料サンプリング)、土質物理試験、既存のボーリング資料および土質力学試験資料をまとめ、軟弱地盤の堆積状態、地層の性状について究明した。超軟弱地層は、おもに腐植土、すなわち水素原子 (H) を多く含んだ地層である。これらはとくに中性子水分検層により検出され、浅層地質の詳細な堆積状態を明確にすることができた。

超軟弱地層 (おもに腐植土層) が厚く堆積している所は、上川河川沿い、四賀地区より河口付近にかけての地域で、自然堤防を越流した土砂や、沼地に繁茂した葦などの有機物が多く堆積している。また諏訪湖南盆地の変遷史および航空写真判読結果等を総合してみると、1550

年頃より陸化した湖岸地域に、おもな軟弱地盤地域が存在している。

R I 検層結果を総合し、浅層地質の各地層についての平均密度・含水量は

	砂	シルト質砂 砂質シルト	シルト	腐植土
平均密度	1.74 g/cm <sup>3</sup>	1.62	1.44	1.04
平均含水量	0.63 kg/l	0.72	0.82	1.00

である。

$\gamma$  線密度検層、中性子検層値より算定した含水比 (w) と土質試験値で求めた含水比 (w) の関係において、含水比が 200% 以上になると数値が乱れる。したがって、R I 検層値より土質試験値の算定は、含水比 200% 以下に関する限り、適していることが判明した。

当湖南盆地における自然間隙比 ( $e_0$ ) と圧縮指数 ( $C_c$ )

の関係式としては  $C = 0.556(e_0 - 0.8)$  が成立し、この関係式および R I 検層から求めた間隙比  $e$  を用い、載荷重 ( $3t/m^2$ ) による沈下量、地下水位低下 (現静水面より 1.00m 低下) に伴う沈下量を推定した結果、腐植土層が厚く堆積する所では、大きな沈下量 (たとえば No. 7 地点で載荷重により 98 cm, 水位低下で 51 cm の沈下量) が推定された。したがって、これら軟弱地域における構造物建造などにあたっては、地盤沈下が起しうることを十分考慮する必要がある。

#### 参 考 文 献

- 稲垣益次・牧真一・中村久由 (1958) : 諏訪湖水位の変化と上諏訪温泉湧出量との関係について. 温泉科学, vol. 9, no. 1, p. 12 ~ 24.
- 大野博教 (1964) : ラジオアイソトープの地盤調査への応用. 応用物理, vol. 33, no. 1.
- 門村 浩 (1968) : 空中写真による軟弱地盤の体系的解析. 地理学評論, vol. 41, no. 1, p. 19

~ 38.

- 金井孝夫 (1968) : 中性子水分計,  $\gamma$ 線密度計による浅層地盤と圧密沈下の予測についての研究. 地質調査所月報, vol. 19, no. 1, p. 27 ~ 34.
- (1973) : 電気探査によって明らかにされた諏訪湖南盆地の浅層地下地質. 地質調査所月報, vol. 24, no. 8, p. 393 ~ 402.
- 黒田和男・金井孝夫・安藤高明 (1963) : 富山県放生津瀉周辺地区の写真判読, とくに表層地質調査の適用について. 写真測量, vol. 2, no. 4, p. 39.
- 沢村孝之助・大和栄次郎 (1953) : 5 万分の 1 地質図幅「諏訪」および同説明書, 地質調査所.
- 田中阿歌磨 (1918) : 湖沼学より見たる諏訪湖の研究. 岩波書店.
- 長野県企画部 : 八ヶ岳山麓, 諏訪地域の地下水資源調査報告書. 昭和 43 年 3 月.