河成・湖成堆積軟弱土の性状について

鈴 鹿 和 央*

On the Characters of the bad Foundation Depositing River and Lake

By Kazuo Suzuka

Abstract

It is needless to say that the characters of stiff foundation depend upon the original state in which the foundation was flexible. Hereupon, in order to solve the problems concerning bad foundation, the writer studied the flexible soils that deposited in fresh water lakes called by the names of Shinji, Jinjai and Hii-Reservoir.

As the results of this experimental study concerning the grain size, consistency, the next conclusions were obtained.

- 1) The deposits environments have influence on distribution pattern of soil particles at bottom of the lake.
- 2) Small alteration in hydro nature has seldom influence on consistency of soils. But organic matters which the deposits contain are subjected to the influence of it. For this reason, activities of recent deposits give unusual values in comparison with stiff Alluvium and Diluvium.

1. まえがき

土木施工技術の発展にともなう、また工業用地転用のために土地造成が盛んに行なわれるようになるにつれて、従来施工困難であるとの理由からともすれば土木技術者の注意をひかなかった軟弱層についての関心が急速にたかまり、提出される報告書にもとづく資料の累積をもととして、多くの研究者による軟弱地盤解明への糸口が与えられようとしている。筆者はこのような現状にあって、主に固結土について報告されている地盤の性状は、それをつくる土の性質が相互に関連していることを多くの研究報告は示しているが、これはさらに未固結土の性状からある程度固結後の性状が類推出来るとの考えにたち昭和43年4月から河底および湖底に堆積する表層現未固結土についての実験調査を行ない、軟弱地盤解明への一過程としてその堆積物の基本的性質および堆積環境・湖底粒度分布等についての一応の結論を得たのでここにその概要を報告する。

従来にも未固結土について同種の研究があるが、それらのほとんどが実験室的に行なったものである。例えば粘土鉱物の存在量および種類と土の性状とか間隙水中溶解イオンと土の性質についての言及がおもなものであ

る。

ここで述べる野外調査にもとづく堆積環境と土の性状についての発表は少ないようである。土の性質は一般に本質的に所持する一次的なものと堆積後の諸種の要因によって与えられた二次的性質の二つに区別できる。本論文で扱う基本的性質とはおもに比重・粒度・Consistency等、一次的性質を意味している。

以下結果について述べるが、本論文をまとめるにあたり終止激励頂いた島根大学横山かなえ氏、故三位秀夫氏および多くの文献を提供頂きかつ御助言下さった名城大学桑原徹氏、並びに資料整理に協力頂いた石飛博利、土江茂樹、鎌田哲郎、井上大図、周藤安治、向田良実の各氏をここに併せ記し深謝の意を表する次第である。

2. 調査地域・地質および地形について

当研究の調査対象とした地域は神西湖・宍道湖および斐伊川上流貯水池の3個所であり、Fig. 1にも示されるようにいずれも島根県に存在する。神西湖は周囲約5kmの小さい湖であり、流入河川としては常楽寺川など小河川の数が多し。この湖の西側には日本海が存在し、差海川によって約1kmの距離で両者は接続されている。このために湖は満干潮の影響を強く受け、完全な淡水ではなく、かなりの塩分を含み汽水湖に近い。棲息する生物

* 松江工業高等専門学校土木工学科

Fig. 1 Serveing Position

はウナギ・ボラ・フナ・コイおよびシジミ貝などがおもなものである。穴道湖は一級河川斐伊川水系に属し周囲約 54km のかなり大きな湖である。湖の東方は日本海

と接続する中海と大橋川をもって約 1km で接続している。したがって両湖の水質条件はほぼ等しいものであると予想出来たが、実際には後述するように中海の存在と斐伊川からの流入水の量が多いこととで穴道湖の方がより淡水に近い結果が得られている。棲息する生物はコイ・フナ・ボラ・ハゼ・スズキ・草魚およびシジミ・ウナギなどがおもなものであり、ほぼ神西湖と類似している。また穴道湖も神西湖と等しく満干潮の影響を強く受けている。斐伊川上流貯水池は斐伊川水系上流に位置する小さな人工貯水池であり、神西湖・穴道湖と異なり完全な淡水として扱うことが出来る。したがって棲息生物も完全な淡水型である。なお斐伊川上流は中国背りょう花崗岩地帯にあり生産される風化砂礫が多量であるところから天井河川となっており多量の土砂を穴道湖に送り込んでいる。Fig. 2 に示した切峯面図によって地形を概観すると、調査地周囲には東西に広がる 100m 段丘とそれより分布のせまい 100~200m の間に存在する段丘と

Fig. 2 Summit Level

がみられる。このうち100m段丘は宍道地溝帯形成時の隆起・沈降によると考えられ、地溝部に滞水したのが宍道湖である。したがって宍道湖は構造湖と考えてよい。神西湖は同じく100m段丘に存在するが、筆者が別に発表した論稿(1966)の地質条件から考えて、構造湖とは考えられず、地表軟弱部に出来た浸食湖であろう。斐伊川上流貯水池は500~600mの高地に存在するが、これは人工的なものであり地質的意味はない。またこれら地域の湖底地形は一般に盆状であり、最大水深は宍道湖で6m、神西湖・斐伊川貯水池で3m程度である。島根県に分布する第4系についての研究は三位秀夫を中心とする山陰第四系研究グループ(1970)によりなされほぼ層序的問題については解決されている。それを参照すれば調査地域の地質は斐伊川貯水池堆積土を除いて、中海層および差海層に一部が対比され、多くは表層沖積土に対比可能である。したがって採取土のほとんどが形を保つことの出来ない軟泥であり、腐食のための異臭を発生さらに濃い青色を呈していた。いわゆるヘドロと呼ぶべきものである。

3. 調査および実験について

調査期間は昭和43年4月から45年4月までの2年間であったが、その中で現地調査はおもに毎年7月~8月に行なった。現地において測定した項目は導電率、pH、水温、水深、溶存酸素である。また室内実験用の土の採取も現地でなされたが、おもにハンドオーガーによる方法をとった。採取した土は注意深くビニール袋に移し、室内における実験に供したが、その実験項目は比重・粒度・液性および塑性限界という一連の土の基本的性質把握に必要な試験であり、他に灼熱減量・圧密・突固め試験も行なってみた。ほとんどの試験はJIS規定にしたが行なったが、粒度試験においては土の分散状態が結果に大きく影響することが知られているために、後述する分散能比較試験をした結果から分散剤としてヘキサメタリン酸ナトリウムを使用して行なった。また灼熱減量測定についてはJIS規定がないので24時間110°Cで炉乾燥後、400°Cに温度を上昇して4時間灼熱し、前後の重量差を百分率として求めた。この値は土中の有機性を完全に与えるとはいえないが、ある程度の目安とすることは可能である。そこで本論文ではこの値を以後有機性量として扱うこととした。

4. 水質環境について

堆積環境として、これら現堆積物の性状を決定する要素の最大要因としてあげられるものに湖水の水質があげら

れる。個々の溶存イオンの分析は非常に複雑な操作と時間を要するので、現地で大体のイオン存在量の目安を知ることの出来る方法として、筆者はFig. 3, 4に示すような導電率の測定を行なった。これらの図は神西湖および宍道湖の場合について得られた導電率(図中数値×

Fig. 3 Distribution of Electric Conductivity (JINJAI Lake)

Fig. 4 Distribution of Electric Conductivity (SHINJI Lake)

10^4 v/cm) の水深方向断面の分布が示してある。これらの図を一見して、最初に気付くことは、導電率の値が水深方向に高くなることである。これは一般に知られているように導電率が Cl^- イオンの存在量とほぼ比例関係を示す（図に示していないが宍道湖の場合について実験的に確かめている）ことおよび、水深方向に向って懸濁物の量が増加するという（これについては図に示していないが実験的に両湖とも水深方向に水中蒸発残量が高くなる結果が得られている）と無関係ではないであろう。すなわち神西湖・宍道湖というような、どちらかというと静水に近い湖では、密度の高い物質がより下層に沈殿するために生ずる結果である。一般に深い湖または水流のある湖では 2 層水構造とか、密度流の問題が生ずるの常であるが、両湖のように水深も浅く、しかも流入水の少ない場合にはさほどそのような問題は生じないようである。

さて両湖の導電率の値を比較すると、神西湖の方がかなり宍道湖に対して導電率の値が高いことがわかる。これはそのおかれた環境に基づく結果であり、より外洋に近い神西湖がより多くの元素を含有するためと考えてよからう。

一方 pH 値は宍道湖の場合 5.8~7.4, 神西湖の場合 7.6~8.4 程度で、宍道湖の水は酸性から中性を示し、

り、7 月~8 月という季節を反映して、 $27^\circ \sim 30^\circ$ 程度の高い温度であった。

5. 粒度分析および結果について

粒度分析の方法は JIS によって細かく規定されているが、最近の多くの研究によると、粒子相互の結合（多くの場合土粒子をとりまく吸着水膜中のイオンの作用による）をときほぐす、すなわち分散させるのに、JIS で規定した NaOH とか無水ケイ酸ナトリウムがすべての土について効果的であるとはかぎらないことが報告されている。

しかし土塊中の粒径分布を知る場合、土粒子の分散度合いは重要な要素の一つであることはいうまでもない。そして当然のことながら後の実験の結果に大きな影響を与える。

そこで当実験を行なうにあたり、筆者は永石（1965）が有明海堆積粘土で行なった分散能比較試験に準じて、表-1 に示す種類の分散剤を用意し、便宜上これをすべて IN 液として調整しておき、この規定液を種々の割合で水中にとかすことによってさらに種々の規定液をつくりこれを用いて土塊中の 0.074 mm 以下の土粒子に対して東京光電製の濁度計を用いて、分散能効果をしらべ各地域の土ごとに分散効果のあるものをしらべた。この結

表-1 添加剤の種類

1. 塩化ナトリウム	10. シュウ酸ナトリウム
2. 水酸化ナトリウム	11. 炭酸カルシウム
3. リン酸 2 ナトリウム	12. トリポリリン酸ナトリウム
4. 炭酸アンモニウム	13. ビロリン酸ナトリウム
5. リン酸第 2 アンモニウム	14. リン酸 1 ナトリウム
6. リン酸第 1 アンモニウム	15. リンナ酸 3 トリウム
7. チオ硫酸ナトリウム	16. ヘキサメタリン酸ナトリウム
8. 炭酸ナトリウム	17. アンモニア水
9. ケイ酸ナトリウム	

神西湖はアルカリ性を示す。また水温は両湖とも表面が高く、底層部で低くなるという一般的性質を示してお

表-2 分散効果のある添加剤

分 散 剤 名	添 加 量
ケイ酸ナトリウム	50, 20, 150 cc
トリポリリン酸ナトリウム	150, 50 cc
ビロリン酸ナトリウム	150, 50 cc
ヘキサメタリン酸ナトリウム	50, 150, 10 cc
アンモニア水	150, 50 cc
水酸化ナトリウム	10, 50 cc

果表-2 に示すような 14 種類のものがえらびだされた。

そしてこの各規定溶液を用いて 0.074 mm 篩通過土にたいしてさらに比重計法による粒度分析を行なった。その結果は Fig. 5, Fig. 6, Fig. 7 に示すとおりである。これらの図において分散能を比較する場合、特に本論稿では粘土分を重視して扱う必要のあるところから各分散剤による極細粒土分の分散度合いを重視した。

最終的に求められた分散剤を効果のある順に地域別に 3 種類づつ示したのが表-3 である。この表からもわかるように各地域ごとに分散効果を示す薬剤に異なりが生じ、どの地域でも最高の分散効果をあげるものはない。

Fig. 5 Grain-size Distribution Curves

Fig. 6 Grain-size Distribution Curves

Fig. 7 Grain-size Distribution Curves

表-3 各地域別分散剤比較

穴道湖	神西湖	斐伊川
1. 水酸化ナトリウム 10	1. ビロリン酸ナトリウム 150	1. ビロリン酸ナトリウム 150
2. ケイ酸ナトリウム 20	2. ヘキサメタリン酸ナトリウム 50	2. ヘキサメタリン酸ナトリウム 50
3. ヘキサメタリン酸ナトリウム 50	3. トリポリリン酸ナトリウム 50	3. トリポリリン酸ナトリウム 50

例えばビロリン酸ナトリウム 1N 溶を 1l 中に 150cc 投入すれば神西湖、斐伊川堆積土の分散効果は良いが穴道湖堆積土に対しては効果が少なく、また 150cc を加えることによって溶液密度が大きくなり後に密度補正が必要となり不便である。このようなことを総合して、この一連の実験では、ヘキサメタリン酸ナトリウム 1N 溶 50cc を 1l に加えることで粒度分析を行なうことにした。

得られた粒度試験の結果の表示法には種々あるが Atterberg による粒径区分に従って、三角座標にまとめたのが Fig. 8 である。これによると、各地域とも粒度分布にかなり連続性があり、各粒径の分散度合いが良いことを示している。また神西湖・穴道湖底堆積土の粒径分散は大体等しいことを示し、斐伊川堆積土は両湖に比較し細粒土含有量が幾分低いことがわかる。このような結

Fig. 8 Soils Triangular Classification Chart

果をさらに詳しく調べるために粒径加積通過曲線を描き次の式で与えられる数値を求めてみる。

中央粒径値 $M = -\log_2 d_{50}$

淘汰係数 $S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$

歪度係数 $S_k = \sqrt{\frac{d_{25} \cdot d_{75}}{d_{50}^2}}$

d_{25}, d_{50}, d_{75}

各通過率における粒径値 (mm)

周知のように式において M は各堆積土の代表的粒径を与え、この値によって、土は(0~4)砂、(4~8)シルト、(8以上)粘土と区分されている。 S_0 は土粒子の配合具合を示すものであり、一般にこの値が 0~2.5 の土は淘汰不良と区分される。また S_k は土粒子の分散の特徴を示す値であり、一般に 1 より大きければ M より粗粒部分で淘汰が悪く、1 より小さければ M より細粒部分での淘汰が悪いことを示している。これら M, S_0, S_k という土の粒度特性値相互の関係をみると、Fig. 9 に示すようになる。 S_k と M 値の間には明瞭な相関は見られないが、 S_0 と M 値の間には二次曲線的相関があり、 M が S_0 をすぎると急激に S_0 値が増大する傾向にある。すなわち土の淘汰は細粒土分が多くなるにしたがって悪くなることを示している。3地域において得られた上記の値の分布範囲は表-4 に示すとおりである。この表から地域の各値について比較考察すると M 値から宍道

Fig. 9 Relationships Between M And S_0, S_k

表—4 3 地域堆積土の粒径指数

地域 \ 種類	M	S_0	S_k
宍道湖底土	2.1~8.0	1.3~ 5.2	0.7~1.2
神西湖底土	2.1~8.7	1.5~16.6	0.4~1.1
斐伊川堆積土	4.0~6.2	1.8~ 3.9	0.7~1.5

湖および神西湖底土は砂～粘土の範囲に入る粒子からなり、斐伊川底土はシルト粒径に属する粒子からなることがわかる。これをさらに詳細によるため Fig. 9 より M 値の集中範囲を求めると、宍道湖で 6~8, 神西湖底で 5~8, 斐伊川底土で 4~6 となる。この値はすべてシルトに属する土の区分に入り、集中性からみる限り、宍道湖・神西湖・斐伊川の順に、より粗粒に近づいていることを示している。

S_0 値から上記の区分に入る各堆積土の淘汰性をみると、各地域堆積土とも良好から不良に至る範囲の値が得られる。これらの値の下限は大体 3 地域近似するが、その上限は神西湖底土が異常に高いのが特徴的である。これを集中性からみると、宍道湖底土および神西湖底土の場合 3~5, 斐伊川底土の場合 2 となり、両湖底土の土の淘汰は不良であるものが多く、一方斐伊川底土の淘汰は良好であることを示している。また S_k 値であると、3 地域ともほぼ近似した値を示しているのがわかるが、この値の集中する範囲は宍道湖底土で 0.9~1.1, 神西湖底土で 0.6~0.9 を示し、斐伊川底土の場合 M より細粒側での淘汰が幾分悪いことを示している程度で宍道湖・斐伊川の場合には細粗粒に淘汰が関係しないことを示している。これらをまとめると、宍道湖および神西湖に存在する土粒子はほぼ同じ粒径を所有するものでなり、斐伊川底土の土は両湖底土よりいくぶん粗粒の粒径をもつ粒子により構成されているといえる。そして、これらの構成土は斐伊川底土を除いて、淘汰が不良であり、 M 値を基準としてみた場合、神西湖底土に関する限り、 M 値より細粒側の淘汰が悪いという結果が得られる。

上記の値とは別に、後述する consistency と非常に密接する粘土含有量の値は（この粘土含有量は Atterberg 分類にしたがって 0.002mm 以下の土粒子量である）宍道湖底土で 0~38%, 神西湖底土で 0~46%, 斐伊川底土で 0~9.0% であった。数値からみられるように宍道湖底土および神西湖底土では粘土含有量の分布範囲が広くしかも最高値が大きいがわかる。特に神西湖底土の場合最高値が非常に高いのが特徴である。しかし斐伊川堆積土の粘土含有量は分布範囲も、また最高値も極端に低いのが特徴的である。このような結果は多分に堆積

盆の距離的相違に基づくものと考えてよからう。

一方底質の分布状態を知るために自然湖である宍道湖および神西湖底における粘土含有量および S_0 値と相関する M 値の分布を Fig. 10 および Fig. 11 に求めてみると粘土含有量 C_L (Fig. 10, Fig. 11) の流入部分の分布は神西湖の場合に差海川および湖南部のくびれ部分において含有量が高くなっている。差海川への流入部分における高含有量は湖水と海水の衝突部に当り流水速度の低下に伴う沈降と併せて、多分にイオンによる作用が考えられるものであり、また南部くびれ部分における高含有

Fig. 10 Distribution of Clay Particles (JINJAL Lake)

Fig. 11 Distribution of Clay Particles (SHINJI Lake)

量は周囲の河川の流入量が少ないため、湖水の循環水がこの部分で停滞し一種の静水状態を示すための沈降によると考えられる。一方穴道湖の場合には斐伊川からの洪水時の水勢の影響が強く現われ、斐伊川河口において含有量が少なく、湖央に向って含有量が多くなるという一般的傾向を示している。また斐伊川河口においては、水勢の影響で分布線にかなりの乱れが生じていることが明確である。また両湖について M 値の分布をみると (Fig. 12, Fig. 13), 神西湖および穴道湖とも粘土含有量の分布とほぼ等しい傾向を示しており、神西湖の場合には、差海川への流入部分および南部くびれ部分により M 値の大きい土、すなわち粘土または粘土粒径に近いシル

トが分布している。また穴道湖にあっては、湖央に向って従って M 値が高くなり、より粘土に富む土になることを示している。また斐伊川河口にあっては水勢による分布形状の乱れが明瞭である。このような底質分布を S_0 値, S_k 値についても求めてみたが、大体 M 値, Cl 値の分布と等しい傾向がみられた。(図は省略する) ただ神西湖の S_0 値の場合は河口附近および湖央の最大水深部にあっては幾分高い値が得られるという分布の特徴があるので Fig. 14 に示した。上記したように底質分布はその堆積金の水質環境、および地形さらには河川の流入環境等、個々の堆積環境により強く支配されるものであるということが結論づけられる。

Fig. 12 Distribution of M -Values

Fig. 14 Distribution of S_0 -Values
(JINJAI Lake)

Fig. 13 Distribution of M -Values
(SHINJI Lake)

6. 液塑性について

土粒子が多量に水を含むとき、土粒子・水複合体はニュートン流体に近似した液状体となる。しかし、この系の水分が減少すると、せん断時に降伏値を示す塑性体に変わる。このよな土粒子・水複合体をビンガム体という。液状体から塑性体への変化は一般に漸移的であり、明瞭な境界があることはまれであるが、土質工学上の必要から A. Cassagrande, J. Norman (1958) はこの両体の間に定義を与え、その境界を土・水複合体が $20 \sim 25 \text{ g/cm}^2$ のせん断強さを示す状態としている。この境界時に含む土粒子・水複合体の含水比を液性限界と呼んでい

る。ビンガム体の水分がさらに減少すると、土粒子・水複合体は剪断時に破壊を生ずるブリトル固体になる。このビンガム体からブリトル体へ移行する境界時の含水比を塑性限界と呼んでいる。

土粒子・水複合体が粘性体である場合、土複合体剪断時強さは土粒子相互間に作用する引力と土粒子同士の接触による強さとして示される。この中で、土粒子が受けもつ剪断強さは 2.5 g/cm^2 程度であることが報告されていることから考えて複合体が所有する剪断強さの大部分は土粒子相互間の引力と考えることができる。したがって、液性限界は土粒子相互の引力が $20 \sim 25 \text{ g/cm}^2$ に達した状態で複合体が保有する含水比であるとして認識できる。また土粒子間引力が吸着層の厚さ、自由水の性質および土粒子の表面活性などと密接に関係することは明らかであるから、液性限界の高い土粒子・水複合体中の土粒子、例えば粘土鉱物のようなものほど粒子界面の物理化学的活性が著しいことを示している。一方塑性限界は液性限界と同じように考えれば、吸着水層がより一層強い粒子間引力を発生するまでに圧縮され、土粒子・水複合体がビンガム体であることができる最下限における含水状態の含水比であると考えられる。これについて桑原(1966)は、rigid な状態で吸着された水膜層と塑性的変形を可能ならしめるための潤滑作用を果すに必要な程度の若干の間隙水を含むときの含水量であると塑性限界を説明している。液性限界・塑性限界をこのように考えれば、これらの値は土壌物理的および水質環境的な値として把握できる。土粒子・水複合体がビンガム状態を保持することのできる含水範囲、換言すれば液性限界と塑性限界の差は一般に塑性指数と呼ばれている。これは上記の説明から $20 \sim 25 \text{ g/cm}^2$ の剪断強さを失うことなく、しかも最大限の水膜を形成することが出来、かつ塑性的変形を生ずるに必要な含水量であると考えられる。これら液性限界・塑性限界・塑性指数という土粒子・水複合体が所有する基本的性質と他の多くの工学的性質とが関連することは多くの研究者によって報告されている。

既述したように液性・塑性という土粒子・水複合体の基本的性質は土粒子とその周囲に存在する水の性質に強く支配されることが明らかである。したがって等しい堆積環境のもとに堆積した土粒子・水複合体であれば、その水質と鉱物組成とが同じだからこれらの特性値も等しくなると想定できる。しかるに同一堆積環境においてもこれら特性値の相異が一般におこるのは、おもに土粒子径の配合割合に関係することとなる。H. B. Seed, R. I. Woodward, R. Lungren (1964) はベントナイト、カオリナイト、イライト複合土でこのことについての研究を

行ない、特に粘土含有量と液塑性値との関係として次式(1)が成立することを立証している。また Skempton は粘土含有量と塑性指数との間に次の比例式(2)が成立することを認めている。

$$W_{L-L} = \frac{C}{100} W_{C-L-L} \quad W_{P-L} = \frac{C}{100} W_{C-P-L} \quad \dots\dots(1)$$

$$P.I. = A \cdot C_L \quad \dots\dots(2)$$

P.I.: 塑性指数

C_L : 粘土含有量

A: 比例定数

W_{L-L} 土粒子・水複合系の液性限界 (%)

W_{P-L} 土粒子・水複合系の塑性限界 (%)

W_{C-L-L} 土粒子・水複合系中の粘土の液性限界 (%)

C 土粒子・水複合系中の粘土含有量 (%)

そしてこの式(2)における比例定数 A を活性値と定義し、この活性値に基づいて表-5に示す土の分類法を与えた。村山、赤井・植下(1958)の大阪洪積粘土についての研究によると、沖積層で 4、洪積層で 5 の活性分類

表-5 土の分類法

A	土 の 分 類
0.5 以下	1. Inactive
0.5 ~ 0.75	2. Inactive
0.75 ~ 1.25	3. Normal
1.25 ~ 2.00	4. Active
2.00 以上	5. Active

値がこの表に基づいて得られており、また桑原・堀内(1966)の名古屋附近の軟弱粘土の研究では沖積層の活性分類値が 3、洪積層の活性分類値が 4 であったと報告されている。このような結果は各地方に存在する地盤の外因的条件または内因的条件によって活性分類値に相異が生ずるが、個々の地方においては地盤の堆積時間と密接に関係する値であることを示している。

Fig. 15 には当調査地域の土の粘土含有量と塑性指数との関係が活性線とともに求められているが、この図から 6 地域の土の活性値は 0.7~2 の間にあることがわかる。この結果をさらに各地域について詳細に観察すると、神西湖底土の活性は 1 および 1.8 に集中し、宍道湖底土、斐伊川底土の活性は 1.5 および 1.8 に集中することがわかる。これらの活性値は土の分類 3 と 4 に属するものである。得られたこの値は同じ堆積時代の地盤から得られた値であり、比較のためにあげた前記の地盤と較べると、分類値そのものは同様であるが、同一地盤に分類値 3 と 4 があらわれるということは異常である。この

Fig. 15 Relationships Between C_L and L.L, P.I

事実から、活性分類値は時間的に強く支配を受けるのみならずその堆積条件にも影響される値として認識されるべきであろう。

3地域で得られた結果について興味あることは神西湖底土より穴道湖底土の活性が大きく、しかも斐伊川堆積土の活性が穴道湖底土とほぼ等しい値を示す事実である。前記したように塑性指数を土粒子・水複合体の水質に関係づけて考えれば、導電率の値から考えて神西湖底土の活性値がもっとも大きくなるはずである。そして斐伊川堆積土の活性値はもっとも低くなるべきである。この得られた結果から考察すると、淡水・汽水というわずかな水質変化では、いわんや汽水間相互のわずかな水質変化程度では活性値にそれほど大きな影響を与えるまでに至らず、活性値への影響は鉱物組成がより支配的であるとの結論に達する。しかし後にもふれるように、液性限界および塑性限界測定に使用する土が 0.42 mm 篩通過土であり、しかも土中の有機性の処理はなんらされていないことから、活性値は鉱物により与えられるものと有機性によって与えられるものと両方を含む複合値であると考えるのが妥当であろう。このことは Fig. 16 に示されるように有機性含有量と液塑性限界値および活性値がある種の相関を示すことから考えても裏付けらるであろう。また粒度分析において有機性物質を粘土の一部として処理していることから考えても、これら有機性物質の存在は活性値に対して大きく影響を与えているものと考えられる。したがって鉱物組成と同時に存在する有

機性物質を無視して活性値を考えることはできないと結論づけられる。

粘土含有量と液性限界との相関を Fig. 15 に求めてみると、塑性指数との間に得られたほど粘土含有量は相関を示さず幾分値にばらつきがあるが、無関係とはいえない。この図に (1) 式の関係を記入してみると地域に堆積する土中粘土分の液性限界は 200~1000% の間にそのほとんどが分布することがわかる。これを各堆積場所ごとに詳細に調べると、神西湖では C_{LL} = 200~500% の間に分布するものが多く、この中で特に C_{LL} = 225~400% の附近に集中することがわかる。また穴道湖粘土の C_{LL} は 250~400 の間に分布し、特に C_{LL} は 300 と 400% に集中する傾向にあることがわかる。そして斐伊川粘土の場合には神西湖・穴道湖に比較してかなり C_{LL} が高く、全体として C_{LL} = 600~1400% にも達し、この中で特に C_{LL} = 700 と 800 と 1000% 附近に集中している。この結果が土の活性値に与えた影響は大きいと考えてよい。桑原・堀内 (1966) は名古屋周辺に分布する沖積粘土の 60% 以上は C_{LL} が 100~150% の比較的低い値を示し、洪積粘性土の C_{LL} は 160~200% でやや高い値を示すと報告し、さらに第三紀層粘土についても言及し C_{LL} = 200~300% の値を示すと述べている。これらの値と調査地域の粘土の C_{LL} とを比較すると、調査地域での値が異常に高いことに気付く。一般に液性限界試験では個人誤差が問題にされることが多いが、それを考慮してもなお注目に値する。このことは、活性値の場合と同様に、

Fig. 16 Relationship Between lg and L.L and P.I

塑性図からの土の分類が大部分有機質粘土および圧縮性シルトになることおよび灼熱減量値が高いことと関係すると考えられる。すなわち Fig. 16 にも示したように、有機性物質がかなりの量粘土分に含まれ、このために液性値が異常に高くなったものと考察出来る。したがって桑原・堀内らが述べているように粘土の C_{LL} は時代を追って高くなるのが通常であるが、有機性物質の影響からしてごく新しい時代の堆積土中の粘土分の場合にはこの傾向に逆順することもあり得ると考えて差支えなからう。活性値の項で記述したことと併せて考察すると、 C_{LL} は堆積環境のちがいによる鉱物組成の異なりおよび有機性物質の含有量に強く支配される値であるということができよう。この C_{LL} について各場所ごとに比較考察を加えてみると、前述した数値で示されるように C_{LL} は神西湖・宍道湖そして斐伊川各堆積土の順に値が高くなっており、一方分布する値の範囲差は斐伊川堆積土がもっとも大きく神西湖・宍道湖各堆積土の順に小さくなっ

ている。このうち神西湖・宍道湖堆積土の場合の分布範囲はあまりひろいものではない。このような結果は鉱物組成および有機性物質と粘土の液性値とを関連させて記述したことが不当ではないことを示している。なぜならば Fig. 16 を参照して気付くように、神西湖および宍道湖堆積土中の有機性物質の分布範囲には集中性がみられるにもかかわらず斐伊川堆積土中の有機性物質は非常に大きな範囲をもって分布している。すなわち有機性物質と結びつけて液性限界を考える以上、その得られる値に大きな範囲が存在することとなるであろう。

これまで述べてきたように、堆積土中の粘土の液性限界は土に含まれる鉱性組成および有機性物質と関連して各堆積場所ごとの特徴を示すが、この液性限界と塑性指数との関係を A. Cassagrande (1958) が与えた塑性図としてまとめたのが Fig. 17 である。この図から最も特徴となるのは、ほとんどすべての点の位置が A-Line の下にくることである。比較のために中海沖積土および洪

積堆積土から得られる塑性図を Fig. 18 として示すと、中海の場合洪積粘土が幾分 A-Line の下に位置する程度で、他はほとんど A-Line 上に位置している。このような結果は3地域の堆積土の有機性物質が異常に高いことを示すものであろう。また図面において淡水・汽水堆積土と外洋性に近い堆積土との間の液性限界値にさほど大きな相違がないにもかかわらず、塑性指数がかなり低く、特に斐伊川堆積土の場合異常に低い値を示すのは、中海堆積土に比較し、粘土含有量の絶対量が少ないことに基づいた結果と考えられるし、また淡水・汽水間では大きな問題とならなかった液存イオン、特に Na^+ イオンの存在量に無関係ではないであろうと推定される。ただ興味あることは、中海の洪積堆積粘土の塑性図分布が、Fig. 18

Fig. 17 Relationship Between L.L and P.I

Fig. 18 Plasticity Chart (NAKA Sea Deposits)

(a) に示されたように中海表層沖積粘土より塑性が低く、かつ本研究であつかった3地域堆積土の塑性図分布と類似しているという事実である。このような結果は村山・赤井・植下 (1960) によりなされた大阪洪積粘土の特徴と反するものであり、ここにも Consistency によって堆積土を時代的に特徴づけることのむずかしさがうかがわれる。各地域の堆積土の液塑性を数値的にみると、液性限界は宍道湖堆積土で 45~90%，神西湖堆積土で 30~90%，斐伊川堆積土で 50~85%，塑性指数は宍道湖堆積土で 5~55%，神西湖堆積土で 10~45%，斐伊川堆積土で 5~20% であり、宍道湖・神西湖堆積土によって得られる両値はほぼ等しくまた斐伊川堆積土の液性限界値は両湖とほぼ等しいが、斐伊川堆積土の塑性指数は両湖底土に比較して異常に低いことがわかる。この結果は粘土含有量の存在量の相違と、これまで述べてきた粘土鉱物および有機性物質の問題と併せ考えることによって理解することが出来るであろう。

7. 粒径値と液塑性値との相関および突固め特性について

粒径値および液性・塑性値個々について各値がそれぞれの堆積環境を説明する手段となり得ることを説明したがこれらの値は個々別々に存在し得るものではない。Fig. 19, Fig. 20 に示すように、粒径値と Consistency 値はある相関を示すものである。Fig. 19 には M 値と L.L, P.I 値の相関が示されているが、これを参照すれば、L.L, P.I 値は $M < 3$ の条件であまり変化しないが、 $M > 3$ になると急激に増加する値であることを示している。すなわち、P.I 値はシルト、粘土をより密接する値であることを示している。また Fig. 20 には S_0 値と L.L 値、P.I 値の相関が示されているが、 $S_0 > 4$ では L.L, P.I とも増大 L 逆に $S_0 < 4$ では減少することを示している。すなわち淘汰が良好である土、または不良である土は L.L, P.I ともに低く、淘汰普通の土で最大の値となるということを示している。すなわち、これらの結果は土砂が堆積した場所の湖積環境によって土のコンシステンシーが大きく左右されることを示しており、土の性状を判別するに粒度特性値がかなり有効であることを意味している。

これまでに説明したこととは別に、Fig. 21 と Fig. 22 に示す、湖底堆積土の突固め試験を自然乾燥法および加水方法に基づいて行ない、さらに、含水比一定とした場合の突固め効果実験を行なったが、その結果、粘土含有量が高い神西湖底堆積土が宍道湖底堆積土より締固め効果が低く、かつ最適含水比が高くなる傾向にある。突固

Fig. 19 Relationship Between M and L.L., P.I. Fig. 20 Relationship Between S_0 and L.L., P.I.

Fig. 21 Compaction Curves

Fig. 22 Compaction Curves

め方法による効果は一般に知られているように JIS に基づく加水方法による場合の方が大きくなるが本実験でも同様な傾向がみられた。また含水比一定とした場合の仕事量変化に伴う突固め効果は、一般にローム層などで知

られている事実とはことなっており、突固め回数の増加に伴ってその効果も増大する傾向にある。

これらの結果に対する考察は次回に報告したい。

8. 結 論

軟弱地盤解明への糸口として、宍道湖・神西湖・斐伊川上流貯水池という、水質環境的にみて汽水または淡水に属する水中に堆積した現世堆積物の基本的性質として、粒度、液塑性値を求め、各値の堆積場所ごとの特徴および相関について述べ、かつ別に求めた灼熱減量値と基本的性質の相関性から有機性物質の存在が地盤性状に与える効果について推察および考察を加えた結果、次の結論を得た。

- 3 地域堆積土は M 値区分によるとシルトに属し、斐伊川上流貯水池堆積土の場合はより粗粒に近いシルトである。淘汰度は湖底堆積土の場合不良であり、斐伊川堆積土の場合良好である。これは細粒土分が斐伊川堆積土より湖底堆積土の方が多いことによる結果である。
- 底部における粒径に基づく値の分布の特徴は、その堆積盆の地形、水勢、イオン存在量などに強く支配されるが、全体的にみる場合、湖央に向けて細粒土分が堆積するという一般的傾向に一致する。
- 現世堆積土の活性は、存在する有機性物質に強く支配されるために、時間的尺度で考えることは危険である。またこの値は汽水・淡水という程度の水質変化では強く支配されることはない。
- 堆積土中に含まれる粘土分の液性限界は、河底土、すなわち淡水堆積土の場合異常に高く、このために活性値も湖水堆積土に比較して高くなっている。この結果は粘土含有量が斐伊川堆積土では低いことから考え、有機性物質により与えられたものと推察出来る。
- 一般に知られている結果、および中海堆積土に基づく事例と異なり、塑性図における分布が A-Line より下に位置することで、現世堆積土は工学的に悪性であるとともに異常である。したがって活性値はもとより、塑性値においても時代的意義を与えることは、現世堆積土の場合困難性がある。
- 粒度特性値 S_0 、 M とコンシステンシーとは明らかな相関性を示す。
- ローム等にみられる仕事量増加に伴う突固め効果の減少はみられない。加水方法および減水方法による突固め効果は一般的傾向に従う。また神西湖底土は粘土含有量が高いために宍道湖底土に比較し、突固

め効果が低い。

参 考 文 献

- 1) 有明海研究グループ (1965): 有明・不知火海域の第4系, 地団研専報, P. 5-39
- 2) 石外・松島 (1965): 貯水池の堆積物について(その2), 応用地質, 5巻, P. 197-206
- 3) 石外・松島 (1965): 貯水池の堆積物について(その2), 応用地質, 6巻, P. 11-24
- 4) 石外・松島 (1965): 貯水池の堆積物について(その3), 応用地質, 6巻, P. 69-80
- 5) 内田・松本 (1959): 大牟田沖海底地盤の土質について, 土と基礎, Vol. 35, P. 20-25
- 6) 大嶋・水野・小野寺 (1969): 中海・宍道湖を中心とする堆積学的研究(その5), 地質雑, Vol. 75, No. 2, P. 74 (溝旨)
- 7) 大原・永田 (1965): 宇野港附近の軟弱粘土層の土質について, 山口大学工学部研報, Vol. 16, No. 1, P. 1-8
- 8) 小野寺・小野・水野 (1969): 中海・宍道湖を中心とする堆積学的研究(その4), 地質雑, Vol. 75, No. 2, P. 74 (溝旨)
- 9) 小貫・三位・島田・竹内・石田・斎藤(1962): 青森県津軽十三湖地域の沖積層, 東北大学地質学・古生物学教室研究邦文報告, 第58号, P. 9-14
- 10) Cassagrande, A. (1948), Classification and Identification of soils. Trans. Amer. Soc. Civil Eng., Vol. 113, P. 783-991
- 11) 神山光男 (1960): 試料調整法が粒度試験結果に及ぼす影響, 土と基礎, Vol. 6, No. 3, P.
- 12) 桑原徹 (1966): 沖積層の土質工学的性質とその意義, 第4紀, Vol. 5, No. 3~4, P. 121-139
- 13) 桑原・堀内 (1966): 名古屋市南部の軟弱粘土の性質について, 名城大理研報, Vol. 7, P. 34-57
- 14) 塩沢孝之 (1969): 厚岸湖及び厚岸湾の底質, 地質雑, Vol. 75, P. No. 1, P. 1-11
- 15) Seed, H.B. and Wood ward (1964): Fundamental Aspects of the Atterberg Limits, Proc. Amer. Soc. Civil Eng., Vol. 90, P. 76-104.
- 16) Skempton, A. W. and NORHEY, R. D (1952), The Sensitivity of clays, Geotechnique, 3, P. 30-53.
- 17) 鈴鹿和央 (1966): 島根県山雲市南部の地質特性について, 松江高専紀要, Vol. 2, P. 43-54.
- 18) 鈴鹿和央 (1966): 中海沖積粘土の工学的性質について, 松江高専紀要, Vol. 2, P. 55-72
- 19) 鈴鹿・藤原・持田 (1967): 細粒子が土性に与える影響, 松江高専紀要, Vol. 3, P. 67-72
- 20) 鈴鹿・藤原・持田 (1968): 軟弱地盤に関する考察, 松江高専紀要, Vol. 4, P. 45-58
- 21) Taylor, D.W. (1963): Fundamentals of Soil Mechanics, P. 23-72, CHARLESE. Tuttle company Tokyo
- 22) 土質工学会九州支部 (1961): 有明海沿岸の地盤について, 土と基礎, Vol. 7, No. 4, P. 31-36
- 23) 永石義隆 (1965): 有明海粘土の粒度試験に関する二, 三の実験, 土と基礎, Vol. 13, No. 12, P. 7-12
- 24) 野口寧世 (1969): 中海・宍道湖を中心とする堆積学的研究(その6), 地質雑, Vol. 75, No. 2, P. 74. (溝旨)
- 25) 藤井紀之 (1969): 中海・宍道湖を中心とする堆積学的研究(その7), 地質雑, Vol. 75, No. 2, P. 74 (溝旨)
- 26) 水野・望月・関根・大場・堀江・小野寺・大嶋・小野・藤井 (1969): 中海・宍道湖を中心とする堆積学的研究(その3), 地質雑, Vol. 75, No. 2, P. 73-74 (溝旨)
- 27) 三位秀夫 (1960): 八郎潟の沖積層, 東北大学理科報告(地質学)特別号, Vol. 4, P. 590-598
- 28) 三笠正人 (1964): 土の工学的性質の分類表とその意義, 土と基礎, Vol. 12, No. 4, P. 17-25.
- 29) MICHEL・J・K (1960): The Fabric of Natural clay and Its Relation to Engineering Properties, Proc. H.R.B, 35, P. 693-713
- 30) 水野篤行 (1968): 水質底質調査入門, P. 116-143, ラテイス・東京
- 31) Lambe, T.W. (1958): The structure of compacted clay. Proc. Amer. Soc. Civil, Eng., vol. 84, P. 1-32.
- 32) 村山・植下・赤井 (1960): 大阪洪積粘土の工学的性質, 土と基礎, Vol. 6, No. P. 26-32
- 33) 吉田・清水・今井 (1957): 河北潟の土質について, 土と基礎, Vol. 23, P. 4-8