

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

# 土 壌 の 物 理 性

才11~12 合併号 「土 壌 物 理 性 の 測 定 法」 特集号

昭和40年2月

|                    |       |     |
|--------------------|-------|-----|
| 土壌の硬度・連結度          | 山中金次郎 | 1   |
| 土壌のコンシステンシー        | 安富六郎  | 9   |
| 実容積測定法             | 美園繁   | 23  |
| 団粒分析法              | 喜田大三  | 33  |
| 土壌孔ゲキ測定法           | 箱石正   | 47  |
| 顕微鏡測定法             | 田淵公子  | 58  |
| 土壌水の吸引力 (P F) の測定法 | 寺沢四郎  | 69  |
| 土壌水の2・3の恒数について     | 椎名幹治  | 83  |
| 現場透水性の測定法          | 田地野直哉 | 91  |
| 室内透水性の測定法          | 手島三二  | 103 |
| 総 合 討 論            |       | 113 |

土 壌 物 理 研 究 会

東京都世田谷区世田谷4丁目 東京農業大学農業機械研究室内



## 土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする。
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
  - 2 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
  - 3 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
  - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員及び賛助会員の2種とする。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- 正会員 年額 300円  
賛助会員 1口年額 5,000円
- 第6条 本会に次の役員をおく。
- 会長1名、副会長1名、評議員若干名及び幹事若干名。役員を選出は総会において行ないその任期は1年とする。但し再任をさまたげない。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を召集する。
- 第8条 本会の経費は会費その他の収入をもつてあてる。
- 第9条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。
- 付 本会の事務局は当分の間下記におく  
(昭和40年4月以降)  
東京都世田谷区世田谷4丁目  
東京農業大学農業機械研究室内

## 「土壌の物理性」投稿規定

- (1) 投稿は本会会員に限る。ただし共著者の場合または編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
- (2) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は要すれば文章の加除修正を行なう。ただし内容についてはこれを著者に依頼することがある。
- (3) 投稿には400字詰横書きの原稿用紙を用い、用語、図表等は関係学術雑誌の規定にならつて執筆すること。  
枚数は16枚程度(刷り4頁)を一応の規準とする。
- (4) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。

《報文》 他誌に未発表のものに限る。書き方は方法、結果、考察ならびに総括(摘要)の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。

《論説・綜説》 土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立つて記述したもの。

《資料》 既に発表した報文または発表予定の内容を各分野の参考資料となるよう書き改めたもの。

《解説》 物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介を含む。

- (5) 原稿には下記形式の送状をつける。報文のみ初刷りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

| 発送年月日 | 受付年月日 |      |      |
|-------|-------|------|------|
| 種別    | 原稿枚数  |      |      |
| 表題    | 図表数   | 図    | 枚表 枚 |
| 著者名   | 写真数   |      | 葉    |
| 所属    | 別刷    | 30部+ | 部    |

- (6) 別刷は30部を著者に贈呈する。それ以上希望する場合は実費を申し受ける。

付記: 投稿及び会誌編集に関する通信は下記宛のこと  
東京都世田谷区世田谷4丁目 東京農業大学農業機械研究室内 土壌物理研究会編集委員会

# 土壤のコンシステンシ - の測定法

## 遠結度・圧砕度・硬度の測定法

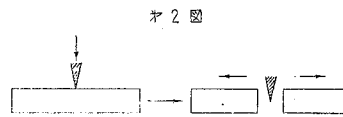
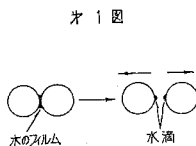
山 中 金 次 郎 ( 農 技 研 )

### I 連 結 度 の 測 定

土壤は一種の粉体であるが、個々の粒子の連結に依てある程度固体化する。この固体化の程度は土壤の連結度或は一般に土壤の凝集力 ( Soil Cohesion ) と呼ぶ事ができる。連結度の測定には二つの様式が識別される。1) は従来から広く行われてきたものであつて、風乾細土に適量の水を加えて練塑して試片をつくるか、或は風乾細土を容器に填充し吸水飽和させたものを試片とする。これらを緩急に均等に乾燥させ、鋭いクサビ (  $13^{\circ} \sim 15^{\circ}$  ) で切断し、クサビに加えられた荷重を以て連結度とする。前者を固結度 ( festichkeit ) 後者を連結度 ( Bindichkeit ) として識別することができる。勿論前者の方がずっと大きな抵抗値を示すが、ともに  $Kg/cm^2$  として表示する事ができる。

測定装置は始め Atterberg<sup>1)</sup> ( 1912 ) が考案したレバー式の切断抵抗測定装置に多少の改良を加えて Haines<sup>2)</sup> ( 1925 ) 及び山中<sup>3)</sup> ( 1932 ) 等に依て行われてきた。試片は、 $1 \times 2 \times 6 cm$  の矩形型を用い、一個体から 3 ~ 4 の測定値が得られている。

この測定値の理論的意義についての Haines と Fisher との 5 年間に亘る論争に依て、土壤の毛管性理論が大きく発展した事は注目に値する。理論値の計算は互に切する二球粒子間の切点の周りにリング状に懸着する水フィルムに依る毛管力の計算を基礎とする。( 第 1 図 ) 即ち二球を引き離すに要する引張り抵抗力 ( tensile force ) を意味する。測定のプロセスはある程度以上に乾燥した試片については、切断が次の様式で行われる。( 第 2 図 )



この場合クサビの侵入は 1 ミリ内外という僅かさで切断が突発的に行われる。従て前の理論のモデルに相似とみられる。Haines はこの切断抵抗値が理論値と絶体値的にもほぼ一致していることを確めている。この測定値即ち固結度は含水量に依て変化し、土壤の種類により特有な関係曲線が得られる。熱乾したベントナイトの試片は  $100 Kg$  内外の荷重を要するため、このレバー式の装置では機構上やや無理である。

2) の方法は立方体状に試片を成型し、これを平板間に挟んで荷重を加え、之を圧砕する際

の抵抗を測定するものである。

この測定は現地の土層断面の自然状態の試片についても適用できる。この場合は少なくとも  $5\text{ cm}^2$  程度の試片を用いるために大きな荷重を必要とする。

山中・松尾<sup>4)</sup>(1962) は油圧式の装置を用いて測定を行つているが、最大荷重は  $1000\text{ Kg}$  である。この装置は多少の考案によつてレバー式に代改して固結度の測定に適用されることは勿論であり、測定は更に精確に行うことができよう。

立方体の試片を圧碎する際に土壌内部に発生する応力は引張り抵抗力の場合の様に単純に解析することは出来ないが、 $\text{Kg}/\text{cc}$  或は  $\text{Kg}/\text{cm}^2$  としても表すことができよう。事実圧碎の際には土壌の状態によつて不規則な砕け方をする。然しながら、この測定の実際的の意義は現在極めて大きいと見られる。

## II 硬度の測定

土壌の連結度が土壌の粒子を引き離すのに要する力とすれば、硬度は粒子の連結力に抗して土壌内部にずつと硬度の大きい材料をめり込めるのに要する力として識別することができよう。

土壌の硬度は金属等の材料に比して甚だ弱いものであり、且つ砕け易いからその測定は現地の圃場につき、多少共深く且つかなりのサイズを持つ金属片を穿入させ、その際の抵抗を読みとることによつて、行われるのが普通である。

然しながら、穿入がある程度深くなると土壌の可塑性変形応力、内部的及び外部的の摩擦力等が大きく関与した抵抗値をうることになる。例えば、全く連結力のない砂の層についてみると之をブロックとしてとり出すと脆く砕けてしまうに拘らず、砂層の穿入抵抗は砂粒子が密に填充されている場合にはかなりの値をとることになる。

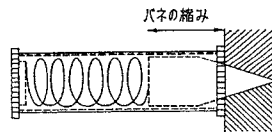
山中・松尾<sup>5)</sup>(1962) が主として土壌断面についての測定用として考案した土壌硬度計は長さ  $4\text{ cm}$  の円錐体の一部を土壌中に穿入させる時の抵抗をバネの縮みによつて読みとるものである。(第3図)バネの強度は  $8\text{ Kg}/4\text{ cm}$

となつており、自然状態の土壌でも堅密な場合には  $10\text{ mm}$  内外しか穿入しない状態で測定されるようになってゐる。従つてこの様な場合の測定値は材料的な硬度とある程度

対比することができる。然し、頁岩ですら穿入は  $1\text{ mm}$  内外にすぎないのであるから、せいぜい堅くても  $10\text{ mm}$  内外は穿入する自然土層が如何に軟弱であるかがわかる。

この測定値即ちバネの縮みに相当する力を  $F$  とすれば、硬度は  $F / (\text{穿入した円錐体の容積})$  即ち  $\text{Kg}/\text{cm}^3$  或は便宜的に  $F / (\text{円錐体の支持面})$ 、即ち  $\text{Kg}/\text{cm}^2$  として表示され、或は更に簡単

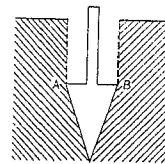
第3図



に硬度の指標としてバネの縮み (mm) で表示する。

現地の土壌について穿入抵抗を測定する試みは最近一般的となつて来ている。その代表的のものとしてコーン穿入計 (Cone Penetrometer) がある。この測定は円錐体を全部土層中に連続的に穿入させてゆくものであるから、その際の仕事の量は外見的に円板を押し込んでゆくのと相似的である。(第4図)。従つて、この機構は硬度と云はず、単に穿入計と呼ぶのが正しいと思われる。即ち、コーンの支持面 A B に相当する円筒形の空間が仕事の量に相当するものとして観察されるが、この土壌圧密の際コーンの全表面が関与するために円板の圧入に比してその機構は遙かに複雑である。その抵抗は同様に  $F / (\text{コーンの支持面})$ 、即ち  $\text{kg}/\text{cm}^2$  として表示される。

第4図



以上に述べた土壌硬度の測定二つのタイプの夫々につき、既に動的な方法を含めて、色々な考察があり、将来もその目的に応じた適当な方法が考案されると考える。

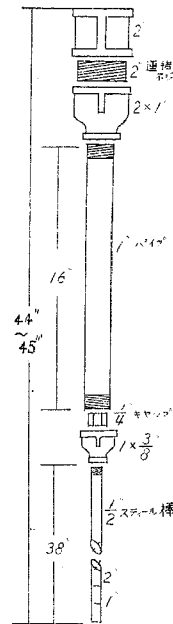
次に各国で最近、行われている土壌硬度の測定方法を紹介する。夫々がその目的に応じて特異な形をとつているのは注目に値しよう。

### 1. 氷結土層測定用ペネトロメーター

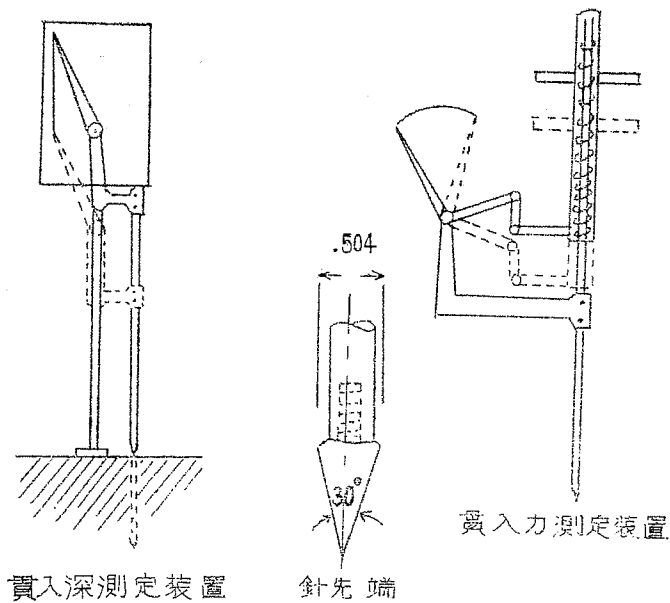
第5図に示したような装置が、氷結した土層の深さを測るためにカナダ北部地方で使用される。重量は12.0~15.5ポンドで、一定のストロークで貫入させると、固く氷結した土層では1/4~1/2インチ程度しか入らないが、氷結した土層を突き破ると4~8倍よく貫入するので、氷結土層の深さが測定できる。またこのペネトロメーターは一般市販の鉄製品で簡単に製作できる。

### 2. 土壌圧密研究のためのペネトロメーター

第6図に示したように、コーン型のペネトロメーターで、侵入深と侵入力をそれぞれ別々に記録できる。この装置を用いて、土壌の容積重と水分の異つた試料について圃場の浸潤能と硬度の関連を研究した。



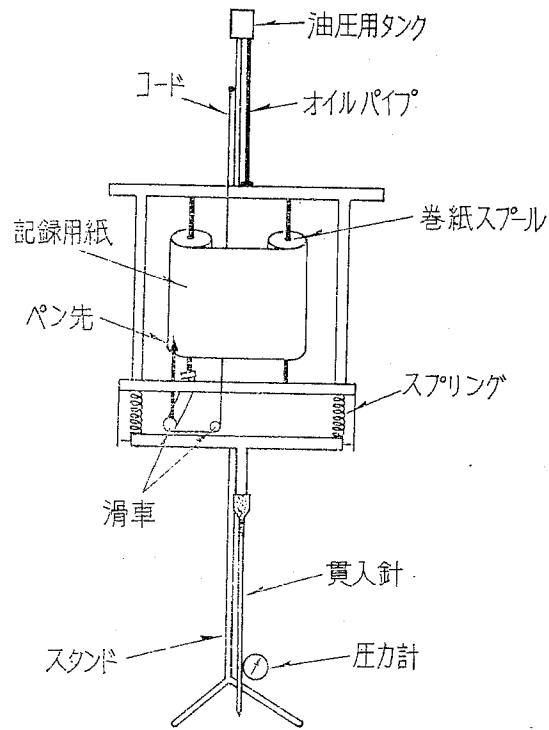
第5図 氷結土層測定用ペネトロメーター



※ 6 図 土壤圧密研究のためのペネトロメーター

### 3. 自記記録式ペネトロメーター

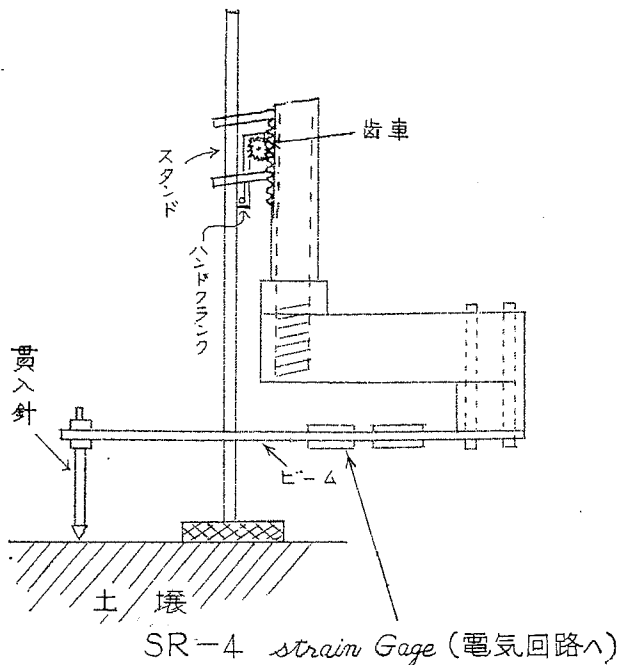
第7図に示したペネトロメーターは、a. 貫入針に加わつた圧力をスプリングによつて測定する。b. 貫入針の貫入力を油圧方式によつて一定にする。c. コードと滑車の組み合わせによつて記録用紙に貫入深と貫入力を自記する。以上3種の目的を達するように組み立てられている。とくに油圧を利用した点はこの装置の特色で、貫入針の抜きとりを容易にする場合にも用いられる。



カ7図 自記記録式ペネトロメーター

#### 4. 歪計利用のペネトロメーター

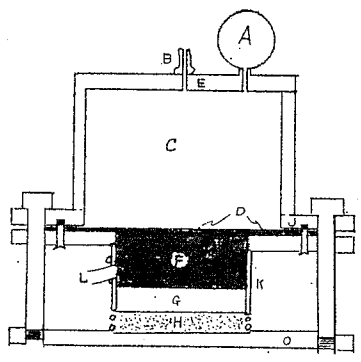
第8図に示したように、貫入針に対する土壌の抵抗を歪計を応用して測定する装置であり、測定ビームに接着した歪計の抵抗変化をホイーストン・ブリッジ回路を応用して、アンメーターで直読するか、あるいは自記記録計に接続している。この際4ヶの歪計は自動的に温度保償をしている。この装置は小麦播種機改良のため考案されたもので、したがって針先端は播種機に準じ、主として土壌表面のクラスト状態を追跡することに有用である。



※8図 歪計利用のペネトロメーター

5. 空気圧土壌圧縮装置

第9図に示したように空気圧によつて土壌を圧縮する装置であり、このような空気圧による圧力変化の過程がトラクターのタイヤによる圧力と類似するということから考案された。この装置は圧縮した試料の透水性も測定できる。



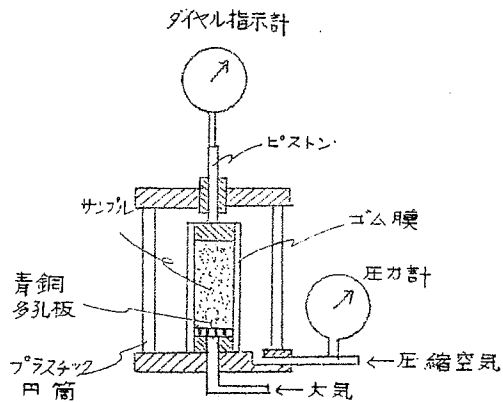
※9図 空気圧土壌圧縮装置概要図

- |           |              |
|-----------|--------------|
| A 圧力計     | F アルミニウムピストン |
| B 空気孔     | G 土壌サンプル     |
| C 空気室     | H 多孔板        |
| D ゴム薄膜    | K サンプル支持リング  |
| E J.D.N鋼板 | L 注入口        |



## 6. 等方性圧力による土壌変形の測定器

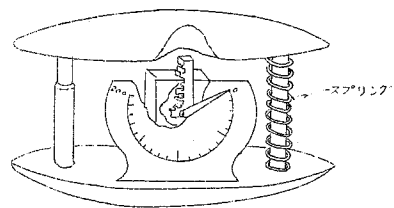
第10図に示したように、土壌に三軸性の圧力を加え、その際の容積変化すなわち歪を測定する装置である。容積変化は垂直方向の圧縮をダイヤル指示計によつて測定し、急激な変化は避けて、1分当り長さで0.01%以内の変化で測定する。



※10図 等方性圧力による土壌変形の測定器

## 7. 土壌硬度測定の個人偏差を推定するための握力計の利用

第11図に示したような握力計を利用し、圧碎圧の指に対する触感を測定し、その変異を調査した。握力計はこの目的のために、2ヶのスプリングを1ヶにし、さらに弱いスプリングとしたものである。この結果硬さを4段階にして、それらを区別することは1%レベルの信頼度で有意的であることが判明した。



※11図 使用した握力計(1/2)

## 引 用 文 献

- 1) Atterberg, A. : Intern. Mitt. Bodenk., 2, 312(1912)
- 2) Haines, W. B. : J. Agr. Sci., 15, 529~535(1925)
- 3) 山 中 金 次 郎 : 農技研報告B第6号 (1955)
- 4) 山 中 · 松 尾 : 土肥誌 , 33, 348(1962)
- 5) 山 中 · 松 尾 : 土肥誌 , 33, 343(1962)
- 6) Stoecker & Thames : Soil Sci., 85 , 47(1958)
- 7) Terry & Wilson : Agr. Eng., 34 , 831(1953)
- 8) Mathieu & Toogood : Canad. J. Soil Sci., 38, 100(1958)
- 9) Hanks & Harkness : Agr. Eng., 37 , 553(1956)
- 10) Howard M. Taylor : Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 22, 271  
(1958)
- 11) Mc Murdie & Day : Soil Sci Soc. Amer. Proc., 22 , 18  
(1958)
- 12) Robert & Lindo : Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21 , 661  
(1957)

# 土壤のコンシステンシの測定方法

東大農 安 富 六 郎

I コンシステンシ とは土壤の変形過程における力学的抵抗の大きさを示す概念と考えられる。コンシステンシの測定方法は多くあり、統一されていない。測定方法の異なるこれらの相互の比較はむづかしい。しかし同一方法で測定すれば性質がある程度わかるので各技術分野で都合のよい測定がなされている。

土壤はある応力以下では主として弾性を示すが、外力が大きくなると流動する。この限界点は降伏点と呼ばれ、塑性を示す一つの量と考えられる。土壤工学関係ではアッターベルグ試験法<sup>1)</sup>による液性限界LL、塑性限界PL測定法がよく用いられる。この試験方法は粘土の加工性についての経験的な産物であり、基本的には降伏値を求めていると考えられるが、用いる工学分野で内容の検討が必要である。Atterberg(1911)は粘土加工面から塑性を5段階に分けた。<sup>2)</sup>すなわち充分乾燥した土壤粉末に少量の水を加えてねると、パサパサの状態から粒子が相互に付着して凝集状態を呈するように固まる。これより水分が多い所では凝集が始まるとみなし、この水分点を含水比で示し、①凝集限界(Cohesion limit)とした。さらに水を加えてねるとかたさは水分増加で次第に減じ細い棒状(直径5mm)に伸ばすことができるようになる。この水分点を②Rolling limitとして土の力学的性質の変化点の目安とした。水分がさらに増加すれば、土は次第に粘着性を持ち、金属へらにべとつくようになる。この試料をナイフで切り、エッジに土がつかない水分点を③粘着限界(adhesion limit)とした。さらに水が増加すると、ドロドロになるが、多少の振動を与えても流れにくく、溝壁が接しても合流して一体とならない。このような状態を④流動の下限界とした。さらに水分増加で形が保つことができず小さな外力でも流動するようになる点を⑤流動の上限界とした。②と④の水分範囲は塑性を示す領域と考えられ、領域が広がれば加工性は増加する。粘土加工の面から③近くの水分で塑性を比較する場合もある。また有機質が多いほど③の水分は増大し塑性は減少する、など力学的性質の変化点から土の性質を知ることができる。<sup>3)</sup>

Atterbergは以上のことから④と②の含水比の差をもつてコンシステンシを表わす塑性指数なるものを考え、この値が工学的に重要であることを示した。(表1)

農業土木の分野でも土のコンシステンシがわかれば有効な施工ができる場合が少なくない。例えば心土を風乾したときの塑性指数の変化から土の工学的性質の変化をある程度知ることができる。<sup>4)</sup>しかしこのようなコンシステンシの測定法では変形に対して時間の概念が明確でなくまた経験的な手法にたよるものが多く、かたさの正しいとらえかたができない。トラフイカピ

リテイ，締固め，排水路くつさく，土の切り盛りなどには土の力学的性質を目的にあつた形でとらえることが必要であろう。つぎに述べる測定方法は変形によつて生ずる流動の速さからコンシステンシを求めようとしたもので，土の物理的または工学的性質の表示として有効のように思われる。

表1 アツターベルグ限界とかたさ

|                    |                              |               |                       |                |               |                       |
|--------------------|------------------------------|---------------|-----------------------|----------------|---------------|-----------------------|
| 水分大 ←              |                              | → 水分小         |                       |                |               |                       |
| (泥ねい状)<br>やわらかい ←  | (粘質状)<br>塑性領域 →              |               | (固体状)<br>かたい          |                | かたさ           |                       |
| 流動<br>下<br>限界<br>⑤ | 流動<br>上<br>限界<br>(液性限界)<br>④ | 粘着<br>限界<br>③ | Rolling<br>Limit<br>② | 塑性<br>限界<br>②' | 凝集<br>限界<br>① | アツターベルグ<br>限界         |
|                    |                              | ×             | ○                     | ○              | 負             | 固相                    |
|                    |                              | ○             | ○                     | ○              | ×             | 液相                    |
|                    |                              | ナン            | ×                     | ○              | ○             | 気相                    |
|                    |                              |               |                       |                |               | 充<br>填<br>(連続性)<br>形式 |

II 測定 には原理的に静的方法と動的方法とがある。前者は毛管形，回転円筒形，平行平板形，貫入形などの粘度計があり，後者には振動形の粘度計があげられよう。これらについてはそれぞれ測定上の特徴があり，利用範囲が異なる。流動の形式は水分状態により著しく異なる

るのでそれぞれの水分に対応した測定適合領域から，今まで実験した2，3の基本的な測定方法を述べる(表3)。

### 1 回転円筒粘度計

図1に示すような円筒の間に試料を入れ，外筒に定速回転を与えるときにBのねじれ角をよむ。この装置はマクミケル粘度計とよばれ，次のような原理による。内筒は外筒の定速回転(角速度 $\Omega_e$  rad/sec)によつて試料を通じてトルクを受ける。トルクは内筒をつるしている針金の復元モーメントMとつりあう。内筒面に作用する剪断応力p，剪断速度 $\dot{\gamma}$ は内筒の受ける回転角 $\phi$ から求める。

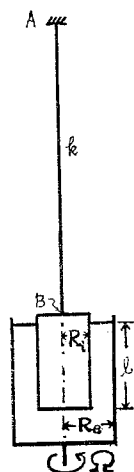


図1 回転粘度計

$$\left. \begin{aligned} M &= k\phi, & p &= M/2R_i^2 \pi l \\ \dot{\gamma} &= 2\Omega_e/1-(R_i/R_e)^2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

外筒を一定の角速度で回転させるときの内筒の回転角から試料の粘性  $\eta$  は次のように求められる

$$\eta = \frac{P}{V} = \frac{k \phi}{4\pi \ell \cdot \Omega_0} \left( \frac{1}{R_i^2} - \frac{1}{R_0^2} \right) \dots \dots \dots (2)$$

針金のねじり常数  $k$  は既知の慣性能率  $I$  におもりをとり下げ、自由回転振動の周期  $T$  より求める。

$$T = 2\pi \sqrt{I/k} \dots \dots \dots (3)$$

土壌ペーストの流動では応力  $P$  と剪断速度  $V$  で与えられる直線は原点を通らない。このとき  $\eta$  はみかけの粘性を示し、剪断速度  $V$  で変化する。この直線が  $P$  軸を切る点から降伏値  $\theta$  を求めることができる。このとき挙動の状態方程式は  $P - \theta = \eta V$  である。

実際の測定では粘質土壌 20~30g を 100g の水で分散させて懸濁液を作る。この試料

※ 試料内部における回転角速度を  $\omega_f$  とすれば接線速度  $v$  は

$$v = r \omega_f$$

速度勾配は  $\frac{dv}{dr} = r \frac{d\omega_f}{dr} + \Omega$

上式の第2項は単なる回転運動で剪断を生じないから真の速度勾配は

$$\frac{dv}{dr} = r \frac{d\omega_f}{dr} = V$$

また一方、内筒面に作用するトルクは  $dr$  だけ離れた面に作用するトルクに等しいから

$$\eta \cdot V \cdot 2\pi r \cdot \ell r = \eta (V + dV) 2\pi (r + dr) \ell (r + dr)$$

整理して  $\frac{dV}{V} = - \frac{2dr}{r}$

これをといて  $\omega_f = \frac{C_1}{r^2} + C_0$  ( $C_0, C_1$  は常数)

$r = R_0$  のとき  $\omega_f = \Omega_0$        $r = R_i$  のとき  $\omega_f = \Omega_i = 0$

$$\Omega_0 = \frac{C_1}{R_0^2} + C_0$$

} より  $C_0, C_1$  を求めると

$$\Omega_i = \frac{C_1}{R_i^2} + C_0 = 0$$

$$\omega_f = \frac{-\Omega_0}{\left(\frac{1}{R_i^2} - \frac{1}{R_0^2}\right)} \cdot \frac{1}{r^2} + \frac{\frac{\Omega_0}{R_i^2}}{\left(\frac{1}{R_i^2} - \frac{1}{R_0^2}\right)}$$

$$r \frac{d\omega_f}{dr} = \frac{2}{r^2} \frac{\Omega_0}{\left(\frac{1}{R_i^2} - \frac{1}{R_0^2}\right)}$$

を24時間静置後、上ずみ液を除き、または遠心分離機で水を適当に調整する。調整された試料約20ccを粘度計の外筒(半径2cm)に入れる。試料中に内筒(半径1cm)を4cmの深さまでうめる。外筒を低速回転(0.1-1回/sec)させ、そのときの内筒のねじれをよむ。このねじれは測定時間で変化するので、時間依存性がなくなつた安定値を求める。外筒の回転速度を変え、同様な方法で安定値を求める。外筒の角速度と内筒のねじりモーメントからコンシステンシ変数 $P$ 、 $V$ が求められる。マクミケル回転粘度計のねじり角度はマクミケル度 $\theta$ で $360^\circ$ を300等分したもので示されている。機械常数 $K$ を考りよすれば、次式のようなものである。

(表2)

$$\begin{aligned} P &= KM & K &: \text{針金の常数(長さ27cm)} \\ V &= 22.6n & \eta &: \text{回転数/sec} \end{aligned} \quad \dots\dots (4)$$

表2

|              |       |       |       |       |                 |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-----------------|
| T.W 直径<br>mm | 0.704 | 0.394 | 0.273 | 0.165 | T.Wの長さ<br>270mm |
| K            | 60    | 4.6   | 1.19  | 0.185 |                 |

※、離合社製ASTM(D115, 132型) NO 8.

以上から $P$ を横軸、 $V$ を縦軸にとれば図2のようなグラフが得られる。このようなコンシ

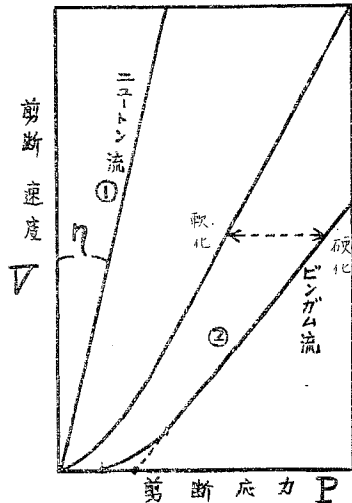


図2 コンシステンシ曲線

ンシ変数を用いて表わした曲線を M.

Reiner はコンシステンシ曲線と呼び、外力と流動の抵抗との関係を示す一般的な方法とした。<sup>5)</sup> 土壌ペーストの濃度をかえて同様な曲線を求めると降伏値の変化を促えることができる。濃度が低いとき、例えば水のような希薄懸濁液では原点を通る直線であるが、濃度が高いと直線は曲線に移行する(非ニュートンの)。さらに濃度が高いと外力が一定値以下では流動せず原点を通らない直線となる。これはビンガム流動と呼ばれ、原点を通るものとはとくに区別する。土壌ペーストの濃度が高すぎると内筒と試料との間にすべりを生じ、測定が不可能になる。すべりが発生すると、

P, V 曲線に折れ線がみられる。回転粘度計での測定濃度上限界はほぼ液性限界付近の場合が多い。濃度が低いと測定中に土壌粗粒子が沈降し、測定が困難となるので、沈降体積濃度よりも濃いものが測定上有利である。剪断速度が大きいとねじり角をよむことがむづかしくなる。このとき最大、最小のフレの平均をとる。これらの測定から土壌ペーストの流動形式、外力により軟化するか、硬化するか、また濃度と降伏値との関係はどうか、などがわかる。

2. 振動粘度計 試料に小応力を加えたとき流動または小変位が生ずる。振動粘度計は周期的な強制振動を試料に加え、振巾、位相の変化から粘性と剛性を同時に測定できる。<sup>6)</sup> 装置(大起理化製)を図3に示す。この針金 T. W. の上端に強制振動を加える。

表 3 コンシステンシ と 水分

| PF      | -3        | -2                    | -1                       | 0 | 1 | 2                     | 3                     | 4                     | 5             | 6                          | 7                |  |
|---------|-----------|-----------------------|--------------------------|---|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------------|----------------------------|------------------|--|
| 指標      |           | ↑<br>沈<br>降<br>体<br>積 |                          |   |   | ↑<br>液<br>性<br>限<br>界 | ↑<br>塑<br>性<br>限<br>界 | ↑<br>不<br>可<br>逆<br>点 |               | ↑<br>単<br>分<br>子<br>吸<br>着 | ↑<br>炉<br>乾<br>燥 |  |
| の土・水状態系 | ニュートン液体   |                       | 降伏前は固体的, 降伏後は<br>液体的粘弾性体 |   |   |                       |                       | 弾 性 体                 |               |                            |                  |  |
| 団粒構造    | 毛 管 水     |                       |                          |   |   |                       |                       |                       | 膨 潤 水         |                            |                  |  |
| カベ状構造   | 膨         |                       |                          | 潤 |   |                       |                       |                       | 水             |                            |                  |  |
| 測定域     | ← 回転粘度計 → |                       |                          |   |   |                       | ← 振動粘度計(I) →          |                       | ← 振動粘度計(II) → |                            |                  |  |
|         | ← 沈下試験 →  |                       |                          |   |   |                       |                       |                       |               |                            |                  |  |

$$(\dot{H}) = (\dot{H})_0 \sin \omega_f t \dots\dots\dots (5)$$

粘弾性体が振動的外力を受けると次のような運動方程式が成立する。

$$I\ddot{\theta} + R\dot{\theta} + K\theta = b((\dot{H}) - \dot{\theta}) \dots\dots\dots (6)$$

但し  $(\dot{H})$  : 正弦波回転変位(強制振動),  $(\dot{H})_0$  : 振巾,  $\omega_f$  : 振動率,  
I : 内筒の慣性能率, K : 針金のねじり常数,  $\theta$  : ねじり角

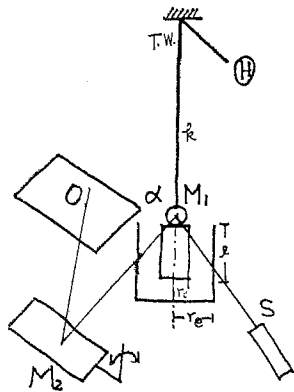


図3 振動粘度計

但し  $h$ : 内筒の試料にはいる深さ。

(8)式で周期が大きいと第二項は無視できる。

試料の調整は回転粘度計の場合に準ずる。土壌ペーストが液性限界の硬さ以下であれば、試料を約 20 cc 内。外筒 ( $r_i$ : 2 cm,  $r_o$ : 3 cm) に入れ、低周期で測定をはじめめる。T = 3.0 sec, 9 sec, 1 sec の順に周期をかえて測定する。濃度が低い(水分が多い)とき得られるリサージュはほぼ楕円になる。リサージュを得る装置は図3のようである。光源 S から発した光はスリットでしぼられ、T.W. の下端につけられた反射鏡  $M_1$  で反射し、 $M_2$  で強制振動の原振動と直交合成されて乾板に写される。強制振動の振巾  $(H)$  を変えてリサージュを描く。得られたリサージュは一般には縦横方向のスケールが異なるが同じにとれば(7)式の  $p$  は 1 になる。また原振動と応答の振動とから  $\sin\phi$  を求める。

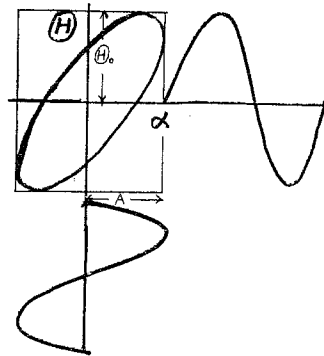


図4 リサージュ図形

ここで  $K\theta$  は試料の弾性力、 $R\theta$  は粘性力である。このときの運動方程式から、内筒の振巾  $A$  と位相のおくれ  $\phi$  を実測すれば  $R$ ,  $K$  が求められる。 $*$

$$R = kT \sin\phi / 2\pi p \dots\dots\dots (7)$$

$$K = k \left( \frac{\cos\phi}{p} - 1 \right) + \frac{4\pi^2}{T^2} I \dots\dots\dots (8)$$

但し  $T$  周期,  $p = A / (H)_0$

$R$ ,  $K$  はそれぞれ粘弾性体の抵抗係数と弾性係数で試料の粘性係数  $\eta$  および剛性率  $G$  に形状因子を乗じたものである。

$$\left. \begin{aligned} R &= 4\pi \cdot l \cdot \eta / (1/r_i^2 - 1/r_o^2) \\ K &= 4\pi \cdot l \cdot G / (1/r_i^2 - 1/r_o^2) \end{aligned} \right\} (9)$$

$$\sin\phi = \frac{4\bigcirc}{\pi\bigcirc} \dots\dots\dots (10)$$

但し  $\bigcirc$  はリサージュで得られる楕円の面積、 $\square$  は楕円に外接する矩形の面積 (図4)

これから  $\cos\phi$  も求められる。周期とねじれ常数を前式(7), (8)に代入すれば  $R$ ,  $K$  が求められる。

応力  $E$  と歪  $\theta$  との関係は次のようになる。



$$P = \frac{k(\theta - \theta_0)}{2\pi\ell r_e^2} \dots\dots\dots (11)$$

$$e = \frac{2r_e^2\theta}{(r_e^2 - r_i^2)} \dots\dots\dots (12)$$

応力，歪曲線で  $Pde$  は単位体積当りの散逸エネルギーを示し，エネルギー蓄積の内容をしらべることができる。

以上のような計算から土壌の剛性率，粘性率を求めるとき，リサージュの形が強制振動の振巾によつて変らないことが前提となる。図形が楕円より著しく離れるとき振巾を小にしてなめらかな楕円が描けるようにする。濃度が低いとき 0.1 rad の振巾でほぼ楕円とみなされる。しかし濃度が高くなると内・外筒で試料にすべりが生ずるから振動粘度計の測定可能濃度は，こういうやり方では液性限界の濃度までであろう。

液性限界 LL 以上の濃度では円柱状試料のねじりによる方法がよい。円柱状の土壌試料をモールドで成形し，その両端に金属冠をはめて下端を台に固定し，上端にねじり振動を与える。金属冠と土壌試料はどりのないように固くおさえることが必要である（図 5）。

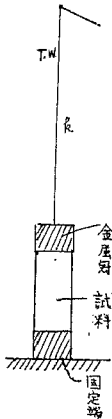


図5 ねじりによる粘弾性測定

LL に近い水分状態では試料をそのまま金属冠へおしこめばよいが，PL に近いもの，またはそれ以上の硬さのものではアラライトなどの接着剤でおさえることも考えられる。試料をおさえるには均一な力で締めつけるようなネジの工夫も必要である。一般のねじり棒の力学に従えば形状因子は  $\pi r^4 / 2\ell$  であるから次のようにかける。

$$R = \frac{\pi r^4}{2\ell} \cdot \eta \quad K = \frac{\pi r^4}{2\ell} \cdot G \dots\dots\dots (13)$$

これより  $\eta$ ， $G$  が求められる。このような方法から微小変形に

※ (6)式を  $\ddot{\theta} + 2a\dot{\theta} + n_e^2\theta = L \sin \omega_f t$  とかきかえる。

但し  $2a = R/I$ ， $n_e^2 = (k + K)/I$ ， $L = k\theta_0/I$

これより

$$\theta = \frac{L \sin(\omega_f t - \phi)}{\sqrt{n_e^2 - \omega_f^2 + 4a^2\omega_f^2}} = A \sin(\omega t - \phi)$$

$$\tan \phi = \frac{2a\omega_f}{n_e^2 - \omega_f^2}$$

おける粘弾性の性質がわかる。<sup>7)</sup> 振動周期を変えて剛性率がどのように変化するかを知らば (図6) 遅延スペクトルが求められる。

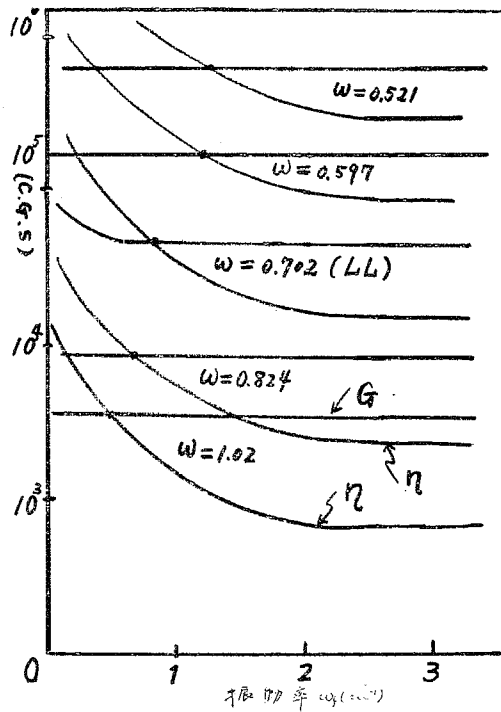


図6 剛性率, 粘性率の振動率への依存性

3. 貫入試験 ペネトロメータ, 載荷板試験によるコンシステンシの求めかたは試料が粘性体だと仮定すれば原理的には理解できる。しかし土壌は一般に複雑な流動をするので厳密な解析は困難である。

ペネトロメータ: 図7に示すような円柱を円筒内の土壌ペーストに力Fで貫入させる場合を考えてみる。試料が次のような挙動をすると仮定すれば

$$F^{\eta} = \eta \cdot V \dots\dots\dots (14)$$

但しηは常数

円筒と円柱間で作用する剪断力Fは, 貫入体の半径rに比して貫入lが十分大きく末端効果を無視しうるときには

$$P = \frac{F}{2\pi\ell \cdot r} \dots\dots\dots (15)$$

また沈下速度  $v$  は流体力学の法則から

$$v = \frac{F}{2\pi\ell} \int_{r_i}^{r_e} \frac{V}{P^2} dP \dots\dots\dots (16)$$

以上から

$$v = \frac{1}{\eta(n-1)} \left( \frac{1}{r_i^{n-1}} - \frac{1}{r_e^{n-1}} \right) \left( \frac{F}{2\pi\ell} \right)^n \dots\dots\dots (17)$$

ここで  $v = d\ell/dt$ , 初期条件 時間  $t=0$ ,  $\ell=0$  とすれば (初期には末端の影響が大きい), (14), (15)式から(17)式は次のようになる

$$\frac{\ell^2}{n+1} = \frac{F t}{2\pi(n-1)\eta^*} \left\{ 1 - \left( \frac{r_i}{r_e} \right)^{n-1} \right\} \dots\dots\dots (18)$$

但し  $\eta^* = \eta/V$  とし, 測定の過程で一定とする。

さらに(18)式は

$$v = \frac{(n-1)\ell}{(n-1)t r_i \left\{ 1 - (r_i/r_e)^{n-1} \right\}} \dots\dots\dots (19)$$

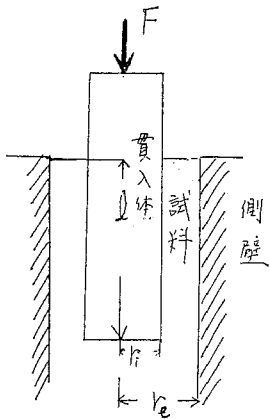


図7 ペネトロメーター

となる。すなわち非ニュートンの粘性体の場合のコンシステンシは剪断応力  $P$  と剪断速度  $V$  で表わしうる。ニュートン流では  $n \rightarrow 1$  となる<sup>8)</sup> 貫入で土壌が側壁の拘束を受けない場合には側方流動も同時に生ずるので実際には複雑である。しかし壁効果の影響を正しくとらえればこのような解析も有効であろう。

載荷板試験：土壌が粘弾性体であると仮定して次のような方法も考えられる。充分広く、かつ一定深さ(7 cm)をもつ泥ぬい状土壌の表面に円柱状(直径3 cm)のおもりを置いてその沈下の時間的変化をカセットメータで測る。この方法で土のかたさのある程度知ることができる。沈下深さ(mm), 時間(min)で各荷重  $F$  についての沈下曲線を求める。一般に土壌では初期沈下( $t=0$ )がみられ, 時間とともに沈下深さが増大し, ある程度でとまる。荷重を除けば復元する。復元は瞬間的のものと, 時間とともに徐々に起こるものから成り立つ。荷重が小さ

く降伏値以下であればほぼ完全に復元する。荷重が大きくなると、永久変形がおこる。くりかえし荷重では初期沈下 (initial set) は初回のみ生じ、以後は無視できる。復元量を、<sup>9)</sup> 図8のBCとすれば荷重10 min後における沈下量は荷重Fに対しては図9-1のようになる。

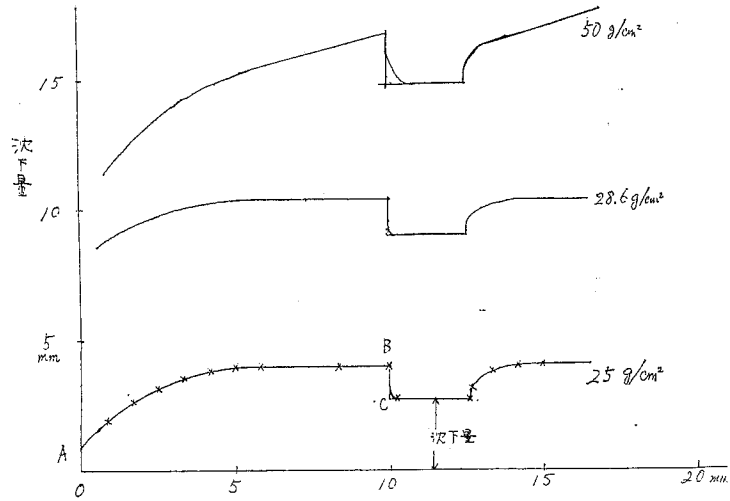


図8 貫入深と時間との関係 (八郎瀨へドロ 含水比222%)

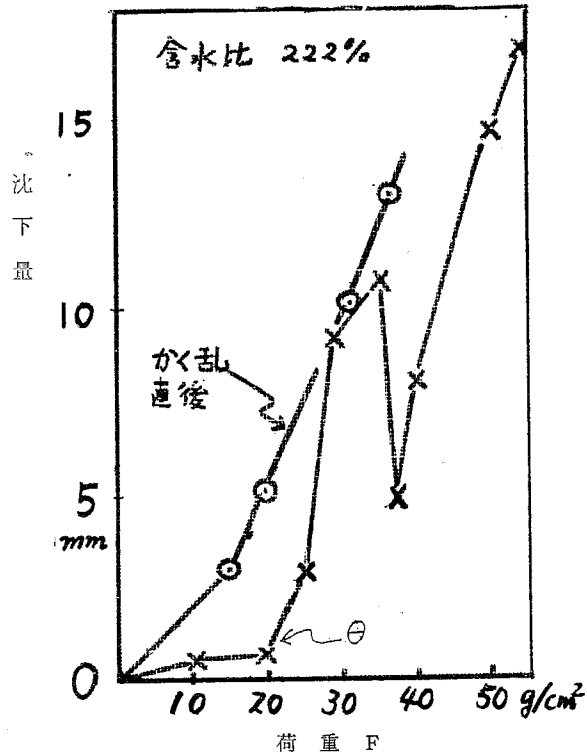


図9-1 土壌のかたさ (八郎瀨へドロ) 10mm後の沈下量

この折点  $\theta$  が土の弾性限界を示すものと考えられ降伏値に対応する。剪断応力と剪断速度との関係でコンシステンシを表すものとするれば、この場合、円柱の荷重体側面に働らく剪断速度は沈下が定常状態になつたとき示す沈下速度に比例する。この定常沈下速度をそれぞれの荷重  $P$  に対して示すと図 9-2 が得られる。降伏値以下の荷重では定常沈下速度は 0 になる。この図

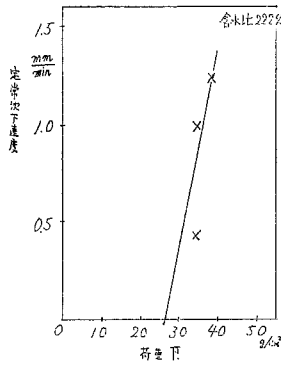


図 9-2 コンシステンシ曲線 (八郎潟ヘドロ)

は一種のコンシステンシ曲線を示し、土の挙動を比較する目安となる。載荷板試験による沈下曲線は荷重を大きくすればかたい土壌にも適用できる。ここでの例は八郎潟の干陸直後のヘドロを用いたものであり、自然含水比 22.2% で、降伏値は約 20 ~ 30 g/cm<sup>2</sup> であることがわかる。かくはん直後に測定すれば 24 時間放置したものとくらべコンシステンシ曲線が変わり、降伏値は小さくなる。

Ⅲ 各測定方法の比較 以上の測定で得られる物理量の相互関連を多くの試験データから次のように考察した。

1 回転粘度計によつて得られるコンシステンシ曲線から土壌ペーストの含水量と降伏値との関係が求められる。<sup>10)</sup>

$$\theta = A e^{(\phi - \phi_0)} \dots \dots \dots (20)$$

但し  $\phi$  は沈定体積における濃度 (容積分率),  $A$  は常数,  $\theta$  降伏値,  $\phi_0$  容積分率。いま図 10 ②に示されるようにバネ  $G_0$  とピストン  $\eta$  とまさつ  $\theta$  を示す要素を組合せた模型を想定してみ

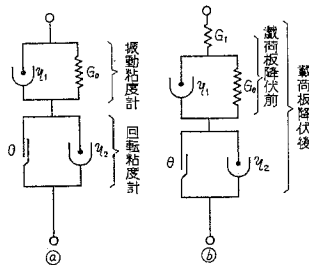


図 10 各測定における模型

る。この模型で応力が降伏値以下であればまさつは働かず挙動の模型は単純な粘弾性体 (フォークト体) として考えてよい。降伏値以上の濃度 ( $\phi <$ ) では粘性抵抗が優勢となり、流れる。降伏値は低濃度 ( $\phi >$ ) では 0 に等しい。

回転粘度計の測定で得られる値は応力が降伏値をこえた場合の粘性率  $\eta_2$  と降伏値  $\theta$  であり、弾性率  $G_0$ , 粘性率  $\eta_1$  は計算

できない。この測定はペースト状土壌の降伏値と流動性をとらえるためによく、また土壌のク  
リーブをしらべるのに有効である。

2 振動粘度計による測定は上記の力学的模型図 10—⑤で応力が降伏値をこえない場合に  
相当する。すなわちバネとピストンを並列に結んだ模型(フオート体)を考えている。

ここで得られる  $G^*$  と  $\eta_1$  は測定の振動周期で変化する。

$$G^* = G_0 + i\omega \cdot \eta_1 \dots\dots\dots (21)$$

$\omega \rightarrow 0$  で  $G^* = G_0$  は静的剛性率を示す。すなわち回転粘度計では降伏値をこえた場合の挙動  
を、振動粘度計は降伏値をこえない場合の挙動を測定していることになる。振動粘度計による  
測定方法は地震波などのように周期的外力が作用する場合の解析に有効である。

3 貫入試験で求められる挙動の解析では①応力を変形速度の指数関数として表わし、コン  
システンシ曲線を求め総括的に取扱うものと、②外力が降伏値以下の場合の挙動と降伏値以上  
の場合の挙動とをわけて解析する方法があることを示した。

載荷板試験の場合は②にあたり土壌の力学的模型を図 10—⑥のように考えると理解に都合  
がよい。降伏値以下の応力 ( $P < \theta$ ) では  $(\theta, \eta_2)$  要素はないと同じで模型はバースト体と  
なる。歪は土壌容器の深さに対する沈下量の比で示される。 $P > \theta$  では  $(\theta, \eta_2)$  要素が働き  
土壌は流動する。模型の各常数は沈下曲線から解析される。載荷板試験で求められる常数は静  
的なものであり、降伏前に求められる  $G_0$  の値は振動粘度計で求められる  $G_0$  に近い。

降伏値  $\theta$  もまた  $L L \sim P L$  の領域で回転粘度計で求められる  $\theta$  に近い。

図 11 は北関東ローム(宇都宮大学清原農場、深さ 100 cm) についての実験結果である。  
これを見ると  $\theta < G$  であり、また  $\log \theta$  は  $pF$  とほぼ一致することがいえる。アツターベルク試  
験によるコンシステンシを力学的模型で考えることは困難であるが、コンシステンシの諸指標  
を降伏値の対数または  $pF$  で表示すれば<sup>11)</sup> 表 3 のようになる。

このように土のコンシステンシは粘着力や連結度などを考えなくても表わすことができる。  
測定方法は測定の目的にそつていなければならないし、またスケールの問題もあるので、測定  
内容を知ることが必要である。原地土と実験室での土の異なりも考りよされねばならない。チ  
クソトロビをどのような形で取扱うかも今後の問題である。しかし、上述のような測定方法から  
土壌の物理的性質を見てゆくと幾分でも土壌の工学的性質が明らかになるであろう。

以上は東大、山崎研究室および山形大、須藤研究室でなされた測定方法の要約である。これは  
山崎教授をはじめとする土道研究グループの諸氏からの協力と指導によつた。ここに深謝する。

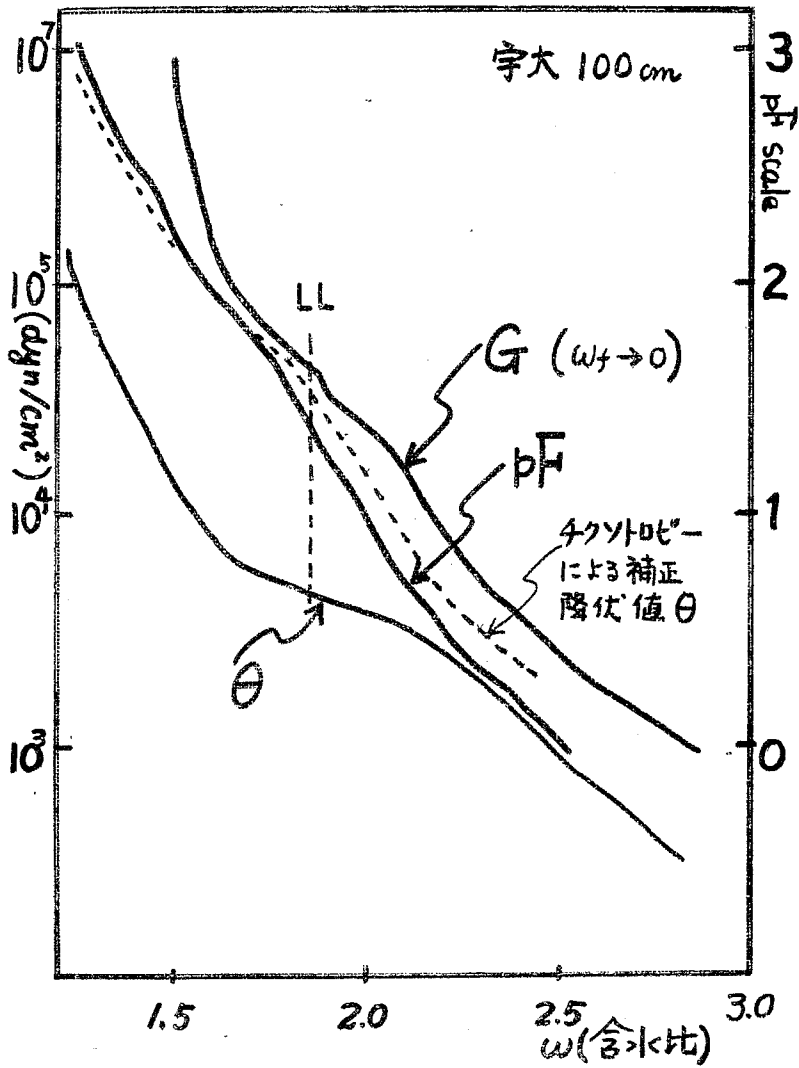


図 11 剛性率, pF, 降伏値の關係

## 参 考 文 献

- 1) 例えば土質試験法解説 土質工学会編 47頁(1960)
- 2) Atterberg Die Plastizität der Tone  
Int. Mitt. für Bodenkunde 1, 10-43(1911)
- 3) 素木洋一 セラミック外論 窯業協会, (1962)
- 4) 須藤清次・安富六郎 関東ロームの工学的性質(III) 農土研別冊(7)  
98-104(1963)
- 5) Reiner, M. Deformation and Flow. Lewis, London(1949)
- 6) Nakagawa, T. and Seno, M. Rheological Properties of  
Some Polymerized Oils. Bull. Chem. Soc.  
Japan, 29, 4, 471-479(1955)
- 7) 須藤清次・安富六郎 振動粘度計による土壌の性質 農土研投稿中
- 8) 阪上信次 レオロジー測定法講座 第4回 高分子学会(1963)
- 9) 須藤清次・東山勇 関東ローム研究会で討論(1964)
- 10) 安富六郎・須藤清次 土壌ペーストの流動(III) 農土研別冊(3)  
40~45, (1962)
- 11) 安富六郎・竹中肇 工学的にみたPF値と降伏値. 農土研投稿中



# 実容積法（付・測定法の現状）

## — 土壌の3相構造の測定法 —

農 技 研 美 園 繁

### 1. ま え が き

土壌の3相・固相・液相・気相の組合せの状態を3相構造とよぶことにする。土壌の3相構造は、団粒構造や柱状構造などと同じように、土壌の構造上の性質の1つである。

土壌の3相構造に関する試験研究は、実容積法の利用によつて新しい分野を開き一定の発展をとげてきた。実容積法は、土壌の全容積 $V_t$ 、全重量 $W$ 、真比重 $d$ とともに実容積 $V$ を基礎量として土壌の物理的諸性質を測定する方法であつて、3相構造の測定のみ利用されるのではないが、容積法の利点をとり入れているので、3相構造の試験研究にとつてきわめて有効な方法である。この報告は、実容積の測定原理、装置、操作、一般的な物理的諸性質を測定するための計算式などについて述べるとともに、実容積法の特長を明らかにする。同時に、土壌の3相構造に関する試験研究の発展のあとをたどりながら、この分野の試験研究が圃場や土壌断面の3相分布を記述的に明らかにしていた段階から、実容積の導入によつて、それと全重量との相関を中心としながら、圃場状態の3相構造の特性を構造量として追及する段階に入つており、土壌固相と水分との相関を中心とするいはば実体論的段階に入りつつあることを明らかにする。

こうして、実容積法と土壌の3相構造の量的な測定法との関係を試験研究の発展の中で明らかにするとともに、土壌固相も水分も単純な物質系ではなく、それぞれに多くの構成要素や運動状態の異なるものによつて組立てられているので、今後の試験研究がより実体論的方向をたどるであろうことを検討する。

### 2. 実 容 積 法

実容積 $V$ ：土壌3相の模型と物理的性質をしめす用語とその内容を第1図にしめす。

実容積は、固相と液相とのしめる容積のことであつて、土壌の実質部分の容積であるという意味ではない。土壌の3相構造については、固相、液相、気相のそれぞれが対等の構成要素であり、土壌空気に重量表示がないのは、われわれが大気圏の中で測定しているからである。全重量は固相と液相との重量和であるが、空気に重量がないという意味ではない。土壌空気は、土壌の風化生成作用や植物の生育にとつてきわめて重要な実体である。

測定原理：実容積の測定には、ボイルの法則を利用する。温度一定のとき気体の圧力と容積

との積は一定値をしめし、通常の気体にも近似的に成立する。いま、第2図のような単一空気系に、温度一定の下で圧縮を加え、容積と圧力とを同時に変化させると、両者の変化の方向は逆になるが、圧力の変化量は容積変化量に比例し、容積の大きさに逆比例する。

2つの空気系を第3図のようにU字型の圧縮管に連結し、等圧の状態から同時に圧縮をおこなうと、もとの容積の小さいものほど圧力の上昇が大きくなり、E点附近で水面差を生ずる。もとの容積が等しいときは、圧縮終りの状態でも両者の圧力は等しく、E点で水面差を生じない。

実容積の測定には、このような2つの空気系の同時圧縮を利用する。

測定装置：装置は、第4～6図のように、試料室、測定管、圧縮管、操作ポンプおよび各コックからなり、試料室系と測定管系とに2分され、両者は圧縮管を介して連絡され、平圧コックで同時に大気圧に開閉できる。

0点調整：試料室に標準容積片を入れ気密にし、測定管の水位を標準容積と一致するよみにしてコックAを閉にする。微量測定管の水位を管のほぼ中央にシコックBと平圧コックを閉にし全系を気密にした後、IからEまで圧縮をおこなう。Eの附近で水面差を確認し、水面をIにもどし、全系を開にして微量測定管の水位を調整する。調整の方向は、E附近で微量測定管側の水面が高いとき上げ、逆のとき下げとなる。調整量は、E点での水面差にほぼ比例する

水面調整が終つたら再び全系を閉にし、圧縮をおこない操作をくりかえし、圧縮終りの位置Eで水面が等高を維持して静止すれば、0点調整を終る。圧縮管の水面をIにもどし、全系を開にした後、微量測定管の水面に滑尺の0目盛を合せて固定する。

測定：試料室に試料を入れ、全系を閉にして圧縮をおこない、E附近での水面差を確認した後水面をIにもどし全系を開にする。E附近での水面差が大きいときは測定管Aの、水面差が小さいときは微量測定管Bの水面を調整する。調整の方向は、圧縮管の水位の高い側の測定管の水位を上げる。

調整が終つたら再び全系を閉にし、操作をくりかえし、圧縮終りのときE点で水位が等高で静止するまでつづける。圧縮管の水位が等高を維持して静止したら水位をもとにもどして測定操作を終る。

測定管A、Bの水面のよみをそれぞれa、bとすると、実容積Vは

$$V = a + b$$

となる。bの値は、1000CC型の装置では0より上方が負、下方が正となり、2000CC型の装置では逆になる。

実容積の測定の終つた試料は、直ちに全重量の測定に供せられ、第1表の計算式にもとづい

て物理的諸性質がつつぎと求められる。

実容積法の特長：実容積法は圃場状態の構造を維持したまま、一般的な土壌の物理的性質を統一的に測定することができる。同時に、容積法の利点をもっているので圃場における問題に直接的な解答を用意し、これがまた3相構造を量として追及できる道を用意する。

### 3. 土壌の3相構造の測定

土壌の3相構造の試験研究は、土壌断面や圃場状態の3相分布を測定し、第7~8図のように表示する記述的な段階からはじまった。この時期の測定には必ずしも容積法が採用されていたわけではなく、固相率 $S_V$ あるいは孔隙率 $P$ の測定にも、真比重 $d$ と仮比重 $d_a$ とを用い

$$P = (1 - d_a / d) \cdot 100$$

$$S_V = 100 - P$$

水分率 $M_V$ は水分重量から求める方法が採用されていた。また、3相分布の変化も3相相互の関連としてではなく、主として孔隙内の水分と空気との相互関係を重視していた。

実容積の導入によつて、3相構造の状態が直角座標上の点( $W, V$ )によつて表示されるようになる。当然、3相構造あるいはその変化の定量的、かつ法則的な追及がはじめられた。全重量 $W$ と実容積 $V$ との相関を中心とする研究はその1例である。第9図に示められているように、通常、圃場状態では両者の相関は直線で表示できる。

このことから回帰係数 $m$ および常数項 $C$ は構造変化の特長をしめす量であるという意味で構造量として提唱された。

ところで、 $V = mW + C$ の直線相関が成立すると、第2表のように固相率と水分率との相関が形式的にみちびき出せる。それを、 $M_V = m'S_V + C'$ とすると、 $m$ と $m'$ の間には、真比重 $d$ を媒介として、第2表のような関係がある。形式的にみちびき出された $m'$ の物理的な内容は、全面的には検討されていないが、3相構造の中での固相と液相との相互関係を表示するものとして、重要な意味をもっている。例えば、 $m' > 0$ とすると、固相率の増加は水分の増加をとまらうことを意味し、固相率の増加が粗孔隙の減少、毛管孔隙の増大、空気率の減少、水分率の増大をとまらうことを意味する。実験例を第10、11図に示した。

また、 $m' < 0$ とすると、固相率の増加は水分率の減少をとまらうことを意味し、それには第12図のように固相率は比較的小さいが飽和に近い湿田の例と、固相率は大きく、緻密になつている乾田スキ床の例(第13図)とがある。 $m' < 0$ は、 $m < 1/d$ をとまらうので、全重量と実容積との相関の程度は一般に低いか、あるいは認められない場合が多い。このように $m, m'$ あるいは検討は十分におこなわれていないか、 $C, C'$ は土壌の3相構造の性質を表示する構造量とすることが可能である。

構造量としては、いま述べたものの外に実比重 $d_m$ 、分布角 $\theta$ 、水分一固相率 $M_v/S_v$ などが提唱されているが、その物理的な意義は今後の研究によつて明らかにされるであろう。

土壌の3相構造に関する研究が、全重量と実容積との相関を中心としながら、固相率と水分率との相関を中心とする分野に発展していつた経過をみると、この研究が実体論的段階に入りつつあることをしめしている。もちろん、土壌の固相は有機物、無機物を含む複雑な物質系であるし、土壌水分も重力水、毛管水、膨潤水、吸湿水など、その状態によつて性質の異なるものを含んでいるから、決して単純な実体ではないが3相構造の構成単位であるという意味では実体論的な取扱いを可能にする。

この方向をさらに進めているのが丹原、栗原氏の研究で、第14図はその1例である。100ccの試料円筒に種々の充填密度で土壌を充填し、そのままの状態、PF 1.5、PF 2.7、PF 4.2の状態、固相率と水分率との相関を求める。試料採取のままの状態では両者の相関は直線で示されるが、PF 1.5では、固相率のある値を境にして両者の相関は正から負にかわる。PF 2.7では、固相率がある値までは正の相関をしめすが、それより大きな固相率の範囲では、水分率はほぼ一定になり、PF 4.2では、固相率のある値をこえると、回歸係数に若干の変化はみとめられる。が、全体を通じて正の相関が維持される。

相関にこのような変化を生ずる固相率の値は、土性によつて変化し、腐植含量の多い表層土では、その下層土よりも小さな値をしめす。

これらの実験結果は、多くの興味ある事実をしめし、今後の検討によつてその内容も豊富になるであろうが、少なくとも、固相率と水分率との相関をしめす量が、3相構造の特長をしめす構造量となりうることをしめすとともに、実体論的な研究が今後必要であることをしめしている。3相構造に関する研究の将来の発展は、このような実体論的な分野の強化を1つの方向とするであろう。

固相率と水分率との相関を中心とする研究から、水分一固相率 $M_v/S_v$ が構造量として採用できるかどうかの検討がはじまつている。水分一固相率は、これまで広く利用されていた含水比とは、真比重のみの違いであるが、前者は容積法にもとづき、後者は重量法にもとづいて採用されている量である。

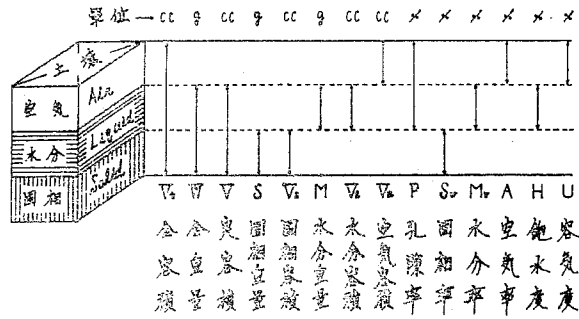
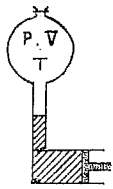


圖1 土壤模型と定義



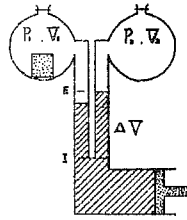
$$P \nabla = \text{Const.} \quad (T = \text{const.})$$

$$(P + \Delta P)(\nabla + \Delta \nabla) = \text{Const.}$$

$$P \Delta \nabla + \nabla \Delta P + \Delta P \Delta \nabla = 0$$

$$\Delta P = -P \Delta \nabla / (\nabla + \Delta \nabla)$$

圖2 單一空氣系



壓縮 (I → E)

$$V_1 < V_2 \quad \bullet \bullet \bullet$$

$$P_1 > P_2, \Delta V_1 < \Delta V_2$$

$$V_1 > V_2 \quad \bullet \bullet \bullet$$

$$P_1 < P_2, \Delta V_1 > \Delta V_2$$

$$V_1 = V_2 \quad \bullet \bullet \bullet$$

$$P_1 = P_2, \Delta V_1 = \Delta V_2$$

圖3 2空氣系

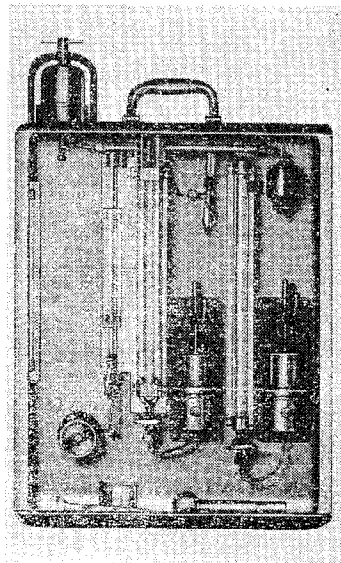


圖4 真空測定裝置

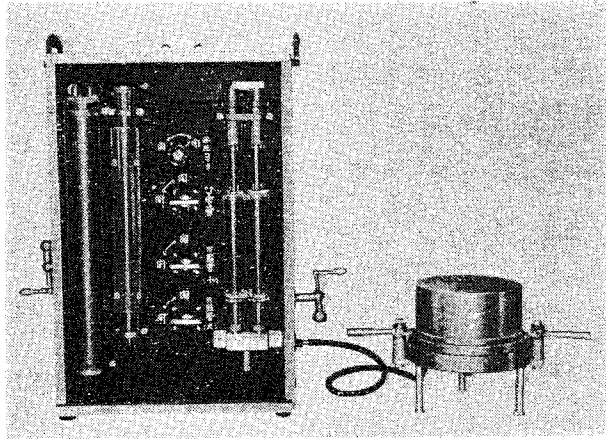


図 5 大型実容積測定装置

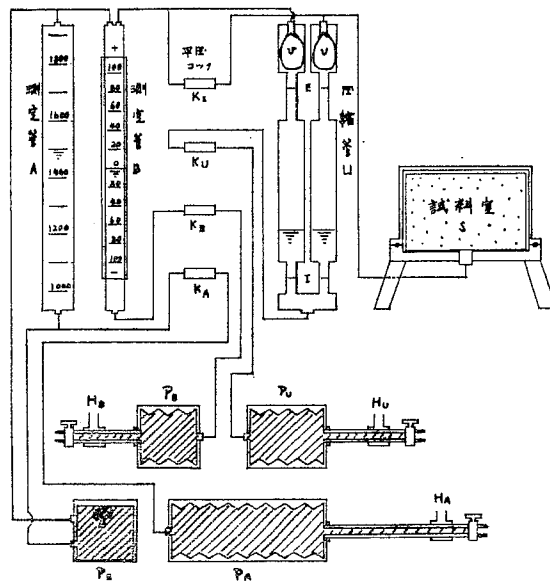


図 6 大型実容積測定装置の構造

計算式 1

$$\begin{aligned} \text{固相容積 } V_s &= (W - V) / (\alpha - 1) & V_s &= 100 \\ \text{固相率 } S_s &= V_s / V_s \cdot 100 & S_s &= V_s \\ \text{水分容積 } V_w &= V - V_s & & \\ \text{水分率 } M_w &= V_w / V_s \cdot 100 & M_w &= V_w \\ \text{空気容積 } V_a &= V - V & V_a &= 100 - V \\ \text{空気率 } A &= V_a / V_s \cdot 100 & A &= V_a \\ \text{孔隙容積 } P &= V - V_s & P &= 100 - V_s \\ \text{孔隙率 } P &= P / V_s \cdot 100 & P &= P \\ \text{水分含量 } M &= V_w & & \\ \text{固相含量 } S &= W - M & & \\ \text{飽和度 } H &= V_w / P \cdot 100 = M_w / P \cdot 100 & & \\ \text{空氣度 } U &= V_a / P \cdot 100 = A / P \cdot 100 & & \end{aligned}$$

計算式 2

$$\begin{aligned} \text{真比重 } \alpha &= (W - V) / (V - M) \\ &= W / (V - M_w / 100 \cdot (W - V)) \\ \text{土層の全水分 (M/kg/cm)} & \\ Q &= M_w h \\ Q &= \sum M_w h_k \\ \text{雨量換算 } \beta &= Q / I_0 \\ \beta &= \sum M_w (k=10) \\ \text{灌漑水量 (ha, hcm)} & \\ Q_n &= P h n \quad (H \rightarrow +E, \alpha) \\ Q_n &= \alpha h n \quad (M_w \rightarrow +R, \alpha) \\ Q_n &= \alpha_w h n \quad (M_w \rightarrow +R, \alpha) \\ \text{実比重 } \alpha_n &= W / V \end{aligned}$$

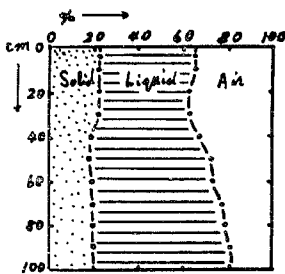


図7 土壤断面の3相分布

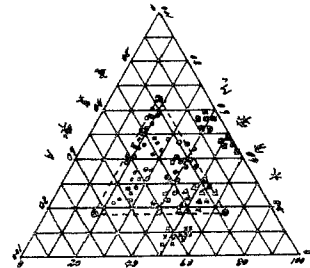


図8 畑土壤の3相分布  
○ 元土質土壤, □ 砂質畑土壤  
△ 砂質畑土壤, □ 砂質水田土壤  
× 砂土

図8 畑土壤の3相分布

全重量と実容積，固相率と水分率との相関関係

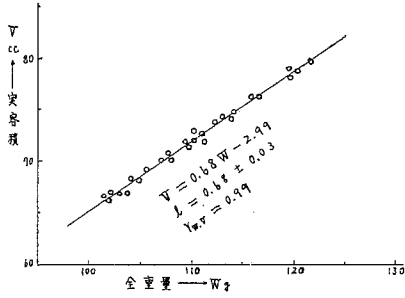


図 9 全重量と実容積との相関，銚田火山灰土壌，表層土

$$\begin{aligned}
 V &= mW + c \\
 V_1 + V_2 &= m(dV_1 + V_2) + c \\
 V_1 &= (m d - 1)/(1 - m) \cdot V_2 + c/(1 - m) \\
 M_v &= m' S_v + c' \\
 m &= (m d - 1)/(1 - m), \quad c' = c/(1 - m) \\
 m &= (1 + m)/(d + m), \\
 c &= c'(d - 1)/(d + m) \\
 m &= \Delta V / \Delta W = (1 - d - 1) \Delta V' / (d' \Delta V_1 + \Delta V_2) \\
 &= 1/d(1 + (d - 1) \Delta V' / (d' \Delta V_1 + \Delta V_2)) \\
 \Delta V_1 > 0, \Delta V_2 > 0; \quad 1 > m > 1/d; \quad m' > 0 \\
 \Delta V_1 > 0, \Delta V_2 < 0; \quad 1 > 1/d > m; \quad m' < 0 \\
 d m &= W/V \\
 \theta &= 2m' V/W = \cot^2 \alpha m
 \end{aligned}$$

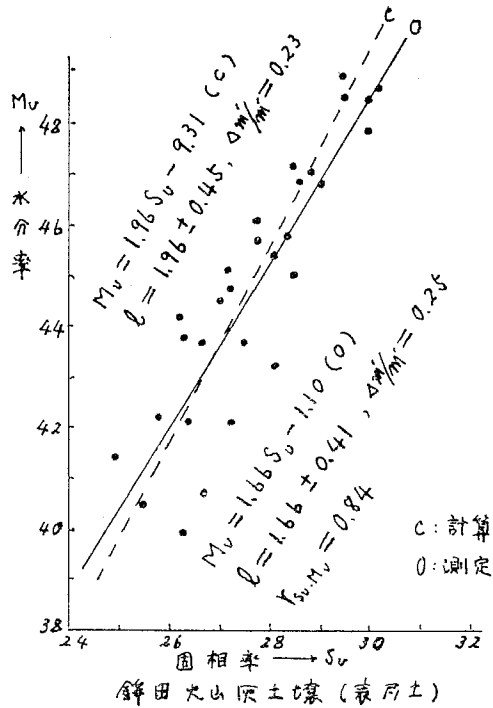


図 10 固相率と水分率との相関



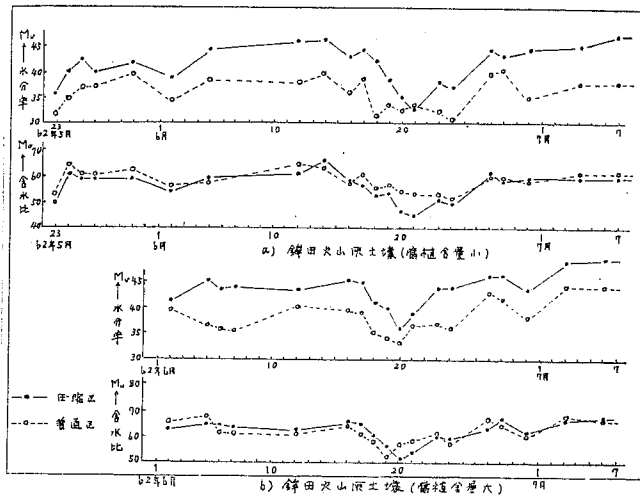


図 11 土壤の圧縮と保水性

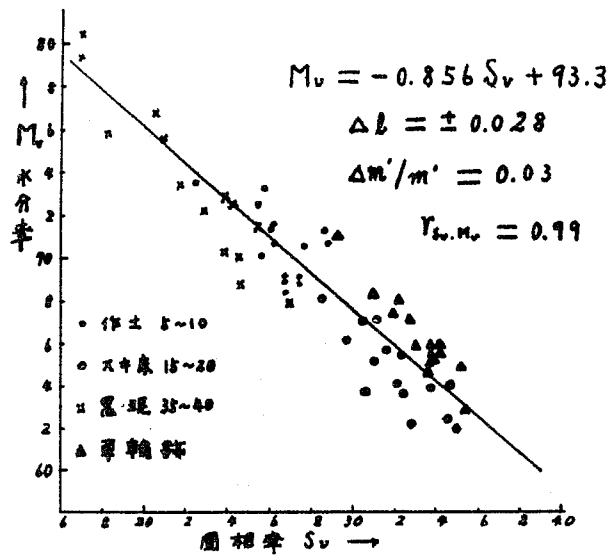


図 12 鴻の巣湿田土壤の固相率と水分率との相関

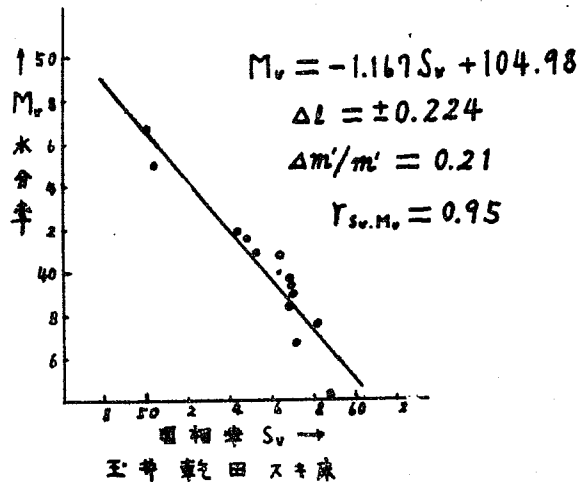


図 13 玉井乾田土壤の固相率と水分率との相関 (スキ床)

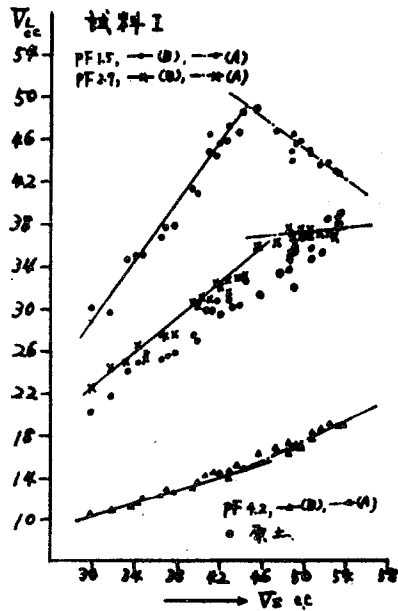


図 14 固相率と水分率との相関 (愛媛農試, 丹原)

# 土壌構造と湿式粒団分析法（付，土質化学）

京都大学農学部 喜 田 大 三

土壌構造の一測定法として水中フルイ分けによる耐水性粒団（団粒）の分析法が広く採用されている。この方法は湿式粒団分析法のうち最も代表的なものである。

ところで、土壌構造の概念を理解した上で本分析法を採用する時にこそ、本分析法を有意義に活用することができるのである。そこで最初に土壌構造を概説する。また本分析結果は土粒子を連結している結合物質と密接に関係している。そこで、土質化学の立場から、結合物質について得た二、三の知見を併せて紹介する。

## 〔I〕 土 壌 構 造

### （1-1） 土壌構造とその測定法

土壌学において土壌構造（Soil Structure）は研究者によつてそれぞれ異なる意味に解釈されている。著者はこれら定義を検討し、次の定義を先に提案した。<sup>1・2)</sup>

「土壌構造は大きさ、形状の異なる土粒子（一次粒子および二次粒子）が各種の結合状態と配列状態にて組立てている土壌の立体的構成である。」

この定義によれば、一次粒子の集合体である二次粒子または粒団自体も土壌構造をもつ。また一次粒子あるいは二次粒子だけから成る構造もあれば、一次および二次の両粒子から成る構造もある。

この定義に基づくと、土壌構造は次の3要素から成りたつている。すなわち、構成土粒子（一次粒子、二次粒子あるいは粒団）、土粒子間の結合状態に規定される構造の安定性、土粒子の配列状態に規定される構造の孔ゲキ性。結合と配列は粒団内部と粒団間について考えねばならないが、一般に結合は前者に、配列は後者に重点がおかれている。なお、構造の安定性と孔ゲキ性とは土壌構造の本質的な物理的性質でもある。しかも、土粒子、安定性、孔ゲキ性の三者は密接に相互に関連しあつている。

さて、土壌構造を解明するには、少なくとも構成土粒子と上記の2つの本質的な物理的性質を研究対象にしなければならない。この3要素に基づいて、土壌構造の各種測定法を分類し、本研究会の第1回討論会において報告した。<sup>1)</sup>ここに簡単に記載する。

#### （構成土粒子）

（I）乾式（空气中にて）粒団分析法：肉眼的粒団（碎塊）の粒度分布を測定する。 （II）湿式（水中にて）粒団分析法：耐水性粒団の粒度分布を測定する（〔2〕に後述）。 （III）機

械分析法：一次粒子の粒度分布を測定する。(IV) 構成組成分として、特に結合物質を化学分析する。結合物質の分析は構造の安定性からも必要である。(〔3〕に後述)。

(構造の安定性)

安定性は相対的な概念であり、いかなる破壊力に対する構造の抵抗性を測定するかによつてその測定法は当然異なる。

(I) 乾式フルイ分け法：フルイ分けの際、振動を与えて機械的破壊力に対する肉眼的粒団の抵抗性を調べる。(II) 湿式(水中)粒団分析法：耐水性粒団の粒度分布を測定するだけでなく、粒団の耐水性をも測定する(〔2〕に後述)。(III) 水中振動法：振とう瓶に粒団を入れ、水を加えたのち振とうし、水中カキマゼ作用に対する粒団の安定度を測定する。

(IV) 水滴落下法：主として降雨時の水滴に対する粒団の安定度を測定する。(V) 透水性法：浸透水に対する粒団の安定度を測定する。(VI) 化学的処理法：化学薬品を用いて粒団の安定性を研究する。(VII) コンシステンシーの各種測定法は土粒子の結合状態にもとづく構造の安定性に関する知見を与える。

(構造の孔ゲキ性)

(I) 容積重法：土壌の容積重、真比重から全孔ゲキ量を算出する。(II) 実容積法：湿润原土についてボイルの法則を応用して孔ゲキ量などを測定する。(III) 吸引法：種々の吸引圧で排出される水分の容積から、孔ゲキの粒径分布を測定する。(IV) ケロシン法、水銀法、パラフィン法などによつて、粒団内孔ゲキ、粒団間孔ゲキを測定する。(V) 顕微鏡観察法：薄片を作成して、孔ゲキさらに微細粒団を直接観察する。(VI) 透水性、保水性、通気性などの測定は間接的に孔ゲキ性を調べていることになる。

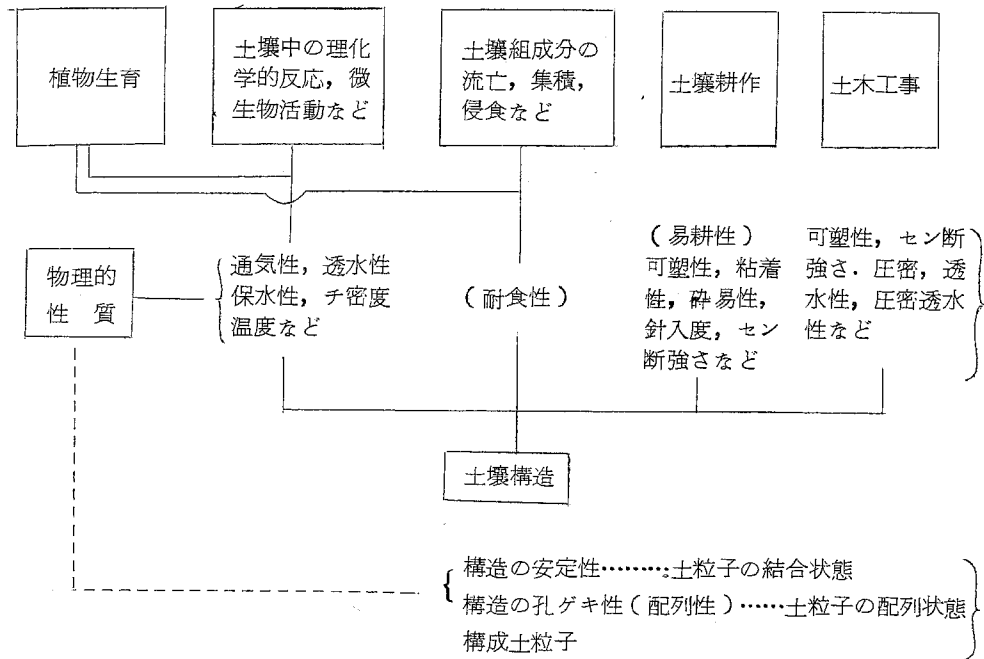
以上の分類から、湿式粒団分析法は構成土粒子と構造の安定性を測定する方法である。

(1-2) 土壌構造と土壌の物理性

土壌構造の研究は土壌物理学(力学)において基礎的に重要である。いま土壌構造を中心として土壌物理学(力学)の体系化を試みた。第1図にその大要を模式的に図示する。<sup>1, 2)</sup>この場合、土壌の物理的性質(力学的性質もふくむ)は構造の本質的性質と構造により規定される物理的性質とを包含する。

応用面では、土壌構造を直接研究対象として取扱いよりも、第1図に示した各種の物理的諸性質を測定する方が、より実用的意義をもっている場合が多い。けれども、これら物理的諸性質は土壌構造に直接的に、あるいは間接的に支配されている。

たとえば、透水性は構造の孔ゲキ性に大いに影響をうけ、さらに孔ゲキ自体の変動については当然透水条件下での構造の安定性を調べる必要がある。また、傾斜地で降雨に対する土壌の耐食性を研究する場合、降雨に対する粒団の安定度を調べる。この場合、粒団の安定度は構造



第 1 図 土壤構造を中心とする土壤物理学の一体系

の本質的な物理的性質でもある。また農業耕作では土壤の凝集力を測定して易耕性を判定するが、この場合は構造の本質的な性質を間接的に調べていることになる。

したがって、土粒子、構造の安定性、構造の孔ゲキ性を研究して、土壤構造を解明することによって、土壤の物理的諸性質（力学的性質も含む）を本質的に究明することができる。

### (1-3) 土壤構造と粒団（団粒）

著者の土壤構造の定義によれば、すべての土壤は構造をもっている。しかし研究報告で無構造（Structureless）という表現が、特に調査部門でつかわれている。よく調べてみると、無構造とは肉眼的粒団〔約 0.2 (0.5) mm ~ 5 (10) mm の大きさ〕をもつ粒団状構造に対する反語であつて、無構造は無粒団状構造ともよぶべきである。

無構造という言葉をつかうのは、構造は粒団化あるいは粒団と解しているからである。たとえば、粘土質土壤において Massive な構造と肉眼的粒団をもつ粒団状構造とでは、土壤の物理的諸性質たとえば透水性、通気性、易耕性などは全く違う。一般に粒団状構造は無粒団状構造に比べて、より発達した上位の構造である。

そこで粒団（団粒）について説明する。

レキや粗砂よりなる自然条件下の土では、粒子は個々に分離しており、いわゆる単粒状構造

をもつ。だが粘土や有機質，無機質コロイドの結合物質を含む一般の土壌では，一次粒子は集合して二次粒子となつている。この二次粒子を粒団（団粒）という。

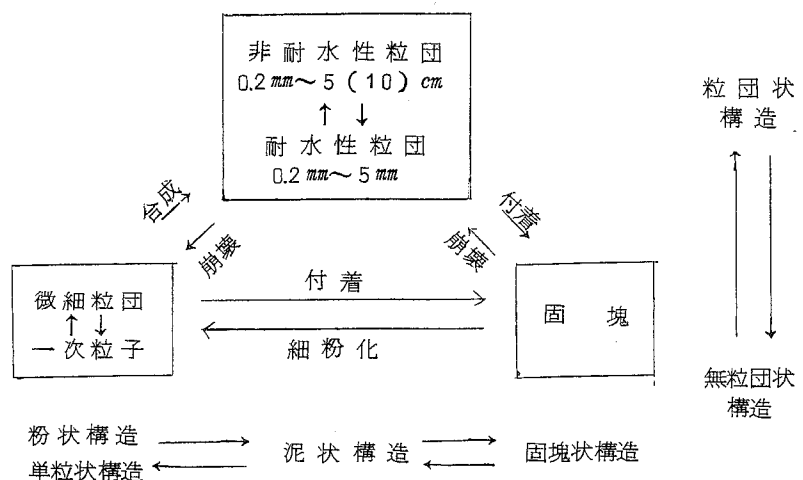
アメリカ土壌学会術語委員会<sup>3)</sup>は粒団を次のように定義している。

粒団（Aggregate）：一単位として機械的に行動する土粒子の集合体。構造的粒団（Structural aggregate）：構造の一般的な構成要素であり，自然状態における基本的な粒団。耐水性粒団（Water-stable aggregate）：水による破壊に対して抵抗性をもつ粒団。土塊（碎塊，Clod）：普通耕土層にみられる粒団。碎塊は耕作などの人為的作用でつくられるから構造的粒団でない。ところで，構造的粒団と土塊とをどうして区別するのであろうか。構造的粒団は未耕地で自然に生成した粒団であるが，耕地に構造的粒団がないとはいえない。たゞ耕地の粒団は未耕地の粒団に比べて，その大きさや形状などが激しく変化している。したがって，耕地では粒団を構成している基本的な単位の耐水性粒団を重要視しなければならない。

その他粒団はその成因，性状に応じて，しばしば次のような表現で区別されている。

Granule, Fragment, Blok, Lump, Columnar aggregate, Platy aggregate, Macro-aggregate, Micro-aggregate, Primary aggregate, Secondary aggregate など。ここでは，特に記さないかぎり，一般的な総称として粒団という。

さて土壌構造はダイナミックに変化している。この変動は下層土よりも表土において，未耕地よりも耕地において，より激しい。いま肉眼的な土壌構造の変化を粒団を中心として模式的に第2図に示す。



第2図 肉眼的な土壌構造の相互関係

この模式図は水田に関する著者の研究と畑地に関する多くの研究とを総括して作成した。粒団は耐水性の有無にて大別した。また粒団の大きさ限界は土壌の種類、研究者によつて多少ちがう。

図示のように、土壌構造は相互に変移し、その際粒団は生成と破壊の変動過程にある。このような変化をひきおこす要因は2つに大別される。すなわち、気候（乾燥、湿潤、凍結、融解）、人為的作用による外的要因と、土壌構成組成成分の動的性格に基づく内的要因とである。なお植生、小動物は外的・内的の両要因に関与している。外的要因は主として物理的・機械的作用であり、内的要因は主として微生物作用も含めた化学的作用である。

基本的構成単位としての耐水性粒団の変動に関して、内的要因である有機、無機コロイドの結合物質の生成・分解、溶出・沈殿などを特に重要視しなければならない。これら結合物質が土粒子を耐水性に連結するために主要な役割をしているからである（〔3〕に後述）。

## 〔2〕 湿式粒団分析法

### （2-1） はじめに

（1-1）に述べたように、湿式（水中）粒団分析法は土壌構造の3要素のうち、構成土粒子と構造の安定性とを測定する方法である。そして水中フルイ分けによる耐水性粒団の測定法が最も広く行なわれている。本法は京大農芸化学実験書<sup>4)</sup>および続作物試験法<sup>5)</sup>に掲載されているので、その測定法の説明は省略する。

たゞ、耐水性粒団の分析結果は多数の因子によつて影響される。いま測定に関与している主要因子をあげると次のようである。

供試粒団または碎塊の大きさ、乾燥処理の有無と乾燥の度合、水に湿らせる方法及びその所要時間、水温、粒径区分、水中での測定操作、粒団量の算出法など。

これら要因についても二実験書<sup>4,5)</sup>に説明されているが、要するに耐水性粒団の分析法はその測定条件や操作によつて多数の変法がある。したがつて、本法はある一定条件下において行なわれ、相対的な分析結果を与えるものである。そして研究目的に応じてより有効な結果をえるため、さらにより再現性のある値をえるため、最も適当な方法を選ばなければならない。

また粒団の分析結果は種々の方法で表示されている。<sup>4,5)</sup> 従来は単一粒径（たとえば、0.25 mm）以上の粒団量で表示されてきたが、最近粒団量だけでなく粒径をも考慮した表示法が提案され、その有用性が認められている。著者は各粒径階級の粒団量と粒径とを考慮した平均重量直径（Mean Weight-diameter, MWD）による表示法を現在採用している。MWD表示法はVan Bavel<sup>6)</sup>によつて提案された。実験書<sup>4)</sup>に説明したように、粒径階

級と耐水性粒団の重量百分率の累積度数との関係曲線を描き、その面積をプランメーターで測定しなければならない。その場合製図および面積測定が不正確になるおそれがあり、しかも時間がかかる。その後、Youker<sup>7)</sup>は多数の土壌について、この測面法と分析値からの計算法とによる値の間にきわめて高度な一定の相互関係があるので、計算法で得た値に一定の係数を乗減してMWDとしている。しかし相互比較では計算法の値そのままを使用してさしつかえない。

## (2-2) 構成土粒子と湿式粒団分析法

(1-3)に説明したように、耕地のしかも耕土層の肉眼的粒団は変動性にとみ、一時的な存在と考えてよい。したがって、構造の基本的構成単位として耐水性粒団(Water-stable aggregate)に注目する必要がある。

それでは如何にして耐水性粒団を得るのか。著者は構造の基本的単位の耐水性粒団の分析には、もつとも強烈な水の破壊作用すなわち沸化作用(Slaking action)を応用すべきであると考ええる。

この沸化作用は一般に供試土の水分量が減るほど激しくなるので、肉眼的粒団または碎塊をいつたん風乾する。この風乾試料をすみやかに水につけると、粒団(碎塊)は種々の粒径の粒団に沸化崩壊する。この粒団は水中に長くおいても、また水中で軽くふつても安定である。

このような沸化作用をひきおこす破壊力は次のようである。多くの研究者によつて認められているように、風乾粒団(碎塊)内に向つて急速に水がしみこむとき、内部に閉じこめられた空気の圧力は高まり、ついに粒団を破壊する力となる。しかし閉じこめられた空気の効果がなくとも、粒団は不規則な加水膨潤に伴つて、くずれる場合がある。これは特に膨張格子型粘土を含有する粒団で明らかである。しかし普通の耕地では、粒団の崩壊は主として閉じこめられた空気圧によると考えられる。したがって粒団の崩壊の程度は加水時に生ずる空気圧による破壊力と土粒子間結合力の弱化とに依存している。

なお、供試粒団(碎塊)を乾燥しないとか、他の方法で水に湿めらせるとかによつて、この沸化作用による破壊力を弱めることができる。かかる弱い沸化作用に基づく測定法は上述の激しい沸化作用に基づく測定法との比較上採用するのがよい。たゞし、たん水下の水田耕土では湿潤土そのままを供試すべきである。また水分の増減のすくない下層土では試料を乾燥することによつて間違つた結果をえることがある。

さて、0.1mm以上の耐水性粒団の粒径分布は一般に水中フルイ分けによつて行なわれ、その機械的方法の基礎はYoder<sup>8)</sup>によつて確立された。約0.1mm以下の耐水性粒団は沈降法によつて測定できる。適当なシリンダーを用いて、水中に粒団を均一に分散させた後、ピペット法または比重計法によつて一定の深さの粒団量を任意の時間に測定するか、または沈積筒によつ



て一定時間後に任意の深さについて測定する。またコペツキー型淘汰器を用いて1~0.02mmの粒団量を洗浄法によつても定量できる。

### (2-3) 構造の安定性と湿式粒団分析法

土壌構造の変動現象を解明するには第一に構造の安定性を究明しなければならない。構造の安定性は構造を変動させる作用に対する土粒子間連結の抵抗性と定義することができる。

(1-1)に粒団(碎塊)を供試して構造の安定性を測定する方法を列記したが、安定性という概念は相対的であり、いずれの測定法を採用するかはその目的に応じて決めなければならない。各種測定法のうち、耐水性粒団の分析法が広く採用されている。

土壌水は一般に土粒子間連結力を著しく変化させ、粒子間結合力は水にぬれると一般に弱くなる。したがつて、耕地では水分増加による構造の変化を特に重要視しなければならない。そこで、肉眼的粒団または碎塊を水につけたのち得られる耐水性粒団量を測定し、この耐水性粒団の粒径と量とから、供試粒団(碎塊)の耐水性の強弱ひいては水に対する構造の安定度を測定する。この測定法は構成土粒子としての耐水性粒団の測定法と基本的に同じである。ただし、最も強烈な沸化作用を応用して耐水性粒団を分析するだけでなく、圃場の条件に応じて弱い沸化作用(たとえば風乾試料を毛管水で湿らせるとか、下層土では湿潤原土を供試するとか)を採用するのがよいと考える。また目的に応じて、供試粒団(碎塊)は一定の大きさたとえば約10mm前後のものを使用するのもよい。

なお、ここでは湿式粒団分析法を狭義に解釈して説明した。しかし構造の安定性の立場から水以外の溶液、有機溶媒中における粒団の安定性を測定するとか、水中カキマゼ(振動)作用に対する粒団の安定性を測定するのがよい。これら方法については別の機会にゆずる。

### [3] 結合物質の土質化学的研究

以上、土壌構造の基本的構成粒子、構造の安定性の見地から、水中フルイ分け法によつて耐水性粒団を分析すべきであると概説してきた。

さて、この粒団を耐水性にしている因子、特に有機、無機コロイドの結合物質の研究は構造の安定性あるいは変動性を解明し、さらに安定な粒団状構造の作成・維持の対策をたてるために基本的に重要な課題である。

そこで、土壌物理学へ化学的手段を導入するに際し、土質化学を提唱し定義づけた。この土質化学の見地から結合物質を取扱い、その研究例として水田土壌の結合物質および土質改良剤「ポパール、ペントナイト」に関する著者らの研究を簡単に紹介する。

#### (3-1) 土質化学

農林土壌学における土壌、土木工学における土、窯業学における粘土などを包含する土の物

理的または力学的性質は周知のように土粒子の粒径分布，形状，配列あるいは土の含水量などに大いに影響される。

しかも土，特に粘土は特有の界面化学的性質をもち，また土中には各種の化学的成分が存在し，さらに化学的諸反応（土壌では微生物作用も含めた反応）が進行し，あるいは見かけ上平衡を保っている。この場合，土の物理的，力学的諸性質はこれら化学的諸性質に当然影響をうけているはずである。

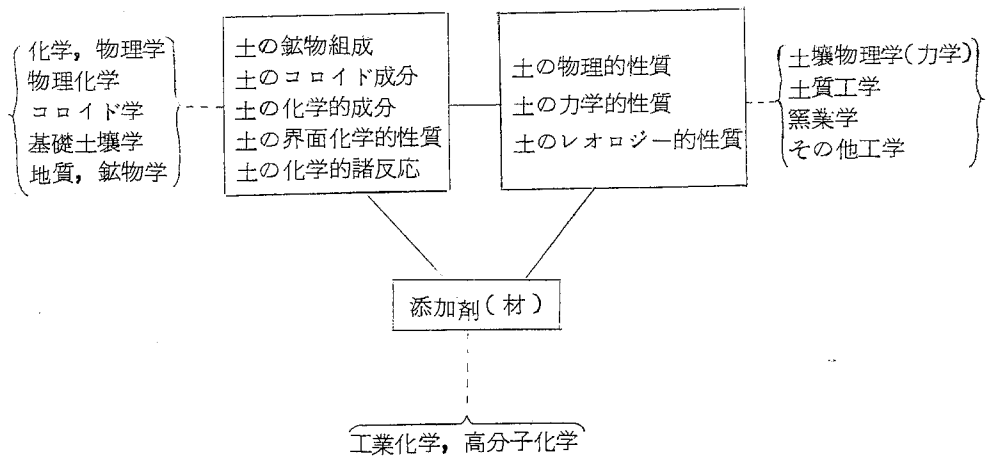
実際断片的であるが，土の物理的・力学的性質を研究対象としている各部門において，土の化学的諸性質が物理的・力学的性質におよぼす効果を研究し，基礎的にも応用的にも非常に注目させられる成果をあげている。しかしこれらの研究も系統的に行なわれておらず，そして当然のことであるが整理統合してひとつの学問体系をかたちづくるまでには至っていない。

そこで，著者はさきに下記のような工学的な土質化学という新しい科学を提案・体系化し，この領域の開拓と研究の必要性を主張した。<sup>2,9)</sup> この土質化学的見地は後述の結合物質の研究の立場または指導理念でもある。

まず土質化学を次のように定義する。

“土の物理的・力学的諸性質を解明，改善するため，土の鉱物学的・コロイド学的組成，化学的成分，界面化学的性質，および化学的諸反応を研究する科学”

いま土質化学にて取扱う分野をそれと関連する他の科学と対応して模式的に図解すると第3図のようである。



第 3 図 土質化学の研究分野

ここに代表的な土質化学的項目を以下にかかげる。(1) 土の機械分析の際における化学的処理。(2) 無機および有機の分散剤、凝集剤による土粒子の分散・凝集、これら添加剤と土粒子との界面化学的反応。(3) 土のコンシステンシーあるいは流動・変形と鉱物学的・コロイド学的組成、化学成分との関係。(4) 土壌構造や土質の安定性と土中の結合物質、各種の添加安定剤(土質改良剤、土質安定剤)との関係。添加剤と土との界面化学的反応。(5) 土粒子の配列性と粘土鉱物、化学成分などとの関係。(6) 土の加水あるいは膨潤と粘土鉱物、有機物、置換性塩基などとの関係。(7) 土の透水性あるいは保水性と土中の有機、無機コロイド、客土(たとえばベントナイト)との関係。

以上の説明であきらかなように、土質化学は土の化学と土の物理学または力学との境界領域を研究対象とする学問である。

将来、土の物理的・力学的諸性質を対象とする農学、土木工学、窯業学、衛生工学などの科学分野およびこれら分野と関連している産業部門において、土質化学は基礎的にも応用的にも大いに発展させられることを期待する。

### (3-2) 水田の土壌構造と結合物質

稲作期間における水田耕土の構造は、たん水下の悪条件のため調査しにくい。そこで著者らは採土器を考案し、京都市の埴壤土、壤土、砂壤土の各水田(乾田)の耕土上半層、耕土下半層、耕土下グライ層および下層土の各層位について、土壌構造の型・安定性・孔ゲキ性、土壌水分量、酸化還元状態などを経時的に調査した。<sup>2,10)</sup> これら諸性質の経時的変動は耕土上半層で最もはげしく、下層土では殆んど起らなかった。第4図に耕土層について肉眼的な構造の模式図を示す。

典型的な構造の変化を示している耕土上半層について、構造の安定性特に耐水性を測定した。湿潤原土を孔径1mmのメッシュフルイで水中フルイ分けによつて測定し、結果を粒団化度(1mm以上)で表示した。この測定結果を酸化還元電位(Eh)および土壌水分量の函数として第5図に示した。矢印の方向に相互関係は経時的に変化している。

構造の耐水性いかえれば土粒子間の耐水性結合力はたん水後中干し前まで低下し、中干し後増加している。このような結合力の変化は単に土壌水分量の変化のみによつて説明できない。酸化還元電位から推察される結合物質の変化が大いに関与していることを示唆している。

そこで、まず耐水性の土粒子連結に有効な結合物質を研究した。落水期の水田(乾田)土壌について、風乾粒団(碎塊)を水中で沸化崩壊させ、水中フルイ分け法によつて耐水性粒団を分析した。さらに、粒径別に耐水性粒団中の理化学的組成成分を分析し、これら組成含量が粒団の粒径別に異なるという注目すべき事象を認めた。<sup>2,11)</sup> そして、粒団の粒径と共に、その含量が増すような有機、無機コロイド分は、粒団の耐水性に有効な結合物質であると認定した。

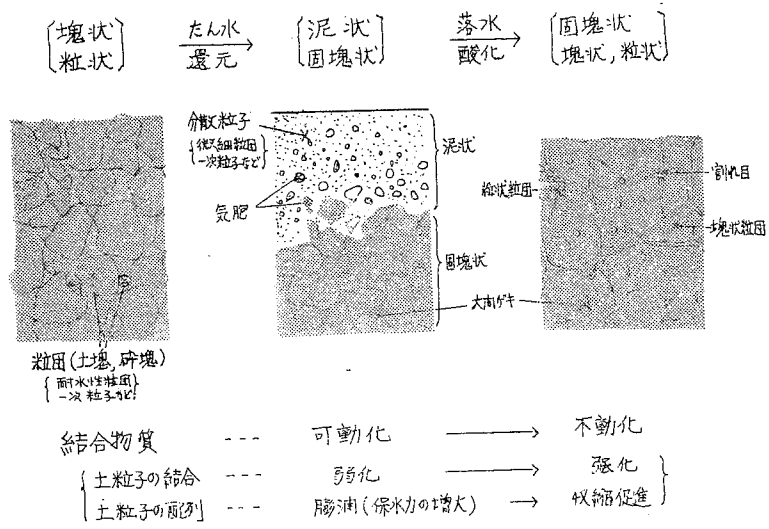


図 4 水田 (乾田) 耕土層の土壤構造の模式図

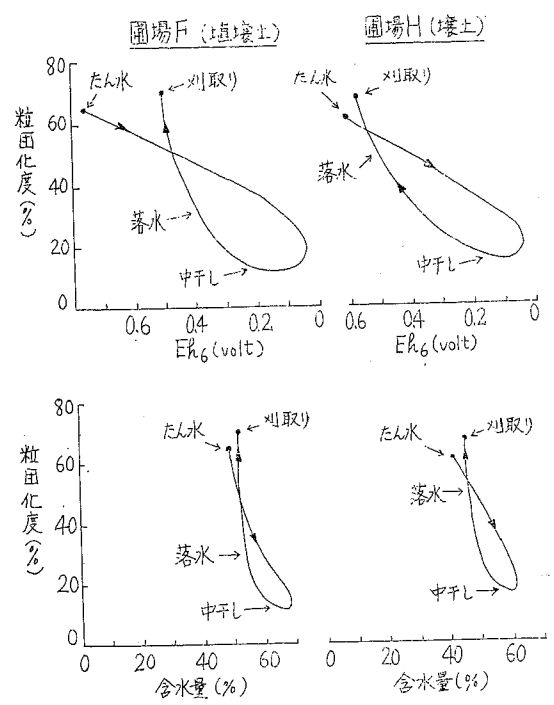
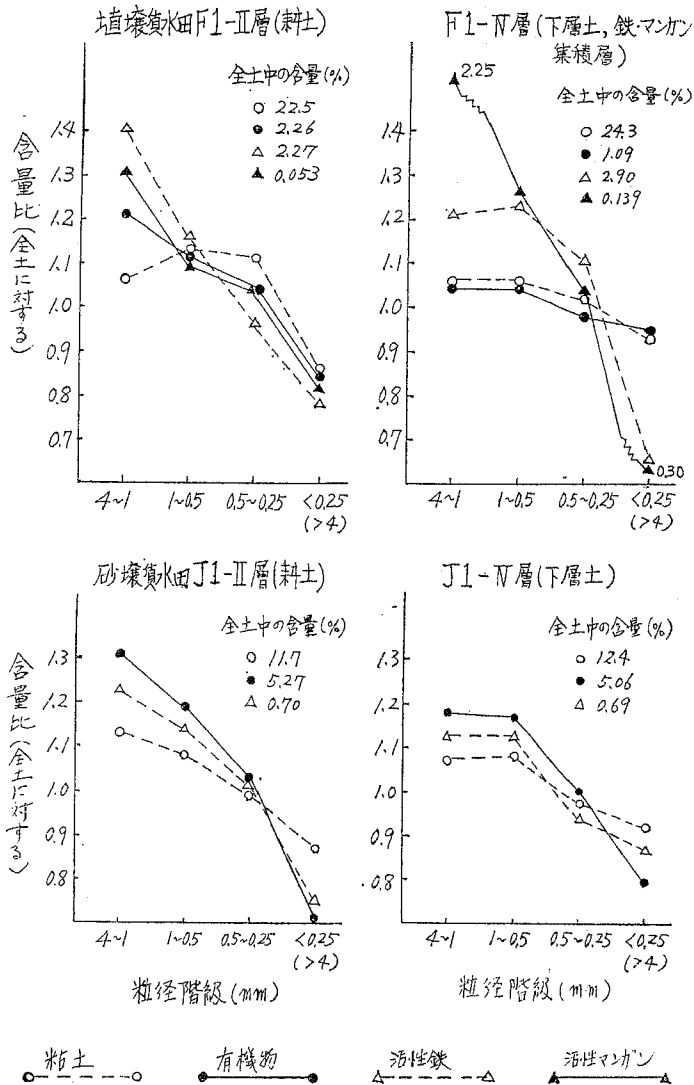


図 5 粒団化度と酸化還元電位, 含水量との関係

その結果の一部を第6図に示す。



才六図 各粒径階級の耐水性粒団中の粘土、有機物、活性酸化物の含量

図中、粒団中の組成含量は全土のそれに対する比率で示されている。なお化学分析試料としていずれも0.25mm以下の細土を供した。

さらに、これら組成成分が粒団の粒径と共に異なる状態、すなわち4mm以下の範囲で不均一に分布している状態(局所化作用)を局所化度として計算する一方法を提案した。そして局所化度の大きい組成成分は粒団の耐水性に能率的に効果的に作用していると判定した。この判定法によれば、填壤土の耕土層では有機物、活性鉄およびマンガンであり、下層土では活性鉄特に少量であるがマンガンは顕著に作用していた。砂壤土では耕土層、下層土ともに粘土、活性酸化物特に有機物の効果が顕著に認められた。粘土は粒団構成の最も重要な基本粒子であると共に、結合物質でもあった。そして、粘土の結合物質としての効果は砂壤土では局所化作用とし

て強く表面に現われたが、埴壤土では弱く現われた。

結合物質の局部化作用と耐水性粒団の生成との相互関係から「結合物質の可動化・不動化」の概念を導き出し、更に一般的原理に発展させた。<sup>2)</sup> すなわち、結合物質の可動化・不動化の変化過程は、土壌構造の変化、ここでは土粒子の結合状態（構造の安定性）および土粒子の配列状態（構造の孔ゲキ性）に影響することを究明した。なお可動化とは結合物質が水中へ溶解・解コウするだけでなく、土粒子表面に吸着した状態でも可動化しやすい状態に変化することをも含める。他方、不動化とは結合物質が水中へ再溶出、再解コウさらに再加水されにくくなる変化を意味する。

いま、水田耕土層の構造の変動にこの原理を適用すると次のようである。<sup>2, 12)</sup>（第4図参照）

(I) たん水・還元化による土粒子間結合力の弱化。土壌のたん水・還元にもなつてコロイド状の有機物や活性酸化物（鉄、マンガン、ケイ素、アルミニウム）のような結合物質は分解・溶出して、粒子間結合力は弱くなる。すなわち構造の安定性は低下する。

(II) 還元一乾燥・酸化条件による土粒子間結合力の強化。還元状態で活性な可動性をおびた結合物質が生成し、脱水とそれともなり酸化過程で結合物質は不可逆的に不動化し、土粒子を強く連結する。すなわち構造の安定性は増大する。

(III) たん水・還元化による土壌の膨潤および保水力の増大。たん水・還元条件下では親水性の有機、無機コロイドが生成し、土壌は高度に膨潤し透水しにくくなる。

(IV) 還元一脱水による土壌の収縮促進。還元状態の泥しよりは酸化状態の泥しよりに比べて脱水過程で容易に塑性流動して土粒子は密に配向し、その結果土壌はち密な状態に収縮する。

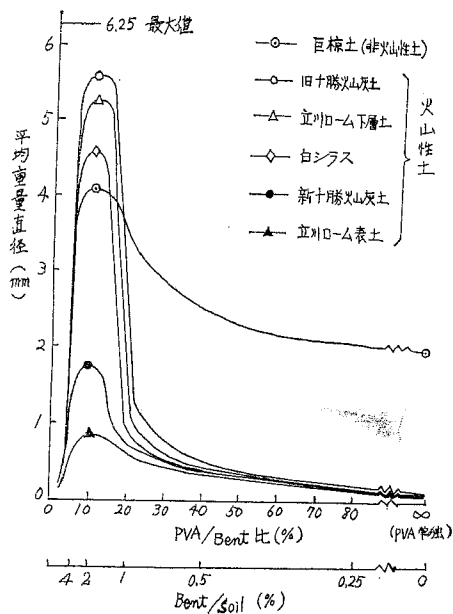
### (3-3) 土質改良剤「ポバール・ベントナイト」

土壌中の有機および無機のコロイドは、土粒子間の耐水性連結にきわめて重要な結合物質である。これら結合物質のうち、有機物特に線状コロイドの Polysaccharide 主として、Polyuronide のガム物質の効果はすぐれている。また土質（土壌）改良剤とか土質安定剤といわれる合成線状有機高分子は自然界のガム物質に匹敵するか、またはそれ以上の効果を有している。

ところが、わが国に広く分布している火山灰土または火山性土（アロフェンを主要粘土鉱物とする土）に対し、これら高分子の効果は殆んどない。

著者らは、結合物質が土粒子を連結する機構を検討した結果、有機・無機コンプレックスよりなる連結橋を重要視した。そしてポバール（ポリビニルアルコール、PVA）とベントナイト（Bent）<sup>13)</sup>の配合物が火山性土の耐水性粒団の形成に極めて有効であることを見いだした。

第7図には数種の腐植質および無機質の火山性土に、PVA 0.2%を一様に添加し、これに Bent の変量を加えた場合における耐水性粒団量を平均重量直径（(2-1)参照）で表示



才 7 図 PVA 0.2%一定添加における  
PVA/Bent 比と平均重量直径との関係

PVA の使用量、土壌の性状にあまり影響されことなくほぼ一定である。また PVA・Bent の改良剤の効果は土壌の性状と密接に関係していた。

以上の事象の作用機構は PVA・Bent の連結橋の生成、その量と質などの見地から検討された。

した。図の曲線の右端 (PVA/Bent 比の  $\infty$ ) は PVA 単独処理区であり、非火山性土の巨椋土では PVA の効果が認められるが、火山性土ではすべて全然効果がない。曲線が左に向うにつれ、すなわち Bent 添加量を増して PVA/Bent 比が低下するにつれて耐水性粒団の生成量は増加し PVA/Bent 比約 10% で最大の耐水性粒団量が得られた。

この PVA と Bent の最適混合比は、供試した PVA 特に Bent の品質によつて違ってくる。しかし、使用する PVA と Bent が決まっている場合には、この混合比は

文 献

- 1) 喜田 : 土壤の物理性, 2号, pp 28~33,  
(土壤構造とその測定法), (1960)
- 2) 喜田 : 土壤構造と結合物質の作用および改良剤の利用に関する研究(学位論文, 京都大学農学部土壤学研究室) 1961刊
- 3) Minutes of Twelfth Annual Business Meeting : Soil  
Sci. Soc. Am., Proc., 13, 574(1949)
- 4) 京都大学農学部農芸化学教室編 : 改訂農芸化学実験書, 第3巻, pp 1027~1038  
(粒団分析法 — 喜田執筆), 産業図書(1957)
- 5) 戸刈義次編 : 続作物試験法, pp 407~429,  
(土壤の集合体の分析法—美園執筆), 農業技術協会(1960)
- 6) Van Bavel, C. H. M. : Soil. Sci. Soc. Am., Proc., 14, 20  
(1949)
- 7) Youker, R. E, and Mc Guinoness, J. L. : Soil Sci., 83,  
291(1957)
- 8) Yoder, R. E. : J. Am. Soc. Agron., 28, 337(1936)
- 9) 喜田 : ベトロジスト, 4巻, 2号, 132頁(1960)
- 10) 川口・喜田・久馬 : 土肥誌, 27, 7(1956)
- 11) 川口・喜田 : 土肥誌, 27, 262, 342(1956); 同誌, 28,  
153(1957); 同誌, 29, 237, 286(1958); 土肥  
講要, 第4集, 71(1958), 第5集, 104, 105(1959)
- 12) 喜田・川口 : 土肥誌, 31, 375, 495(1960)
- 13) 喜田 : 高分子, 10, 962(1961); ベントナイト, NO. 3, 12  
(1962); 喜田・川口・森 : 土肥誌, 34, 7(1963)



# 土壤孔隙の測定について

北農試 箱石 正

「土壤構造は肥沃度の鍵である」と云われている。実際、土壤の生産力と土壤構造の関係についての論議は少くない。多くの場合それらは粒団の粒径分布或いは非毛管孔隙の量等を土壤構造の指標として、それらと作物の生育、収量の関係が扱われている。しかしこれらの指標は構造そのものではなくて構造の側面を表現するものと見なければならぬ。「構造は土壤粒子による土壤の構成状態」であつて、これをある測定条件下の粒径別の集合体の量で見たとき集合体の粒径分布が得られ、一定の大きさ以上の孔隙の量で見たときに非毛管孔隙量が得られる。あらゆる角度から見た投影像を総合することによつて立体の姿が明確にされるように、土壤構造についても多方向から検討することによりその実態が明らかにされ、たとえば作物の生育と土壤構造の関係についてもより明確にされよう。

土壤構造をみると、固体粒子の配列は構造そのものであつて最も重要な側面である。水中篩別法等多くの集合体の粒径分布に関する測定法はそれを解明するのに役立つて来た。

一方粒子間の間隙、即ち孔隙の配列は固体粒子の配列を裏返しに見たものであつて、これを土壤構造のもう一つの重要な側面とみる事が出来る。作物の生育の場として土壤を考えた場合、植物根の存在するのは孔隙であり、また水、空気等植生に關与する物理的状态を構成するのは即ち孔隙である。この立場からは孔隙を土の実体として扱い直接その量・分布を測定することが要求される。

土壤管理の相違は土壤の状態に變化を与えるが、土壤構造の面から見たときその影響は大粒団の消長、云いかえると粗孔隙の量、分布に最も顯著に現れる。このような問題のための土壤孔隙の測定法を述べようとするのが本報の目的である。

## I 孔隙の測定

1. 孔隙の觀察 孔隙の記載は先づ現場における觀察から始められなければならない。現場における詳細な觀察記載はマクロな孔隙の状態、性格を明らかにするものであつて、定量的な論議のためには必ずしも十分でないが実験室における測定結果を現場に還元する際の媒介として不可欠と云えよう。集合体については現場における記載のために、その形、大きさ、表面の状態等について詳細な基準が示されており、それに基づいて実施されているが、孔隙の記載は集合体のそれほど一般に詳しくない。孔隙の記載の基準としてかなり詳細なものに Johnson<sup>2)</sup> によつて提案されたものがある。それには、孔隙の数、大きさ、連続性、配列、分布、形の 6

項についての分級基準が含まれている。

攪乱せずに採取した試料をそのまま、或は固定研磨した表面または薄片を顕微鏡で観察する方法は野外観察では識別出来なかつた微細な孔隙の形、分布、方向、壁面の状態、(量)を直接測定出来るので、それだけでも孔隙の解明に有用であるが同時に後述の定量的な測定法によつて得た結果を意味づけるのに役立つ。固定資料・固定方法の改良、薄片調製法の改善、投影器の使用、薄片による孔隙量のフォトメトリックな測定法の応用<sup>3)</sup>等はこの方法の応用を容易にし、その効用を高めた。

2. 孔隙量の測定法 直接観察計測する方法に対して、容積重、真比重或は水、空気等を介して孔隙の量を測定する方法としては以下のようなものが採用されて来た。

1) 容積重法 みかけの容積、乾燥前後の重量、真比重から土壌の全孔隙、水分率、空気率又は毛管孔隙量、非毛管孔隙量を算出する。

みかけの容積または容積重を測定する方法によつて次のように分類される。<sup>4)</sup>

○試料をとり出した穴に直接砂、粘液を、或は薄い膜袋をあてがつて水を注入して、注入量を以て試料のみかけの容積とする。

○試料塊をパラフィン被覆した後、適宜の液体中に沈め、試料塊によつて排除された液量を直接計量するか又は試料塊を空気中と水中で秤量した差から求める。

○Tube Sampler による方法、定容積の試料円筒で試料を抜きとり、試料円筒の容積を試料の容積とする。最も一般的な方法であるが管壁と試料の摩擦、採土管先端による圧縮等に由来する誤差が結果を不正確にする。これらの誤差を避けるため採土管の形、容積、打入のための付属器具等についてなお改良が試みられている。

近年実用化されている $\gamma$ 線による湿土の容積重の測定と、中性子法による水分含量の測定に基いて容積重を算出する方法<sup>5)</sup>は試料の抜取の手順は除かれるが算出の手續からみると容積重法に含められる。

2) 実容積法<sup>6)</sup> (又はair picnometer法) みかけの容積既知の土柱試料を密閉した測定室中におき圧力と容積の関係から測定室内の気体の容積を求め、試料塊に含まれる空気の容積を算出する。

3) 吸引法による孔隙の粒径分布の測定

試料から排出される水の量を直接読みとることが出来て、また吸引圧を逐次高めて行き連続的に吸引圧—水分関係を測定しうるような装置で、現地から攪乱せずに採取した定容積の土柱試料の脱水過程の吸引圧—水分曲線を求める。これに微分操作を施すと吸引圧—水分分布曲線が得られる。水分分布曲線の吸引圧軸の値を毛管上昇の公式  $h = \frac{2T}{dgr} \cos\alpha$  から孔隙の当量直径に読みかえると孔隙の粒径分布が推測される。この種の試みはHAINESのBurette

manometerに端を差しその後多くの研究者により改良が試みられ、量水管の位置、吸引圧負荷の方式を異にした多様の改良装置が提案されている。水頭差で吸引圧を与える方式のものにはRussell<sup>7)</sup>の装置(第1図)があり、内山らはその改良型<sup>8)</sup>を提案している。気圧差で負荷を与える方式のものにはBradfieldとJamisonの装置<sup>9)</sup>等があり、北岸ら<sup>10)</sup>はそれを簡易化した装置を提案した(2図)。

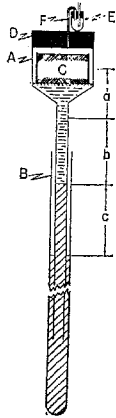


図1 A底に濾板のあるガラス漏斗  
B受管 C試料 Dゴム栓  
E飽和管 F通気管

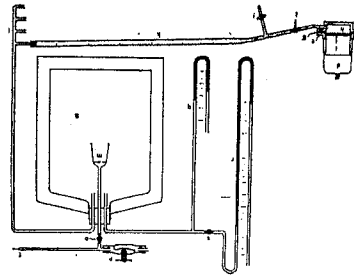


図2 b定容積円筒 d小形ガラス鐘  
e濾板棒 f濾板 gゴムパッキング  
h受器 iコック j給排水管 k目盛管  
l板管 mガラスフィルター  
n緩衝タンク oコック p調節バルブ  
q水銀マンネーター r水マンネーター  
sコック t吸引口

この種の装置では飽水一脱水を繰返したときの孔隙粒径分布曲線の変化から孔隙の安定度をみる事が出来る。

4) 粒団の孔隙量の測定 孔隙を集合体の大きさ分布との関係で表す試みがある。川口ら<sup>11)</sup>は粒団を孔隙性とその量を測定し、土壌の構造性を粒径0.25mm以上および以下の粒団の固相粒団内の孔隙、粒団間の孔隙に分け、それぞれを全土容に対する容積割合で表示した。

粒団または土塊の孔隙はその仮比重から算出される。仮比重の測定法には以下に掲げる方法が提案されている。

○ケロシン法 粒団(土塊)の孔隙をケロシンで飽和し、過剰のケロシンを除いたのち、ケロシンを容れた容器に沈め、試料によって排除された液量を円筒中の液面上昇<sup>12)</sup>または溢出

した液量<sup>13)</sup>から求め、これを試料のみかけの容積とする。

○水銀法 土壌の収縮率の測定法<sup>14)</sup>に準じ、水銀を充たした皿の中に粒団試料を没するまで押し込み、溢れた水銀の量から試料の容積を求める。

○パラフィン被覆法 試料を熔融したパラフィンに浸し表面を薄いパラフィン膜で被つたのち適宜の液中に沈め試料によつて排除された液量、または空気中と水中で秤量した差から試料の容積を求めるか、或は比重の異なる液体のシリーズに逐次浸し平衡した液の比重<sup>15)</sup>から試料の比重を算出する。

○粒団の孔隙をパラフィンまたは適宜の液体で飽和したのち air picnometer で全体の容積を求める。

これらの孔隙の測定法並に表現法はそれぞれ特徴をもつものであるが、測定対象および目的によつて長短があり、相補う測定法が併用され、また測定条件を異にした場合の結果を総合することにより孔隙の相貌はより明確にされる。また前述の測定法はいづれも測定時における対象の静的な状態を表すものであつて、植生に直接関係する通気性・透水性等の動的な要素は静的な状態の函数であるが両者が同義でないことは留意しておかねばならない。

## II 粗孔隙の記載

前述の測定法の実用例として吸引法による孔隙の粒径分布の測定と顕微鏡による薄片の観察を採用して実際の畑土壌の粗孔隙の状態を記載しその構造的な側面を表現しようと試みた。以下その概要を述べる。

1. 方法 孔隙の粒径分布は北岸らの装置に準じ、顕微鏡観察はアクリル樹脂で固定し定法により調製した薄片について孔隙の形・大きさ・配列について行い、面積による孔隙量の測定は行わなかつた。

註 北岸らの装置は低吸引圧領域における吸引圧—水分関係の測定法としては若干の問題点が指摘されている。<sup>16)</sup>しかしこゝにとりあげたような対象についてその構造を特徴づけるための方法として以下に述べる理由で十分であるので使用した。即ち1)この装置は気圧差を維持するための調節装置を大型の緩衝タンクで代替し他の一切を省略しておりそのため長時間にわたつて気圧差を維持出来ない。2)量水管のメニスカスが位置によつて形状が不規則になり測定誤差が大きくなり易い。3)濾板にG 4 グラスフィルターを使用した場合、測定の限度が吸引圧水柱100cm程度であつて高い吸引圧の領域の測定が困難である。以上の諸点が指摘されている。しかし1)第3図の吸引圧・時間・排水量の関係にみられるように通常の畑土壌では5~80cm水柱の吸引圧の範囲では $\frac{1}{2}$ ~2時間で排水し終つている。一方断熱材で被覆した緩衝タンクのみでこの吸引圧の範囲では1~2時間は一定気圧差を事実上維

持することが可能である。2) 量水管内が十分清潔であればメニスカスの形状が不規則になり測定誤差が大きくなるという不都合は認められなかった。3) 吸引圧100cmまでの測定結果は畑土壌の構造を特徴づけるのに不十分ではない。先づ第2表のPF 2.7における空気率と水柱

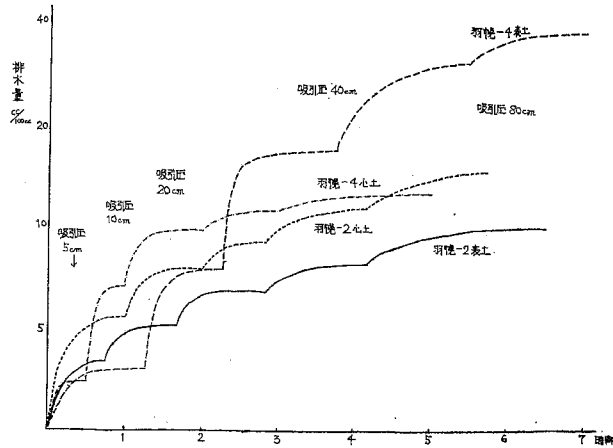


図3 吸引圧、時間、排水量の関係

40cm (PF 1.6) で排された孔隙を比べて、後者が前者の  $\frac{1}{2} \sim \frac{2}{3}$  を占めることが見られ、吸引圧100cmではこの割合は更に高くなり、また粒度分布が粗な場合はこの割合は高くなる。仮に濾板が改良され水柱500cmまで測定可能になつたとしてもその領域の孔隙は吸引圧100cm以下のそれと比べ数分の一にすぎないことがわかる。構造単位の大きさと孔隙の粒径分布の関係は第4図の篩別した砂の脱水曲線およびそれから求めた水分(孔隙)分布曲線から推察出来る。こゝでは0.28~0.20mmおよび、0.14~0.10mmのフラクションでは粒子間隙をみたした水はそれぞれ吸引圧30cmおよび80cmで大部分が排水されている。

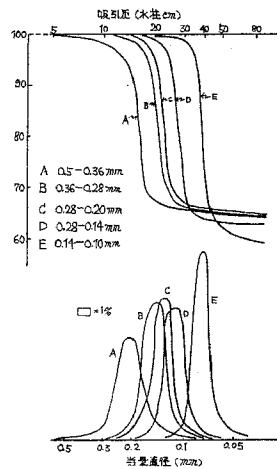


図4 篩別した砂の吸引圧-水分曲線  
吸引圧-水分分布曲線

ここに掲げた例では土壌粒子の90%以上が0.1mm以上の集合体を構成しており、それらの集合体の容積を控除した残余の容積からみて0.1mm以下のフラクションはきわめて粗に配列していることがうかがわれる。このことは顕微鏡観察からも確かめられ、集合体間の孔隙は吸引圧水柱100cmで大部分が排水されるものと考えられる。また集合体から構成された土壌では一旦集合体間の孔隙が排水されると更に吸引圧が高められても集合体内部の相当する孔隙の水は引出されずに残ることが考えられる。このことは高い吸引圧における測定結果を解釈する際留意しておかなければならない。

|        | 所 在               | 地質系統 | 備 考           |
|--------|-------------------|------|---------------|
| 羽幌 - 2 | 北海道苫前郡羽幌町<br>築別高台 | 洪積   | 重粘土<br>暗渠施工なし |
| " - 4  | 同 上               | "    | 重粘土<br>暗渠施工あり |
| 興 部    | 北海道紋別郡興部町<br>北興地区 | "    | 重粘土           |
| 紋 別    | 北海道紋別市共和          | "    | 重粘土           |
| 郡 山    | 福島県郡山市            |      |               |
| 銭 亀 沢  | 北海道亀田郡銭亀沢村        |      | 壙 土           |

表 1

|        |    | 層位             | 粘土含量 | 容積量  | 全孔隙量 | 気相率 | 吸引圧40cm<br>で排水された<br>孔隙量 | PP2.7<br>における<br>空気率 |
|--------|----|----------------|------|------|------|-----|--------------------------|----------------------|
|        |    |                |      | g/cc | %    | %   | %                        | %                    |
| 羽幌 - 2 | 表土 | A              | 45.5 | .67  | 72   | 10  | 11                       | 24                   |
| "      | 心土 | B              | 53.9 | .72  | 72   | 13  | 15                       | 13                   |
| 羽幌 - 4 | 表土 | A              | 45.9 | .81  | 68   | 27  | 22                       | 29                   |
| "      | 心土 | B              | 50.9 | .86  | 67   | 16  | 14                       | 24                   |
| 興 部    | 心土 | C <sub>1</sub> | 64.4 | 1.24 | 56   | 14  | 8                        |                      |
| 紋 別    | 心土 | C <sub>2</sub> | 36.1 | 1.35 | 51   | 8   | 7                        | 12                   |
| 郡 山    | 心土 | B              | 35.6 | 1.17 | 56   | 7   | 5                        |                      |
| 銭 亀 沢  | 表土 | A              | 23.6 | .52  | 74   |     | 25                       | 33                   |

表 2

2. 結果 供試土壤の容積重、全孔隙および粗孔隙を第2表に示す、粗孔隙の粒径分布は第5図のとおりであつた。こゝでは吸引圧から読みかえた当量直径を示した、吸引圧5cmで排水された空隙量は点線で囲つた矩形の面積で表した。第6図は横軸に吸引圧を対数等間隙に、縦軸に“土壌+水”の容積をとり羽幌土壤4種について供用した試料の中から無作意にとり出した各4個の脱水曲線を示した。薄片で観察された集合体および孔隙の配列状態は第7図のとおりである。

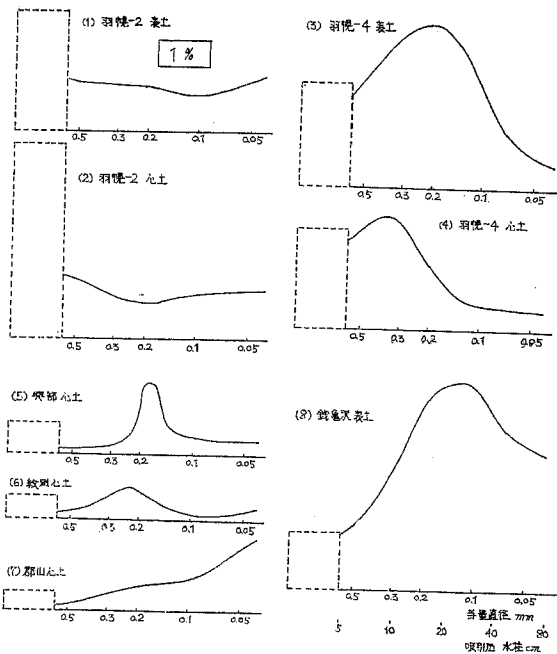


図5 粗孔隙の粒径分布曲線

3. 考察 羽幌：羽幌-2は排水施工なく粗放に管理された畑で、羽幌-4は暗渠が施工され土壤管理はより集約であつた。

両者の対比から土壤管理の影響をみることが出来る。A層の孔隙粒径分布をみると当量直径<sup>(註)</sup>0.6mm以上(吸引圧5cm以下)

の孔隙は-2が幾分多く、0.6~0.05mmの孔隙は-2の6%に対し-4は16%と多く、その分布は-4では0.3~0.1mmに相当する部分がとくに多い、0.05mm相当の孔隙は逆に-2の方が多くなつてゐる。このことから-4では土粒子の大部分が、集合体間の孔隙がその頸部で直径0.5~0.1mmであるような粒径範囲の集合体を構成し、それらがかなり整一に配列し、孔隙の頸部を閉塞する小破片、或は過大な孔隙を形成する大土塊が少ないことを示している。

(註) 以下孔隙の大きさは当量直径を示す

一方-2では集合体の配列は直径0.6mm以上の粗孔隙を支るほど粗な部分がありまた集合体の接触が密であるか或は孔隙の頸部が閉塞されるような状態にあることを示している。

顕微鏡観察の結果はこれらの推察を具体化する。即ち-2、-4ともに構成単位は3~0.3mmの集合体であるがその配列は粒径分布から推察したとおりである。

B層の分布曲線の形はA層のそれにそれぞれ似た形を示した。-2では0.6mm以上の孔隙が8%で-4のそれの約2倍あつたが、0.6~0.1mmの孔隙は6%で-4の8%より少く0.1mm以下では多くなつてゐる。このことから-4では集合体の大きさと配列は直径0.2mm以上の孔

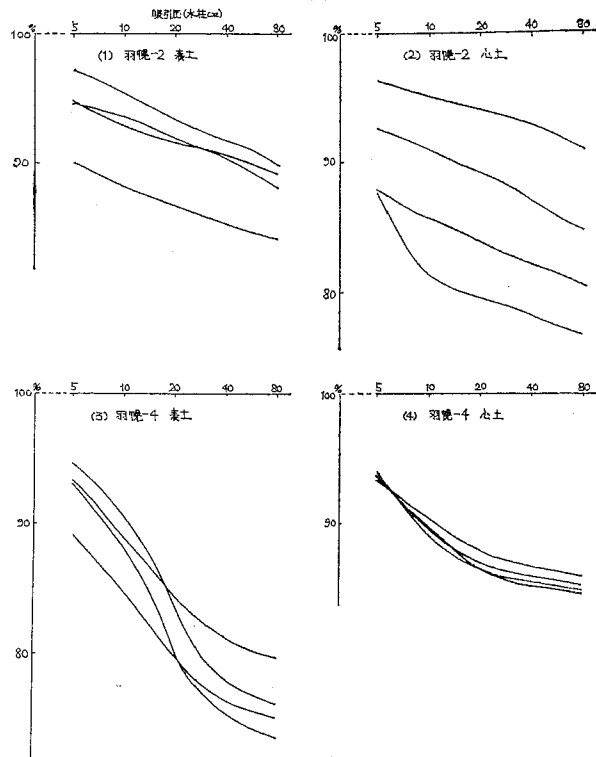


図 6 攪乱せずに採取した土栓試料の脱水曲線

隙を支えるものであり、-2では-4よりも配列が粗であると同時に $0.1\text{ mm}$ 相当以下の孔隙を形成する密な接触や頸部の閉塞があることが推察される。薄片の観察からとも大部分 $1\text{ mm}$ 以上の集合体から構成されるが、-2では粗大な間隙と小破片による頸部の閉塞が多い。以上の結果から-2は-4に比べ集合体(孔隙)の配列が著しく不整であることがうかがわれる。個々の試料の測定結果を示した第6図ではこれらのことが更に明らかで、-2はA,B層ともに個々の曲線の位置が上下に大きく変異した、この傾向は特にB層で著しい。

異部心土： 極めて堅密で粗孔隙に乏しい、分布曲線からその大部分が直径 $0.2\sim 0.15\text{ mm}$ の範囲にあることがみられる。薄片では約 $1\text{ mm}$ の集合体が $0.1\sim 0.2\text{ mm}$ の間隙を挟んで密に配列し集合体間に時々見られる大きい孔隙も狭い孔隙を通して相互に連通するのが見られる。

紋別心土： 大角柱状構造を示しきわめて堅密で粗孔隙に乏しい、分布曲線から $0.3\sim 0.2\text{ mm}$ の孔隙がやゝ多いことが見られる。薄片では構造単位内部には外と連通した粗孔隙は認めら



れない。構造単位間の亀裂は0.2~0.3 mm巾であつて吸引法から推定した大きさと一致する。

郡山心土： 堅密で粗孔隙に乏しい。分布曲線には前2者にみられたような明確な構造単位間の孔隙を示す特徴は見られない。0.1 mm以下で孔隙量が漸次増加し、細孔隙が少くないことを示している。薄片では亀裂は認められず、径0.2~2 mmの孔隙が泡状に孤立して多数みられる。倍率を高くするとこれらの空隙の壁には一部粘土の沈積がみられる。分布曲線が0.1 mm以下で上向きになるのはこれらの孔隙から相当する狭い水みちを通つて逐次排水されるためと考えられる。

銭亀沢表土： 軽鬆、膨軟で粗孔隙に富む分布曲線から0.5 mm以上の粗孔隙が少く、0.15 mm前後で最も多いことが示される。篩別した砂の孔隙分布から推して0.3 mm程度の集合体が構成単位でありかなり整一な配列することがうかがわれる。薄片では高次の構造を示す0.5~数 mmの大粒団の空隙に同様に高次の構造を示す0.1~0.3 mmの小集合体が粗に配列し、その空隙は大部分0.2~0.1 mmの孔隙で形成されている。

4. 要 約 構造性において特徴のある8種の土壤について吸引圧0~80 cmの間の孔隙の粒径分布曲線と土壤薄片の観察から粗孔隙の状態を記載し構造を特徴づけようと試みた。前者から粗孔隙の量の関係が明確になり、後者から形、大きさ、連通状態等前者から推定されたことから確かめられ、相補つて粗孔隙並に集合体の配列状態が把握された。

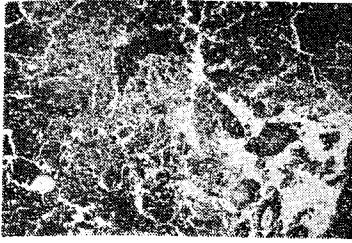
Ⅲ む す び 孔隙性は土壤構造の重要な側面でありその測定は構造を表現する要素となる。

土壤に関する研究調査が多方面にわたるように土壤の構造を取扱う場合も広範囲にわたる異つた立場がある。こゝでは作物栽培の立場から畑土壤の孔隙の測定について述べた。多くの測定方法が提案されまた提案されつゝあるがそれらはそれぞれの観点、目的から考案されたものであつてその応用にあつては適切に撰択しまたは適合するよう修正することも必要となる。ある種の方法は測定操作そのものが土壤に影響を与えその結果をみている場合があつて、測定結果の意味を正確に理解しなければならない。個々の測定法の結果は孔隙の量、形、大きさ分布、配列、連通性等孔隙を表現するすべての要素を包括するものではない。それ故孔隙性の表現は総合的な把握に基くことを必要とし、空気、水その他の液体の透過性のような孔隙の機能を表現する要素が加ふことは更にそれを確実にする。

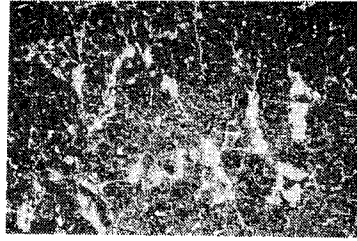
## 文 献

- 1) BAVER, L. D. 1958 Soil Physics. (John Wiley & Sons, Inc., New York)

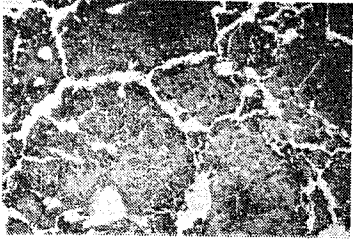
- 2) JOHNSON, W. M., McCLELLAND, J. E.; McCALEB, S. B. ET, AL, 1960  
Classification and description of soil pores.  
Soil Sci. 89
- 3) KUBIENA, W., BECKMANN, W. und GEYGER, E. 1961  
Zur Methodik der photogrammetrischen Strukturanalyse  
des Bodens. Z. f. Pflanzenern., Diing., Bodenkunde 92.
- 4) FOX, W. E. and PAGE-HANIFY, D. S. 1954  
A Method of determining bulk density of soil. Soil Sci.
- 5) PHILLIPS, R. E., JENSEN, C. R., and KIRKAM, D. 1960  
Use of radiation equipment for plow-layer density and  
moisture. Soil Sci., 89
- 6) 美園繁 1958 実容積法による土壌物理性の測定 土肥誌 29
- 7) RUSSELL, M. B. 1942 Pore size distribution as a measure  
of soil structure. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 6
- 8) 内山修男 西塚良一 1954 RUSSELLの低吸圧空隙測定装置の改良について  
土肥誌 24
- 9) BRADFIELD, R. and JAMISON, V. C. 1938  
Soil structure—Attempt at its quantitative  
characterization. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3
- 10) 北岸確三 沖田正 1956 土壌構造に関する研究. 第1報 東北農試研究報告 8
- 11) 川口桂三郎 虎谷博一 1960 粒団の量と孔隙性にもとづく土壌構造の一表示。土肥誌 3
- 12) 川口桂三郎 虎谷博一 1958 ケロシンを用いる粒団の仮比重の測定。土肥誌 29
- 13) Fox, W. E. 1959 An instrument for the determination of  
soil volume, Soil Sci. 88
- 14) PURI, AN, TAYLOR, E. M. and ASGHAR, A. G. 1934  
A new apparatus for measuring soil Shrinkage. Soil Sci.
- 15) PERRY, E. P. 1942 A simple rapid method of determining  
the apparent density of soil aggregate.  
Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 7
- 16) 石川武男 徳永光一 月館光三 1961  
土壌水分吸引測定装置の改良について。 土壌の物理性 4



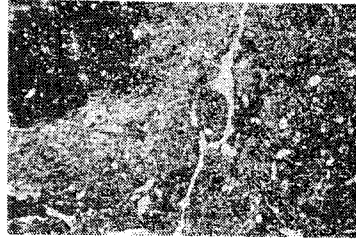
①



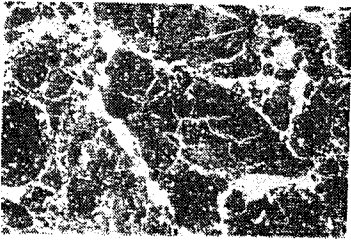
⑤



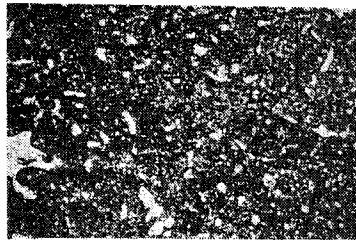
②



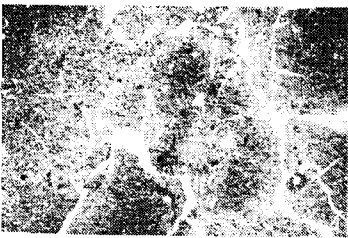
⑥



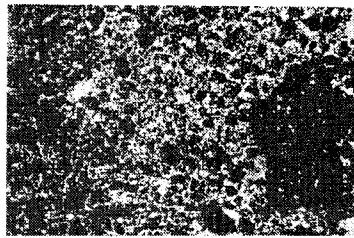
③



⑦



④

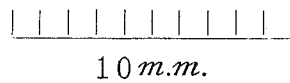


⑧

① 羽幌-2, A層 ② 羽幌-2, B層 ③ 羽幌-4, A層 ④ 羽幌-4, B層

⑤ 興部 C層 ⑥ 紋別 C層 ⑦ 郡山 B層 ⑧ 銭亀沢 A層

図7 薄片でみた土壤の構造



10 m.m.

# 土壤構造の顕微鏡観察法

東大農 田 淵 公 子

土壤構造を顕微鏡で観察する場合、反射光で観察する場合と透過光で観察する場合がある。反射光の場合には自然状態の土壤の立体像、色などが観察され、これには双眼実体顕微鏡が適している。透過光の場合には、偏光顕微鏡を用い、岩石などの薄片を観察するのと同様に、土壤の薄片を作つてみれば土壤の間ゲキや粒子の形態、大きさ、色が観察されるし、また鉱物の鑑定なども行うことができる。

しかしこの場合には一断面に現れた間ゲキの二次元の性質であり、三次元における立体構造特に間ゲキの連続性についてはさらに検討を要する。

こゝでは後者、即ち透過光の場合の土壤薄片の観察方法についてくわしくのべることにする

## I 薄片作製方法

薄片を作製する場合、試料を風乾して固化する方法と、アルコールで脱水して固化する方法とがある。

土壤は水分状態によつて膨張・収縮がおこる。竹中氏<sup>1)</sup>の実験によると風乾による線収縮率は関東ロームで10~15%、磐田原洪積台地土壤では2%であり、火山灰土の場合には収縮が特に著しいという結果が出ている。そこで風乾による収縮を防ぐためアルコールによる脱水を試みたところ、収縮は殆どおこらないことがわかつた。しかしアルコールによつて崩壊してしまふ土壤もあるからそのような土壤には適用できない。

### 1. 試料を風乾する場合

1) 試料の調製 自然構造を乱さないように採土して、観察の対象となる面が約1.5 × 1.5 cmになるようにナイフ・米のこなどで調整し、なるべく無風状態の室内で風乾する。(写真1)

### 2) カナダバルサム液の調製

バルサム・キシロールの体積比が1:4, 1:3, 1:2, 1:1, 2:1などの濃度の低いものから高いものまで数種類の混合液をつくる。

### 3) 試料の固化

調製した風乾試料は、ろ紙をしいた皿の上のせて濃度の低いバルサム液から高いものへと順次浸入させる。(写真3)

供試料の構造や粒度によつて相違があるが、例えば次のように行う。即ち、先ず1:4のバルサム液を余分の液がわずかにろ紙にしみ出すまで試料の一面より滴下し、これを60~80°C

の乾燥器内に入れ1~3日程度放置した後、今度は1:3のバルサム液を注入する。これを何回かくり返し、浸入しうる最も濃いバルサム液を注入し終つたなら、更に3~4日乾燥器内に入れておく(写真4)

#### 4) 試料の研磨

以上のようにして固化操作を終つた試料は、面の平らな鉄板上で粗いカーボランダムを用い水を添加しながら研磨して大体の目的面を表わし、次に200メツシユ位のカーボランダムでやや平滑に研磨し、最後に1000メツシユ以上の微細なアランダムを用いてガラス板上で面を完全に平滑にする。(写真5, 6, 7)

#### 5) 試料のはりつけ

このようにして一面が平滑になつた試料を30°C位のホットプレート上かそのまま室内で1日位水分を乾燥し、スライドグラスにはりつける。はりつけ方はスライドグラス上にレーキサイドの碎片をのせて加熱し、熔融したら試料の目的面をあてて気泡が残らないよう軽くおさえる。

#### 6) 仕上げ研磨

はりつけ終つた試料は、鉄板上で粗いカーボランダムを用い厚さ約1~2mmまで研磨し、次に200メツシユ位のカーボランダムで厚さ約0.1~0.3mmまで研磨し、さらにガラス板上で厚さ0.02~0.04mmになるまで仕上げ研磨して出来上る。(写真5, 6, 7)

#### 7) 薄片の固定

仕上げ研磨を終つた資料をよく水洗してから、ホットプレート上かそのまま室内で乾燥し、バルサム・キンロールの体積比が3:1の液を1~2滴おとしてカバーグラスをかける。(写真8)

### 2. 試料をアルコールで脱水する場合

1) 試料の調製 自然構造を乱さないように採土し、観察の対象となる面が約1.5×1.5cmになるようにナイフ、糸のこなどで調製する。

2) アルコール溶液の調製 30%, 50%, 70%, 99.5%等適当な濃度のアルコール溶液を用意する。

3) 試料の脱水 1)で調製された試料を、まず最も稀薄なアルコール溶液に浸し数日間放置する。後とり出し次に濃いアルコール溶液に浸して数日間おく。このように順次濃いものに浸して最後に純アルコール中に浸して放置し土壌中の水分を完全に純アルコールにおきかえる。(写真2)

4) カナダバルサム液の調製風乾試料の場合に同じ。

5) 試料の固化 上のようにしてアルコールによつて脱水された試料を純キンロール液中に浸し、数日間放置後とり出し、上記の調製したバルサム液の中、最も濃度の低いものに浸

し、次に高いものへと順次おきかえてゆく。最も濃度の高いものにおきかわつたら、バルサム液よりとり出して60~80°Cの乾燥器内に入れて揮発成分を完全に追出すと、バルサムによつて固化された資料がえられる。

- 6) 試料の研磨
- 7) 試料のはりつけ
- 8) 仕上げ研磨
- 9) 薄片の固定

6)~9)は何れも風乾試料の場合と同じ

ここでは固化剤としてカナダバルサムを用いているが、カナダバルサムはかたさの点でやゝ難がある。試料が一様な粒度であればよいが中に一つでも大きい一次粒子があるとカナダバルサムがもろいために研磨している間にぼろつと脱落してしまう。この点合成樹脂は非常にかたいからこれで固化したものは研磨は割合うまく出来るようである。合成樹脂はその種類によつて粘性の高いものや低いものがあり、低いものほど浸透しやすいから好都合である。また、試料を風乾してからでなければ浸入しえないもの、アルコールでおきかえてからカナダバルサムの場合と同じ方法でやりうるものなどである。

粘土分の多いち密な土壌は固化剤の粘性がかなり低くても浸入しにくく、減圧して浸入させる方法をとつてもなかなか困難がある。

又、普通の土壌では減圧する方法を用いれば固化剤の浸入に要する時間が短かくてすむが、骨格の弱いものは自然構造のこわれる恐れがあるためあまり用いたくない。

## II 薄片による顕微鏡観察

1) 以上のようにして出来た薄片を偏光顕微鏡にかけ、土壌の構造型、間ゲキの形態、粒子の形態、結晶質鉱物等を観察する。

2) 顕微鏡写真による測定 薄片を20倍の顕微鏡白黒写真にとる。(写真9) しかしこの写真では結晶質鉱物と間ゲキの区別がつかないので薄片を直交ニコル間で検鏡し、その結果を写真に彩色することによつて結晶質鉱物と間ゲキの区別をおこなう。(写真11)この写真をつかつて間ゲキ(又は粒子)は大きさの基準をきめていくつかのクラスに分類し、各クラスに属するものの数量および面積を測定する。(写真12) 測定に当つては間ゲキ(又は粒子)の直径が0.5mm以上の大きいものはプランメータで測定できるが、それ以下の不規則な形をした間ゲキ(又は粒子)は、その形に相当した円形又は多角形の理想間ゲキ(又は粒子)を考え、その直径をもつて間ゲキ(又は粒子)の直径とする。つまり相当直径で計算を行う。

注 乾燥の過程における試料の収縮を防ぐことができなかつた場合には、測定した間ゲキの大きさを収縮率を使つて補正することがおこなわれるが、いろいろの大きさや形のすべての間ゲキが一律の収縮率をもつかどうかは未だ確かめられていないので慎重を要する。

### III 他 の 測 定 結 果 と の 比 較 検 討 <sup>3)</sup>

薄片観察からえられたデータは、先にも述べたように土の中の間ゲキをある一面で切断したときのものであり、それだけでは立体的な間ゲキ構造を把握することは不可能である。

したがって、これを立体的な間ゲキの連続性を表示していると考えられる透水性、通気性、吸引性等の測定結果と対比し、総合的に判断することが必要である。そうすることによつて1つの方法だけではえられなかつた新しい間ゲキの性質をつかむことができる。

1) 土塊観察との関連 薄片の観察だけからも、団粒内間ゲキ、団粒間間ゲキ、カベの中の管状間ゲキ、粒子間間ゲキ……といった区別は一応つくが、マクロな土塊の観察～構造判定と比較することによつてより正確になる。

2) 色素浸入法との関連 薄くといつたビニール塗料を土の中に流しこんで、乾燥後、土塊を分解すると、土の中の大きな水みちが観察される。これによつて薄片上で観察された大間ゲキ(水みち)の連続性や交叉性がわかる。

3) 透水法との関連 これも同じように間ゲキの連続性の評価をたすける。たとえば薄片上にはかなりの大間ゲキが存在しながら、その透水係数が小さい場合には、その間ゲキの連続性が不良であると判断することが出来る。

4) 吸引法との関連 水で飽和した土を吸引し、最初に水が出始めた時の負圧を限界負圧その時の排除された水量を限界間ゲキ量というが、これを測定することによつて間ゲキの径変化を次のように推察できる。

土の中に、吸引方向へ向いた無数の管状の水みちがあるとすれば、限界負圧の時にはじめて排水されるわけである。限界負圧に達するまで排水されないのは、この水みちの中のネック(水みちが狭くなつたところ)の示す毛管力が排水に対して抵抗を示しているからである。したがつて限界負圧はこの最初に排水される水みちのネックの大きさを表わしていると考えられる。そうすると、その他のただ排水されていない水みちのネックは、この太さより細いことになる。すなわち、限界負圧より計算された限界径が $0.4\text{mm}$ ということは、その土の中の水みちのネックは全て $0.4\text{mm}$ 以下ということである。もしも、この時に薄片上で $0.4\text{mm}$ 以上の間ゲキが多量に観察されれば、それらはそのまゝの太さでつながつていゝのではなくて、どこかの点で $0.4\text{mm}$ 以下のネックによつて細くなつていゝことを表わしている。こゝした比較をすることにより、大間ゲキの径変化を推定することができる。

また、限界負圧以上の負圧の吸引値とも同じように比較することにより、薄片上で観察された間ゲキの保水性、水分移動性もより正確に推定できよう。<sup>4)</sup>たとえば、薄片データでは $0.1\text{mm}$ 以上の間ゲキが多量にありながら、pF 2.5(孔径 $0.01\text{mm}$ 相当)でも排水されないで残留

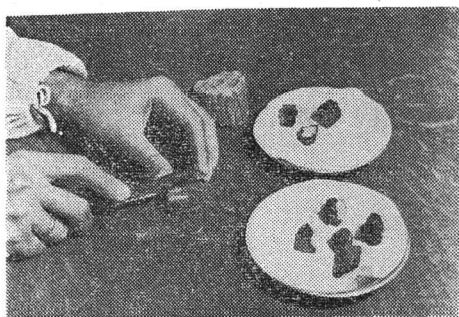
する水分が多く、その保水性が大きいとすれば、それは間ゲキの径変化や孤立性が激しいことを表わしていると考えられる。

### 参 考 文 献

- 1) 竹中肇 : 土塊の収縮・膨張に関する実験, 研究の資料と記録, NO. 12 23~27, 1961
- 2) 田淵公子 : 土壤薄片の顕微鏡観察による土壤間ゲキの研究, 農土研別冊, NO. 7, 21 ~ 31, 1963
- 3) 田淵俊雄・田淵公子・長田昇 : 関東ロームの大間ゲキと透過性との関係, 農土研別冊, NO. 7, 53~60, 1963
- 4) 竹中肇・田淵俊雄・田淵公子・多田敦 : 関東ロームの自由水分, 農土研別冊, NO. 7, 61~67, 1963
- 5) 山崎不二夫・八幡敏雄・田淵俊雄・多田敦・田淵公子 : 水田土壤の物理的性質とその浸透量の関係について, 土壤の物理性, NO. 5, 43~48, 1962



## 土壤薄片の作製および観察



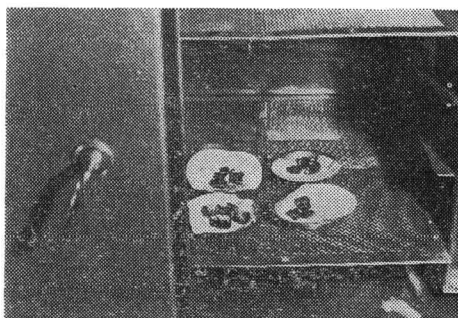
1 試料の調製



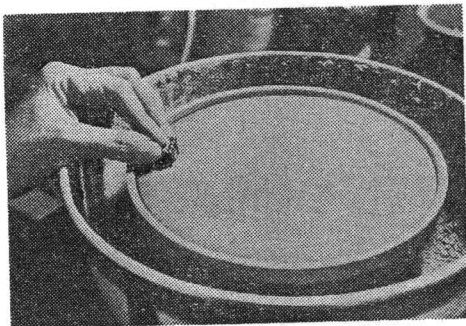
3 バルサム・キシロール液の注入



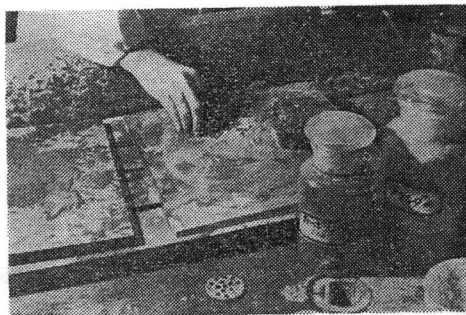
2 アルコールによる脱水



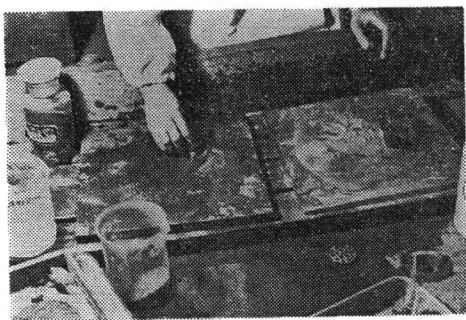
4 低温乾燥器内での揮発分の追出し



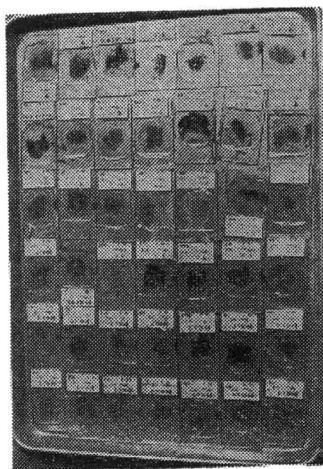
5 グラインダーによる粗研磨  
(サンドペーパーおよびカーボランダム使用)



7 ガラス板上での仕上げ研磨  
(アラシ使用)



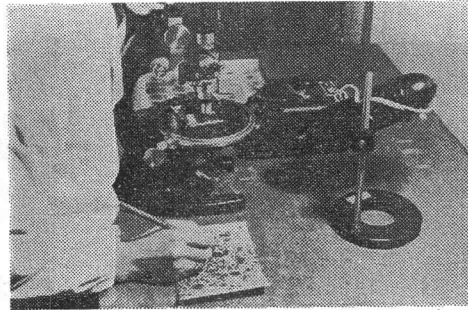
6 鉄板上での粗研磨



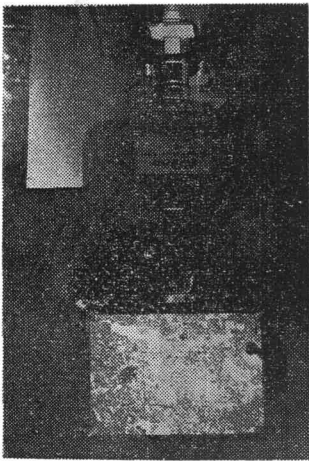
8 完成した薄片



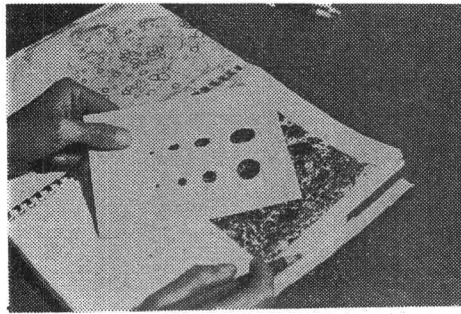
9 投影機による乾板撮影



11 偏光顕微鏡による結晶質  
鉱物の観察と彩色

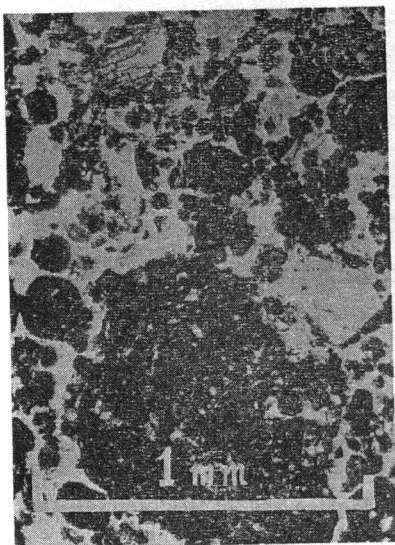


10 投影機に映った像

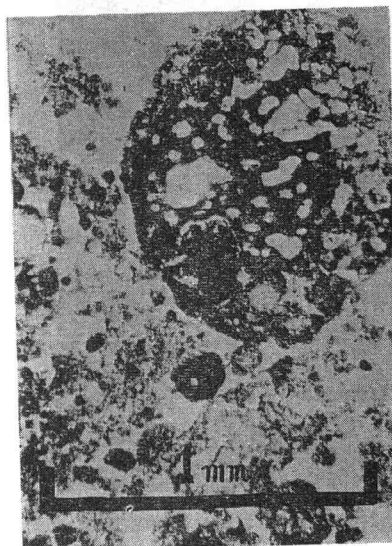


12 間ゲキ（又は粒子）の分級とその数量の  
測定

*Micrographs of soil natural structures in thin section*



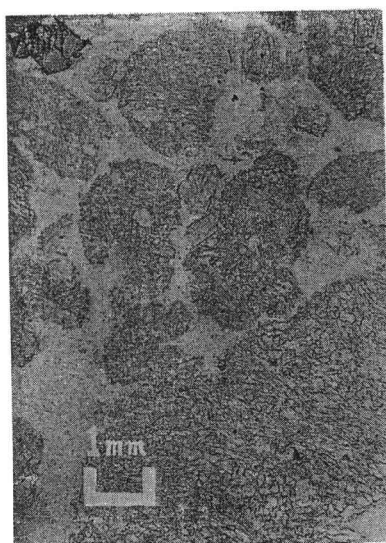
13 Surface soil of the Kanto loam - aggregate type (Setagaya, Tokyo)



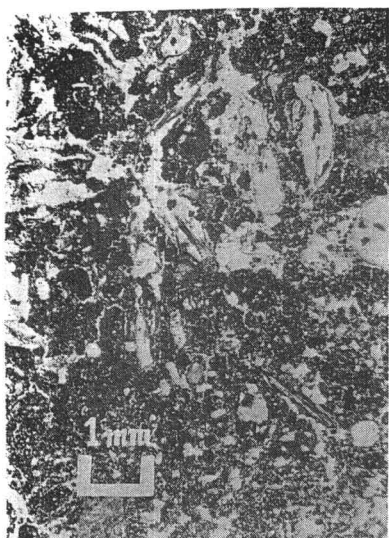
15 Surface soil of the Kanto loam - A part of the scoria (Setagaya, Tokyo)



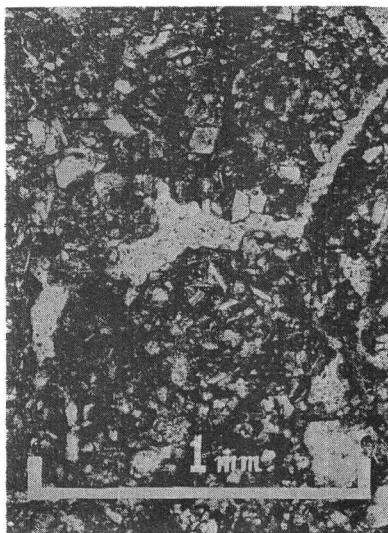
14 Subsoil of the Kanto loam - Large pores in a ground mass (Setagaya, Tokyo)



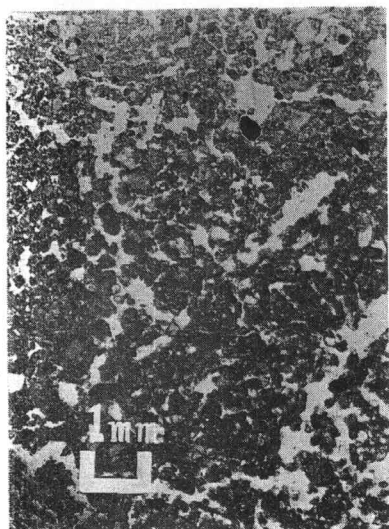
16 Pumice of the Kanto loam - Kanuma soil (Utsunomiya, Tochigi)



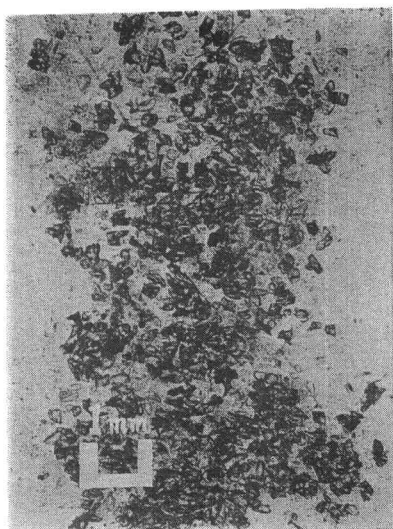
17 Surface soil of the paddy field -  
the remains of roots (Rokugo, Akita)



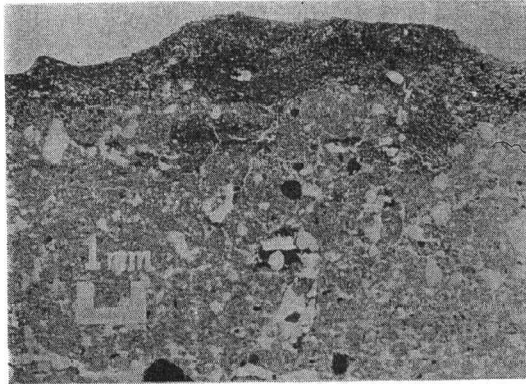
19 Surface soil of the Iwatagahara  
red-yellow soil - Many minerals in a  
ground mass (Iwatagahara, Shizuoka)



18 Subsoil of the paddy field -  
Containing sand (Rokugo, Akita)



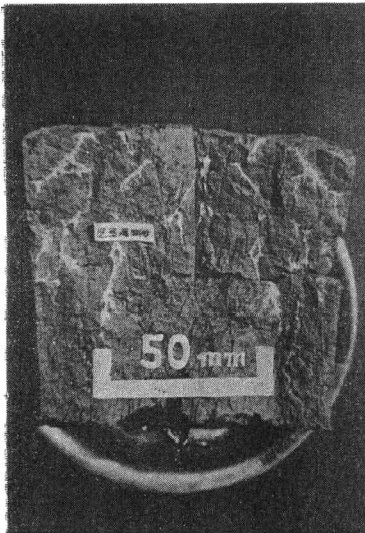
20 Porous stone



21 Vertical soil section of canal - Sedimentation of silt in surface (Mikatagahara, Shizuoka)

---

Observation of water channels after the filtration of paint



22 Polder soil of paddy fields in the Bay of Kojima (Okayama)



23 Subsoil of the Kanto loam (Setagaya, Tokyo)

# 土壌水の吸引力 ( $p^F$ ) の測定法

農技研 寺 沢 四 郎

## I はじめに

土壌は化学組成を異にし種々の形と大きさからなる固体粒子と、各種の塩類を溶存する水(土壌溶液)および土壌空気の3相系から構成されている。

土壌水の自由エネルギーの高低は、水の可動性を示す指標となるものであり、土壌中の移動速度あるいは作物根の吸水の難易などと密接な関係がある。自由エネルギーは水の基本的性質であるが、エネルギー概念だけで水の運動形態を解析することは一面的であり、他の諸条件(気象・立地条件・土壌断面の性格)を包含して実際の現象を解析する必要がある。

ところで、土壌水の自由エネルギーの高低は、土壌の保水力の強さを表わす指標となるものであるが、その保水力は負圧(Negative Pressure)・減圧力(Pressure deficiency)・水分張力(Water tension)・ $p^F$ ・吸引力(Suction)などの諸量によつて表示されている。負圧・減圧力などは、不飽和土壌中に水が吸収される動因となるものである。しかし土壌の吸水は、固液二相系の湿潤粘土のように液気界面がなくても起りうる。これは固体表面の吸着力場と置換性カチオンの和水分作用によつて引き起される。粘土質の土壌では、この種の水分が界面に吸着され膨潤現象を起す。このような固体表面の水は、負圧ではなく、正圧(Positive pressure)を示し膨潤圧の要因となるのである。

それゆえ従来用いられてきた、負圧・減圧力・水分張力などの用語は全般的な水分保持機構を表現する術語としては、あまり適当でないように思われる。この理由のために、最近では、“Suction”なる術語が一般に通用される傾向にある。粘土含量の低い土壌の水分保持力は、大部分毛管力によるSuctionとみなされる。一方、重粘土の乾湿による容積変化は、毛管力と界面吸着力の2つのSuctionの働きによるものである。

$p^F$ はSuctionの水柱高 $h_{cm}$ の対数値であり、Suctionの強さあるいは自由エネルギー(ポテンシヤン)のレベルを簡単に表示できるUnitである。

## 2. 土壌水の状態量と術語

土壌水の物理性に関連する術語は2つの系統に類別できる。

(a) 土壌中の水分状態に関連する術語

(b) 土壌中の水の運動に関連する術語

両者は相互に密接な関係にあるが、本文ではとくに(a)の術語の中で水の自由エネルギー状態

に関する諸量について概説する。

(1) 全ポテンシャル (Total Potential:  $\Psi$ )

土壌水のポテンシャルを評価する場合は、自由水(溶質を含まず化学的に  $H_2O$  だけの組成を有する純水: Pure water) のポテンシャルが基準となる。これに対し土壌水の性質は、それぞれの水分状態において種々の溶質を含有し、重力力場・外気圧・土壌粒子の吸着力場などの外力と平衡状態にある。

土壌水の全ポテンシャルは、等温条件下における自由水(純水)と土壌水(溶液)の間のポテンシャル差で示され、これは、偏微分的ギブス自由エネルギーあるいは化学ポテンシャルに対応するものである。すなわち“大気圧条件下のある基準の位置にある純水の水槽から、任意の位置にある土壌水まで微小水量を等温可逆的に移動させるに要する仕事”である。

全ポテンシャルは個々のポテンシャル成分の合成成分であり、実際の評価は個々の構成ポテンシャルをそれぞれ測定して求められる。各構成ポテンシャルはつぎの通りである。

(1.1) 浸透ポテンシャル (Osmotic potential:  $\phi$ )

これは“定位置の純水の水槽から、土壌水と同一化学組成を有する任意の点の溶液まで、微小水量を等温可逆的に移動させるに要する仕事”である。

(1.2) 重力ポテンシャル (Gravitational potential:  $Z$ )

土壌水と同一化学組成を有する水槽から任意の点の高さにある同じ組成の水槽まで微小水量を等温可逆的に移動させるに要する仕事”である。すなわち位置のポテンシャルに相当する。

(1.3) 毛管ポテンシャル (Matric or Capillary potential:  $M$ )

“任意の点の土壌水と同一組成を有する溶液の水槽から、その任意の点の土壌水まで微小水量を等温可逆的に移動させるに要する仕事”である。

(1.4) 外気圧によるポテンシャル

これは土壌水のまわりの外気圧の変化に伴って水の圧力分布が変化し、通常の大気圧下の水のポテンシャルとは異なった状態をとる。例えば減圧あるいは加圧条件下の水分子の運動状態が、大気圧条件下とことなる。これは水のポテンシャル状態の差異によるものである。

以上述べたごとく全ポテンシャルは4つのポテンシャルから構成されているが、位置と外気圧のポテンシャルが等しいか、あるいはこれを無視できる条件下では、毛管ポテンシャルと浸透ポテンシャルが主要な成分となる。通常の土壌水の状態では、この両者が主に取扱われ、とくに毛管ポテンシャルが数多く測定されている。ポテンシャル概念は、ややもすれば量的な具体性に乏しく水の状態を理解し難いうらみがある。これを力の単位に換算した吸引力値で表示すればよりの確に水分状態を理解することができる。



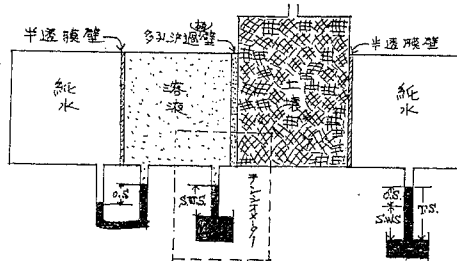


図 1 土壤水の浸透吸引力 (O.S.)、土壤水分吸引力 (S.W.S.)  
および全吸引力 (T.S.) の相互関係

(2) 土壤水分吸引力 (Matric or soil water suction: S. W. S.)

この量は負圧・減圧力・水分張力などの用語でいわれてきたものである。土壤水と組成の等しい溶液が多孔質壁を通じて土壤水と接続させたときに、土壤水上の外気圧に比べて負圧を生ずる。図-1 この負圧は、含水量が減少するにつれて増大し吸引力値は高まる。この量は前述の毛管ポテンシャル (M) 値を圧力単位で表示したものに等しく、土壤構造と密接な関係にある。

(3) 浸透吸引力 (Osmotic suction: O. S.)

図1に示すごとく、純水の水槽と溶液 (土壤水と同一組成) の水槽を半透膜壁で接続させると、2相間の平衡状態を維持するために負圧を生ずる。これは通称溶液の浸透圧に相当する。この量は、前述の浸透ポテンシャルを圧力単位で表わしたもので、溶質の存在により土壤水のポテンシャル (自由エネルギー) が低下することを示すものである。

(4) 全吸引力 (Total potential: T. S.)

純水の水槽と土壤水を半透膜壁で接続させたときに2相間に生ずる負圧である (図-1)。全吸引力は前項の土壤水分吸引力と浸透吸引力の合計値に等しく、従来は土壤水分応力 (Soil moisture stress) と名づけられていた。全吸引力は、重力ポテンシャルと外気圧ポテンシャルを無視した場合には、全ポテンシャル  $\Psi$  を圧力単位で表示した値に相当する。土壤水と平衡状態にある水蒸気分圧の測定 (蒸気圧法) によつて全吸引力を求めると

とができる。

術語・記号・単位・デイメンションなどは、1963年の国際土壌学会土壌物理用語委員会において検討され、最終的には表1のように統一決定がなされた。ポテンシャルと吸引力の単

表1 土壌中の水分状態を表わす諸量

| 術 語  | 記 号        | デイメンション         | 単 位   |
|--|------------|-----------------|---|
| 全ポテンシャル<br>Total potential                 | $\Psi$     | $L^2T^{-2}$     | $\text{erg}\cdot\text{gm}^{-1},$<br>$\text{joule}\cdot\text{kg}^{-1}$                 |
| 浸透ポテンシャル<br>Osmotic potential              | O          | "               | "   |
| 重力ポテンシャル<br>Gravitational P.               | Z          | "               | "   |
| 毛管ポテンシャル<br>Capillary or matric P.         | M          | "               | "   |
| 土壌水分吸引力<br>Soil water or matric<br>Suction | (S. W. S.) | $ML^{-1}T^{-2}$ | $\text{dyne}\cdot\text{cm}^{-2}, \text{bar},$<br>$\text{cmH}_2\text{O}, \text{cmHg}.$ |
| 浸透吸引力<br>Osmotic suction                   | (O. S.)    | "               | "   |
| 全吸引力<br>Total suction                      | (T. S.)    | "               | "   |

註：吸引力の記号は、国際用語委員会はきめていないが術語の頭文字を記入した。

位はそれぞれ仕事と力のデイメンションに合致するように採択され、従来用いられて来た PF 表示は掲示されていない。PF 値による表示法は2・3の利点を持つているのであるが、とかくポテンシャルあるいは吸引力の各成分を混成したまま同一図表上に表示する場合が少くない。これはPFの意義を正しく理解して用いるときは問題はないが、とかく土壌水の全ポテンシャルのindexと考えがちである。PF値を用いる場合には、毛管ポテンシャルあるいは全ポテンシャルなどの術語を明記して混乱を避けるように注意する必要がある。

### 3. 土壌水の Suction と水分特性の関係

土壌中の空気が大気圧下にあるとき、不飽和土壌の間隙に形成される液気界面の水の圧力P、は次式で与えられる。水と固体の接触角を0と仮定する。

$$P = -2\sigma/r = -\rho gh \quad \text{dyne/cm}^2 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$\sigma$  : 表面張力 ,  $r$  : 液気界面の曲率半径 ,  $\rho$  : 水の密度

$g$  : 重力の加速度 ,  $h$  : 水柱高 cm

Pは負の値をとるが、不飽和土壌を取扱う場合には負の値を用いることを避け、 $\rho gh \text{ dyne/cm}^2$

の負圧・減圧力・水分張力・吸引力を有する水と表現するのである。この  $\text{dyne/cm}^2$  の単位は広い吸引力範囲では、 $\rho gh$  の  $h\text{cm}$  の水柱高あるいは圧力単位の Atmosphere ( $h/1035$ ) 単位に比べて使用しにくい欠点がある。最近では吸引力の unit として bar ( $10^6 \text{dyne/cm}^2$ ) 単位が通用される傾向がみられる。bar 単位はほぼ 1 気圧 ( $1 \text{bar} = 0.99 \text{気圧}$ ) 相当し、millibar 単位 ( $= 10^3 \text{dyne/cm}^2$ ) は水柱  $1\text{cm}$  ( $1 \text{mb} = h/1,022$ ) に非常に近い値をとるので、水頭換算が容易である。これらの単位は首尾一貫した方法で広い範囲の Suction を表示できる利点がある。

表 2 保水性を表わす諸単位間の関係

| 土壌水分状態<br>(水分恒数)                        | 吸 引 力<br>Suction                     |   | 毛管ポテン<br>シヤル<br>M       | $p^F$    | 土壌孔<br>隙の当<br>量直径                 | Suction<br>の測定法                                  |
|---|--------------------------------------|---|-------------------------|----------|-----------------------------------|--|
|   | 水柱高 $h\text{cm}$<br>or<br>millibars  | bars<br>or<br>atmospheres                       | ergs/g<br>or<br>ergs/cc | $\log h$ | $10^{-4}\text{cm}$<br>or<br>$\mu$ |  |
| 1 cm の Suction<br>(ほぼ飽和水分)              | 1                                    | 0.001   | $-9.8 \times 10^2$      | 0        | 1,500                             | 土柱法<br>吸引板法                                      |
| 100 cm の Suction<br>(圃場含水量)             | 100                                  | 0.1   | $-9.8 \times 10^4$      | 2.0      | 1.5                               | 吸引板法<br>加圧板法                                     |
| 1 気圧の Suction<br>(水分当量 1000g)           | 1,000                                | 1   | $-9.8 \times 10^5$      | 3.0      | 1.5                               | 遠心法  |
| 15 気圧の Suction<br>(永久シオレ点)              | 15,000                               | 15  | $-1.5 \times 10^7$      | 4.2      | 0.1                               | 加圧膜法   |
| 相対蒸気圧 0.98<br>(吸湿係数)                    | 30,000                               | 30  | $-3.0 \times 10^7$      | 4.5      | 0.05                              | 蒸気圧法:<br>3.3% $\text{H}_2\text{SO}_4$<br>(アメリカ)  |
| 相対蒸気圧 0.94<br>(吸湿係数)                    | 100,000                              | 100   | $-1.0 \times 10^8$      | 5.0      | 0.015                             | 蒸気圧法:<br>10% $\text{H}_2\text{SO}_4$<br>(ソ聯, 西欧) |
| Suction の<br>換算式 ( $20^\circ\text{C}$ ) | $h\text{cm}$ or<br>$h/1022\text{mb}$ | $h/1022\text{bars}$<br>or<br>$h/1035\text{atm}$ | $-980h$                 | $\log h$ | $0.15/h$<br>ジェレン<br>の式            |  |

表 2 は水分状態を示す術語の単位のとおり方、換算式などをまとめて表に示したものである。

浸透・毛管・全ポテンシヤル(各吸引力も同様)はいずれも同一の単位で表示できる。通常吸引力値は水柱高  $h\text{cm}$  で測定される場合が多く、その他の測定法でも Suction の  $h\text{cm}$  を算出する誘導式が容易に求まる。吸引力  $h\text{cm}$  をポテンシヤルに換算するには  $-980h \text{erg/gm}$   $p^F$  値は  $\log h$  で求まる。

従来の  $p^F$  値は、毛管ポテンシヤル(あるいは土壌水分吸引力)の指標として用いられ、浸透ポテンシヤルには用いられなかつた。 $p^F$  - 水分曲線の  $p^F$  0 ~ 4.5 の範囲では毛管ポテン

シヤルが主要な成分とみなされ、蒸気圧法で測定される  $p^F$  4.5 ~ 7.0 の範囲では全ポテンシヤル成分を示すことになる。圃場における水分変化の範囲内では、土壌水の運動は土壌水分吸引力が主要な動因と考えられ、浸透吸引力は無視されてきた傾向がある。しかし土壌物理学の発展と他の関連諸科学とくに植物学との結びつきが強まるにつれて、水のエネルギー概念は浸透吸引力を無視できない段階に到達しつつある。すなわち、従来ともすれば  $p^F$  は毛管ポテンシヤルの代名詞のように使われてきたのであるが、これをさらに発展させて浸透ポテンシヤルを含む全ポテンシヤル（全吸引力）の指標として認識されなければならない状態にあるといえよう。

浸透吸引力は土壌水分吸引力のように含水量と一価の対応関係（Hysteresis effect を除き）にはなく、溶存塩類の土壌吸着あるいは溶脱集積などによつて容易に変動し易い。しかし、土壌-水-溶質系の研究が進むにつれて、浸透吸引力と土壌水の状態量との対応関係がさらに明確に位置づけられるであろう。

表 3 Suction と含水量の測定法 ※(S. W. S.)土壌水分吸引力, ※(T. S.) 全吸引力

| 水分率 %                  | 100 →     |                    |                 |                          |                 |                   |                 |                    | → 0     |
|------------------------|-----------|--------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|-------------------|-----------------|--------------------|---------|
| Suction<br>h cm or mb. | 1         | 10                 | 10 <sup>2</sup> | 10 <sup>3</sup>          | 10 <sup>4</sup> | 10 <sup>5</sup>   | 10 <sup>6</sup> | 10 <sup>7</sup>    |         |
| p <sup>F</sup>         | 0         | 1                  | 2               | 3                        | 4               | 5                 | 6               | 7                  |         |
| 水分の分類                  | (4)       | 重力水                | 毛管重力水           | 毛管水                      | 膨潤水             | 吸湿水               |                 |                    | 化合水     |
|                        | (1)       | 自由水                |                 |                          | 弱結合水            |                   | 強結合水            |                    | 化合水     |
| 水分恒数                   | 最大容量水・量 C | 圃場容客水量             | 水分当量            | 初期シオレ点                   | 永久シオレ点          | 最大吸湿度             | 風乾土             | 乾土 (105°)          |         |
| 測定法                    | 室内        | ← 土柱法 (S. W. S.) → |                 | ← 吸引法 (S. W. S.) →       |                 | ← 氷点降下法 (T. S.) → |                 | ← 蒸気圧法 (T. S.) ※ → |         |
|                        | 圃場        | ← テンシオメーター →       |                 | ← 電気抵抗法(ナイロン・グラスファイバー) → |                 | ← 誘電率測定法 →        |                 | ← 熱伝導度測定法 →        |         |
|                        |           |                    |                 |                          |                 |                   |                 |                    | ↑ 間接法 ↓ |

表3は、土壌水の吸引力と土壌水の分類を対応させ、さらに土壌水分吸引力と全吸引力の測定法の計測範囲を対応させたものである。室内測定法のうち、蒸気圧法と氷点降下法はいずれも全ポテンシャル $\psi$ を測定することができるが、その他の方法は毛管ポテンシャル $M$ を測定する方法に属する。浸透ポテンシャル $\Pi$ の測定は、それぞれの水分状態における土壌水を、Extractして、その水溶液の氷点降下度と電気伝導度値から間接的に吸引力を算出する方法が用いられる。圃場における土壌水分吸引力を直接測定するには、テンシオメーター法が最もすぐれ、間接的方法としては電気抵抗法、誘電率測定法などが広く使用されている。

#### 4. 土壌水分吸引力の測定法

全有効水分範囲における土壌水分吸引力と含水量の関係（通称  $pF$  - 水分曲線）を測定するには、土柱法・吸引板法・加圧板法・加圧膜法・遠心法などを組み合わせて測定する。各測定法の原理、装置の構造、測定操作などは研究報告、各専門書に詳述されているので、本文ではごく概要を説明することにとどめる。

##### (1) 土柱法 (Soil column method)

大気圧下の自由水中に土柱の下端を垂直に設置し、各土層の土壌水が平衡状態に達した時の

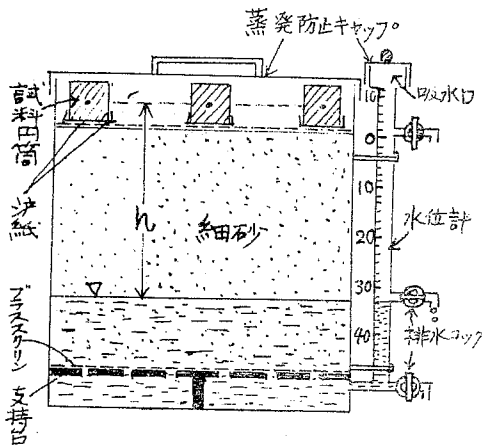


図2 砂柱法の装置

含水量を測定する。次式から吸引力・ポテンシャルを求める。

$$\left. \begin{aligned} (S.W.S) &= h \text{ cm H}_2\text{O} = h/1022 \text{ bar} \\ M &= -gh \text{ erg/g} , \quad p^F = \log h \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

$h$  : 自由水面上の土壌の高さ

土柱法は吸引力の低い ( $p^F 0 \sim 1.5$ ) 水分状態の測定に適し、土壌構造の攪乱によつて含水量は著しく変化する。このため圃場状態のまま試料円筒に採土し、図2に示す砂柱法の装置によつて測定することが望ましい。

(2) 吸引板法 (Suction plate method)

この方法に用いられる測定装置は年々改良されてきている。<sup>9)</sup> この方法は、素焼板を境として接続する土壌水とある一定の吸引圧下の自由水と平衡状態にある含水量を測定する。

吸引力値は次式による。

$$(S.W.S) = h/1022 \text{ bar}, \quad M = -hvg \text{ erg/g}, \quad p^F = \log h \dots\dots\dots (3)$$

この方法の有効測定範囲は、通常  $0 \sim 1/2 \text{ bar}$  の範囲であり、これは素焼板の孔径、透水性などで計測範囲が制限される。本法は土壌構造を乱さない状態で測定ができ、かつ脱水過程と吸水過程の測定が可能である。

(3) 加圧板法 (Pressure plate method)

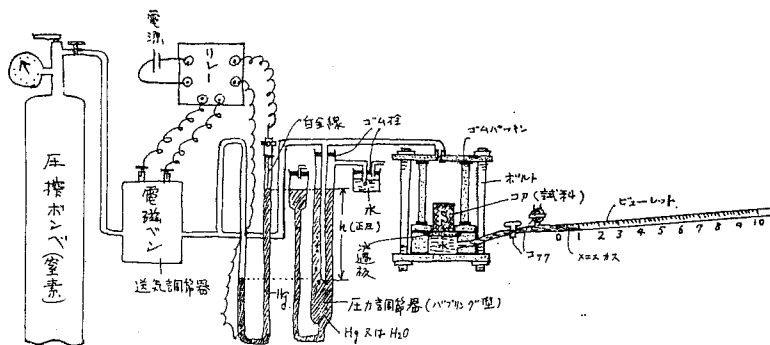


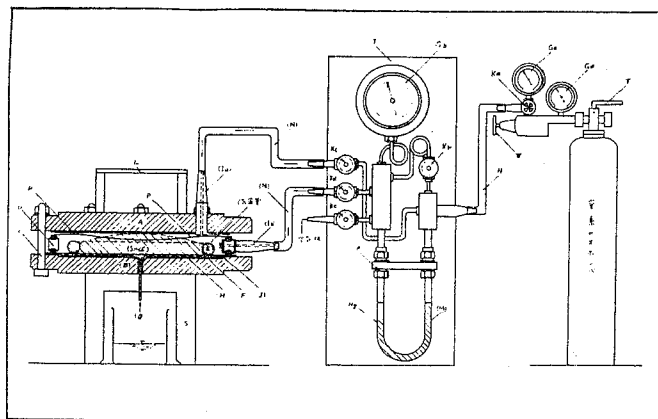
図3 加圧板装置の概要

この方法は吸引板法に類似しているが、吸引圧による脱水操作の代りに加圧条件下で脱水処理を行わせるものである。図3に示すごとく、加圧調節器をとり入れた加圧装置部分を通して

試料気密室に窒素ガスを送気し一定の圧力下で加圧脱水して平衡状態にある含水量を測定する。

(S. W. S.), M, pF の算出は(2)式と同様である。

#### (4) 加圧膜法 (Pressure membrane method)



|   |          |   |         |
|---|----------|---|---------|
| A | 上蓋       | L | 把手      |
| B | 器底       | M | 圧力調整バルブ |
| C | ボルト      | N | 耐圧ゴム管   |
| D | 耐圧側管     | O | 排水口     |
| E | 試料ゴム輪    | P | 土圧ゴム隔膜  |
| F | 集水板      | Q | 集水ビーカー  |
| G | 圧力ゲージ    | R | Hgリザーバー |
| H | ステンレスワゴン | S | 支持脚     |
| I | 送気口      | T | 配圧板     |
| J | セロファン    | U | 送圧バルブ   |
| K | ゴック      | V | 活セン     |

図4 加圧膜装置

これは、L. A. Richards により工業された装置であり、通常1~15 bar の Suction range の測定ができる。図4に示すごとく、試料を入れた試料気密室を窒素ガスで加圧し、セロファン半透膜を通して脱水させる。High suctionでは土壌水の水膜の連結性が悪くなるから、1/2 bar の圧力をかけたゴム板で土壌を圧密し、半透膜と土壌水の接触を促進するように工業されている。この装置は、浸透吸引力を測定するときの供試液の Extractor としても広く用いられている。近時アメリカにおいては、全有効水分領域の吸引力の測定には、ほとんど加圧式の Pressure plate - pressure membrane method に依存しているといわれている。(S. W. S.), M, pF の換算式は(2)式と同様である。

#### (5) 遠心法 (Centrifuging method)

この方法は操作が比較的簡単でしかも圃場の Suction range の測定ができることからわが国で広く使われている方法である。この方法による吸引力の誘導にはつきに述べる2つの理論的立場がある。<sup>5)</sup>

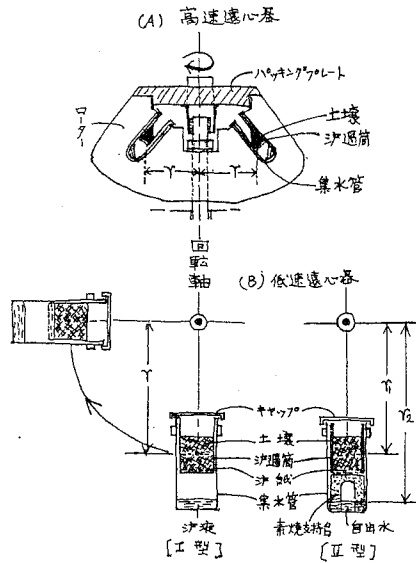


図 5 遠心法による脱水装置

(1) 現在広く用いられている方法は、"  $f$  なる遠心力を土壌水に働かせて、その遠心力と平衡状態にある残留水分の土壌水分吸引力値は  $-f$  に相当する" とみなす立場で測定されている。この場合の毛管ポテンシャルと吸引力値は次式から求められる。

$$M = -fv = -r\omega^2 \text{ er } \rho / \rho, \quad (\text{S. W. S.}) = \frac{r\omega^2}{g} / 1022 \text{ bar} \quad \} \dots\dots (4)$$

$$p^F = \log \left( \frac{r\omega^2}{g} \right) = \log \left\{ \frac{r}{g} \left( \frac{2\pi n}{60} \right)^2 \right\} = 2 \log n + \log r - 4.95$$

$r$  : 回転半径 ,  $\omega$  : 角速度 ( $= 2\pi n / 60$ ) ,  $n$  : 回転数  $r. p. m.$   
 $\pi$  : 円周率 ,  $g$  : 重力の加速度

図 5 に示した高速遠心器(A)と低速遠心器(B)の脱水装置 I 型を使用した場合は、(4)式から  $M$ 、(S. W. S.) の値を算出しなければならない。

(2) 一方の立場は、遠心力場をポテンシャル力場と考え、図 5 の低速遠心器(B)の脱水装置 II 型を用い、土壌水と集水管の中の自由水との間のポテンシャルの差を測定して吸引力を求める



方法である。集水管の自由水と供試土壌の水とを素焼の支持台を通して連結させ、所要の遠心力下で平衡状態にある土壌水を測定する。この時の (S. W. S.)、Mは次式で表わされる。

$$M = -\frac{\omega^2}{2} (r_2^2 - r_1^2) \text{ erg/g}, \quad (\text{S. W. S.}) = \frac{\omega^2}{2g} (r_2^2 - r_1^2) 1022 \text{ }^{-1} \text{ bar}$$

$$pF = \log \left\{ \frac{\omega^2}{2g} (r_2^2 - r_1^2) \right\} \quad (5)$$

$r_1$ : 自由水面の回転半径

$r_2$ : 土壌の平均回転半径

はじめてこの方法を提案したのは M. B. Russell と L. A. Richards であり、彼らはこの方法で測定した水分当量 (1000g の遠心力) はほぼ pF 2.7 に相当することを認めた。しかし前記(1)の考え方に立てば、水分当量は 1000g すなわち水柱高 1000 cm に相当するから、pF 3 に対応することになる。この点は今後理論的にも実験的にも検討を要する問題である。

遠心法の測定上の注意は、遠心力の質量力による土粒子の圧縮が土壌構造を変化させ、Suction の高い微細孔隙の形成に伴つて保水量を増大することである。とくに、Low suction range では、遠心力によるこの種の影響が大きいから、約 pF 2.5 以下の測定には注意を要する。

### 5. 浸透吸引力の側定法

土壌水の浸透吸引力は、試験状態における水分を加圧膜装置または遠心分離器で採集し、この供試液を測定にかける。含水量の少ない土壌では、圃場含水量程度まで一定量の蒸留水を添加し土壌水とよく拡散混合したのち、前記の方法で供試液を採集するとよい。

#### (1) 氷点降下法 (Freezing point depression method)

この測定法は物理化学実験書に詳細に記述されており、古くから分子量の測定に使用されてきている。L. A. Richards と R. B. Campbell は、<sup>6)</sup>土壌水の Extracts または土壌の氷点降下度を測定するために、Thermistor を利用して測定法を簡易化することに努めた。氷点降下度  $\Delta P$  から Nernst の式により吸引力、O. S. が求められる。

$$(O. S.) = 1203 \Delta P \text{ atms} \dots\dots\dots (6)$$

一般に土壌溶液の濃度は希薄であるから、氷点降下度はきわめて小さく誤差をまねくおそれがあり、かつまた比較的多量の供試液を必要とする難点がある。

#### (2) 電気伝導度法 (Electric conductivity method)

希薄溶液の浸透圧は Van't Hoff の式で与えられ溶質のモル数に比例して増大する。

$$PV = nRT \dots\dots\dots (7)$$

P : 浸透圧 , V : 溶質 1 モルを含む溶液の体積 , R : 気体常数に相当

T : 絶対温度 , n : 係数

いま  $n/V = C$  とすれば,  $P = RTC$  となる。土壤溶液は種々の溶質を含有するから一般式としては次式で表わされる。

$$P = RT \sum_i C_i \text{ atms} \dots\dots\dots (8)$$

上式は, 溶液の濃度  $C_i$  を測定する電気伝導度値と浸透圧の間には, ある一定の相関関係を有することが考えられる。Campbell<sup>6)</sup> らは土壤水の採集液の浸透圧 P と電気伝導度  $E_c$  の間に次の実験式が認められることを報告している。

$$P = 0.36 E_c \text{ atms (at } 25^\circ\text{c)} \dots\dots\dots (9)$$

溶液の浸透圧は温度により変化するから, 一定の温度条件にそろえる必要がある。浸透圧 P から浸透ポテンシャル,  $\psi$ , 浸透吸引力,  $O.S.$ ,  $pF$  値の換算は表 2 に示した通りである。

## 6. 全吸引力の測定法

加圧膜法の測定限界より乾燥した土壤では, 蒸気圧法による全吸引力の測定が最も適している。蒸気圧法にはデシケーターまたは水蒸気脱着測定装置などを用いる方法があるが, 前者は簡易測定法として一般に用いられている。この方法から Total suction,  $h \text{ cm}$  を求めるには, Kelvin の式を用いる。

$$h = -(RT/g) \ln(P/P_0) \dots\dots\dots (10)$$

R : 気体常数                      T : 絶対温度 , g : 重力      P : 土壤水の水蒸気圧  
P<sub>0</sub> : 容器中の水蒸気圧

P の値は ; 土粒子界面の吸着力, 微細孔隙の毛管力および土壤溶液の溶質などによつて影響される。Schofield は, Total suction  $h \text{ cm}$  を  $pF$  値で表わす簡単な式を提案した。

$$pF = 4.04 + \log(2 - \log a) + \log T \dots\dots\dots (11)$$

a : 相対湿度 , T : 絶対温度

水分恒数として用いられる吸湿係数は, 既知の相対湿度の水蒸気を持つ空気から, 粒子表面に吸着される水量を表わすものである。換言すれば土壤の表面活性の指数とみなすことができる。Mitscherlich の吸湿係数は, 10%  $H_2S O_4$  を使つて測定され,  $25^\circ\text{c}$  で 94.3% の相対湿度が得られ,  $pF 5$  に相当する。Rode は,<sup>11)</sup>  $pF 5$  における水分状態を最大吸湿度と名づけ, 最大吸湿度の値と  $1 \mu$  以下の粒子全量とはほぼ直線関係を示すことを認めている

## 7. テンシオメータ法 (Tensiometer method)

1935年以来、多くの研究者によつて、土壌水分吸引力が水分変化の関数として観測されてきた。この方法は室内測定はもとより、とくに圃場におけるSuctionを直接測定できるすぐれた方法である。Tensiometerは水柱高約850cm以下の水分状態における、Suctionの測定に使用される。850cm以上のHigh suctionでは、濾気、溶存空気、Entrapped airなどによつて測定に支障をきたす。

$$(S. W. S.) = \rho_m g h_m - \rho g h_w \text{ dynes/cm}^2 = h_m \rho_m / \rho - h_w \text{ cm H}_2\text{O} \dots \dots (12)$$

$\rho_m$  : 水銀の密度 ,  $\rho$  : 水の密度 ,  $h_m$  : HG圧力差 cm

$h_w$  : 蒸餾カップの中心とマンオメーターのHGと水の接点との間の高さ cm

透水性の悪いカップを用いると、Suctionが平衡するまでに長時間を要しTime-lagの原因となるから注意を要する。最近MillerとCroney<sup>5)</sup>は、土壌水とTensiometer Cupの間の水の交換がなくても、Suctionをスムーズに測定できる改良型を工案し実用に供している。

## 8. 測定法に関する2・3の問題点

各測定法は理論的あるいは実測上からみてなお未解決な問題が少なくない。ここで取あげた問題点は、特に測定結果の検討の際に当面解決しなければならない問題を述べる。

第1の点は、圃場における水分測定値を、吸引力値にキャリブレーションするとき、吸引力-水分曲線の脱水過程あるいは吸水過程のうち、いずれの曲線を適用すべきか、という問題である。吸引力-水分曲線は、いわゆるHysteresisを示し、とくにLow suction rangeでこの影響が大きい。しかもHysteresis curveの形態は、脱水または吸水過程の始まるSuction値によつて複雑な曲線形態を示す。圃場における吸水過程は、土層内部における水の移動(湿潤土から乾燥領域への毛管伝導)に比べれば、降雨・かんがいでよる吸水過程は急速に進行する。土壌水の変化を時間的にみると脱水は吸水過程に比べて支配的に行なわれており、とくに作物の生育下では作物根による脱水過程がたえず促進されている。このような水分消費の立場からみれば、圃場のCalibrationには脱水(乾燥)過程の吸引力-水分曲線を採用すべきであろう。

第2の点としては、室内測定値と圃場の吸引力値のズレの問題である。これはTensiometerで測定された圃場の吸引力値が室内で測定(吸引法または遠心法)した吸引力値よりも一定含水量に対して低い値を示す事実である。この原因として考えられることは、作物の吸水に伴つて間隙内の水膜が切断され圧力伝達のできないリング状水の形成によつて、見かけ上

吸引力の低い水分状態を示すことが考えられる。その外に、作物根が表面張力を低下させる種の有機物質を分泌すること、圃場と室内の温度隔差、室内試験用の採土試料の土壌圧縮の影響、不十分な平衡状態における測定値の変化などがその原因と考えられる。この種の測定値のズレは、土壌の物理性とくに土壌構造の発達程度がズレの大きさに影響することから考えると、間隙内の水の移動形態がこの原因のカギになりそうである。吸引力と含水量とは一価の対応関係を示さない事例として今後検討を要する問題である。

第3の問題点は、吸引力-水分曲線の不連続性すなわち飽和状態から絶乾状態の間の各測定法から得られた吸引力曲線がオーバーラップしない事例である。すでに各測定法の項で述べたごとく、蒸気圧法による吸引力の測定は全吸引力値であり、吸引法・遠心法などは土壌水分吸引力値を測定していることから考えると、前者と後者の曲線を同一曲線で表わすこと自体に内容上の問題を含んでいる。しかし同じ吸引力成分を測定している場合、例えば吸引板法と遠心法の場合には測定法の相違こそあれ甚だしい不連続曲線を生ずることは考えられないのである。遠心法の場合には理論的な問題はともかく、遠心力場における土壌構造の変形という重大な物理性の変化を伴っているのである。反面吸引板法は比較的現場の構造状態に近い吸引力の測定が可能であることから考えると、この両者の曲線のズレはある程度やむをえないであろう。問題は、それぞれの測定法の特長を十分把握し、その適用範囲をあやまらないよう留意する必要がある。

#### 引用文献

- 1) Baver, L. D. : Soil physics, 3rd. Edi. Wiley, New York (1956)
- 2) Richards, L. A. & Wadleigh, C. H. : Soil physical Conditions and Plant growth, Chapter 3. Vol. II, Agronomy, Academic Press (1952)
- 3) Marshall, J. P. : Relations between Water and soil, 51~52 (1961)
- 4) 美国繁, 寺沢四郎, 木下彰, 須藤清次 : 農技研報, B 2 (1953)
- 5) 岩田進午 : 土肥誌, 32, 11, 52~58 (1961)
- 6) Richards, L. A. & Campbell, R. B. : Soil Sci, Soc. Amer. Proc. 13. 70 (1948)
- 7) Schofield, R. K. : Trans, 3rd. Inter. Cong. Soil Sci, Pt. II 37~48 (1935)
- 8) Russell, M. B. & Richards, L. A. : Soil Sci, Soc. Amer. Proc., 3. 65~69 (1939)
- 9) 石川武男, 徳永光一, 月館光三 : 土壌の物理性, 4, 1~10 (1961)
- 10) 寺沢四郎 : 農技研報, B 13 (1963)
- 11) A. A. Rode : 土壌と水 (山崎不二夫監訳) (1963)

# 畑地の水分管理に必要な 2.3 の水分恒数とその測定法

農業土木試験場 椎 名 乾 治

## I ま え が き

畑地の生産力を高めるためには、適切な水分管理が必要であるが、このためには、土壌、気象条件の改変、水分補給、排水等多くの方法が考えられる。筆者がここで取り上げる水分管理とは、主としてかんがいによつて、土壌水分のコントロールを行ない、収量又は品質の増大、安定をはかることを指している。又ここでいう、かんがいはあくまで相当の面積に対して、資本を投下し、一定の施設を設け、圃場にかん水することで、その計画に必要な土壌又は土壌水分の実態を適確につかむことが大切である。したがつて、測定から得られた諸量は、相当大きなスケールの空間的、時間的平均量として、工学的ベースにのるものでなければならぬ。

しかし、かんがいを中心とする水分管理において、複雑な土壌水分変化の状態を正しく定量化するためには、我々の持つている生産力的畑地水分に関する知識はあまり豊富であるとはいえない。例えば、従来これらに関連して取り上げられている、シオレ水分点、初期シオレ水分点、水分当量、圃場含水量などの諸水分定数にしても、エネルギー関係、土壌水分存在状態、作物生育との関連、測定方法等について多くの問題点を残したままである。特にわが国のような湿潤地帯の土壌水分型態には、乾燥地帯で発達した土壌水分に関する知見が、そのままあてはまらないことが多い。

一方、ここでいう測定法とは、前述のように、複雑な自然条件をいかに定量化して、工学ベースに組入れるかという方法論を意味しており、どんなに精度のよい測定方法であり、又必要な測定方法であつても、それが現実の観測組織の中で実行不可能のものであつたり、測定精度のバランスがとれないものであれば、問題にならないことになる。

このようにみると、問題は相当複雑であるが、しかし現在の応用科学の体系が技術体系に結びついて行く過程では、多かれ少なかれ、このような条件は一般的のものであり、問題は科学的考察から得られた自然の法則性の適用限界を誤らないことであり、自然がいろいろな条件下で示す諸量を、目的にそつた平均量としてどのように確定するかが大切である。

このような観点から、筆者は以下に述べるような考え方(測定方法)にしたがつて、現在の段階では、実験室での測定量と実際圃場での測定量の両方を比較検討する方法で、かんがいによる畑地生産力の増大という目的に対して、大きな誤りのないことを期している。勿論独断的な考え方もあり、この機会に多くの方の御教示を願えれば幸いである。

## II 2.3 の水分恒数の意義

かんがい計画の基礎として従来使用されている、土壌地水分恒数には、永久シオレ点、初期シオレ点、水分当量、圃場容水量などがあるが、筆者等はさらに新たな観点から次のような諸水分恒数が計画の基礎として必要なものと考え採用している。

### 1. 正常生育阻害水分点

従来の水分恒数が、作物のシオレ現象を起すときの土壌水分を基準としているのに対して、ここでは作物の収量、品質を増大又は安定させる最少の土壌水分量として考える。すなわち、乾燥地帯では、作物がシオレ現象をおこす直前まで、作物の収量、品質は土壌水分量に影響されないとの報告<sup>1)</sup>があるが、わが国のような湿潤地帯では、このような関係は、ほとんどの作物に対して成立せず、シオレ水分点より、はるかに湿つた土壌水分条件で、作物の生育に障害がおこり、収量、品質が低下することが多い<sup>2)</sup>したがって、湿潤地帯でのかんがいによる水分管理の目標は、あくまで、作物の収量、品質の増加、安定におき、このための、かん水開始土壌水分条件を定める必要がある。

以上のような考え方から定められる正常生育阻害水分点は、明らかに品種改良、施肥法の改良、病虫害防除法の改良等に伴つて変り得るもので、一定土壌に対しても不変量ではない。筆者は又今までの2.3の研究結果にもとずいて、現在の段階では、次のような関係が、多くの土壌タイプについて、ほぼ成立するとの予測の下に<sup>2)</sup>現地試験を行なつている。正常生育阻害水分点 $\div$ 毛管連絡切断含水量 $\div$  pF 2.7 $\sim$ pF 3.0水分量

### 2. 毛管連絡切断含水量

ロージェエの概念規定によると<sup>3)</sup>この値より大きい含水量において、懸垂水(毛管重力水、毛管附着水などを含む毛管水とほぼ同意語)が水消費の点又は面へ連続体として移動できるようになる土壌の含水量である。

これは、Widtsoe & McLaughlinのいう、Lento Capillary Point の概念<sup>4)</sup>にも通じるもので、作物根の吸水に対する土壌の水分供給能力を示すものとする。根群の急速な進展がない限り、正常生育阻害水分点に近いものと考えられる。

### 3. 24時間水分量

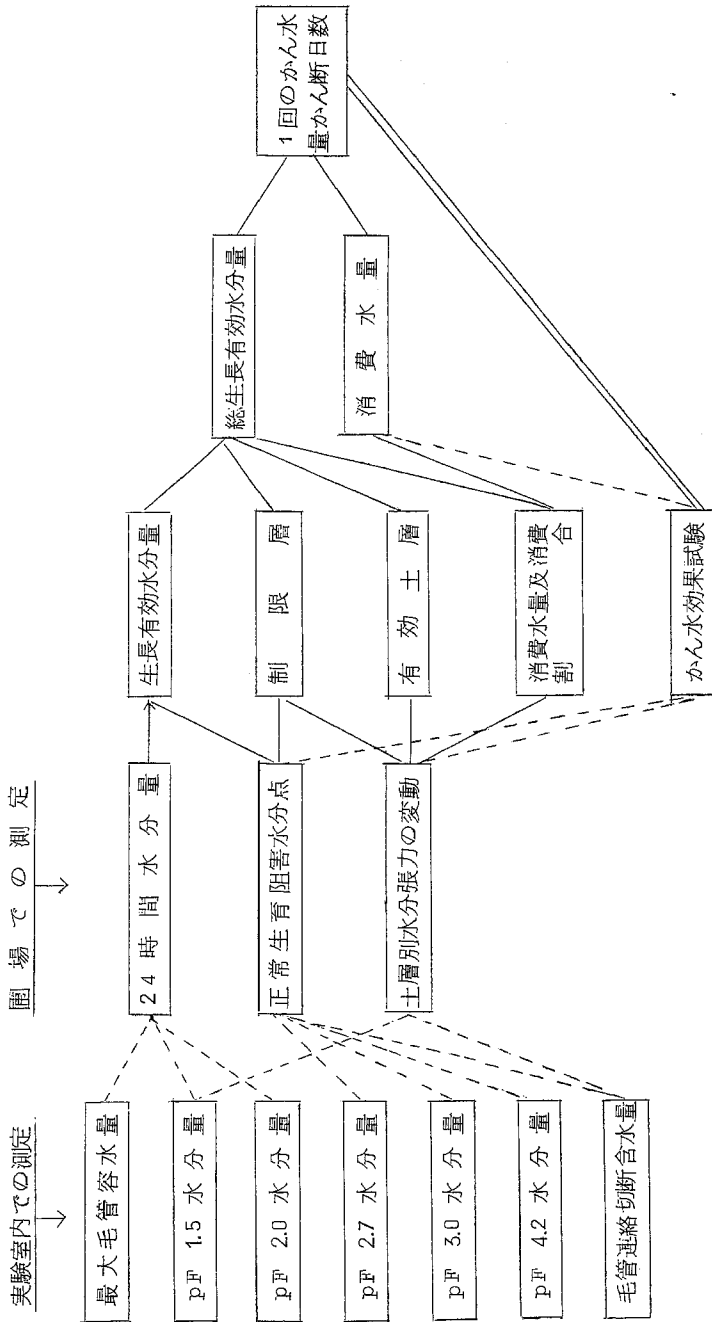
多量のかん水又は降雨後24時間を経ても根群域に保留されている水分量をいう。まだ、いくらかの重力降水を含んでいるが、根毛の吸水も活潑なので、その大部分は作物に利用されるものと思はれ、有効水分の下限界として採用する。筆者は、2.3の研究結果<sup>5)</sup>にもとずいて、ほぼ次のような関係が成立するとの予測の下に、現地試験を行なつている。

保留水分の最大量 $\div$ 圃場容水量 $\div$ 24時間水分量 $\div$  pF 1.5 $\sim$ pF 2.0水分量

## III かんがい計画に必要な諸量と水分恒数の関連

かんがい計画に必要な諸元のうち、土壌水分に関連する諸量と測定項目、水分逓数の関係を示すと図1のようになる。

図1 測定項目とかんがい計画の結びつき



図において点線は、測定値間の比較検討を行うもの、実線は、測定値から計算で算出されるものである。図右側の計画諸元から簡単に説明を加えると次の通りである。

#### 1. 1回のかん水量と間断日数の決定

これは、何日おきに、どれだけ量のかん水を行なえば、連続干天時期においても、作物収量の増大又は安定をはかれるかという基準を定めることである。これらの値が、畑地かんがい工学の基礎となる。

#### 2. 総生長有効水分量と消費水量

1回のかん水量と間断日数を決定する基礎は、総生長有効水分量と消費水量である。総生長有効水分量は、有効土層中の保留水分の最大量と正常生育に障害を及ぼす状態の有効土層中の水分量の差として求められる。

消費水量は、圃場含水量から正常生育阻害水分点までの間の土壌含水量については、主として、作物の種類、気象条件、生長過程などによつて左右されるもので、かんがい工学的観点からは、土壌水分との関連として考える必要はない。有効土層中の減少水分量の測定、ライシメーターなどにより、時期別の平均量として、定量化すればよい。

#### 3. 制限土層の生長有効水分量と消費割合

総生長有効水分量を具体的に決定するためには、制限層の生長有効水分量と消費割合を求めらる。生長有効水分量は、ある深さの土層の保留水分の最大量とその土層の正常生育阻害水分点の差として求められる。

制限土層とは、有効土層中でもつとも早く生長有効水分量がなくなる土層で、有効土層を数分割して各土層での水分減少量は追跡することによつて定められる。有効土層中の全消費水量に対する、制限土層での消費水量の割合が、消費割合である。総生長有効水分量は、制限土層の消費水量を消費割合で除することによつて求められる。

このような方法論から、かんがいの工学的基礎量の決定のためには、ある土壌タイプにおける、有効土層深、制限土層の深さと位置、制限層の生長有効水分量と消費割合、消費水量などを明らかにすることが大切である。そして、これらの諸量は相当の面積の土壌の平均量であつて、しかも、これらによつて定められる1回のかん水量、かん断日数によるかん水計画は、明らかに作物の増収と安定化を保証しなければならず、又これらの値の大小は、投下資本に対して大きな影響をもつことを考慮に入れることが大切である。

### IV 測定方法と計算方法

次に、以上の諸量を土壌の各水分値数からいかに定めていくかについて述べることにする。

#### 1. かんがい計画単位の決定



広域のかんがい計画においては、土壌タイプによつて、同一の諸量を用いては、目標を達成しない恐れがある。従つて、同一作物に対して、同一の計画基礎諸量でかんがい目標を達成し得る地域をかんがい計画単位として定める必要がある。このような、かんがい計画単位の決定には、無数のファクターが介存してくるが、現在の段階では実施可能な意味から、筆者等は、土壌調査から得られる土壌区毎に、24時間水分量、毛管連絡切断含水量、インタークレートを測定し、ほぼ同じような値(10~20%のふれ)を示す土壌区を一しよにして、かんがい計画単位としている。そして、各かんがい計画単位毎に以下のような測定を実施する。

## 2. 実験室内での測定

一かんがい計画単位の広さによつて異なるが、普通100haぐらいまででは、3~5地点を選び、試孔を掘り、100cc円筒で、各10cm毎土層から、3~6個の試料を採取する。

採取深さは、後述の有効土層深が求まつておれば、その深さとし、求まつていないときには安全をみて1~1.5mとする。

このような試料について、実験室で次のような項目の測定を行なう。

### 1) 最大毛管容水量 :

100cc円筒の下端を5mmほど水中に浸し、毛管吸収させた水分量(容積%)

### 2) pF 1.5水分量 :

土柱法及びDIK横型pF一水分測定装置(容積%)使用

### 3) pF 2.0 , pF 2.7水分量 :

DIK型pF一水分測定装置(容積%)使用

### 4) pF 3.0 , pF 4.2水分量 :

遠心法(乾土%から容積%に修正)

### 5) 毛管連絡切断含水量 :

吸水板(15×15×1.5cmの素焼板)で、100cc円筒の一断面から吸水させたときの残留水量(容積%)

いずれも飛び離れた値を除き、平均化する。

## 3. 圃場での測定

実験室内用試料採取場所付近で、次の測定を行なう。

### 1) 24時間水分量 :

100mm程度の給水を行なつた後24時間目の水分量を、深さ10cmおきに1mまで、100cc円筒を使用して測定する。一断面3~6個とし、この試料をそのまま実験室内の測定に使用することが多い。次に、この測定値と実験室で求めたpF 1.5, pF 2.0水分量の値と比較する。

24時間水分量の大部分が、pF 1.5~pF 2.0水分量付近であるときは、これらの値からはずれ

るものを除いて平均化し、保留水分の最大量として、生長有効水分の下限界値と定め、24時間水分量の大部分が、pF1.5~pF2.0 水分量の値から離れているときには、不足、土層の成層条件の影響、根毛吸水の影響等を調査し、影響がみとめられれば、かんがい条件下での妥当性を検討して、最大保留量を確定する。

#### 2) 正常生育阻害水分点 :

現地埋設のテンシオメーターが作動限界に達してから、1~3日後の土壌水分量をcc円筒で実測する。そして、この値と、その土層のpF2.7, pF3.0, pF4.2 水分量、切断含水量と比較する。圃場測定値が、pF4.2水分量を除く、他の3つの水分量付近これらの平均量を求め、正常生育阻害水分点として、生長有効水分量の上限界として圃場測定値が、これらの値と大きく離れているときは、テンシオメーターの作動状況様相、水分移動の実態pF—水分線などを調査し、その原因を明らかにする。原因がないときには、一応pF 3.0水分量又は毛管連絡切断含水量を正常生育阻害水分点と

#### 3) 土層別水分張力の変動 :

現地圃場で、深さ10, 20, 30, 40, 50, 70, 90 cmを標準にして、池田式精密テンシオメーターを埋設して、時期別、土層別の水分張力変動を測定する。これらから限層、有効土層を次のようにして定める。

有効土層 : 乾燥期間中の水分張力が、pF 2.0 より高くなる深さまでを採用する

制限層 : 有効土層中で、乾燥時の水分張力が、pF 2.7 をこえる土層を10cm制限層と定める。

この他、水分張力をpF—水分曲線から水分量に換算し、乾燥過程(5日以上の間)における、全消費水量と制限層の消費水量を求める。なお、これらの値は、ピーク月採土法によつても測定することが大切である。

#### 4) 総生長有効水分量(T. R. A. M) :

総生長有効水分量(T. R. A. M) は次のようにして計算で求める。

$$T. R. A. M = \frac{R. A. M}{u_1}$$

R. A. M = 制限土層の生長有効水分量 = 24時間水分量—正常生育阻害水分点

$u_1$  = 制限層の消費割合

このT. R. A. M が理論的1回のかん水量となる。

なお、間断日数Dは、

$$D = T. R. A. M / E_T \quad \text{で計算する。}$$

$E_T$  : 1日平均の消費水量

## 5) かん水効果試験 :

以上のようにして求められた、一回のかん水量、間断日数を基準にして、この前後に対称区をとり、収量試験を実施する。もし計画の基礎となつた、有効水分量(24時間水分量、正常生育阻害水分点)、制限層の位置と大きさ、消費割合、消費水量の値が正しくとらえられていれば、収量は、基準かん水区  $\geq$  多量かん水区  $>$  少量かん水区になるはずである。このような結果が得られない場合には、i) 計画の基礎として採用した諸量に測定上の誤りがある、ii)、正常生育阻害水分点、又は制限層のとり方に基本的誤りがあつたと考える。そして、これら各々の原因について、さらに試験、検討を加えることが大切である。

## V む す び

わが国のような湿潤地帯における畑地かんがいは、土壤水分の実態的、エネルギー的存在様式と作物生育との関連を正しくとらえて、作物収量、品質の増大又は安定を保証する計画の樹立が大切である。又筆者等の取扱い、かんがい計画は、あくまで工学的範テウにぞくするもので、対象とする土壤水分の試験においても、必要諸元を定量化し工学的ベースに組入れることが目的となる。そして、基礎的諸因子の取り扱い如何では、投下資本に模大な影響を与えることになり、かんがい事業の成否のきめ手になることになる。このために、その定量化にあつては、慎重な配慮の下に相当広範囲の自然条件に対して成立する妥当な値を求めることが大切である。筆者は、このような観点から、以上述べたような手順に従つて試験を行ない、その結果については、すでにいくつかの報告<sup>6)</sup>を行なつているが、まだ多くの問題も残つている。

今後は基礎的諸問題の究明を行なうかたわら、畑地かんがい工学のよりよい発展のための巾広い研究を進める予定である。

### (註)

- 1) 例えば、Veihmeyer, F. J. & Hendrickson, A. H. (1955): Does transpiration decrease as the moisture decrease? Trans. Am. geophys. Union. 36, 425-448, 他に同じ著者の, Soil. Sci. 68, 75-94 (1949), Trans. Am. geophys. Union. 29, 887-891 (1948) などを参照されたい。
- 2) 椎名乾治 "蒸発散による畑地水分の減少機構に関する研究" を参照
- 3) A. A. ロージェ "土壤と水" 山崎不二夫他2名訳
- 4) ベーバー, "土壤物理学"
- 5) 吉良, 椎名, 竹中, 豊田, "畑地かんがいの研究" (5報)

農研報告 F. 12, 前記椎名論文, "畑土壤の生産力に関する研究",  
農林水産技術会議(1962), など参照

6) 例えば, 次のようなものがある

- ① 北陸農政局計画部 "新潟県魚野川沿岸畑地かんがい試験報告"
- ② 福島県耕地課 "吾妻地区畑地かんがい試験報告"
- ③ 鳥取県耕地課 "久米ヶ原地区畑地かんがい試験報告"
- ④ 関東農政局計画部 "群馬県中郷地区農場整備調査報告"
- ⑤ 北陸農政局計画部 "西川地区畑地かんがい試験報告"
- ⑥ " " "坂井北部地区畑地かんがい試験報告"
- ⑦ 椎名乾治, 小菅孝利 "合理的畑地かん水方式に関する研究" 農土試報告3号

# 圃場透水性の測定法

田地野直哉

圃場の透水性をあらわすには実用上から考えて、水田では用排水量の決定要素となる透水係数と、畑におけるかんがい強度や水文における地表流出量決定の要素となる浸透能がある。

ここでは前者の透水係数の測定法についてのべる。自然土壌中の水の動きについてはまだ完全に解明されていない。非正常問題にいたつては未解明な点が大部分である。しかし実用上は土壌条件、地下水条件を単純化して考えて一般に土壌の透水性を Darcy 法則における比例定数( $k$ )であらわしている。

Darcy 法則は単位時間内に砂層を通過する水量がその通水断面積および水頭差に比例し且つ砂層の厚さに反比例することを示している。この場合の水の粘性流における動水勾配と流速度との比が透水係数( $k$ )である。

動水勾配は 1 以下であることが必要条件とされているが実際には 5 (砂質) ~ 15 (粘土質) でも大差ないといわれている。

$k$  は測定法によつて値が一定でなく、また実用の場合の取扱いについての問題が残されている。現場測定では試料を乱さないという利点があり、特に粘土分の多い試料はキレッツや水みちを含めた測定値が得られる。測定の際には現場の土質、土層、地下水位の状態も同時に調査しておくことが必要である。

現場測定には一般につぎの Single cavity method が使われる。

1. Piezometer method
2. Tube method
3. Auger-hole method
4. Dry Auger-hole method

測定の場合にはその目的によつて最良の方法を採用すべきで、現場の土質、土層、地下水位に適した測定、または透水係数の使用目的に合った測定をおこなえばよい。

前者については土質、土層、地下水位によつて湛水状態では Tube method、地下水状態では Auger-hole method、地下水位の深い場合は Dry Auger-hole method がおこなはれる。

後者の透水係数の使用目的については大別して縦浸透か横浸透かをたしかめて、地下水の流線に合った測定法でおこなう。例えば暗キヨ排水計画に使はれる透水係数は縦浸透が主であつて平均的測定値をあらわす Auger-hole method が適し、井底からのみ湧水する掘井な

どは鉛直成分を主とする Piezometer method が適している。また堤体浸透とか傾斜地浸透などは横浸透が主であつて Trench method が適している。

以上のほかに揚水計画など広域の透水性を求める現場透水試験にはつぎのようなものがある。

1. Single-well method
2. Two-well method
3. Four-well method

現場測定は単一におこなわずに組合せ、あるいは何らかの方法で補助テストを行なうことが必要である。

現場測定法の説明に入る前に農業土木関係で実際に透水係数( $k$ )をどのように使つているかについて、二の例を述べる。

### 1. 水田の暗キヨ排水についての計画例

藤沢市山田地区水田 0.5 ha においておこなつたものである。

#### (1) 現場透水試験

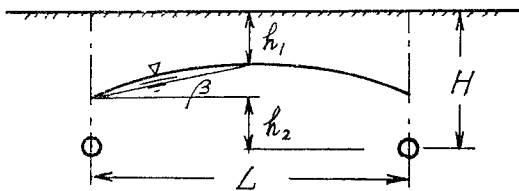
表土 20~40 cm はシルト質ロームで、以下レキ混り砂である。不透水層は深さ 2 m 以上と思はれる。田面は湛水状態であつて地下水位は湛水面と考えてよい。

Auger-hole method によつて 3ヶ所 6点測定した結果  $k = 0.56 \sim 1.9 \times 10^{-5} m/s$  (平均値  $k = 1.2 \times 10^{-5} m/s$  であつた)。

#### (2) 暗キヨの間隔

暗キヨの深さは既設排水路と田面との関係から 1.0 m とする。

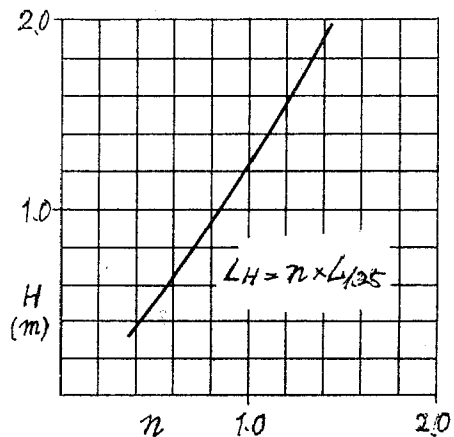
一般につぎの De la Craix 式が使はれる。



※ 1 図

$$L = 2(H - h_1 - h_2) / \tan \beta$$

$$h_1 = \frac{0.5 + 1.01 \times 10^5 k}{1 + 1.2 \times 10^5 k} \quad \left. \right\}^{(1)} \text{ (m単位)}$$



※ 2 図

$$\left. \begin{aligned} h_2 &= \frac{0.35 + 0.16 \times 10^5 k}{1 + 1.47 \times 10^5 k} \\ \tan \beta &= \frac{0.09 + 0.0175 \times 10^5 k}{1 + 10^5 k} \end{aligned} \right\} (1) \quad (m \text{ 単位})$$

前記  $k$  の値を使つて求める。

$$h_1 = 0.72 \text{ m}$$

$$h_2 = 0.20 \text{ m}$$

$$\tan \beta = 0.05$$

$$L = 2(1.25 - 0.72 - 0.20) / 0.05 \doteq 14 \text{ m}$$

ただし上式は  $H = 1.25 \text{ m}$  を基準にしているからそれ以外の場合は第2図から  $n$  を求めて、つぎの式から暗キヨ間隔が求められる。

$$L_H = n \times L$$

$H = 1.0 \text{ m}$  のときの  $n$  は第2図から0.85であつて

$$L_H = 0.85 \times 14 \doteq 12 \text{ m}$$

なお暗キヨの間隔を求める式はこのほかに多くの方法がある。例えばアメリカでは土壤の水分当量から求める Neals の方法や、最近では我国で地下水の排水低下速度から求める方法が幾つかある。

## 2. 宅地造成地の暗キヨ排水についての計画例

神奈川県百合が丘住宅団地、流域面積  $29.3 \text{ ha}$ 、暗キヨ排水施工ずみの地区においておこなつたものである。

### (1) 現場透水試験

軟質粘土岩、砂岩などが不透水層をなし、その上に5~10mのロームまたは砂質ローム層からなる山林である。この地山で深さ1.5mについてDry Auger-hole method で3ヶ所3点測定した結果  $k = 3.4 \sim 6.8 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  であつた。

### (2) 地区縦方向地下水流去量

地区流域は第3図であつて、地区縦断勾配  $I = 1/65$  (横断IIの上下流100mの高低差から求めた)、透水断面積  $A = 2650 \sim 2960 \text{ m}^2$

$$Q = A k I = 0.139 \sim 0.310 \text{ l/s}$$

(3) 地区横断方向(谷に向つて  
両側よりの)地下水流出量

地区の横断 I-IV について不透水層, 地下水位がわかれば求められる。

横断面図の一つを示すと第 4 図である。前項と同様に計算して求めると地区全体で

$$Q = 3.3 \sim 6.6 \text{ } l/s$$

このとき(1963年11月9日)

の M 点における地下水量実測値は,  $8.3 \text{ } l/s$  であつた。このことから同地区全体について考えれば透水係数は  $10^{-5} m/s$  と考えられる。

(4) 最大地下排水量

$k = 10^{-5} m/s$  とし地区地下水位最高のときの排水量を求めると

$$Q = 77.4 \text{ } l/s$$

(5) 現況と理論排水量の比較

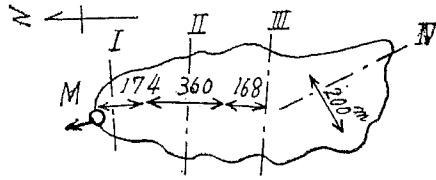
$$l = 342.1 \text{ } m, \quad 2r = 0.26 \text{ } m$$

$$H = 0.2 \text{ } m, \quad d = 1.4 \text{ } m,$$

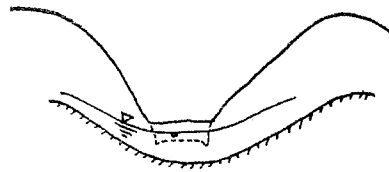
$$k = 10^{-5} m/s, \quad L = 40 \text{ } m$$

$$Q = 8.3 \text{ } l/s \text{ (実測値)}$$

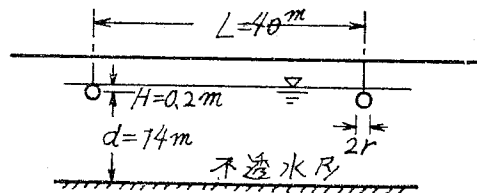
以上現況(1963年11月9日)



第 3 図 地区流域図



第 4 図 I-横断面図



第 5 図

つぎの式を使つて計算値を求める。〔地下水排除過程で  $H$  が暗キヨ深の  $2/3$  以下に低下したときは今までの経験から暗キヨ最大排水量の値の  $1/2$  である。〕<sup>(1)</sup>



$$Q = \ell \times \pi \times k (r-H) \left[ \log_e \frac{r(L^2+r^2)(r+2d)\{L^2+(r+2d)^2\}(4H+2d-r)}{(2H-r)\{L^2+(2H-r)^2\}(2H+2d+r)\{L^2+(2H+2d+r)^2\}} \right]$$

$$\left. \frac{\{L^2+(4H+2d-r)^2\}}{(2H+2d-r)\{L^2+(2H+2d-r)^2\}} \right\}^{-1}$$

$$= 10.3 \ell/S$$

実測値  $Q = 8.3 \ell/S$  には近い値を示す。

以上のほかに地下水の積極的コントロールとして畑地や樹園地の暗キヨ排水、貯水池土堰堤や干拓堤防などの堤体および基礎の浸透の問題、地すべり地の排水などにも透水係数が使はれる。つぎに透水係数の現場測定法について述べる。

## 地点測定

### 1. Piezometer method (2)

土堰堤基礎など深い位置の測定に適し、第9図に示す器具を使う。管の内径5~10cmより小さいオーガで内部の土を静かに掘り出し、管の先端より10cm深く達したとき、管を押し込み、これを繰り返して地下水位以下の必要な深さまで押し込んだ後さらにその下に10cmの孔ゲキをうがう。したがって土壌が圧縮されないで測定ができる。測定結果は第6図の符号にしがって同図の式から透水係数が求められる。

Piezometer Method<sup>(2)</sup>

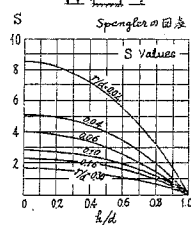
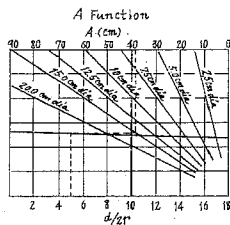
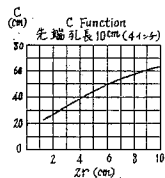
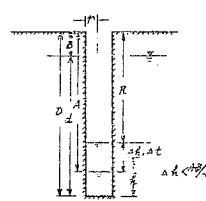
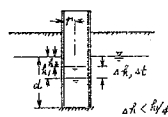
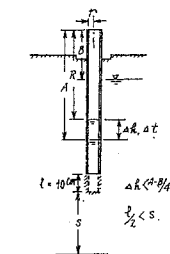
Tube Method<sup>(2)</sup>

Auger-hole Method - 1<sup>(2)</sup>

$$k_e = 628 \cdot \frac{r^2}{C} \cdot \frac{\Delta h}{2t} \cdot \frac{1}{A+R-2B} \quad (\text{cm/sec})$$

$$k_e = \frac{\pi r^2 \log_e(k/h_e)}{A \cdot \Delta t} \quad (\text{cm/sec})$$

$$k_e = 0.617 \cdot \frac{r}{Sd} \cdot \frac{\Delta h}{2t} \quad (\text{cm/sec})$$



第6図

なお第9図に示す Portable piezometer は垂直浸透のある水田において、N型減水深測定器と組合せて測定すれば  $k$  が求められる。(3)

## 2. Tube method (4)

水田のように全く湛水状態においても測定でき、成層土壌の鉛直方向透水係数を求めるのによい。第9図に示す器具を使い。内径20cmの管を10kgのランマーで打ち込み、管内の土壌をくずし掘り出しながら所定の位置に設定する。測定の場合に管の下端付近の土をなるべく乱さずにこねかきさないこと。また数回水を汲みだすとよい。

測定結果は第6図の符号にしたがつて同図の式から透水係数が求められる。

### Auger-hole Method - 2

$$k = C \times \frac{\Delta Y}{\Delta t}$$

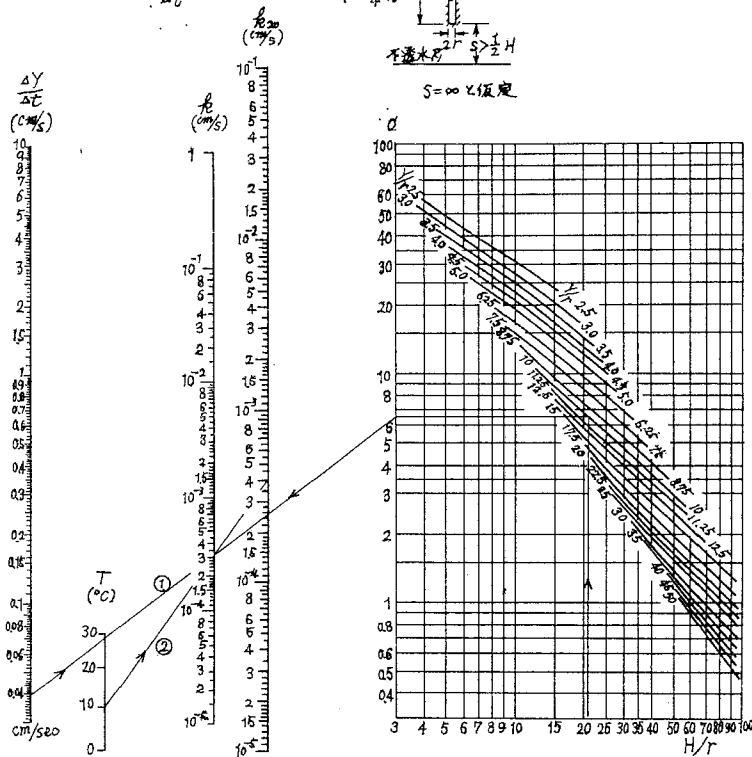
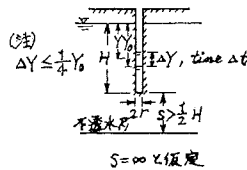


表 7 図 Sadik TOKSÖZ の Beers の式 ( $3 \leq H/r \leq 45$ ) および Hassekew の式 ( $45 \leq H/r \leq 100$ ) から求めた  $k$  のグラフ

### 3. Auger-hole method<sup>(2)</sup>

表層の透水係数を測定するのに簡便な方法である。第9図に示す器具を使い、 $2r = 10 \sim 15 \text{ cm}$ ,  $d = 1 \text{ m}$ 程度がよい。測定前に孔内の水を数回汲み出して孔の内面を清掃する。

測定結果は第6図の符号にしたがつて同図の式から透水係数が求められる。ただし同式は孔底が不透水層に一致している場合であるから孔径は小さいほどよい。

不透水層が孔底から $\frac{d}{2}$ 以上の場合には第7図の符号にしたがつて同図の図表から透水係数が求められる。

第7図において例題を示すと、今 $H = 105 \text{ cm}$ ,  $Y = 50 \text{ cm}$ ,  $\frac{\Delta Y}{\Delta t} = 0.04 \text{ cm/s}$ ,  $r = 5 \text{ cm}$  とすれば、 $H/r = 21$ ,  $Y/r = 10$  となり図表から  $C = 6.6$  が得られ  $k = 3.1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$  となる。また測定時水温  $T = 10^\circ \text{C}$  とすれば同図表から  $20^\circ \text{C}$  の場合の透水係数  $k_{20} = 4.0 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$  が得られる。

### 4. Dry Auger-hole method<sup>(5)</sup>

前記1~3までの測定方法は地下水面以下に孔を設けておこなうが、地下水面が孔底より下にある場合にDry Auger-hole method を使う。

Well permermeter test ともいい孔の直径  $10 \sim 20 \text{ cm}$ , 深さ  $1 \text{ m}$ 以上が適当である。第9図に示す器具を使い。試験孔の崩れる心配があるときはケーシングパイプを入れ砂レキを詰めてからパイプを抜きとる。この方法は注水方式であるから給水温が土壌温度より  $2 \sim 3^\circ \text{C}$  高めの方がよい。

測定結果は第8図の符号にしたがつて同図の図表から透水係数が求められる。

注水位平衡になるまでの時間は一般に8時間以上の場合には第8図から給水最小時間が求められる。

第8図において  $Y_s$  は動水量を飽和土塊容積で割った値で細土の場合  $0.1$ , 粗土の場合  $0.35$  に変化し、不明なときは  $0.35$  をとる。測定は一般に  $4 \sim 10$  時間おこない、直線部分をたしかめて給水量平衡後初期2時間程度の値をとる。

第8図において例題を示すと、今  $h = 30 \text{ cm}$ ,  $2r = 10 \text{ cm}$ ,  $Q = 1 \text{ cc/s}$  とすれば、 $h/r = 6$  となり図表から最小時間8時間が得られる。同条件で8時間後給水量平衡時に、 $Q = 0.8 \text{ cc/s}$ ,  $T = 20^\circ \text{C}$ ,  $Tu > 3h$  なら  $k_{20} = 2.1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$  が求められる。また同条件で  $Tu < 3h$  なら  $k_{20} = 2.7 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$  が求められる。

なお現場の任意水温における  $k$  は  $T(^\circ \text{C})$  尺の  $20^\circ \text{C}$  で求めればよい、すなわち第7図の  $k$  尺は第8図の補助尺に相当する。

また  $k$  を  $20^\circ \text{C}$  以外の水温における透水係数に換算するには第10図を使つて求められる。

Dry Auger-hole Method (B)

最小給水量を以て最小給水時間計算図

透水性係数計算図 A (Tu=2.5%)

透水性係数計算図 B (K=0.5, Tu=2.5%)

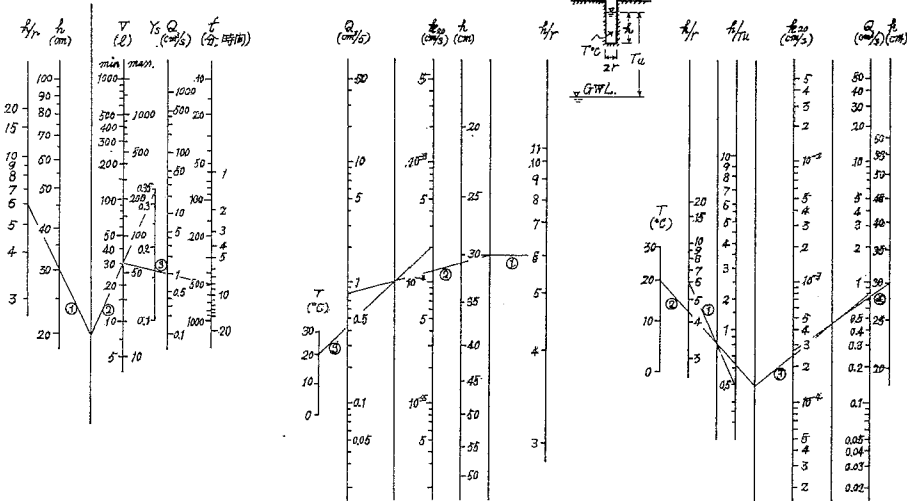
$$T_{min} = 2.07 \frac{1}{K} \left( \frac{Q}{\text{min}} \sqrt{\frac{2}{K(r) - 1}} \right)^2$$

$$T_{max} = 2.05 \cdot T_{min}$$

$$K_{20} = \frac{[\text{min}(\delta(r) - 1)]^2 Q_{20}}{r^2} (\mu T / \mu_{20})$$

$$K_{20} = \frac{\log \frac{r_1}{r_2} \cdot (Q_{20} r^2)}{1/8 + 1/8 (\frac{r_1}{r_2})^2} (\mu T / \mu_{20})$$

$$K_{20} = \frac{\log \frac{r_1}{r_2} \cdot (Q_{20} r^2)}{(\frac{r_1}{r_2})^2 - 1/8 (\frac{r_1}{r_2})^2} (\mu T / \mu_{20})$$

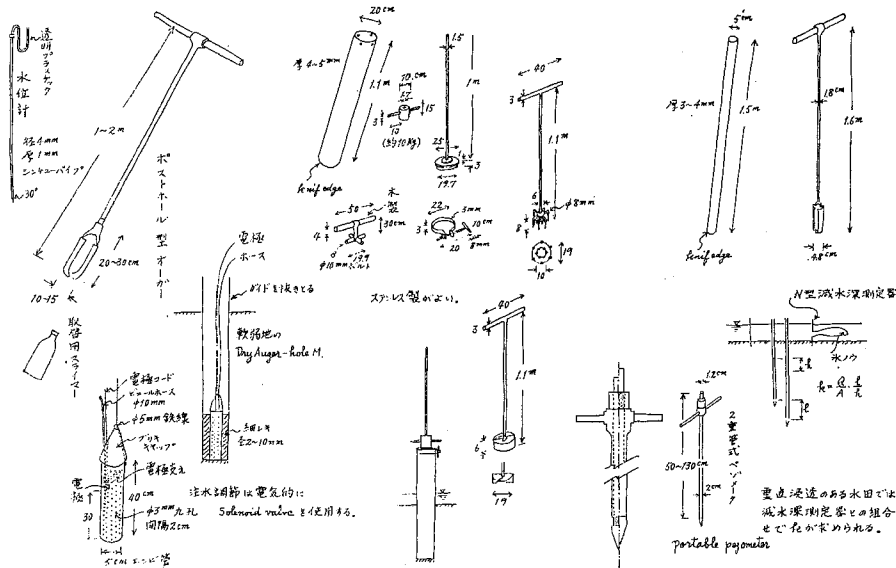


才 8 図

Auger-hole Method

Tube Method

Pegometer Method



才 9 図

# 広域測定

最後に広域の透水係数を測定する場合とか用水井戸などの揚水量を求めるために必要な  $k$  の測定法を述べる。

## 1. Single-well method

井戸の汲上量と水位差および井内水位の変化と時間の関係から  $k$  を求める。

第11図の符号にしたがつてつぎの式から  $k$  を求める。

$$Q = \frac{2\pi k \{h^2 - (h - \Delta h)^2\}}{\log_e r_e / r}$$

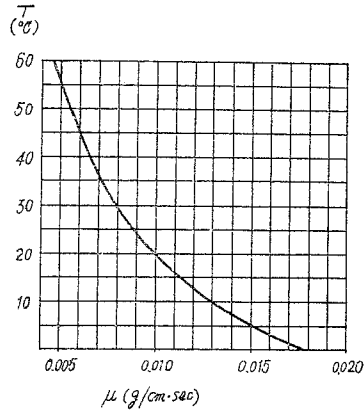
$h$  が  $\Delta h$  より充分大きいとき

$$Q = \frac{2\pi k h \Delta h}{\log_e r_e / r}$$

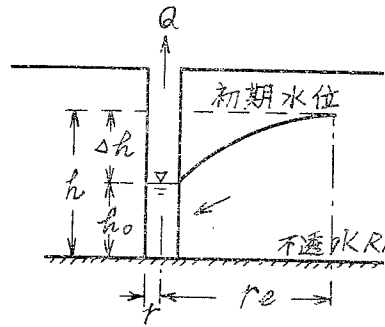
$r_e$  は普通粗い砂かレキでないときは300mにとる。 $r_e$  の値が問題であるが、非定常流の Theis の式を使う場合がある。

$$r_{17} = \frac{r_{75} \times \mu_{75}}{\mu_{17}}$$

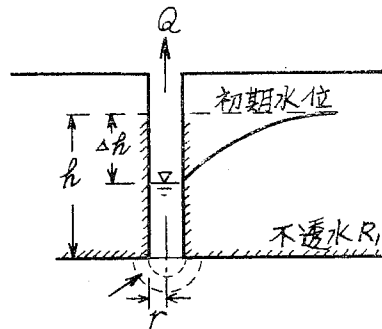
$$\therefore r_{20} = \frac{r_{75} \times \mu_{75}}{0.0101}$$



※10図 水の粘性係数(μ)と水温の関係



※11図



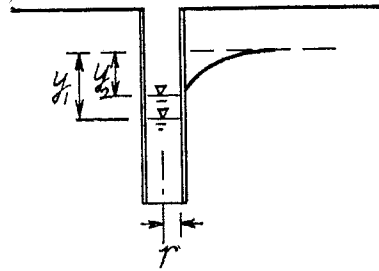
※12図

第12図のように半球状に地下水が流入するような場合に同図の符号にしたがつてつぎの式から  $k$  を求める。

$$Q = 2\pi kr \Delta h$$

第13図のように井水位回復と時間( $t$ )の関係から同図の符号にしたがつてつぎの式から  $k$  を求める。

$$k = \frac{\pi r}{4t} \log e \frac{y_1}{y_2} \quad (\text{田町博士})$$

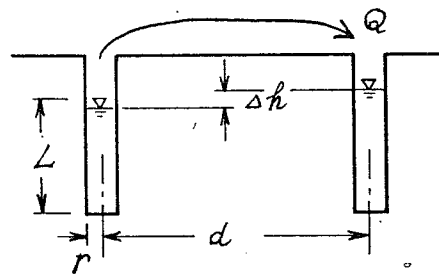


第13図

## 2. Two-well method

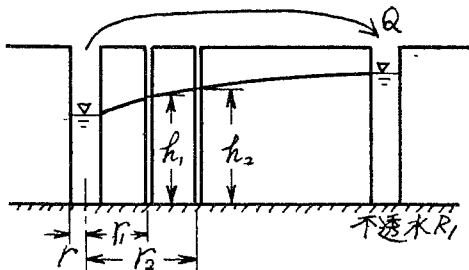
同一条件の井戸を掘り、汲み揚げた水を他の井戸に入れ、両者の水位差を知つて  $k$  を求める。(childの方法)

第14図の符号にしたがつてつぎの式から  $k$  を求める。ただし  $Q, L, \Delta h, d, r$  は  $cm$  単位。



第14図

$$k = 1.6 \times 10^{-7} \frac{Q}{\pi L \Delta h} \cosh^{-1} \frac{d}{2r}$$



第15図

## 3. Four-well method

前記Two-wellの内側に Piezometer 2つを設け外側2つの井戸間の水の動きと小井戸2つの水位差から  $k$  を求める。

(Thiemの方法)

第15図において汲出井戸水位が定常状態になつたとき同図の符号にしたがつてつぎの式から  $k$  を

求める。

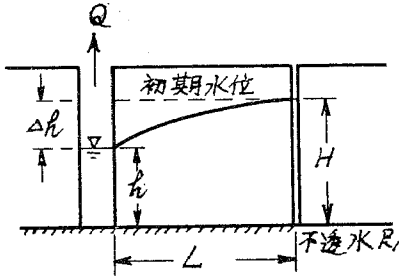
$$k = \left[ \frac{Q}{\pi (h_2^2 - h_1^2)} \right] \log_e (r_2 / r_1)$$

#### 4. Trench method

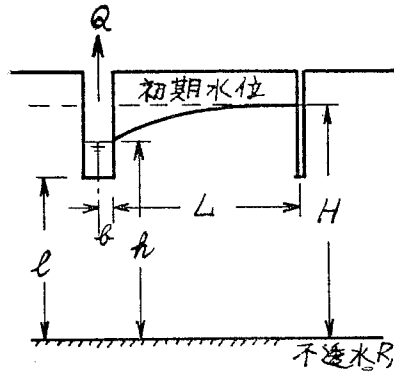
Trench とこれの側壁から直角方向に  $L$  の点に小井戸を掘り、それぞれの底が不透水層に達している場合は汲出量  $Q$  で定常状態になればつぎの Dupuit-Forchheimer の式から  $k$  を求める。

$$k = \frac{Q \times L}{(H^2 - h^2)}$$

不透水層まで底が達していないときはつぎの Hooghoudt の式から  $k$  を求める。



※16 図



※17 図

$$k = \frac{Q \times L'}{(H^2 - h^2)}$$

ただし

$$L' = L + \frac{l(l+b)}{2h}$$

なお、両式とも両側壁からの浸透を考慮している。

文 献

- (1) 田地野直哉 : 暗キヨ排水の施工改良に関する研究(2)  
農研報告F13, P146, P173, 1961
- (2) U. S. Dep. of Agr. Soil conservation Service: National  
Engineering Hand Book, Section16 Drainage chapter 2.  
p 227~236
- (3) 中川昭一郎 : 湿田の乾田化に伴なり透水条件の変化について  
農土試報告2号, P19~86, 1964
- (4) R. K. Frevert and D. Kirkham: A Field Method For  
Measuring The Permeability of Soil Below A Water  
Table, Proce. of Highway Reseach Board vol. 28, 1948
- (5) U.S. Bureau of Reclamation: Earth Mamual P253, 1958



# 室内透水性の測定法

大阪府立大学農学部 手 島 三 二

## I ま え が き

土壤の透水性を測定することは、水田および畑地のかんがい排水に関する諸問題あるいはそのための各種の造構物の材料あるいは基礎として土壤を取扱う場合の諸問題に対して重要な意義をもつことは今更言を要しない。

土壤の透水性の測定方法には比較的小さい寸法の試料について実験室内で行なうものと野外で実際の現地土壤について行なうものと2通りあつて、筆者に与えられた課題は前者の透水性の室内における測定法である。

土壤の透水性は1856年Darcyによつて解明された、砂中の飽和流動に関する実験的法則、

$$q = k \cdot i \cdot A$$

$q$  : 単位時間に砂中を層流状態で流下する水量

$i$  : 動水傾度(勾配), いま損失水頭を( $h$ ), その間の浸透流路長を( $\ell$ )とすれば

$$i = h/\ell$$

$A$  : 流下断面積

このDarcyの法則における透水係数( $k$ )の大小を測定することによつて、飽和状態およびその理論の拡張によつて不飽和状態もともに、土壤中の水分の移動の難易の度合、すなわち透水性を知ろうとするのが、この測定法の現在の理論的背景である。

## II 飽和流動状態

飽和状態についての測定法としてはTevzaghiなどによつて当初工夫された、定水位透水試験,<sup>1)</sup>これは動水傾度が不変、すなわち試料の両端における水頭差が不変であれば、先のDarcyの式は

$$Q/t = k \cdot i \cdot A = k (h/\ell) \cdot A$$

$Q$  :  $t$ 時間に断面 $A$ の柱状の試料の土壤中を流れる水量

とかくことが出来る。よつてこの原理で  $k = Q \cdot \ell / A \cdot t \cdot h$ , として結果を求めめる試験方法と、Gilboyなどによつて考案された、変水位透水試験,<sup>1)</sup>これは試料土の両端の水頭差が変化する場合、

$$dQ = k \cdot (h/\ell) \cdot A \cdot dt$$

$h$  : ある時刻の水頭,  $dQ$  :  $dt$ 時間の流量

いま断面  $a$  のスタンド・パイプの水位が  $dt$  時間内に  $dh$  だけ低下したとすれば、 $dQ = -dh \cdot a$

これらから、 $-\frac{dh}{h} = (k \cdot A / \ell \cdot a) \cdot dt$ ,

$t_1$  から  $t_2$  の時間にパイプ内の水位が  $h_1$  から  $h_2$  に低下したとすれば、積分して

$$\ln(h_1/h_2) = k_1 \cdot A / \ell \cdot a \cdot (t_2 - t_1)$$

よつて  $k = 2.3 \frac{\ell \cdot a}{A(t_2 - t_1)} \log \frac{h_1}{h_2}$

から  $k$  が求められる試験方法である。

これらの原理に基いて各方面で試料土の性質に応じて各種の規格が検討、採用されているが、農業工学分野では最近土質工学会が今春発行した土質試験法<sup>2)</sup>で JIS. A. 1218 の規定に準拠して、試験結果の検討に共通の場をもつことを提案したので、その概要を紹介する。

両法の試験装置は図 1. 1 図 1. 2 に示すとおりである。定水位の場合には透水円筒は内径 10 cm, 越流口までの高さ 15 cm を原則とし、内径は少なくとも試料上の最大粒径の 20 倍以上としている。これは円筒の径に対して土粒子の径が比較的に大きいときは円筒周壁に沿つて試料の間隙が大きくなるので、その部分が透水しやすくなることを防ぐためである。試料の高さは約 10 cm で目的によつて突き棒で突き固めるか、サンプル・チューブ中にとつた乱さない試料を使うかする。なお円筒より径の小さい乱さない試料に対してはそのすき間はベントナイトのペーストなどで密封して周辺の漏水を防止しなければならない。フィルターとしては厚さ 1 cm 丈、砂礫でおおうことにしている。これは  $k$  が  $10^{-8} \text{ cm/g}$  よりも大きい試料に適用できるもので、もつとも簡単な試験法であつて、熟練を要しない。また流速もはやいので、浸透水には変水位に対する場合のように煮沸によつて脱気したものを通常は使用せず、また浸透水量を測定する容器中の蒸発を防ぐような特別な措置は講じない。しかしやや透水性が低い場合にはメスシリンダー中に軽油を一滴たらししておくことにする。結果の整理としては、 $T^{\circ}\text{C}$  の水温で測定した  $k$  は水の粘性変化による補正を行つて、 $15^{\circ}\text{C}$  に換算した  $k$  と土粒子の比重、試料の含水量、乾燥単位体積重および間隙比を共に整理することにしてゐる。

変水位の場合は円筒は内径 10 cm, 高さ 12 cm を原則とする。スタンド・パイプは長さ 1 m の目盛付ガラス管で内径は試料の透水性の大小に応じて、5 mm, 20 mm, 50 mm 程度のもので選ぶ、そして一度沸騰させて脱気した浸透水を貯水槽に貯え、また試料を充分飽和させるために真空度 600 mm Hg 以上に保ちうる真空ポンプ吸引装置が付加されている。この方法は  $k$  の比較的に小さい試料に適用する目的で規定されているが、スタンドパイプの径を適当に選ぶことによつて、 $k$  が  $10^{-1} \sim 10^{-8} \text{ cm/g}$  の広い範囲に適用できる。しかし主目的は  $10^{-3} \sim 10^{-6} \text{ cm/g}$  の範囲であつて、この付近では透水性が不安定であつて、正確に測定するにはかなりの熟

練が必要のようである。この試験では浸透水や試料土あるいはフィルター中に残留する空気の影響は見のがせないで、高い飽和度を実現しかつ試料土中に気泡を生ずることを避けるため真空ポンプによる吸引を行い、さらに一度沸騰させて脱気した水、これは常温では空気含有量を回復する速度はかなりおそいので、これを使用する。試験中、漏水、飽和度の変化、細粒子の流失などの欠陥がおこつて  $k$  に影響しているかどうかを検査するため、スタンド・パイプに2つの高さ  $h_1, h_2$  の外に  $\sqrt{h_1 \cdot h_2}$  の高さを標示しておき、 $h_1, \sqrt{h_1 \cdot h_2}, h_2$  をそれぞれ通過する時刻を  $t_1, t_m, t_2$  として読みとつておく。完全に飽和されているときは、 $(t_m - t_1) = (t_2 - t_m)$  が成り立つべきであつて、両項が2~3%以上相違したときは先の欠陥がおこつている疑いがあるから、試験をやり直す必要がある。

比較的  $k$  が大きい耕地の表土や心土に対して、結果の精度はやや劣るが、現地にも運搬して簡易にやれる変水位試験の方法の1例として Flannery と Don Kirkham が工夫した装置<sup>3)</sup>がある。これは Field Core Permeameter と称しており、

$$k = \frac{2}{t}$$

$t$  : 2cm丈水位低下するに要した時間

で近似的に迅速にもとめることを提案している。この場合、採土地点を field capacity 程度に湿らせ、円筒状に試料土をとり、1~2日水漬した後、試料土上に水を張り、1cm透過させては満水することを繰り返す、定常状態に達したとき測定するものとしている。

$k$  が  $10^{-7} \text{ cm}^2/\text{s}$  よりも小さい試料土には変水位試験方法では長時間を要すること、かつ周壁をよくシールしても漏水量がかなりの誤差となることなどのため、かなり困難である。これには別に土壤の圧密試験 (JIS. A. 1217 に規定された圧密リングを用いる方法と軸圧密試験法とがある) を実施し、圧密係数、体積圧縮係数などから間接的に  $k$  をもとめる方法<sup>2)</sup>がある。

さらにこの方法では現地から乱さない試料を採取して、その  $k$  を知ろうとしても、実際の地盤の透水性とはかなり相違することがある。これは、試料が小さすぎてき裂や大孔隙あるいは大きな礫や転石がある状態の現地の透水性を代表しないこと、試料の含水比が変化したり、気泡がはいつたりすること、試験する浸透水と地下水とで成分が異なることなどが主な原因と考えられる。

また現地では透水方向によつて  $k$  が異なる傾向があることと共に透水性を知つて適用する目的の如何によつて、現地における透水試験を併せて行なうなど、これらの結果を利用するにはそれをもつ意義を充分に考える必要がある。

### III 不飽和流動状態

この状態に対して先の Darcy 法則を基礎として、それを含水比の拡散方程式に変型、拡張して適用することを 1950 年に Childs と Collis-George が提唱して以来、Klute, Gardner, Philip, Young, Miller と Elrick, Rijtema, Kunze と Don Kirkham, Jackson と van Bavel と Reginato などによつて Infiltration や Absorption の研究に対する基礎式として使われ、その発展として 1957~1958 年に Philip と de Vries は液相の移動だけではなく、気相にも分れて水分は移動することを考え、しかも非等温過程の水分移動を記述するには、液、気両相の運動方程式、両相の相互転化項を含んだ水分連続式、熱輸送式および熱量保存則の 4 つの基礎式にもとづいた連立 2 階の偏微分方程式を不飽和透水の基礎式としなければならないことを示したが、その解析は未だ手がつけられていない段階であつて、現在は気相としての移動は無視して、Childs 型の拡散方程式を基礎式とした実際の解析が行われている。

$$\partial\theta/\partial t = V \cdot \{K(\theta) \nabla \phi\}$$

$\phi$  : 毛管, 重力両 potential の和,

$\nabla$  : vector differential operator

であつて、特に Darcy 法則の拡張としながら飽和透水と著しく相違する点は透水係数にあたる、この場合は capillary conductivity あるいは unsaturated hydraulic conductivity (L/T) とよばれる定数  $\{K(\theta)\}$  は含水状態  $(\theta)$  の関数である点であつて、原理的に大きい疑点と考えられるところである。ともあれ、これを基礎式として Gardner 以下大部分の人達は 1 次元水平流の場合、

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial x \cdot \{K(\theta) \partial\Psi/\partial x\}$$

$\Psi$  : 毛管 potential

であつて、つぎの 2 つの仮定を導入する。

(1)  $\Psi = a + b \cdot \theta$        $a, b$  : 定数

(2)  $\Psi$  の微小変化の範囲 ( $\Delta\Psi$ ) では  $K(\theta)$  は一定とする。

その上で先の式は

$$\partial\Psi/\partial t = D \cdot \partial^2\Psi/\partial x^2, \quad D = K(\theta) \cdot b$$

この  $D$  は Soil moisture diffusivity と称されるものであつて、このように線型化した上で、解をもとめている。

その測定装置としては Moore, Taylor, Richard と Weeks などによつて試みられた土柱内に Tensiometer を埋めて、水分移動に伴う水分張力の時間的、場所的変化をもとめて、 $K(\theta)$  を計算する方法 (土柱法)、あるいは Haines 以来多くの人達が行なう pF 特性をもとめる元来の目的の外に、Tension plate に吸引負圧をかけることに

よつて、outflow method と称する流出量の非定常解析法を用い、 $K(t)$ をもとめる負圧法や cellophane の半透膜（これはもつとも高圧な1.5気圧の加圧ができる）や多孔質な ceramic plate あるいは millipore filter と称する monel plate や stainless steel plate を流出界面とする pressure membrane や pressure cell を使用し、同じく outflow method によつて解析する加圧法とがある。ここでは最近アメリカその他で盛んに試みられていることが報告されている加圧あるいは吸引装置による outflow method の現状を紹介する。

cellophane 膜を使った pressure membrane は1941年にRichard<sup>4)</sup>によつてpF ~水分特性をもとめる装置として開発されたもので、図1-3の通り、2本の gas source に若干の差圧をもたせることにより試料土を cellophane に密着させ下から出てくる浸透水をうける構造であるが、高圧時ほど浸透水の誘導とそれが小量であるためにおこる誤差や長時間の測定中の gas 圧の調節あるいは蒸発などのため、初期のものは測定がなかなか困難であつたが、最近改良されたものがわが国でも製品化されている。さらに最近1.000 millibares までの低圧下では透水に対する抵抗性（これはimpedance として取扱われる）が明瞭でよい ceramic plate や 200 millibares までのさらに低圧下では monel plate や stainless steel plate による pressure cell が開発されてきた。図2-1は Kunze と Kirkham<sup>5)</sup>のもので、cell は plexiglas 製 試料土は径7.5cm、高さ7.5cmで流出量は目盛のある1cc のピペット内の気泡の移動で測定し、porous plate 内に浸入する空気を排除する給水装置を付加している。図2-2は Reginato と Van Bavel<sup>6)</sup>のもので、cell は真鍮製で試料土は径5.8cm、高さ3.2cmであつて、この cell 全体を逆転して取り外し、重量で測つて流出量を求める方法をとつている。また吸引圧を水頭によつてかけ、気泡の移動によつて流出量を知る、図3-2の Bruce と Klute<sup>7)</sup>の装置などがある。さらに porous plate 内に気泡が浸入しやすい欠点および試料土の収縮によつて plate 上で試料土がはがれ、impedance が不安定となる欠点を是正する目的で、図3-3に示すとおり Klute と Whisler と Scott<sup>8)</sup>は円筒状の porous ceramic cylinder を製作し、円筒流によつて行つた装置を考案した。ceramic cylinder 内から気泡を追い出すために多くの loop をつけた小さい棒磁石を挿入しておき、外から別の磁石でそれを動かすよう考へている。

以上は装置の概要であるが、解析法としては当初 Gardner は membrane 自体の impedance は無視して解をもとめた。

$$\ln \frac{Q_{\infty} - Qt}{Q_{\infty}} = \ln \frac{8}{\pi^2} - \frac{D\pi^2 t}{4L^2}$$

$Q_{\infty}$  : 総流出量 ,  $Qt$  :  $t$ 時刻までの流出量 ,  $L$  : 試料土の厚さ

しかし、その実験結果は porous plate の種類をかえることによつて  $D$  すなわち  $K(\theta)$  に大きい差異を生ずる、不満足なものであつたので、Miller と Elrick あるいは Rijtema は membrane の plate の impedance を無視せず、それを試料土の impedance に対する比率とした無次元項に書きかえた。それを Rijtema によつて示せば、

$$hL = \frac{K_p \cdot L}{K \cdot L_p} = \alpha \tan \alpha$$

$K_p$  : membrane の  $K$ ,  $L_p$  : membrane の厚さ  
と超越関数において、解をもとめたものは、

$$\ln \frac{Q_{\infty} - Qt}{Q_{\infty}} = \ln \left[ \frac{2 h^2 L^2}{\alpha_1^2 \{ hL(hL+1) + \alpha_1^2 \}} \right] - \alpha_1^2 \frac{Dt}{L^2}$$

$\alpha_1$  :  $\alpha \cdot \tan \alpha = hL$  の第1根

そして、これから  $hL$  の各段階の値に対する標準の理論曲線を描いておいて、実験でえた値を透明対数紙に図示したものをそれに重ねて図解的に  $D$  を求め、別にえた  $b$  の値によつて  $K(\theta)$  を計算する、簡便な方法を Kunze と Kirkham<sup>5)</sup> は考案し、それによつて  $K(\theta) \sim \theta$  の特性を検討した。それらの実験結果を一部示せば、図3-1は総流出量の時間的変化<sup>6)</sup>を示し、図3-2は張力～水分特性<sup>7)</sup>を示すものであつて、図2-3は  $K(\theta) \sim \theta$  特性<sup>5)</sup>を各種の plate によつて求めたものである。

これらの方法と実験結果に対して、Jackson, van Bavel と Reginato<sup>9)</sup> は忠実な追試にもとづいて、あるいは Bruce と Klute は自己の工夫による Tension plate outflow method<sup>7)</sup> でえた結果によつて検討しているが、これらの検討結果を総合的に判断すると、測定の繰り返しによる結果のばらつきが大きいことは改良の余地があると考えられるところであり、現在の段階では、ややきびしすぎるかも知れないが、outflow method によつては値の大きさの order をおさえる程度であるといえるが、基礎とする理論、すなわち Darcy 法則の発展に対する試みと共に、不飽和透水の難易を定量的にとらえようとする、これら一連の研究結果は今後の発展に大きい意義をもつものとするものである。

#### IV むすび

以上、未熟な小論であるが、各分野の知識の交流に幾分なりとも役立てばと考え、とりまとめたものである。なお、文献内容の検討その他に京都大学農学部農業工学教室、海田能宏氏に多大の協力をえたことを付記し、謝意を表するものである。

#### 引 用 文 献

- 1) D. P. Krynine : Soil Mechanics, 1941
- 2) 土質工学会編 : 土質試験法, 1964
- 3) R. O. Flannery & Don Kirkham : Soil Sci. 97, 1964
- 4) L. A. Richards : Soil Sci. 51, 1941
- 5) R. J. Kunze & Don Kirkham : Soil Sci. Soc. Amer. Proceedings, 26-5, 1962
- 6) R. J. Reginato & C. H. M. van Bavel : Soil Sci. Soc. Amer. Proceedings, 26-1, 1962
- 7) R. R. Bruce & A. Klute : Soil Sci. Soc. Amer. Proceedings, 27-1, 1963
- 8) A. Klute, F. D. Whisler & E. J. Scott : Soil Sci. Soc. Amer. Proceedings, 28-2, 1964
- 9) R. D. Jackson, C. H. M. van Bavel & R. J. Reginato : Soil Science, 96, 1963

以 上

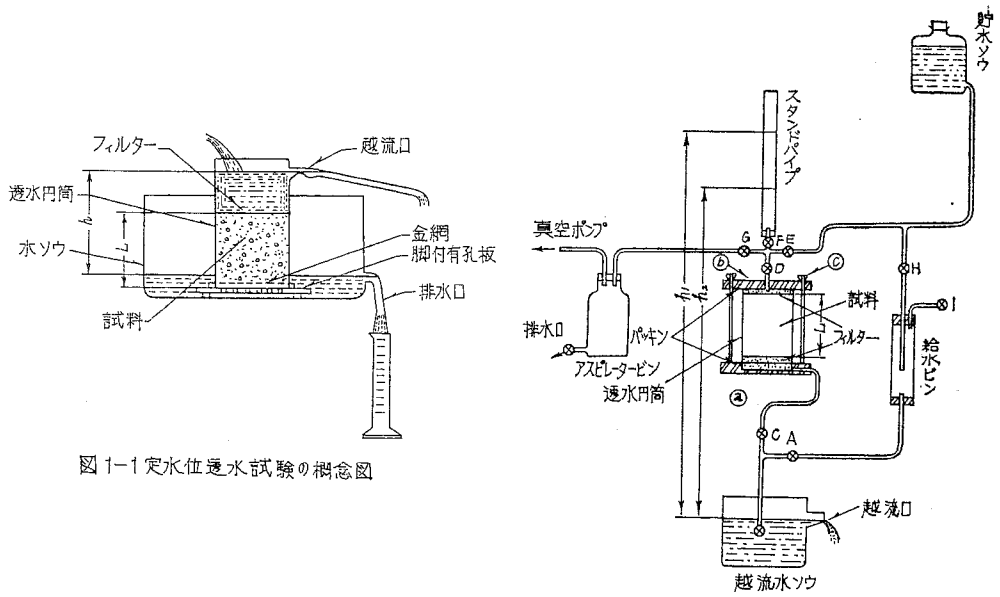


図 1-1 定水位透水試験の概念図

図 1-2 変水位透水試験の概念図

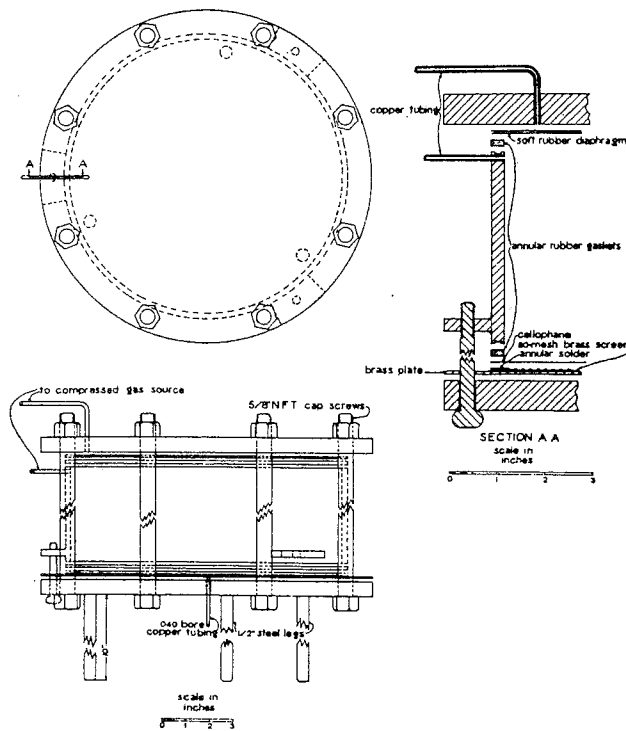


図 1-3 PRESSURE-MEMBRANE EXTRACTION APPARATUS

(after L. A. Richards, 1941)



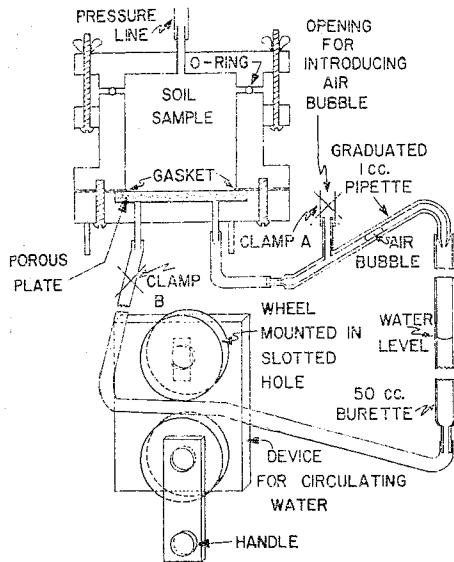


Figure 1-1--Laboratory equipment used in measuring outflow from the soil sample.

(after R.J. Rejzinski & G.H. Mason, Russel, 1962)

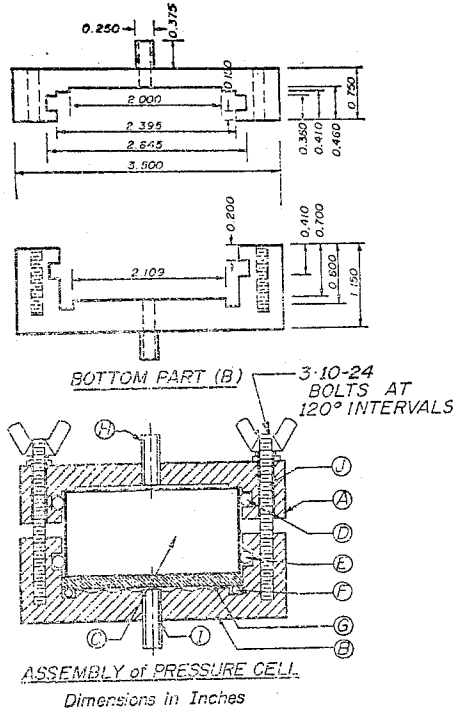


Figure 1-2--Dimensions and assembly of pressure cell.

(after R.J. Rejzinski & G.H. Mason, Russel, 1962)

2-3

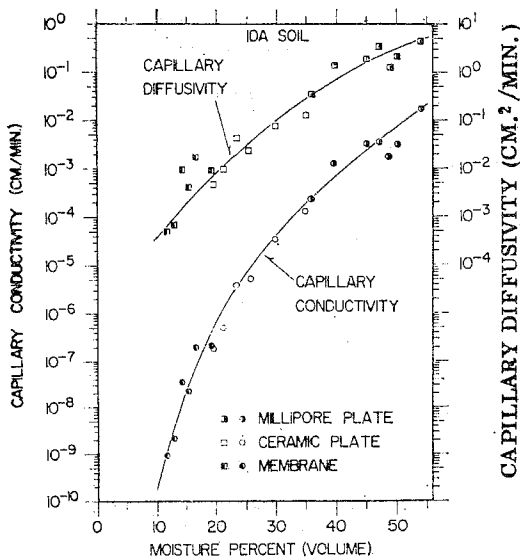


Figure 4--Capillary diffusivity and capillary conductivity determinations of the Ida soil plotted as a function of the moisture content.

(after R.J. Kunze & Don Kirkham, 1962)

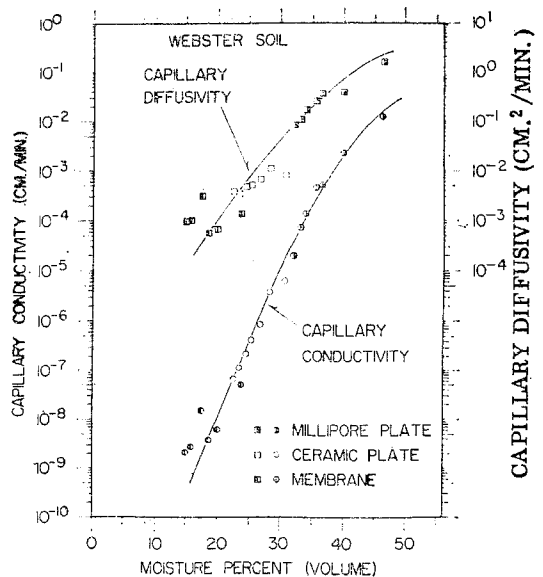
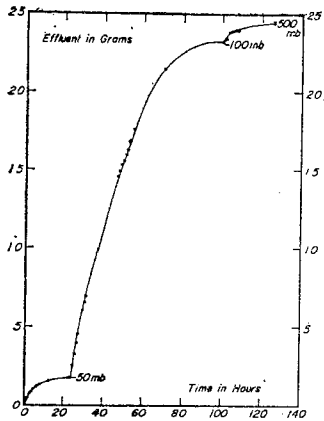


Figure 5--Capillary diffusivity and capillary conductivity determinations of the Webster soil plotted as a function of the moisture content.



3-1 Figure 1—Amount of water released at three pressure potentials vs. time for 50-500 $\mu$  sand using ceramic plate in cell.

(after R.J.Kunze & Don Kirkham, 1952)

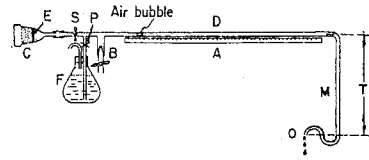
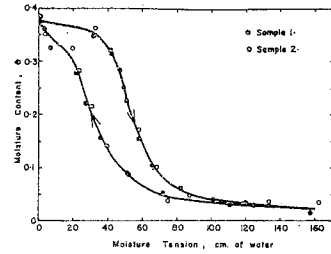
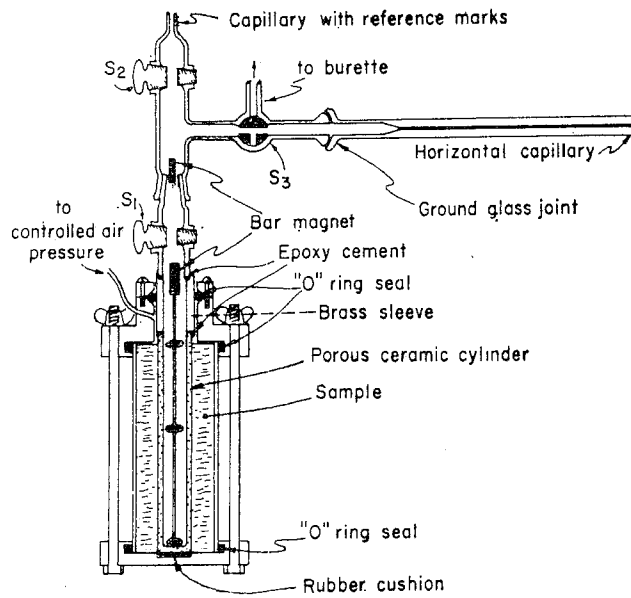


Figure 1—Tension plate apparatus for measurements of volume outflow as a function of time.



3-2 Figure 2—Moisture retention curves for 50 to 250 $\mu$  Bloomfield sand.

(after R.R.Bruce & A.Klute, 1953)



3-3 Fig. 1—Diagram of the pressure cell with cylindrical flow geometry.

(after A.Klute, F.D.Whisler & E.J.Scott, 1964)

## 総 合 討 論

活潑な質疑応答は延べ4時間半に及び、その討論内容をそのまま記事にすることは紙面の都合で消略することとし、論旨を要約してとりまとめることにしました。テープ録音の不完全な箇所も多く、また質疑応答の不明確な点、重複する点も少なくなかった。論旨の集約にあたっては誤りなきを期したつもりであるが、基本的なミスは次号で訂正したいと思います。

(文責寺沢)

### (1) 土壌のコンシステンシー関係

川口(京大農)：測定中に粒団が崩壊し再現性に苦心があると思いませんか？

安富(東大農)：コンシステンシーはある一定した土壌状態をきめて測定する必要がある。

喜田(京大農)：分子間連結度・毛管連結度について

山中(農技研)：土壌をねり固めた状態は毛管力による連結度であり、乾くと粒子間連結性が強まる。適当な湿润状態下で固結度を計る必要がある。この種の連結度はFe, Caなどの接着剤の沈積による固結層の形成前の1つの過程と考える。

喜田：回転粘度計で測定される粘性歪みと分散・凝集の関係は？

安富：レオロジカルには分散は軟化、凝集は硬化と考える。

須藤(山形大農)：コンペネトロメーターの硬さの意味と破断強度との関係は、

山中：コン型の利点は、際を避ける実質的な利点と、貫入の過程で下方と側方に土壌圧縮して、剪断抵抗と圧縮抵抗を計れる点である。円板型は累加的な圧縮抵抗を生じ下方浸入上の諸問題が起る。

須藤：貫入抵抗は歪みに比例するので、その歪みの考慮は？

安富：コンペネトロメーターで計られるものは何かわかりません。しかしあるモデルの物理量を知りそれと土壌の比較の面では意義がある。土の沈下量と歪力を関係づけるには降伏値で表示できる。降伏値はコンペネトロメーターの重要な指数と考える。

東山(山形大農)：コンの側方歪みは土の流動をおこし、その流動は貫入速度と関係がある。

この点は圧砕度を考える時にも歪み速度が問題になると思いませんか？

山中：コンの貫入による累加的歪力の増大を避けるのに、厚さ5cmの土層を排除しながら測定する方法があろう。圧砕抵抗は一種の降伏値歪力すなわち粒子間の摩擦抵抗と連結性に左右される。

東山：粘度計の測定でモールドの作り方で大部異つた値を示すと思う。また原土の処理によって測定値が変わると思うが？

安富：供試土の攪乱の影響が大きい。ヘドロとか関東ロームでは原土の剛性率・粘性率は砕土すると変ってくる。

谷川：干拓地の湿つたヘドロのコンシステンシーは乾かすと著しく変る。

安富：関東ロームのコンシステンシーカーブはチキソトロピックな状態では上向き，風乾すると下向きのカーブとなる。風乾するとダイラタント的な流動になる。

東山：生土を風乾すると塑性領域が非常に狭くなる。風乾は土粒子の電気二重層を縮少すると思う。

山崎（東大農）：コンペネトロメーターで測定される物理性が明らかでない。例えば粘性率，剛性率などの物理量との関連を究明する必要がある。

山中：現状では支持力に関連する諸問題は解決されていない。硬度計はその補助的な役割を果す程度に思う。

鈴木（農技研）：植生と硬度とは密接な関係にある。根の生長と物理性の関係は硬度的なものを考えた方がよい。土壤肥料の分野と土木の分野では物理性の扱い方が異なる。

美園（農技研）：硬度と植生の関係は，土壤圧縮と根の伸び方のメカニズムの両面から解析する必要がある。

前田（北大農）：北海道の火山灰では土壤圧縮と降雨浸透能の関係は間隙率，土性では示されないが，コンペネトロメーターの硬度とはよい相関がみられる。

須藤：コンペネトロメーターの物理的解析は不可能に近い。実際の測定にはコンの型を変えて根毛のときは針，モグラ暗渠のときはコンペネトロメーター，機械走行能では載荷試験を，それぞれの目的対象に応じた硬度計を使用すべきだと思う。

山中：コンの貫入のメカニズムは現地の複雑な土層のために一層解析が困難である。土により圧縮抵抗，弾性的行動が異なるから，これに仮定を入れて解析を進める余地がある。

東山：コンの貫入過程における土の変形は破断強度，歪み強度とは別のものであるから，解析はむずかしい。実用的な分野のデータをふやし理論的な面とかみ合せて解析を進める必要がある。

関谷（園試）：現実には機械導入するときに，どのような測定を行えばよいか？

東山：まんぜんと土の硬さを測定するのではなく，各種の型のコンの特性を考えてそれ相応の土の物理性を解析する考慮がほしい。単に土壤間の硬さを比較するだけでなく，測定目的に応じてコンの型を選び，土の変形流動と物理性の関連を知ることが重要である。

## 2. 土壤構造関係

東山：顕鏡法による間隙率と透水性との関係はどうか？ 間隙の大きさ，量が同じでも透水性は変らないか？

田淵（東大農）：関東ローム表土では団粒間隙が透水性の働きをなし，心土はカベ状構造で

あるがその中に割合大きい間隙があり、これが透水の水道である。一見カベ状の部分に微細間隙がありこれが透水の役割を果す。

田地野（土木試）：ローム層の地山（仮比重0.6，間隙率70%）の透水係数値は盛土（仮比重0.7～0.8，間隙率60%）の約5倍である。

八幡（東大農）：現在の透水性の研究は、孔隙率と透水係数 $K$ の関係だけでなく、間隙の形態が重要であり構造を Porosity だけで評価する時期ではない。

田淵俊男（東大農）：孔隙率と $K$ の関係はさらに進んだ段階で顕鏡法による孔隙形態が問題となる。関東ローム心土は約80%の孔隙率を示しその $K$ は大きいことが予測される。しかし0.1mmの孔隙径（分布量多）を基準にしてハーゲンポアジユの式から $K$ を算出すると実測値よりかなり大きい値をとる。この誤りは、吸引圧PF2.5（300cm水柱，0.01mm孔径）においても水が残留すること、この0.1mmの孔隙内の水が残るのは、毛管孔隙内にネックの状態が存在することを示すものである。つまり立体的な構造が $K$ と密接な関係にあることが顕鏡法により明らかにされた。

山崎：土壌構造の名称の不統一は研究推進上混乱をまねくので、表示法を検討する段階にきていると思う。

山中：構造の評価は土壌生成論的意味の構造とマイクロ構造の表現とは多少異なるであろう。カベ状構造の表示は、Massive structure の意味であり、これは全体が1つのマスに Consolidate していることで、粒子自身が単粒又は団粒であれ、マスとして連結していればよいと思う。カベ状構造は構造単位を単純化したものであり、まぎらわしく非科学的な表現であると思う。

須藤：土壌粒子の配向について説明願いたい。

喜田：粘土粒子の配向は、凍結乾燥法による顕微鏡観察から粒子の連結状態がみられる。粒子の配向によるマクロ構造は容積重、透水性などで判断できるし、これを凍結乾燥法でカムハウスの構造観察によつて実証される。窯業、土質学会などでは、粒子の配向を化学的にコントロールする研究状況にある。

鈴木：大型機械導入による耕盤層は土壌の種類により形成する土としない土がある。盤層は化学的溶脱、植生、透水性に関連して重要な問題である。

東山：土のコンシステンシーはねり返し、風乾により大きく変る。これは粘土粒子の化学的性質の変化によると思うが？

喜田：JISによるコンシステンシーの測定は耕地原土を扱う場合に問題が多い。耕地土は粒団を形成し有機物を含有するから、回転粘度計の剪断をうけて粘性は大きくなる。実質的には粒子濃度が高まり粒団が減少する。一方結合物質としての易溶性  $Fe$  ,  $Si$  ,  $Al$  などの活性

物質は、乾燥すると溶けにくくなる。

### 3. 土壌水分関係

寺沢（農技研）：PFの測定の問題点として(1)一連のpF-水分曲線を測定するとき、各測定法で得られる曲線に不一致がみられる。これは測定条件による土壌構造の変形あるいはPFの測定成分の違いに原因があると思う。蒸気圧法は全ポテンシャルを測定しているが、吸引法、遠心法などは毛管ポテンシャル成分が測られている。(2)現地水分量の測定からPFを求めるときに、室内測定の脱水又は吸水過程のいずれのpF-水分曲線を採用すべきか、という問題である。現地の水分変化は脱水過程が支配的であるから脱水カーブをキャリブレーションカーブに用いる方がよいと考える。(3)一定の含水量に対するPF値は、圃場の方が室内測定値より低い値を示す事例がある。この原因として圃場では作物根による吸水に伴って、圧力を伝達できないリング状水の形成によるものと考えられる。

東山：電気抵抗法による水分の測定は、土壌水的全吸引力別命化学ポテンシャルに関係する水の質と量の状態量を観測定できると思う。すなわち溶質の存在する水の電気化学的性質を利用して、例えば浸透ポテンシャルを電気伝導度から間接的に求める方法と同様に、水の誘電率を測定してエネルギー状態を測定できよう。この性質を利用した測定方法は、まだ一般的に採用できる段階に達していないと思う。

寺沢：全PF領域を1つの方法で測定可能か否かははなはだむづかしい問題である。例えば蒸気圧法によれば理論的に土壌水的全ポテンシャルがPFの全域にわたって測定可能であるが、現在の測定技術ではむづかしい。恒温恒湿槽で既知の化学ポテンシャルの相と平衡状態にある土壌水からPFを測定する試みがある。また圃場の水分変化に相応する全有効水分領域の測定には、加圧式の方法を用いれば一連の測定が可能であろう。

美園：現場の土壌は変形流動しているから、PFの測定で構造の変化を伴う測定法を大事に発展させる余地があると思う。1つの方法でPFを測定することは現状では不可能であろう。それは土壌水の保持機構が重力、毛管力、吸着力場などそれぞれ異なるから、その力場の性質に応じた測定法を採用する必要がある。

関谷：われわれが現場で信頼して使える測定法を確立してもらいたい。

中村（愛媛大農）：PFの各測定法は、それぞれの測定力場において自由水と土壌水の平衡状態を測定している。それ故土柱法、吸引法の測定には水膜の連結性の条件が必要であり、測定限界が生ずる。普通の遠心法では連続的に脱水が続き限界がみられないが、Russellの方法によれば自由水と土壌水の平衡が得られる。蒸気圧法は相対湿度98%以上のPF測定は事実上困難である。今後は測定理論と実用面の間の問題を解決する必要があると思う。

会 員 移 動 (昭和39年2月10日~12月28日)

○ 新 入 会 員

- |                            |                                    |
|----------------------------|------------------------------------|
| ✓落合 敏郎 神奈川県平塚市八幡農業土木試験場    | 松田 豊 札幌市 北大農学部                     |
| ✓齊藤万之助 京都市左京区北白川 京大農学部     | ✓長尾 三郎 東京都品川区東戸越2の884<br>竜宮荘       |
| ✓中西 昂 鈴鹿市江島町 三重農試          | ✓高田 博 宮城県登米郡中田町上沼農業高校              |
| ✓吉川 操次 同 上                 | ✓永石 義隆 佐賀市高木瀬町 農業土木試験場<br>佐賀支場     |
| ✓松田 兼三 同 上                 | ✓難波 直彦 鹿児島市上荒田町 鹿児島大学<br>農学部       |
| ✓細谷 毅 埼玉県上尾市上尾宿 埼玉農試       | ✓菊地 晃二 札幌市琴似町八軒 道立中央農試             |
| ✓野村 琥 札幌市琴似町八軒 道立中央農試      | ✓岡 晃 佐賀市上多布施町中折上<br>県営住宅112        |
| ✓高尾 欽彌 同 上                 | ✓盛 時雄 旭川市永山町9丁目 道立農試上<br>川支場       |
| ✓石田 隆 静岡県清水市駒越 柑橘試験農       | ✓田中 宏幸 愛知県安城市池浦町 愛知農試              |
| ✓中田 礼嘉 仙台市北六番丁 東北大学農学部     | ✓高橋 和司 愛知県豊橋市飯村町大字高山<br>農試豊橋経営実験農場 |
| ✓市来小太郎 愛知県知多郡武豊町東海近畿農試     | ✓高橋 哲夫 群馬県前橋市江木町 群馬農試              |
| ✓林 宏一 長野市中御所363 長野農試       | ✓堀田 敏友 石川県石川郡野々市町中林<br>石川農試        |
| ✓蟻川 浩一 神奈川県平塚市寺田繩 神奈川農試    | ✓吉田 力 鶴岡市新屋敷 山形大学農学部               |
| ✓西山 信一 同 上                 | ✓秋山喜三郎 札幌市琴似町八軒 道立中央農試             |
| ✓吉川 侑男 長野県下伊那郡岡谷町下田農試下伊那分場 | ✓宇田川義夫 鹿児島県谷山市上福元町<br>鹿児島農試        |
| ✓加藤 芳朗 静岡県磐田市見付静岡大学農学部     | ✓吉浦 昭二 大分市荏隈 大分農試                  |
| ✓内山 昭三 新潟県長岡市長倉町 新潟農試      | ✓赤木 博 宇都宮市今泉町1874 栃木農試             |
| ✓中林 茂男 富山市太郎丸 富山農試         | ✓鈴木 誠 東京都杉並区高円寺 蚕糸試験場              |
| ✓山根 一郎 仙台市片平丁東北大学農学研究所     | ✓福永 良一 福岡県筑紫郡筑紫町上古福岡農試             |
| ✓鎮西 忠茂 那覇市首里 琉球大学          | ✓松井 幹夫 同 上                         |
| ✓永井 芳雄 鹿児島県谷山市上福元町鹿児島農試    | ✓内田 文雄 宇都宮市今泉町1874 栃木農試            |
| ✓友広啓二郎 福井市町屋町 福井農試         | ✓神尾 彪 鶴岡市新屋敷 山形大学農学部               |
| ✓岩川 博 高知市朝倉北城山 県果樹試験場      | ✓丸田 勇 新潟県長岡市長倉町 新潟農試               |
| ✓橋本 博好 同 上                 | ✓有光 一登 東京都目黒区下目黒4の770<br>林業試験場     |
| ✓豊島賢太郎 倉敷市酒津 倉レక్క研究所      |                                    |
| ✓文 房 堂 岐阜県羽島郡笠松町春日町        |                                    |
| ✓堀口 郁夫 札幌市 北大農学部           |                                    |
| ✓陳 暹 中華民國台湾省台南市<br>台湾糖業試験所 |                                    |

✓馬場 昂 新潟市小金町106新潟大学農学部  
 ✓農林省利根川調査事務所 千葉県柏市根戸高野台471  
 ✓古藤 実 神奈川県中郡二宮町二宮1217 県園芸試験場  
 ✓岡本 恭二 埼玉県北足立郡北本町荒井 農林省農試畑作部  
 ✓本田 宏一 水戸市若宮町384 茨城農試  
 ✓後藤 計二 札幌市琴似町八軒 道立中央農試  
 ✓渡辺 巖 埼玉県北足立郡北本町荒井 農林省農試畑作部  
 ✓収 慧 宮崎市京塚町 宮崎農試  
 ✓前原 三利 鹿児島県枕崎市別府 農林省茶業試験場枕崎支場  
 平峯 重郎 同 上

○賛助新入会

日本畑地かんがいK五 東京都台東区1丁目30番5号 三宝伸銅ビル内  
 大友商事KK 東京都千代田区駿河台1の2 馬事畜産会館

○住所変更(新住所のみ)

国分 欣一 埼玉県鴻巣市鴻巣 農林省農試  
 根本 清一 同 上  
 箱石 正 札幌市琴似町八軒 道立中央農試  
 徳永 美治 豊橋市飯村町大字高山 愛知農試豊橋経営実験農場  
 上村 亀記 同 上  
 桂山 幸典 大阪府泉南郡熊取町 京大原子炉実験所  
 長谷川新一 東京都千代田区霞ヶ関 農林省農林水産技術会議  
 太田 一 群馬県新田郡新田町木崎 農試木崎蔬菜試験地  
 白井 恵治 東京都中央区銀座銀富ビル 農林水産航空協会  
 島田 晃雄 青森県黒石市大字黒石 青森農試  
 芳野 省三 京都市上京区西洞院下長者町下ル 近畿農政局資源課  
 八田 貞夫 熊本市二の丸町九州農政局構造改善課  
 関谷 宏三 東京都北区中里町402  
 木村 肇 鳥取県岩美郡国府町岡益  
 川嶋 次夫 鶴岡市新屋敷 山形大学農学部  
 木内 和美 東京都北区西ヶ原 農業技術研究所

藤堂 誠 福岡県筑後市和泉 九州農試  
 和田山利明 福島市飯坂町平野 県園芸試験場  
 伊藤 実 盛岡市上田 岩手大学農学部  
 松田 松二 香川県木田郡三木町香川大学農学部  
 信越化学工業(株)土壌・肥料研究所 東京都大田区大森北5丁目8-12  
 森 哲郎 愛知県知多郡武豊町南中根 東海近畿農試  
 北岸 確三 津市上浜町 三重大学農学部  
 渡辺 敏夫 茅ヶ崎市西久保字大町509 東洋高圧工業KK農材研究所  
 中原美智男 佐賀県 果樹試験場  
 矢橋 晨吾 東京都目黒区駒場町862 東京教育大農学部  
 湯村 義男 愛知県知多郡武豊町東海近畿農試  
 横井 肇 東京都北区西ヶ原農業技術研究所  
 千葉 農試 千葉市大金沢町  
 岐阜大農学部 岐阜県各務原市那加

米谷 昭 豊橋市今橋町8 愛知用水公団豊川事業所工事第二課  
 新田 伸三 名古屋市昭和区準人町7の15  
 国井 喜章 埼玉県鴻巣市鴻巣 農林省農試

○名称変更

札幌市琴似町八軒 北海道立農試は北海道立中央農試と改称

○退会者

山本 誠(高知県) ✓ 児玉 敏夫(埼玉県) ✓  
 藤井 清信(埼玉県) ✓ 井本 三郎(岡山県) ✓  
 三浦恭四郎(同上) ✓ 松本 昌一(同上) ✓  
 杉本 正雄(東京都) ✓ 浮田 純二(同上) ✓  
 小畑 秀雄(鹿児島県) ✓ 日東化学工業KK(賛助)  
 藤井 基男(岩手県) ✓ 高田 徹也(京都) ✓

○死亡

徳岡 松雄(愛知県)



## 【編集後記】

さわやかな春風とともに「土壌の物理性」No.11~12合併号を送ります。

本誌は、1964年11月15~16日、東京で行なわれた第6回土壌物理研究討論会—土壌物理性の測定法とその意義—の討論内容を特集したものです。討論会は、会員のアンケートに基づいて計画され、10名の講演者、毎日250名をこえる熱心な会員の参加、座長、幹事、協力者の努力に支えられて大きな成果を上げました。

本誌は、その成果をできる限り吸収し編集されておりますので、きつと会員諸氏の要望と期待に応えるものであると信じます。土壌物理研究会がこのような立派な会誌を発行できるほどに発展したことは、何よりも会員諸氏の熱心な研究と努力の結果であり、御同慶に堪えませんが、同時に、講演、討論、原稿、執筆、校正などに終始御協力下さった10名の方々をはじめ、弱体な在東京の編集係を援けて御協力を頂いた農技研の会員の方々、および印刷所弘進社の御協力のたまものであります。こゝに心からの御礼を申し上げます。

研究会の今後の発展と会員諸氏の御健斗を祈ります。

なお、この会誌が到着する頃には、東京の新本部は、つぎの会誌のための原稿をお待ちしております。多数の力作をお送り下さい。(1965, 3, 8 東京, 農技研, 美園, 寺沢)

## 農林省登録腐植酸肥料

# フミン酸肥料懇話会

会員メーカー (ABC順)

アツミン

(ニトロフミン酸苦土珪酸塩)

フミゾール

(ニトロフミン酸アンモニウム塩)

エスコン

(ニトロフミン酸アンモニウム塩)

テルナイトアンモン

(ニトロフミン酸アンモニウム塩)

東 化 工 株 式 会 社

東京都中央区日本橋小網町2-14 (洋糖ビル)

北海道炭礦汽船株式会社

東京都中央区日本橋室町2-1 (三井三号館)

日本水素工業株式会社

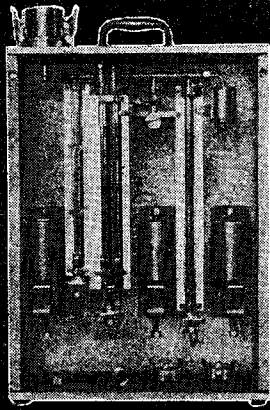
東京都千代田区有楽町1-10 (三信ビル)

帝石テルナイト工業株式会社

東京都千代田区平河町1-2 (中政連ビル)

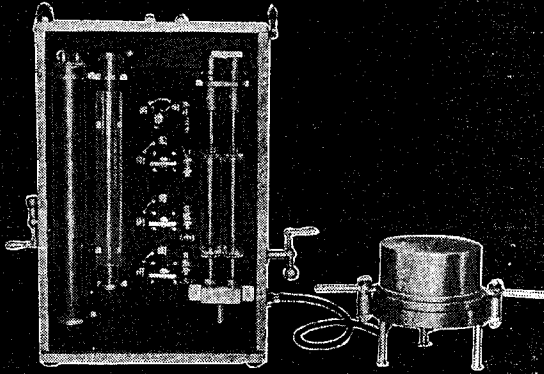


ダイキの土



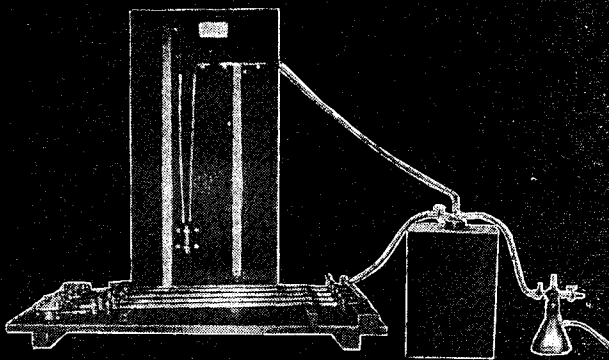
DIK-100型

実容積測定装



DIK-2000型

実容積測定装



DIK-II型

土壌pF測定装置

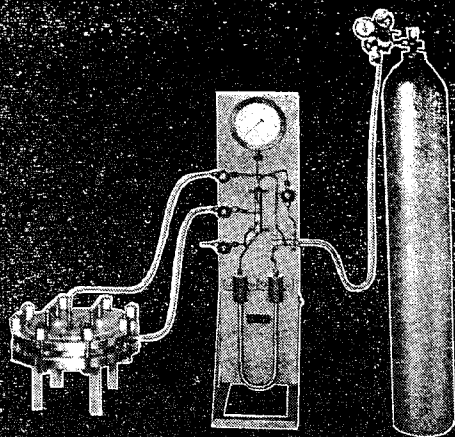
大起理

東京都荒川区町屋2丁目

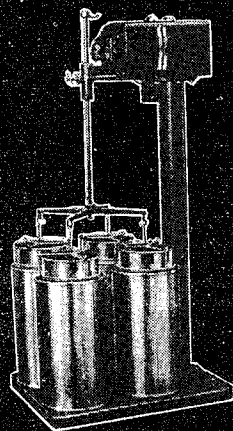
# 物理性測定器

Daiki

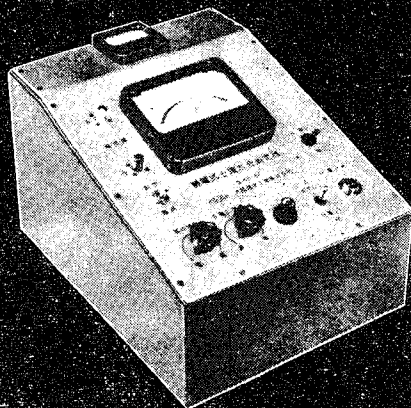
改良型  
土壤圧膜装置  
(土壤溶液採集装置)



DIK-III型  
土壤団粒分析装置



DIK-F-I型  
DIK 誘電式土壤水分測定器



## 業株式会社

TEL 東京 (802) 2191(代)

# ネニサンソ

水分と空気の具合いを、うまく調節し、理想的な土をつくるために使われる土壌改良剤、それがネニサンソです。

- 苗床、挿木、挿芽に……
- 園芸作物、果樹、花卉  
その他、各種作物の栽培に……
- 清浄栽培に……
- 球根類のパッキング、苗木の根巻きに……
- 造園、植林に……

発売元  **三井物産株式会社**

東京都港区芝田村町1の2

製造元  **三井金属鉱業株式会社**

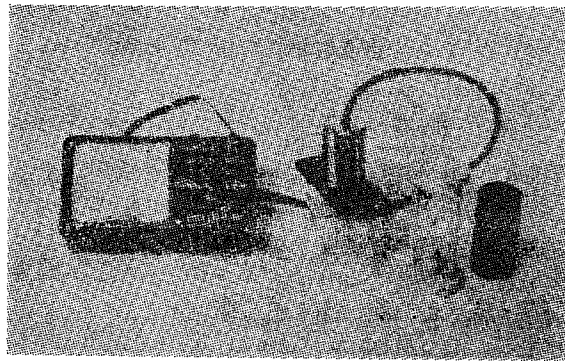
東京都中央区日本橋室町2の1

## 理研式酸度計

PHメーター

農産加工用、醸造用、  
土壌調査用、酪農用、

簡易騒音計  
疲労度検査器  
ルクスメーター  
各種科学計器



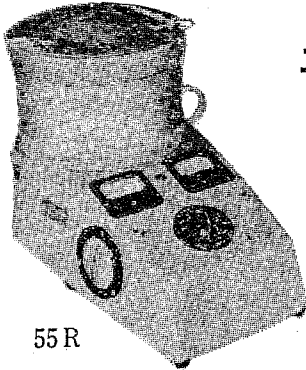
携帯用ケース付 ¥ 12,500

## 理研科学測定器研究所

東京都台東区神吉町52 (三鷹計器内)

電話 (871) 4307, 4925

定評ある *Marusan* の研究用 遠心分離機



55 R

土壤水分測定用遠心分離機

土壤水分測定用遠心分離機

55 R (PF値 3.3以上) 回転数: 16,500R. P. M  
遠心力: 26,400×G

90 A R (PF値 3.3以下) 回転数: 4,000R. P. M  
遠心力: 2,600×G

- 特長 ● 操作簡単  
● モーターは弊社特製にて耐久力大  
● 正確なPF値の測定

株式会社 佐久間製作所

本社・工場 東京都大田区南六郷3の16番地 電話 (731) 1257・3170 (732) 0847  
神田出張所 東京都千代田区神田多町1の9番地 電話 (251) 4 9 1 7・6 0 5 9  
大阪アフターサービス出張所 大阪市北区綱笠町13-2 神光ビル階 電話 (361) 7 7 6 3

自記マノメーター

硝子ゲージ管の水柱又は水銀柱の高さを  
自動的に自記します。

主要製品

- 土壤溶液採取装置 (リチャード型)
- 精密自記蒸発計
- 簡易自記水位計
- 自記蒸発散位計
- 森式風向風速自画器
- 農業用微気象測定器各種
- その他各種測定器設計製作

主な納入先

- 農業技術研究所・東海近畿農業試験場
- 関東東山農業試験場・九州農業試験場
- 各地農業試験場・各大学農学部

東京都世田谷区玉川甲賀町1-22

合資会社 ウイジン工業社

代表社員 森 武保  
技術士

電話 (70) 0 5 3 1

# 丸東の土壤物理試験器

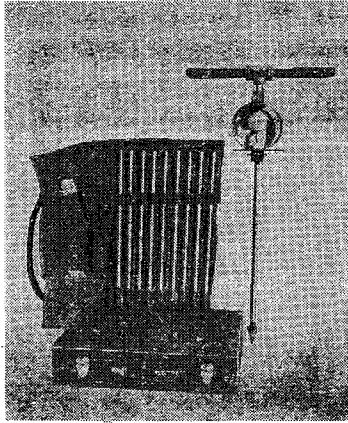
コーン・ペネトロメーター S44

(静的貫入抵抗試験器)

Patent No. 445818

## 特徴

本体に視鏡および換算図表装備(Patent)のため、1人で測定中に貫入力と地耐力が読みとれます。



コーン・ペネトロメーター S44

自記式の土質常数測定器SH-36ポケット型コーン・ペネトロメーターS45AN等、各種土質試験器機がございます。お問い合わせ下さい。

## 営業品目

上質・コンクリート・アスファルト試験器  
 万能・圧縮材料試験機 / 衝撃試験機  
 硬さ試験器 / 力計・マルチ・リンク  
 その他各種材料試験機

## 株式会社 丸東製作所

本社 東京都江東区深川白河町2の7  
 TEL東京(641) 2661・8735・7749・1090  
 出張所 京都 TEL(84)7992 札幌 TEL(23)0409

## 3連式低温度恒温恒湿槽

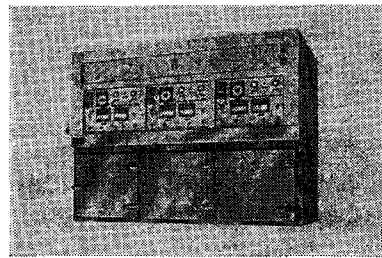
型式LTH-S 温度範囲 $-5 \sim +85^{\circ}\text{C} \pm 0.5^{\circ}\text{C}$  湿度範囲 $20\% \sim 95\% \pm 3\%$   
 試験槽内寸法 $450 \times 400 \times 400\text{mm} \times 3$ 室

装 備 自動水位装置・自動圧力開閉装置・自動高温安全装置

上記の3連式は3室がそれぞれ独立しているので1室ごとに温度・湿度範囲を自由に別条件にて変える事が可能である。

## 営業品目

- 振盪式恒温水槽
- 電気定温発芽試験器
- 血清培養凝固器
- 土壤用恒温水槽
- 電気定温培養孵卵器
- 循環攪拌恒温器



東京都板橋区若木1丁目2番18

## 板橋理化学工業株式会社

電話 北町(933)(代表) 6181

## 代理店

大阪地区 株式会社本山商会  
 名古屋地区 株式会社旭商会  
 盛岡地区 有限会社成瀬理化商会  
 札幌地区 日本理化学株式会社  
 道南地区 株式会社博屋商会

# 堆肥不足に **テンポロン**®



タバコ・蔬菜の苗床の土作りに  
果樹園の土壤を若返らせ、樹勢を回復させる地力の素

メモ  
テンポロンの主成分は熟成堆肥の成分である  
フミン酸カルシウムを85%（天然堆肥の約30  
倍の濃度）も含んでいます。  
したがって最近の堆肥不足をおぎなうために  
最も適した化学堆肥です。

発売元



**三菱商事株式会社**

本社／東京・丸の内 電(211)0211(代表)

製造元



**天北化学株式会社**

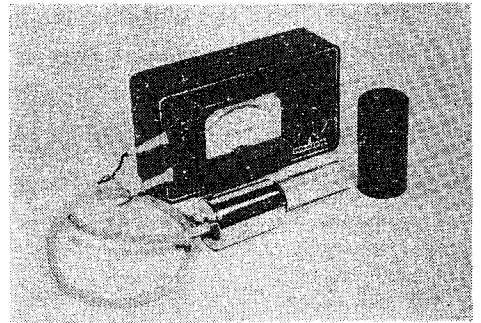
本社／東京・神田 工場／北海道・幌延

現場と研究室を30秒で結ぶ!!

## 理研式簡易水分計

- 応答性が良く、30秒で答が得られ再現性が優れている。
- 堅牢で実用的であるので誰でもどこでもいつでも計れる。

携帯用皮ケース付 №27,000



1. 電極には高度の冶金工業技術の粋を集め開発された特殊金属を使用していますので、分極作用の影響をほとんど受けません。
2. メータースケールは含水比、水分率を同時に示すように設計されています。
3. 農林省農業技術研究所土壤物理研究室で、約5ヶ年にわたり各種の圃場試験が行われた結果、本器の性能の優秀さが確認されています。

製造元 理研科学測定器研究所

総発売元 **大有商事株式会社**

本社 東京都千代田区神田駿河台1の2 電話(201)7201~4

大阪事業所 電話(921)0625・6923 名古屋事業所 電話(94)0447

## 【総 会 報 告】

才6回討論会の当日、評議員会（11月19日）、総会（11月20日）が農業技術研究所において開かれました。評議員会（川口、吉良、美園、山崎、山中の各評議員出席）で、特に役員改選、事務局移転が審議されました。

会長、副会長、評議員の選出法は従来の慣例にしたがうことになりました。そして、評議員会で候補者を推薦し、総会で昭和40年度（昭和40年4月1日から昭和41年3月末）の役員に下記の各位が選出されました。

会長 吉良 芳夫（東京農大）

副会長 美園 繁（農技研）

評議員（15名）

錦木 肇夫（農業機械化研究所）

川口桂三郎（京大農）

金子 良（農土試）

吉良 芳夫（東京農大）

須藤 清次（山形大農）

竹原 秀雄（林試）

藤 堂 誠（九州農試）

沼尾林一郎（群馬農試）

富士岡義一（京大農）

美園 繁（農技研）

山崎不二夫（東大農）

山中金次郎（農技研）

八幡 敏雄（東大農）

米田 茂男（岡大農）

横井 肇（農技研）

また、総会において、研究会の活動状況、会計（別記）が報告されて承認されました。才6回討論会の特集号を11、12合併号として農技研の美園、寺沢両氏によつて編集することに決まりました。

さらに、会長の更迭にともなつて、本年4月に本会の事務局を京都大学農学部から東京農業大学農業機械研究室に移転することになりました。

## 昭和38年度会計報告

### ・ 収 入

|         |                       |
|---------|-----------------------|
| 前年度くり越高 | 1 1 5, 7 6 8 円        |
| 会 費     | 1 6 6, 0 0 0          |
| 会 誌 売 上 | 1 2, 8 5 0            |
| 広 告 費   | 1 5, 5 0 0            |
| 懇 親 会 費 | 8, 5 0 0              |
| 要 旨 売 上 | 4, 3 0 0              |
| 貯 金 利 子 | 1, 4 4 5              |
| 合 計     | <b>3 2 4, 3 6 3 円</b> |

### ・ 支 出

|          |         |
|----------|---------|
| 9号印刷費    | 89,000円 |
| 交 通 費    | 4,200   |
| アルバイト費   | 6,100   |
| 幹 事 手 当  | 3,000   |
| 才5回討論会費用 | 41,600  |
| 文 具 費    | 5,825   |
| 通 信 費    | 19,420  |

|         |                       |
|---------|-----------------------|
| 10号印刷費  | 1 1 4, 7 1 0          |
| 39年度へ繰越 | 4 0, 5 0 8            |
| 合 計     | <b>3 2 4, 3 6 3 円</b> |

## 昭和39年度会計中間報告（39年12月20日）

### ・ 収 入

|                |                       |
|----------------|-----------------------|
| 前年度くり越高        | 4 0, 5 0 8 円          |
| 会 費            | 1 4 2, 0 5 0          |
| 会 誌 売 上        | 1 4, 2 5 0            |
| 会 誌 広 告 料      | 2 4, 0 0 0            |
| 討論会要旨売上        | 1 2, 5 0 0            |
| 〃 懇親会費（正19費12） | 2 1, 5 0 0            |
| 〃 展 示 料        | 2 5, 0 0 0            |
| 振替貯金利子         | 2, 0 5 3              |
| 郵便貯金利子         | 9 2 2                 |
| 合 計            | <b>2 8 2, 7 8 3 円</b> |

### ・ 支 出

|         |                     |
|---------|---------------------|
| 通 信 費   | 7, 3 2 0 円          |
| 文 具 費   | 7 0 0               |
| 才6回討論会費 | 6 9, 3 6 0          |
| 合 計     | <b>7 7, 3 8 0 円</b> |

### ・ 差引現在高

**2 0 5, 4 0 3 円**

## 【お 知 ら せ】

- 1 本部の所在地  
東京都世田谷区世田谷4丁目  
東京農業大学 農業機械研究室内 吉良芳夫  
振替口座
- 2 研究会幹事  
庶務、会計・小林 正（東京農大）  
会誌編集、研究討論会・安富六郎 中野政詩（東京  
大農業工学） 寺沢四郎（農技研）
- 3 第7回土壌物理研究討論会  
テーマ「農業機械と土壌の物理性」  
1 土壌のテイルス（易耕性）  
2 走行能  
3 土壌水分と硬さ  
時 1965年（昭和40年）秋（10月か11月を予定し、  
最終決定は6月）  
所 東 京 会 期 1 日  
最終決定には、会員のアンケートの結果を参考にす  
る。アンケートはつぎの諸点とする。〆切は五月末  
まで本部到着のこと。  
1 前記のやり方でよいか  
2 よかつたら誰にやつてもらおうか、副題毎に推せ  
んする。  
3 やり方を変えたいときは、それについて  
4 その他に討論したい問題は
- 4 会 誌  
1 11、12合併号（才6回研究討論会特集）は1965年  
2月末日までに発行する。  
2 13号は、投稿論文〆切、1965年6月末、8月印刷  
9月発行とし、詳しくは投稿規程による。  
3 14号は、研究討論会（才7回）の特集号とする。





土壤の物理性 第11・12号

(会 員 配 布)

1965年3月27日 発行

発 行 土 壤 物 理 研 究 会

世田谷区千歳局区内世田谷4の461

東京農業大学農業機械研究室内

電話東京(420)2131—内線38

振替口座 東京 17,794

印 刷 弘 進 社

東京都世田谷区世田谷1の16

電 話 (429) 7 8 1 1 番