

## Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

## 土 壤 の 物 理 性

第 2 号

測定法に関する特集号

昭和 35 年 3 月

御挨拶を兼ねて .....	山 中 金 次 郎 .....	1
論 説		
耕耘機具と土壌の物理性・力学性 .....	鍋 木 豪 夫 .....	1
工学における土壌学 .....	須 藤 清 次 .....	4
資 料		
粒径分析法に関する考察 .....	山 中 金 次 郎 .....	8
土壌水分測定のための電気抵抗法について .....	岐 部 利 幸 .....	13
実容積法による圃場水分の測定法 .....	美 園 繁 .....	17
土壌の透水性測定について .....	八 幡 俊 雄 .....	21
Soil tilth の測定法について .....	米 田 茂 男 .....	24
土壌構造とその測定法 .....	喜 田 大 三 .....	28
報 文		
圃場における土壌物理性の測定値の偏差について .....	下 村 和 子・美 園 繁 .....	34
会 員 名 簿 追 加		

土 壤 物 理 研 究 会

東京都北区西ヶ原 農業技術研究所化学部内



# 土 壤 物 理 研 究 会 規 約

- 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う。
1. 研究発表会、討論会及び見学会等の開催
  2. 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan, 会誌という) 並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、関係諸団体との協力
  4. その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第 4 条 本会の会費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 200 円 賛助会員 1口年額 2,000 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 10 名及び幹事若干名
- 役員の出選は総会において行い、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。

附 本会の事務所は当分の間下記におく (昭和 34 年 4 月現在)

東京都北区西ヶ原 農業技術研究所化学部内  
土壌第1科 土 壤 物 理 研 究 室

☆ 上記規約は昭和 34 年 4 月 6 日の第 1 回総会において決定された。

# 御挨拶を兼ねて

山 中 金 次 郎

一昨年春、土壌肥料学会会期中に内輪の集り程度に発足した本会はその後予想外の発展を続け、昨春会誌第一号の発刊を機として会の組織を整理するために評議員10名が推薦され、又その互選に依つて会長が指名される事になりました。

この様にして昨春の会長指名に依つて私が第一回の会長をお引受けする事になりましたが、これは光榮であると同時にその任に堪え得るやについて甚だ不安を感じる次第でもあります。

土壌物理はとかく難解とされ且つ敬遠されて来ただけに会を発展させてゆく事には困難な事情が伴うと考えざるを得ません。この点につき会員の皆様の御指導と御力添えを御願ひし、この分野の発展に対して努力をしたいと念じております。

土壌物理がその本来の重要性を広く認識させ、且つこれを有効に各部門にとり入れて貰うためには本会の方針として次の様な事が前提的にとらえる事と考えます。

即ち、研究の成果を可及的にわかり易い、肩の凝らない様式に表現し、薔式の様なものゝ簡素化して表示する事が一つでありましょう。次に農業分野に対しては生産性と有機的な連関に絶えず注意し、純粋の基礎研究は農耕、肥培、土木、築業、道路等の各分野に貢献できる様に視野を広くとる事が考えられます。

要言すれば非常に程度の高い内容を非常に分り易い様式に表現するための努力が必要と考えます。

幸に第2号は第1号より更に充実した内容と立派な外観を持つて発刊出来ました事は慶びに堪えない次第であり、更に今後の大きな発展が期待されます。

以上甚だ不束乍ら、所感の一端を述べて御挨拶と致したく存じます。

## 論 説

### 耕耘機具と土壤の物理性・力学性

鏑 木 豪 夫

(関東東山農試)

耕耘という作業は農業の発祥と同時に始められたと思われるが、その理論はまだ確立されていない。元來、耕耘作業は、ある種の機具によつて土壤に何らかの変化を与え、その土壤の理化学性が作用の生育に影響する過程を指すものと思われるから、その研究分野も、耕耘機具と土壤の物理性に関する面と、土壤の物理性と作物に関する面とに分けられる。ここでは前者をとり上げて、その発展の概要を述べてみようと思う。

#### 1. 土 壤 抵 抗 の 測 定

耕耘機具による土壤抵抗したがつて動力の測定はもつ

とも早くから手掛けられた事項である。これは直接役畜やトラクタの牽引能力を左右する因子であるから、もつとも現実的な問題でもあつた。この目的に使用された動力計 (Dynamometer) は、当初、簡単な自記録装置を備えたバネ秤であつたが、その後各種の油圧式動力計が考案されて、現在なお使用されている。動力計による土壤抵抗の測定は多くの人々によつて行われているが、もつとも有名で歴史的な事例は Rothamsted における Keen & Haines<sup>1)</sup> の実験であろう。彼等はブルドン管による油圧動力計を用いてプラウによる土壤抵抗を測定したが、かなり均一に処理した圃場においても、場所により土壤抵抗にかなり大きな差異を認めた。このような

方法で耕耘機具の良否を論ずる際には、土壌抵抗は試験圃場全体にわたって均一であるという仮定に基かざるを得ない。それが不均一であるということになると、結果は根底から覆がえるわけで、ここに最初の困難があつた。

そこで供試土壌をなるべく均一な状態に保ち得ると思われる、土壌を容器に詰めて模型機具を用いる実験が行われるようになった。この種の実験は各国で行われているが、もつとも顕著なものは後述の Nichos の実験である。この模型実験により土壌抵抗しがつてこれを基にしたプラウ等の設計理論にかなりの進歩が見られたが、なお次のような疑点が残る。極端ないい方をすれば、われわれの目的にかなうような均一さに土を詰め得る容積は、厳密には10cm立方位ではないかということである。さらに一步譲つて、かなり均一に土を容器に詰め得たとしても、模型を用いる以上、その力学的相似性を予め検証して置かねばならない、という問題がある。この問題はそう簡単には解決されそうもない。

そこで次の段階として考えられたのが、いわゆる人工圃場 (Soil Bins ; Bodenrinne) である。これは相当な広さを有するコンクリート枠にそれぞれ各種の土壌を詰め、コンクリート壁上にレールを敷設して、その上を土壌処理車 (Soil-fitting Unit)、動力車 (Power Car)、測定車 (Instrument Car) などを走らせ、測定車には実物の機具をとり付ける。土壌処理をなるべく均一に行い、しかも実物を使用する方法であるから、いわば室内模型試験と圃場試験との中間段階ともいうべき方法である。この装置は、米国、ドイツ、ソ連などに設けられているが、有名なのは米国アラバマ州オーバン市にある農務省耕耘機械研究所の施設である。わが国でも1957年関東東山農業試験場に人工圃場が設けられた。

一方、計測法の発展に伴い、耕耘機具の全抵抗のみならず、6分力の測定が可能になつた。この目的に現在使用されているのは電気抵抗線式歪計である。この方法は、慣性が非常に小さいので変動の激しいトルクまたは尖頭値の測定に適するのはもちろんであるが、比較的短時間に狭い面積で各種条件下の測定が可能であるから、この種の実験に好適である。本文においては得られた結果の詳細は省略するが、プラウ<sup>4,5)</sup> についていえば、あらゆる土において、比抵抗の水平分力は耕深と共に抛物線的に増加するが、垂直分力および側方分力は耕深に対してほとんど一定と見なし得る場合が多い。しかもこれらの結果はまだ定性的な域を脱せず、定量的段階にまで達していないのが現状である。

さらに土壌抵抗については、耕耘前後の土壌の変化ま

たは役畜やトラクタによる締固めの影響などを調査する目的で、各種の土壌硬度計 (Soil Hardness Tester or Penetrometer) が試作された。その物理的意味はなお明確を欠くものが多いが、実用的な比較値を得る目的で、現在かなり広く使用されている。

## 2. 土 壌 反 力 の 解 析

耕耘機具によつて土壌に加えられた力しがつてこれに対する土壌の抵抗(反力)の解析は、機具の設計上極めて重要なことと考えられた。いいかえれば、この問題は土壌の反力が如何なる物理的性質に基いて発現するものであるか、という命題である。ここでは主として Nichols<sup>2)</sup> の説を紹介する。

Nichols が考慮に入れた土壌の力学的性質は(1)圧縮抵抗 (2)剪断抵抗 (3)凝集力 (4)粘着力 (5)摩擦抵抗であつて、これらの性質は (1)土粒子の大きさ (2)コロイド含量 (3)含水量 (4)有機物 (5)仮比重 (6)コロイドの化学的性質によつて変化するものと考えた。

精神的な実験の結果、Nichols は、あらゆる土の反力はコロイド粒子上の水膜水分に基くものであることを認めた。非塑性土の反力を生ずる含水量域における位置と量は、コロイド含量から決定されるものとし、次式を示した。

$$F = K4\pi RT \cos \alpha / D$$

但し F : 力, R : 粒子の半径, T : 表面張力

$\alpha$  : 液体と粒子の接触角, D : 含水量, K : 常数  
また塑性土の反力を生ずる含水量域における位置と量は、塑性指数によつて示されるとした。

また土と金属との間の摩擦現象は4つの相に分類され、各相は、土の支持力、含水量および金属面の圧力によつて定まるほか、コロイド含量が決定的な影響を与える。そして非塑性土については、摩擦抵抗の値と各相を生ずる含水量を定めるための近似式を導き、塑性土については、含有コロイドの吸着作用が重要となり、塑性指数が摩擦抵抗の指標として用いられることを認めた。

次に塑性土の剪断抵抗は、加えられた圧力に比例し、且つその最大値は塑性指数に比例する。しかも剪断抵抗は含水量と共にほぼ直線的に増加し、その最大値は塑性限界付近において起り、その後は液性限界付近に向つて直線的に減少する。非塑性土の剪断抵抗は、土が多量のコロイドを含む場合には塑性土と似ている。しかもその剪断値は土粒子の粒形、粒径および粗度によつて決まる。また純砂は含水量が増加しても剪断抵抗はほとんど増加しないことを認めた。

以上の基礎実験を行つた後、Nichols は模型および實際のプラウを用いて、その作用を観察した結果、プラウ曲面を3部にち、(1)土を切断する楔部(主としてスキ先)(2)破砕部(3)反転部とした。しかもプラウの發土板上で大部分を占めるのは破砕部で、この部分における圧力を等しくするには、土塊が剪断面上で等加速運動をするような曲面となすべきことを理論的に示した。この地側板に平行な平面で切つた曲線は、 $z=ae^{bx}$  で与えられる。また土塊の反転は渦線すなわち等圧曲線に沿うて行われることも分つた。この場合における土粒子の経路の射影は一般的に、 $r=ae^{m\theta}$  で与えられる等角渦線の一部であつた。すなわち、Nichols がプラウ設計の基礎として与えた力学的概念は等圧面である。

### 3. 土質力学的研究

上述の Keen of Haines および Nichols & Kummer に続く研究者は、ほとんど土壤抵抗に関する実験的研究に終始しあまり多くの発展がなかつた。これらの研究は前二者の研究をも含めて、土壤の力学的性質とプラウの設計とを本質的に統一するまでに至つていない。またどちらかといえば、プラウ曲面を与えて、その面上での土塊の軌跡や力の関係を求めたものである。元来、プラウの設計に当つては、その逆に、使用する土質や目的に適した曲面形が決定したいのである。このような観点から、わが国においても川村<sup>6)</sup>は、プラウ曲面を土塊底面の画く線織面と考え、土塊の通路曲線によつて表わす方法を用い、通路曲線の曲率半径、振り率を曲線長あるいはその偏角の函数とする自然方程式で表わした。

同氏はまず撚転型プラウの形状を Constant Scouring の性質を与える曲面として考察し、その結果、曲面として土塊の通路曲線を対数螺旋線として与えればよいことを認めた。これは土の強度を考慮しない近似的方法である。次に撚転型プラウの対象とする土の力学的性質をほぼ塑性的として、土の強度を考慮した解を求めた。この際、曲面の微小部分に作用する土塊の重量・遠心力・土塊の強度による圧力・摩擦力が、土塊の塑性振り曲げを与えらるゝとして計算した。また曲げに対しては、土の圧縮抵抗は指數的關係の粘弾性体であり、振りは完全塑性体に近いものとした。全發土板抵抗は微小部分の力を通路に沿つて積分したもので、この抵抗を最小にするような曲面形を変分法によつて求めた。その結果は、曲面形は

發土板上部では土塊の通路曲線を対数螺旋に近い形に、發土板の翼に近い部分は円弧に与えればよいことが分つた。この曲面は近似法の曲面よりも抵抗で12~15%減少すると共に、發土板上における直圧力はほぼ直線的に変化し、著しく Constant Scouring の条件がよく、摩擦や土の付着防止に好結果を与えるものである。

さらに同氏は、プラウ抵抗の大きな割合を占めるスキ先の切削破砕作用を研究した。まず基礎実験として二次元切削を行い、切削角、深さを變えて、牽引抵抗、滑り面、土の浮上りなどを観測した。この土の切削破砕の現象を統一的に説明する理論として、土の切削時の条件について土の塑性平衡式を解いた。この解は実験とよく一致し、普通土圧論では説明し得ない滑り面の形・滑り角・切削深さより深く滑り面がはいる現象などをよく説明してくれるようである。

さいきん諸外国とくに英国、ソ連などにおいても耕耘機具の土質力学的研究に着手する研究者が増加してきた。英国の Payne<sup>7)</sup>は、もつとも簡単な形の垂直板を用いて、この問題への接近を行つている。すなわち、彼は土の応力が最大値またはこれより少し低い値で一定値を保つている場合でも歪みが行われることに着目し、弾性論よりも塑性論の方が適しているとして、垂直板による土の切削破砕現象を考察している。

今後この方面の研究が進むにつれて、耕耘の理論が体系付けられるに至るであろう。

### 文 献

- 1) Keen, B. A.; Haines, W. B. : Studies in Soil Cultivation I~III, *J. Agr. Sci.* 15 (1925)
- 2) Nichols, M. L. : Methods of Research in Soil Dynamics as Applied to Implement Design, *Alabama Exp. Sta. Bull.* No. 229 (1929)
- 3) The Tillage Machinery Laboratory of USDA, ARS Series 42-9 (1957)
- 4) Randolph, J. W.; Reed, I. F. : Tests of Tillage Tools II. *Agr. Eng.* 19(1) (1938)
- 5) Getzlaff, G. : Messung der Kraftkomponenten an einem Pflugkörper, *Grundl. d. Landtech.*, 1 (1951)
- 6) 川村登 : プラウ曲面の研究 (1~4), *農機誌* 13 (1952); 14 (1953); 15 (1954)
- 7) Payne, P. C. J. : The Relationship between the Mechanical Properties of Soil and the Performance of Simple Cultivation Implements, *J. Agr. Eng. Res.* 1 (1) (1956)

# 工学における土壌学

須藤清次

(山形大農)

§1 土壌学 (soil science—pedology) は現在までに多くの成果をあげており、秀れた体系的教科書をもっている。しかしその内容は農学の基礎学<sup>1)</sup>の域を出ておらず、施肥法栽培学等にたいして多くの準備がなされている。

農学関係以外においても土壌 (soil) を取扱う分野は多い。工学では soil は土質という名称で呼ばれ、土木材料として重要な位置をしめている。今日の段階では工学の面からの土壌の研究は未だ出発をはじめてばかりであるが、特殊な立場として見過し得ないものがある。米国内における農学者と工学者の交渉の深まりについて、松尾の印象記<sup>2)</sup>は soil science society の会合に工学者が出席者の半数を占めていたことを伝えている。

土壌 (土質) 学の工学的発展のためには当然既成の土壌学が基礎となり、その知識を吸収するだけでも工学において新しい面を拓くことができるわけであるが、なおいままで土壌学に登場していない研究方法<sup>3)</sup>が新しく求められなければならない。以下に土壌学の工学的特徴を整理して、研究の方向を考えてみたい。

§2 土壌物理学では力学面と農学的面が研究されてきた<sup>5)</sup>。前者は農業土木で、後者は土壌肥料で進められた。いま工学的土壌学を論議する立場から、土壌物理学 (土壌学の) の成果のうち二、三のものをあげよう。

R. K. Schofield の pF 表示による土壌水分の測定がわが国で研究されて以来<sup>6)</sup>、土壌水分の内容は土壌の種類の違いにかかわらず一義的に pF で表示することが普及している。それに関係しては、土質力学では剪断力突固め最適含水比・液塑性限界等が水分%で定義され、土の力学性質は他の諸性質と独立した存在のようにみえた。これら pF 表示による研究の結果、力学的水分恒数は pF. 1.4, 2.3, 3.0, 5.5 で定義された<sup>7)</sup>。前の三つは圃場土壌の水分恒数に当り<sup>6)8)</sup>、農学と工学とが土壌学において深い関係で結ばれたということが出来る。これは土壌学の成果が工学に先行した見事な例の一つと考えられよう。

土壌中の水の運動は農学土木で多面的に研究され高い水準に達しているが、その内容は力学的・現象論的研究が中心になっている。土壌学では水の保持者であり運動

の行われる porous media の実体<sup>9)</sup>の研究が問題になっている。火山灰では透水係数の飛躍的变化をもたらす微細団粒 (0.02~0.04mm) が認められ、sand, silt, clay の分類の意味を明確にしたといえよう<sup>10)</sup>。水田では 1~0.25mm の団粒が多い<sup>11)</sup>、水田の浸透の大小は 0.1mm と 0.04mm の微細団粒構造に依存しているといわれる<sup>12)</sup>。大団粒と小団粒とは分析の条件により変わると考えられるが、火山灰については大団粒は 0.02~0.04mm の小団粒から成っていることが認められている<sup>13)</sup>。大団粒の結合は易溶性腐植ともみられる<sup>14)</sup>。団粒化過程について F. Sekera は一次団粒 (小団粒) は無機有機コロイドにより団粒がつくられ、それによつて作られる孔隙が微生物の働く場となつて生物質で二次団粒がつくられるという仮定を提出している<sup>15)</sup>。この説の一次団粒の結合は土壌学の古典的な無機結合の機構<sup>16)</sup>を基礎にしての考えとみられるが、耐水性の問題について十分に応え得ないと考えられる。これについてはまた後で触れる。

土壌三相系を巨視的にみると、土壌生成過程により大別され沖積土の固相は最大で約50%・火山灰土の固相は最大で約25%である<sup>17)18)8)</sup>。三相分布は季節、耕耘によつて変化をする<sup>16)</sup>。

土壌構造の変革を人工的に行なうという問題は土壌改良剤 (soil conditioner) の登場により注意がひかれた。クリリウム等により土壌の物理性は変るが、火山灰土では団粒化の効果はみられない<sup>20)21)</sup>。火山灰土の団粒化はベントナイトやテルナイト (有機物) も効果がみられない。火山灰土は巨視的には非常に porous であつて他の土壌とは変つてゐることは明らかであるが、この土壌構造を帰納的に研究する段階<sup>13)22)</sup>は終り、アロフェインの性質から演繹して研究が進められなければならないだろう。火山灰土の問題はわが国で特に重要な課題である。土壌改良剤による団粒化は『水溶液の状態』で高分子電解質が結合剤になるという意味で特徴をもっている。<sup>23)24)</sup> 結合作用については  $Ca^{+2}$  が架橋になるという考え<sup>23)</sup>と  $Ca^{+2}$  に関係なく粘土と結合剤に水素結合した水分子の結合水層によるとする考え<sup>24)</sup>がある。その両者いずれが誤つてゐるとしても、粘土の陰荷電によ

ることは間違いないことである。アロフェインが pH. 6 附近で等電点があり置換酸度が 0 でかつ OH 基が脱し易い<sup>25)</sup> というような点に前述の土壌改良剤が働かないことの鍵があると考えられよう。この問題は工学的問題で重要な課題となる。Clay-Bitumen の安定は  $Ca^{+2}$  架橋で解決された<sup>26)</sup> (Bitumen は陰荷電) が、土壌学的方法が既に工学で成果をあげた例といえよう。

§ 3 土壌学が意識的に工学で研究されはじめたのは 1924 年からで、この課題に 30 年間取り組んできた Hans F. Winterkorn により『engineering pedology』の名称で呼ばれてきた<sup>28)29)</sup>。とくに第二次大戦中に南方のラテライト土壌を材料とした際の土木施工上の問題解決のために土壌学の重要性が再認識されてきた。土木工学上の基準に盛られている物理的意味は欧米の風土に生成した土壌での経験的規則であつて、universal には適用できない。モンモリナイトが優勢な乾燥ラテライトでは swelling pressure は  $11.5 \text{ ton/ft}^2$  に達する。道路学上には特に大きな変化がある (例えば F. N. E = 60 ~ 250, 塑性指数 = 0 ~ 100, C. B. M は過大または過小等\*)。chemical additive の添加による土壌の安定の問題は土壌学の知識なしには取り扱えない。土壌に添加物を入れて土壌の可塑性を変えるという取扱法はエジプト時代にさかのぼる。かのパロ王が土工に際して薬の投入を指示しなかつたためにイスラエル人の奴隷から不満がでたという話がある<sup>30)</sup>。ラクダの糞 (Camel dung) の使用が始まりといわれ、欧米国では薬の投入を Egyptianization といっている。

添加物の作用は土壌学の現在の知識で理解されるものが多い。その適用例をあげる。

①耐水性: trichlormethylsilicone 1% (土壌 100% にたいして) の添加により土壌の slaking を防止できる。noncohesive な砂質土には bitumen (瀝青) が使われる。逆に不安定にするには dispersant として sodium tetraphosphate が有効である。(機械分析にも使われている)。この際当然なことであるが、土壌粒子の荷電・置換容量・置換塩基・粘土鉱物等が明らかでなければならない。

②強度: 0.05mm (0.02mm としてもよいのではない) 以上の粒子は cohesionless である。強度を高めるためには 0.07mm 以下の粒子が 4% 以下になるような処置が要求される。そのために機械的に篩出せない場合には additive の投入 (bitumen や portland cement 有効) がその役割を果す。この際はダイラタンシーの問題が起る (各述)。cohesive soil の強度増加のための

\* F. M. E = field moisture equivalent

C. B. M. = 路床土支持力 (California bearing ratio)

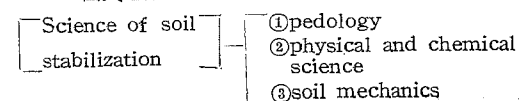
添加剤はあまり成功していないが、portland cement や acrylate salt が試みられている。有機質土壌では注入の問題もふくめて未だ解決に遠い。強度の増加とは逆に低下が要求される場合も mixing のときでてくる。そのようなときは前述の Na-tetraphosphate が有効であるが、容積密度が変つてくるから、その計算が必要となる。③滲透性: その増大には aggregant が、減少には dispersant が有効であるが、各者の場合には安定性が弱まるからなお問題点が多い。④霜上: dispersant は霜土を低下させる。

これらの問題は土木学者の土壌学に不慣れのためや実験が困難であつたりして、充分に実用化してはいない。また additive の方にも問題がある。portland cement の効果は遅いが、それは改良できるとしても滲透性が大きすぎる。滲透性を強度を保ちながち小さい値にすることができるものは未だ完成に遠い。resin は最近大きく取上げられている (クリリウムもそれ)。aniline と furfural の重合体は剪断強度を大にするが、滲透性はやはり小さくならない。AM-955 という商品は強度も不透性も満足されるといわれている。注入の問題と関係して、additive の本体と活性剤を別に添加するやり方もある。Ca. acrylate は Na. thosulfate と  $NH_4$  persulfate で活性化すると plastic soil を firm durable structure にする。resorcinol や phenolformaldehyde resin は bitumen 系の安定作用を高める。

極めて物理学的方法が用いられるものでは耕耘と排水がある。耕耘では直線電源の  $\ominus$  をアースし、犁刃は  $\oplus$  にして耕耘の抵抗を減ずる。排水では局所に直線電極をセットする。何れも電気滲透の理論・土壌の陰荷電に基礎をおいている<sup>31)33)</sup>。

土壌生成論的な問題については、土壌のコンシステンシー (粘稠度) は sonal soil の性質の表示に使われていないが将来はそうなるであろうと Scott Blair はいつている。ソ連だけがそういう考えを実行している。勿論 pedology において農耕・土地改良を目的としてであるが<sup>32)</sup>。土壌の微視的物理性だけが工学の対象になるのではない。最適含水量における施工の問題に関係しては、土層の厚さ・土壌水分の季節的变化・毛管水の状態等が great soil group 的な把握も重要となる<sup>26)</sup>。

§ 4 engineering pedology の研究方法は次のような特徴をもつといえよう。Winterkorn はこれについて一つの図式を示している<sup>34)</sup>。





又土壌水分の研究については原子論・コロイド学および形態学(microscopic and macroscopic)的な三つの面からの研究を必要とするといっている<sup>35)</sup>。E.A.H.Hauserは粘土鉱物の構造・コロイドの挙動およびイオン置換の知識が soil additive の問題を解明するとしている<sup>27)</sup>。

一方わが国の土質力学の分解においても、何らかの方向変転が求められていると考えられる。最上<sup>36)</sup>はいままでの土質力学は土壌物理乃至は土質工学であつて力学ではなく、数理的展開だけが行われていて物理的意味はないとしている。そして熱力学的方法をもつて土質力学の基礎をなす粘土の不透過性と粘着性等の統一的な説明を試みている。星埜<sup>37)</sup>は第4回国際土質力学基礎工学会議の報告に際して次のような特徴をのべている。過去における土質力学は応用部門の発展は大であつたが基礎部門は立遅れている。現在各国風土に合致した発展のために地質学者の発表が多くなつている。今後は地質・鉱物・物理とくに化学者の積極的参加を期待すると結んでいる。これはengineering pedology のことを指していると考えられよう。村山等<sup>38)</sup>は粘土の力学的性質の研究に際し、液体粘液の Eyring 空孔理論を基礎としてそれに St. Vennant 流動の slider の項を加え、レオロジカルな方法により粘土の粘性流動の理論を導いた。

土壌は一般的に表現すれば塑性体である。すなわち液体と固体の中間の性質をもっている。土壌学に工学的内容をもたせるためには、液体にも固体にも一義的に適用できる挙動の概念が必要である。それはコンシステンシー(粘稠度)といわれる。コンシステンシーは E. C. Singham によれば「……は形が永久に変化しようとするのに抵抗する性質で、流動と力との関係で定義される<sup>41)</sup>」。土壌乃至は粘土の挙動(behavior)が明らかになるなら、それだけでも土木工学についての関係が深いであろう。窄井の問題は粘土のテクソトロピーの理論による drilling fluid の解決がもつとも重要な因子であつた<sup>3)</sup>。わが国でも土壌材料のテクソトロピーが展望の問題に触れられ<sup>39)</sup>、ダイラタンシーが砂の三軸圧縮試験に関係して研究されている<sup>40)</sup>。以上は土壌の変形流動に関する現象論的取扱いといふことができる。

新しい研究方法としてのレオロジカルな面はこれだけではない。材料力学が弾性学(現象論)と金属学等の協力で進んでいるように、土壌についても現象だけでなくの実体の構造が把握されなくては材料の改良は期待することはできない。そのような分子論的立場からの土壌研究は窯業を中心に進められてきた。R. Houwink 粘土の分子論的解釈について古典的綜説を書いてい<sup>42)</sup>。彼の綜説を中心にして土壌の構造の考え方をま

とめると次のようにならう。粘土は前述のように塑性を示すが、それは陰荷電をもつ粘土の電気二重層 counter ion の構造から出発する。さらに粘土はその結晶構造により荷電と力学的性質がきまる。結晶の Si—O—Si 結合は最も安定で、他の形式では O—Al—O > O—Mg—O > O—Ca—O 順に charge の大きい直径程また直径の小さい程結合力は強い。タルクの軟らかさは(一次結合ではあるが) O—O 結合の弱さで、またモンモリロナイトの膨潤マイカの壁開も結合力から説明できる。電気二重層の壁面の charge  $x$  は  $dx = kd \log COH^-$  つまり  $OH^-$  の濃度に依存している。これは置換容量・置換塩基を規定し、それからさらに dry shrinkage や dry strength と関係してくる。粘土への水分の吸収は壁の負荷電だけでなく二重層の counter ion の正電荷によつて起る。したがつて water film の厚さ  $S$  は counter ion がなければ零となる。 $S$  の大きさ(8 Hg/cm<sup>2</sup> の圧下での最大値)はフリント = 0、磨細した石英 = 0、カオリナイト =  $0.3 \sim 3.1 \times 10^3 \text{ \AA}$ 、ペレトナイト =  $3.3 \times 10^3 \text{ \AA}$  で、water film の形成されるものは plastic dough\* となるが、膨潤しないもの(フリント、石英等)は plastic にならない。その機構からして plastic clay dough は active な  $OH^-$  と  $H^+$  をもつ solvent だけで起り得るから、それらのない炭水化物、石油、ベンジン等では plastic dough (P.D) はできない。また P.D は shrinkage を起すが(カオリン族では 5~7%)、non-P.D ではそれが起らない。

吸湿については intermicellar swelling はすでに古典的になつている。counter ion が濡れるときは、clay はある距離に分散し粒子はポテンシャルカーブ min. の位置に落ち着き coagulation を防止する(H. Freundlich)。P.D の流動はテクソトロピー流動を行うが<sup>46)47)</sup> その完全な説明は与えられてないといえよう。構造粘性<sup>4)</sup>の考え方は一般的にはテクソトロピー流動を説明する。土壌では微細団粒の Solvation (溶媒和)による内部の溶媒(水)の immobilization により土壌のテクソトロピー流動を説明しなければならないとすれば、土壌構造についての上述の考え方がある程度肯定されるが、さらに微細な(0.02mm以下)団粒についても研究しなければならないだろう。次に clay suspension の降伏値(流動をはじめる点)は当然のことながら二重層のポテンシャルから説明できる。 $OH^-$  が添加されると  $OH^-$  は potential determining ion であるから、壁(clay)の負荷電を大にし、したがつて反撥のポテン

\* 厳密には 44) をみられたい。

シャル  $\psi = Be^{-kr}/r$  が大になり potential min. は浅く  
 なつて降伏値  $f$  は小になる。中性の KCl を加えると  $\psi$   
 は小になり二重層は小になるから反撥力の径 (diffuse-  
 counter ion の径と同じ) は小になる。反撥が小のと  
 きは  $f$  は大になる (遠ざかるにしたがい反撥力の方が  
 引力より相対的に小になるから)。diffused sphere が  
 小さいと  $\mu$  (粘性率) も小さくなる。二重層の ion は  
 水を引きつけ (solvation)  $\mu$  を大にする。一方二重層  
 が小さいと団粒化が起る方向にも向うから (そのとき  $\mu$   
 は大になる)、 $\mu$  の問題は複雑で簡単には規定できない。  
 clay の plastic properties の解明の困難性はここにあ  
 ると考えられよう。変形については次のように述べられ  
 る。dry condition では引張強度は塩基置換容量に比例  
 して増加する。含水量を大から小に移す過程についてみ  
 ると、はじめは  $\mu$  は水だけの場合  $\mu_0$  と等しいが次第  
 に大きくなり (Einstein の式  $\mu = \mu_0 (1 + 0.5\phi)$  に従  
 う。  $\phi$  は Clay の容積分率)、Hagen-Poiseuille の法  
 則で流動する。  $\phi = 2\%$  になると  $f$  に達し、Bingham  
 法則に従う (2% のときは粒子径を 500A とすると間  
 隔は  $10^3\text{A}$  となり Freuntlich の film の Order-low-  
 yield となる)。別の見方をすれば、一般的には Bingham  
 法則の活動をやるわけであるが、ある濃度の (2%)  
 ときは剪断力を増大するにしたがつて、はじめは struc-  
 tural flow (怪流)、次に Newtonian flow になり、さ  
 らに turbent flow になる。Einstein の懸濁液の粘  
 性式は、粒子が荷電をもつていたり、濃度が高いときは  
 合わなくなる<sup>43)44)45)</sup>。粘度の場合は上述のように濃度  
 の高い Clay dough を取扱う場合が多いが、これらの  
 高濃度の場合について森等は Robinson の考え方に立  
 つて  $\mu_r = 1 + \frac{d \cdot s_r}{2\phi}$ ,  $\phi = 1/\varphi_0 - 1/\varphi_{vc}$  (記号は文献  
 参照) を導き、実測値と合うといわれている<sup>45)</sup>。ここで  
 $\varphi_{vc}$  (二連続的かつ安定な剪断変形を与えうる限度の最  
 高容積濃度) のきめ方が問題となるが、最疎充填で大体  
 よいとされている。チクソトロピーは屢々経験すること  
 であるが、透析すると起らない。それは  $\psi$  が小になる  
 からで、チクソトロピーの大きさは  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{+2} > \text{Ba}^{+2}$   
 $>> \text{A}_s^{+3}, \text{T}_n^{+3}$  順になる。したがつて、チクソトロピー  
 は陽イオンと関係深いから、pH, swelling, settling  
 volume 等とも関係深い。

Clay の plastic properties を塑性指数等の経験的  
 方法 (empirical method) による測定で表現すること  
 は正しいであろうか。これに対して G. W. Scott Blair  
 は、「多くの場合はレオロジカルに正しい測定値と平行  
 した値が得られるが、いつも正しいとは限らない。同様の  
 粘土の間で比較する場合はよいであろう」といつてい

る。それとは別な観点からみれば、経験的方法による測  
 定は土壌の本質的な挙動を示すことはできないから、利  
 用の範囲が限定されてくるわけである。

§ 5 土壌学が工学からみて重要な役割を果す場合  
 が多い。二三の例をあげても、地之り・道路・ダム・施工  
 法等があるが、農学関係でも工学的問題として耕耘水田  
 のチクソトロピー等がある。したがつて土質力学の本質  
 にまで迫ろうとしなくても、その前にかなり豊富な課題  
 があるわけであるが、やはりそういう点にいつも留意し  
 て研究を進めないならば、本質的には進歩は得られない  
 であろう。

engineering pedology が明確な姿をとるためには、  
 土壌学の内容に力学的内容が盛られなければならない。  
 そのためには土壌の物理性の研究に新しい方法を導入し  
 なければならない。その一つがレオロジーであると考え  
 ているが、それについての現象論的研究法はすでに多く  
 の教科書があるので、ここには贅くことをはぶいた。  
 If we could first know where we are, and whither  
 we are tending, we could then better judge  
 what to do, and how to do it. — A. Lincoln  
 一。

## 文 献

- 1) 星野：技術革新の根本問題, 307~324 (1958)
- 2) 松尾：土壌の物理性, No. 1 (1959)
- 3) 中川・神戸：レオロジー, 12 (1959)
- 4) Ibid, 624~638
- 5) 福田・野口：ペーパー・土壌物理学, 訳者後記 (1955)
- 6) 美園・寺沢他：農技研報告, B2 (1953)
- 7) 徳永：農土研, 25 (1) 18~24 (1958)
- 8) 須藤：農土研, 25 (8) 464 (1958)
- 9) W. L. Kubiena: micropedology, 123~198 (1938)
- 10) 須藤：土肥誌, 25 (1954)
- 11) 川口・喜田：土肥誌, 27 (9) 342~343 (1957)
- 12) 内山・鬼鞍：Ibid, 27 (11) 443~447 (1957)
- 13) 北岸・沖田：東北農試報告, 8, 62~71 (1956)
- 14) 江川他：農技研報告, B (7) 53~76 (1957)
- 15) F. Sekera: Z. Pflanzenernähr. Diing. Bodenkn. 52, 57~60 (1951)
- 16) 中山：農技研報告, B. 6. (1955)
- 17) 美園・下村：土肥誌, 29 (7) 309~112 (1958)
- 18) 須藤：農土学会講演, (1958)
- 19) 池田他：土肥誌, 26 (12) 502~504 (1956) 以後の報告,
- 20) 北岸・沖田：東北農試報告, (5) 153~161 (1955)
- 21) 木下・美園：農技研報告, B, 7, 123~160 (1957)
- 22) 美園・須藤：Ibid. B, 8, (1957)

- 23) E. A. Hauser : Silicic Science. 139~145 (1955)  
 24) 東久保・奥田 : 土肥誌, 27 (8) (1956), 29 (6, 7, 8) (1958)  
 25) 江川他 : 農技研青表紙, (1958) その他,  
 26) F. L. D. Wooltorton : Highway. Res. Board Bull. (108) 29~57 (1955)  
 26) E. A. Hausr : Ibid. 58~66 (1955)  
 28) Soil & Soil-Aggregate Stabilization Symposium : Ibid  
 29) Altering Soil Properties with Chemicals symposium : Ind. Eng. chem. 47 (11) 2230~2281 (1955)  
 30) G. W. Scott Blair, M. Reiner : Agricultural Rheology (須藤・安富の訳あり) 70 (1957)  
 31) Ibid, 142~153  
 32) Ibid, 127~141  
 33) R. L. Rollins : H. Res. Board Bull. (108) 120~127 (1955)  
 34) H. F. Winterkorn : Ibid, 1~24  
 35) H. F. Winterkorn : Watersupply (Prinst. univ.), 43~84 (1958)  
 36) 最上 : 土木誌, 36, 16~20 (1951)  
 37) 星野 : 土と基礎, 6 (1), 3~4 (1958)  
 38) 村山・柴田 : 土木学会論文集, (40) (1956)  
 39) 森 : Ibid, (57) 7~11 (1958)  
 40) 赤井 : Ibid, (58) 76~81 (1958)  
 41) M. Reiner : Deformation and flow (柳沢の訳あり) 40~41 (1949)  
 34) R. Houwink : Elasticity, plasticity & structure of matter, (1953)  
 43) 奥田 : 化学技術者のレオロジー, 151~173 (1959)  
 44) 梅屋 : Ibid, 174~193  
 45) 森他 : 化学工業, 20 (9) 488~494 (1956)  
 46) E. K. Fisher : Colloidal Dispersion, 182~191 (1950)  
 47) 安富 : 未発表 (1960)

## 粒径分析法に関する考察

山中金次郎

(農業技術研究所化学部)

### 1. 序論

土壌中に含まれている異つた大きさの粒子の割合を測定する操作, 方法はすべて粒径分析 (Mechanical Analysis) として総括される。この用語は分析結果が粒径として表示されることも含めて慣習的に用いられて来た「機械分析」に対してずつと適正と考える。

粒径分析の中には粒子の大きさに従つて fraction 別に分析してゆく方法とこの方法の前提条件となつている粒子の完全分散法とが含まれるが, 本質上前者を粒径分析法として代表させる。

粒径分析法の歴史的な発展過程は非常に長年月に亘り, 之等の詳細を述べる事は現在ではあまり意義がないが, この分析自体が土壌学の研究分野の中でどの様な位置を占めるかを確め, 且その結果を有効化するためには粒径分析法の進歩の基礎となる原理の発展と転換との過程を理解しておくことが望ましいと考ふる。

之等について著者はすでに幾つかの解説<sup>1)2)3)</sup>を試みて来ているが更に総括的に遡観してみたいと思う。

### 2. 粒径分析法の進歩

Keen<sup>4)</sup>の直裁的な表現に従えば, 粒径分析法程万華鏡的な目まぐるしい転換を示したものは土壌学の分野で

は稀有である。非常に長期間在来的方法が用いられており, それ等の内容は農業, 土木, 窯業等に実際に従事した人々の判定的表現 (砂, 粘土等) 及び土壌調査にとつての重要な項目である土性表示について幾らかの数値的表示を附加するにすぎない程度であるのに対して Oden<sup>5)</sup>(1915)の研究はこの程度の在来分析法を一飛びにその外見に於て, 又その方法に於て土壌の研究に対する強力な武器の權威にまで高めてしまつたのである。この間, 有名な Shōne (1867) を起点としても尙50年を経過しているのである。

これに続いて多くの研究者が次々と新しい優れた方法を発展させ土壌学に於ける一つの黄金時代を作つたと云い得よう。これ等の方法によれば僅かの fraction に分けるに止つていた在来法に新しい完全に連続した粒径分布曲線が土壌の粒径組成として得られる事になり, 更にこれらに対する幾つかの自記装置までが考案されたのである。

残念な事には華々しく出現した粒径分布曲線法の研究はあまり長くない期間に凋落を示し, 現在では特殊の研究に用いられるに止つている。この原因は之等の方法が何れも重大な実験誤差を内包し, 従つてその研究の武器としての価値を減殺した事に存する。

精緻な粒径分布曲線は比較的小さい誤差に対してすら

厳しい批判の対象となるが、素朴な在来法の大きな誤差は極めて寛大に見逃されて来た事は一般的な見地から当然の帰結と言へるかも知れない。

更に筆者の見解に依れば土壌の様な異質物質に対しては粒径分布曲線の特徴は一般の研究目的に対しては実用価値が稀薄と見た事にも起因する。然し乍ら、曲線がかなりの正確さで得られたならば、その価値が一般目的に対しても再認識される日の来るのは遠くはないと考える。要言すれば粒径分布曲線は土壌学の一般的な進歩を飛越えて発展したとも見られるのである。

現在標準的に用いられる分析法は周知の様にピペット法であり、又は補助的な目的に於て比重計法が挙げられよう。之らは外見的には在来法の延長ともみられるが、実は難解な原理の上に築かれた粒径分布法という険しい山を乗り越えて得られたものであつて、この点を特に強調する事は現在に於ても尙重要な意義を有するであろう。

### 3. 粒径分析法の原理

土壌中の粗い粒子は篩別によつて分別する事ができる。この操作は如何にも Mechanical Analysis という用語にある程度適はしいとも云えよう。

個々の異つた大きさの土壌粒子群或は fraction は重量的に分析される必要が先ず考えられ、次で篩別の不可能な微細な土壌粒子群を篩に代る可き方法によつて同様に分別し定量する事が考えられた事は当然である。

然し乍ら之ら微細粒子群の分離は粒子の完全分散が行はれたとしても容易なものではなく、又正確に行われ難い事が土壌学者の長い間の重荷となつていたのである。

Clay (<0.002mm) 部分の持つ意義と重要性は Atterberg 以前から認識されており、この定量は先ず考えられる可能な唯一の方法、原理である、沈底法によつて行われ、ピーカー法はその代表的なものとして比較的近年迄英米等の諸国で用いられた。

然し乍ら当時用いられた之等の沈底法方法は現在の見地からは殆んど不可能或は無意味と判定される程、手数と時間を要するものであつた事は次の表から明らかであろう。

Clay 粒子の沈降速度 (深さ 10cm, 20°C)

粒径	沈底時間
2 μ	8 時間
1 μ	32 "
0.5 μ	128 "
0.1 μ	3200=133日

ピーカー法或は之に類する方法ではサイフォン操作を

数十回は反復する必要がある、この間の操作に依る誤差をしばらくおくとしても現在から見ると驚くべき労作といわなくてはなるまい。

この様な粘土の定量に要する大きな負担に対する反撥は淘汰分析法の出現と云う形で現われた事は一つの啓示である。即ちピーカー法と云う凡そ外見的に魅力のない操作に代つて一定速度の上昇水流を与えて粒子を自動的に淘汰する方法 (Elutriation method) が生れてヨーロッパでかなり広く用いられたのである。

この方法が外見上遙かに分析法らしく魅力的であるにしろ、この方法にはピーカー法に対して大きな学問的な引け目を持ち、この引け目は現在では到底うけいられない程度の大きなものである。先ず 1) この方法で分別定量される粒子群の最小限は約 0.02~0.015mm と云うシルトの粗い部分にすぎず、2) この分別された部分は大量の流水と共に大円筒から排出され且操作上乘てされるのであるからより粗い部分を 100 から引いてこの細い部分を算出する必要があり、これは実質上分析の名の下では簡略法と評価されよう。又 3) 流水の運動はピーカー法の様な均質な粒子の落下 (上昇) を到底与え得ない事、及びその他の重大な引け目が多く存する。

それにも拘らず淘汰法がヨーロッパ大陸である期間愛好された事は次のような考察によつて或る程度説明されよう。

Kopecky<sup>6)</sup> が日本農学会法として採用<sup>7)</sup> された方法を考案した時代 (1900) の前後では Clay (<0.002mm) の機能の重要性が認識される程土壌学は進んでいなかったであろう事が考えられ、換言すればピーカー法による Clay の定量の一般的利用価値はその大きな労作に報いる程大きくなかつたであろう事が推定されよう。

序で乍らこのような理化学的測定の価値判断が多数の人に与えられるまでには長い時間が要求されるであろうことを附言したい。而も農業の研究のような自然的生産に関する場合には特に然りであろう。

### 4. 粒径分布曲線法の原理

Oden<sup>5)</sup> (1915) の研究は在来法の停滯を超えて粒径分布の将来をトシ、且土壌物理の分野をより高いレベルにひきあげる、開拓的にも輝しいものであつた。

Oden は微細粒子を幾つかの部分に機械的に分離し、之らを夫々定量する在来法に対し、分散液中の懸濁相そのものから、且連続的な fraction 別に然も半ば自動的に定量する方法を発見したのである。この飛躍こそは当時の土壌学分野に於て驚感そのものであり、如何なる高い評価にも値したであろう。

Oden の装置は操作がわづらわしいために Keen<sup>4)</sup> は自動自記な装置に改良し現在日本でもこの型が市販されている。

又 Oden の数学的処理は洗練さを欠いていたが R. A. Fisher<sup>8)</sup> によつて数学理論的に完成され、この原理に從つて次々と新しい方法が提起される事になつた。

この理論を目下の必要の最小限度に圧縮すると次の様に表現されよう。

すべての fraction が均等に分散された懸濁液を静置した場合、 $t_1$  時間後に深さ  $d$  の位置の変化を考える。始め表面にあつた粒子の中、落下速度が  $d/t_1$  より大きい粒子は  $d$  の位置を通過するから  $d$  より上の層には之より大きい粒子はない。ここまではピーカー法の原理そのものに過ぎない。

(A)  $[d/t_1]$  より小さい粒子はすべて  $d$  を通過すると同時に上方からの同じ粒子の落下によつて補われるから増減はない。従つて  $d$  の位置の懸濁層は  $[d/t_1]$  より小さい粒子については始めの懸濁液の濃度 (或は密度) を「代表」している。故にこの層の濃度或は密度 (比重) が測定されれば  $[d/t_1]$  より小さい粒子の fraction が測定される。之が現在主流となつている分析法 (ピペット法等) の原理となつている。

(B) 一方において  $d$  の位置に沈底する粒子の変化を考えるに、 $t_1$  時間後には  $[d/t_1]$  より大きい粒子は全部沈底し、( $w_1$ )、それより小さい粒子は各々その落下速度に相当する比率で沈底する。例えば落下速度が  $1/2$  の粒子は  $t_1$  後に 50% 沈底する。この場合若し  $[d/t_1]$  より小さい粒子の沈底量 ( $W_2$ ) がわかれば  $W_1 = \text{全量}(W) - W_2$  によつて得られる。

上の二つの場合 (A, B) に対し若し  $d$  の位置の変化が連続的に測定されれば、粒径分布は今までの限られた少数の fraction 分別を脱却して各 fraction は連続的に測定されることになる。Oden は後者 B の原理を適用した測定装置 (Automatic balance) を始めて考案した。之によれば  $0.03\text{mm} \sim 0.001\text{mm}$  ( $30\mu \sim 1\mu$ ) の範囲の粒径分布が連続的に測定され、更に Keen らによつて自記装置として改良された。

Oden の Automatic balance は懸濁液中の一定の深さ ( $d$ ) に静置されたバランスの秤皿の上に沈積する実量を自動的に秤量するものであつて、その結果として細い時間間隔 ( $t_1, t_2, t_3, \dots$ ) に対する沈積曲線が得られる。 $t_1, t_2, t_3, \dots$  は落下速度、 $d/t_1, d/t_2, d/t_3, \dots$  に相当する  $r_1, r_2, r_3, \dots$  としても表現される。

かくして得られた沈積曲線 (Accumulation Curve) そのもの丈では何らの分析結果は得られないが之を困難

な数学処理をはなれて簡単な図式解析によつて  $W_2$  が求められ従つて  $W_1$  が得られる。

図式解析は Bayer<sup>9)</sup> が紹介している外に筆者<sup>1)</sup> が別の観点から簡易に解説しているので興味のある方は之を参照されたい。

## 5. ピペット法の現在の位置

現在ピペット は粒径分析の標準的分析法として世界中で殆んど統一的に用いられている。この根本理由はこの方法が粒径分布曲線法の研究のうけた約 10 年間の厳しい試験の中からその新しい原理を身につけて生れた事に存する。この一見単純な方法の原理及び技術的な点は他の文献にゆずるとして粒径分析に於ける現在の位置を確認するためには次の様な考察が役立つと考える。

ピーカー法及び淘汰法などの在来法を含めて現在の土壌学の立場からそれらの基本的な欠陥を考えると

- 1) 操作に多くの手数と時間を要する。
- 2) 分散液中で分析が行われぬ。
- 3) Fraction が僅かに限られる。
- 4) 超粘土部分の分析が不可能である。

等が考えられるが 2) の項はここにあげられてない多くの項を含めて分析結果の不正確を招来する代表的なものであり、他は之等の方法の原理からして技術的には改善し得ない基本的なものとして抽出される。

粒径分布曲線法は新しい原理の発展により之の欠陥を殆んど払拭し去つたのであるが、連続的な曲線を正確に表示するための装置の改善に対して行きつまつてしまつたのである。

ピペット法はこの行き悩みの中から宿命的と思はれる程、殆んど同時に異国の 3 人以上の研究者によつて提起されたのである。この方法は 3) 及び 4) に対して若干の難点を残したが、これとて在来法とは問題外の高い可能性をもち、一般目的に対して最も歓迎される 1) 及び 2) の欠点を埋め、然も 3) 及び 4) の代償として最も決定的な分析結果の満足すべき正確さを獲得したのである。均等に分散させた懸濁液につき、一定時間後一定の深さで、一定の少量の懸濁液をピペット或は他の装置によつて採取するに過ぎないこの方法の簡単さは又、世界中で使用される大きな理由の一つであるに相違ない。

又粒径分布曲線に対して遙かに簡単な積算曲線法が新しい表示として提起され、一見して土壌の粒径組成を観取するに役立つ。3) 及び 4) の難点は現在では著しい技術的改善によつて一般目的に対して殆んど埋められたと云つてもよいであろう。

超粘土分析に対してはピベット法自体としてPuri<sup>10)</sup>, Russell<sup>11)</sup>, 遠心ピベット法としてSteele<sup>12)</sup>, Kamack<sup>13)</sup>, Marshall<sup>14)</sup>らの方法があり, fraction 制限の難点は懸濁液の採取を浅い位置で行うことによつて解決される。著者ら<sup>15)</sup>の実験では1 cm の深さで採取しても大した誤差は認められなかつた。

## 6. 粒径組成と土性名との関係

粒径分析の結果は粗砂, 細砂, シルト, 粘土などのfraction によつて表示されるが, 之らは更に三角図表によつて位置づけられ, 適当な区画内の土壌群に対して10種以上の土性名が与えられる。

現在粒径分析の結果は土性名を与えるための方法と考える様な倒錯が一部残っているのではないかと危ぶまれる。この様な考えはもしありとすれば始めに紹介したKeenの表現の様に現在の粒径分析の位置を原始時代にひきもどす事になり, その進歩の恩恵を最少限度にしか利用しない事を意味しよう。

念のために詳言すれば, 土性名は極めて便宜的なものにすぎず, Tommerupの三角図表中のClay loamはSilty clayにもSandy clayにも点ではあるが共通し, 土性としての両極端に通じているとも云い得る。この点はこの三角図表の区分の一つの欠点であるとしても, 土性名に対してあまり拘泥する事は却つて誤解を招き易い。重要なものは分析にあらわれた現実の数値であつて便宜的土性名ではないのである。この考え方を更に推しすすめる事によつて近い将来我々は連続的な粒径分布曲線の価値の再認識に到達するのであろう。

土壌を区分する場合でも, 単純に土性名で類別する事は多くの場合誤り易い。三角図表上の位置で決めるのが一つの正しい方法である。

尙礫含量が比較的無視される傾向にあるが, 土性は礫を含めて考察表示し, 更に礫の種類, 形態, 腐朽程度迄を含めて考察するのが正しい土壌類別の基礎となると考える。

## 7. 分散法に関する考察

土壌粒子の完全分散は粒径分析の前提となる根本課題であるが, 之は操作上土壌物理の分野から多少離れているものである。

粘土のfractionの定量が長年の重荷であつたように, 分散法もある意味から同じような発展過程を経て現在に及んでいるのであるが, その内容は更に地味であつて一般の注意からそれているようである。

Robinson<sup>16)</sup>はNH<sub>4</sub>分散とNaOH分散とを比較し,

後者の分散性能がより優れている事によつて推奨しているが, その差は僅かであつて加えたNaOHの量を引けば更に少くなる。尙同氏が提唱したH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>による有機物の分解は分散の予措として現在広く行はれている。

然し乍ら国際法として提起された塩酸(N/5)処理が一番の重荷として長く残されたのである。

塩酸処理は元来土壌中の石灰の除去を目的としたものであり, 日本の様に石灰の少い湿潤地帯では便宜上この操作は従来省略されあまり痛痒を感じなかつたのであるが, 之を必須とするある程の土壌については塩酸処理操作は大きな悩みの種であつた筈である。この操作が如何に煩雑であり且好ましくないかは多くの種類の土壌についてこれに就て実験した人が了解し得るものであつて煩雑に加へていろいろの欠陥が之と随伴して来るのである。

Tyner<sup>17)</sup>(1939)はヘキサメタ磷酸ソーダ(NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>が分散剤として有効であり, 且その処理は塩酸処理を不要化するものである事を発表した。この研究はある意味では土壌物理に対する画期的な貢献と云い得る。この研究によればカルシウム塩はメタ磷酸ソーダ溶液中に不活性化して溶解し, 分散処理は一段処理に縮まり極めて簡単化するのである。

メタ磷酸ソーダの性能が確認されるに従い, 土壌の分散剤は迅速に殆んどこれに統一され塩酸処理は事実上世界的に消失したと云い得る。

我が国の土壌についての研究によれば塩類の多い干拓地土壌には勿論各種の土壌に対して過去のアルカリ分散より優れている事が確認された。

特に従来から問題となつた火山性土壌の分散に基だ有効である事はある程度PO<sub>3</sub><sup>-1</sup>がAl<sup>+3</sup>を不活性化する性能に帰する事が推定され<sup>18)19)</sup>, メタクロマジー現象に於ても例証された<sup>20)</sup>。

火山性土壌の下層土(ローム)は広い範囲の風化腐朽状態に於て全国に分布し, 一般に未風化に近いものが多いために試料の細砕等の予措によつても結果にかなり影響し, 従て之等は粒径的に不安定な土壌群と云い得る。特に弱酸に溶解するAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が多い傾向があり, 従来多少試みられた塩酸処理は分散ではなくむしろ分解になつて了うことを注意したい。例えばこの処理によつて10%以上の溶解を示した実例がある<sup>21)</sup>。この様な溶解過程はClayを同時に分解的過程に依つて著しく増加させる事は当然である。

## 8. 考察

粒径分析は永い試練的な帰結として現在の様に簡単化され且合理的な姿となつていがある意味から一つの約

束にすぎない性質のものである。例えばヘキサメタ磷酸ソーダの商標によつても多少異つた結果が報告されている。従つてできる限り細部に亘つて操作方法を一定にして分析する事が多くの土壌間の関係を理解するために重要であり、同時に研究者相互の利益でとなるものである。

## 文 献

- 1) 山中金次郎：土質改良，3. No. 30 (1955)
- 2) 山中金次郎：農業及園芸，30. (1955)
- 3) 山中金次郎：土壌肥料全編，P. 747 (1958)
- 4) Keen B. A. : The physical properties of the soil. P. 37. (1931)
- 5) Odén, Sven : Eine neue Methode zur mechanischen Bodenanalyse, *Intern. Mitt. Bodenk.*, 6, 257~311 (1915)
- 6) Kopecky, J. : Bodenuntersuchung zum Zwecke der Drainage-Arbeiten, Prag (1901)
- 7) 農学会：土壌ノ分類及命名並ニ土性調査及作図ニ関スル調査報告(1926)
- 8) Fishre. R. A. and Sven Odén : The theory of the mechanical analysis of sediments by of the automatic balance. *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 44, 98~115(1923~1924)
- 9) Baver, L. D. : Soil Physics, p 50~54. (1948)
- 10) Puri, A. N, Puri B. R. : Ultra-mechanical analysis of soils. *J. Agr. Sci.* 31. 171~7(1941)
- 11) Russell, E. W. : *J. Agri. Sci.*, 33, 147(1943)
- 12) Steele, J. G, and R. Bradfield, : The significance of size distribution in the clay fraction, *Am. Soil Survey Assoc.*, 15, 88~93(1934)
- 13) Kamack, H. J. : Particle-size determination by centrifugal pipet sedimentation, *Anal. chem.* 23, 844~850(1951)
- 14) Marshall, C. E, Whiteside, E.P. .. Studies in the degree of dispersion of the clays. The two layer method as applied to the Sharples supecentrifuge. *Soil Sci. Soc. Ame. Proc.* 4, 100~103(1939)
- 15) 山中, 中村, 松尾：ピペット分析法に関する研究, 農研土壌2科3科研究成績(昭和31年度)
- 16) Robinson, G. W. : The disperion of soils in mechanical analysis. Imperial Bureau of soil Science. Technical communication No. 26
- 17) Tyner, E. H. : The use of sodium metaphosphate for dispersion of soils for mechanical analysis, *J. Am. Proc.* 4, 106(1939)
- 18) 藤原彰夫：わが国に於て採用すべき機械分析ならびに土性の命名法に関する研究, 1956年3月
- 19) 藤原彰夫：同上, 1957年3月
- 20) 藤原彰夫：同上, 1958年3月
- 21) 藤原彰夫：同上, 1957年3月

# 自記蒸発散位計

灌漑用水の配分に科学的基礎を与える「定水位装置付自記蒸発散位計」が完成し、滲透蒸散が同時に自記出来るようになりました。只今神奈川県相模原等で使用しております。

## — 主 要 製 品 —

森 式 長 期 雨 量 計  
 精 密 自 記 蒸 発 計  
 簡 易 自 記 水 位 計  
 雨 量 水 位 自 記 計  
 自 記 風 向 風 速 計  
 農 業 用 微 気 象 測 器 各 種  
 土 壤 溶 液 採 取 装 置  
 其 の 他 各 種 測 定 器 設 計 製 作

合資会社 ウイジン工業社

東京都世田谷区玉川用賀町1~8

電話 玉川(70) 0531番

# 土壤水分測定のための電気抵抗法について

岐 部 利 幸

(関東々山農試)

## はしがき

石膏、ナイロン等の吸湿体の内部に電極を埋設し、これを目的とする圃場やポットに所定の深さに埋めて周りの土壤水分と平衡せしめた後にその電気抵抗を測定する方法は、土壤水分を速やかに且つ同一地点の土壤水分の変化を連続的に測定できると云つた点で非常に有利である。その上、土壤水分含量を知るだけでなく、土壤水分張力を直接測定することができる。

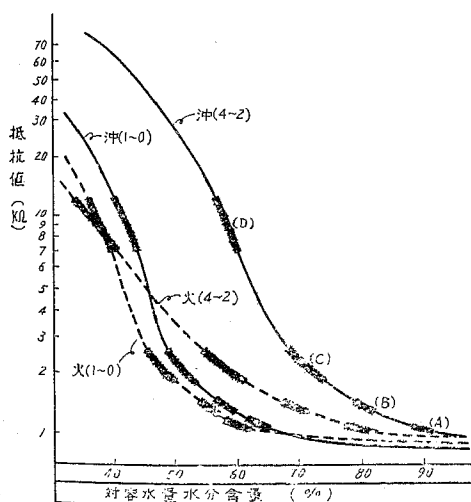
この方法は、1940年に Bouyoucos 及び Mick 両氏<sup>10)</sup> によつて考案され、その後測定計器や吸湿体等についても多くの人により種々研究されてきており、これら海外の研究事情については小田氏<sup>8)9)</sup> により詳細に報告されている。

一方我が国でも近年漸やくこの方法が取り上げられ、私共もその測定方法のシステム)について1部を報告してきたが、では其後実際に試験に利用してみた結果から考えられる2, 3の点について触れてみることにする。

## 1. 土壤の種類や物理性をかえた場合の抵抗値と土壤水分含量との関係

石膏ブロックをポットに充填された土壤に埋設し、土

第 1 図



壤水分とその電気抵抗値を測定した結果をキャリブレーションカーブで示せば第1図のようになる。これからみれば、沖積土壌と火山灰土壌と云つたように土壤の種類をかえた場合や同一土壤でも粒子を4~2mmのものと1~0mmのものに物理性を变化させること等により、水分含量と抵抗値との関係は夫々異なつてくることがわかる。即ち、図にみられるように抵抗値は明らかに各土壤の水分張力所謂水分の自由エネルギーを示している。

いま、ポットに作物を栽培し、水分段階を湿潤から乾燥までA, B, C, Dの4段階にわける場合、水分張力で表わされる抵抗値で一定に調節した試験結果と、従来から行われてきている対容水量水分含量で一定にした結果とでは自から意味が異なつてくることが第1図からも推察されよう。

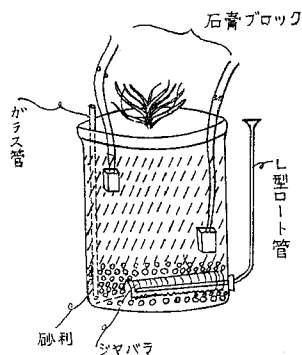
## 2. ポット試験における土壤水分調節の方法

ポットを用いて土壤水分の種々の段階を作つて試験を行なう場合、その水分調節方法として電気抵抗法により筆者が試みてきた方法を示せば次の通りである。

2万分の1ワグナーポットを用い、第2図に示されるように、L型ロート管をポット下の吸水口より挿入してジャバラにてこれを覆う。その上を1cm位の厚さになる程度に砂利を充填する。一方直径1cm程度のガラス管をポット上面より挿入した後に必要量の土壤を充填する。吸湿体は(例えば石膏ブロック)最少限土壤の上層と下層に埋設し、その

第 2 図

後種子を播種すればよい。この場合、ガラス管とロート管はお互にポットの下部より吸水させるための吸水孔となり一つはその時の空気の排出口となる。ジャバラはロート管の保護の役を行ない、砂





利は吸水、排水を容易にする効果がある。

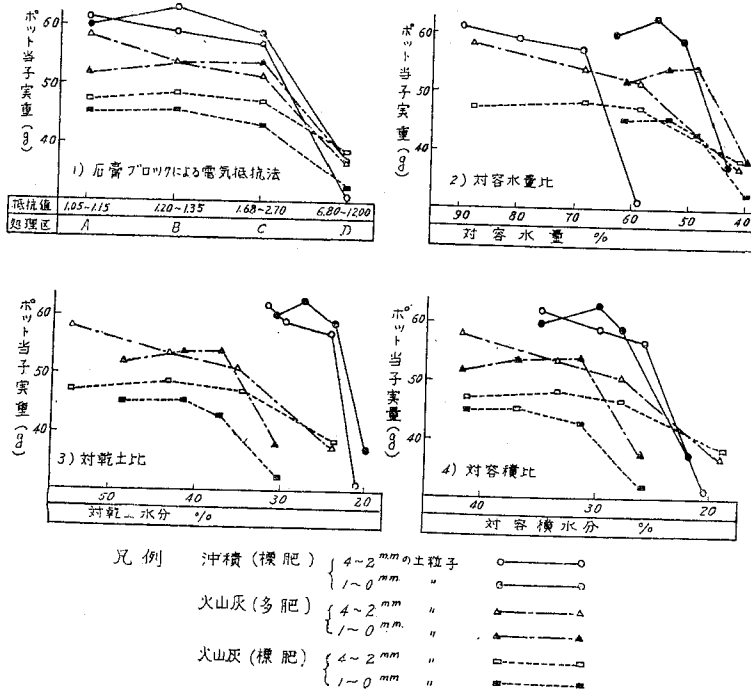
水分を調節するには、予めキャリプレートして決定しておいた土壌水分抵抗値になるように上部からは如露で下部からガラス管またわL型ロート管を用いて吸水させる。一昼夜放置した上、下の吸湿体の抵抗値を測定して所定の抵抗値（土壌水分）にポット全体が均一になるように上部また下部より補水して調節する。

しかし、作物の初期生育は蒸散も少ないが漸次生育旺盛になるに従って蒸散量も多くなり調節の回数も頻繁となる。例えば大麦の場合には初期生育期間中は週2回、3月以降茎立を始め気温も上昇してくるにつれて週3回または1日1回と回数を多くすることにより大体所定の水分条件に保持することができた。

この方法の特徴として

- 1) 予め吸湿体の抵抗値と使用する土壌の水分含量とのキャリレーションを行っておくことにより、調節に際しては所定の抵抗値になるように吸水すればよい。
  - 2) 上、下の吸湿体の抵抗値を測定することにより、上層及び下層の水分が略均一になるように注水することが可能である。
  - 3) ポット全重量を調節のたび毎に秤量する必要がなく、植物体の成長に伴う重量法の不便な点がない。
- この方法によって、筆者等は一時に120ケの2万分の

第3図

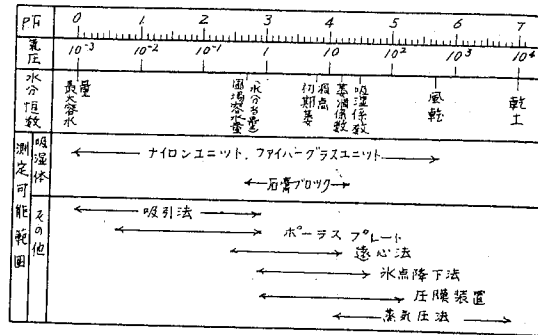


1ワグナーポットの水分を調節し、大麦で数年容易に試験を行うことができた。ちなみに、ポット内での土壌水分の減少の盛んな場所は作物の根の伸長に伴なつて深い方に移動し、生育初期は土壌の上層部が乾きやすいが生育後期には下層部の土壌水分の減少が甚だしくなる傾向を各土層に埋設した吸湿体の抵抗値によつて知ることができた。

### 3. 土壌水分の表示方法と作物収量との関係

前述のように電気抵抗法によつて示される土壌水分の抵抗値は、水分張力即ちPFと密接な関係のある指標で作物の吸収し得る水分を抵抗値で示すものである。

いま第1図から吸湿体として石膏ブロックを用いて

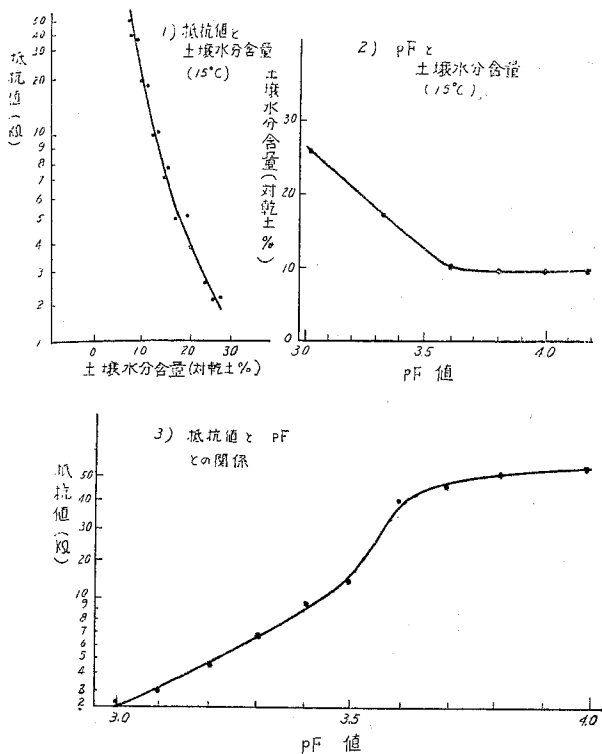


A, B, C, Dの4段階に抵抗値をわけ、夫々の抵抗値に合致するように土壌水分を調節して大麦の栽培試験を行なつた。一方、各抵抗値における土壌水分の対容水量比、対乾土比、対容積比を測定しこれら四者の収量との関係を比較してみると第3図(その1, 2, 3, 4)の通りとなつた。

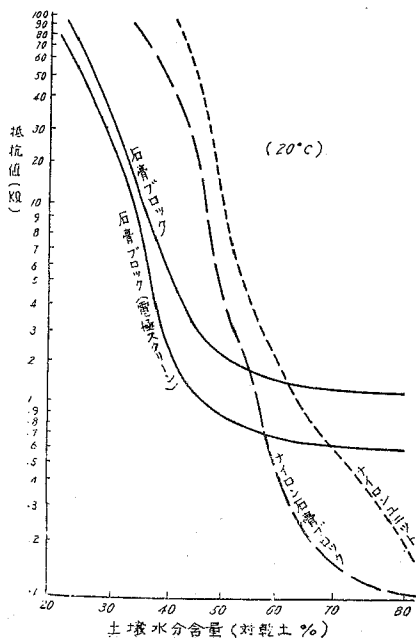
これによれば、対容水量比や対乾土比と収量との関係は土壌の種類や粒子の大小により著しく異なり、一定の傾向がみられない。対容積比はこれにくらべ大麦の減収しはじめる値の土壌による差はかなり少なくなるが、しかし同一土壌内での粒子の大きさによるふれはなお大きい。

これに対し電気抵抗法によれば土壌水分を表わす抵抗値が略一定

第 4 図



値以上になれば土壤の種類、粒子の大きさに関係なく減少となり、抵抗値は大麥の収量と密接な関係があることがわかる。



第 5 図

以上のように、電気抵抗法は測定器具の整備、試験開始までの準備には若干の経費と手間を要するが、測定を開始すれば他の方法にくらべて簡単でしかも作物と水分張力の関係を直接知ることができる点で有益であらう。

#### 4. 抵抗値と pF との関係

電気抵抗法では土壤水分を抵抗値 (kΩ) で表わされるが、抵抗値では吸湿体の種類やタイプによつて一定しない場合が多い。このため不偏的な数値として表わされる pF との間にキャリブレーションすることが必要となつてくる。

ところで抵抗値と pF との関係のキャリブレーションの方法は、第 1 表に示されるように種々の方法がある。しかし、pF 2.7 から 5.2 附近までの所謂作物生育と密接な関係のある水分範囲は、大体において圧膜装置 (Pressure-membrane apparatus) または氷点降下法、遠心法などによつて測定されるのが普通である。それ以下の低圧の方になれば吸引法またはポーラスプレート (Porous plate) の方法によつて測定できる。

いま 1 例として石膏ブロックを用いて抵抗値と pF との関係をキャリブレーションする一方法を示せば第 4 図の 1, 2, 3, の順序によつて間接的に測定することができる。なお抵抗値と pF との関係を測定する方法に関しては種々の方法が考えられるが、容易にしかも正確に測定できることが大切である。

#### 5. 電気抵抗法による測定範囲と吸湿体との関係

電気抵抗法による土壤水分測定可能範囲は、用いられる吸湿体の種類をかえることにより、第 1 表に示されるように広範囲を測定することができる。即ち石膏ブロック (Gypsum block) を用うれば略 pF 2.25~4.3、ナイロン等の繊維性吸湿体を用うれば pF 0~5.7 あたりまで測定できる。

吸湿体についてもアメリカで種々考案されているが、いま代表的な吸湿体について火山灰土壌を用いてキャリブレーションした結果を示せば第 5 図のようである。

石膏ブロックは Bouyoucos 及び Mick<sup>2)</sup> によつて考案され "Plaster of Paris" と呼ばれるもので、石膏の中に 2 本の電極を埋設されており、実験室においても容易に作製できそのうえ安価である。また土壌溶液に石

膏が徐々に溶けることにより緩衝作用を起して塩類濃度による抵抗値のフレの影響を受けることが少ない。しかし、このため湿潤条件下では1年位で石膏が溶けて電極が露出してしまふ。また圃場容水量付近では感度が鈍る欠点がある。

### 電極スクリーン型石膏ブロック

石膏ブロックの利点を生かし、且つ土壤水分の多い条件下でも鋭敏に働かせるために Bouyoucos 氏<sup>3)</sup>により20メツシユのステンレス綱スクリーンを電極に用いて作製されたものである。

### ナイロンユニット

Bouyoucos 及び Mick 両氏<sup>5)</sup>により考案されたもので、電極に2枚の細いモネルスクリーンを用い、これに銀メツキしたリード線が接続されている。電極はナイロン繊維によつて包まれ、全体を有孔ニッケルケースに入れ一定の圧で扁平に圧縮してある。このユニットは緩衝作用がないので、石膏ブロックに比らべて塩類の影響を大きく受けやすい。しかし、可測水分範囲が極めて広くキャパシタンスが小さいので抵抗値の誤差が少ないうえに耐久力が大きい等の特色を有していると云われている。

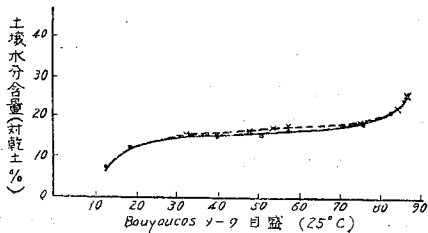
### ナイロン石膏ブロック

石膏ブロックの塩類に対する緩衝作用の利点と、ナイロンユニットの湿潤条件下でも鋭敏に働くことと云つた両者の長所を兼ね備えたものを目的に Bouyoucos 氏<sup>6)</sup>によつて考案されたものである。即ちナイロンユニットを石膏に埋蔵してブロックを作製したものである。

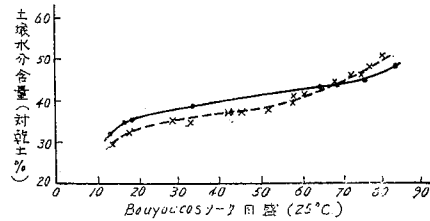
以上4つの吸湿体について第5図から、石膏ブロックは圃場容水量付近でカーブが平行になり鈍感になることを示しているが、スクリーン型ブロックの方はやや鋭敏である。ナイロンユニット及びナイロン石膏ブロックは圃場容水量以下相当な湿潤状態のところまで極めて鋭敏に作用していることがみられた。

以上のことから、水分当量までの測定であるならば石

第6図



第7図



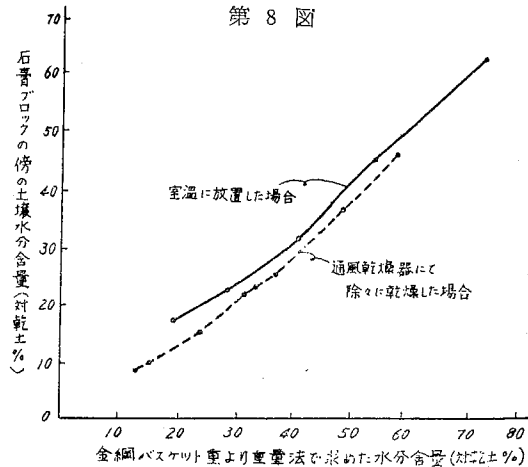
膏ブロックで充分測定が可能でありキャリプレートもやり易い上に実験室でも作製できる有利さがある。反対に広範囲に亘つて測定するか、あるいは水分変化をより精密に知る必要がある場合にはキャパシタンスの小さいナイロンユニットまたはナイロン石膏ブロックがよい。しかし、ナイロンユニットは薄いためキャリプレーションがやりにくいうえに高価である点が不便である。

## 6. 抵抗値と土壤水分とのキャリプレーションの問題点

電気抵抗法においては、抵抗値と土壤水分との関係を知るために予め試験に用いる土壤によつて両者の関係をキャリブレーションしておく必要がある。

第6図は圃場とポットとでこの関係を測定し比較したものであるが、2者の間にはよく一致している。この方法は圃場及び2尺角ポットに同じ土壤を充填した後石膏ブロックを埋蔵する。その後電気抵抗法により抵抗値を測定し、その都度乾土法によりブロック埋蔵附近の土壤水分含量を測定して両者の関係を求めたものである。この

第8図



方法は、土壤の自然乾燥を待つため乾燥から湿潤までの点を測定するには可成りの日数を要する。

そこで、著者等は Kelly 氏<sup>7)</sup>の方法にヒントを得て2mm 目の金網でバスケットを作り、内に桜紙を帖つて

土壌を充填し、そのバスケットの中央にブロックを埋設した。しかして下から蒸溜水を毛管上昇により吸水させブロックが飽和した後に各種段階に乾燥し、恒温槽内で一定温度のもとにその抵抗値を測定し同時にバスケット全重量を測定して次式からバスケット内の土壌水分含量を求めた。

$$\frac{\text{全重} - (\text{バスケット重} + \text{乾土重} + \text{ブロック重} + \text{ブロック内水分重})}{\text{乾土重}} \times 100$$

(ブロック内水分量は、抵抗値とブロック内水分重とのキャリプレートにより別に求めておく)

この方法で求めた抵抗値と土壌水分含量との関係を、ポット法により求めたものと比較すると第7図のようでは若干の差を生じたが、土壌のおよその性質を比較検討するには利用できるものと思われる。

バスケットによるこの方法は、乾燥が早や一定温度で常に測定できるため時間や労力が少なくすむ利点がある。反面、土壌が少量であることや乾燥過程に土壌が均一に乾燥しない等により誤差を生ずる可能性も大きい。そのため、バスケットを大きくして土壌の量を増加し乾燥を逐々に行う等の方法を考えれば一層精密に測定することも可能と思われる。しかし、このため乾燥に時間を要し測定その他に不便となることが予想され、バスケットの利点が消される心配がある。これらの事から、キャリレーションの方法については試験の目的をも考慮して適当なやり方を更に今後研究する必要がある。

いま、バスケット方法により、石膏ブロックのすぐそばの土壌水分含量と、バスケット全重量から計算して出

した水分含量との関係を乾燥方法の違いとも関連させて測定してみた結果は第8図の通りで、若干異なつてきている。

## むすび

以上電気抵抗法による土壌水分測定について、実際に応用してみた結果から2, 3の問題を捨てて触れてみた。この方法の研究は我が国ではなお日が浅く、未解決の問題が甚だ多いが、これについては今後大いに研究されて行かなければならない。

なお、本稿記述中に個人的意見となつた点が多いと思われるが、これらの点については各位の御指導を心からお願いする次第である。

## 文献

- 1) 安間正虎, 小田桂三郎, 岐部利率: 関東々山農試研報告, 9(1956), 日作紀. 25(2)(1956)
- 2) Bouyoucos, G. J. : Soil Sci., 64(1947)
- 3) Bouyoucos, G. J. : ibid., 78(1954)
- 4) Bouyoucos, G. J. and Mick, A. H. : Teck. Bull. Mick. Agri. Exp. Sta. (1940)
- 5) Bouyoucos, G. J. and Mick, A. H. : Soil Sci., 66(1948)
- 6) Bouyoucos, G. J. and Mick, A. H. : Quart. Bull. 37(1954)
- 7) Kelly, O. J. : Soil. Sci., 61(1946)
- 8) 小田桂三郎: 農及円30(11), 31(6). (1955, 56)
- 9) 小田桂三郎: 農業技術 11(5, 6). (1956)
- 10) Palpat, E. H. and Lull, H. W. : Forest Serv, U. S. D. A. Occ. Paper (1953)

# 実容積法による圃場水分の測定法

美 園 繁

(農業技術研究所化学部)

## 1. ま え が き

圃場水分の測定法には、測定の方法や測定対象によつて、また研究の歴史的な位置によつて、種々の方法が採用されている。土壌試料を直接乾熱して、その重量の減少分を水分とする方法、土壌水分と平衡状態にある吸湿体の電気抵抗値を測定し、土壌水分を知る方法、テンシヨメーターの読みから求める方法、熱拡散速度を測定しそのときの土壌水分を知る方法、試料の電気容量を測定しその水分を求める方法などが採用されている。どの方

法も、それぞれの長所と短所をもっている。

この報告は、前述の方法をみとめながら、実容積法による圃場水分の測定法の概要、その長所、歴史的な位置などについて述べるとともに、容積法の採用を提唱しようとするものであり、1959年4月の第1回土壌物理研究討論会における講演に加筆したものである。

## 2. 実容積法の概要

実容積法は、通常全容積100ccの試料を圃場状態のまま採取し、その全重量W, 実容積Vを測定し、前もつて

測定されている真比重  $d$  を使用して、土壌 3 相の容積 ( $V_a, V_i, V_s$ ), 重量 ( $M, S$ ), 空気率  $A$ , 水分率  $M_s$ , 固相率  $S_v$ , 孔隙容積および孔隙率 ( $p, P$ ), 飽水度  $H$ , 容気度  $U$ , 仮比重 ( $d_m, d_o$ ) などのほかに、圃場の一定深さの土層の全水分含量  $Q$  ( $q$ ), 全有効水分含量  $A_m$ , 灌漑要水量  $Q_n$  ( $q_n$ ) などを求めていく方法である<sup>1)</sup>。測定値を得るには、計算式による計算の外に、計算図表による方法も行われている<sup>2)</sup>。

この方法に限ったことではないが、採土の良否はとくに容積法の場合測定値の精度に大きな影響を与える。通常 100cc の試料円筒 (金属製) に、特殊な採土器を使用して採土するのであるが、今後さらに改良を加えていかねばならない。深い土層から採土する場合には、採土器には継杖を使用し、はじめにポストホール、オーガで採土位置の 2cm ほど上部までの土を排除しておくと便利である。採土は、土層断面の特性をも考慮しなければならないが、10cm 毎にすると便利である。

真比重は前もつて測定しておくのであるが、それには乾熱法 (試料を円筒とともに 105°C, 15 時間) を併用し、試料の水分  $M$  を知つて、つぎの式から求めるとよい。

$$d = (W - M) / (V - M)$$

この場合、乾熱温度にはとくにアロフエン系土壌の場合注意しなければならない。というのは火山灰土壌のように、粘土礦物がアロフエンを主要成分とするもの場合には、100°C~200°C の間で失われる水分が多く、110°C 附近でも数度の温度差によつて、かなりの水分測定値の差を生ずるからである。

もつとも、計算図表を使用すれば、真比重の誤差に対応する固相容積値の誤差を定量できるので、測定結果の検討には都合がよい。

真比重の測定には、これまでピクノメーター法が使用されていたが、実容積法の場合には、いま述べた方法を採用した方がよい。ピクノメーター法による測定は、主としてその全過程が試料を水浸状態で経過するために、前述の方法による測定値よりも小さな値を得る。とくに膨潤性の大きなアロフエン系の土壌ではこの傾向がつかいからである<sup>3)</sup>。

全重量、実容積、真比重の 3 者を基礎にして求められた測定値は、容積法の特長を生かして、土壌 3 相の垂直分布や 3 角図表に表示される<sup>4)</sup>。

また、測定値のチェックや圃場の均一性などを知らうとするときなどには、全重量  $W$  と実容積  $V$  との相関曲線を利用するとよい。実容積法では、水分の密度を 1gr/cc としているので、また固相の密度は通常 2.3~3.0gr/cc となつているので、 $W$  と  $V$  との間には通常つぎの 2 つの

関係が成立している。

$$W_i > W_j \text{ なら } V_i > V_j$$

$$\Delta W_{ij} \geq \Delta V_{ij}$$

もちろん例外がないわけではないが、そのような場合は特殊な性質の試料か、またわ特殊な条件 (変化過程) におかれているかである。もちろん、測定の誤差に基く場合は、測定をやり直さねばならない。

$W-V$  曲線は、 $V$  をタテ軸にとれば、 $W$  軸に対して 45 度以下の傾きをもつ直線となる場合が多い、重量と容積の増減が水分のみによる場合には、 $W$  軸に 45 度の傾斜をもつ直線となることはいうまでもない。

### 3. 実容積法の長所

実容積法の長所は、色々の角度からあげられるが、論議を具体的かつ明瞭にするために、圃場水分の問題に重点をおいて検討してみよう。

1) この方法が測定法として優れている点は、圃場状態を保存したままで採取された試料の状態をほとんど変化させることなく、簡単、迅速、しかも他の多面的な諸性質と同時に測定できることである。

試料に乾熱などの著しい変化を与えないから、他の分野、たとえば団粒分析、粒経分析、透水性の測定、生物学的性質や化学的性質の測定などと試料を共用できる。

簡単、迅速に測定できるから、かなり多くの試料を同時に供試できるので、圃場水分の時間的変化を土層全体に亘つて追跡することもできる。乾熱器を使用し、しかも長時間を要する方法に比べると、実容積法の長所は明らかである。

水分を水分量のみでなく、他の物理性とくに固相、気相の状態と関連させて測定できるので、圃場の土壌水分系の状態をかなり明らかにすることができる。

水分の測定結果の表示に、水分重量の乾土重量に対する百分比で表わすような重量法を使用すると、火山灰土壌とくにその下層土のように、固相率も固相重量も相対的に小さい場合、水分の過大評価を生じ、沖積土壌のように固相率も固相重量も相対的に大きい場合水分の過小評価を生ずる傾向をもつているが、水分率や飽水度のような容積法の表示では、このような傾向を防止できる<sup>6)</sup>。

水分率による圃場水分の表示を土層別にすれば、任意の深さの土層全体に亘つて、加算 (積分) によつて、全水分量あるいは全有効水分量を求めることができる。即ち、面積 1ha、厚さ  $h_i$  cm の土層の水分率を  $M_i$  とすると、この土層の全水分量  $Q$  ( $m^3$ ) は

$$Q = \sum_i M_i h_i$$

となり、水柱換量  $q$  (mm) は

$$q = \frac{1}{10} Q = \frac{1}{10} \sum_i M_i h_i$$

となる。土層断面の構造上の特性を考慮しなければならないが、土層の厚さを 10cm 毎にしておけば、水分率そのものの加算によつて水柱換算量  $q$  を、水分率の10倍の加算によつて全水分  $Q$  を得ることができる。即ち、

$$Q = 10 \sum_i M_i, \quad q = \sum_i M_i, \quad h_i = 10$$

となる。

有効水分を同様の方法で表示すれば、全水分と同様の計算によつてその全量を求めることができる。実容積法の優れた点である。

2) 実容積法は、圃場水分を土層全体に亘つて、その1部分として測定するのみでなく、水文学的な全空間における水分の循環過程の中の1部分として測定する方法である。

すでに述べたように、実容積法は圃場水分を水柱換算量で測定できる。このことは、水分の循環過程の中で、降雨量、土面蒸発量、地表面流出量、植物による蒸発散量、灌漑水量、土層中への透過水量などと共通の尺度を使用することである。これらの諸量はいずれも「長さ」の単位mmを使用する。

重量法では、土壌水分と乾土あるいは湿土との重量の相対的比率で表示するので、水文学的な循環過程が研究方法のうえでは、土壌水分のところで中断されていた。容積法の採用によつて、この欠点を改めることができる。

3) 圃場水分に関する尺度を、圃場がおかれている水分の循環過程の全空間で共通にすることは、圃場水分に関するわれわれの認識を正確にするうえで重要な役割を果たすことになる。もちろん、農業の実際面にもこのような正確な認識が有効な実りを保証するものであることはいうまでもない。圃場水分の現状を知り、その将来を予見し、灌漑時期および灌漑水量を決定するうえで、容積法の長所は効果的に利用されるであろう。

圃場水分に関する研究の将来は、より一層運動学的な研究を促進することが、その発展のためにきわめて重要であると考えられるが、容積法の採用は、この面でも有効に作用するであろう。

#### 4. 実容積法の歴史的 position

土壌物理の試験研究の発生以来の歴史ではなくて、また国際的な視野でみるということではなくて、わが国における最近10数年の歴史をたどつて、その中で実容積法を位置づけてみようと思う。

この期間に、わが国における土壌物理の試験研究は、

かなり急速に発展し、内容的にも豊富になつてきている。この発展の方向は、すでに予見されていたように、学問の外側の諸要因の作用を無視することはできないがもつとも重要なものは土壌学自身の発展によつてきめられてきている。現在でも、いままでの歴史にみられなかつたほどの広い規模と深さ、内容の豊富さを保つて発展していつている。

風乾細土を試料とし、主として実験室における個別的な物理性の測定を中心としていた時代があつた。その頃は土壌水分の測定および表示法は主として重量法によつていた。

土壌水分の測定、表示に重量法が採用されていた1つの主要因は、土壌学の主流が土壌化学であつて、化学の本来的任務が実体追及を主とし、質量あるいは重量に重点をおいていることによるものであろう。分解、合成などの化学反応の面からみれば、化学は物質変化をとりあつたつているのであり、その意味ではもちろん運動の学問であることにはかわりはないが、それはマクロの立場であつて、ミクロの立場からみれば、化学的な元素が浮び上つてくる。その意味で実体追及を主としているといえる。

また、土壌の固液界面の物理化学的性質と水分との関係や土壌の乾湿状態あるいはその度合を表わすには、重量法でも有効であつたという事情にもよるものであろう。とくに、近年の膠質化学の研究成果は、土壌学の分野に急速にとり入れられている時期であつたからである。

重量法がもはや全然無効になつたということではない。今日でもなお有効な側面をもつているし、それは今後も利用されていくであろう。ここでは、土壌水分に関する試験研究に重量法が採用されていたことについて、その歴史的必然性を、土壌学の内部に見出そうとしたのである。

物理学の本来的な任務は、運動の追及である。実体あるいはその構造がつねに問題になることはいうまでもないが、「質量」、「長さ」、「時間」を基礎にして、力、運動量、エネルギーなどをたえず問題にしていかなければならない。したがつて、前にのべた重量法のみにとらわれている限り、土壌学と物理学の両側面を統一的にもつていられる土壌物理学の独自の発展は十分に望み得ないであろう。

重量法が主流をなしていた時代には、本来ならば容積法によらねばならないはずの、Porosity の測定法も、実験室で充填された粗状態、密状態の風乾細土について、その試料の真比重  $d$  および仮比重  $d_a$  から

$$P = (1 - \frac{d_a}{d}) \times 100$$

という方法で求められた。この方法は典型的な重量法である。

土壌学の発達とともに、風乾細土による実験結果は、圃場の状態を的確に表現し得ないことが確認され、試料に湿土を採用することが一般的になつたが、重量法の基本的な特長は変つていない。他方、とくに農業工学および作物の分野ですんでいたが、圃場における水分の運動学的な測定が重要視され、水分変化の速度が追及されるようになってきた。けれども、理論の内容からみれば、たとえば透水性や毛管作用などに関連する分野のように、重要ではあるが植物の入つていない『裸地』の理論が中心となつていた。

このような研究方法は、われわれが複雑な自然を正確に認識していく場合、必然的に採用する方法であるとともに、また、今後ともなお有効に利用されねばならない方法である。

けれども、土壌物理学が研究対象としている現実の土壌(場)は、植物が入つており、その根系あるいは根毛組織からの吸水、葉面からの蒸発散作用が伴なつている。

現在の土壌物理学の重要問題の1つは、このような植物根系の入つた場の、新しい理論を準備していくために、土壌内部の現象を、土壌をとりまく外部の現象と関連させながら、正確によみとつていくことであろう。少くとも、ここ数年間はそうなるであろう。

このような必然的な課題を追及するためには、適確な尺度を必要とするが、実容積法はこの要請に答えるものである。

## 5. あとがき

実容積法の長所およびその歴史的な位置については、すでに述べた通りであるが、実容積法が採用されても、圃場水分の運動全般を把握できるわけではない。

実容積法は、基本的には水分の容積量および重量の量的側面を測定する方法であつて、水分張力、運動速度、水分のエネルギーなどのような質的な側面を、直接測定する方法ではない。したがつて、水分の量、質の全面を明らかにするためには、他の方法と併用しなければならない。この点では重量法と同様である。

筆者は、土壌物理学の研究分野に実容積法の採用されることを提唱するとともに、それによつて試験研究が前進することを期待している。

## 参考文献

- 1) 美國 纂：土肥誌，29の2 (1958)
- 2) 美國 纂，土肥誌，30の3 (1959)
- 3) 美國 纂：土肥誌，29の3 (1958)
- 4) 美國 纂，下村和子：土肥誌，29の7 (1958)
- 5) 美國 纂：農業技術誌，11の1, 2, (1956)
- 6) 美國 纂：土肥九州大会講演 (1959)

# 土壌の透水性測定について

八 幡 俊 雄

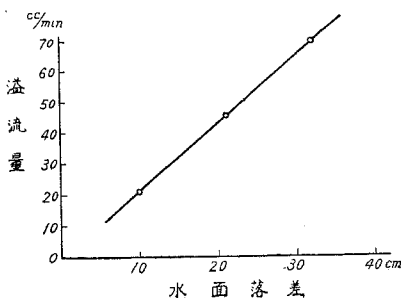
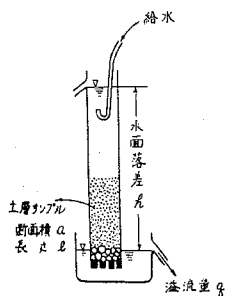
(東大農学部)

本誌第1号で山口農試の坂上氏が、「現地には土壌物理研究搾取家が多い」と、面白いことを書いておられる。筆者は土壌の浸透物理をこの数年取扱つて来ており、一応は基礎部門を研究する方に属して、搾取するよりはされる側にあるわけなのであろうが、「現地におられる方々を対象に透水性 (Permeability) 測定について何か書け」と云われて、さて搾取して載けるようなものが何かあろうか、と見廻しても、それが有りそうに見えて、その実一向に整わないのは誠に申訳ない次第である。どなたも経験がおありのことと思うが、実験をやればやるほど「分ら」なくなり、簡単に説明して通り過ぎていたことが、そうでなくなつてゆくのである。しかし一旦引き受けた以上、何か書かねばならない。そこで今回は透水性の測定についての、きわめて初歩的なことを書かせていただくことにする。読者の中には稲作における土と水の問題などに関連して、そういう物理性を研究項目の1つに加えてみようかなどと考えている方々も何人かはおられることと思う。たとえばそういう人達が読んでくれるという想定に立つて、以下の解説を試みる次第である。

## 透水性の尺度“透水係数”

直径5cmばかりの有り合せの円筒に有孔の底を施し、粒径0.2mm級の砂を約20cm厚につめて土層模型をつくり、予めよく水で飽和させておいてから、両端に例えば10cmの水面落差を与えてやると、透水が起つて溢流量が21cc/minと測られる。次に水面落差を21cmにする

第1図



と、溢流量は45cc/min, 更に落差を32cmにすると、60cc/minと、次第に多くなる。これをグラフにかけば、第1図の通りで、直線となる。

一般に砂層や松葉の堆積層のような、孔隙性の物体に、このような仕方で水を透過させるとき、第1図の記号, a, l, h, g の間には、

$$q = k \cdot a \cdot \frac{h}{l} \dots\dots\dots(1)$$

のような関係が成立つことが、今から100年ほど前に、Darcyによつて見出された。尤も孔隙の間をぬつて流れる水の速度が余り早くなるとまずいけれども、普通の場合は大ていこの式が成立つ、あるいは近似的に成立つていふと考えてよい。

(1) 式のkは比例常数で、一般に透水係数 (Darcy coefficient of permeability 或は permeability constant) と呼ばれている。kは、水の粘性 (従つて温度) などにも多少関係するけれども、主に材料の粒の粗さや形やその詰まり方などによつてきまる常数である。

すなわち、第1図の例で云えば

$$45 \text{cc/min} = k \text{cc/sec} \times (3.14 \times 2.5^2) \text{cm}^2 \times 60 \text{sec} \times \frac{21 \text{cm}}{20 \text{cm}}$$

$$\therefore k = 3.5 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$$

というこの値は、粒径0.2mmの砂粒がある詰め方で詰まつている状態 (注意: もはや砂層の断面積や厚層に關係なし) に個有なものであつて、このことを利用すれば物質の空間配置というような表示のむずかしいものが水を通したときの透水性 (Permeability) によつて、とにかく一応量的に表示できる機会を持つのである。一

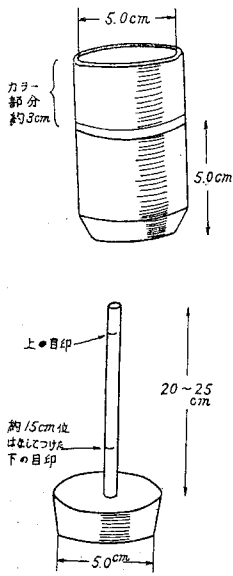
般の土壌も孔隙性や構造性をもっているから、それについてkを測ることができる。土壌についてkをはかることがどんな意味をもつかは後に述べるが、土壌の物理性には仮比重や容水量など以外にもこのようなものがあることをこの際是非知つておいていただきたい。

## 土壌の透水係数の測り方

そこでまずその測り方から始める。原理



第 2 図



は第 1 図に示した通りきわめて簡単なものであるが、実際にはかる上では、やはりテクニクがあつて、手ぎわよくしないと、無駄が多くなる。

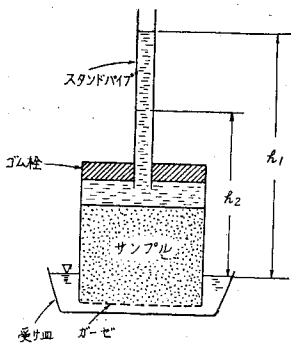
使用器具の型態や寸法にはいろいろのものがあつて、これについての国際的なシムポジウムさえ催される有様であるが、それらを羅列的に紹介することは本文の主旨ではないから、以下、筆者が主に野外で測定するときに使っている、変水頭試験器による測り方を述べよう。

←第 3 図

〔用意すべき器具〕

- ①円筒サンプラー：標準寸法内径 5.0cm、高さ 5cm (容量約 100cc) の金属円筒。ネジで取外し自由なカラー円筒つき。これを付けて採土を行う。薄い肉厚でしかも丈夫なように筆者らは特殊鋼製を使っている。数個あれば便利。
- ②アルマイト皿 2、3 枚とガーゼ少々。
- ③スタンドパイプ付ゴム栓、ガラス管は長さ 20~25 cm 位。内径は 0.5cm、0.7cm、1.0cm 程度の 3 通り位を用意し、材料の透水性によつて使いわけるようにすれば便利。
- ④水さし：ピペット(またはポリエチレン製噴射びん)とやかんそれぞれ 1 個。
- ⑤ストツプウォッチ：1 個。

第 4 図



⑥洗面器またはバケツ：1 個。

〔はかり方〕 念のため説明を採土のところから始めると、まず、採土円筒(カラーつき)の内側にはグリースを塗つて、壁面効果(Wall effect)を防いでおく。これを透水度を知らうとする部分

に上手に押込んで、サンプルを取るのである。土がかたくサンプラーを押込みにくい時は、サンプラー上部に木片をあててサンプラーが左右にゆれないように注意しながら木づちで軽くたたいて押込めるとよい。押込みを終わつたら、サンプラーのまわりの土を取り除き、サンプラーの上下両面に土が盛上つているまま取り出し、その端面を小刀で平らに(但し押しつけ均してはいけない)整形する。植物の根などはハサミで切りとるとよい。下端の断面が整形されたら、その切口に板をあて逆にし、カラー円筒を静かに外して次には上部の端面を同じ要領で平らに整形するのである。これでサンプルがとれた。

そこでサンプルの入つた円筒に、あらためてまたカラー円筒をつけ(ネジの部分にグリースを塗布)、数枚重ねたガーゼを敷いたアルマイト皿の上に置く。

あり合せの容器に 5cm ほどの深さに水をはり、受け皿ごとひたして下から徐々に試料土を水で飽和させる。試料土が十分飽和したら静かに皿ごと取り出し、流し合の上におき、試料土の表面をかき乱さないように気をつけつつ、ヤカンの水を加え、円筒一杯になつたら手早くスタンドパイプ付ゴム栓を施せば、水面は自づとガラス管中に上つて来て、やがてその位置から透水が始まる。

ストツプウォッチを構え、パイプに付けた上の目印( $h_{1cm}$ )から下の目印( $h_{2cm}$ )まで水位が降下するに要する時間( $t_{sec}$ )を測定する(回ごとにパイプの上端よりピペット(または噴射びん)で補給して、この操作を  $t$  の値がほぼ 1 定になるまで繰返して行う。

求める透水係数は、次に

a : スタンドパイプの断面積。たとえば管の内径 0.5 cm ならば

A : 円筒サンプラーの断面積。サンプラーの内径 5.0 cm ならば  $19.6cm^2$

l : 試料土柱の長さ。ここでは 5.0cm

および、直接測定の  $h_1$ 、 $h_2$ 、 $t$  を代入して計算から求めることができる。

$$kcm/sec = \frac{2.3 \times a^{cm^2} \times l^{cm}}{A^{cm^2} \times t^{sec}} \log_n \frac{h_1^{cm}}{h_2^{cm}}$$

こうした、或る水田の或る箇処でかんがい期にすぎ床の部分は  $k=1.4 \sim 3.7 \times 10^{-4}cm/sec$  であるのにそれに続く心土の部分では  $k=5.6 \sim 8.7 \times 10^{-3}cm/sec$  であるという風に構造の違いが透水性を尺度として、数量的にとらえられるのである。

土壤の透水係数を測ることの意味

100 年前に Darcy が(1)式のような法則を見出し、各種

材料のkを求めた時、それは孔げき性物体の内部構造の研究として出発したのではなかつた筈である。土木工事において使用骨材の粒度からkの程度が分れば、それを使って堤防を浸透する水の量が、堤防の両側の水面落差を測量することだけで分る。kはそう云う意味のものであつたし、また事実、今日でも土木技術者はそのような場合に主としてこのkを使つているのである、これは土木技術者たちの取扱う対象が、同じ土ではあつても、自然構造を一旦こわしてそれを改めて「撒き出し」築き上げた、といったように著しく人工的なものであること、従つて全体の構造がかなり均一であつて、サンプル試験で知られたkを堤防全体に適用しても大して誤ることがないという事情があるからである。

しかし、耕地の状態にある土壌では、事情はいささか違ふと思われる。しろかき直後の水田表土などでは或程度構造は均一かも知れないが、その後そこに稲株が植えられ、中ぼしが行われ、根ばりがすすんでゆけば、代かき時にえられたような均一性は、そういつまでも保たれはしまい。一方、水田においては、堤防の両面の水面落差に相当するものが、伸々簡単にははかれないのである。(筆者らの研究室では苦心の末に実際の水田でこの量をはかることに一応成功はしたが、まだまだ覚束ないものである。)

結局、筆者の見解では、耕地土壌の透水係数を測るのは、今のところそれを知つて水田の減水深を見当つてたり、暗渠への排水量を計算したりする為には測るのではなく、田または畑という、土壌体の各部分が、どんな性質をもつ部材で出来上つているか、を知るために測るのだと思う。部材の性質は仮比重や空隙率でも、硬度でも、プレバート写真でも表現できないわけではないが、透水度はそれらの何れにもまさつて鋭く構造の差違を示し、1枚の水田または畑が、どう云う部分で組立てられているかを詳細に示してくれるのである。

耕地の生産力を、土壌の理学性ととの関連において把握しようとする最近の傾向から云えば、この鋭い指標は、より多くの研究者にもつと利用されてよいものと思う。

## 実は厄介な透水係数の測定

解説を平易にと考えて、これまでのところ測り方を大へんさりげなく述べたけれども、或る状態におかれた孔隙性物体の透水係数をはかることは、それ程簡単なことでは、実はない。一番こまるのは、飽和の問題である。さきの解説では整形を終つたサンプル入りの円筒皿にのせ程よい深さに水をはつた洗面器かバケツに暫次ひたして

サンプルの底からのしみ上りを待つ、というのであつたが、これでは飽和したかどうか、実はあやしいのである。

もし内部に空気がとじこめられて不飽和であるとうゆいことになるかという、これは一般に透水係数に大きく影響して、大幅にその値を低下させる傾向をもつ。それであるから、できることなら、サンプルを実験室に持ち帰り、排気鐘の中に入れてしずかに孔げき中の空気を排除し、その状態のまま水(脱気した水)をしみ上がらず方法をえらびたい。そして透水実験中も、使用する水は水道水を直接使うのではなく、煮沸または減圧脱気した水を使う。こうすれば孔げきはすべて水に充されそれこそほんものの透水係数がはかれるのである。

筆者はさきに、透水係数という指標が、孔隙性物体の空間構造の相違を示す甚だ鋭敏なインデックスであると唱へたが、実はそれが少々鋭敏すぎて、もう少し鈍感(鈍感といつても仮比重の値のように鈍感であつては困りものだが)であつて呉ればばいいとさえ思うことがある。というのは、実験の途中で、内部にある水みちに一寸でも気泡がたまると、粒子の空間配置はそのままで、もう(見かけの)透水係数はかなりの低下を起してしまうのである。

こうゆうことを書き出すと、せつかく知つた測定の方法も、大へんたよりなくなつて来て、読者はここでいささかがつかりされるかも知れない。しかし、そのような失望は少々早すぎると筆者は思う。もともと耕地土壌というような複雑な相手と取つ組むのであるから、性質の場処的なバラツキの著しいことは覚悟のまえである。そのようなジャングルに切り込んでゆく武器は、少々難のあるものであつてもあまり気に病む必要はない。刃こぼれをいちいち気にしては1畝歩の下草も刈り取れまい。事実筆者の乏しい経験に徴してもさきに述べた野外の測定法だけで、今まで知られなかつた幾つかの事実を、かなりはつきり掴んだ経験けんを筆者は持つ。静岡県三方ヶ原台地の開田では20cm附近にかなり水もちのよい土層があり、これが相当に水を支える勘定であつたところ、実際に水をかけてみると一向にもたない。筆者らはいろいろな深さの土壌サンプルにつき根気よく野外測定をつづけ、一見良好な盤と見られる土層の中にも、局部的に甚だルーズな構造の部分があつて、そこに漏水の原因があるらしいことを、ようやくにして探知することができた。これはその1例だがこれなど全く例の「たよりない」野外測定法のおかげであつた。このようなくいことならば未だ未だいくらでもその辺にころがつている筈で、しかもそれらについては多くの場合、上へのべた程度のことすら分つていないに相違ないのである。

# Soil tilth の判定法について

米 田 茂 男

(岡山大学農学部)

## はじめに

農耕地土壌としての物理的性質の良否の判定は、通常次の2つの観点から下されている。その第1は、作物生育の培地としてみた場合の、土壌の物理的環境を規定する土壌性質の問題であり、第2は耕耘の難易を規定する土壌性質の問題である。しかして作物の生育培地として好適した物理的環境とは、常識的には畑地の場合は、通気性、保水力および透水性の良好な状態と解釈されているが、かかる因子は多分に土壌構造に関連した諸性質である。他方耕耘の難易を規定する因子としては、土壌の凝集力、可塑性および土壌と耕具との表面摩擦等があり、これらの因子は明らかに土壌の緊硬度 (Consistency) に関連した諸性質である。ここにいう土壌の緊硬度とは、各種の水分子状態において土壌中に働く凝集力および粘着力なる物理的力の現われとして示される諸性質と定義され、具体的には土壌の圧縮、切断、貫入に対する抵抗性および碎易性、粘着性、可塑性のような物理的性質として発現される。緊硬度は土壌の固有性質によつて異なるばかりでなく、同一土壌においても水分含量の変化に伴つて変動する動的性質である。

しかして実際問題としては、作物生育に好適した物理的環境は、多くの場合耕耘も又容易に行うる状態にあり、従つてこの両者を規定する土壌の物理的性質は相互に密接な関係にあることが察せられる。Baver<sup>2)</sup> も "Soil tilth とは土壌緊硬度の一定範囲内で現われる土壌のある構造上の性質を基礎とし規定されるであろう" と述べている。

周知のごとく Soil tilth の土壌物理的解明は地力研究の一環として多年の研究課題であり、従来各種の測定法が提案されているが、その多くは粒団化度、孔隙率、針入度および圧縮度の測定に基礎をおく方法であり、これによつても既往の作物生育および耕耘に関係ある土壌性質の評価、判定が主として構造および緊硬度の両見地から行われていることが判る。

筆者もこれまで干拓地土壌の物理的性質の相違および変化を主として Soil tilth の見地から究明するに当り、上記の線に沿つて土壌の構造および緊硬度の相違と変化の測定を中心として実験を進めてきた。その結果かなり

の程度にまで Soil tilth の実態を判別できることを知つたので、以下測定法の概要を紹介する。なお以下に掲げる測定法によつて、どの程度にまで物理性の差異を判別できるか、を示す実験例として、重粘なる干拓初期の未耕土を用いて調製した Ca-土壌と Na-土壌の各測定値の比較成績を参考として掲げる。

## 1 土壌の構造を規定する土壌因子の測定法

土壌構造の評価、判定には従来粒子の排列様式、粒団の形状及び接合型の肉眼的又は顕微鏡的観察にもとづく直接法並びに孔隙性、透水性及び粒団生成状態の測定にもとづく間接法が一般に採用されている。しかしてわが国のごとく水田耕作に重点をおく場合は当然液性形態においての土壌の行動が問題となるところから、筆者は土壌懸濁液の分散状態と水中沈定容積、分散度の測定に加えて粗粒団と微粒団の粒団化度とその安定度、透水度等を測定<sup>12,13)</sup> した。

### 1. 土壌懸濁液の安定度及び水中沈定容積の測定法

乾土 20g 相当量の未風乾土をビーカーにとり、水約 20cc を加えて捏和せる後真空デシケーター中にて減圧、処理し、次に内容物を 100cc 有径メスシリンダーに移し、振盪せる後48時間放置して分散状態および沈定容積を読み、供試土 1g 当りの cc 数を算出した。

### 2. 分散度の測定法

粒団分析を行わずして土壌の粒団生成状態の概況を表示できる簡単な土壌常数の1つとして Puri<sup>5)</sup> は分散因子および分散係数を、Middleton<sup>4)</sup> および Vageler<sup>7)</sup> は分散率を提案している。筆者は未風乾土を用い、予措として試料を一昼夜水中に浸漬せる後30分間振盪し、然る後ピペット法にて粒径 0.02mm 以下の粒子を定量し、分散因子および分散率を求めた。ここにいう分散因子とは、かかる測定法にて求めた実測値、分散率とはその値を完全分散法にて求めた究極粒子の百分率にて示した結果で、土壌が解膠、分散性を増すに伴つて、その値は

100% に近づく。

### 3. 粒団化度と粒団安定度の測定法

粗粒団の生成状態を検知する方法としては Russell および Tamhane<sup>6)</sup> の報ずる Rothamsted 法に準じて、未風乾土を供試して湿式篩別法による粒団分析を行い、径 4~2mm および径 2~0.25mm の粒団の量を測定せる後、粒団化度を算出した。次に微粒団の生成状態を検知する目的で、未風乾土を直接に A・S・K 法によつて淘汰分析を行い、径 0.05mm 以上及び 0.01mm 以上の粒団の粒団化度は算出した。

粒団化度の算出法を次のとおりである。まず粒団分析によつて求めた任意の規準粒徑以上の粒団の百分率から、該粒徑以上の究極粒子の百分率を控除して集合状態を求める。次に該規準粒徑以下の究極粒子に対する集合状態の百分率を求め、これをもつて粒団化度とする。なお究極粒子の値としては、常法により A・S・K 法にて求めた値を用いた。

本法によつて水中にて安定なる粒団、すなわち耐水性粒団の生成状態の概況が判定できるが、更にこれら粒団の相対的安定度を詳しく判別する必要がある場合には Bayer および Rhoades<sup>1)</sup> の方法に準じて、予措において水中での振盪時間を次第に増加し、その各々の場合においての粒団化度を測定<sup>12)</sup> し、その変化の状態を比較することによつて求めることができる。

### 4. 透水性の測定法

Gilboy<sup>3)</sup> の変水位透水性測定装置を用い、風乾細土を密の状態に容器につめた場合の透水係数  $k$  を次式より算出した。

$$k = \frac{aL}{A} \frac{1}{t_1 - t_2} \log_e \frac{H_1}{H_2}$$

$a$  : 直立管の断面積     $A$  : 試料の断面積

$L$  : 試料の長さ

$t_1$  時の水位を  $H_1$ ,  $t_2$  時の水位を  $H_2$

しかして本測定値は圃場における土壌の透水係数を示すものでなく、供試土壌間の相対的比較値を意味する。しかして測定容器に自然状態で、土壌の構造を壊さないように試料を採取して本測定を行えば圃場における透水係数が求められる。

### 5. Ca-土壌と Na-土壌の構造の比較値

筆者の調製した Ca-土壌と Na-土壌を供試して、上記の諸性質を測定した結果は第 1 表および第 2 表に示すとおりである。

第 1 表 pH, 懸濁度, 分散度及び透水性

試料	pH (H <sub>2</sub> O)	懸濁* 状態	水中沈底容 cc/g	分散率 %	透水係数 k cm/hour
Ca-土壌	6.28	—	1.65	50.78	0.0310110
Na-土壌	6.83	≡	(全分散)	90.89	0.0005156

\* — 完全凝固, ≡ 完全分散

第 2 表 粒団化度

試料	篩別法 >0.25mm %	A・S・K 法	
		>0.05mm %	>0.01mm %
Ca-土壌	12.28	35.37	50.68
Na-土壌	-0.90	18.61	32.18

懸濁状態: Ca-土壌はほぼ完全に凝固, 沈定し, 沈定容積は土壌 1g 当り 1.65cc を示すに対し, Na-土壌は完全なる解膠, 分散状態を呈し, 沈底容積は識別できない。

分散率: Na-土壌の分散率は 90.89% を示すに対し, Ca-土壌の分散率は 50.78% である。

粒団化度: 粒徑 0.25mm 以上の粗粒団については Na-土壌が全くこれを欠くに対して, Ca-土壌は 12.28% を示した。次に微粒団の粒団化度をみるに, Na-土壌は Ca-土壌に比べて劣るが, かなりの粒団化度を示した。これは重粘土の風乾試料は水中での再分散がきわめて困難なことにもとづくと考えられる。

透水性: Na-土壌の透水係数は Ca-土壌の約 60分の 1 で, 大差がみられた。

以上の結果から, 筆者の提案する土壌構造に関する諸性質の測定法は土壌間差異を明らかに示し, 構造の評価, 判定法として役立つことが判る。

## II 土壌の緊硬度の測定法

土壌は固相と液相の比率を異にするに従つて固体から懸濁液に至るまでの各種の形態を呈し, これを剛性, 可塑性および液性の 3 主要形態に大別できる。しかして一般に土壌管理と直接関係があるのは可塑性および剛性形態において示される諸性質である。よつて筆者<sup>11)</sup> は可塑性に関する性質として可塑性限界, 液性限界および可塑指数を, 又剛性に関する性質として固結度と連結度を測定した。

最近では Soil tilth の判定基準として, 多くの研究者は種々の貫入試験器を考案し, 本器を耕土中に貫入す

るに要する力をもつて1つの指標としている、又 Baver<sup>2)</sup>は軟剛性形態は碎易性によつて、硬剛性形態は堅硬性によつて特徴づけられる、と述べているが、筆者<sup>13,14)</sup>は両剛性形態における緊硬度の相違と含水量に伴う凝集力の変化を判定する目的で針入度と圧砕度を測定した。

## 1. 針入度の測定法

Hilgard 法<sup>1)</sup>により内容 25cc、深さ 1cm の有孔真鍮性円筒に供試土壌をつめ、まず最大含水量を測定する。本測定が終了した後、試料を室内に放置して次第に水分を蒸発させながら、順次測定器によつて針入抵抗を測定する。本抵抗の測定装置としては山中<sup>9)</sup>の設計になる桿槓式装置を用い、附属の鋼鉄製刃の代りにアスファルトの針入度測定器に附属せる標準針をとりつける。試料を容器と共に台座にのせ、台座の下の微動装置を上下して標準針の先鋒を試料の表面に接近させ、精密に合わせる。次に荷重を加えて標準針が土壌を貫入して容器の底部に達するまでの全荷重の kg 数をもつて針入度とする。

本測定においては同一試料を用いて十数回の測定が可能であるので、含水量の変化に伴う針入抵抗の推移を簡単に比較、判定することができる。

## 2. 圧砕度の測定法

剛性形態における緊硬度の比較値を求め一方、含水量の減少に伴う凝集力の変化を解明する目的で、成型試片についての圧砕抵抗を測定した。

試料の成型器としては内径 1cm、長さ 7cm の硬質硝子管を用いた。まず風乾細土を磁製蒸発皿にとり、これに可塑水分を加えて籠にて十分練塑せる後 4 日間以上放置して吸水せしめる。次に成型用硝子管に試料を均一につめるには次の方法によつた。径約 3cm の秤量瓶に可塑試料を注意して緊密につめ、これに成型用硝子管を辛うじて挿入できる円孔を開けたゴム栓を施す。次に予め内側にグリースを塗布した成型用硝子管をゴム栓の円孔から秤量瓶の内部に向けて挿入する。この操作によつて可塑試料を成型器に均一につめることができる。次に成型器の一端より硝子棒を挿入して試料を硝子板上に取りだし放置して試料の粘着性が小となつたとき長さ 1cm の小片に切断する。本試料を徐々に乾燥させながら順次圧砕器にかけて圧砕抵抗を測定し、終れば水分を量定した。

成型試片の圧砕抵抗の測定装置としては、上記針入抵抗の場合と同様に桿槓式装置を用い、標準針の代りに径 3cm の鋼鉄製の円板をとりつけ、これによつて試片を

圧砕した。

## 3. 固結度及び連結度の測定法

剛性形態における緊硬度の比較は、通常乾燥試片の圧砕抵抗又は切断抵抗によつて示される。筆者は硬剛性形態において発現される剛性を判定する目的で、山中<sup>9)</sup>の方法に準拠し、これを少しく変更して成型試片の切断抵抗を測定し、固結度および連結度を求めた。

固結度とは予め試料に可塑水分を加え、十分に練塑して粒団を可及的に破壊し、単粒化して成型せる試片についての切断抵抗であり、従つて固結度は土壌管理を誤つて可塑形態において耕耘し、土壌を捏和、単粒化した場合に発現する剛性の極大値を示すものと解釈する。これに対して連結度とは、成型器に風乾細土をつめ、これを毛管力にて下部から吸水させて成型せる試料についての切断抵抗で、この場合は土壌中に存在する粒団、とくに構造単位をなるべく崩壊せしめない、いわば土壌が自然の乾燥時に示す剛性を意味している。次に筆者は固結度と連結度の比率を次式によつて求め、剛性率を算出した。切断抵抗の測定に同形の成型器を用いたのもそのためである。

$$\text{剛性率} = \text{連結度} / \text{固結度} \times 100$$

本測定を行うに当り、固結度の測定用の試片は前記圧砕度の測定の場合と同一の方法で、成型、調製し、これを 60°C にて乾燥した後、切断抵抗を測定した。

次に連結度測定用の試片を作るには、予め内側にグリースを塗布せる前記の硝子成型管の一端に濾紙および布を以て底を作り、他端から径 1mm の篩を通過した風乾細土を密につめ、然る後水中に立てて毛管力にて 5~7 日間吸水させた。以後の操作は固結度の場合と同様に行い、試片は 60°C にて、乾燥調製した。

切断抵抗は前記の桿槓式装置を用い、鋼鉄製の刃（角度 13°）によつて試片を切断するに要する荷重の数を以て示した。

## 4. 緊硬限界の測定法

### 1) 可塑性限界の測定法

軟剛性形態と硬可塑性形態の限界を現わす可塑性限界とは、一般に土壌を指にて捏和して単粒構造物質になしうる最低水分状態と解釈されている。現在広く採用されている Atterberg の測定法<sup>8,10)</sup>では、重粘土又は砂土については終点の判定がやや困難で、実験誤差も少ないので筆者は次の方法を考案した。

粘土粒子を包む水の皮膜が十分に厚い場合は粒子は膨潤し、土粒の定位および滑動が起る結果、土壌は可塑性

を現わす。然るに含水量がある限度まで減少して水分子が粒子表面で薄層を形成する形態になると、土壌は半固体の軟剛性形態に移行し、凝集力は減少して碎易性を示す一方、土色も暗色から次第に明色に変ずる。以上の原理にもとずき、筆者は前記圧砕度の測定の場合と同様の方法で、可塑性形態において成型した試片を調製し、この試片についての含水量の減少に伴う荷重の増加量と試片の圧砕時の状態の観察結果とから硬可塑性形態から軟剛性形態への転移点を判定し、この時の含水量を求めて可塑性限界とした。従つて本法によれば可塑性限界と圧砕度の変化を同時に測定することができる。なお転移点は次のごとく判定した。

含水量の減少に伴い圧砕に要する荷重の増加と同時に圧砕試片の可塑性、亀裂の生成状態又は圧砕状態は次のごとく変化する。すなわち可塑性形態においては荷重は僅かながらも次第に増加し、始めは試片は扁平となるだけで分裂しないが、転移点に近づくにつれて可塑性は小となり、ついに試片は圧砕後辛うじて分離しない状態から、試片を圧砕器からとりはずすと同時に数個に分裂する状態となる。この2つの段階では荷重はほとんど同一の値を示し、筆者はこの両段階に相当する試片の含水量の平均値を以て可塑性限界と定めた。

しかして更に含水量が減少して、この段階を通過した直後において、荷重は一時減少し、試片も明らかに崩壊、分裂し、又土色も暗色から明色に転じて、軟剛性形態に移行したことを現わす。以後は含水量の減少と共に荷重は急激に増大し、硬剛性形態の特徴を示すに至る。

## 2) 液性形態の測定法

液性限界の測定にはCasagrande液性限界測定装置<sup>3,10)</sup>を用いた。本装置は真鍮製皿と硬質ゴム製台にとりつけた伝導突子からなる。測定に当つては、まず試料を磁製皿にとり、水を加えて糊状に十練塑して4日間以上放置する。然る後可塑試料を真鍮製皿に移し、表面を平滑となしたる後、附属の作器にてV字型の溝を切り、試料を2分にする。次に毎秒2回の速度でクラックを回転する操作によつて1cmの高さより皿を落加させ、衝撃を加えて溝が合流するに至るまでに要する回転数と、その時の含水量を測定する。試料の含水量を変えてこの操作を繰返して行い、然る後回転数の対数に対する含水量の関係を作図して液性線を求める。本測定において回転数25回に対する液性線の縦座標が液性限界に相当する値である。

可塑指数：Atterberg は液性限界から可塑性限界を控除した値をもつて可塑指数と名付け、土壌の可塑性の強

弱を判定する指標としている。

## 5. Ca-土壌とNa-土壌の緊硬度の比較値

筆者の調製せる Ca-土壌および Na-土壌を供試して上記の各緊硬度を測定した結果は第3表～第5表に示すとおりである。

第3表 針入度と水分との関係

水分 試料	45%	30%	15%	10%	7%
Ca-土壌	0.16kg	0.35kg	1.64kg	1.75kg	3.64kg
Na-土壌	0.18	0.54	2.64	4.00	6.60

針入度：針入度の試料間差異は、水分30%以上の可塑性形態においてはきわめて僅少であるが、水分15%以下では次第に顕著となり、Na-土壌の針入抵抗は Ca-土壌に比べて約2倍を示した。

第4表 圧砕度と水分との関係

試料	可塑性緊硬度		折点における 最小値		剛性緊硬度	
	水分 %	圧砕度 kg	水分 %	圧砕度 kg	水分 %	圧砕度 kg
Ca-土壌	28.3	6.0	17.8	5.0	5.0	24.6
Na-土壌	26.6	7.0	17.7	6.0	5.0	27.7

圧砕度：Na-土壌の圧砕抵抗は Ca-土壌に比べて若干は大であるが、その程度は針入度の場合に比べて小である。

第5表 緊硬限界及び剛性緊硬度

試料	緊硬限界			剛性緊硬度		
	可塑性液性限界 %界	液性限界 %数	可塑指数	固結度 A kg	連結度 B kg	剛性率 B/A×100, %
Ca-土壌	28.3	65.0	36.7	11.0	3.4	30.9
Na-土壌	26.6	68.5	41.9	20.7	7.9	38.2

固結度及び連結度：Na-土壌の両切断抵抗は Ca-土壌に比べて2～2.5倍の値を示し、その差は連結度の方が大である。このことは圧砕度の場合にも当てはまるが、凝集力の差は捏和試料の方が小さいことを示している。

緊硬限界：Ca-土壌の可塑性限界は Na-土壌に比べて大きく、之に反して液性限界は Na-土壌の方が大で、その結果可塑指数については Na-土壌が Ca-土壌に比べてかなり大となつている。

## III 要 結

Soil tilth の判定法として、まず第一に土壌の構造を

規定する因子として、土懸濁液の分散状態と水中沈底容積、分散度、粗粒団と微粒団の粒団化度とその安定度および透水度の測定法を検討した。次に土壌の緊硬度に関連ある諸性質として針入度、圧縮度、固結度および連結度、緊硬限界の各測定法を検討した。その結果、筆者がここに掲げた測定法は何れも Soil tilth の評価、判定法として有意義であることを知った。

筆者は本測定法を用いて、干拓地の重粘土の物理性の改良法としての土壌改良剤の使用、牧草の栽培および土壌の乾湿処理の反復の効果<sup>15,16)</sup>を、又干拓地土壌の生成過程に伴う土壌の物理性の変化<sup>17,18,19)</sup>を調べた結果、何れの場合にも Soil tilth の土壌間差異および変化の実態を明確に把握、解明できることを認めた。

## 文 献

- 1) Bayer, L. D. & Rhoades, H. F. : *Jour. Amer. Agron.*, **24**, 920-930 (1932)
- 2) Bayer, L. D. : *Soil Physics*, London (1948)
- 3) Krynine, D. P. : *Soil Mechanics*, New York

- & London (1947)
- 4) Middleton, H. E. : *U. S. Dept. Agr. Tech. Bul.*, **78** (1930)
  - 5) Puri, A. N., & Puri, B. R. : *Soil Sci.*, **47**, 77 (1939)
  - 6) Russell, E. W., & Tamhane, R. V. : *Jour. Agr. Sci.*, **30**, 210 (1940)
  - 7) Vageler, R., & Alten, E. : *Zeit. Pflanz. DunG.*, **22A**, 21 (1931)
  - 8) 石井訳 テルツアギー : 土質力学 (1940)
  - 9) 山中 : 土肥誌, **15**, 11~27 (1941)
  - 10) 農業改良局研究部 : 土壌分析法, 土壌肥料資料24号 (1956)
  - 11) 米田 : 土肥誌, **26**, 485~8 (1956)
  - 12) 米田・河内 : 土肥誌, **27**, 345~8 (1956)
  - 13) 米田・下瀬・河内 : 岡山農試臨報, **54**, 1~20 (1956)
  - 14) 米田 : 土肥誌, **27**, 123~7 (1956)
  - 15) 米田 : 土肥誌, **29**, 399~402 (1958)
  - 16) 米田・河内 : 土肥誌, **29**, 437~40 (1958)
  - 17) 米田 : 土肥誌, **28**, 416~20 (1958)
  - 18) 米田 : 土肥誌, **30** (予定)
  - 19) 米田・河内 : 土肥誌, **30** (予定)

1960 2A

# 土壌構造とその測定法

(京大農学部土壌学研究室)

喜 田 大 三

## 1. はじめに

私たちは昨年7月京大土壌物理研究会を結成し、毎月1回研究例会をひらき、本年7月に第10回の例会をもつに至った。研究会員は芸農化学科土壌学研究室と農林工学科土地改良学研究室の有志の者からなり、例会で報文の紹介あるいは各自の研究発表を行なっている。

私たちは、土壌物理を研究するには、土壌構造を理解しなければならないと以前から考えていたので、第1回例会には Lambe, T. W. (1953) の *“The structure of inorganic soil”* (Proc., A. S. C. E., Vol. 79) をテキストにして討論会をひらいた。だが、私たちは構造についてはつきりした概念をつかむことができなかつ

た。すなわち、構造をお互いにあいまいな意味に解していることを知った。

その後、土壌構造の概念をはつきりさせるようにつとめ、第10回例会には *“かんがい期における水田の土壌構造の変動”* をテーマにして、構造の解説をこころみた。

ここでは、構造について教科書的に記述するのではなく、とかくあいまいに理解されている構造についてややだいたんな見解をのべ、皆様に検討していただきたいと思っている。また、その見解にもとづく構造の測定法のあらましをかかげる。

なお、編集委員会から *“土壌構造と粒団分析”* について投稿せよとのことであつたが、本稿の内容は *“土壌構造とその測定法”* にふさわしいので、表題を変更した。

## 2. 土壤構造とはなにか

研究者により、土壤構造 (soil structure) なる術語は異なる意味に解釈されている。

すなわち、構造の定義はつぎの3つに大別できる。

(1) 土壤粒子の粒団化 (aggregation) あるいは粒団 (aggregate)

(2) 土壤粒子の配列 (arrangement)

(3) 土壤粒子、間げきによりえがかれる土壤の構成

(1)(2)でいう土壤粒子とは一次粒子 (基本粒子のレキ、砂、粘土など) および二次粒子 (一次粒子の集合体) であり、(1)の土壤粒子とは一次粒子のみをさす場合、一次粒子および二次粒子の両者をふくむ場合がある。

かように構造の定義はきわめてあいまいであるが、構造の研究はつぎの3つに大別することができよう。

(a) 構造の構成粒子である一次および二次粒子の研究

(d) 土壤粒子相互の結合によりもたらされる安定性の研究

(c) 土壤粒子の配列によりもたらされる孔ゲキ (間げき) の研究

なお、結合物質 (安定性物質) の研究は(a)の研究にふくめる。

そこで私は構造をつぎのように解している。「土壤粒子 (一次粒子および二次粒子) が各種の結合と配列とによつて立体的にえがく土壤の構成状態」この定義によると、一次粒子および二次粒子からなる構造もあれば、二次粒子自体もまた構造をもつ。

さらに、構造の本質的な性質は構造の安定 (stability) 性と、構造の孔ゲキ性 (porosity) とである。安定性は相対的な性質であり、破壊力の種類によつて異なるが、

土壤粒子相互の結合状態をあらわす。また孔ゲキ性は土壤粒子の配列による孔ゲキの状態を示す。なお、粒子の配列状態をあらわすのに構造の配列性という概念もある。ここでは配列性は一応孔ゲキ性にふくめておき、配列性は将来土質工学の部門で重要視されるであろう。なお、構造の安定性と孔ゲキ性とは互いに密接に関連しあっている。

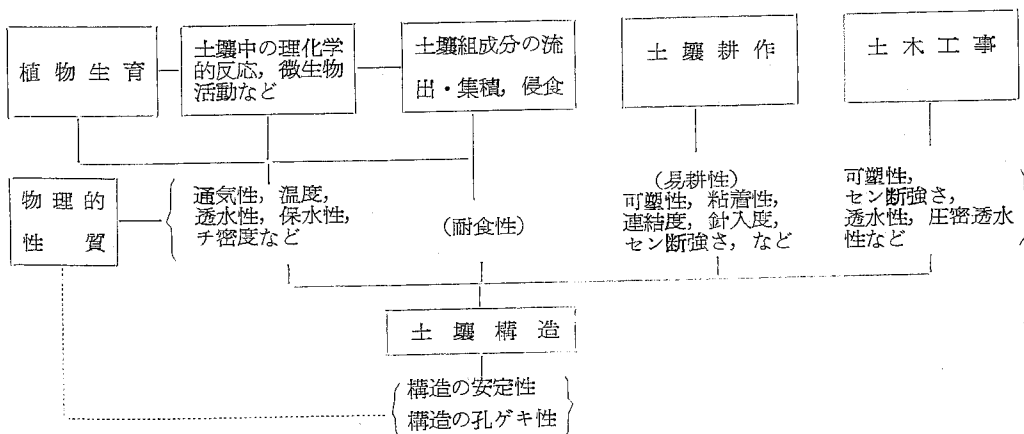
つぎに、構造の研究は前述の(a)(d)(c)の研究であつて、(b)の研究は安定性を、(c)の研究は孔ゲキ性を主として研究することになる。また(a)の構成粒子の研究は同時に構造の安定性、孔ゲキ性の研究に関係している。

## 3. 無構造とはなにか

平素「無構造」という言葉を口にしたり、聞いたりする。しかし、すべての土壤は構造をもっている。そこで無構造も構造であるとの診説もでる。よく調べてみると、無構造とは肉眼的な粒団 (約0.2~0.5mm以上の粒団) をもつ粒団状構造に対する反語であつて、正確には無構造を無粒団構造とよぶべきであろう。

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であると解しているからである。たしかに粒団は構造に重要な影響をあたえる。たとえば、粘土質土壤において、massiveな無粒団状構造と肉眼的な粒団をもつ粒団状構造とでは、土壤の物理的性質たとえば透水性、セン断強さなどは全くちがう。

また、どのような粒径範囲の粒団より構成されている土壤が作物の生育に適しているかということは研究されている。そして、粒団の大きさ、形状、配列などにより規定される孔ゲキ性と、粒団の安定性 (主として耐水性) から推定しうる構造の安定性とが作物生育上問題にな



第1回 農耕地における土壤構造を中心とする物理学の一体系



る。もつと正確には、構造にもとづく物理的性質が作物生育に影響する。そこで次項にすすもう。

#### 4. 農耕地の土壤構造と物理的性質との関連

「土壤の物理的性質を調べる」というとき、物理的性質として一体いかなる項目を測定するのであろうか。

いま、土壤構造を中心として、農耕地における構造と物理的性質との関係の概要を模式的に第1図に示す。

たとえば、透水性は物理的性質であつて、その研究目的的研究対象によつてちがう。そして透水性は構造の孔ゲキ性に大いに影響をうけるが、長期かんがい条件下では孔ゲキ性の変動を考慮しなければならぬから、当然水中における構造の安定性を調べる必要もある。

また、傾斜地で降雨に対する土壤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の本質的な物理的性質である。農業耕作では土壤の凝集力を測定して易耕性を示すが、この測定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。

すなわち、土壤の物理的性質は、構造の本質的な、あるいは構造により規定される物理的性質をふくむ。

応用面では、構造を直接測定するより物理的性質を分析する方がより意義がある場合が多い。だが、第1図に示した構造と物理的性質との関連からわかるように、物理的性質を研究する際には土壤構造を理解することが基本的に重要である。

#### 5. 粒団とはなにか

「構造は土壤粒子による土壤の構成状態」であるから、構造の構成単位の土壤粒子について考察してみよう。

レキとか粗砂よりなる自然条件下の土壤では、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ふくむ土壤では、一次粒子は集合して二次粒子になつている。この二次粒子を粒団とよぶ。なお、粒団を団粒ともいう。

アメリカ土壤学会術語委員会 (Soil Sci. Soc. Am. Proc., 13, 547(1949)) は粒団をつぎ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壤粒子の集合体。

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。

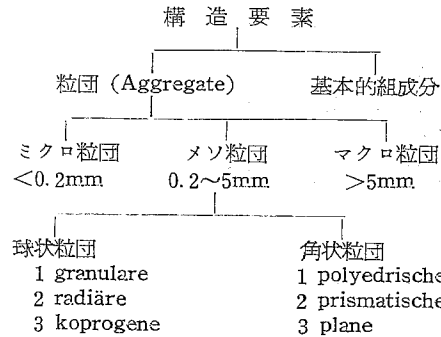
土塊 (碎塊) (clod) : 普通耕土層にみられる粒団。土塊は耕作などの人為的な作用でつくられるから構造的粒団ではない。

さて、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いえまい。ただ、耕地の粒団 (土塊) は未耕地の粒団 (構造的粒団) に比べ、その大きさや形状などが激しく変化しているのだから、耕地では粒団 (土塊) を構成しているより基本的な単位の耐水性粒団が重要視される。

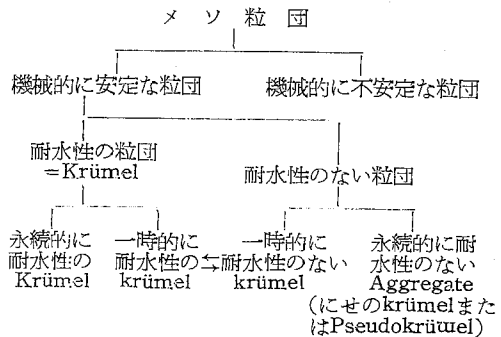
つぎに、*crumb* (Krumel) とよばれる粒団はどんなものであるのか。*aggregate* と *crumb* とは同意語でなく、*crumb* は *aggregate* の一種であり、*crumb structure* (Krumelstruktur) は農業上適した土壤条件をあたえる。

*crumb* について明確な定義はないが、最近 Kullmann) は *Krumel* を模式図にて定義しているのだから第2図にかかげる。0.2~5mm の大きさのメソ粒団のうち、機械的に安定であり、さらに耐水性をもつ粒団を *Krumel* とよぶ。この場合、風乾状態の試料をふるい分けて機械的に安定あるいは不安定であるかをきめ、つぎに風乾粒団を真空状態 (40mm 水銀柱に相当する) にて毛管水で湿らせたのち、水中で安定 (耐水性) であるかどうかをしらべている。

##### (1) 形態的な観察によると



##### (2) 粒団の安定性によると



(Kullmann, 1958)

## 6. 現地で土壤構造をどんな方法で分類するのか

構造をただ一つの指標で分類することはできない。しかし、現地調査では普通肉眼的な粒団によつて構造を判定している。

粒団状構造：球状あるいは粒状 (*granular, crumb*) 0.2(0.5)mm~5(10)mm; 塊状 (*cloddy*) 約 1~5(10)cm; 大塊状 (*lumpy*) 約5(10)cm以上; 板状; 柱状。

無粒団状構造：単粒状 (*single grain*); 粉状 (*pulverulent*) 約0.2(0.5)mm以下の粒団; 固 (団, 集) 塊状 (*massive*); 泥状 (*buddled*)。

この肉眼的粒団にもとづく構造の分類法は、実は構造の構成因子の土粒子の形、大きさ、明確さなどを分類基準にしており、土粒子の配列性、安定性、土粒子自体の孔ゲキ性などは一応基準からはおいてある。しかし、この分類法は構造を推定し、さらに物理的性質を考察するのに役だつてであろう。ただし、耕地の粒団 (土塊) はのちにのべるように激しく変動しているから、特に耕地では肉眼的粒団による構造の分類は経時的な観点で行なわれなければならない。

なお、肉眼的粒団と耐水性粒団とは量的に直接関係をもたない。そして単粒状構造および一部の泥状構造以外の構造をもつ土壌では普通耐水性粒団が認められる。

また、青峰<sup>2)</sup>はかんがい期の水田耕土層の構造をつぎのように分類している。

一次構造：ノリ状、砂層状。

二次構造：粒団状、パン状、管状。

私たちは乾田 (水田) 耕土層の構造の調査<sup>3) 4)</sup>、耐水性粒団の研究<sup>5)</sup> からえた見解にもとづいて、第3図に構造の模式図の概要をかかげる。なお、泥状・固塊状構造は青峰の分類法により細分できよう。

Deboody<sup>6)</sup> は土壌構造を全孔ゲキ量、粒団、割れ目などにより分類する案を提出しており、現地の構造を分類するのにこのアイディアは参考にならう。

## 7. 土壤構造は絶えず変動している

構造はダイナミックに変化していることを忘れてはならない。この変動は未耕地よりも既耕地において激しい。

構造の変動性を支配する因子は内的条件の土壌構成組成成分の動的性格と、外的条件の気候、植生、人為的作用とに大別されよう。そして、これら因子の研究により構

造の変動性を明らかにすることができる。

第3図には乾田耕土層における肉眼的粒団による構造の変動性を図示しているが、私たちは最近土壌中の結合物質の研究から、乾田耕土層の構造の変動性の機構についてきわめて興味ある結果をえた<sup>7)</sup>。すなわち、少量の結合物質の質的变化によつて構造の安定性、孔ゲキ性、さらに保水性、透水性などがはげしく変化することを明らかにした。

構造が激しく変動しているから、構造の安定性あるいは粒団の安定性が重要視され、また盛んに研究されているのである。

また既に述べたように、土壌の物理的性質は構造と密接にむすびついているから、構造の経時的な変動は同時に物理的性質の経時的な変化としてあらわれる。

## 8. 土壤構造はどうして測定するのか

断片的ではあるが構造という概念をこねまわしてきた。「さて、土壌構造をどんな方法で測定するのか」と問われると簡明に答えられない。単一の方法で構造を測定することができないからである。

だが、構造の測定はつぎの3つの項目に大別できる。

(a) 構成粒子および結合物質の分析。

(b) 構造の安定性の測定。

(c) 構造の孔ゲキ性の測定。

この3項目は「2. 土壌構造とはなにか」の箇所で述べた構造の研究項目とむすびついている。そして、この3項目の測定により得た結果を総合して、土壌構造を明らかにしようと考えられる。さて、研究目的によつて、いかなる項目を測定するかを決め、つぎにその項目について後述の分析法のうち適当な方法をえらんで構造を測定すればよろしい。

おのおのの測定項目について簡略に説明しておく。もし詳しく調べられる場合には文献を参照して下さい。

### (8-1) 構成粒子および結合物質の分析

乾式(空气中にて)フルイ分ケ法 (京大農芸学実験書<sup>8)</sup>によつて、肉眼的な粒団の粒径分布を測定する。しかし自然条件下の土壌特に耕土層の土壌では肉眼的な粒団は激しく変動しているため、より基本的な耐水性粒団を分析するのがよい。すなわち、湿式(水中にて)フルイ分ケ法 (京大農芸化学実験書<sup>8)</sup>、農林省土壌肥料全編<sup>9)</sup>により耐水性粒団の粒径分布を測定する。また、水中洗浄法、水中沈降法によつても耐水性粒団を測定することができる。(京大農芸化学実験書<sup>8)</sup>) なお、本分析用の

試料の採取、調整、分析前の前処理について現在なお論議されている。

肉眼的粒団、耐水性粒団は一次粒子により構成されており、自然界ではこの粒団もその一次粒子に分解されることもあるから、一次粒子の粒度分布を測定する必要がある。

また、粒団の構成組成成分として、結合物質のうちすくなくとも有機物、活性(遊離)鉄・アルミナ・珪素を分析しておくようにしたい。なお、結合物質の分析は後述のように構造の安定性を判定するのに役立つ。

ところで、構成粒子を分析しても、粒子の結合や配列の状態はわからない。この状態はつぎの安定性と孔ゲキ性との測定によつて認識することにしよう。

## (8-2) 構造の安定性の測定

農耕地の構造の安定性は一般に粒団の安定性より推定している。粒団は風、降雨、浸透水、耕作などにより破壊されるから、いかなる破壊力に対する粒団の安定度を測定するかによつて、その測定法は当然異なる。なお安定性は相対的な概念である。

乾式フルイ分け法でフルイ分け回数をますことにより機械的破壊力に対する粒団の抗抵性を調べる。(Chepil 10)

水中フルイ分け法など(前述)によつて耐水性粒団の粒度分布を測定するとともに、粒団の耐水性をも測定することができる。

水中振動法(Gishら<sup>2)</sup>; 米田・河内<sup>2)</sup>; 川口・喜田<sup>13)</sup>では、振トウビンに粒団を入れ、水を加えて振トウして、水中でのカキマゼ作用に対する粒団の安定度を測定する。

水滴落下法(Mc Calla<sup>14)</sup>; Cernudaら<sup>15)</sup>では、降雨に対する粒団の抗抵性を調べる。

透水性法(Kullmann<sup>1)</sup>; Reeve<sup>16)</sup>では、浸透水に対する粒団の安定度を測定する。

化学的処理法(Emerson<sup>17)</sup>では、化学薬品をこつこつと粒団の安定度を研究している。

針入度、連結度、圧密セン断強さ、可塑性などの測定により土粒子の結合状態にもとづく構造の安定性について知見を得ることができよう。

結合物質の分析(川口・喜田<sup>18)</sup>) 土壌中の有機無機コロイドの結合物質を分析することは土粒子の結合力を間接的に判定する有力な手段である。

さらに、構造は経時的に変動しているから、構造の経時的な安定性を今後大いに研究する必要がある。

## (8-3) 構造の孔ゲキ性の測定

土粒子の配列状態ならびに孔ゲキを直接顕微鏡でみることもできる。これはマイクロな分析法である。

さらに、マクロな方法としてつぎのような方法があげられる。

容積重法では、土壌の容積重、真比重から全孔ゲキ量を測定する。

実容積法(農林省:土壌肥料全編<sup>9)</sup>; 美園<sup>19)</sup>)では、容積重法とちがつて、湿つた土壌についてボイルの法則を応用して孔ゲキ量を算出する。

吸引圧法(農林省:土壌肥料全編<sup>9)</sup>)ではある吸引圧で排出される水分の容積を測定して、吸引圧に相当する孔ゲキの粒径や孔ゲキ量を算出する。

ケロシン浸漬法(川口・虎谷<sup>20)</sup>)により粒団内孔ゲキ量を測定し、さらに fult sample の全孔ゲキ量から粒団内孔ゲキ量をさし引いて粒団間孔ゲキ量を求める。

透水性、保水性の測定ならびに通気性の測定は間接的に孔ゲキ性を測定していることになる。

## 9. む す び

初めにも断つておいたように、土壌構造を既成の概念によつて解説するのではなく、既成の概念を消化吸収したのち、構造についての新しい見解を述べるようにつとめました。なにぶん、もともと消化器官が丈夫でないので、はたしてどこまで既成の概念を消化吸収しているか疑わしいしいです。皆様のご意見を期待しています。

川口教授のご指導のもとに本稿を作成しました。記して厚く感謝するしだいで。

## 文 献

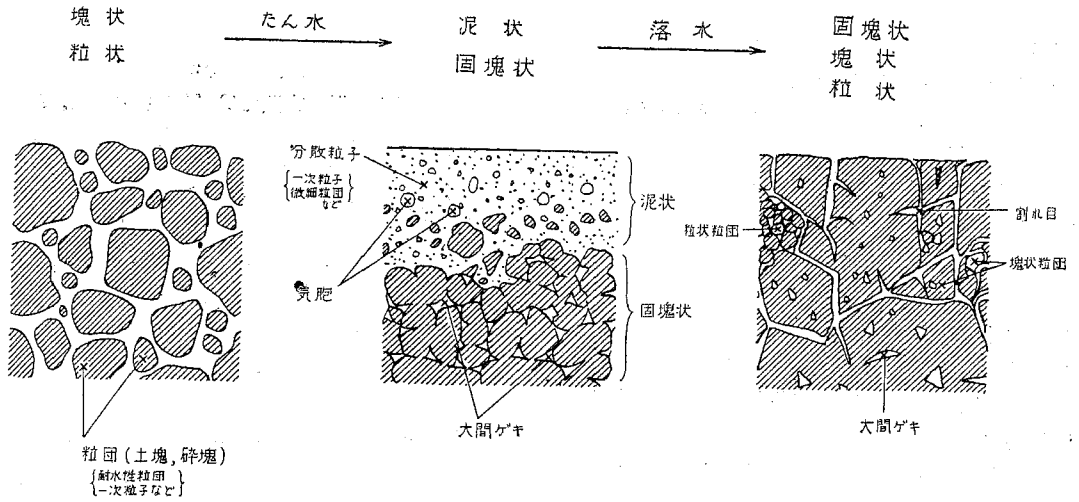
- 1) Kullmann, A: Probleme der Krümelstabilitätsmessung und der Krümelbildung (Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften) 7~33 (1958)
- 2) 青峰 農業技術, 10, 300 (1955)
- 3) 川口・喜田・久馬: 土肥誌, 27, 7 (1956)
- 4) 川口・喜田・久馬・畑中: 土肥学会講演要旨集, 第3集, 3 (1957)
- 5) 川口・喜田: 土肥誌, 28, 153 (1957)
- 6) De Boodt, M. and DeLeenheer, L.: Reports Vith Jnt. Cong. Soil Sci., Vol. B 69 (1956)
- 7) 喜田・川口: 土肥学会関西支部講演会で発表。(1959年7月京都において)
- 8) 京大農学部農芸化学教室編: 農芸化学実験書, 第3巻, 1027~1038頁 (1957)
- 9) 農林省振興局研究部: 土壌肥料全編, 770~795頁 (1958)
- 10) Chepil W. S.: Soil Sci. Soc. Am., Proc.,

16, 113 (1952)

- 11) Gish, R. E. and Browning, G. M. : *Soil Sci. Soc. Am., Proc.*, 13, 51 (1948)
- 12) 米田・河内 : 土肥誌, 27, 345 (1956)
- 13) 川口・喜田 : 土肥誌, 29, 13 (1958)
- 14) Mc Calla, T. M. : *Soil Sci.*, 58, 117 (1944)
- 15) Cernuda, C. F., Smith, R. M. and Vicente-Chandler, J. : *Soil Sci.*, 77, 19 (1954)

- 16) Reeve, R. C. : *Soil Sci., Soc. Am., Proc.*, 17, 324 (1953)
- 17) Emerson, W. W. : *J. Soil Sci.*, 5, 233 (1954) ; 6, 160 (1955)
- 18) 川口・喜田 : 土肥誌, 29, 47, 247, 286 (1958)
- 19) 美園 : 土肥誌, 29, 67 (1958)
- 20) 川口・虎谷 : 土肥誌, 29, 338 (1958), 土肥誌投稿中 (1959)

第3図 乾田(水田) 耗土層の構造の様式図



# 圃場における土壌物理性の測定値の偏差について

## 容積重および実容積の測定について

下村 和子 美園 繁

(農業技術研究所化学部)

### 1. まえがき

実容積法によつて圃場の物理的性質を測定する場合、圃場の場所(試料採取の位置)による偏差がどれくらいのものであるかを知り、将来測定精度をきめた場合(たとえば±1%以内)どのような試料採取法を採用しなければならぬかを決定するための資料とするためにこの試験をおこなつた。

### 2. 実験の方法

#### 1) 試料の採取法

1959年5月20日、埼玉県上尾農試圃場の火山灰土壌と、5月22日、同じく埼玉県玉井支場の沖積土壌の二カ所で圃場試験をおこなつた。

この研究は圃場の場所による土壌物理性の測定値の偏差を知るのが第1の目的となつていたので、人による差や、試料採取の時期(時刻)による偏りなどを測定できるように、あらかじめ設計した。

その概要は次のようになつてゐる。

イ) 試料採取人員は、3名でこれを、P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub> とした。

ロ) 試料の採取位置は、つねに作条の片側に定め根際から5~10cmの位置とした。

ハ) 土層の深さは、5~10cm, 30~40cmとした、30~40cmは火山灰土壌の場合には黄褐色の下層土となつてゐる。これを、D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>とした。D<sub>1</sub>とD<sub>2</sub>とは測定値の水準が異なるので、それぞれ別々にふれを求めることにした。

ニ) 試料採取の順序は、2点づつ比較的短時間の対をとり、3対とした。(T<sub>1</sub> T<sub>2</sub>), (T<sub>3</sub> T<sub>4</sub>), (T<sub>5</sub> T<sub>6</sub>)とした。

D<sub>1</sub>について、3人同時に(T<sub>1</sub>)採土を開始し、全員を終るのをまつて、さらに同時に(T<sub>2</sub>)つぎの採土をはじめる。T<sub>1</sub>とT<sub>2</sub>との間隔はできるだけ小さくした。

D<sub>2</sub>について、D<sub>1</sub>と同様な採土をおこなつた。ただしこの場合は、シャベルで30cmほどの土を廻りとつたので、T<sub>1</sub>とT<sub>2</sub>との間隔は、D<sub>1</sub>のときよりも大きくなつてゐる。

(T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>)の対と(T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>)の対との間隔は1時間になるようにした。ただしT<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>の間隔とT<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>の間隔はできるだけ等しくなるようにした。

さらに(T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>)の対と(T<sub>5</sub>, T<sub>6</sub>)の対との間隔を約3時間として、前と同様の方法でT<sub>5</sub>, T<sub>6</sub>を採取した。

試料採取は、午前10時に始まり午後2時30分に終了した。それぞれの採取時間はTable 1 にしめされている。

Table 1 採取時間

	上 尾 1959年5月20日	玉 井 1959年5月22日
5~10cm T <sub>1</sub>	A. M 10時7分	A. M 10時6分
T <sub>2</sub>	10時13分	10時15分
30~40cm T <sub>1</sub>	10時26分	10時23分
T <sub>2</sub>	10時34分	10時34分
5~10cm T <sub>3</sub>	11時8分	11時4分
T <sub>4</sub>	11時22分	11時13分
30~40cm T <sub>3</sub>	11時31分	11時20分
T <sub>4</sub>	11分41時	11時38分
5~10cm T <sub>5</sub>	P. M. 1時56分	P. M. 2時3分
T <sub>6</sub>	2時3分	2時11分
30~40cm T <sub>5</sub>	2時10分	2時19分
T <sub>6</sub>	2時22分	2時30分
終 了	2時35分	2時46分

### 3. 試験圃場

上尾・玉井農試の両圃場とも、当時大麦の栽培中で、すでに熟期に入りはじめ、(玉井の圃場はほとんど熟期に達していた)作物の吸水・蒸散作用は、それほど大きくないことが推察された。作物の生育状況は、両圃場と

も比較的良好で、試験圃場内ではほぼ均一とみなされる。

イ) 上尾圃場タテ 9m, ヨコ 30ウネ (但しウネ間は 60cm) の圃場を, タテ方向 1m毎に区切り, ヨコ方向 1ウネとの交点 270点の (9×30) 中から 18点を, アトランダムに選定した。そのときの圃場の状態 (3相) を, Fig. 1 にしめす, ただし圃場内の 1地点についてのものである。

ロ) 玉井圃場タテ 30m, ヨコ 9ウネの圃を, 上尾の場合と同じように, 1m毎に区切り 1ウネ毎との交点 270の中からアトランダムに選定した。そのときの圃場状態 (3相) を Fig. 2にしめす。ただしこの場合も圃場内の 1地点についてのものである。

### 3) 測定法

採土した試料は, 試料円筒と蓋との接合部分をセロテープでまいて, 実験室に持ちかえり, 翌日測定した。測定者は 1人とし, 重量 (W) →実容積 (V) の順におこない (1, 測定を始めてから終りまで, 1カ所につき約 3時間を要した。測定順序は, 乱数表できめた。

測定結果に統計処理を加え, 検討をおこなった (2)。

Fig 1 上尾圃場

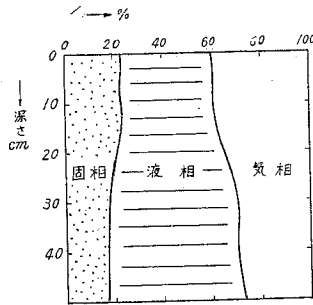


Fig 2 玉井圃場

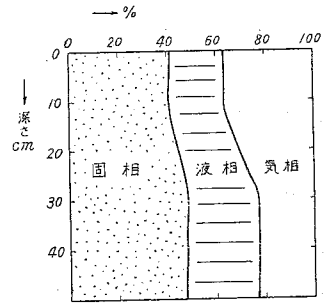


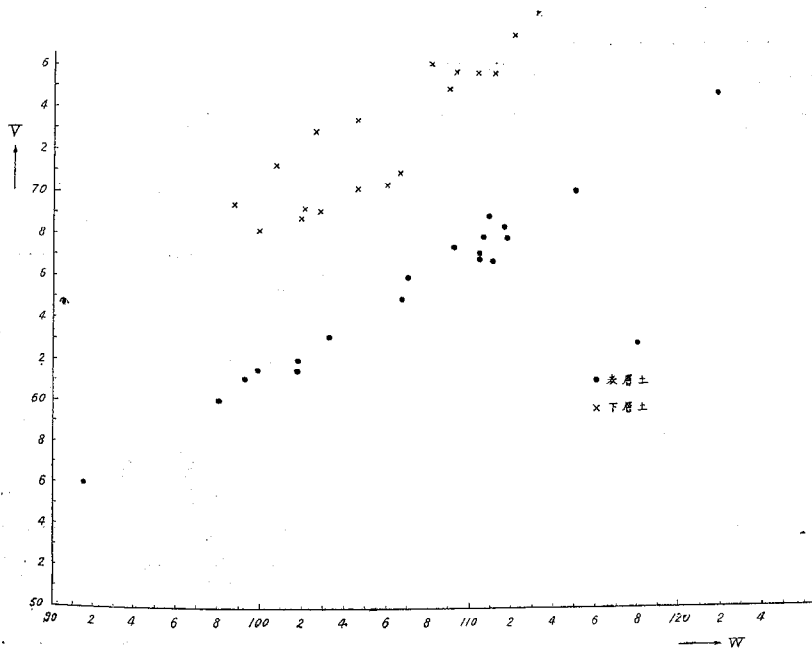
Table 2 測定値 (上尾火山灰土壌)

W 5~10cm			V 5~10cm				
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>
T <sub>1</sub>	99.2	103.2	91.5	T <sub>1</sub>	61.1	63.1	56.0
T <sub>2</sub>	111.5	110.5	99.8	T <sub>2</sub>	68.5	68.0	61.5
T <sub>3</sub>	101.7	110.7	111.7	T <sub>3</sub>	62.0	69.0	68.0
T <sub>4</sub>	121.6	110.3	98.0	T <sub>4</sub>	75.0	67.2	60.0
T <sub>5</sub>	109.1	106.9	101.7	T <sub>5</sub>	67.5	66.0	61.5
T <sub>6</sub>	114.9	106.6	110.3	T <sub>6</sub>	70.3	65.0	67.0

W 30~40cm			V 30~40cm				
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>4</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>
T <sub>1</sub>	100.6	104.5	99.8	T <sub>1</sub>	71.3	70.3	68.2
T <sub>2</sub>	104.5	113.1	105.9	T <sub>2</sub>	73.5	78.7	70.5
T <sub>3</sub>	101.8	108.0	102.0	T <sub>3</sub>	68.8	76.2	69.3
T <sub>4</sub>	102.5	106.5	109.1	T <sub>4</sub>	73.0	71.1	75.8
T <sub>5</sub>	98.6	112.2	102.7	T <sub>5</sub>	69.4	77.7	69.2
T <sub>6</sub>	110.2	111.0	108.8	T <sub>6</sub>	75.8	75.8	75.0

Fig. 3 W, V 相関図 (上尾火山灰土壌)



## 3. 測定結果

### 1) 上尾火山灰土壌

#### イ) 測定値

測定結果を Table 3 にしめす。Fig. 3 は全重量と実容積の相関図である。表層土と下層土は明らかに区別できる。

#### ロ) 分散分析

分散分析の結果を Table 4 にまとめた。

分散比に F-検定をおこなうと, いずれにも, 有意性はみとめられず, この試験では, 全重量, 実容積とも, 表層土および下層土のいずれでも, これらの個人の間にも, 時刻の間にも有意な差はみとめられない, すなわちこの試

Table 3 分散分析表 (上尾火山灰土壌)

変動因	自由度	平方和				分散				分散率			
		W	V	W	V	W	V	W	V	W	V	W	V
		5~10 cm	5~10 cm	30~40 cm	30~40 cm	5~10 cm	5~10 cm	30~40 cm	30~40 cm	5~10 cm	5~10 cm	30~40 cm	30~40 cm
全体	17	872.19	346.26	526.16	202.23	51.31	20.37	30.95	11.90				
個人	2	186.67	86.22	121.21	45.20	93.34	43.11	60.61	22.60	1.78	2.01	1.40	1.68
時刻	5	314.56	113.90	133.19	61.01	62.91	22.78	26.64	12.20	12.20	1.20	1.06	< 1
S	2	146.09	50.47	22.43	10.37	73.05	25.24	11.22	5.19	5.19	1.40	1.18	< 1
R	3	168.47	63.39	110.76	50.64	56.18	21.13	36.92	16.88	16.88	1.07	< 1	< 1
P×S	4	56.92	17.40	12.33	15.35	14.23	4.35	3.08	3.84	< 1	< 1	< 1	< 1
誤差	6	314.04	128.74	259.43	80.67	52.34	21.46	43.24	13.44				

験の結果では、どの人が1日中のうちの時刻に採土をおこなつても、試料の全重量についても、実容積についても殆んど同じ値を示し、差があるようにみえても、同じ圃場内でのそれらの個のバラツキと同程度のちがいでしかない。

ハ) 標準偏差, 変動係数

全重量Wと実容積Vについては、表層土, 下層土ともに、人による差, 時刻による差はみとめられないので、人や時間にとらわれず、全体の標準偏差および変動係数を求めてみた。その結果を Table 4 にまとめた。

ニ) 表層土と下層土との差

全重量については、表層土と下層土との差はみとめられないが、実容積Vについては明らかに有意な差がみとめられた(t-検定による)これは火山灰土壌の土壌水分系の特長、即ち下層土は膨潤水含量がきわめ大で大きいと

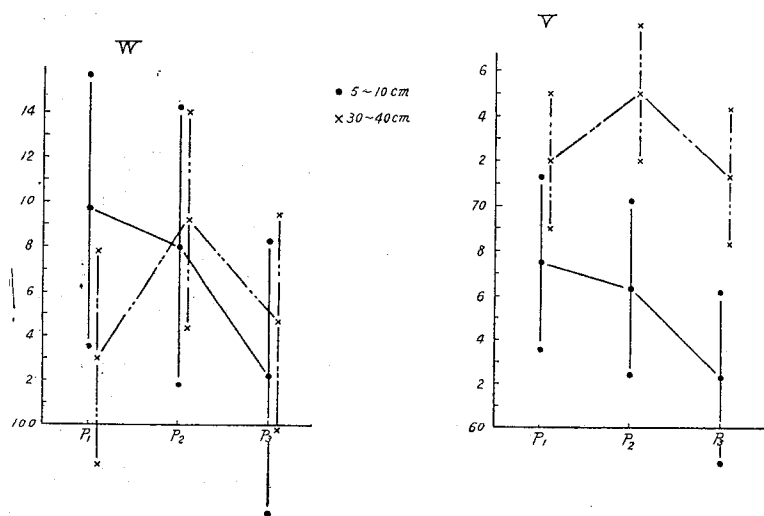
Table 4 標準偏差, 変動係数

上尾	W 5~10cm	V 5~10cm	W 30~40cm	V 30~40cm
標準偏差	7.16	4.65	5.57	3.45
変動係数	6.76	7.11	5.26	4.74
真の平均のある範囲	106.62 ±3.56	65.37 ±2.25	105.64 ±2.77	72.76 ±1.72

Table 5

	W 5~10cm	V 5~10cm	W 30~40cm	V 30~40cm
個人	6.17	3.89	4.79	2.97
時間	9.43	5.51	6.56	4.30

Fig. 4 測定値のバラツキ (個人による) 上尾火山灰土壌



いう事実にもとづいていると考えられる。(3)

Fig. 3 のW-V相関図では、W-Vの曲線が表層土と下層土でV軸の方向に明らかな分離を生じている。

ホ) Table, 5 はそれぞれの平均に対して、その真の平均のある範囲の巾をしめす。

個人による差, 時間による偏りが表層土下層土をとわず、いづれも有意でなかつたから測定値のバラツキはすべて一様に誤差(圃場内の地点の間の変動など)によるとみてこの計算をおこなつた。その結果を Fig. 4~

Fig. 5 推定値の信頼度(時間による)上尾火山灰土壌

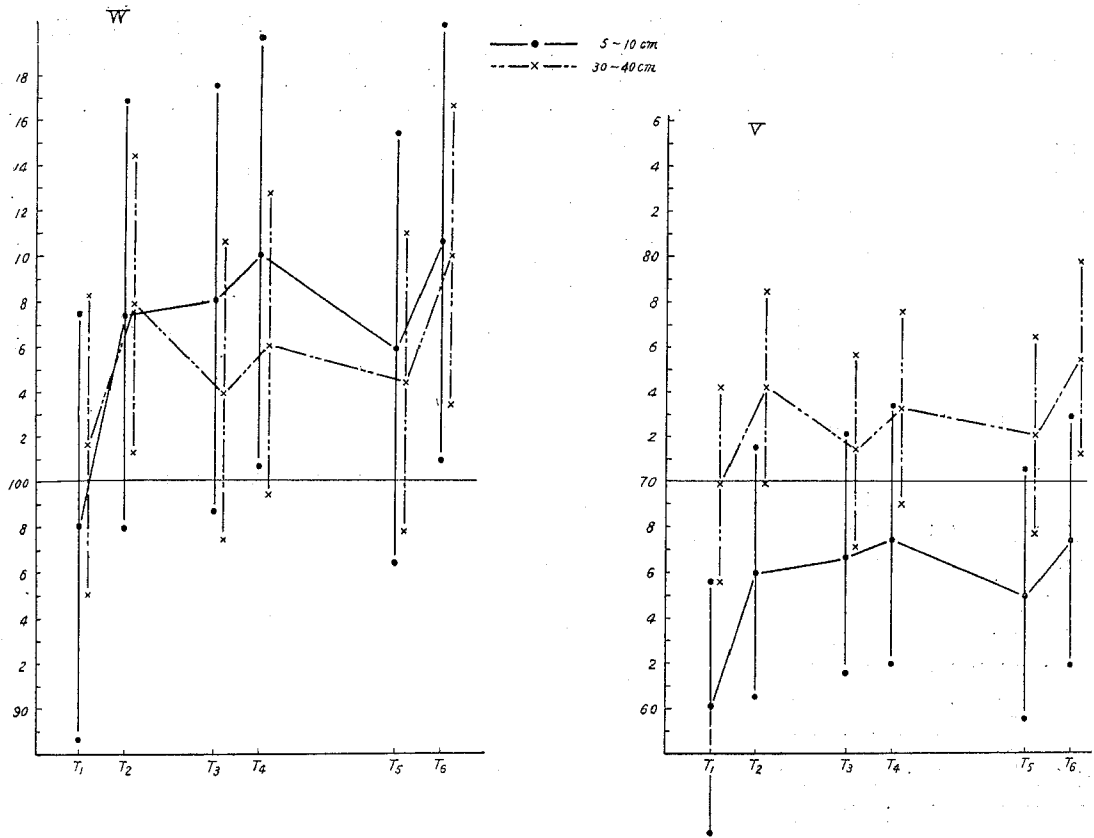


Fig. 5 にしめす。

## 2. 玉井沖積土壌

### イ) 測定値

測定結果を Table. 6 にしめす, Fig. 6 は全重量Wと実容積Vとの相関図である。表層土と下層土は、火山灰土壌の場合と異つて、群に分離することなく、ほぼ同一

の直線上にある。

### ロ) 分散分析

分散分析により Table 7 のような結果を得た。分散比にF検定をおこなつた結果、表層土の全重量と実容積とについては、人による差(P)と人による差の時刻によるちがいが方(P×S)にそれぞれ、有意差がみとめられた。

Table 6 測定値(玉井沖積土壌)

W 5~10cm			V 5~10cm			W 30~40cm			V 30~40 m		
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>
T <sub>1</sub>	130.1	170.0	143.4	T <sub>1</sub>	62.3	84.0	69.7	T <sub>1</sub>	159.5	176.7	168.5
T <sub>2</sub>	135.5	160.7	143.5	T <sub>2</sub>	66.7	78.3	68.8	T <sub>2</sub>	158.4	169.6	127.0
T <sub>3</sub>	148.7	159.0	131.8	T <sub>3</sub>	72.2	76.5	64.1	T <sub>3</sub>	172.5	171.1	168.3
T <sub>4</sub>	152.6	155.5	144.7	T <sub>4</sub>	74.5	75.4	70.0	T <sub>4</sub>	164.6	168.1	173.3
T <sub>5</sub>	152.1	156.7	152.5	T <sub>5</sub>	74.3	76.8	74.8	T <sub>5</sub>	169.8	166.7	174.9
T <sub>6</sub>	150.3	164.2	155.1	T <sub>6</sub>	72.7	79.0	75.3	T <sub>6</sub>	169.7	168.1	179.5



Table. 7 分散分析表 (玉井沖積土壌)

変動因	自由度	平方和				分散				分散率比			
		W 5~10 cm	V 5~10 cm	W 30~40 cm	V 30~40 cm	W 5~10 cm	V 5~10 cm	W 30~40 cm	V 30~40 cm	W 5~10 cm	V 5~10 cm	W 30~40 cm	V 30~40 cm
全体	17	196.61	501.55	474.80	139.40	115.68	29.50	26.38	8.2				
個人	2	1203.1	248.59	149.56	36.23	511.59	124.30	74.78	18.12	**	**	5.87	42.3
時刻	5	257.16	62.19	63.44	20.36	51.42	12.44	12.69	4.07	2.14	1.80	< 1	< 1
T	2	213.79	52.78	48.16	10.06	106.89	23.39	24.08	5.03	4.44	3.82	1.89	1.18
S	2	43.37	9.41	15.28	10.30	14.46	3.14	5.09	3.43	< 1	< 1	< 1	< 1
R	3												
P×S	4	541.75	149.37	185.38	57.16	135.44	37.34	46.35	14.29	*5.62	*5.41	3.64	3.34
誤差	6	144.52	41.40	76.42	25.65	24.09	6.90	12.74	4.28				

ハ) 標準偏差変動係数

全重量Wと実容積について、表層土の場合にのみ、個人の間および個人の間との差の時刻によるちがい方に有意差がみとめられたので、上尾火山灰土壌と同様の方法で標準偏差を求めるわけにはいかない。それで、小さな時間差と誤差(R)との平方和をつかつて標準偏差および変動係数を求めた。その結果を Table 8 にしめす。

ニ) 表層土と下層土との差

全重量および実容積のそれぞれで、表層土と下層土との間の差についてT検定をおこなつてみる

Table 8 標準偏差, 変動係数

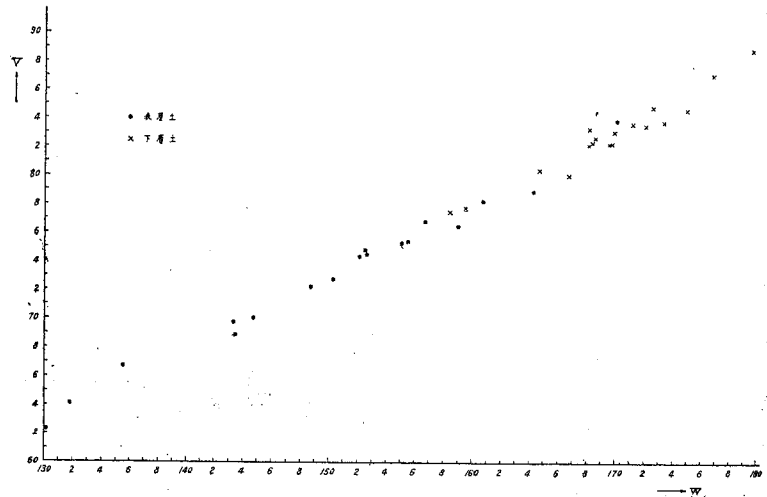
玉井	W 5~10cm	V 5~10cm	W 30~40cm	V 30~40cm
標準偏差	4.57	2.37	3.19	2.00
変動係数	3.00	3.24	1.88	2.41
真の平均のある範囲	150.36 ±2.29	73.08 ±1.20	169.49 ±1.58	82.94 ±0.99

と、全重量、実容積のいづれについても明らかに差がみとめられる。これは沖積土壌の特長であると考えられる。

ホ) Table 9 はそれぞれの平均に対して、その真の平均のある範囲の巾をしめす。

この場合も標準偏差を求めたと同じように、(個人の

Fig. 6 W, V の相関図 (玉井沖積土壌)



間および個人の間との差の時刻によるちがい方に有意差が

Table 9

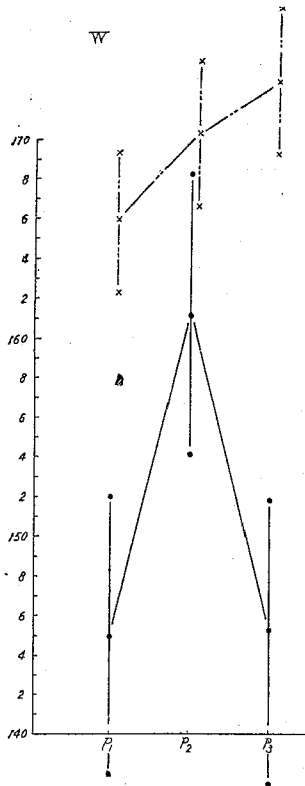
	W 5~10cm	V 5~10cm	W 30~40cm	V 30~40cm
個人	5.35	2.72	3.64	2.40
時間	7.56	3.86	5.15	3.38

みとめられたので) 小さな時間差(R)と誤差との平方和をつかつて計算をおこなつた。これらの結果を Fig 7 ~ 8 にしめした。

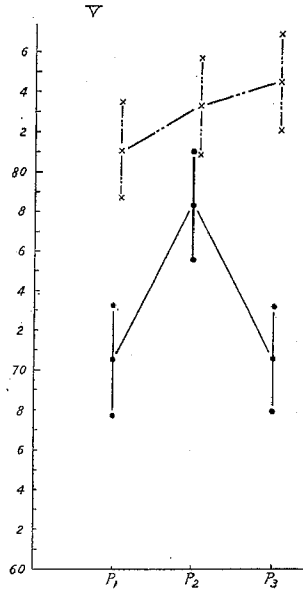
へ) Fig 9 は個人についての時刻によるちがいをしめす。

玉井  
個人差

Fig 7 測定値のバラツキ (個人による)  
玉井 沖積土層



—●— 5-10 cm  
-x- 30-40 cm



えれば、 $P_3$ と同様の変化をしめすことがわかる)の時刻Sとの関係を検討してみる。(Fig9)。 $P_1$ の $S_1$ について大きな偏りがあることがわかる。Fig9 からわかるように、 $P_1$ の $S_1$ がとくに小さな測定をしめすことが明らかになった。そこでまづ先にチェックされた $P_2$ についてから検討してみることにする。

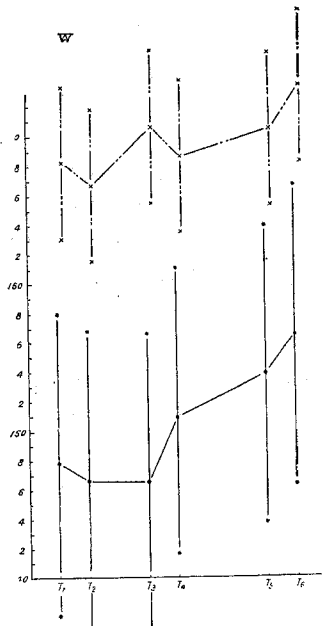
$P^2$ の偏りについて考えてみるとFig7からわかるように、表層土の値が下層土の値に近い、すなわち、表層土の採土の際の位置をつねに $P_1$ 、 $P_3$ よりも深めに取っていること、採土時の土層の位置(深さ方向)による差が人による差のようにみかけられたものである。つぎに $P_1$ についてみると、 $P_1$ の $S_1$ のとくに小さな測定値をしめすことを

#### 4. 結果の検討

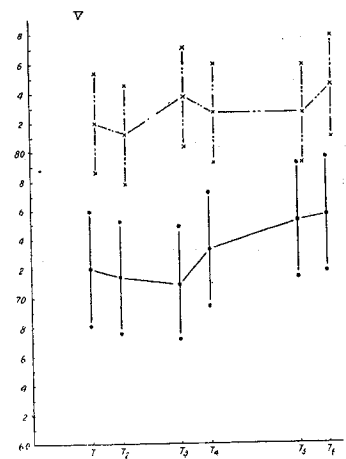
1) 上尾の圃場は、人による差、時刻による差はみとめられない。圃場内での場所(位置)の間のバラツキのみとなる。玉井圃場の場合は、人による差(P)、人による差の時刻によるちがい方( $P \times S$ )が、それぞれ、1%および5%水準で有意差がみとめられた。そこでこれらの測定値の水準およびバラツキを各人について検討してみた結果、 $P_2$ のみにとくに大きな偏りがあることがわかり、(Fig.7)、そこで $P_2$ を除いて分散分析した結果、時刻によるちがいが出てきた。そこで、 $P_1$ 、 $P_3$ 個人について( $P_2$ についてはつねに偏りをもっているが時刻Sに対する変化のしかたのみに注目して考

玉井  
時間差

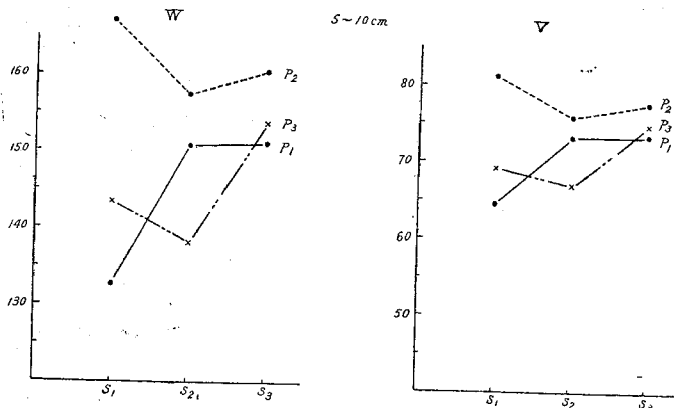
Fig 8 測定値のバラツキ (時間による)  
玉井 沖積土層



—●— 5-10 cm  
-x- 30-40 cm



玉井 Fig 9 測定値による個人についての時刻による差



考えると、 $P_1$ 個人の採土のくせ、あるいはその位置の圃場状態による影響が考えられるけれども、個人の採土のくせとみるには、 $P_1$ の $S_1$ のみに限られているし、また、その試料の全重量および実容積の相関をとってみると、他の試料と同様な傾向をしめている (Fig 6)。したがって、 $P_1$ 個人固有のくせとは考えられない、また試料の採取位置が特別な条件になっていたとも考えられない。とすればなにがきわめて特殊な要因にもとづくものとしか考えられない。そこで採取者個人 $P_1$ に当時の記憶をよびおこしてもらったところ、採土器の押え金具がゆるんでいたことが明らかになった。おそらくこのような特殊な条件にもとづくものであろう。そこですなわち、玉井圃場の場合にも人による差、時刻による差はみとめられないと考えられ、圃場の場所 (位置) による差のみとなる。そこでこの試験の結果では、上尾、玉井両圃場ともどの人が1日中どの時刻に採土をおこなつても、試料の全重量についても実容積についても殆んど同じ値をしめし、差があるようにみえても、同じ圃場内でのそれらの値、バラツキと同程度のちがいでしかないことがわかった。しかし前にものべてますように、両圃場ともすでに熟期に入りはじめ、作物の吸水、蒸散作用もそれほど大きくないことが推察されたので、気象条件や、作物の生育の時期の異いによつては、時刻による差がみとめられるかもしれない。

2) 全重量と実容積の相関関係は、同一土壌の場合、ほぼ直線になることが明らかにされた。(上尾火山灰土

壤の下層土の場合のみは測定値のバラツキが大きいかれども近似的には直線とみなし得る) このことは全重量と実容積には、圃場の位置による差がかなりの大きさをもつていても土壌の真比重が一定の限り (同一土壌についてはこれは妥当であるが) 固相率の偏差は小さなものとなることを予想させる。というのは固相容積あるいは固相率は、

$$V_s = \frac{W - V}{d - 1}$$

からわかるように、真比重が一定であれば、 $W$ と $V$ の差に比例するからであろう。

3) この性質を測定結果の検討に利用することができる。いま、 $i$ と $j$ は同一土層に位する異なる試料であるとする、その重量と実容積の間に

$$W_i > W_j \text{ なら } V_i > V_j$$

$$\Delta W_{ij} \geq \Delta V_{ij}$$

の関係が一般的に成立する。もちろん例外はありうる。けれども、このことは、土壌水分の密度  $1 \text{ g/cc}$ 、土壌の真比重は通常  $2.3 \sim 3.0$  であるという一般的な事実にもとづいている。

4) 標準偏差および変動係数については、上尾火山灰土壌と玉井沖積土壌の共通点として、土層別にみれば、両圃場とも全重量および実容積においても、表層土は下層土よりもどちらも大きい、これらは耕作の影響であろう。また異つた点としては、上尾火山灰土壌は、玉井沖積土壌よりも、全重量、実容積いづれも大きい、これらは土壌の性質によるものであろう。

#### 4. あとがき

この試験を行うにあたっては、埼玉県農試化学部長佐々木技師、玉井支場長小松崎技師、多田技師、および農技研試験設計研究室奥野技官、奥野千枝子技官、土壌物理研究室、寺沢技官、岩田技官、松口技官、川尻技官の御協力を得ました。ここに厚く感謝の意を表します。

#### 参考文献

- 1) 美園：土肥誌 29.2 (1958)
- 2) 農事試験法：農林省農業改良局技術研究部(1949)
- 3) 美園、寺沢、木下、須藤、農技研報告 B<sub>2</sub> (1953)

會員名簿追加 (1959年 月以降)

正會員

(北海道農試) 中山利彦 松実成忠  
 (北大農) 前田 隆 横田廉一 堂腰純一  
 梅田安治  
 (酪農短大) 原田 勇  
 (弘前大農) 篠辺三郎  
 (岩手大農) 吉田 稔 石川武男 徳永光一  
 林 弘宣 長崎 明 月館光三  
 藤井基男  
 (岩手農試) 藤井基男  
 (東北農試) 千葉 智 山崎 稔 箱石 正  
 (林試好摩分場) 佐々木茂  
 (岩手県山田高校) 今野雄始  
 (宮城農試) 白石道夫  
 (東北大農) 鬼髻 豊 古坂澄石  
 (秋田県由利郡西目村) 鈴木 昂  
 (山形農試) 渡辺信二  
 (山形大農) 安富三郎 本間廉三 吉田昭治  
 志村博康  
 (福島農試) 立谷寿雄  
 (茨城農試) 長谷川文男 飯田 栄 押嶋保夫  
 村田恒治 仁平照男 鈴木竜彦  
 高橋 薫 坪野敏美  
 (栃木農試) 川崎 久保田  
 (宇都宮大農) 坪田五郎 川俣 稔 川田 登  
 安保文夫  
 (宇都宮市) 福田行雄  
 (群馬農試) 中島文四郎 小林茂久平 琴寄融  
 (群馬県庁) 角田三郎  
 (埼玉農試) 鈴木清司 小松正木 多田和夫  
 (浦和市) 太田四郎  
 (関東東山農試) 国井喜章 正木十二郎 今井正信  
 武長 孝 平田孝之 中川原弘之  
 三浦恭志郎 四方俊一 岐部利幸  
 村田吉男 林 尙孝 児玉敏夫  
 鈴木信治 渡辺和之 高橋保夫  
 石井和夫 後藤敏夫 手塚右門  
 鎌木豪夫 小原勝蔵 城下 強  
 石居企救男 中山兼徳 白井恵治  
 永井政雄 太田 一 土麴肥料第  
 1 研究室 小中俊雄 小原通郎  
 八田貞夫  
 (東京農試) 森 賀生 清水弘三 山本 昇  
 中安信行 増井正芳  
 (農研西ヶ原) 野本亀雄 松口竜彦 下村和子  
 (蚕試) 伊東正夫 藤沢 徹 大山勝夫  
 (林試) 真下育久 橋本与良 黒島 忠  
 道仙喜一 松本久二  
 (資源研) 松井 健  
 (気象研) 三寺  
 (東大農) 熊沢喜久男 遠藤健治郎 緒方  
 大塚 鈴木重義 中村公子  
 岩崎 阿本雅美 野口正三  
 井上裕雄

(東京農工大) 行方文吾 宮坂増徳 黒部 隆  
 中田昌叩 高木俊介 田原虎次  
 (教育大農) 山沢新吾 立花一雄 内藤利貞  
 岸上定男 山中 勇 和田 保  
 宅瀬 真  
 (東京農大) 野村寛之進 田中弥寿男 小出博  
 (振興局) 甲田知則 松山良三  
 (農地局) 佐々木四郎  
 (日本肥糧) 清水隆一  
 (千葉農試) 佐藤吉之助 宇田川興 岡部達雄  
 林 成周 橋爪 厚  
 (千葉大園) 中原孫吉  
 (電力中央研) 荒井泰治  
 (神奈川農試) 阿本春夫 宮原一典 中村 充  
 (神奈川県庁) 宮松重義  
 (日本撒水KK) 杉本正雄  
 (山梨農試) 山原辰雄 清水正二 植田精一  
 (長野農試) 中村秀夫 御子柴穆 上郷千春  
 丑山文夫 小原金安 北原俊一  
 平沢文人 黎川道夫 小田切弘一  
 (信州大織) 矢木 博 清水邦夫  
 (新潟農試) 井利 一 高橋 功 長柄秀男  
 久保田勝 中村祥一  
 (北陸農試) 増田治策 吉沢孝之 内田幸正  
 (新潟大農) 丸山幸平  
 (静岡農試) 河森 武 池谷富士夫 根本正平  
 伏見 弘 山田金一 深沢永光  
 西村 功 河西孝司  
 (愛知農試) 加藤虎治  
 (日本肥糧) 森山真明  
 (岐阜農試) 大橋照次  
 (岐阜大農) 宇都宮正次 小林 満 小林 一  
 (木曾川調査事務所) 小山操夫  
 (三重農試) 戸田鉄一  
 (三重大農) 白井清恒  
 (富山農試) 山森鉄次  
 (石川農試) 山本洋次  
 (福井農試) 上田一雄  
 (滋賀農試) 重田和男  
 (滋賀短大) 五十崎恒  
 (京大農) 久馬一剛  
 (京都府立大) 森田修二  
 (奈良学芸大) 太田頼敏  
 (和歌山農試) 辻 善郎  
 (兵庫農大) 石田陽博 小林 潤  
 (岡山大農) 小橋英夫  
 (広島農試) 池宗勝三郎  
 (広島県駅家町) 木村孝夫  
 (広島大水畜) 池田 実  
 (中国農試) 鈴木新一  
 (山口大農) 細山田健三  
 (鳥取農試) 山根義敏  
 (鳥取大農) 高田秀夫 鳥居菅生  
 鳥取農業土木会  
 (島根農大) 石橋秀弘 松浦義春 木村 肇  
 坂東孜朗 小谷佳人

(香川大) 前田忠夫  
 (四国農試) 高木信一  
 (愛媛大農) 土壌学研究室  
 (林試高知支場) 井上輝一郎 横田志郎  
 (高知農試) 上久保政時  
 (全購連福岡支所) 徳永健吉  
 (九大農) 田辺邦美 黒田正治 野村安治  
 長智勇一  
 (佐賀農試) 古賀 汎 中原美智男  
 (熊本農試) 村上義春  
 (九州農試) 井ノ子昭夫  
 (大分農試) 清水哲男  
 (宮崎大農) 吉岡孝雄  
 (鹿児島農試) 穂原閑雄  
 (鹿児島大農) 品川昭夫  
 (台湾糖業試) 葉清士  
 退会者 柏木大安  
 所属変更

(北海道農試) 藤堂 誠 (関東東山農試) 鈴木達彦  
 (九州農試) 渡辺敏夫 木下 彰 (宮崎大農) 斎藤文次  
 (兵庫農試) 虎谷博一 (東京農大) 吉良芳夫

★ 変更、訂正、記載洩れがありましたら、事務所までお知らせ下さい。

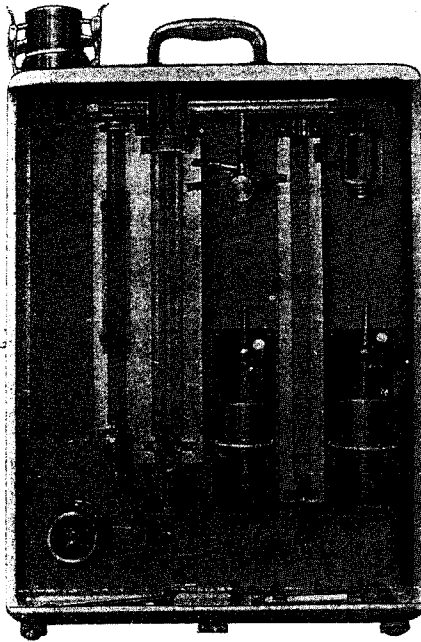
#### 賛助会員

イシゲ計器工業所  
 大田区雪ヶ谷町 919  
 合資会社ウイジン工業社  
 世田谷区玉川用賀町1-23 (701) 0531  
 上原理化器械製作所  
 練馬区豊玉上1-3 (991) 3558  
 佐久間製作所  
 千代田区神田多町1-9 (251) 4917  
 信越化学工業株式会社  
 千代田区丸の内2の2の1 (201) 1041  
 大起理化学工業株式会社  
 荒川区町屋2-342 (801) 1760  
 東洋スプリングラー株式会社  
 中央区銀座西2-1 (561) 2730  
 富士平工業株式会社  
 文京区森川町131 (921) 2930  
 株式会社豊順洋行  
 港区芝新橋2-10 (571) 4196  
 理研興業株式会社  
 千代田区神田和泉町1-11 (866) 7357

# DIK

## DIK 土壤実容積測定装置

—特許番号第259846号—



本装置は、農林研土壤物理室の御指導によつて弊社が完成せるもので、土壤の実容積（固、液容積の和）を極めて短時間（2分以内）且精密（誤差1/1000）に測定し、それに基づいて他の物理的諸量（真比重、水分含量、孔隙率、空気実容積等）を統一的に決定し得る装置であります。

### ◎特 徴

- 1) 携行型であり、圃場でも簡単に使用し得る。
- 2) 測定時間が2分以内で終るため圃場の実際と合致する。
- 3) この測定に使用した試料は、物理化学的変化がないから、他の測定に統一的に使用出来る。
- 4) 土壤以外のあらゆる粉、粒、塊状物質の実容積測定に使用出来る。

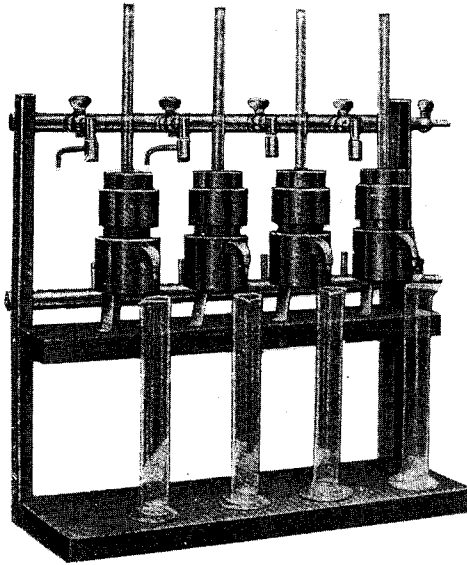
— 土壤物理測定には —

同一資料で統一的に

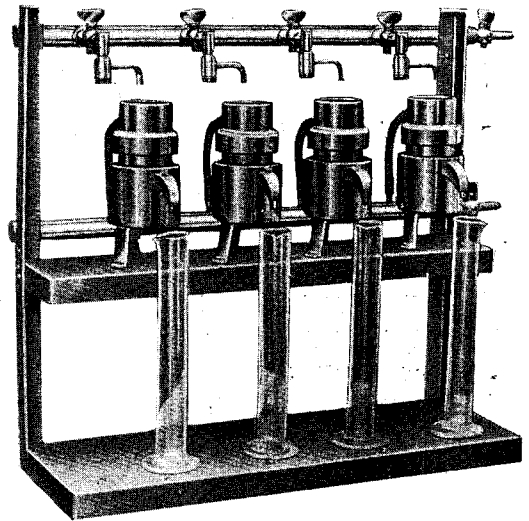
**DIK透水性測定装置**（特許出願中）

4連型、2連型、変水位、定水位兼用

（変  
水  
位）



（定  
水  
位）



### 本 器 の 諸 特 徴

- (1) 変水位、定水位、いずれの測定も容易に出来ます。
- (2) 実容積測定をした試料が使用出来ます。
- (3) 透水性測定を終った試料をそのまま DIKPF 測定装置、DIK 団粒分析装置に使用出来ます。
- (4) 全金属性ケース入携行型で圃場での測定が可能です。

製造発売  
実容積測定装置  
PF測定装置  
団粒分析装置

**大起理化工業株式会社**

東京都荒川区町屋2-342 TEL(801) 1760

## 第1回総会並びに研究会開かる

昭和34年4月9日午前9時半より農技研西ヶ原講堂において会員約60名参集の下に開会。世話人より経過報告、会計報告があり、承認を得たのち、別記会則が決定された。次いで評議員に下記10名の方が選出され、会長は追つて評議員により決められることとなつた。終りに会誌第1号増刷の件が可決された。

### 評議員氏名

今井 富藏 川口 桂三郎 川村 秋男 吉良 芳夫 竹原 秀雄  
藤堂 誠 松尾 英俊 美園 繁 山崎 不二夫 山中 金次郎

引きつづき「土壌物理性の測定法」をテーマとする研究討論会が行われた。測定法の個々の項目について7名の会員より問題点が提起されたのち意見質疑応答があり午後2時半散会。発表の内容は会誌第2号に特集として掲載されている。

## 会 長 決 定

評議員間で互選の結果農技研山中金次郎氏に決定された。

## 会 計 報 告

(1960年2月26日現在)

取 入 の 部		支 出 の 部	
会 費	70,800	1号誌印刷代(500部)	29,400
賛 助 会 費	14,000	文 具 備 品 費	675
広 告 料	4,000	通 信 発 送 費	4,541
雑 収 入	1,180	交 通 費	800
		雑 費	3,780
計	89,980	計	39,196
		差 引 残 高	50,784

★ 35年度会費(3,4号誌分)200円をお納め下さい。

## 次 号 原 稿 募 集

締切 6 月末日 発行 7 月末日の予定

報文、論説、資料、文献紹介、随想など400字詰原稿用紙横書き、枚数は任意にお願いします。  
本号より寄稿者には別刷30部を贈呈することになりました。

## 編 集 後 記

会誌の発行が非常におくれたこととお詫びいたします。色々困難な事情がありましたが本号から待望の活版化が実現しました。本誌がますます発展するよう会員各位の御援助をお願いします。会誌の内容についての御意見、感想、注文などどしどし事務所へお寄せ下さいますようお願いいたします。

なお世話人会の時期以来、幹事の事務は次の者が担当しております。

庶務 滝島 康夫、会計 佐久間 宏、編集 岩田 進午、福士 定雄

## 土壌の物理性 第2号 (会員配布)

1960年3月31日発行

### 発行 土 壌 物 理 研 究 会

東京都北区西ヶ原 農業技術研究所化学部内

印刷 氷川印刷株式会社

東京都文京区氷川下町13番地