

# 土壌の物理性

第 35 号

昭和52年 4 月

---

巻頭言	手島三二	1
シンポジウム「土壌物理の基礎」		
無機固体の表面官能基とその性質	堤和男	3
プレート・モデルによる土壌中の物質移動の検討	吉田武彦	10
土壌水物性研究の系譜	赤江剛夫	15
粘性土の構造と力学的特性	嘉門雅史	21
土壌の熱的性質	粕淵辰昭	29
質疑応答と総合討論		35
解説 中性子水分計	桂山幸典	38
素焼板の作り方	長谷川周一	40
会務報告		43

---

土 壌 物 理 研 究 会

## 土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) 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, 学生会員及び賛助会員, 購読会員の4種とする。会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。
- 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  | 2,000円  |
| 学生会員      | "    | 1,500円  |
| (大学院生を含む) |      |         |
| 賛助会員      | 1口年額 | 10,000円 |
| 購読会員      | 会誌年額 | 2,500円  |

- 広告料 賛助会員 実費  
賛助会員以外実費の5割増
- 第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とし, 選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名, 副会長1名  
正会員の中から評議員会によって選出される。
  - (2) 評議員  
イ 15名 正会員から互選される。  
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
  - (3) 会計監査 2名  
正会員の中から評議員会によって選出される。
  - (4) 幹事 若干名  
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会  
正会員の中から評議員会によって選出され, 本会の評議員選挙を管理する。
  - (2) 編集委員会  
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され, 会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

## 「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。編集委員会に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, 本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 枚数は16枚程度, 図表を含めて刷り上がり6ページ以内を規準とする。超過ページならび写真, 図表など, 特に多額の経費を要するときは実費を申し受ける。
- 5) 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。なお, 題名, 著者名, 所属には英文を併記するものとし, とくに報文については, 300語以内の英文要約をつけるものとする。「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・総説」土壌の物理性に主眼をおき, 広い視野に立って記述したもの。

- 「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。
- 「その他」土粒子, 書評などを含む。
- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。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。

発表年月日		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

- 7) 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  
大阪府堺市百舌鳥梅町4丁804 (〒591)  
大阪府立大学農学部農業工学科  
土壌物理研究会編集委員会  
(なお, 原稿執筆規定は裏表紙に従うこと)

---



---

 卷 頭 言
 

---



---

## 結成20周年を迎えるにあたって

手 島 三 二\*

Sanji TEJIMA

本会は再び事務局を関西に移すことが議せられ、はからずも会長に私を、との連絡をいただきました際、正直に申しまして甚だためられました。と申しますのは、昭和33年春結成以来今日まで、山中、川口、吉良、美園、国分、木下、須藤の歴代会長をはじめ、歴代の役員をつとめられた方々は、農学の各分野においてつねに土壤物理に深く関連した研究、調査を先駆的に推進されながら、熱誠を傾けられて適切な運営にあたられてきました。これが会員各位の積極的な寄与との相乗的効果を生んで、いち早く基礎固めの段階を終え、10周年には意義ある記念シンポジウムが催され、15周年にはわれわれの共通のことばの準拠として見事に整理、編集された用語事典が記念出版されて着々と発展と深化の活動が行われています。

顧みて、私の研究者としての初仕事は砂丘地での落花生栽培に対する土壤水分変動の計測と小栽培試験区に装備するノズル・ライン式散水装置の容量諸元の決定であり、土壤水分の連続計測を合理化しようと、G. J. Bouyoucos の好意により、その水分計を輸入することに携わりました。申すまでもなく、土壤の物理性に関する理解、認識をより深めることの必要性を痛感いたしました。爾来25年、水文学的視点に立ってカンガイ排水の分野で研究に従事して参りました間、本会が核となって推進、発表される諸研究結果は大いに援用させてもらっておりながら、物理性とくに土壤水分問題に焦点をしばった仕事は数年前より着手したばかりであります。ためらいは、このような経歴の私がこの職責を全うできるかとの自問にありました。しかし、それだけに今後は本会の発展により寄与すべしとの奨めも受け、同じ職場の同僚からは全面的な協力を惜まぬ旨の助言もあり、幸い本会発足以来大いに寄与、活躍され、つねに顕著な業績を発表されてきた岩田氏が副会長に、また同じ職場にあって専門の学識はもとより、研究業務の遂行に練達の四方田氏が編集委員長に就任されて緊密な連携、協力が期待できますので、歴代の役員の方々の示唆を大いにいただきながら、私にできる限りの努力をいたす所存でお引受けいたしました。会員各位の強力な御支援をとくにご願ひする次第であります。

本会は昭和53年春に結成20周年を迎えます。この機に本会の今日までの歩みのトクンとして、可能な限り充実した記念事業を企画し、前回の記念事業の効用の少なからざるに鑑み、前評議員会から練り上げた企画の早期着手が要望されました。そこで全会員の御賛同をえなければなりません。原案の骨子として事務局において検討いたしました結果を私見として、ここに述べさせていただきます。

この20年間に亘る本会の歩みをふりかえって、山中初代会長が提議され、本会の目的、事業として今日確立されております内容をさらに拡充、進展させるきっかけといたすことを基本方針とし、本会の存在が内外により広く認識され、評価を高めることに置きたいと存じます。そのため、国内に対しては、各分野で本会が農学分野において唯一の横に連携、活動している研究組織であることを、直接、間接に

\* 会長、大阪府立大学農学部

関連活動を行っておられる未加入の研究、技術者の各位に広報して、参加を勧誘することが必要でありましょう。結成20周年記念のために強力な準備委員会を新たに構成、発足することと相伴って、直ちに具体化に入るよういたしたいと考えます。国外に対する学术交流に関しましては、寺沢前副会長が前号において、まことに適切な提議をいただいておりますので、その線に沿って、具体化を進めたいと事務局において協議し、行動を開始いたしました。

これらのことのすべてに会員各位の及第点をいただくためには、事務局のみの努力を傾注しても、多々むつかしい問題に遭遇することが予想され、竜頭蛇尾に終ることを危惧いたしますので、関西に在勤いたすものが大部分の事務局員一同の熱意をご理解いただき、会員各位の信旧の御支援を再びお願い申しまして、擱筆いたします。

## 無機固体の表面官能基とその性質

堤 和 男\*

Surface Functional Groups and Their Properties  
of Inorganic Solids

Kazuo TSUTSUMI

Institute of Industrial Science  
University of Tokyo

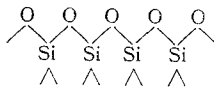
## I まえがき

固体の表面現象を解釈する場合、表面官能基について知ることは不可欠である。表面官能基については多くの固体について取上げられているがここでは金属酸化物について簡単に記したあと、粘土鉱物の表面、粘土鉱物の表面官能基とポリマーとの相互作用などを中心にして述べる。紙数も限られてることもあり、最近のトピックス中心になるので、詳細は別の総説などを参照されたい<sup>1)</sup>~<sup>4)</sup>。

## II 固体の表面官能基

固体の表面は、結晶不整の極端な場合と考えることが出来る。表面に異種原子が存在しない場合でも、表面では原子の規則的な結合が切断されているため、原子の配位状態は内部のそれとは異っているはずである。また、時には表面に存在する原子は他の元素あるいは化合物と反応し得る不飽和な結合手を有している。大気中には反応性の高い物質、特に水と酸素が存在しているために、これらの結合手と速やかに反応が起り、表面には内部とは全く異った化学種(官能基)が存在することが多い。

一つの例として、シリカ( $\text{SiO}_2$ )を考えるとその構造は二次元的に描くと



となり、本来は水酸基は存在しない。しかし、シリカの赤外吸収スペクトルをみると図-1のように、水酸基( $\text{Si-OH}$ , シラノール)の伸縮振動が観察される<sup>5,6)</sup>。詳細な研究によれば、この水酸基も single, paired, geminal, H-bonded と種々の種類があることが知られている<sup>7-9)</sup>。

表面官能基という概念が登場したのはここ20年位のことであり、従来の化学分析の手段が固体表面に適用されるようになってからである。もちろん、その際対象とされる固体は、

反応量が十分に確認される必要上、大きな表面積、例えば $10\text{m}^2/\text{g}$ 以上を有するような微粉体であることが重要であっ

た。しかし、近年の機器の発達により、表面積の小さいものについても表面官能基の情報が得られるようになった。

表面官能基は、固体表面に結合している故に、時に通常の官能基と異なることがある。そして、その反応性は次のような特性を有す。

- ・不均一反応である。
- ・表面の受け入れ易さに依存
- ・表面構造に敏感
- ・表面及び隣接サイトとの相互作用が重要
- ・不純物あるいは異種原子の存在に敏感

固体の触媒、吸着、付着、充填特性などは、表面官能基により著しく支配されることが知られ、その量、反応性などを知ることは、固体の活性を解析するのに重要な因子である。

## III 表面官能基の分析

表面官能基の分析は、通常化合物の官能基の分析と

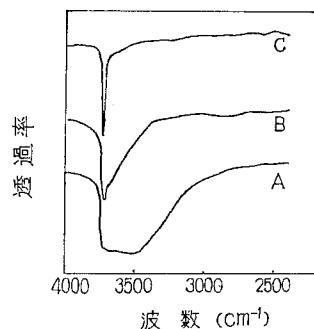


図-1 シリカの赤外吸収スペクトル  
A: 30°Cで排気, B: 400°Cで排気, C: 電気炉中800°Cで加熱後30°Cで排気

\* 東京大学生産技術研究所

表-1 シラノールの同定

試薬反応	反 応 式
アルカリ 金属	$K + \text{>Si-OH} \rightarrow \text{>Si-OK} + \frac{1}{2}H_2$ $K + \text{>Si-OH} \rightarrow \begin{matrix} \text{>Si} \\   \\ \text{O} \\   \\ \text{>Si-OH} \end{matrix} + KOH + \frac{1}{2}H_2$
中 和	$\text{>Si-OH} + NaOH \rightarrow \text{>Si-ONa} + H_2O$ $\text{>Si-OH} + Ca(OH)_2 \rightarrow \begin{matrix} \text{>Si-O} \\   \\ \text{Ca} \end{matrix} + 2H_2O$
クロル化	$\text{>Si-OH} + SOCl_2 \rightarrow \text{>Si-Cl} + SO_2 + HCl$ $\text{>Si-OH} + Cl_2 \rightarrow \text{>Si-OCl} + HCl$ $\text{>Si-OH} + HCl \rightarrow \text{>Si-Cl} + H_2O$
活性水素 としての 反応	$\text{>Si-OH} + LiCH_3 \rightarrow \text{>Si-OLi} + CH_4$ $\text{>SiOH} + D_2O \rightarrow \text{>SiOD} + HDO$ $2\text{>SiOH} + B_2H_6 \rightarrow 2\text{>SiOBH}_2 + 2H_2$ $\text{>SiOH} + B_2H_6 \rightarrow \text{>SiOB}_2H_5 + H_2$ $\text{>SiOH} \cdots \begin{matrix} \text{H} \\   \\ \text{O} \\   \\ \text{H} \end{matrix} + B_2H_6 \rightarrow \begin{matrix} \text{BH}_2 \\   \\ \text{SiOH} \cdots \\   \\ \text{BH}_2 \end{matrix} + 2H_2$ $\begin{matrix} \text{>SiOH} \\   \\ \text{O} \\   \\ \text{<SiOH} \end{matrix} \begin{matrix} \text{H} \\   \\ \text{O} \\   \\ \text{H} \end{matrix} + B_2H_6 \rightarrow \begin{matrix} \text{>SiOB-H} \\   \\ \text{O} \\   \\ \text{<SiOB-H} \end{matrix} + 4H_2$
クロル化 合物	$n\text{>SiOH} + BCl_3 \rightarrow (n\text{>SiO})-BCl_{3-n} + nHCl$ $n\text{>SiOH} + AlCl_3 \rightarrow (n\text{>SiO})-AlCl_{3-n} + nHCl$ $n\text{>SiOH} + TiCl_4 \rightarrow (n\text{>SiO})-TiCl_{4-n} + nHCl$ $n\text{>SiOH} + SiCl_4 \rightarrow (n\text{>SiO})-SiCl_{4-n} + nHCl$ $\text{>SiOH} + R_3SiCl \rightarrow \text{>SiOSiR}_3 + HCl$ $\text{>SiOH} + R_2SiCl_2 \rightarrow \text{>SiO}_2SiR_2Cl + HCl$ $\begin{matrix} \text{>SiOH} \\   \\ \text{O} \\   \\ \text{>SiOH} \end{matrix} + R_2SiCl_2 \rightarrow \begin{matrix} \text{>SiO} \\   \\ \text{Si} \\   \\ \text{>SiO} \end{matrix} \begin{matrix} \text{R} \\   \\ \text{R} \end{matrix} + 2HCl$ $2\text{>SiOH} + R_3SiNHSiR_3 \rightarrow 2\text{>SiOSiR}_3 + NH_3$
エステル 化 塩 基	$\text{>SiOH} + ROH \rightarrow \text{>SiOR} + H_2O$ $\text{>SiOH} + NH_3 \rightarrow \text{>SiOH} \cdots NH_3$ $\text{>SiOH} + N \begin{matrix} \diagup \\ \diagdown \end{matrix} \begin{matrix} \diagdown \\ \diagup \end{matrix} \rightarrow \text{>SiOH} \cdots N \begin{matrix} \diagup \\ \diagdown \end{matrix} \begin{matrix} \diagdown \\ \diagup \end{matrix}$
フルオロ 化 金属イオ ンの吸着	$\text{>SiOH} + BF_3 \rightarrow \text{>SiOBF}_2 + HF$ $Z_n^{2+}, Cu^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+} \text{ etc}$

同じ手法が適用されるが、前述のように反応性が異なることが多いので、試薬、方法の選択が重要である。古くから最も多く行われているシラノールについて適用される方法を表-1に示す。

これらの方法から官能基の存在が明らかにされるが、van der Plas がカーボンブラックの官能基の同定で明らかにした<sup>10)</sup>と同様、すべての方法で一致した量が同定されるわけではない。勿論、異なった方法で製造したシリカにおいて、シラノールの密度、熱的安定性、吸着水の

表-2 Aerosil (Degussa社シリカゲル) のシラノールの同定

試料表面積	同 定 法	シラノール量
180m <sup>2</sup> /g	カールフィッシャー	102meq/100g
178	有機金属	122
178	塩化チオニル	62
145	重水素交換	113
145	中和	57
145	BCl <sub>3</sub>	56
145	CH <sub>3</sub> OH	55
145	Al <sup>3+</sup>	60
145	赤外	115

量などが異っているし、同試料についても分析法により表-2のように異った値が示される。これは試薬の反応性、分子径などの差異による所が多い。

以上は、表面官能基の化学反応性を利用して分析する方法だが、近年は機器の測定精度の向上により一般化合物の分析に利用される機器が特に表面状態についての情報をもたらすようになった。測定にあたっては、固体内部からの情報と表面による情報とを別個に得ることが重要であり、各機器により独自の工夫がなされている。測定機器としては、赤外スペクトル、電子スペクトル、電子スピン共鳴吸収、核磁気共鳴吸収、熱量計、X線光電子分光などが適用されているが、詳細は別の総説を参照されたい<sup>3), 4)</sup>。

#### IV 固体表面の改質

固体表面の活性は、吸着特性、触媒特性、付着特性などが利用されることが多いが、その性質を決める因子として表面官能基は重要なものである。従って、表面官能基の種類と量をコントロールすることにより表面の性質を改質することが可能である。改質の手法としては、化学的処理(化学反応、吸着など)、物理的処理(放射線照射など)、機械的処理(メカノケミカル処理)などが行なわれるが、ここでは主に化学反応を利用した改質を取上げる。これは、前述の官能基の同定反応を利用することにほかならない。

図-2は、シリカのシラノールとエタノール及びトリフルオロエタノールとの反応性を調べたものである<sup>6)</sup>。シラノールはアルコールによりエステル化し、水酸基はアルコキシ基に変化するるのでその赤外吸収強度が減じていくことが明らかである。この反応は通常のエステル化反応と同様に塩基が触媒となり、図-2中、C、D、Eで明らかのようにアンモニア、ピリジンの添加により反応が促進される。

このように表面水酸基がアルコキシ化した試料は表面

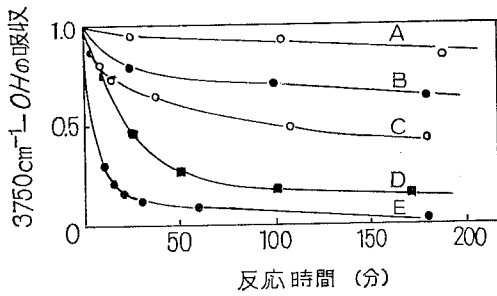


図-2 シラノールのエステル化反応 (30°C)  
 A: エタノール (7.0トール) との反応  
 B: トリフルオロエタノール (11.3トール)  
 C: エタノール (7.8トール)+アンモニア(0.2トール)  
 D: トリフルオロエタノール (11.2トール) + ピリジン (0.3トール)  
 E: トリフルオロエタノール (10.8トール) + アンモニア (0.2トール)

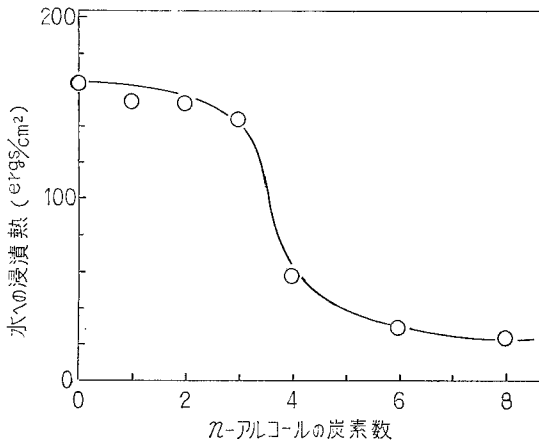


図-3 シリカのアルコール処理による水への浸漬熱の変化

の活性が変化する。図-3は、シリカを種々の炭素鎖のアルコールでエステル化したものの水への浸漬熱の変化を示す。水への浸漬熱は表面の親水性を示す度合と考えられるが<sup>11)</sup>、C<sub>4</sub>以上のアルコールによるエステル化で疎水化が進んでいる<sup>12)</sup>。この傾向はチタニアでも同様である<sup>12)</sup>。

シラン系試薬は水酸基の同定にも使えるが、ガスクロ充填剤、ガラス繊維の表面処理に利用される。通常は二官能基を有すシランを用いるが、一官能基のシランによりシリカの表面を処理すると、例えば、トリメチルクロ

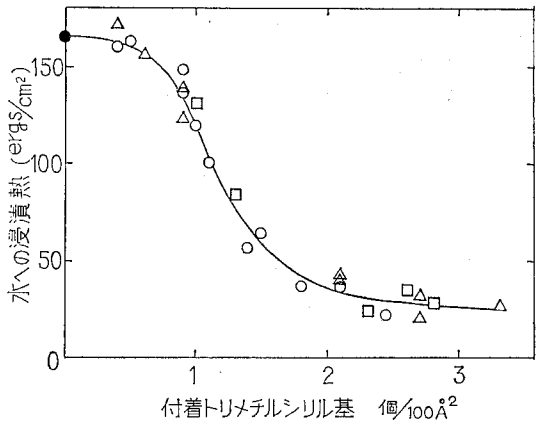
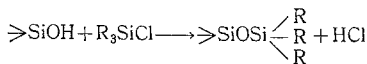
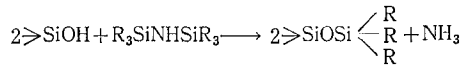


図-4 トリメチルシリル化したシリカの水への浸漬熱



の反応により、シリカ表面は「umbrella構造」といわれる  $\text{>SiOSi} \begin{matrix} \text{R} \\ \text{R} \\ \text{R} \end{matrix}$  基に変化する。図-4は、シリカを上記

試薬で種々の条件下で処理した際に、表面に付着したトリメチルシリル基  $\text{—Si} \begin{matrix} \text{R} \\ \text{R} \\ \text{R} \end{matrix}$  の付着量に対して試料の水への

浸漬熱を示したものである。トリメチルシリル基の占有面積は約 60Å<sup>2</sup> といわれ、100Å<sup>2</sup> に約 2個付着することにより、表面は完全に「umbrella構造」で被覆され、その試料の示す浸漬熱は無極性ポリマーの浸漬熱の値に近く、活性なシリカ表面が疎水性の低エネルギー表面になっていることを示している。

このような化学反応を利用した表面の疎水化は水の吸着量からも推定される。図-5は、ジアゾメタン CH<sub>2</sub>N<sub>2</sub> により表面の -OH を -OCH<sub>3</sub> 化した試料と原料との

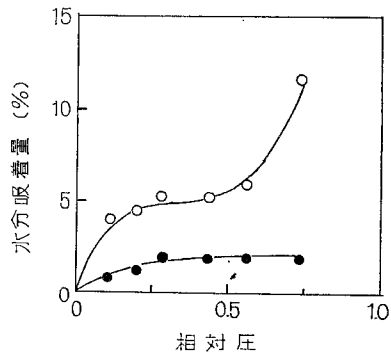


図-5 シリカへの水分吸着  
 ○: 原料, ●: ジアゾメタン処理シリカ

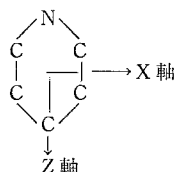




が入ったり、八面体層  $Al^{3+}$  の代わりに  $Mg^{2+}$ 、 $Fe^{2+}$  が入ることにより負荷電が生じてそれを電気的に補うために陽イオンが入ることによる交換能の発生と考えられる。

このように粘土鉱物の官能基には幾つかの可能性がある。赤外吸収でみられる水酸基もその種類により幾つかあることが明らかにされている。粘土鉱物は層状構造を有する為に赤外測定試料の調整を適当に行くと入射角の変化により吸収が変化することが特徴的である<sup>17)</sup>。層に垂直な方向に配向する OH があるとした際、赤外線ビームが層に垂直に入射すればその吸収は出ない筈なのでこのことから水酸基の配向を決めることが出来る。又、交換性陽イオンの種類によっても水酸基の挙動が変わることが知られ、図-7は hectorite での陽イオンによる水酸基吸収の変化を示す<sup>17)</sup>。

粘土鉱物のうちモンモリロナイト群は上記の活性基をすべて有し、有機複合体を形成したりするので大変興味深い。層間への分子の吸着も容易に起りその配向性も種々の性質と関連するので上記と同様な方法で解明が為されている。ピリジンをモンモリロナイトに吸着させるとピリジンの6員環の面外振動がその対称性の差により種々の吸収を示す。1443 $cm^{-1}$ の吸収は双極子モーメントがピリジンのX軸に対し平行に変化するものであり、この吸収が入射ビームの角度により図-8のような配向をして吸着していることを示す<sup>18)</sup>。



モンモリロナイトの層間吸着特性は層間の結合力が層に配列する酸素分子を介在している為に弱いからとされて

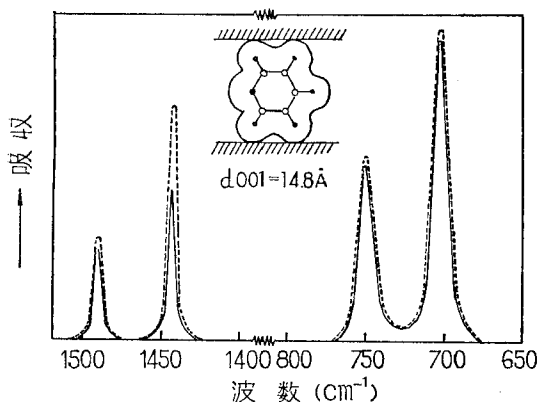


図-8 Na-モンモリロナイトに吸着したピリジンの赤外吸収帯の入射角による変化  
— 0°, .....40°

いる。したがって、水中に懸濁させると水分子が配列して、この水分子層に更に水分子が配列する結果、水の多分子層となり水中によく分散し、膨潤していく。一方、ある種の有機極性分子で吸着させると極性基を層面に向け、外側は疎水基になるので水中に分散せず有機溶媒に分散し易くなる。

## VII 粘土鉱物とポリマーとの相互作用

粘土鉱物は前述のように種々の異った活性官能基を有するので他物質との反応性が高い。粘土表面でビニル系のモノマー  $CH_2=CXY$  の重合反応を行うと表-3のように2つの極端な場合が生ずる<sup>19)</sup>。カチオン、アニオン

表-3 カオリナイト上でのメチルメタアクリレートとスチレンの重合

系	ポリマー収率(%)
スチレン/ベンゼン	0.9
スチレン/ベンゼン/カオリナイト	100
メチルメタアクリレート/ベンゼン	0.9
メチルメタアクリレート/ベンゼン/カオリナイト	0.1

又はフリーラジカル機構で重合するといわれるスチレンは粘土が触媒として働き重合するのに対し、カチオン又はフリーラジカル機構で重合するメチルメタアクリレートは重合が起らない。重合の活性点としては結晶面のアルミニウムがきいているといわれている。通常は図-9のようにルイス塩基である水が配位しているが、加熱により脱離しルイス酸点が残る。そこへスチレンが近付くと二重結合より

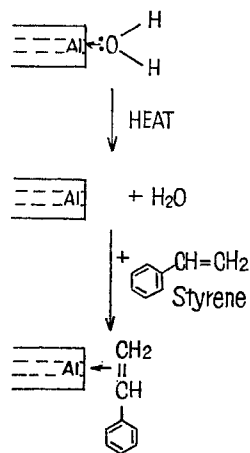


図-9 粘土鉱物の加熱による活性点の発現とスチレンとの相互作用

これが重合の開始サイトになる。もし、極性溶媒が存在するとスチレンより強く活性点に配位するために重合は阻害される。このような電子の引抜きは電子供与体であるベンジジン、1,1-ジフェニルエチレン、アントラセンなどを共存させた時に対応するカチオンラジカルが生成することからも確認される。一方、メチルメタアクリレートでは、活性点と相互作用を有するのが酸素であり、酸素からの電子移動はあ

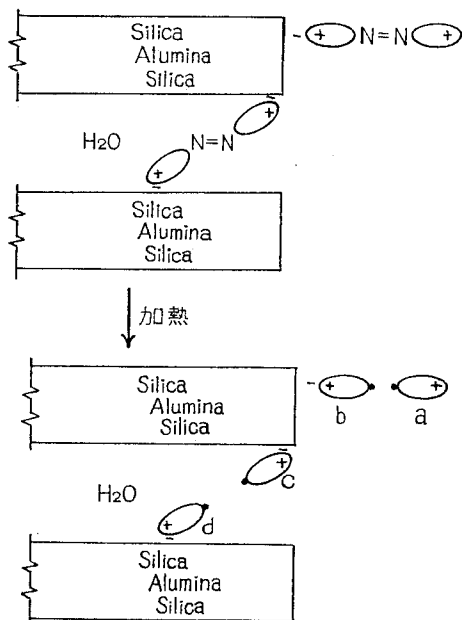
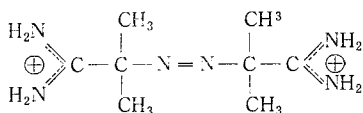


図-10 モンモリロナイトと AIBA との相互作用

ってもカチオン重合が進行しない。フリーラジカル機構の重合も進行しない。

モンモリロナイトに重合反応の開始剤の一種である AIBA (2,2'-azobisisobutyramide) を添加 (イオン交換



で導入) すると, AIBA カチオンはモンモリロナイトの層間に位置するか, エッジに吸着する。又, 一部は2つの粘土粒子の結合体になっている。これを加熱して脱窒素が起るとフリーラジカルが生成し (図-10), a 以外のラジカルは粘土表面に結合している。そこでモノマーが存在すると, このラジカルが開始剤となってホモポリマーを生じ, このホモポリマーはイオン反応により粘土に結合していることになる。特に c, d 型の存在により層間にポリマー層が生成し層間距離の拡大が起る。このように開始剤ラジカルの結合により, メチルメタアクリレート, スチレン, 醋酸ビニル, アクリルアミド, アクリロニトリルなどのポリマーを粘土表面に結合し得る<sup>20), 21)</sup>。

## VIII あとがき

固体表面官能基はさまざまな観点から解明されつつあ

るが, 未だに試料あるいは実験者に依存しない統一的な結論が出ないことが多い。これは均一な表面を作り得ないことが主原因の一つであるが, 更に測定精度の向上によって, よりマイクロな現象の観察が可能になることを期待したい。

## 参考文献

- 1) H. P. Boehm : Adv. Catalysis, 16, 179 (1966)
- 2) J. B. Donnet, Carbon, 6, 161 (1968)
- 3) 堤 和男, 高橋 浩 : 表面の構造 (表面工学講座 I) p. 149, 朝倉書店 (1971)
- 4) 堤 和男, 固体の化学 (現代無機化学講座 4) p. 122, 技報堂 (1974)
- 5) 堤 和男, 高橋 浩 : 日化誌, p. 1800 (1972)
- 6) K. Tsutsumi, H. Emori & H. Takahashi : Bull. Chem. Soc. Japan, 48, 2613 (1975)
- 7) M. L. Hair & W. Hertl : J. Phys. Chem, 73, 4269 (1969)
- 8) J. B. Peri & A. L. Hensley : Jr., ibid., 72, 2926 (1968)
- 9) C. G. Armisted : A. J. Tyler, F. H. Hambleton, S. A. Mitchell & J. A. Hockey : ibid, 73, 3947 (1969)
- 10) W. J. de Bruin & T. van der Plas : Rev. Gén. Caout., 41, 453 (1964)
- 11) 堤 和男, 高橋 浩 : 生産破究 23, 368 (1971)
- 12) 村上宏治, 堤 和男, 高橋 浩 : 第26回コロイドおよび界面化学討論会 (1973)
- 13) 堤 和男, 萩原茂示, 高橋 浩 : 日化誌, p. 1374 (1973)
- 14) H. P. Boehm, M. Schneider & H. Wistuba : Angew. Chem., 77, 622 (1965)
- 15) E. Papirer & V. T. Nguyen : Polymer Letters, 10, 167 (1972)
- 16) J. J. Fripiat : Proc. 12th Conf. Clays Clay Min., p. 327 (1968)
- 17) V. C. Farmer & J. D. Russell : Proc. 15th Conf. Clays Clay Min., p. 121 (1968)
- 18) J. M. Serratos : Proc. 14th Conf Clays Clay Min., p. 385 (1966)
- 19) D. H. Solmon : Clays & Clay Min., 16, 31 (1968)
- 20) H. G. G. Dekking : J. Appl. Polym. Sci, 9, 1641 (1965)
- 21) H. G. G. Dekking : ibid, 11, 23 (1967)

## コ メ ン ト

## 農技研 渡辺 裕

土壌が、気・液・固の3相から成っているのは衆知のことであるが、このうち固相は有機質と無機質の2成分に大別されよう。土壌の有機質は生物遺体の分解・生成物で比較的消長が著しい。一方無機質は土壌の骨格を形成するもので、そのほとんどが鉱物の形態で存在する。すなわち、①酸化物および加水酸化物（石英、ゲイサイト、ヘマタイト等）、②ケイ酸塩、③炭酸塩、④硫酸塩、⑤ハロゲン化物、⑥硫化物、⑦リン酸塩、⑧硝酸塩等として存在する。そしてこれらの鉱物の表面官能基とその性質は必ずしも同一ではない。したがって或る土壌の無機固体の表面官能基とその性質を考える場合には、その土壌中に存在する鉱物の種類と含量を問題にする必要がある。

土壌の鉱物のうちで、表面官能基の活量から見て重要なものは、上記の①の加水酸化物と②のうちの粘土鉱物であろうと思われる。土壌の物理的性質および物理化学的性質は、これらの鉱物表面の官能基の性質とその働ら

ぎのいかんによって大きく変化する。また土壌中では無機固体の表面官能基同志の相互作用もあるものと考えられる。

土壌中には多少なりとも有機物が存在しているが、土壌有機物の分解と集積過程および結果産物の性状に対しても無機固体の表面官能基の性質が直接間接に関与しているものと思われる。この問題に関連して、土壌中の生物の活動に対する無機固体の表面官能基の作用が重要と考えられるが、今後この分野の研究が進められることを期待する。

このように土壌の無機固体の表面官能基は土壌の諸性質に深くかかわっており、したがって土壌を作物生産の場として見た場合、その官能基の性質を好ましいものに改良しようという試みが当然生まれる。たとえば親水性の高い干拓地土壌に合成高分子系資材を施用して、土壌の疎水化を図るとともに耐水性団粒の形成を促がそうという試みがある。

土壌の無機固体の表面官能基は、有機固体のそれと並んで土壌の機能に重要に関与するものであるから、その研究は今後ますます進められる必要がある。

## プレート・モデルによる土壌中の物質移動の検討

吉 田 武 彦\*

Analysis of Ion Transport in Soils by Plate Model

Takehiko YOSHIDA

National Institute of Agricultural Sciences

## Summary

(1) Applying the plate model to soil system, equations were deduced which express the leaching and migration of an ion through soil layer by downward movement of water.

(2) The leaching and migration of an ion applied to the soil surface are expressed by the equation of Poisson distribution, and those of an ion uniformly distributed in the whole layer, by cumulative Poisson distribution. On the other hand, when a solution containing an ion in a constant concentration is supplied continuously to the soil, accumulation and migration of the ion in soil is expressed by the equation showing the difference between unity and cumulative Poisson distribution.

(3) Attempts were made to test the applicability of the equations to leaching and migration of ammonium ion placed initially at the soil surface. The results showed that the plate model is applicable to soil system in the first approximation. The limitations of plate model were briefly discussed.

## I はじめに

作物根が土壌からどのように養分イオンを吸収するかを調べようとするとき、まず私たちが困惑するのは土壌中におけるイオン分布の途方もない複雑さである。土壌の不均一性、複雑性は土壌の本質に基づくものではあるが、栄養生理屋の立場からすると、あるがままの土壌はイオン吸収の環境としてとても手がつけられない。そこで複雑きわまりない土壌系を思いきって単純化、モデル化して、それぞれ必要な近似性の段階に応じたイオン分布の法則を見いだす試みが重要になってくる。

モデルを用いて土壌系内のイオン分布を数式化することは、古くから多くの人びとが手がけてきた。たとえば微視的には Langmuir の吸着式、BET の吸着式、Gouy-Chapman 方程式などを用いて、粘土粒子によるイオンの吸着、脱着の解析が行なわれているし、巨視的にもいくつかの試みがなされている。古畑ら<sup>2)</sup>は数種の畑土壌と  $\text{NO}_3^-$  から成る系に拡散方程式を適用して、土壌水分が均一なときはもちろん、水分勾配が存在するときにも、 $\text{NO}_3^-$  の分布は拡散方程式の解である正規分布式に適合すると報告した。Yaalon<sup>6)</sup> は水の下降運動に伴う  $\text{Cl}^-$  および  $\text{SO}_4^{2-}$  の移動を研究し、土壌カラム内のイオン分布は正規分布式または非対称の頻度分布式にしたが

うと述べているが、理論的根拠はしめしていない。また de Wit<sup>4)</sup> は土壌中における塩類、イオンの拡散および移動に関してモデルを作り、電子計算機用言語の CSMP を用いてシミュレーションを試みている。

私たちは下降する水の運動に伴う土壌中のイオンの移動および溶脱を近似的に数式化する目的で、クロマトグラフィーや精留に援用されるプレート・モデル<sup>4)</sup>を用いて解析を試み、かなりよい適合性を認めたので報告する。

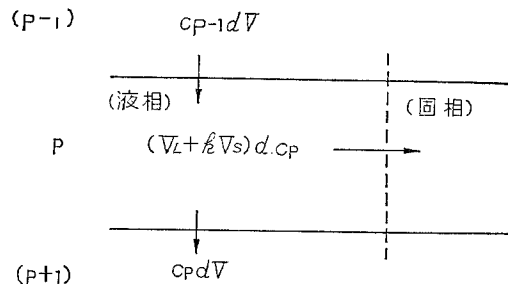


図-1 プレート・モデル

cp: プレート P の液相イオン濃度  
 k: 固相—液相のイオン分配係数  
 $V_L$ : プレートの液相容積 (=一定)  
 $V_S$ : プレートの固相容積 (=一定)  
 $dV$ : 溶媒の微小な移動  
 $dcp$ : cp の微小な変化

\* 農業技術研究所

## II 採用したモデルと式の誘導

採用したモデルは図-1に示すようなものであって、次の3つの前提を含んでいる。

(1) 均質な土壤層、たとえば表土は何枚かの厚さの等しい薄層、つまりプレートの積み重ねで表わすことができ、各プレート内では、固相と液相に対する物質の分配平衡が成り立つ。この場合の物質はイオンに限らず、水に対して溶解度をもつものなら何でもよく、また分配の要因もイオン交換、吸着、化学的变化など何でもあっても差支えない。ただし、分配は可逆的であることが必要で、かつ当該物質の新生あるいは消滅を含んではならない。

(2) 均質な土壤層に含まれるすべてのプレートにおいては、固相と液相の容積比が一定で、かつ両者に対する物質の分配係数も一定である。

(3) プレートからプレートへの物質の移動は水の下降運動によってのみ起こり、拡散は無視できるものとする。

以上のような前提は、透水のある水田土壤などでは近似的に成り立つであろう。

この条件で任意のプレート  $q$  をとり、微小容積の水  $\Delta V$  が下降した場合を考えると、 $C_{p-1}\Delta V$  の量の物質がプレート  $p$  に供給され、その液相の物質濃度に微小変化  $dc_p$  を与えると同時に、 $c_p\Delta V$  だけの物質を1枚下のプレート ( $p+1$ ) に与えることになる。そこで物質収支から次式が成立する。

$$c_{p-1}\Delta V = c_p\Delta V + (V_L + kV_S)dc_p$$

ここで  $V_L$  はプレート中の液相容積、 $V_S$  は固相容積、 $k$  は分配係数である。 $\Delta V/(V_L + kV_S) = dv$  とおいて整理し、微分形に直すと、

$$\frac{dc_p}{dv} + c_p = c_{p-1}$$

これがプレート・モデルによる物質移動の微分方程式である。ここに新変数  $v$  は、下降した水量  $V$  が  $(V_L + kV_S)$  を「ます」にして何杯に当たるかをしめす無名数である。

次に2, 3の境界条件のもとに微分方程式の解を求めるのであるが、これは線型1階の常微分方程式であるから解析的に解ける<sup>5)</sup>。

### A 最初最上プレートにだけ存在した物質が水の下降運動により移動する場合

これは通常のクロマトグラフィーの場合であって、土壤肥料分野では表層施用された肥料成分の移動などにあてはまる。境界条件は、水の移動が始まる前の最上プレート0における液相物質濃度は  $C$ 、それ以外のすべての

プレートの液相物質濃度はゼロ、すなわち、 $v=0$  のとき  $c_0=C$ 、 $c_1=c_2=\dots=c_p=\dots=0$  であって、解は次のようになる。

$$c_p = C e^{-v} \int \dots \int dv = C \cdot \frac{v^p e^{-v}}{p!}$$

これはポアソン分布式であり、表層施用された肥料成分の土壤中での移動、溶脱はポアソン分布の曲線にしたがうことになる。

### B 最初土壤の全層に均等に分布した物質が水の下降運動により移動する場合

これは全層施用した肥料成分の移動、溶脱、あるいは溶脱層からの土壤成分の移動、溶脱にあてはまるであろう。この場合の境界条件は  $v=0$  のとき、 $c_0=c_1=c_2=\dots=c_p=\dots=C'$  であって、解は次のようである。

$$c_p = C' \left\{ \frac{v^p e^{-v}}{p!} + \frac{v^{p-1} e^{-v}}{(p-1)!} + \dots + \frac{v^2 e^{-v}}{2!} + \frac{v e^{-v}}{1!} + \frac{e^{-v}}{0!} \right\}$$

すなわち累積ポアソン分布 (cumulative Poisson distribution) 式になる。

### C 最初当該物質が存在しない土壤層に一定濃度の物質溶液がたえず供給される場合

これは土壤の溶脱層の下方に存在する集積層における物質分布や、水溶性汚染物質の流入による土壤汚染などにあてはまると思われる。境界条件は  $v=0$  のとき、 $c_0=c_1=\dots=c_p=\dots=0$ 、供給される溶液中の物質濃度  $c=C''$  であって、解は次のようになる。

$$c_p = C'' e^{-v} \int \dots \int e^v (1 - e^{-v}) dv \\ = C'' \left\{ 1 - \frac{v^p e^{-v}}{p!} - \frac{v^{p-1} e^{-v}}{(p-1)!} - \dots - \frac{v^2 e^{-v}}{2!} - \frac{v e^{-v}}{1!} - \frac{e^{-v}}{0!} \right\}$$

この形は1と累積ポアソン分布の差である。

## III 実測データへのあてはめ

ここでは紙面に制約があるので、前記Aの場合の解析例だけを述べる。

原田・久津那<sup>3)</sup>は、長野農試沖積水田土壤と栃木農試火山灰水田土壤を内径5cmのカラムに15cmの高さにつめ、 $\text{NH}_4\text{-N}$ として200mgに相当する硫酸アンモニウムを表層に施用し、1日2cmの水を浸透させた場合のアンモニウム・イオンの溶脱を30日間にわたって測定した。さらに浸透実験終了後、カラム中の土壤を層別に分割してアンモニウムの定量を行ない、沖積土壤と火山灰土壤では溶脱、移動のパターンに大きな違いのあることを指摘した。私たちは同氏らのデータをかりてプレート・モ

デルの適合性を調べ、同時に若干の解析を試みた。

実測データに対する曲線のあてはめに用いた手順は次のとおりである。

- (1) アンモニウム溶脱量の測定値をグラフにプロットして、ピーク位置を決定する。
- (2) 原点からピークまでの横軸上の距離を測定し、これを  $R$  とする。
- (3) ピークの高さの60%の位置において溶脱曲線の幅を測定し、これを  $2w$  とする。(厳密にはポアソン分布曲線の幅は第1変曲点から第2変曲点までの幅であって、その高さは第1および第2変曲点で等しくなく、またプレート段数  $q$  によっても変化するが、少なくとも  $q = 5$  以上では、近似的にピークの高さの60%の高さの幅を用いて差支えない。)
- (4) ポアソン分布曲線の性質から、 $R$  はプレート段数  $p$  に、 $w$  は  $\sqrt{p}$  に比例するので  $p$  の値は

$$p = \frac{R^2}{w^2}$$

- (5) 求めた  $p$  の値とポアソン分布表の数値を用いて、ピーク値に対する係数を定める。この係数は最初に最上プレートに与えたアンモニウム窒素の量に相当する。
- (6) 見いだした  $C$  の値を入れて、ポアソン分布表から理論値を計算する。
- (7) 理論プレート段数が決定されればプレート1段の厚さがわかるから、カラムに充てんした土壌の重量と管の容量から、プレートあたりの固相および液相容積  $V_s$  と  $V_L$  が求められる。今の場合には土壌中に気相が含まれないと考え、土壌真比重を沖積土壌 2.6、火山灰土壌

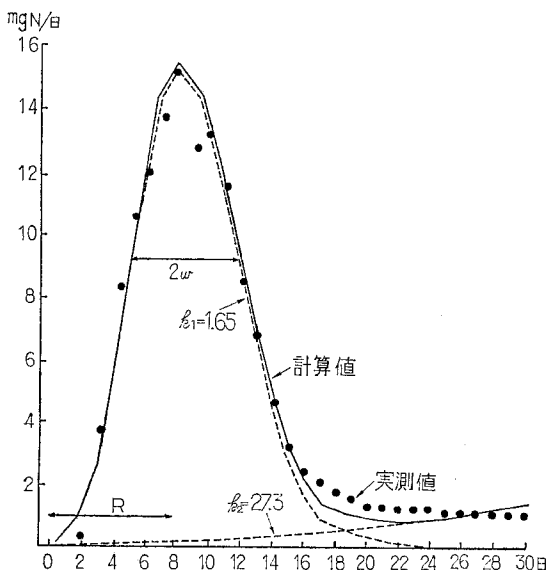


図-2 栃木土壌からの  $\text{NH}_4^+$  溶脱へのあてはめ

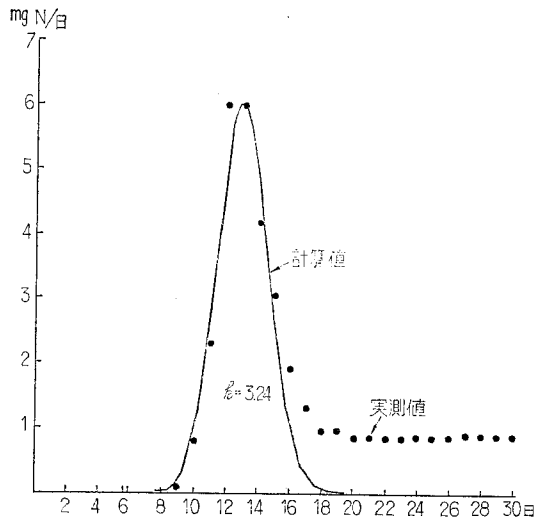


図-3 長野土壌からの  $\text{NH}_4$  溶脱へのあてはめ

2.4として計算した。

(8) 次に  $v = V / (V_L + kV_s)$  の関係から分配係数  $k$  が求まる。

このようにして久津那らの実測値にあてはめた計算値は図-2および図-3に示すとおりで、少なくともピーク周辺における適合性は満足すべきものであった。得られた曲線の適合性を  $\chi^2$  テストで検定したところ、栃木土壌では浸透開始後24日の範囲で99.5%以上、長野土壌では17日までは99.5%以上、19日までの範囲では95%以上の確率で適合するという結果であった。なお栃木土壌では、後述の土壌中の移動パターンの解析から得られるもう1本の溶脱曲線で補正を行なうと、実測値との適合性はさらに向上した。

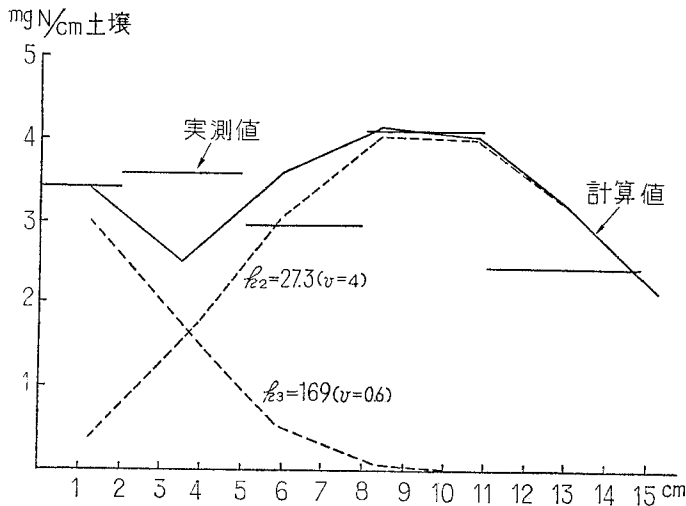
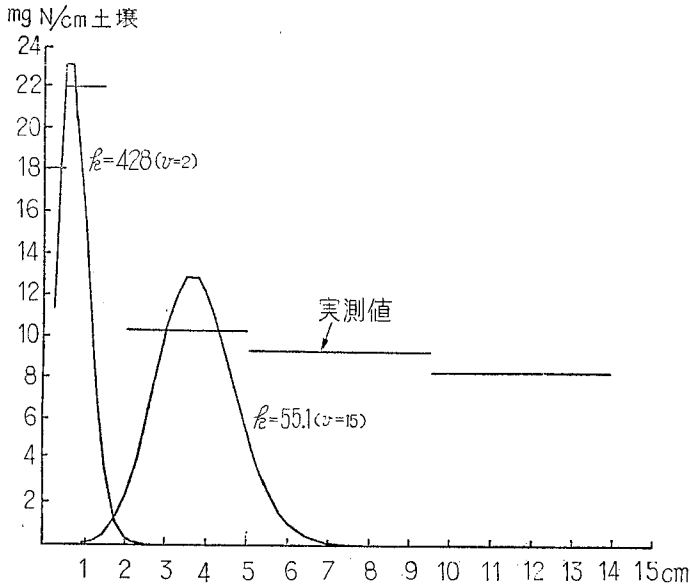
実測値にポアソン分布曲線をあてはめて得られた諸特性値は表-1のとおりである。表からわかるように、長

表-1  $\text{NH}_4$  溶脱曲線における諸特性値

土 壌	プレート段数 $p$	プレートの厚さ	液相容積 $V_L$	固相容積 $V_s$	分配係数		溶 $\text{NH}_4^+$ 脱量	
					$k_1$	$k_2$	計算値	実測値
栃木	6.36	23.6	79.2	20.8	1.65	27.3	133	143
長野	70.3	2.13	67.1	32.9	3.24		32.7	37.5

さ15cmの土壌柱における理論プレート段数は栃木、長野両土壌で大差があり、プレート1段の厚さも長野土壌では栃木土壌の1/10以下である。これから分配係数が同程度であれば、栃木土壌では長野土壌に比べて溶脱が速やかに起こることがわかる。

次に、原田・久津那は水を30日間浸透させた後、土壌柱を層別に解体、分析し、それぞれの層別に  $\text{NH}_4\text{-N}$  の

図-4 栃木土壌における  $\text{NH}_4^+$  移動へのあてはめ図-5 長野土壌における  $\text{NH}_4^+$  移動へのあてはめ

分布を測定しているので、その数値を用いて土壌中における  $\text{NH}_4\text{-N}$  の移動の解析を試みた。用いた手順は、溶脱曲線のあてはめの場合と同様であるが、溶脱では変数が  $v$  であったのに対し、今回は  $k$  であるという違いがある。理論プレート段数  $k$  は溶脱曲線の解析で得られた値を使用した。図-4 および図-5 に結果をしめす。

図からわかるように、実測値と計算値との適合は溶脱曲線のときに比べて悪く、とくに長野土壌においては全然適合しない。その理由は、土壌が分配係数の連続的に変化する多種類の固相成分の混合物から成るためと見るほかはない。一方、溶脱曲線の適合性がきわめてよかったのは、一定の  $k$  を持つ固相成分から溶脱が起こったた

表-2 栃木土壌における分配係数ごとの  $\text{NH}_4^+$  分布

分配係数	$\text{NH}_4^+$ 量 mg	比率 %
$k_1=1.65$	127	65.0
$k_2=27.3$	54.1	27.7
$k_3=169$	14.2	7.3

めであろう。

しかし、栃木土壌では比較的適合性が良好であったので、試みにこの土壌が  $10^0$ ,  $10^1$ ,  $10^2$  のオーダーの  $k$  の値を持つ弱, 中, 強の  $\text{NH}_4^+$  吸着能を有する固相成分の混合物であると仮定し、図-2 と図-4 からそれぞれの部分に保持される  $\text{NH}_4\text{-N}$  の量を推定してみると表-2 のようになる。表-2 の結果から、栃木土壌では久津那らの実験条件のもとで、全交換基の約  $3/4$  が弱, 約  $1/4$  が中, 残りが強い交換基に属することになる。長野土壌については、この程度の荒っぽい割り振りも今のところ不可能である。

#### IV おわりに

III で述べた例から、プレート・モデルが非常に単純なモデルでありながら、土壌からの  $\text{NH}_4^+$  の溶脱に関してはよくあてはまることがしめされた。しかし、長野土壌中における移動の例のように、おそらく前提条件の不成立のためまったく適合しない場合もある。B および C の場合についても同様である。

このようにプレート・モデルは II でしめた前提が近似的に成立する場合には、土壌中の物質移動にかなり広く適用

できそうである。また前提が成立しない場合も、電子計算機によるシミュレーションのための基本モデルとして使える場面もあろう。

ただし、がんらいプレート・モデルは精留理論のアナロジーであり、「プレート」の実体が土壌において何であってどういう意味をもつか、また分配係数の実体が何か、などは不明である。こうした本質的な制限があるので、得られた式も実験式以上のものではありえない。しかし、このような限界を知ったうえでプレート・モデルを利用すれば、土壌中の物質移動の解析に役立てることは十分に可能だと思う。

最後に貴重なデータの使用を快く許可して下さった

北海道農試久津那浩三氏に厚くお礼を申し上げます。

## コ メ ン ト

### 引 用 文 献

- 1) de Wit, C.T. and van Keulen, H: Simulation of Transport Processes in Soils. Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen (1972)
- 2) 古畑 哲・林 成周: 北海道農試彙報, No. 85, 1 (1965)
- 3) 原田登五郎・久津那浩三: 農技研報 B, 5, 1 (1955)
- 4) 慶伊富長: 吸着, 共立全書 (1965)
- 5) 寺沢寛一: 自然科学者のための数学概論, p. 238, 岩波書店 (1954)
- 6) Yaalon, D.H.: Experimental Pedology, Ed. Hallsworth, E.G. and Grawford, D.V., London, p. 157 (1965)

### 農技研 栗原 淳

土壌中の物質の移動は、(1)環境保全的見地からの肥料成分の流出による二次環境汚染、農薬等の土壌汚染と流出、(2)施肥位置に関連した肥効特性等をより数量的に把握するため今後進展させるべき研究分野であり、土壌物理専門家のこの分野への協力発展が要望される。現在までの土壌肥料分野の研究はあまりにも化学的な均一系としての研究が主流を占め、物理的要因が占める物質移動等に対する解析が残されているように見受けられる。

一例として肥料製造研究室で実施したコンピューターシミュレーションモデルについて紹介した。このモデルは De Wit の提案したモデルを改良したもので、5つのパラメーターを入力し、緩効性カリ肥料について、土壌カラムでの減水深、肥料の粒径、共存塩類の影響を数量的に把握できることを説明した。



## 土壌水物性研究の系譜

赤江剛夫\*

Review of Studies on Physico-Chemical

Properties of Soil Water

Takeo AKAE

Faculty of Agriculture, Kyoto University

## はじめに

土中に存在する水が、土粒子との相互作用によって、純水とは異なった物理化学的性質を有することは、よく知られている。ロージェ<sup>1)</sup>は、これを結合水、弱結合水、自由水と呼び、関東ロームに関する一連の研究<sup>2)</sup>では非自由水、自由水と呼んで、土壌水を区別した。

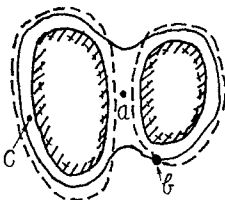
ここでは、非自由水、あるいは結合水と呼ばれる水が、現実にかなる物理化学的性質をもち、それがいかなる土壌水構造に由来するかを解明する一連の実験研究を紹介する。

これらの研究を、測定の対象となる性質、測定手法、および立場から、次のとおり分けてとりあげる。

- I 熱力学的性質を利用した土壌水物性研究
- II 土壌水の動的性質を利用した土壌水物性研究
- III 密度測定による土壌水物性研究
- IV 電気的性質を利用した土壌水物性研究
- V 磁氣的性質を利用した土壌水物性研究

## I 熱力学的性質を利用した土壌水物性研究

熱力学的考察による土壌水のエネルギー概念の整備は、吸着状態の水の化学ポテンシャル測定を可能にするとともに、種々の土における土壌水の存在状態を統一的に規定



図一 土壌水の存在状態 図一の破線は、土粒子が及ぼす物理的な力場の境界を示す。平衡時の化学ポテンシャル低下  $\Delta\mu$  は、凹曲面の負圧によるもの  $\Delta\mu_s$ 、溶

質の存在によるもの  $\Delta\mu_0$ 、物理的な力場によるもの  $\Delta\mu_f$ 、相圧によるもの  $\Delta\mu_p$  を用いると、図中の a, b, c 点で、各々次のようになる。

$$a \text{ 点}; \Delta\mu = \Delta\mu + \Delta\mu_0$$

$$b \text{ 点}; \Delta\mu = \Delta\mu_s + \Delta\mu_0' + \Delta\mu_f + \Delta\mu_p$$

$$c \text{ 点}; \Delta\mu = \Delta\mu_0'' + \Delta\mu_f' + \Delta\mu_p'$$

すなわち、土壌水はあらゆる場所で同一の圧力をもつのではなく、ある点では正圧を、ある点では負圧を示しながら平衡しているのであって、相圧はそれらの差を補う寄与分である<sup>3)4)</sup>。

エントロピは、より直接的に土壌水の状態を反映する熱力学的変数であり、多くの測定例が報告されている。

J. S. Robins<sup>5)</sup> は、

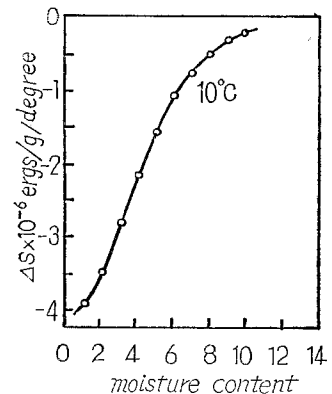
炉乾から永久シオレ点までの含水比の土 (Sandy loam, loam, clay) について、湿潤熱測定から比熱容量を得、蒸気圧法で Gibbs の比自由エネルギーを得て、比エントロピを計算した。

結果の一部が図一 2 に示されている。

Robins は、エントロピを減少させる機構を(1)電場による配

向、(2)膜水中の正の静水圧、(3)イオンの水和、に求め、増加させる機構を、(4)表面張力による負圧、に求めた。図一 2 にみられるエントロピの急激な減少を、永久シオレ点以下の含水比で、(1)~(4)の機構のうち、特に(1)が卓越するためとし、水が運動を拘束されて、秩序化していく事実を指摘した。

J. R. Goates と S. J. Bennet<sup>6)</sup> は、吸着を固体には変



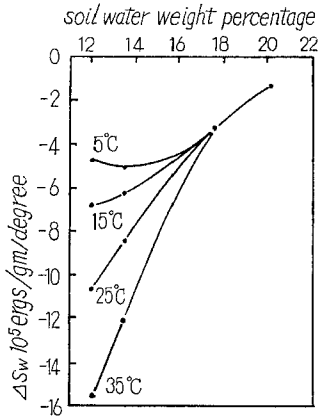
図一 2 Specific entropy as a function of moisture content (after J. S. Robins)

\* 京都大学農学部

表一 Phanse chage entropies for water at 25°C

	$p=1.00\text{mm}$	$p=10.76\text{mm}$
$\Delta S(\text{gas}\rightarrow\text{liquid})$	-41.5e. u.	-36.8e. u.
$\Delta S(\text{gas}\rightarrow\text{solid})$	-47.5	-42.8
$\Delta S(\text{adsorption})$	-50.1	-44.7
$\Delta S(\text{adsorption})$ $-\Delta S(\text{gas}\rightarrow\text{liquid})$	-8.6	-7.9
$\Delta S(\text{adsorption})$ $-\Delta S(\text{gas}\rightarrow\text{solid})$	-2.6	-1.9

(after J. R. Goates and S. J. Bennet)



図一3 The variation of soil water entropy,  $\Delta S_w$  with weight percentage of Millville silt loam at different temperature (after S. A. Taylor and G. L. Stewart)

ら、固相状態よりもより強く配向している吸着水の状態を主張している。

S. A. Taylor と G. L. Stewart<sup>7)</sup> は、比較的高い含水比のシルトロームの土壤水のエン트로ピを求めている(図一3)。図一3に見られるように、ホ場含水量近くの水分量においても、土壤水のエン트로ピが純水より低いことから、やはり土壤水が特定の配向状態に存在している。さらに図一3は、温度が高いほど、土壤水が同温の純水よりもより秩序性をもち、しかも水分量が低いほど、その傾向が拡大することを表わしている。

一方、R. T. Martin<sup>8)</sup> は、Na, Li-カオリナイトの吸着のエン트로ピ変化を測定し、吸着水のエン트로ピが、純水と比べ必ずしも負とならず、より大きくなる結果を得て、吸着相の水分子は、同温同圧の純水よりもよりランダムであるとしている。

以上のエン트로ピ測定の結果によると、吸着水のエン트로ピの低下を必ずしも断言できない。実験的にまちまちな値が得られているのは、測定の精度、およびエン

化のない物理吸着と仮定し、吸着の熱およびエン트로ピの変化を、等温等圧下で、水蒸気が蒸気相から吸着相に移る時の、水蒸気の熱容量およびエン트로ピの変化と考えた。彼らは、この時のエン트로ピ変化を水の他の相変化の場合と比較し、表一の結果を報告した。これより、吸着相では、液相よりも8 e. u.、固相よりも2 e. u. エン

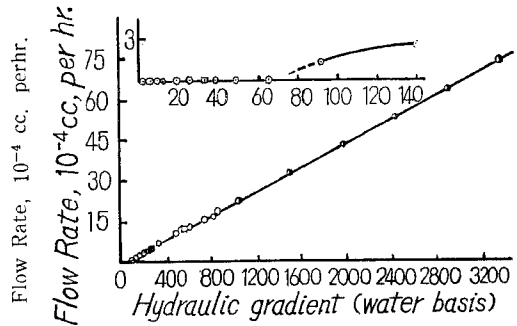
トロピが低いこと

ロピの算定の際に仮定された条件が実験中に保証されているかの問題によると思われる。

## II 土壤水の動的性質を利用した土壤水性研究

動的性質とは、土壤水自身の移動あるいは流動を意味し、(1)透水係数と圧力勾配の関係、(2)土一水素の塑粘性、に関する研究例をとりあげる。

(1) R. J. Miller と P. F. Low<sup>9)</sup> は、Na, Li-粘土の透水現象を調べ、ある圧力勾配以下では流動が生じない限界圧力勾配、すなわち始動動水勾配を発見した(図一4)。



図一4 Flow rate-gradient relationship (上図は原点付近の拡大) (after R. J. Miller and P. F. Low)

表一2 Activation energy of flow

hydraulic gradient	700	1400	2100	2800
activation energy(cal/mol)	4580	3890	3870	3720

(after R. J. Miller and P. F. Low)

彼らは、土壤水が粒子近傍では準結晶と呼ばれる剛体として存在し、そのため始動動水勾配は、水分量が低いほど顕著に現われると解釈した。さらに各圧力勾配で、流速と温度との関係を調べ、土壤水の移動の活性化エネルギーを計算した(表一2)。1400以上の圧力勾配での活性化エネルギーは、純水の値3900cal/molと変わらず、700では、はるかに大きい値をとっている。流動の活性化エネルギーは、分子間結合の数と強度の尺度であり、ある圧力勾配以下では、純水より強固な構造を有する土壤水が存続し、それが流動していることを主張した。

多田<sup>10)</sup>は、関東ロームについて同様の実験を行い、飽和透水係数が圧力勾配の上昇とともに増大する現象を見出している。そしてこれを、構造的非自由水の自由化、および弱結合水に相当する土壤水が、圧力勾配の大きさに応じて流動、不動化するため、と解釈している。

(2) 須藤と安富<sup>11)</sup>は、粘土ペーストの流動現象を調べ、溶媒和層を固相の一部として扱った森、乙竹の比粘度式

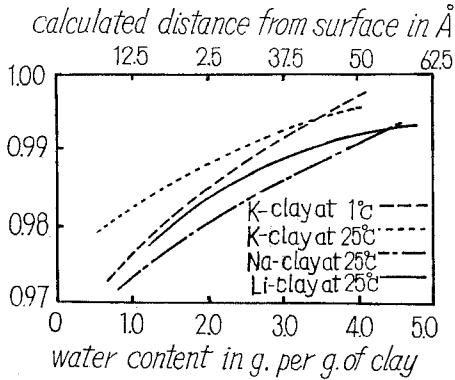


図-5 Effect of temperature and exchangeable cations on absorbed water density (after D. M Anderson and P.F Low)

がよく適合することから、固相状態として存在する土壤水を確めた。

筆者も、ベントナイト、タルクの懸濁液について、森、乙竹式の適合を確めるとともに、流動の活性化エネルギーを計算し、実際にセン断を生じている土壤水は純水とほぼ同じ物性を有し、流動に関与しない不動層の大きさが、懸濁液の粘性率を決定することを示した<sup>12)</sup>。

土壤水の動的性質に関する研究では、系の状態を乱すという実験的な制約から、土壤水のみに関する緻密な検討が困難であるが、いずれも、純水と異なった動的性質をもつ土壤水の存在を推論している。

### III 密度測定による土壤水物性研究

土壤水の密度測定には、部分モル比体積を熱力学的に求める方法、ピクノメータによる方法、X線回折で結晶間隔を求め、これと比表面積から間接的に計算する方法がある。

D.M. Anderson と P.F. Low<sup>13)</sup> は、Li, Na, K-ベントナイトの約1~5%水分量での、土壤水の部分モル比体積を求め、密度を計算した(図-5)。得られた密度が氷よりもはるかに大きいことから、彼らは単なる「氷的構造」を否定し、負に帯電した粘土表面の分極効果、または表面への水素結合で安定化した「broken down ice structure」を主張した。イオンは、水素結合の発達を減少させると考え、その度合はイオン径の大きい順に従うと考えている。したがって、土壤水の構造性は、Na>Li>Kの順に発達すると考えた。図-5では、密度の大きさと、吸着イオン種との間に上の対応が得られており、温度の上昇が、構造の秩序性を破壊し、密度を増加させている。

De Wit と Arens<sup>14)</sup> は、懸濁媒体として石油を用いたピクノメータ法で、各種の粘土の密度と水分量の関係を求めた。その結果、粘土の密度と水分量の関係を与える

理論式が、低水分量で実験値とはずれることから、これを拘束水の比体積が減少するためと考え、土壤水の密度を逆算した。

R.W. Mooney, A.G. Keenan, L.A. Wood<sup>15)</sup> は、モンモリロナイトが水蒸気を吸着する時の、吸着量と、格子間隔のジャンプを調べ、比表面積を用いて吸着水の密度を計算した。図-9において、格子間隔のジャンプは、

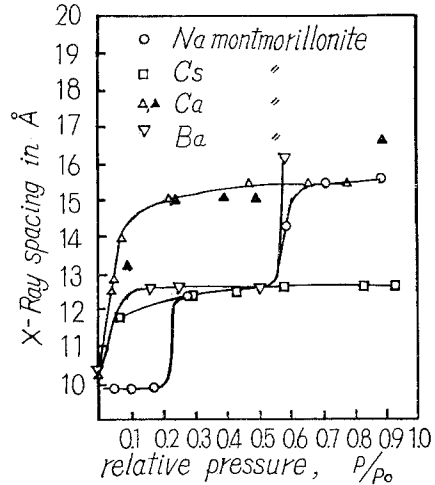


図-6 X-Ray spacing of monlorillonites as a function of relative pressure (after R.J. Mooney, A.G. Keenan and L.A. Wood)

(1)約10Å (2)12~13Å (3)15~16Åで、各々無吸着、単分子吸着、2分子吸着に対応し、これが生じる水分量は、BETプロットの変曲点に一致すると報告している。K. Norrish<sup>16)</sup> も同じ方法で、土壤水の密度を算定した。

R.T. Martin<sup>17)</sup> は、以上のデータから、Naモンモリロナイトの土壤水の密度と、水分量の関係を整理した(図-7)。測定された土壤水密度は、比較的高い水分量では純水にほぼ等しく、1.0gH<sub>2</sub>O/gclay で約2~3%純水より小さく、約0.3gH<sub>2</sub>O/gclay 以下で1を越えて上昇する。重要なのは、氷状構造(0.90)または「hexagonal

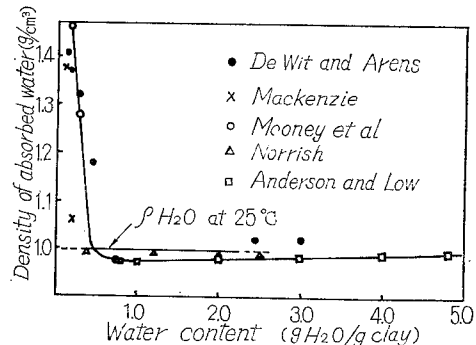


図-7 Absorbed water density on Na-montmorillonite (after R.T. Martin)

net theory (0.92)」を示すようなデータは得られていない点である。

IV 電気的性質を利用した土壤水物性研究

これには、直流電場をかけた時のイオンの運動による比伝導度を測定したもの、交番電界中での土-水系の誘電特性を利用したものがある。

P.F. Low<sup>18)</sup> は、緊密につめた K, Na, Li-モンモリ

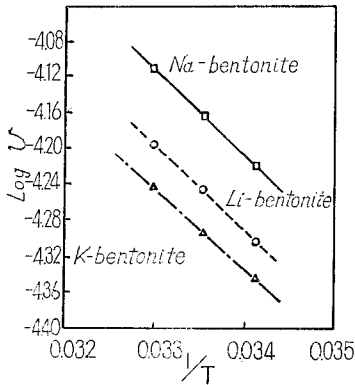


図-8 Apparent mobility vs. the inversed temperature for K, Na and Li-bentonite (after P.F. Low)

表-3 Activation Energies at 25°C for exchangeable ions in Wyoming bentonite

	K	Na	Li
clay	4037	4486	4358 (cal/mol)
solution	3435	3919	4204

(after P.F. Low)

の各イオンの活性化エネルギーは、溶液中での値よりも、それぞれについて大きい。イオン運動の活性化エネルギーは、イオンが移動するべき穴を作るために、周囲の分子を押し分け、結合を切るのに要するエネルギーの総和である。したがって土壤水が、溶液よりも拘束の強い状態にあるとした。また活性化エネルギーの大きさの順は、Na>Li>K-clay で、密度測定から予測された順と一致している。

黒崎<sup>19)</sup>は、吸着シリカゲルの誘電率、誘電損失を測定し、吸着水の存在と性質について論じている。彼は誘電率測定の結果、初期吸着部、第2吸着部、第3吸着部を区分した(図-9)。誘電損失その他の測定結果も考え合わせ、各吸着段階の水の状態を、(初期)：ほとんど双極子回転の自由度をもたず固体ゲル表面にとらえられた状態、(第2)：吸着水分子の相互作用が小さく、個々の分子の双極子回転もまちまちな状態、(第3)：一定の双極

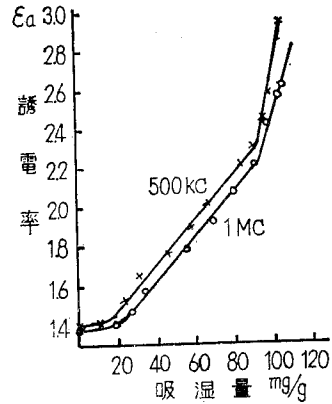


図-9 吸湿による誘電率変化(黒崎)

子回転の緩和時間をもった水、または水よりも強い水素結合をもった二次元氷に近い状態と考えた。

東山<sup>20,21)</sup>は、電気抵抗式水分計において、静電容量が水分量に関して特異なふるまいをし、リアクタンスが無視しえず、しかもその周波数依存性から、従来の低周波(1000c/s以下)での測定の問題点を指摘した。さらに、土壤構造の違いが土壤の誘電率に顕著な影響を与えることを示し、誘電特性が土壤水の質をとらえる有効な手段となりうることを示唆した。

伊藤<sup>22)</sup>は、土壤の誘電率、誘電損失(tan δ)を測定し、2分子層吸着水分量付近に、土壤水物性の変化を暗示する変曲点を見出している。また土-吸着水素の tan δ と周波数および含水比の関係から、単分子吸着形成後に tan δ が水分子特有の緩和現象の影響を顕著に受けるようになるとしている。伊藤<sup>23)</sup>はさらに、土-水系を抵抗とコンデンサの並列等価回路と考えて、吸着水のみ誘電損失(tan δ\_w)を算定した(図-10)。図-10は、tan δ\_w と周波数の関係を示している。単分子吸着までの水分量(図中(1),(2))では、測定周波数域において、tan δ\_w の異常分散が見られない。これは、水分子が土粒子表面に強く結合しているためと考えられ、水分量が増加すると(図中(3)(4))、順次低周波側から tan δ\_w の極大値が出現する。伊藤は tan δ\_w の極大値に Debye の分散理論を適用し、双極子回転の緩和時間を求めている。その結果、(3),(4)の水分量について、それぞれ、3.5×10<sup>-5</sup>sec, 1.3×10<sup>-5</sup>secの緩和時間が得られている。ついで、水の緩和時間に関してアレニウス式が成立することから、(3)(4)の土壤水の緩和時間に対応する氷の等価温度を計算した。そして、(3)は266°K、(4)は276°Kの氷に相当する状態にあるとした。以上の考察から、吸着水は液状水というより、むしろ氷的状态にあり、肥厚が進むと、エネルギー的には徐々に氷から水へと相を移行させると推論した。また同様の考察から、PF2.7~3.0を氷的状态と液状状態の境界としている。

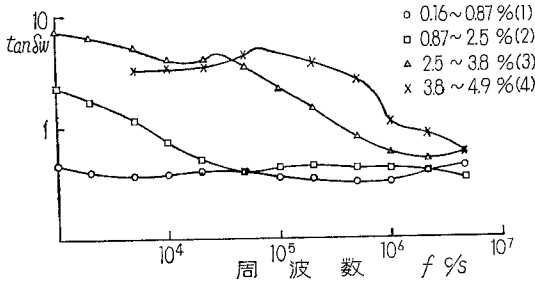


図-10  $\tan \delta_w$ -周波数 (f) (伊藤)

V 磁氣的性質を利用した土壤水物性研究

もっともよく利用されるのは、プロトンの核磁気共鳴 (NMR) 測定である。

A. G. Pickett と M. M. Lemcoe<sup>24)</sup> は、吸着水に広幅 NMR を適用した (図-11) 図-11は、吸収線幅と水分

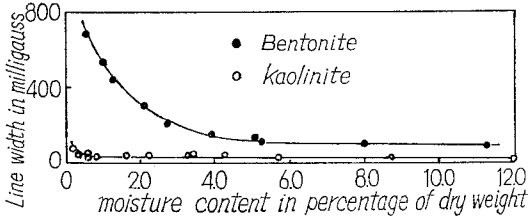


図-11 Line width and moisture content (after A. G. Pickett and M. M. Lemcoe)

量の関係を示す。水分量の減少とともに、線幅が単調に増大している。これを土壤水の粘性が粒子に近いものほど大きいためと解釈した。しかし、ここで得られた線幅は、水の線幅の数分の1程度であり、この水分量では、吸着水は定性的に氷よりも水の状態に近いと言える。

J. R. Zimmerman と J. A. Lasater<sup>25)</sup> は、シリカゲル吸着水に NMR を適用し、縦、横緩和時間を検討した。彼らは、縦、横緩和時間が二相構造をもつことを見出すとともに、分子運動の速さの尺度である平均相関時間 ( $\tau$ ) が水分量の減少にしたがって増大する、すなわち水分子の運動が遅くなることを示した (図-12)。図-12では、単分子吸着 (図中  $\theta = 21.0$ ) で曲線が折れ、この時の  $\tau = 6 \times 10^{-10}$  sec である。この値を同温の氷の  $\tau = 2.5 \times 10^{-6}$  sec、および水の  $\tau = 8.6 \times 10^{-12}$  sec と比較して、吸着水は氷よりも液状水に近い状態にあるとしている。

筆者は、ベントナイト、タルクの水分量を変化させて、縦緩和時間 ( $T_1$ ) を測定した (表-4 a)。純水の縦緩和時間約 3 sec と比べ、非常に低い値が得られている。同時に PF 4 ベントナイトについて、温度を変えた時の変化を測定した (表-4 b)。土中では、常磁性イオンの存在により  $T_1$  は著しく低下するので、純水の値とそのまま比較することはできないが、温度の上昇による

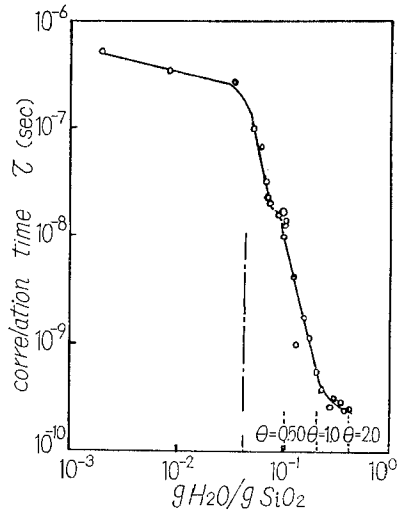


図-12 Nuclear correlation times calculated on the basis of the BPP theoretical model (after J. R. Zimmerman and J. A. Lasater)

表-4 a NMR relaxation time of clay (sec)

	pF 2.0	pF 3.0	pF 4.0
bentonite	0.051	0.032	0.016
talc	0.084	—	0.016

表-4 b NMR relaxation time ( $T_1$ ) and temperature

$T_1$ (sec)	temperature (°C)				
	27	38	45	55	73
	0.0143	0.0173	0.0188	0.0202	0.0245

$T_1$  の増大は、水分子の平均的な分子運動の活発化を意味している。これと対比して、水分量が減少した時の  $T_1$  の減少は、土壤水の構造が、低水分量ほど平均的により強い拘束状態にあることを示している。

B. O. Boss と E. O. Stejskal<sup>26)</sup> は、 $100 \sim 1030 \text{ \AA}$  に膨潤したパーミキュライト中のプロトン拡散を測定した。その結果、プロトンの拡散は、粘土層の方向により、異方性を示すことを報告した。すなわち、層に平行な方向では  $10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$  のオーダーの拡散係数をもつ「速い」成分が 90% 以上を占め、垂直方向では  $10^{-7}$  のオーダーの「遅い」成分が 50~80% を占めるとして、土壤水が二次元的に状態を異にすることを確かめている。

おわりに

土壤水物性の研究において、試料の汚れ、不純物の存在、測定中の土壤構造変化は、ほとんど不可避免的で、吸着水の状態を論じる際に大きな障害となっている。また活性化エネルギーから土壤水を論じる時、現象が純粋に土壤水構造のみを反映するのか、他の攪乱を含む現象であ

るかの検討が不可欠である。より精度の高い実験の蓄積から、各実験の精度で見込まれた包絡線の内部に、現実的な土壤水のイメージが浮かび上がる。

### 引用文献

- 1) A.A. ローゼ「土と水」
- 2) 竹中・田淵他「関東ロームの自由水分」「関東ロームの非自由水分」農土研別7(1963)pp. 61—75
- 3) 妹尾学「土壤水エネルギー指数PFによる土壤構造の考察」農土論集 14 (1965) pp. 11—15
- 4) 岩田進午「土壤水のエネルギー概念について」日土肥雑 Vol. 32, No. 7 (1961) pp. 572—580
- 5) J.S. Robins「Some thermodynamic properties of soil moisture」Soil Sci. Vol. 74 (1952) pp. 127—139
- 6) J.R. Gates and S.J. Bennet「Thermodynamic properties of water adsorbed on soil minerals: II Kaolinite」Soil Sci, 79 (1956) pp. 325—330
- 7) S.A. Taylor G.L. Stewart「Some thermodynamic properties of soil water」S.S.S.A. 24 (1960) pp. 243—247
- 8) R.T. Martin「Water vapor sorption on Kaolinite: Entropy of adsorption」Clays and clay minerals V. 8 (1960) pp. 102—609
- 9) R.J. Miller and P.F. Low「Threshold gradient for water flow in clay systems」S.S.S.A. 27 (1963) pp. 605—609
- 10) 多田敦「関東ロームの締固めと透水係数について」農土論集 14, (1965) pp. 41—45
- 11) 須藤・安富「土壤ペーストの流動」農土研別 2 (1961) pp. 71—74
- 12) 赤江・三野・丸山「粘土-水系の粘性について」S 50 農土学大会講演要旨 (1975) pp. 270—271
- 13) D.M. Anderson and P.F. Low「The density of water absorbed by lithium-, sodium-, and potassium-Bentonite」S.S.S.A. 22 (1958) pp. 99—102
- 14) C.T. De wit and P.L. Arens「Moisture content and density of some clay minerals and some remarks on hydration pattern of Moisture」Trans. 4 th Int. Cong. Soil. Sci. V. 2 (1950) p. 959—962
- 15) R.W. Mooney, A.G. Keenan, and L.A. Wood「Absorption of water vapor on montmorillonite II」J. Amer. Chem. Soc. V. 74, (1952) pp. 1371—1374
- 16) K. Norrish and J.P. Quirk「Crystalline swelling of montmorillonite」Nature Lond. V. 173 (1954)

pp. 255—256

- 17) R.T. Martin「Absorbed water on clay minerals」(1962) V. 61 pp. 28—70
- 18) P.F. Low「The apparent mobilities of exchange alkali metal cations in bentonite-Water systems」S.S.S.A. V. 22. (1958) pp. 395—398
- 19) 黒崎重彦「吸着水の透電的性質の破究+シリカゲル吸着水に関する観察」日化雑 V. 73, (1952) No. 8 pp. 606—610
- 20) 東山勇「電気抵抗式水分計と土壤の誘電特性について」農土研別 8, (1964) pp. 8—13
- 21) 東山勇「土-水系の状態と誘電性」土壤物理研究 I (1964) pp. 26—28
- 22) 伊藤実「土壤吸着水分系の誘電的性質」農土研別 11, (1965) pp. 13—18
- 23) 伊藤実「土壤吸着水の物理的性質」農土研別 11, (1965) pp. 19—23
- 24) A.G. Pichett and M.M. Lemcoe「An investigation of shear strength of the clay-water system by radio-frequency spectroscopy」J. Geophys. Res. V. 64 (1959) pp. 1579—1586
- 25) J.R. Zimmerman and J.A. Lasater「Nuclear magnetic resonance relaxation studies of absorbed water on silica gel III」J. Phys. Chem. V. 62 (1958) pp. 1157—1163
- 26) B.D. Boss and E.O. Stejskal「Restricted, anisotropic diffusion and anisotropic nuclear spin relaxation of protons in hydrated Vermiculite crystals」J. Colloid and Interface Sci. V. 26 (1968) pp. 271—278

### コメント

農技研 岩田 進午

2つの点についてコメントする。第一の点は、赤江さんも指摘されたように、吸着水の物性研究における実験上の困難性である。この点、理論の果す役割は非常に大きく、この面の研究の発展が望まれる。第二は、一般的に考えられている吸着水のイメージが、吸着水の実態と大きくかけはなれているのではないかという点である。例えば、ローゼの結合水、Lowの準結晶、あるいは関東ロームの研究で用いられた非自由水という呼び名は、吸着水が、自由水と全く異なった氷のようなものであることを連想させる。これは、明らかに誤りである。吸着水は、アロフェン1分子吸着層などを除けば、むしろ、氷というよりも、はるかに、普通の水に近いと考えた方がよい。イオン交換現象で、瞬時にして平衡が達成される事実などは、この考えを支持するものである。従来の大家によってうちたてられた仮説にとらわれず、自由な頭で研究を進めることが重要であろう。

## 粘性土の構造と力学的特性

嘉 門 雅 史\*

Structure of Clay Soils and its Influences on  
Engineering Properties  
Masashi KAMON  
Dept. of Civil Engineering, Faculty of  
Engineering, Kyoto University

## I はじめに

粘性土の力学的挙動の説明には、その構成している粘土鉱物が表面活性なものであるゆえに、物理化学的な性質の究明、およびそれに基づいた粘性土の応力ヒズミ関係の確立が必須のものとなりつつある。ところで、粘性土の微視的、物理化学的研究においては、物理化学的作用力そのものが粘性土に与える影響に着目した研究と微視的な土の構造に関する研究とがみられる。前者については電気化学的な取扱いと界面化学的な取扱いとを粘性土の力学的性質へ組み込みをはかったものであり、これらすべてを含めるとすれば莫大な数の報告となるであろう。これらの研究の現況は、特定で、しかも単一の粘土鉱物からなる土に限って電気2重層の理論を發展させ定性的な関連づけがなされている。しかしながら、一般的な組成をもった粘性土や粘土地盤においては、ほとんど定性的にも説明されえないままのようである。後者については微視的構造が、その粘性土が過去にうけていた物理化学的な作用力の結果としての粒子配列を表わすものであり、そのため現在の土構造を知って、過去に経てきた環境と、今後の土の挙動をある程度推定することが可能になりつつある<sup>1)</sup>。

以上のような現状認識を背景にして、ここでは界面化学的な影響にもとづく微視的構造の変化については省略し、一般的な粘性土の構造が、力学的な作用によってどのような形態をとるかという点の研究に限ってまとめることにする。

粘性土の構造に関する研究は、古く Terzaghi (1925)<sup>2)</sup>、Casagrande (1932)<sup>3)</sup>の時代にさかのぼることができる。初期の“構造”は単に巨視的な意味での粒子

の配列であったが、物理化学理論の進展に伴い、電気化学性を加味した粘性土の構造が議論されるようになった。しかしこれらはあくまでモデルであり、実際の粒子配列を直接的に示したものではなかった。ところが、近年、分析技術の飛躍的な発展によって、きわめて微視的な考察が各種の手段を用いて目に見える形で現出してくるようになり、粘性土の構造に直接アプローチする研究がなされつつある。このような粘性土の構造に関する研究を土質力学、土質工学の立場から位置づけると図一1のように表現されるであろう。

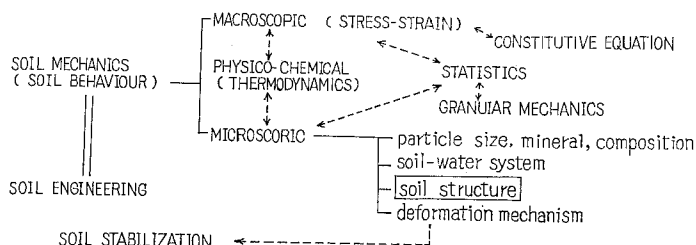
粘性土の構造に関する研究を大きく2つに分類すると、

- (1) 微視的構造の的確な把握と表現のための研究
- (2) 巨視的挙動との関連性を明らかにする研究

のようになる。よって、つぎにこのそれぞれについて説明することにする。

## II 微視的構造の把握と表現

従来からなされている数多くの研究では主として電子顕微鏡やX線回折などを用いて行なわれてきた。それらは表一1のようにまとめることができる (Mitchell (1976)<sup>4)</sup>による表を補足修正したもの)。これら機器を用いた構造研究にあつては、分析に至るまでの試料の調



図一1 構造研究の位置づけ

\* 京都大学工学部土木工学教室

表—1 構造研究のための手法

Method	Basis	Scale of Observations and Features
Optical Microscope (Polarizing) Mitchell (1956) Lafeber (1964) Morgenstern et al (1967) etc.	Direct observation of fracture surfaces or thin sections	Individual particles of silt size and larger, clay particle groups, preferred orientation of clay, homogeneity on a millimeter scale or larger, large pores, shear zones, Useful upper limit of magnification about $\times 300$
Electron Microscope Many Investigators	Direct observation of particles or fracture surfaces through soil sample (scanning electron microscope) observation of surface replica (transmission electron microscope)	Resolution to about $100 \text{ \AA}$ ; Large depth of field with SEM; direct observation of particles; particle groups and pore space; details of microfabric
X-Ray Diffraction Meade (1961) Martin (1966) etc.	Groups of parallel clay plates produce stronger diffraction than randomly oriented plates	Orientation in zones several square millimeters in area and several micrometers thick; best in single mineral clays
Transmission X-Ray (X-Radiographs) Kenney et al (1972)	Nondestructive method	Useful information on stratigraphy, fabric, particle size, etc. can be provided still in sample tube
Pore Size Distribution Diamond (1970) etc.	(1) Forced intrusion of nonwetting fluid (usually mercury) (2) Capillary condensation	(1) Pores in range from $0.01$ to $10 \mu\text{m}$ (2) $0.1 \mu\text{m}$ maximum
Acoustical Velocity Tovey (1973)	Particle alignment influences velocity	Anisotropy; measures microfabric averaged over a volume equal to sample size
Dielectric Dispersion Electrical Conductivity Arulanandan et al (1973)	Variation of dielectric constant and conductivity with frequency	Assessment of anisotropy; flocculation and deflocculation; measure microfabric averaged over a volume equal to sample size
Thermal Conductivity Penner (1963)	Particle orientations influence thermal conductivity	Anisotropy; measures microfabric averaged over a volume equal to sample size
Magnetic Susceptibility Osipov et al (1973)	Variation in magnetic susceptibility with change of sample orientation relative to magnetic field	Anisotropy; measures microfabric averaged over a volume equal to sample size

整方法に種々の問題点を包含しており、(Barden and Sides 1971)<sup>5)</sup>、試料のサンプリング時の乱れの影響は土の種類とサンプリング方法に左右され(Barden and McGown, 1973)<sup>6)</sup>、間ゲキ水の除去方法については freeze-drying が最良であること (Gillott, 1969<sup>7)</sup>; Tovey and Yan, 1973<sup>8)</sup>、松尾、嘉門, 1973<sup>9)</sup>、含水条件下での電子顕微鏡観察は、粘土を特殊な Cell 中に保持し、高加速電圧下ではじめて可能となること (Pusch, 1967)<sup>10)</sup>などが報告されている。

また、微視的構造に関する研究を巨視的な力学挙動へと展開するためには、その構造の定量的な評価方法の確

立が必要とされるが、研究者によって異なった種々の方法が用いられ、未だ完全なもののみあたらない。これまでに用いられている定量的表現の手法は以下のようである。

(a) Kozeny-Carman の式を用いる方法 (Lambe, 1958<sup>11)</sup>など) 締固め土に対して、巨視的パラメーターである透水係数に着目し、構造項  $K_0 S^2 = e^3 / R(1+e)$  で整理する。この方法は粘性土の物理化学的特性、特に間ゲキイオンの種類と濃度に強く影響され、一応の目安とはなるものの、値そのものにはそれほどの意味をもたない (Olsen, 1962)<sup>12)</sup>。



(b) 光学顕微鏡を用いる方法 (Wu, 1960<sup>13)</sup>; Morgenstern and Tchalenko, 1967<sup>14)</sup> など)

偏光顕微鏡を用い、自然粘性土のスベリ面を観察し、 $\beta = (\text{最小強度}) / (\text{最大強度})$  の偏光比 (Birefringence ratio) によって半定量的に求めたものである。

(c) 相対的粒子接触の方法 (Lafeber, 1966)<sup>15)</sup> 光学顕微鏡写真を分析し、粒子と間ゲキの出現の程度から、これらの成分パターンの空間分布を表現したものである。構造の経時的な変化を定量的に比較するには無力である。

(d) X線回折強度比を用いる方法 (Meade, 1961<sup>16)</sup>; Martin, 1966<sup>17</sup>; Quigley and Thompson, 1966<sup>18)</sup>; Yoshinaka and Kazama, 1973<sup>19)</sup>; 村山, 平山, 1974<sup>20)</sup> など)

結晶性の大きい板状粘土鉱物の回折強度や、回折面積、(002/020) などを用いて方向性を表現する。測定値の変動が大きく、結晶性の悪い粘性土や多種粘土鉱物からなる土などは、適用はほとんど不可能である。

(e) 極点図を用いる方法 (Lafeber, 1964<sup>21)</sup>; Borodkina and Osipov, 1973<sup>22)</sup>)

板状粒子の底面の方向を極点で代表させ、それをステレオ投影したものである。図表の作成、判読に熟練を要す。

(f) 電子顕微鏡を用いる方法、(Foster, 1973<sup>23)</sup>; Tovey, 1973<sup>24)</sup>; Matsuo and Kamon 1973<sup>25)</sup>; McConachie, 1974<sup>26)</sup> など)

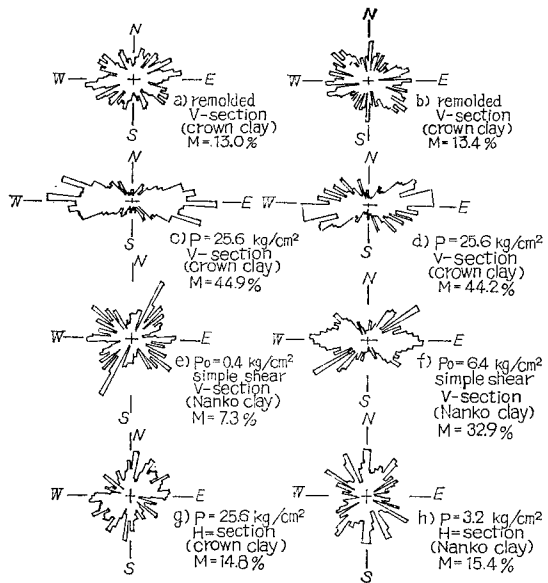
(i) 粒子配列の配向度を表わすパラメーター (projection, area, count, length, breadth, pore size など) を測り、これによって微視的構造を記述する。

(ii) ステレオ写真から Optical Transform method を用いて粒子の空間座標を測定し、配列状態を知る方法。

iii) 粒子傾斜角頻度図から、ベクトル和、ベクトル方向を測定し、力学特性との相関で構造を示す方法。

それでは(f)のiii)の場合を例にとりて少し詳しく説明する。

力学的な作用で土構造に変化を与えた供試体を走査型電子顕微鏡で観察し、えられた観察写真から任意に抽出した写真について粘土粒子の端部の傾斜角分布を測定する。測定された粒子傾斜角頻度分布の例を図一2に示している。傾斜角分布の測定は試料の鉛直断面に関する顕微鏡写真についてのみが解析に使われることが多いが、その理由は粘土粒子がおもに板状鉱物から成っているため水平断面では粒子端部の配列方向の優先性がおこりえないためである。これは図一2のg), h)に例示されているが、明らかに水平断面での粒子端部の出現は、観察面に対し全方向的に近いといえる。図一2のa), b)



図一2 粒子傾斜角頻度図

は繰り返した後静置した試料であり、c), d)は 25.6 kg/cm<sup>2</sup> まで圧密したものである。両者の差が圧密作用によって粒子配列に優先方位が生じる結果を示している。この差を定量的に示すものとして、ベクトル表示 ( $\theta, M$ ) を用いることができる。 $\theta$  値は鉛直方向に対する全粒子端部の優先傾斜角を示すものであるが、土構造における配向の程度を表わすものではない。よって、ここでは  $M$  値

$$M = \frac{100}{\sum n_i} \sqrt{(\sum n_i \sin 2\theta_i)^2 + (\sum n_i \cos 2\theta_i)^2}$$

$n_i$ : 頻度図の5度の間ゲキごとに含まれる粒子数

$\theta_i$ : それぞれの間ゲキにおける平均方向

を用いて配向の程度を検討する。なお南港粘土のようにシルト径を含むような場合には、粗大粒子に対して重み係数を付与している。

以上は一つの例であるが、これらの手法はあくまで微視的な観点から土粒子の配列あるいは間ゲキの出現の仕方などに着目し、結果として地盤の土構造の定量的表現 (代表値) を試みたものである。しかしながら、解析されるサンプルが“微視的オーダー”であるがゆえに、取扱う研究者によって、主観的判断、個人誤差などが混じることも多く、より客観的な表現のために、統計的な手法の導入が必要である。

また、構造パターンについては、粘土鉱物の単一粒子がその物理化学的平衡のみで存在するのではなく、団粒した形状をとっていることが認められつつある。この団粒こそが土構造の分散性、あるいは綿毛化性などを左右するものである。よってこの粘性土の凝集体 (団粒) を

最小の単位とみなすことができる。しかしながらその表現としてはドメイン、ブロック、ブロック、クラスター、アグリゲート、パケット、ベッド、アッセンブリなどの術語が用いられている。これらの術語はもちろん、それぞれニュアンスの差をもち、場合に応じて用いられているものの、厳密な定義づけをされないで用いられることが多く、用語に混乱をきたしているようである。その原因としては、結局のところたくさんの「術語」がありすぎることに起因するであろう。そこでこれらを整理する意味で、粘土の構造を構成する基本単位として、凝集体についてはベッド(ped)を、そのまわりの間ゲキについてはポア(pore)をそれぞれ用いることを提案した<sup>1)</sup>。

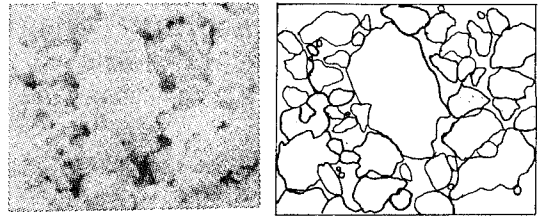
表一 2 ped と pore の定義

macroped ( $>50\mu\text{m}$ )	—by naked eye and spy glass
macropore ( $>10\mu\text{m}$ )	
mesoped ( $2\sim50\mu\text{m}$ )	—by optical microscope
mesopore ( $1\sim10\mu\text{m}$ )	
microped ( $0.1\sim2\mu\text{m}$ )	—by scanning electron microscope
micropore ( $0.01\sim1\mu\text{m}$ )	
submicroped ( $0.1\mu\text{m}$ )	—by transmission electron microscope
submicropore ( $<100\text{\AA}$ )	

ped と pore の対応関係は表一 2 のとおりである。大きく分類する場合には macroped と microped の二つで十分のときもあるが、表のようにして統一的に表現し得るものである。なお submicropore には土粒子内間ゲキをも含まれている。

以上のように基本単位を定めると、ped は物理化学的な力の作用する上限の単位とみなすことができる。そして ped 内部では安定状態に至り、ped 間においては単に機械的な力のみが作用すると仮定することができる。なお外力による ped の変形は許し、ped 中の pore の変化は物理化学的な力の平衡に依存するものとする。このような立場から ped の変形を取扱ったものを以下で紹介する。

正規圧密された粘性土についての例である。ped の観察は走査型電子顕微鏡を用い、試料の堆積断面すなわち最大主応力方向面 (V 一面) における状況を測定している。1つの検鏡供試体 (サイズは約 5mm 平方) から写真撮影面は X 一、Y 一方向ともに 5~6 枚の写真を取り、1断面につき約 10 箇の検鏡供試体がとられている。電子顕微鏡の観察倍率は X500 に統一して解析しているが、これは主として 1~50 $\mu\text{m}$  の ped 粒子を観察することになり、粘土分とシルト分との相関にもとづく ped に着目することになって、砂分については考慮の範囲外である。得られた ped の観察写真は図一 3(a) のようである。

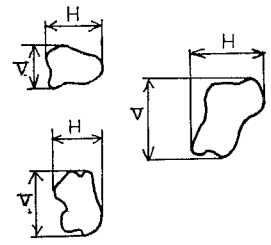


(a) 電顕写真-自然堆積時 (b) 左の写真の ped のトレース  
×500 40 $\mu\text{m}$

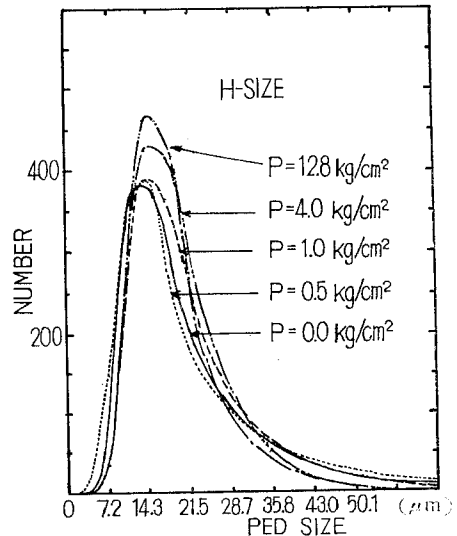
図一 3 ped の 観 察

写真観察によれば、ped の形状は自然堆積時の角ばった形から、圧密過程の進行とともに角がとれて滑らかな球形へと変化しているようである。

ped の粒径の識別方法としては、電子顕微鏡写真から ped の形状を、例えば図一 3(a)から(b)のようにトレースして、その定方向径を図一 4 のように H-方向、V-方向のそれぞれを読みとるものである。定方向径を採用したのは写真でもわかるように ped の形状が不均質であるから長軸、短軸の識別が困難なためである。



測定された ped の半径は 図一 4 定方向径



図一 5 ped の H-方向径の頻度分布

1 $\mu\text{m}$  から最大 150 $\mu\text{m}$  までである。これらの頻度分布 (H-size) を示すと図一 5 のようになる。電子顕微鏡による粒径測定に特有の左の方への偏りを曲線は示し、正規分布をなしていない。グラフから  $D_{50}$  (これ以下の粒

径の ped の数と、これ以上の粒径の ped の数が等しい) と  $D_{mod}$  (全粒径の平均値) とを読みとると、それらは  $+4\mu\text{m}$  の偏りをもち、 $D_{50}$  が曲線のピークの右方へずれている。この状況は、圧密の載荷荷重の増加によっても同様な傾向を有しているが、ただ、曲線の形状が尖ってくる、すなわち偏差が少なくなる傾向を示している。なお、 $D_{50}$  は  $10\mu\text{m}$  から  $19\mu\text{m}$  程度であり、これは著者らが以前に定義した ped の粒径からすれば mesoped の領域である。また図-6 は用いた試料の完全分散状態

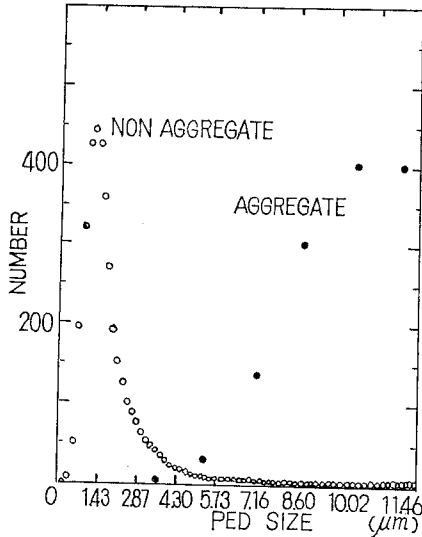


図-6 完全分散状態の ped 径分布

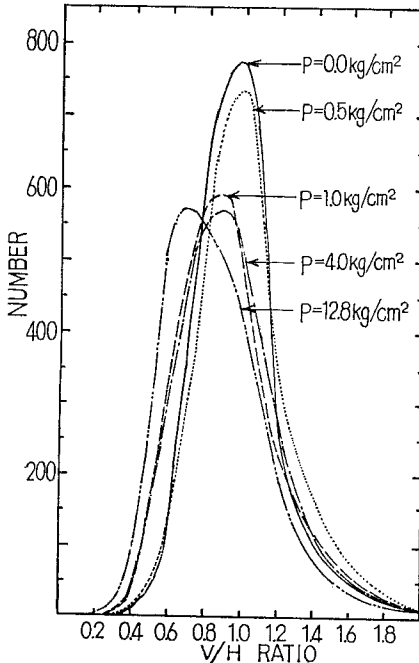


図-7 走方向径比頻度分布

表-3  $D_{50}$  の変化

	V-size	H-size	V/H
Sedimentation	17.3 $\mu\text{m}$	17.7 $\mu\text{m}$	0.97
P=0.5kg/cm <sup>2</sup>	18.3 $\mu\text{m}$	18.3 $\mu\text{m}$	1.00
P=1.0kg/cm <sup>2</sup>	17.4 $\mu\text{m}$	19.2 $\mu\text{m}$	0.90
P=4.0kg/cm <sup>2</sup>	15.9 $\mu\text{m}$	17.6 $\mu\text{m}$	0.91
P=12.8kg/cm <sup>2</sup>	14.8 $\mu\text{m}$	18.0 $\mu\text{m}$	0.78

の V-size の頻度分布である。図中の黒丸は、 $p=0.0\text{kg/cm}^2$  のときの ped の V-size を示し、通常の出現状況が大きく団粒化していることを明瞭にあらわしている。

さらに、定方向径の比 V/H を個々の ped についてとったものが図-7 であり、載荷荷重の増加にともなって、当然のこととはいえ V/H が 1 から 0.7 へと減少している。これらの結果をまとめると表-3 のようになる。

### III 巨視的な力学挙動との関連性

巨視的な力学挙動への展開手法については未だ定説は確立していない。粘性土の変形・強度特性と微視的構造モデルとを関連させた研究がいくつかみられる程度である。以下に簡単にまとめてみる。

(a) 鋭敏比——粘性土を乱した場合には、乱さない場合と比較して大きく強度を減ずるものである。これは粒子が微細な粘土などでおおわれ、この被覆部分が破壊され、ひいては団粒自体も破壊され、強度が減少する。

(b) 収縮性・膨潤性——板状粘土粒子の堆積時の方向性の相違および圧縮時の配向性の差が土に異方性を生じさせる。これによって水分変化にともなう体積変化時に方向性をもつようになる。

(c) 締固め特性——締固め曲線の原因が構造の差であり、また締固め方法の差によっても変化する。

(d) 圧縮性——圧密が進行するにつれて粒子の配向性は増大し、これは団粒間の配向で示されている。よって変形の異方性が大きいものである。Ko-圧密した時は等方圧密より異方性は大きいとされている。

さきに示した構造の定量的表現 M-値を用いて表わすと図-8 のようになる。M-値の分散は図でみるように相当大きくなっているが、多種の試料を一つの直線で示しており、それら試料の間ゲキ比の差にもかかわらず、一つの範囲に統合される傾向が読みとれる。最小自乗法によってえられた  $M \sim \log P$  関係は  $M = 0.13 \log_{10} P + 0.26$  (ただし M は 0.00 ~ 1.00 の範囲とする) のように表わされる。これから  $M = 0$  (0%), 1 (100%) のときの載荷重 P はそれぞれ約  $10^{-2}$ ,  $10^3 \text{kg/cm}^2$  となり、通常の  $1 \sim 5 \text{kg/cm}^2$  程度までの荷重範囲では、粒子の完全配向はおこりえず、ped を形成して挙動するものである。

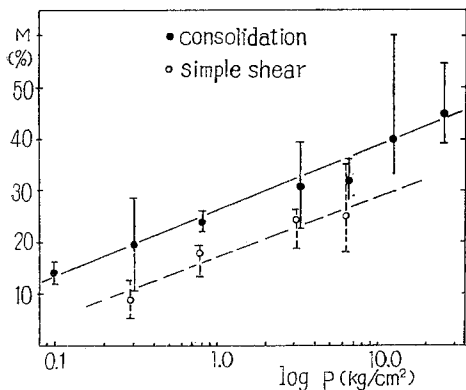


図-8 M~log p 関係

図には試料の単純せん断試験結果についてもつけくわえられているが、破壊時のM値を初期の  $p_0$  に対してプロットしている。データの数が少ないため、結論的にはいえないが、せん断によってM値の低下をきたしている。供試体にせん断を生じさせるとせん断方向への粒子の配向がみられるとされているが、単純せん断であることから、ここではせん断によるすべり面の形成がおりえないためであり、せん断変形によって  $ped$  の回転が生じること起因するものと考えられている。

また別に、Kaolin clay を  $1000 \text{ kg/cm}^2$  まで圧密してその  $e \sim \log p$  曲線が  $0.15 \text{ kg/cm}^2$  付近で折れまがることから、この両側の領域で、構造の変化挙動が異なることが報告されている<sup>26)</sup>。この原因としては、domain 間、粒子間の物理化学的結合の破壊によるとしているが、推論の域を出ていない。また Mesriら (1975)<sup>27)</sup>は Mexico clay の圧縮性について検討し、その大きい圧縮性、2次圧密速度などの原因として、粘土を構成している加水ケイソウ土、smectite などの組成が主要因であるとしている。

さらに粘性土の圧密挙動においては、 $ped$  と  $pore$  の変形のご概念図が図-9のように示されており特に間ゲキに着目した結果、 $macropore/micropore$  が土の鋭敏性の判断に有力であることが明らかにされている<sup>28)</sup>。このような二次圧密すなわちレオロジー的挙動は、団粒内部の再配列によるものであり、これを加味したレオロジー式が提案されている。

(e) セン断特性——応力—ヒズミ関係の異方性は間ゲキ水圧に生じ、有効応力で整理すると構造の差はきわめて小さいものとされている。したがってダイレイタンス挙動は構造の差と密に関連しあっている。

このような強度の異方性に関する問題は現在でも難問の一つとして残してされており、その究明は今後の課題である。

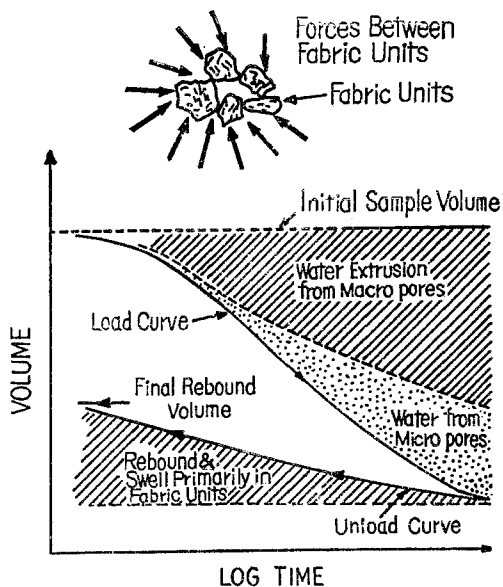


図-9 圧密現象の概念図

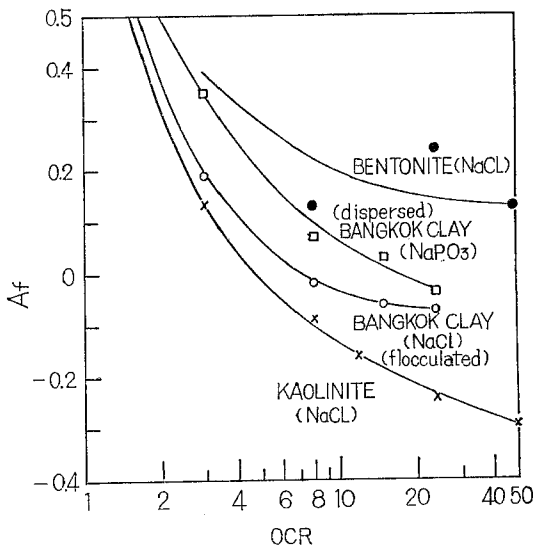


図-10 間ゲキ圧係数  $A_f$  に及ぼす過圧密比 OCR の影響

また Bjerrum's concept (delayed compression 中にヒズミエネルギーがたくわえられ、せん断によってそれが解放されてダイレイタンスを示す)を用いて、微視的構造とダイレイタンス関係を取扱った例もある<sup>29)</sup>。ヒズミエネルギーは圧密によって形成される bond によって蓄積されるから、bond の数が多く(粒子接触点数が大)、強力な bond を作り出す土がより大きいダイレイ

タンシーを發揮する。よって flocculated structure の方が dispersed structure よりも bond 数が多く、ダイレイタンシーも大きいだろうとの予測のもとで実験を行ない、図-10のようにそれが認められている。

#### IV おわりに

粘性土の力学的挙動と土の構造との関係を主として変形、強度特性から示したが、まえにもふれたように、理想的な材料や供試体による研究手法はある程度の特性の解明になっても、現場の条件そのものについては無力であり、一般的な粘性土について、これらの知見を加味した微視的構造モデルをより普遍的な形で確立することが今後の課題であろう。

#### 参 考 文 献

- 1) 松尾新一郎・嘉門雅史(1976): 粘土の構造に関する用語について, 土と基礎, Vol. 24, No. 1, pp. 59—64
- 2) Terzaghi, K. (1925): Erdbaumechanik, F. Deuticke, Vienna
- 3) Casagrande, A. (1932): The Structure of Clay and its Importance in Foundation Engineering, Jour. Boston Soc. Civil Eng. Vol. 19, pp. 72—112
- 4) Mitchell, J.K. (1976): Fundamentals of Soil Behavior, John Wiley & Sons, Inc.
- 5) Barden, L. and Sides, G.R. (1971): Sample Disturbance in the Investigation of Clay Structure, Geotechnique, Vol. 21, No. 3, pp. 221—222
- 6) Barden, L. and McGown, A. (1973): Microstructural Disturbance in Soft Clays Resulting from Site Investigation Sampling, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp. 205—216.
- 7) Gillott, J.E. (1969): Study of the Fabric of Fine-Grained Sediments with the Scanning Electron Microscope, Jour. Sedimentary Petrology, Vol. 39, No. 1, pp. 90—105
- 8) Tovey, N.K. and Yan, W.K. (1973): The Preparation of Soils and Other Geological Materials for the SEM, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp. 59—68
- 9) 松尾新一郎・嘉門雅史(1973): 物理化学的見地からのいわゆるヘドロの工学的性質について, 土木学会論文報告集, No. 209, pp. 103—113
- 10) Pusch, R. (1967): A Technique for Investigation of Clay Micro Structure, Jour. de Microscopie, Vol. 6, pp. 963—1018
- 11) Lambe, T.W. (1958): The Structure of Compacted Clay, Proc., ASCE, Vol. 84, SM2, pp. 1—34.
- 12) Olsen, H.W. (1962): Hydraulic Flow through Saturated Clay, Proc., 9th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, Vol. 19, pp. 131—161
- 13) Wu, T.H. (1960): Geotechnical Properties of Glacial Lake Clays, Trans., ASCE, Vol. 125, p. 994
- 14) Morgenstern, N. R. and Tchalenko, J. S. (1967): Microstructural Observations on Shear Zones from Slips in Natural Clays, Proc., Geotechnical Conf., Oslo, Vol. 1, pp. 147—152
- 15) Lafeber, D. (1966): Soil Structure Concepts, Engineering Geology, Vol. 1, No. 4, pp. 261—290
- 16) Meade, R.H. (1961): X-ray Diffractometer Methods for Measuring Preferred Orientation in Clays, U.S. Geological Survey, Paper 424B, pp. B273—B276
- 17) Martin, R.T. (1966): Quantitative Fabric of Wet Kaolinite, Proc., 14th Nat. Clay Conf., pp. 271—287
- 18) Quigley, R.M. and Thompson, C.D. (1966): The Fabric of Anisotropically Consolidated Sensitive Marine Clay, Canadian Geotechnical Jour., Vol. 3, No. 2, pp. 61—73
- 19) Yoshinaka, R. and Kazama, H. (1973): Microstructure of Compacted Kaolin Clay, Soils and Foundations, Vol. 13, No. 2, pp. 19—34
- 20) 村山朔郎・平山英喜(1974): X線回折による圧密時の粘土構造に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第17号B, pp. 347—360
- 21) Lafeber, D. (1964): Soil Fabric and soil Mechanics, Soil Micromorphology, ed. Jongerius, A., Elsevier, pp. 351—360
- 22) Borodkina, M.M. and Osipov, V.I. (1973): Automatic X-ray Analysis of Clay Microfabrics, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp. 15—20
- 23) Foster, R. (1973): Analysis of Soil Microstructure, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp. 5—14
- 24) Tovey, N.K. (1973): Quantitative Analysis of Electron Micrographs of Soil Structure, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp. 50—57
- 25) Matsuo, S. and Kamon, M. (1973): Micro-

- scopic Research on the Consolidated Samples of Clayey Soils, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp.194—203
- 26) McConnachie, I. (1974): Fabric Changes in Consolidated Kaolin, Geotechnique, Vol. 24, No. 2, pp. 207—222
- 27) Mesri, G., Rokhsar, A. and Bohor, B. F. (1975): Composition and Compressibility of Typical Samples of Mexico-City Clay, Geotechnique, Vol. 25, No. 3, pp. 527—554
- 28) Yong, R. N., Sheeran, D. E. and Nagaraj, T. S. (1975): Soil Composition Control of Fabric and Response Behaviour, Proc., Int. Clay Conf., pp. 663—672
- 29) Nelson, J. D. (1973): Influence of Clay Fabric and Bonds and Dilatation, Proc., Int. Symp. Soil Structure, pp. 153—159

## コ メ ン ト

山形大農学部 東山 勇

土質工学とか土木施工は、設計に必要な数値が要求される。ところで、土に力をかけた時にどのように挙動するかは、本シンポジウムで述べられた色々な土へのアプローチとは、またちがったアプローチのしかたである。その際、従来よくみられたように、力をかけたら単にこうなっただけでは、何も情報は得られない。なぜそうなるかを考え、新しい手法によりそれをみていこうとして、はじめて新しい情報が得られると思う。嘉門さんは peds がどのように構造変化や配列変化をおこすか、顕微鏡的観察とその表現の定量化、またそれによる変形特性、強度特性の説明など大変興味深い数々の説明を要領よくまとめておられる。こうした方向は土壌物理の発展にも今後大いに寄与しうると思われる。

## 土 壌 の 熱 的 性 質

粕 淵 辰 昭\*

Thermal Properties of Soil

Tatsuaki KASUBUCHI

Department of Soils and Fertilizers, National Institute  
of Agricultural Sciences

## I はじめに

植物生育にとり土壌温度の重要性は指摘するまでもない。しかしそれにもかかわらず土壌中の熱の流れや温度について、日本の土壌物理の分野でこれまでほとんど扱われてこなかったのは、気候が温暖なため地温が植物生育にとり相対的に大きな制限因子とならなかったことによると思われる。けれども、最近では植物および地中生物の生態学的な研究を進めるためにも、またそれらに基づく植物生産のいっそうの向上のためにも、土壌における物質とエネルギーの流れを、大気—植物—土壌という一貫した循環系のなかでとらえることが必要となってきている。このなかで土壌中の熱の流れや温度は、土壌水やガスの移動、土壌溶液中の溶質の拡散速度などに影響を及ぼし、その果している役割は大きい。こうした意味で、熱の流れや温度に関する研究は今後の発展が必要とされていると言えよう。

土壌の熱現象は、土壌の二つの部分で区別することができる。すなわち、土壌の表層とそれ以下の部分とである。熱現象によって区別される「土壌表層」の定義は明確にされてはいないが、多くの土壌で表面から数センチまでの層がそれ以下の層と比較して、①温度勾配が大きく、一日の温度振幅も大きい、②水分勾配が大きく蒸発面が予想される、といった特徴をもっている。このような部分を熱的な土壌表層と言ってよいであろう。この表層では、実に複雑でダイナミックな熱現象が起きている。すなわち太陽の放射エネルギーを受け取る、逆に大気中に熱放射する、大気との熱交換をする、蒸発を行う、逆に凝縮する、より下の層に伝熱する、といった熱交換が同時に進行し、動的な熱収支が成立している。これらの現象は純放射量、植生、気温、湿度、風、土壌の熱的性質、土壌水分など多くの要因によって影響される。

表層より下の部分では、熱現象は熱伝導が大部分と考

えられる。その原因は、当然ではあるが、この層が大気の影響を直接には受けないことにある。このため表層に比し、温度勾配、湿度勾配が小さいことが特徴である。この結果、表層で主要な水の蒸発による熱輸送は、この層では無視できる程度に小さい。伝導以外の伝熱機構には、この潜熱伝達の外に、放射、対流が考えられるが、以下に述べるようにこれらも無視し得る程度に小さい。

放射については、土壌粒子を完全黒体とみなし、常温で粒子間に1℃の温度差があるとすると、放射伝熱量は約 $1.5 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ となる。表層以下の部分では1℃/cmという温度勾配は大きい方に属し、しかも1cmの間には、多数の粒子が充填されていて、放射を行うスペースをはさむ粒子間の温度差はさらに小さくなる。

対流は、流体の移動による熱伝達であり、温度差による比重の大小によって流体が移動する自然対流と、これ以外の要因で流体が移動する強制対流とに分けられる。自然対流は下が暖く上が冷い場合、Rayleigh数が1700以上で起こることが知られている<sup>8)</sup>。これは、5mmの水平平板間の温度差が水の場合1℃、空気の場合130℃以上に相当し、さらにこの値は平板間の距離が小さくなるに従って大きくなる。このことから、土壌中での自然対流は無視できる。強制対流の場合も、1日1cm程度の水の流れて温度勾配を1℃/cmと仮定すると、熱輸送量は $10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ となり小さい。

以上の放射、対流に比し、熱伝導による熱輸送量は温度勾配を1℃/cmと仮定すると、 $10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ のオーダーであり、はるかに大きい。以上の理由から、表層以外の伝熱機構として熱伝導のみを考えてさしつかえないであろう。

この報告では、表層およびそれ以下の層を通じて土壌の熱現象に大きい影響をおよぼす土壌の熱的性質すなわち比熱と熱伝導率について述べる。

## II 土壌の比熱

土壌の熱伝導の解析には、単位質量あたりの熱容量

\* 農業技術研究所化学部

(比熱)ではなく、単位体積あたりの熱容量(体積熱容量)が必要である。これは次式で示される。

$$\text{体積熱容量}(C) = c_1\rho_1 + c_2\rho_2 + c_3\rho_3$$

ただし、 $c$ は比熱、 $\rho$ は土壤 $1\text{cm}^3$ に対する密度、添字の1, 2, 3はそれぞれ固体, 液体, 気体を示す。

この式のうち気体部分は比熱が他に比較して小さいため無視し得る。液体の比熱はほとんど大部分が水であることから、1.0としてよい。結局必要となるのは、固体の比熱である。土壤固体の比熱は、ふつう $0.2\text{cal/g}\cdot^\circ\text{C}$ として計算されているが、土壤によって固体の成分は変化するので、当然一定ではないであろう。しかしこの固体の比熱を測定することは意外に困難である。簡便な水熱量計を用いて土壤の固体部分の比熱を相対誤差 $\pm 5\%$ 以内で求めようとする、 $\pm 0.1\%$ の温度測定精度が必要となる。さらに攪拌、蒸発、デュアーからの熱のリーク等を考慮に入れると、実際上期待する精度で比熱を求めることは困難である。双子型恒温壁熱量計を用いる比熱測定法は、上述の欠点を除き比較的容易に精度よく測定できる一方法である<sup>5)</sup>。装置は図-1のように、2つのデュアーのそれぞれに熱伝対、ヒーター、マグネティックスターラーをセットした双子型恒温壁熱量計と恒温循環機、ヒーター用の直流電源、アンプ、記録計から構成されている。原理的には、表-1のように、デュアーの一方を基準側に、他を測定側にとり、基準側には熱容量 $C$ の水を入れ、測定側にはこれと同じ熱容量 $C$ の水と未知の熱容量 $X$ の試料とを入れる。同時に同量の熱を投下すると、温度上昇は各々のデュアーで $\Delta T_{st}$ ,  $\Delta T_{sa}$ となる。加えた熱量が等しいことから(1)式が成立し、最終的に(5)式で熱容量 $X$ が求まる。この方法は、2つのデュアーを用いることによりデュアーからの熱のリーク、攪拌熱などを打ち消し、熱容量 $X$ を2つのデュアーの温度差から直接求めることに特長がある。この方法によって、従来の水熱量計の約20倍以上の精度の測定が可能で

表-1 双子型恒温壁熱量計による比熱測定法の原理

	基準側デュアー	測定側デュアー
熱容量	$C$	$C + X$
投下熱量	$Q$	$Q$
温度変化	$\Delta T_{st}$	$\Delta T_{sa}$

$$C\Delta T_{st} = (C + X)\Delta T_{sa} \dots\dots\dots(1)$$

ここで

$$\Delta T = \Delta T_{st} - \Delta T_{sa} \dots\dots\dots(2)$$

とおくと、

$$C\Delta T_{st} = (C + X)(\Delta T_{st} - \Delta T) \dots\dots\dots(3)$$

$$X = \frac{C\Delta T}{\Delta T_{st} - \Delta T} \dots\dots\dots(4)$$

$$\Delta T_{st} \ll \Delta T, \Delta T_{st} = \text{const, から}$$

$$X \approx a\Delta T + b\Delta T^2 \dots\dots\dots(5)$$

表-2 粘土および土壤の比熱<sup>5)6)</sup>

粘 土, 土 壤 名	比熱cal/g. °C
指宿 カオリン	$0.201 \pm 0.005$
国峯ベントナイト	$0.209 \pm 0.005$
アロフェン	$0.229 \pm 0.005$
火山灰土壤 (千葉県八街町)	
Ap 層	$0.20 \pm 0.01$
B C //	$0.18 \pm 0.01$
II C //	$0.18 \pm 0.01$
沖積土壤 (愛知県清洲)	
Ap <sub>1</sub> 層	$0.18 \pm 0.01$
B <sub>1</sub> , ir //	$0.18 \pm 0.01$
B <sub>2</sub> C //	$0.19 \pm 0.01$
洪積土壤 (愛知県豊橋)	
A <sub>12</sub> 層	$0.18 \pm 0.01$
B <sub>2</sub> //	$0.17 \pm 0.01$
B <sub>3</sub> C //	$0.18 \pm 0.01$

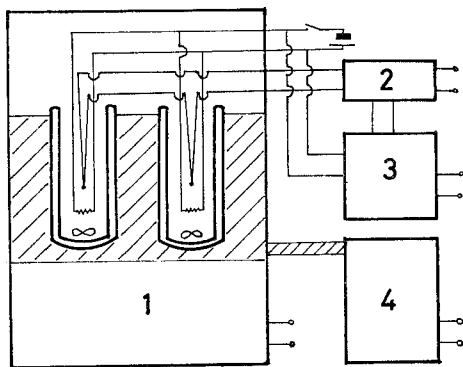


図-1 比熱測定装置 (1. 双子型恒温壁熱量計 2. アンプ 3. レコーダー 4. 恒温循環機)

ある。この方法によって測定した粘土および土壤の比熱の一例を表-2に示す。いずれも $105^\circ\text{C}$ , 24時間乾燥した状態を基準としている。これらの結果、土壤による固体部分の比熱の相異は認められるが、熱伝導の解析の点からは、特殊な土壤を除き、従来用いられてきた $0.2\text{cal/g}\cdot^\circ\text{C}$ を用いても大きな誤差は生じないと考えられる。

### III 土壤の熱伝導率

#### III-1 熱伝導率の測定法

熱伝導率の測定法には定常法と非定常法とがある。定常法は試料に熱の定常流を与え、一定の温度勾配を生じさせて熱伝導率を測定する。このためには長時間を要し、かつ温度勾配も大きくなる必要がある。非定常法は



試料に一定の熱を瞬間的あるいは周期的に与えて生じる温度変化から熱伝導率を求める方法で、比較的短時間で測定することができる。土壌中には気体および水が含まれており、温度勾配を長時間かけると当然これらの流体は移動する。このため土壌の熱伝導率の測定法には非常定法が適している。

非常定法のうち土壌に対してよく用いられているのは、オングストローム法とプローブ法とである。オングストローム法は、熱源からの距離によって変化する土壌温度の振幅あるいは位相のズレから熱伝導率を求める方法である<sup>2)</sup>。野外では地温の日変化から、また室内実験では温度の方形波または正弦波を与えて測定する。この方法は、熱伝導率が試料全体を通じて同一であるという条件で成立するため、とくに屋外でこれを用いる場合十分注意する必要がある。測定法は簡便であるが、精度はあまり期待できない。

プローブ法は、直径数ミリ以下の金属円筒の中にヒーターと测温用の熱伝対とを封じたプローブを試料中に入れ、ヒーターの発熱時におけるプローブの温度上昇または発熱後の温度降下の変化から熱伝導率を測定する方法である。試料に少量の熱を短時間投下するだけでよいため熱による試料の攪乱は無視でき、精度もよい。ここではこのプローブ法を改良した双子型プローブ法<sup>7)</sup>について紹介する。装置の概要を図-2に示す。プローブは外径1mm、内径0.5mm、長さ50mmのステンレスチューブ中に、直径0.1mmのコンスタンタン線のヒーターと、直径0.1mmの銅-コンスタンタン線の熱伝対とを入れ、パラフィンで固定したものである。双子型プローブ法は図-2のようにこのプローブを2本使用し、一方を熱伝導率既知の標準試料(1%の寒天ゲル)に、他方の熱伝導率未知の試料にさし込み、同時に通電して温度変化をX-Yレコーダーで記録する。

プローブをシングルで用いたときの温度変化は次式で

表わされる<sup>1)</sup>。

$$T - T_0 = q/4\pi\lambda[d + \ln(t + t_0)], \quad t < t_1 \dots\dots\dots(5)$$

$$T - T_0 = q/4\pi\lambda[d + \ln(t + t_0)]$$

$$- q/4\pi\lambda[d + \ln(t + t_1 + t_0)], \quad t > t_1 \dots\dots\dots(5')$$

ここで $T$ は時間 $t$ におけるプローブの温度、 $T_0$ はプローブの最初の温度、 $q$ はプローブの単位時間、単位長さあたりの発熱量、 $\lambda$ は熱伝導率、 $t_1$ は発熱時間、 $d$ 、 $t_0$ は定数である。

プローブをツインで用いたとき、二つのプローブの温度変化の比は次式で示される。

$$\frac{T_a - T_0}{T_b - T_0} = \frac{q/4\pi\lambda_a[d + \ln(t + t_0)]}{q/4\pi\lambda_b[d + \ln(t + t_0)]} = \frac{\lambda_b}{\lambda_a}, \quad t < t_1 \dots\dots\dots(6)$$

ここで添字 $a$ 、 $b$ は各々試料 $a$ 、 $b$ を示す。ここでは温度上昇時( $t < t_1$ )のみの式を示したが、温度下降時( $t > t_1$ )の場合も全く同じ結果を得る。前述のように各々のプローブの温度変化をX-Yレコーダーに記録させると図-3のように直線となり、基準値 $\lambda_a$ が既知の場合、この直線の勾配からただちに熱伝導率が求まる。

$$\lambda_b = \frac{T_a - T_0}{T_b - T_0} \cdot \lambda_a \dots\dots\dots(7)$$

プローブをシングルで用いる方法は、式(5)のように、時間の対数項が入ることと、リード線などから熱のリークがあるため測定値の補正が必要となり、計算がはん雑で、精度も相対誤差で±5%程度とされている。

これに対しツインで測定する方法は、対数項がなく、リード線などからの熱のリークも相殺されるため精度が向上し相対誤差で±1~2%以内での測定が可能<sup>3),7)</sup>となる。また測定時間も著しく短縮される。

この双子型プローブ法は屋外でも使用可能であり、熱伝導率の経時変化の測定および土壌水分計としても使用することが可能であろう。

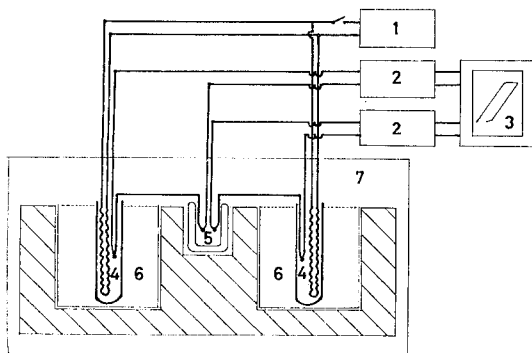


図-2 双子型プローブによる熱伝導率測定法  
(1. 定電圧電源, 2. ランプ, 3. X-Yレコーダー, 4. プローブ, 5. 冷接点, 9. 試料)

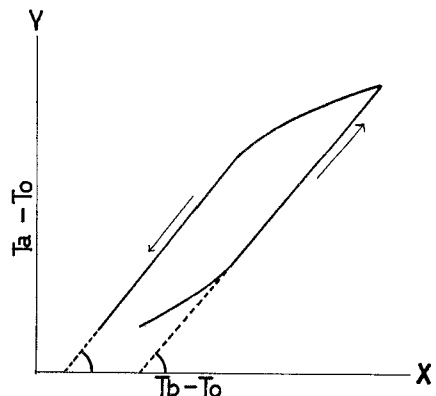


図-3 X-Yレコーダーによる温度変化の記録例

III-2 土 壌 の 熱 伝 導 機 構

熱伝導の面から見た土壌の最も大きな特徴は、①三相から構成されていること、②構成粒子の大きさおよび熱的性質が不均一であることの2点である。この複雑さのためにこれまでの土壌の熱伝導に関する研究の多くもデータの集積とそこから導き出される実験式による表示にとどまっている。一方、工学の分野では、均一な粒子系の単純な条件における熱伝導の研究が進み、熱伝導機構のモデル化が行なわれ一定の知見も得られている。最初にこれらについて紹介し、さらに土壌の熱伝導の特徴について述べる。なおこれらの点については既に別のところでも報告しているので、ここでは簡単にふれるとにどめる<sup>4)</sup>。

均一粒子系で最も広く用いられているのは直列・並列モデルである<sup>10),11)</sup>。図-4に示すように均一な粒子系で、熱流のルートを3つ考える。aは熱が固体と流体を直列して流れるもの、bとcは熱が固体および流体を単独で流れるものである。このモデルに基づいて、いろいろな解析が行なわれている。その結果を集約すると、まずaについては、これが熱流の大部分を占めることが認められている。この場合(1-d)が小さく、約3~5%程度であり、この値は $\lambda_{fluid}/\lambda_{solid}$ と孔隙量とにより変化する。b、cの部分は小さく、とくにbの部分すなわち、粒子の接触による熱伝導は全体の $10^{-5}$ 程度しかない、というものである。

土壌の場合、2相系すなわち水分のない状態では、熱伝導率は、①孔隙が大きいほど対数的に小さくなる、②同じ組成で同じ充填率の場合、粒径が大きいほど大きい。③粘土分が多いほど小さい。などが明らかにされている。

3相系すなわち水分が存在する場合、①低水分状態では、どのような粒径の土壌も水分増加とともに熱伝導率は直線的に増加する、②より高い水分状態では、熱伝導

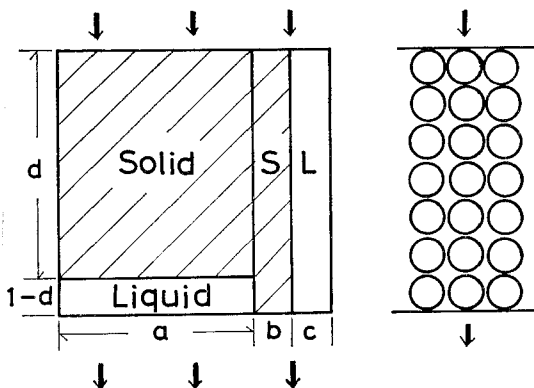


図-4 直列・並列モデル

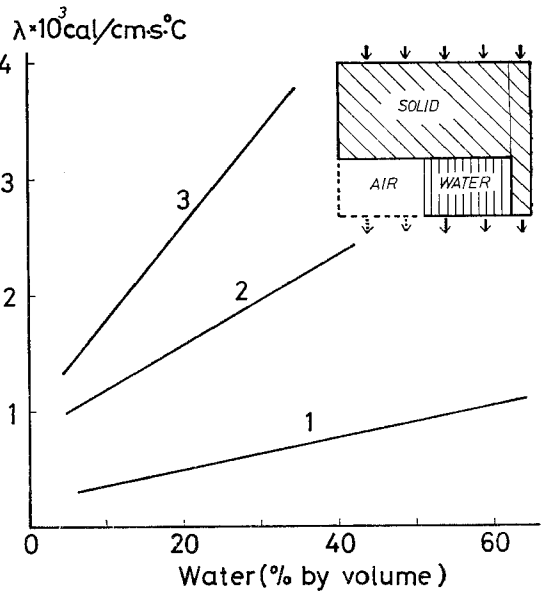


図-5 熱伝導率と土壌水分との関係<sup>9)</sup>  
(1. 火山灰土壌, 2. 沖積土壌, 3. 洪積土壌)

率の水分に対する増加率は粒径によって異なり、粒径が大きいほど増加率は小さくなり、中粒質では低水分状態の増加率がそのまま継続し、細粒質では大きくなる、③仮比重が増すと熱伝導率は大きくなり、これは粗粒、中粒、細粒質土壌のすべてにあてはまる。

これらの結果からノモグラムも作られている<sup>9)</sup>。

熱伝導率と土壌水分との関係を日本の火山灰、沖積、洪積土壌について求めた例を図-5に示す。これらはシングルプローブで求めたものである。いずれも直線性がよいのは、いわゆる中粒質土壌に属するからであるといえよう。これらの直線の勾配は固相率にほぼ比例している。結果を図-5のような定性的なモデルで示すことができる。しかしこれはあくまでも定性的なものであり、前述の直列・並列モデルとも、水分(流体)の評価の点で異なっている。また直線性を示すという事実は、一見あたり前のものであるが、土壌水の存在形態とのかかわりを考えると、大きな興味を引く点である。

土壌の熱伝導率はミクロな部分における熱伝導の平均値としてのマクロ量である。このマクロ量からよりミクロは部分における熱伝導機構を明らかにしていくことは、土壌の物理的なイメージをより明確にするうえでも、また土壌の熱的なコントロールを可能にするためにも必要なことである。熱伝導機構のモデル化は、そのための一つの手段として有効であろうと思われる。

IV おわりに

土壌の熱的性質の測定法を中心に解説した。今後、こ

これらの測定を始められる方々の一助になれば幸いです。重要な表面近傍の熱現象についても多くの未知の部分が残されている。さらに多くの方々の参加によって、これらの点が明らかにされることを期待したい。

引用文献

- 1) De Vries, D.A. and A.J. Peck, On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special references to soils, I. Australian J. Physics 11:255—271. 1958.
- 2) 土壌物理性測定法委員会編, 土壌物理性測定法, (養賢堂) 1972
- 3) Grassmann, P. and W. Straumann. Ein instationeres Verfahren zur messung der Wärmeleitfähigkeit von Flüssigkeiten und Gasen. Int. J. Heat Mass Transfer 1 : 50—54. 1960
- 4) 粕淵辰昭, 土壌の熱伝導機構に関する諸問題, 農業気象, 29 : 201—207, 1972
- 5) Kasubuchi, T. Twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil. Soil Sci. Plant Nutr. 21 : 73—77. 1975
- 6) Kasubuchi, T. The effect of soil moisture on thermal properties in some typical Japanese upland soils. Soil Sci. Plant Nutr., 21 : 73—77. 1975
- 7) Kasubuchi, T. Twin transient-state cylindrical probe-method for the determination of the thermal conductivity of soil. Soil Sci. 投稿中
- 8) 甲藤好郎 伝熱概論 (養賢堂) p.172, 1964
- 9) Verzhnina, P.V., Mel'nikova, M.K., Michurin, B.N., Moskov, B.S., Poyasov, N.P. and Chudnovsky, A.F. Основы Агрофизики. Государственной Издательство физикоматематической Литературы. Москва, 1959  
Fundamentals of agrophysics, IPST, Jerusalem.
- 10) Woodside, W. and Messmer, J.H. Thermal conductivity of porous media, I. J. Appl. Physics, 32, 1688—1699, 1961
- 11) 矢木栄, 国井大蔵, 充填層の有効熱伝導率に関する研究 化学工学 18, 576—585, 1954

コメント

東大農 宮崎 毅

土壌の熱的性質を調べることの重要性を更につけ加えれば、土壌温度が10°C上がればそこでの化学変化の速度が約2倍になると言われていること、温度上昇が有機物の分解を促進すること、土壌中の多くの物理現象が温度

に影響されていること、などを挙げるができます。粕淵氏は、土壌は、土壌の熱的性質を表わす基本的な量は比熱と熱伝導率とであると規定されましたが、これは適切だと思えます。たとえば土壌の外部から熱が与えられたときの土壌温度及び温度勾配は、まさにこれらの量から決められるからです。

比熱の測定法、熱伝導率の測定法に関する本日のご発表は、極めて独創的で明快な原理に基く巧妙な測定法の開発を行なったという意味で、この方面に関心を持つ私達にとって大変ありがたいものです。実際、私自身熱伝導率を氏の方法で測定したところ、温度分布の解析にあたって非常に有効であることを確かめています。

なお、すこし補足して教えて頂きたい点があります。ひとつは、比熱測定において、25°Cの水中に粒径の小さい風乾土を入れた場合には熱の発生の影響が出ると思われるかどうかという点、もう一つは、比熱測定によって得られている値は土粒子そのものの比熱ですが、ある含水量におけるその土壌の比熱もここから計算できるのかという点です。

次に、御発表の本題からはずれることになりますが、土壌の熱的性質に影響を受ける現象の1つである水分移動の問題について、若干述べさせていただきます。土壌水は温度勾配の影響で液状、水蒸気状共に移動を生じると考えられます。特に水蒸気移動は、温度勾配に比例した分子拡散現象として、原理的にはすでに把握されて来ており、その量的予測も検討の余地は残されていますが大分進んで来たと思っています。ところが、液状水の移動になると、相当複雑な移動現象が関係していると言われており、本質的に未知な問題が残されていて、理論的にも実験的にも研究を要するところです。その中で、熱浸透と呼ばれる現象は興味あるものです。これは固体表面と相互作用のある液状水の温度勾配による移動現象に関する仮説ですが、現在このような水は低温の場所から高温の場所へ動くと考えられています。温度の高い所へ物質が動く現象の例としては、ゴムのようなエントロピー弾性体があります。ゴムをある1点で熱するとそこでの張力が増して全体が縮むというわけですが、水の場合に温度の高い方へ動くという事実があるのか否か、そしてそれはなぜなのかということが問題だと思えます。

もう1つの問題として、地表面での蒸発と凝縮の問題が、やはり熱との関係でとりあげられるべきでしょう。私は砂丘地で夏のひと晩地表面付近の温度、湿度、水分量などを測定してみたことがありますが、このとき地表面の上下数cm以内の領域は温度勾配が非常に大きく、しかも勾配の向きがこの領域内で逆転していて、ここで生じている現象はもっと精密に測定しなければだめだと痛

感しました。たとえば、夜間に最も低い温度になるのは普通考えられている地表面ではなくて、そこより数cm上の気温の方が低かったというデータを得ましたが、このような例は他の文献にも見られます。だから、地表面での熱の問題は、粕淵氏の言われたとおり、大変複雑なものであると私も感じています。

最後に、私達が体験する問題として、サクシオンを測定する際の温度の影響をとりあげたいと思います。ホ場や室内実験で、夜になると数cmから時には数10cmもサクシオンが変化するのにお目にかかることは少なくないだろうと思います。これを水分量の変化だけで説明するわ

けにはいかず、温度の低下による毛管ポテンシャルの低下の影響も併せ考えなければなりません。問題は、この毛管ポテンシャルの低下量が、水の表面張力から単純に予測した量とはどうも一致しないという所にあります。これも土壌水に対する温度の影響として検討を要する点だと私は考えています。

以上、粕淵氏の本題からすこしずれたように申し分けありませんが、土壌における熱に関係した問題について、主に水の問題を述べさせて頂き、コメントに代えたいと思います。

## シンポジウム

## 質疑応答と総合討論

司会 飯村康二(北陸農試) 長田 昇(三重大農)

講演者

堤 和男(東大生研) 渡辺 裕(農技研)  
吉田 武彦(農技研) 栗原 淳(農技研)  
赤江 剛夫(京大農) 岩田 進午(農技研)  
嘉門 雅史(京大工) 東山 勇(山形大農)  
粕淵 辰昭(農技研) 宮崎 毅(東大農)

コメンテーター

質疑応答

[堤講演関係]

岩田  $\text{Si-OH} : \text{O} < \begin{matrix} \text{H} \\ | \\ \text{H} \end{matrix}$  の  $\text{H}_2\text{O}$  がとれる温度と結合エネルギーはどうか。浸漬熱のデータの解析にあたって、どのような相互作用を考慮するのか(官能基との相互作用のみを考えるのか)。カウンター・イオンの種類が、粘土の官能基(OH)に及ぼす影響は、どのようなメカニズムを通じてなのか。

堤 水との相互作用エネルギーについて: 固体と水との相互作用は、双極子-双極子、双極子-誘起双極子、水素結合、分散力などで表現される。もし固体表面(例えばシリカ表面)に水酸基(シラノール)が存在すれば、双極子-双極子相互作用がエネルギー的にもっとも強い。従って、シリカの水への浸漬熱の値を決めるのは、この極性相互作用である。しかし、シラノールの-OHがエステル化により-ORになると、浸漬熱は相互作用エネルギーの小さい双極子-誘起双極子、分散力が主成分となるので、熱量は低下する。

シラノールに水素結合した水について: シラノールの上に  $\text{Si-OH} \cdots \text{O} < \begin{matrix} \text{H} \\ | \\ \text{H} \end{matrix}$  のように水素結合した水分の脱離は120℃以上で起り、シリカによっても異なるが、200℃以下で完了する。水素結合エネルギーはやはり分布を有するが、10kcal/mole以下であり、一般に、数kcal/moleである。

モンモリロナイトの-OHに及ぼす陽イオンの影響について: -OHは一種の双極子であり、これが陽イオンの作る電場に置かれると、伸縮振動強度は変化する。その変化の度合は陽イオンの作る電場強度(荷電/イオン半径)に依存するはずである。

高橋(農技研) シラノール基を加熱処理した場合、加熱温度の違いにより、生成するシロキサン結合の安定度に差があるのはどのような原因によるか。

堤 2つのシラノール  $\begin{matrix} \text{Si-OH} \\ \text{Si-OH} \end{matrix}$  からの加熱脱水によっ

て生ずるシロキサンは、加熱温度が低い場合、 $\begin{matrix} \text{Si}^{\delta-} \\ \text{Si}^{\delta+} \end{matrix}$  のように、酸素が対称的な配置をとらないことが考えられる。この場合には、再水あるいは  $\text{Li}-\text{C}_6\text{H}_4$  の添

加で  $\begin{matrix} \text{Si-OH} \\ \text{Si-OH} \end{matrix}$  あるいは  $\begin{matrix} \text{Si-OLi} \\ \text{Si-C}_6\text{H}_4 \end{matrix}$  になる。しかし、

加熱温度が高いと、酸素が対称位置  $\begin{matrix} \text{Si} \\ \text{Si} \end{matrix} > \text{O}$  に存在し、安定化する。一般に800℃以上では再水和などは困難とされる。

[吉田講演関係]

岩田 カラム内に残存するイオンの分布が、栃木土壌ではうまく解析できたのに、長野土壌ではうまくいかなかったという理由は、講演者のモデルが水の移動にともなうイオンの移動のみに着目しているのだから、透水性のよい栃木土壌ではうまくいくが、透水性の悪い長野土壌には適用できないからではないか。

吉田 そのようなことは当然考えられる。しかし、久津那氏の実験方法では透水量は栃木、長野両土壌で同一になるようにしている。

須藤(茨城大) 畑の場合は流れの方向が逆転することがあるが、その場合もこの理論は通じるものか。また畑で水の上昇の場合にも適用できるか。

吉田 モデルは別に気相の存在を排除していないから、前提条件が成立すれば畑土壌でもかまわないと考えている。また、モデルの性質上、 $v$ をマイナスにすれば水の上昇になるから、適用できると思う。ただし水の上昇下降の組合わせで、たとえば拡散がきいてくると前提が崩れるから成立しない。

古畑(農技研) 畑地状態における肥料要素の移動については地域や地方農試において既に多くのデータが現象としては得られている。しかし、数量化した取扱いは例が少ないので、このようなデータを活用して適用性の検討を行なって欲しい。

吉田 畑でのデータでは検討していない。

吉田(新潟大) 次の二点が考慮されているのかどうか、ご説明を願いたい。

- (1) 根からの吸水による物質移動
- (2) 畑の場合、水蒸気の移動による水の収支(移動)

吉田 (1)このモデルは根による吸収を調べるための基礎資料を得るために考えたので、説明した中では吸収によ

る変化は考えていない。(2)水の気化はないと想定している。

飯村 分配係数の内容として何を考えているか。

吉田 分配係数はデータから計算上出てくる数字で内容はわからない。ただ常識的に、イオン交換もあろうし、溶解度による分配もあろうし、それらをみなひっくりかえしたものと漠然と考えている。

飯村 固相と液相の分配係数について、溶液と固相表面の分配、溶解度による分配は pH 等の条件によって変化する。これを考慮して、求められた分配係数の意味を求める見通しはないか。

吉田 考えにいられていない。pH も分配係数にひっくりかえしたことになる。土壌の性質について当然考慮すべき点は多いが、作物研究者としてとてもやれない。むしろ土壌研究者に検討してもらって前提条件の可否を提起してほしいと思っている。もし前提条件が成立しえないなら、このモデルは撤回するのが正しいと考える。

渡辺(農技研) 実験値と計算値との間に多少の開きがあるように思われる。ここでは3つのパラメータが使われているが、それ以外のパラメータを考えているのか。

栗原 吸着速度定数、解離速度定数の両パラメータは  $K^+$  および  $NH_4^+$  について共通のものを用いた。これは土壌との反応が両イオンについて同一であるとの仮定にもとづいている。一方もうひとつのパラメータ拡拌効果定数  $\beta$  は  $K^+$  の各肥料からの溶出総量の実験値にあわせて定めたものである。従って土壌中での分布が特に  $NH_4^+$  について実験値と計算値についてずれを示すのは、上記の仮定が厳密には成立しないことを示唆しているものと考えている。その点でパラメータをイオン別に設定する試みの余地は残されていると思われる。

現在のパラメータで計算値と実測値とをかなり近似できる。また、モデルから得られた数値はよく現象を数量的に解析している。しかし、入力するパラメータの信頼性と実験データが少なく、今後この分野での研究開発がのぞまれる。

パラメータについてはさらに研究を続け、モデルの改良を目指すべきと考えている。

手島(大阪府大) 分配係数の出し方について、真比重、etc から予測できるとおききしたと思うが、そうであれば、畑など(気、液相混在の場合)では、はじめどのように仮定するのか。

吉田 真比重を使ったのはプレートの固相容積を計算するため、分配係数はデータから逆に計算して出した。

#### [赤江講演関係]

佐藤(岩手大) 相関時間( $\tau$ )は、含水比の減少によって増加するのではないか。

赤江 相関時間は、水分量の減少とともに増加する。

佐藤 1価イオン、例えばKの水和水では、110°C で乾燥させることができるか。

岩田 できると思う。2価イオンの水和水は105°C では飛ばないが。

吉田(新潟大) 土壌水の密度測定について、①X線回折により格子間隔を求め、間接的に計算する方法の考え方。②格子間の水分子が、計算の前提となっている正方配列以外の重なり方で、入りこむことは考えられないか。

赤江 ①X線回折で得られた格子間距離と、内部比表面積をかけて格子間体積を得て、そのときの吸着水分量をこれで除する。②報告した測定例では、規則的な格子間隔の増加を認め、これによって計算している。

寺沢(農技研) 土壌水は溶質などを含む土壌溶液であるので、このような不純物を含む土壌水の物性を調べるには、どのようなアプローチをしたらよいか。

赤江 土壌が不均質で不純物を含むことは、土壌の本質的な性状である。まず理想化されたクリーンな試料についての測定を行い、要因の分析を行うのがこれまでの研究の経緯であり、こうしたアプローチの組み合わせで、実際の土壌が説明されると思われるが、今後の困難な課題として残されている。

#### [嘉門講演関係]

桜井(愛媛大) 電子顕微鏡の写真作成ないし観察を行う場合、特に試料の表面の整形をどのようにしているか。また載荷されている試料内の応力分布と粒子あるいはペットの配列分布の関係はどうなっているか。

嘉門 試料作成には a) 試料脱型の影響 b) 試料乾燥の影響 c) 観察面の作成の方法が影響する。これらのうち、a) はほとんど影響が少ないとされているが、b), c) は重要な問題であり、b) については凍結乾燥法が有力と考えられる。またc) については、現在ピーリング法(接着テープで表面乱れのひしはがし)とゼラチン法(ゼラチンを塗布して乱れを取る)とを用いている。土の応力分布については、試験方法そのものに依存しており、特にここでは最大主応力方向に着目して観察しているので、明確である。

塩(茨城大) 二次圧密における団粒の再配列が具体的事実として、変化したといった報告があったら教えてほしい。また peds の定量化手法で、何か考えているものがあるか。

嘉門 二次圧密におけるベッド内部の変形は一部 SEM で観察した例があり、報告されている。またベッドの定量化手法については今後の課題である。

佐藤(岩手大) 配向の定量におけるウェイトのつけ方

はどうするのか。

**嘉門** ウェイトのつけ方は観察のスケールに関係しており、M-値の測定においては、ベッドではなく、その内部の粘土粒子の傾斜角を測定している。またウェイトは、長さに主として依存する。

**岩田** カウンターイオンが粒子の配向性と応力の間関係に及ぼす影響についてはどうか。

**嘉門** Na, Ca などのカウンターイオンの影響による土構造の変化は、もちろん生じるものであるが、今回の報告では、これら界面イオンによる構造の変化についてはまったく除外している。

**東山** 二次圧密は変形時間特性が一次圧密と区別される現象であるから、一次二次圧密をベッドの外部、内部にわけて説明しようとする考え方は、かつての粒子再配列だけで説明しようとする考え方からは質的に一歩前進したものと思われる。yong のマクロポア、ミクロポアとも関連して、そのような考え方が最近の流れの方法となってきたのかどうか、教えていただきたい。

**嘉門** レオロジー特性を微視的な立場でみたとき、ベッドの変形機構によって説明すると現象の把握が一層容易になるということで、マクロベッドとミクロベッドおよびその間のポアの変化ということで説明されつつある。またさらに rate process から分子オーダーの流動単位と結合数とによってレオロジー特性を定量的に示した松井らの研究もみられる。

〔柏淵講演関係〕

**宮崎** 比熱測定時に試料を投下すると発熱するが、これの処理はどうするか。

**柏淵** 発熱後、温度が平衡に達してのちに測定するので、問題はない。

**宮崎** 水を含んだ土の比熱測定はどうか。

**柏淵** 水を含んだままで測定している。

**西影** (名古屋大水圏科学研) 火山灰等の間ゲキが大なる場合の熱伝導については、水の移動による熱伝導(雨

等の場合)を考えなければいけないと思うが、その地熱系への影響について説明願いたい。

**柏淵** 降雨時のような透水量の大きい場合、すなわち強制対流が伝熱の主要な役割をはたしている場合については検討していない。しかし、雨の温度、土壌中への水のフラックス、地温分布、土壌の比熱などを考慮に入れて、物質移動に伴う熱輸送の問題として取り扱うことができると思う。

**長田** さきほどの話の中で、温度勾配が存在するときの水分移動に関して、温度の低い側から高い側への移動を熱浸透で説明されたが、できたらその辺をもう少し詳しく説明して欲しい。

**宮崎** 熱浸透というのは、固相との相互作用で説明されている水の移動現象であり、さきほど述べたように高温の場所へ向かう移動といわれているものである。バルクの水で考えれば当然水の化学ポテンシャルは温度の高い方が大きいから、静水圧を無視すれば水は高温側から低温側へ動くように思われるが、熱浸透では方向が逆だというわけである。現在仮説として言われているのは、固相付近の水はエンタルピーが低下していることがこの現象を生じさせているのだということ、Deryagin や Groenvelt 達が理論的に扱っている。この見方は、水の物性をエントロピー変化からとらえようとするさきほどの議論とも関係がありそうであるが、私自身はこれ以上の理解はできていない。

**五島** (野菜試) 温室の中で半導体素子を用いたテンソメーターで土壌水分張力を測定しているが、その場合気温が上昇すると水分張力が高くなる現象がみられるが、土壌水分張力に関するサクシジョンの問題であると考えてよいか、教えて欲しい。地温とは関係がないようであるが、測定場所は地表下10cmである。

**宮崎** 温室内の気温変化に伴ってサクシジョンが変化するのも、温度に関係した現象だと思うが、私にもよくわからない。

## 中性子水分計

桂山 幸典\*

Neutron Moisture Meter

Kosuke KATSURAYAMA

Reserch Reactor Institute, Kyoto University

## I 原 理

中性子水分計は、中性子源から放射された速中性子 (fast neutron) が周囲の水の水素原子と弾性的に衝突を繰返し減速されて、ついに熱拡散速度のエネルギー ( $E = \frac{1}{2}mv^2 = 0.025 \text{ eV}$ ) を持った熱中性子 (thermal neutron) となる。この速中性子から熱中性子になる割合は、中性子源の周囲に存在する水素原子量すなわち水分量に比例する。したがって、熱中性子の量を測定することによって水分量を知ることができる。

中性子と物質との相互作用は、1) 弾性散乱、2) 中性子捕獲、3) 非弾性散乱、4) 核分裂、に大別されるが、水素原子のような弾性散乱による減速作用のすぐれた元素として、重水素、ベリリウム、炭素などがある。

土壤中には有機物としての炭素が存在し、これは中性子水分計における測定誤差の一つの要因となる。

中性子源から放出された速中性子 (エネルギー  $E_f$ ) は、水中で水素原子と衝突し、ジグザグな経路を進むが、平均18回の衝突で 2 MeV 程度の速中性子が熱中性子 (エネルギー  $E_t$ ) になる。炭素では同様平均114回の衝突回数となる。このように速中性子が熱中性子になるに要する平均直線距離を、高速中性子の拡散距離 (fast diffusion length,  $L_f$ ) と呼び、 $(L_f)^2$  を年令 ( $\tau$ ) と呼んでいる。Fermi によれば次式で表わされる。

$$\tau = L_f^2 = \lambda_t \cdot \lambda_s \cdot C/3$$

ここに

$\lambda_s$ ; 平均自由走行距離  $\lambda_s = 1/\Sigma_s$

$\Sigma_s$ : 巨視的散乱断面積, (水の場合約0.285)

$$\Sigma_s = N\delta_s$$

$\lambda_t$ ; 平均自由移行距離  $\lambda_t = \lambda_s/(1 - \cos\theta)$

原子核の質量を  $M$  とし,  $\cos\theta = 2/(3M)$

$C$ ; 平均衝突回数  $C = \log_e(E_f/E_t)/\xi$

(水の場合18)

$\xi$ ; 平均エネルギー損失  $\xi = \log_e \bar{E}_0 - \log_e E$

水の場合  $\xi = 1$ 

したがって、水の場合  $(L_f)^2 \approx 2.15$  となり、約 4.7cm もはなれば、ほとんど熱中性子になる。土壌が完全に水で飽和しており、間ゲキ率を 0.4 とすれば、 $L_f \approx 11.8 \text{ cm}$  である。このように熱中性子になるに要する平均拡散距離は含水量により変わることがわかる。

また、熱中性子になってから吸収されるまでに運動する距離の平均を、熱拡散距離 (thermal diffusion length  $L$ ) と呼び  $L$  は次式で表わされる。

$$L = \sqrt{\frac{\lambda_s \cdot \lambda_a}{3}} = \frac{1}{\sqrt{3 \Sigma_s \Sigma_a}}$$

ここに

$\Sigma_{1a}$ : 巨視的吸収断面積,  $\Sigma_{1a} = N\sigma_a$  (水の場合、約 0.028)

すなわち、水の場合  $\sigma_a = 0.33 \text{ barn}$  として、 $L \approx 6.7 \text{ cm}$  である。

以上のことから、中性子水分計における中性子源と熱中性子検出器の幾何学配置において最も効率のよい配置は、平均的な土壌含水比に対して最小  $L_{f1}$ 、最大  $L_f + L$  の範囲にあることがわかる。

今中性子水分計で土壌水分を測定するとき、誤差の要因になり得る元素とその断面積を表一に示す。

表一 熱中性子の断面積

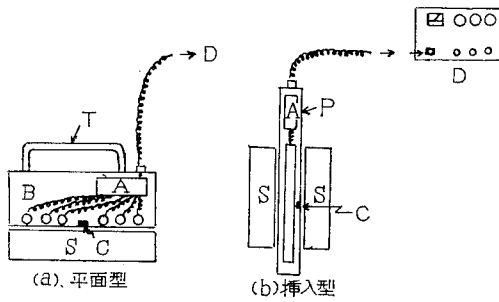
元 素	断面積 (barn), ( $\times 10^{-24} \text{ cm}^2$ )	
	散乱断面積 $\delta_s$	吸収断面積 $\delta_a$
H	38	0.33
Be	7	0.01
B	4	750
C	4.8	0.0045
O	4.2	$0.2 \times 10^{-3}$
Fe	11	2.43
Cd	7	2,400

## II 構 造

中性子水分計の構造は、図一に示すように平面型と

\* 京都大学原子炉実験所





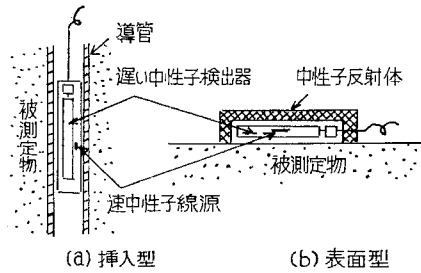
図一 中性子水分計 (A:前置増幅器, B:検出器 (BF<sub>3</sub>), C:線源 (AmBe), D:計数装置, S:しゃへい(ボロン入りパラフィン)P:プローブ, T:取手

挿入型とがあるが、いずれも中性子源、検出器および前置増幅器を収納したプローブと計数装置とから成り、使用しないときの中性子線防護のためのしゃへい体がつけられている。

中性子源には、 $(\alpha-n)$  反応を利用したアイソトープ線源が主に用いられ、 $R_{e}D-B_{e}$ 、または  $^{241}Am-B_{e}$  の 5~20mci が用いられる。検出器は、熱中性子に感度の良い BF<sub>3</sub> 比例計数管が用いられる。これは、熱中性子とホウ素との核反応で出てくる  $\alpha$  粒子の電離作用を利用したもので感度が良い。前置増幅器、計数装置は、検出器での電離電流を電圧パルスとして計数するものである。

### III 使用の方法および使用上の注意

中性子水分計は、その原理および構造からわかるように、一定体積内の水分量の容積比に対応するものである。したがって、土壌の仮比重が近似的に一定と見なせるかまたは、別に仮比重が測定されていることが必要で



図一 中性子水分計のプローブ

ある。また、含水比との対応では、仮比重一定の条件下で、含水比を変え実験的にそれに対応する計数值曲線、すなわち、キャリブレーションカーブを作成しておく必要がある。この実験には、 $2(L_f+L)$  以上を一辺とする体積を有することが必要である。

実際、野外での測定は、平面型は地表面を平らにして検出器を置き、単位時間の計数值を測定する(デジタル)か計数率計出力(アナログ)を自記させる。この場合の有効計数領域は近似的に中性子源と BF<sub>3</sub> 計数管の有効長とを半径とする半球状の土壌となる。挿入型は、土壌中の水分の垂直分布や表面からの任意の深さの水分測定に便利なように円筒形プローブに収納されているが、図一に示すような導管が必要である。導管は、プローブとはなるべく密着した内径とし、材料的には、中性子に対して吸収が少くかつ核反応の起りにくいことが必要で、一般にアルミのパイプが用いられる。この場合の有効計数領域は当然のことながら  $4\pi$  の形で、その直径は平面型と同様に考えることができる。当然のことながら、使用に先立って放射線防護の立場から、法的な届出、管理区域の設定、保管場所の設定など必要な措置をとらなければならない。

# 素焼板の作り方

長谷川 周一\*

The Method of Making Ceramic Plate

Shuichi HASEGAWA

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

## I はじめに

吸引法や加圧板法によってpF水分曲線を求める時や、不飽和土壌水の運動を測定する時などに素焼板は広く用いられている。このような試験においては素焼板は土壌水の運動に対して抵抗として働かないように出来るだけ透水性の良好なほど好ましく、また一方では測定吸引圧領域を大きくするため空気侵入値（素焼板を通して気泡が析出する吸引力）は大きい方が好ましい。この両条件は相反することが多く、素焼板を作るうえで最大の問題点となると思われる。筆者は今日までに試行錯誤を繰り返しながら、透水性が良好でしかも空気侵入値の比較的大きな素焼板を作製することに成功した。ここにその作製法を紹介する。読者の参考となれば幸いである。

## II 素焼板の作り方

素焼板の作製過程は(1)泥シヨウ作り(2)泥シヨウをセッコウで吸水させ乾燥させる段階(3)焼き上げ段階(4)成形段階(5)透水試験、空気侵入値試験より成る。素焼板のこのような作製法は鈴木<sup>1)</sup>によるテンソメーターの作製法の論文が大いに参考となった。

### 1. 泥シヨウの作り方

一定比率の粘土、粉末活性炭、ガラス粉末を用意し、粘土をゴムワンに入れ蒸留水を加えながら練り返す。練り返しながら活性炭、ガラス粉末を加えゴムワンを横にして泥シヨウが流れ出さない程度まで水を加えて練り返す。その後粘土重量（炉乾重量に換算して）の1%のシユウ酸ナトリウムを加えると、泥シヨウはゴムワンを横にすると流動する程度の軟らかさになる。この状態で約1日放置する。素焼板を作る際この第1段階の水分調整の仕方でも成功する確率が決定されるようで、泥シヨウの水分が多いと収縮量も大きくなりセッコウに水分を吸収させた時キ裂が入り易く、逆に水分が少ないと型枠に入れにくく均質な素焼板が得られない。

### 2. 泥シヨウをセッコウで吸水させ乾燥させる段階

泥シヨウに含まれる水分をセッコウに吸収させるために出来るだけ大きなセッコウのブロックを作ることが望ましい。筆者は直径12cm、厚さ1cm程度の素焼板を主として作製したが、その時のセッコウブロックの大きさは図-1のようである。セッコウブロックの上面は出来るだけ平滑とし、その上に型枠を載せる。型枠は厚さ13mmのアクリル板をくり抜いたものを使用した。

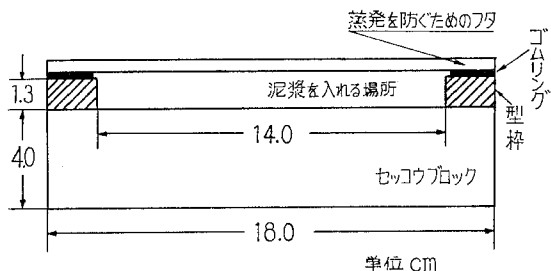


図-1 セッコウブロックと型枠

泥シヨウを型枠に流し込む時はブロックを時々振りながら泥シヨウを全面にひろげ、またブロック下面をたたいて出来るだけ気泡を追い出すようにする。泥シヨウを入れ終わったら蒸発を防ぐためにフタを載せ、水分はすべてセッコウブロックに吸収させるようにする。このままの状態約1日放置すると泥シヨウは収縮し、指で押ししてもあまり変形しない程度の固さの素地が出来る。この段階で素地をセッコウブロックから取り出す時、この時点でも素地は相当の水分を保持しているため変形を生じさせないように行うことが大切である。取り出した素地は日影で時々上下を反転させながら風乾状態になるまで乾燥させる。なお時間はかかるが、素地をセッコウブロックから取り出さずに風乾状態まで乾燥させても良い。

### 3. 焼き上げ段階

風乾した素地を電気炉の内に入れるが、この際、素地は高温になると変形する場合があるので、素地の下には

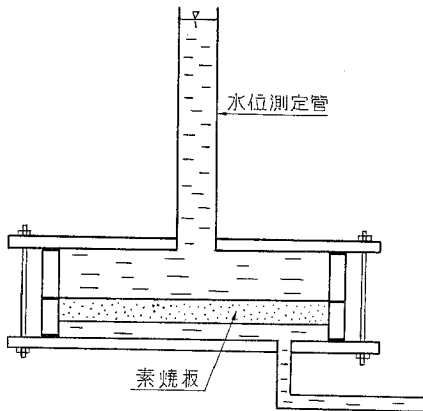
\* 北海道大学農学部

高温にしても融けない平らな板を置く（失敗した素焼板など）。また素地の上面にもおもしとして同様の板を置き変形を押える。素地は、セッコウブロックに泥ショウを入れ水分を吸収させた時に上に出ている面を必ず上にして置くようにする。逆に置くと焼き上げ後ワン曲したものになる。

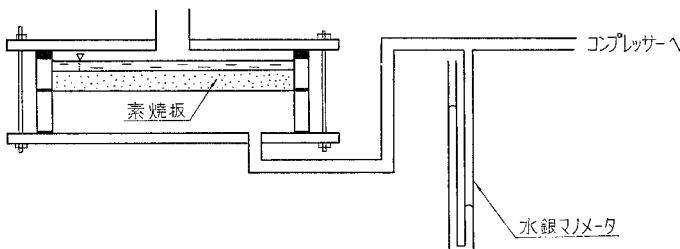
電気炉の昇温は常温からゆっくりと数時間かけて1,100℃まで上昇させ、約2時間放置する。その後電源を切り自然に冷却する。炉の温度が200℃位まで降下したら試料（素焼板）を取り出しても破壊は生じない。なお炉の温度を1,100℃としたのは筆者が用いた電気炉の限界が1,150℃であったためで、より高温にすると更に強固な素焼板が出来ると思われる。

4. 成形段階

焼き上がった素焼板は周囲をグラインダで削り、表面はカーボランダムなどの研磨材を用いて平滑にする。風乾後の直径と焼き上がった後の直径は異なるため、予備試験においてあらかじめ焼結して縮小する比率を押えておくとも周囲を削る手間が減ずる。成形し終わった素焼板は合成樹脂（アラルダイト）でリングに密着させる。素焼板は粘土の比率が多いと非常に固くなりグラインダで削りにくいこともある。このような時は数100℃まで昇温させた状態の素焼板がまだ固くならない段階で削ると良い。



図一 2 透 水 試 験



図一 3 空 気 侵 入 値 試 験

5. 透水試験, 空気侵入試験

透水試験, 空気侵入値試験は, 素焼板を減圧法により脱気飽和させてから行う。透水試験は変水位法または定水位法による。図一2に試験方法を示す。空気侵入値試験は吸引法もしくは加圧法で行い, 気泡が析出する吸引圧を求める。筆者は加圧法で行った。図一3に試験の様子を示す。

III 配合試料

素焼板を作る試料としては粘土, 活性炭, ガラス粉末を主として用いた。

1. 粘土

市販の焼きもの用粘土を主として用いた。

2. 活性炭

粉末活性炭を使用した。高温ですべてガスになってしまいうので非常にポーラスな素焼板が出来る。

3. ガラス粉末

板ガラスをボールミルで粉碎し0.074mmフルイ通過部分を使用した。ガラス粉末は粘土と活性炭のみでは強度が小さいために用いたもので結合物質となっていると思われる。

IV 作製例

以下配合比は炉乾燥重量に換算した粘土100gに対する比率を表わすものとする。また透水係数はK cm/secで示し, 空気侵入値はPe cm H<sub>2</sub>Oで示す。

- a. カオリン, ガラス球 (0.177mm以下), 石英砂 (0.25mm以下) を 100 : 100 : 100  
 $K = 6.7 \times 10^{-4}$      $Pe = 43$
- b. カオリン, 活性炭を 100 : 5  
 $K = 2.6 \times 10^{-7}$      $Pe = \text{—}$
- c. 粘土, 活性炭, ガラス粉末を 100 : 20 : 20  
 $K = 2.1 \times 10^{-5}$      $Pe = 300$
- d. 粘土, 活性炭, ガラス粉末を 100 : 30 : 30

この配合の素焼板をpF試験や不和飽透水試験などに一番良く用いた。6枚の素焼板の各値を表一1に示す。試験結果にある程度のバラツキがみられるが、これは泥ショウ作製時の水分量の多少に起因しているものと考え

表一 1

No.	K	pe
1	$1.7 \times 10^{-4}$	200
2	$1.6 \times 10^{-4}$	200
3	$1.1 \times 10^{-4}$	260
4	$2.1 \times 10^{-4}$	200
5	$2.3 \times 10^{-4}$	200
6	$1.2 \times 10^{-4}$	240

表-2

	風乾時	焼き上 げた後	(減少 率%)
直径 cm	13.2	12.6	(4.8)
高さ cm	1.1	1.0	
重量 g	191.36	142.85	(34.0)

られる。

e. 粘土, 活性炭を 100 : 5

$$K=2.3 \times 10^{-6} \quad Pe=600 \text{以上}$$

このように活性炭の比率を小さくすることにより, 高 pF まで測定出来る素焼板を作ることが可能である。

最後に泥ショウを風乾させた時と素焼板となった時の変化を表-2 に示しておく。配合比は d と同一である。

f. 粘土, 活性炭, ガラス粉末を 100 :

25 : 25 として鈴木<sup>1)</sup>の方法にしたがって直径 6 mm, 長さ 04mm 程度の素焼カップを作ったが, Pe は 300 以上でタイムラグの小さいカップが出来た。

#### IV 素焼板を使用した測定例

筆者は素焼板を用いたいくつかの実験を行って来た<sup>2)</sup>が, その 1 例として配合比が前述の d の素焼板 (直径 3.2cm, 厚さ 0.4cm) を用いた負圧水平浸潤をとりあげる。試料は砂質粘土ロームの風乾土である。浸潤前線の位置  $x$  と  $\sqrt{t}$  時間の関係を図-4 に示した。給水水頭  $h_0$  がゼロの時に素焼板の影響を調べた。図中小さな丸印が素焼板を用いなかった場合であるが, 素焼板の影響が無視出来ることがわかる。

#### V おわりに

素焼板の作り方を中心に述べたが, 作製中で一番失敗

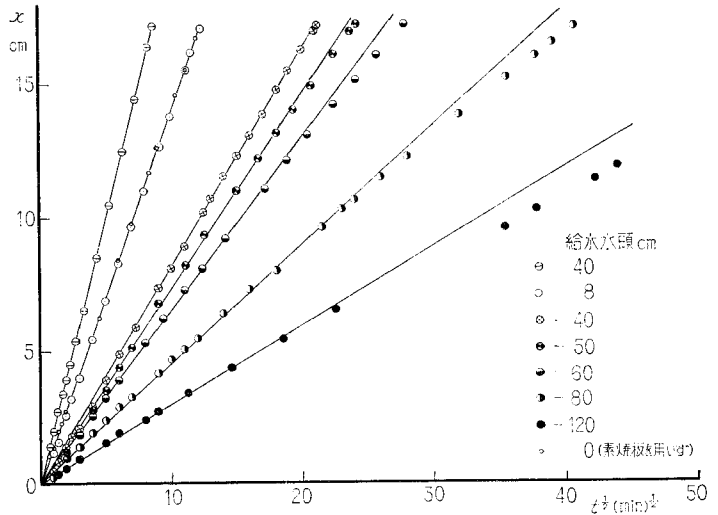


図-4 浸潤時間と浸潤前線の位置の関係

し易いのは泥ショウの水分をセッコウブロックに吸収させるときで, 直径 12cm の大きな素焼板を作る時は約 1/2 の確率でキ裂を生じた。直径数 cm の素焼板を作る時はキ裂はほとんど生じない。また焼き上げ段階での失敗はほとんどなかった。

筆者の作製した素焼板は配合試料も限られているが, 他の異なる配合試料を用いたり, 配合比を変化させることにより目的になかった素焼板が出来ると思われる。

#### 参 考 文 献

- 1) 鈴木重義: テンシオメータの製作と使用について 農業土木研究 第30巻 pp.435~439 (1963)
- 2) 長谷川周一・前田隆・佐々木清一: 土の水平浸潤および不飽和透水係数に関する研究 北大農学部邦文紀要 Vol.10, No.3 pp.183~205 (1977)

会 務 報 告

(昭和51年 9月 1日～昭和年 4月 2日)

第18回シンポジウム運営委員会 50.10.15 於・農技研

【出席者】

荒川, 軽部, 須藤, 高橋, 寺沢, 長野間, 陽, 宮崎

【議 題】

- 1 シンポジウム運営の任務分担
- 2 アルバイト及び当日の予算について
- 3 懇親会, その他

第1回評議員会(新旧合同) 51.11.18 於・農技研

【出席者】岩田, 黒田, 須藤, 手島, 寺沢, 長堀, 三野

(丸山代理), 湯村, 増島各評議員, 軽部, 塩, 陽各幹事

【報告および議題】

- 1 経過報告
- 2 会則一部改正について
- 3 昭和51年度予算について
- 4 新会長, 副会長, 編集委員長の選出
- 5 新入会員の承認について(7名承認, 別項掲載)
- 6 その他(20周年記念事業のことなど)

第18回シンポジウム 51.11.19 於・農技研

テーマ: 土壌物理の基礎

座 長: 飯村康二(北陸農試)

長田 昇(三重大)

講演:

- 1 無機固体の表面官能基とその性質  
堤 和男(東大生研)  
コメンテーター 渡辺 裕(農技研)
- 2 プレートモデルによる土壌中の物質移動の検討  
吉田 武彦(農技研)  
コメンテーター 栗原 淳(農技研)
- 3 土壌水物性研究の系譜  
赤江 剛夫(京大農)  
コメンテーター 岩田 進午(農技研)
- 4 粘性土の構造と力学的特性  
嘉門 雅史(京大工)  
コメンテーター 東山 勇(山形大)
- 5 土壌の熱的性質  
粕淵 辰昭(農技研)  
コメンテーター 宮崎 毅(東大農)

昭和51年度土壌物理研究会総会 51.11.19 於・農技研

シンポジウムの休憩時間を利用して総会が開かれた。

議長: 足立忠司(東大)

経過報告: 1 一般事務報告

2 選挙管理委員会報告

3 編集委員会報告

4 会計報告及び会計監査報告

議題: 1 会則一部改正について

2 昭和51年度予算

新会長あいさつ

経過報告, 議案が承認され, 会則第4条は次のように改正された。

第4条 本会の会員は正会員, 学生会員及び賛助会員, 購読会員の4種とする。会員となるには評議員会の承認を受けなければならない。(アンダーラインの部分を追加)

尚, 承認された決算, 予算は次の通り。

会計報告

昭和50年度(S50.11.1~51.10.31)決算

昭和51年度(S51.11.1~52.10.31)予算

	項 目	50年度決算額	51年度予算額
収 入	繰 越 金	230,910	1,565,877
	賛 助 会 費	80,000	50,000
	購 読 会 費	96,000	115,000
	一 般 会 費	2,232,500	1,340,000
	広 告 料	6,000	6,000
	出 版 物 売 上	40,105	40,000
	雑 収	180,273	6,000
	計	2,865,788	3,122,877
支 出	会 誌 製 作 費	957,120	2,000,000
	総 会 費	125,420	200,000
	通 信 費	109,285	200,000
	文 具 費	4,190	20,000
	賃 金	12,100	50,000
	交 通 費	20,400	140,000
	会 議 費	10,586	30,000
	役 員 手 当	22,900	100,000
	編 集 委 員 会 費	37,910	100,000
	予 備 費	0	282,877
次 年 度 繰 越 金	1,565,877		
	計	2,865,788	3,122,877

昭和51年度<sup>注</sup>から, 本会の事務局は大阪府立大学農学部に移転し, 昭和51年12月12日に新旧事務引継ぎを行いました。

注) 現在, 本会の会計年度は約半年遅れており, 昭和52年10月までは「51年度」となります。

第1回事務局会議(新旧合同) 51.12.21 於・大府大農

【出席者】旧幹事: 軽部, 塩, 陽

会長: 手島, 副会長: 岩田

編集委員長: 四方田

新幹事: 葛上, 矢部, 村島, 穂波, 上田

- 1 事務局の構成および事務引継
- 2 編集関係について
- 3 シンポジウムおよび総会について
- 4 その他

## 第2回事務局会議 52.3.25 於・大府大農

【出席者】手島, 岩田, 四方田, 葛上, 矢部, 村島, 穂波, 上田

### 1 事務打合せ

- 1) 新入会員申込みについて
- 2) 会員登録カードおよび入会案内について
- 3) No.35号およびNo.36号会誌の構成について

### 2 評議員会の準備

## 第2回評議員会 52.4.2 於・明大生田校舎

【出席者】評議員; 手島, 岩田, 須藤, 田淵, 寺沢, 長堀, 前田, 丸山 (代理三野)

編集委員長; 四方田, 会計監査; 高橋幹事; 葛上, 村島 ○委任状 8名

### 【報告および議題】

#### 1 報告事項

- 1) 入会案内および登録カードについて
- 2) No.35号の編集構成およびNo.36号の編集について

#### 2 協議事項

- 1) 各種役員の承認および選出について

○会長委嘱評議員 (承認)

○編集委員 (選出)

○会計監査 (選出)

昭和51, 52年度役員

#### 1. 事務局構成

会 長 手 島 三 二 (大府大農)  
副 会 長 岩 田 進 午 (農 技 研)  
庶務幹事 葛 上 久 (大府大農)  
庶務幹事 矢 部 勝 彦 (大府大農)  
会計幹事 村 島 和 男 (大府大農)  
編集幹事 穂 波 信 雄 (大府大農)  
編集幹事 上 田 和 夫 (大府大農)

#### 2. 会長委嘱評議員

木谷 収 (三重大農・農機)  
久馬 一剛 (京大農・東南ア研・土壌)  
前窪 伸雄 (関西グリーン研・造園)

#### 3. 編集委員会

委員長 四方田 穆 (大府大農・農土)  
委 員 荻野 芳彦 (岐阜大農・農土)  
委 員 佐藤 晃一 (愛媛大農・農土)  
委 員 古川 久雄 (京大農・土壌)  
委 員 松井 重光 (三重大農・農土)  
委 員 三野 徹 (京大農・農土)

#### 4. 会計監査

委 員 石田 陽博 (神戸大農・農土)

委 員 高橋 強 (岡山大農・農土)

#### 2) 会則改正について

第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は別に定める。(承認, 次期総会に提出)

- 3) 20周年記念事業準備委員会の発足および同正, 副委員長の選任について

人選は会長に一任 (承認)

- 4) 第19回シンポジウムについて

テーマは応用面にしぼり, 各評議員の意向を参考に会長, および事務局で原案を作成することになった。

- 5) W. R. Gardner の招へいについて

シンポジウムとの関連や Gardner 以外の外人の招へいも考えられるので, 実施時期および場所, 日数, 演題などは会長, 副会長が実施案を作る。

- 6) 新入会員の承認について

新入会員として19名を承認, (別項掲載) (昭和52年3月31日現在, 全会員数747名)

- 7) その他

#### ○会員登録カードについて

当研究会の会員登録を整備して行くための新しい「会員登録カード」を作成し, 会員の皆様方と十分な連絡がとれますよう努める方針でございますので, お手数ですが「会員登録カード」に必要事項をご記入の上返送お願いします。

#### ○会誌No.36号の発行にあたって

会誌No.36号の原稿は自由投稿になりますので, 投稿規程に従いふるってご投稿下さい。

投稿締切 昭和52年8月31日

#### ○会員増員運動について

当研究会は「入会案内」を作成し, 会員の増員運動を行っております。会員各位殿からも貴職管下の職員および学生の方々にご勧誘いただければ幸と存じます。

なお, 詳細は「入会案内」をご参照下さい。

#### ○会則改正について

昭和51年11月19日の総会で会則第4条が会則改正され, 日本学術会議の「登録学協会」への資格が整理されました。

なお, 代表者の交替および事務局の移動は報告済みです。

#### 【新入会員】(51.9.1~52.3.31)

安部 大就 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804

- |                               |   |
|-------------------------------|---|
| 大阪府立大農・農業工学科                  | 京都大農・農業工学科  |
| 新垣 雅裕 〒514 三重県津市上浜町1515       | 村島 和男 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804                           |
| 三重大農・農業土木科                    | 大阪府大農・農業工学科                                       |
| 岡田 繁実 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁864       | 四方田 穆 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804                           |
| 大阪府立大農・農業工学科                  | 大阪府大農・農業工学科                                       |
| 大城 晃 〒424 静岡県清水市駒越2712        | Jeung Haeng Ree Institute of Agricultural Science |
| 静岡県柑橘試験場                      | Office of Rural Development Su-                   |
| 荻野 芳彦 〒504 岐阜県各務原市那加門前町3-1    | weon, 170 KOREA Institute of                      |
| 岐阜大農・農業工学科                    | Agricultural Science Office                       |
| 唐沢 宏 〒812 福岡市東区箱崎3576         | 国際稲研究所東京事務所(購)                                    |
| 九州大農・農業工学科                    | 〒114 東京都北区西ヶ原2-1-7                                |
| 川口 公男 〒779-32 徳島県名西郡石井町石井1660 | 農業技術研究所内  |
| 徳島県農試                         | 中国農業試験場(購) 〒720 広島県福山市深津町                         |
| 河野 広 〒254 平塚市大原1の24           | 道立天北農業試験場(購)                                      |
| 農業土木試験場                       | 〒098-33 北海道天塩郡天塩町字南                               |
| 加藤 善二 〒504 岐阜県各務原市那加門前町3-1    | 川口  |
| 岐阜大農・附属農場                     | 【住所変更】(新のみ)                                       |
| 駒井 豊 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804        | 中橋 勇作 〒669-52 兵庫県朝来郡和田山町玉置                        |
| 大阪府大農・農芸化学科                   | 兵庫県農試但馬分場   |
| 小山 修平 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804       | 松下研二郎 〒892 鹿児島市山下町14-50                           |
| 大阪府大農・農業工学科                   | 鹿児島県農政部園芸課  |
| 佐藤 敦 〒010-04 秋田県南秋田郡大潟村官有地2   | 袴田 勝弘 〒428 静岡県榛原郡金谷町金谷2769                        |
| 一4 秋田農短大農業科                   | 茶業試験場   |
| 杉本 正美 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804       | 松本 猛 〒440 豊橋市植田町字西ヶ谷69(自宅)                        |
| 大阪府大農・農業工学科                   | 伊東 正夫 〒165 中野区野方4-1-16(自宅)                        |
| 高柳 彰(学) 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804     | 竹中 肇 〒188 保谷市下保谷27-30(自宅)                         |
| 大阪府大農・農業工学科                   | 生島 芳雄 〒840 佐賀市北川副町木原337-9                         |
| 出浦隆一郎 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804       | 田辺 邦美 〒810 福岡市中央区輝国1-6-15                         |
| 大阪府大農・農芸化学科                   | 古畑 哲 〒114 北区西ヶ原2-1-7 農技研                          |
| 中瀬 勲 〒591 堺市百舌鳥梅町4丁804        | 安次富信光 〒900 那覇市泉崎一丁目2の32                           |
| 大阪府大農・農業工学科                   | 県庁営農指導課   |
| 福沢 伝栄(学) 〒103 東京都文京区弥生1-1-1   | 市村 匡史 〒214 川崎市多摩区生田 黒田ビル503号                      |
| 東京大農・農業工学科                    | 小川 和夫 〒099-61 北海道紋別市小向                            |
| 藤井 克己(学) 〒103 東京都文京区弥生1-1-1   | 北農試重粘地研究室   |
| 東京大農・農業工学科                    | 窪田 開拓 〒561 豊中市稲津町2丁目2番1号                          |
| 松井 重光 〒514 三重県津市上浜町1515       | 環境地質エンジニアリングKK                                    |
| 三重大農・農業土木科                    | 長 智男 〒812 福岡市東区箱崎3576                             |
| 三野 徹 〒606 京都市左京区北白川追分町        | 九州大農・農業工学科  |

## 土壌の物理性 34号のミスプリントについて

次の様なミスプリントがありました。訂正しておわび申し上げます。(前編集幹事)

頁	行	誤	正
表紙	2	土壌把握作業	土壌把握作用
	3	PF	pF
2	Summary 1	grassland 以後追加	establishment, the requirement for grassland
	Summary 4	a part of 以後追加	studies on roots and
6	左17	RVSSELL	RUSSELL
10	氏名	MROYU	MOROYU
	右15	吸水活動装置	吸水活動調査装置
	右17	供試ット	供試ポット
11	左24	SiCL 表	SiCL 土壌
	右表3	0 ~ 2 cm	0 ~ 20cm
	右表3	地上水	地下水
13	図	水分消費型	水分消費量
14	右9	地下水位50	地下水位50cm
	右13	地下水20cm位	地下水位20cm
	右32	443	433
15	所属名	Improvemnt	Improvement
19	右15	液体が気体か	とる
21	右12	図2	図1
26	左37	Peak	Peck
32	右3	および。	および,
33	左12	は指摘	を指摘
35	右33	結討した	とる
39	図4	II A I	II A 1
41	右1	砕土されても	起土されても
43	右1	の点が	とる
裏表紙	3	soil	Soil
	8	abutting	Abutting
	9	S. FURUKI	T. FURUKI



## 原稿執筆規定

- 1) 文体 平かな漢字混じりの横書き口語文として、できるだけわかりやすい表現にする。
- 2) 術語以外はなるべく当用漢字を用い、かなは現代かなづかいとする。
- 3) 句読点、括弧、ハイフンには一画を与える。数字・ローマ字は一画に一字を充てる。
- 4) 数字 アラビア数字を用い、漢数字は普通の字句についてのみに用いる。
- 5) 外国人名は欧字とする。最初の文字のみ大文字とする。
- 6) 外国地名はカタカナを原則とするが、必要に応じて欧字を用いる。
- 7) 字体の指定は、ゴシック、イタリック——のように鉛筆で下線を書く。紛らわしい文字は誤植防止のための指示を鉛筆で記入する。(例:  $\ell$ —エル, 1—イチ, I—アイなど)
- 8) 術語 原則として文部省編: 学術用語集による。普通に用いられる外国語の術語、物質名などはカタカナで書く。
- 9) 略字、略号を使うときは、はじめにそれが出る個所で正式の名称とともに記す。例: 液性限界 (LL)
- 10) 数量の単位は原則としてCGS制を用いる。
- 11) 表・図・写真などは必要最小限とし、同一事項を表と図に重複して示すことは避ける。
- 12) 表・図・写真は本文のあとに1枚ごとに原稿用紙あるいはこれとはほぼ同大の別紙に書き、またははり付ける。1枚ごとに著者および表題を鉛筆で略記して事故の発生を避ける。本文中欄外に挿入位置を指定し空白はあけない。ただし指定の位置にはならないことがある。
- 13) 空欄の多い表は避け、注を使うなどして紙面の節約をはかる。
- 14) 図は上質白紙または淡青色方眼紙に黒インキで明確に書く。トレースに適しない図は書き直しを要求することがある。図中の文字は鉛筆でうすく記入することにとどめる。
- 15) 図は刷り上がりの大きさを指定し、1.5~2倍長ぐらい大きく書く。ただし必ずしも指定の大きさにならないことがある。図中の字の大きさおよび線の太さは刷り上がりを考慮して定める。
- 16) 表の番号は「表-1」のようにし、説明とともに表の上に記入する。
- 17) 地図には定尺をつけ、何万分の1などの縮尺を指定しない。
- 18) 文献は本文のあとにまとめて通し番号順に書く。通し番号は引用の順序または著者名のABC順とする。本文の引用個所の右肩に番号を片括弧で小さく入れる。判文名は記載しない。

## — 編集後記 —

昨年の秋に事務局が大阪府立大学農学部に移るとともに、編集担当者も一新されました。今回は、昨年11月に開催された第18回シンポジウムの特集号になりますので、次号以降において、新メンバーによる特色が発揮されるものとご期待下さい。

土壌物理の測定法を一編に掲載することになっており、今回は「中性子水分計」を取上げ、桂山教授に執筆していただきました。このほか、「素焼板の作り方」が掲載されています。いずれも、それらに関係の深い部門にとって、有益な文献であると考えます。測定法に関しては、掲載希望項目をお知らせ願います。

次号については、現在手持ちの原稿は皆無ですので、広く皆様からの原稿をお待ちしております。とくに実践的な部門から、ふるってご投稿下さい。

最後に、会員各位のご健康とご発展をお祈りするとともに、担当者の不慣れのため、本号の発行時期が遅れたことをお詫びします。  
(四方田 穆)

### 土壌物理研究会

事務局構成	会長 手島 三二
	副会長 岩田 進午
	庶務幹事 葛上 久, 矢部勝彦 会計幹事 村島和男 編集幹事 穂波信雄, 上田和夫
編集委員	四方田穆(委員長), 萩野芳彦, 佐藤晃一, 古川久雄, 松井重光, 三野 徹

土壌の物理性 第35号 (会員配布) 1977年4月30日発行

発行 土壌物理研究会 (〒591) 大阪府堺市百舌鳥梅町4丁804 大阪府立大学農学部農業工学科内

電話 0722-52-1161 (内線2446) 振替口座 東京5-17794, 銀行口座 三和銀行中もず支店

口座番号 (普通預金) 62786

# Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 35

April 1977

---

## Contents

Foreword.....	S. TEJIMA.....	1
Symposium "Fundamentals of Soil Physics"		
Surface Functional Groups and Their Properties of Inorganic Solids .....	K. TSUTSUMI.....	3
Analysis of Ion Transport in Soils by Plate Model .....	T. YOSHIDA.....	10
Review of Studies on Physico-Chemical Properties of Soil Water .....	T. AKAE.....	15
Structure of Clay Soils and its Influences on Engineering Properties.....	M. KAMON.....	21
Thermal Properties of Soil.....	T. KASUBUCHI.....	29
Discussion .....		35
Explanation		
Neutron Moisture Meter.....	K. KATSURAYAMA.....	38
The Method of Making Ceramic Plate .....	S. HASEGAWA.....	40
Announcement .....		43

---

Research Association of Soil Physics, Japan  
College of Agriculture, University of Osaka Prefecture  
4-804, Mozuume-machi, Sakai, Osaka, Japan  
President Sanji Tejima