

---



---

 卷 頭 言
 

---



---

## 農 業 機 械 と 土 壤 物 理

伊 佐 務\*

Tsutomu Isa

編集委員長から巻頭言執筆のご依頼を受けたが、これまで本研究会への関与が少なく、土壤物理に関する研究業績もない者が物申すのは誠ににおこがましいので、極力ご辞退申し上げていた。しかし最近農業機械関係からの研究会出席や会誌への論文投稿が少ないので、機械分野の研究者の1人として土壤物理の面への研究活潑化、激励の意味で是非にと所望があり、及ばない乍らも忝筆を取り上げた次第である。

執筆に当って第1号から39号までの巻頭言を通読してみたが、会長・副会長・編集委員長およびその道の権威者の方々が、それぞれの専門分野における多年のご経験からする極めて進歩的、建設的なご見解、ご抱負が述べられており、浅学菲才の筆者には到底その任に堪えないが、最近感じていることの若干を述べて責をふさぐことにしたい。

農業機械と土壤との関わりはは何といっても圃場における耕うん作業がその根幹である。米国農務省耕うん機械研究所の発表によれば、年々2,500億トンに上る土壤が掘起され、碎土され、また移動させられており、これは巾1マイル、厚さ100フィートの畦をサンフランシスコからニューヨークまでの長さに造成する土量に匹敵するとのことで、まことに莫大な量である。わが国ではこれに類する数字を見ないが、相当量に及ぶことは確かであろう。農業生産がすべて施設や工場内で行われるようになればともかくも、作物の大部分が苟くも土壤を媒介として栽培される限りにおいては、耕うん機械と土壤との関係は切っても切れない間柄にある。往時は人間が鋤で耕やし、牛馬が犁やプラウを使って耕起していたものであるが、機械化の発展に伴ない、わが国では現在その95%までが耕うん機やトラクタによる機械耕うんに依存している。そのため、本研究会においても既に1965年の第7回シンポジウムに「農業機械と土壤の物理性」をテーマとして取り上げ、活潑な討論が行われたことが想起される。

しかし最近の農業機械分野においては、研究発表の動向がどちらかといえば工学特に機械工学的方面に偏し、機械装置そのものの開発や自動化を志向するものが多く土壤の物理性に関する研究が極めて少なくなってきている。ちなみに1980年の農業機械学会における202課題の研究発表中、耕うんに関する土の研究は6課題に過ぎず、土壤の物理性そのものに関する研究はたった1課題であった。これはわが国の農業、農学の発展に対して誠に由々しい事態で遺憾に堪えないところである。欧米の学会においてもその傾向がないとは言えぬが、土一機械系の研究を目指すISTVS（国際道路外車両学会）は結構盛大になりつつあり（1981年日本にて開催予定）、またお隣りの中国においても文革以後の農業近代化に伴ない、まず土壤に関する基礎研究の気運が膨拜として起っており、大学・研究所における物理性や力学性の研究が極めて盛んで、東西の文献収集に始まり、理論解析に有限要素法を取入れ、プロファイルや土壤槽を設置し、コンピュータを駆使して、国際レベルに追付き追越そうとする気魄にはすさまじいものを感じられる。

本研究会は発足当初から農学・農芸化学・農業工学あるいは林学など、それぞれ専門分野を異にする研究者の方々が、土壤の物理性という共通の場において、それぞれの分野における研究の進展に伴って生起する新しい研究手法・成果や問題点を、専門の垣根を乗り越えて自由活潑に討論し、理解を深め協力し合って、農学・農業の発展に寄与することを大前提として進んで来ている。最近やゝ専門化が進み過ぎたために、昨年度の第21回シンポジウムにおいて「土壤物理の境界領域と今後の方向」がテーマとして取り上げられ、原点に回帰して討論が行われ、本41号に掲載されることになったのも、その故なしとしないのである。若い研究者の方々におかれては、専門の分野で深耕されることはいうまでもないが、嘗て八幡前会長の提言された物理という共通語を用いて、この共通の場を益々発展させて行くべくご健斗をお祈りするものである。

【1980.4.18. 受稿】

# 土壤微生物の住み場所をめぐる物理的諸問題

服 部 勉\*

Physical Problems on Microbial Life at Microsites of Soil  
Tsutomu HATTORI  
Institute for Agricultural Research, Tohoku University

土壤微生物は、腐敗、硝化、窒素固定、有機物の無機化などの化学変化の担い手として、まず注目された。それ以後の研究も、こうした土壤化学的関心の影響下にとどまり、多くの場合土壤化学者がその研究を担ってきた。土壤化学の立場からは、土壤中の特定反応が微生物によって営まれているかどうかの識別が重要であるが、個々の微生物の性格や生活という問題意識は土壤化学の論理構造とは余りなじまない。土壤化学は、しばしば全ての微生物を一括して、微生物数（全菌数ということもある）、生体量、微生物活性などと呼んで、これらのパラメーターが土壤肥沃度を考える上で有効かどうかを論じようとする。また生物の基本問題である微生物の住み場所について、土壤化学は不均一系という著しく抽象的な概念しか提供しない。

生き物として土壤微生物を解明しようとする、まずそこに住む個々の微生物の性格や生活に注目する必要がある。微生物の場合、単離することなくその微生物の性格を解明することはきわめて難しいが、土壤中に未だに単離できない微生物が多数存在している。そのため、土壤微生物学は今日でも、その基礎を充分確立できないという苦悩をもっている。一方、土壤微生物の生活の解明は、構造概念と物質移動概念を中心とした土壤の物理的像を住み場所の概念に導入することによって、新しい展開が期待される。本稿では、土壤物理・土壤微生物両分野の接近と交流を願い、私なりに描こうとしている土壤微生物像の物理的な面について、若干の問題を提起したい。

## 1. 土壤中の微生物の活動と物質移動

これまで土壤中の微生物は、その化学的活性の対象となる基質の存在するところに住み、その活動を営むと漠然と考えられてきた。しかし実際の土壤中、微生物と基質がいつもセットで存在すると想定するのは、余りに

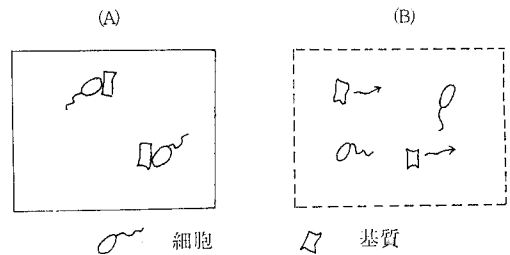


図-1 土壤中での微生物細胞と基質との関連性  
(A) 両者はいつもセットになっているという想定  
(B) 両者の存在、移動はそれぞれの理由、原因によるとする解析的立場

も作為的であり、非解析的である。やはり両者はそれぞれの理由により存在しており、何んらかの過程で両者が出会うことによって始めて、微生物の化学的活動が成立すると考える方が、より即物的でより解析的だと考えられる（図-1）。このような立場からの微生物活動の解析は、最近ようやく始められたばかりである。

### 1 土壤断面における硝化過程の McLaren モデル

McLaren (1970) は、土壤断面内における硝化過程をつぎのように単純化し、その定式化を試みた。彼はまず硝化菌細胞が一様に集積された土壤断面を想定し、土壤表面からアンモニア溶液が流入される場合における硝化反応を定式しようとした（図-2）。

溶液の流入速度  $f$  は、hydrodynamic dispersion を無視できる場合

$$f = \frac{dx}{dt} \quad (1)$$

となる。ただし  $X$  は表面からの距離を示す。(1)式は、時間  $t$  と空間的位置  $X$  とを互いに交換しうることをも意味していることに、McLaren は注目した。すなわち、 $\text{NH}_4^+$  の酸化速度は次式によって与えられる。

\*東北大学農業研究所

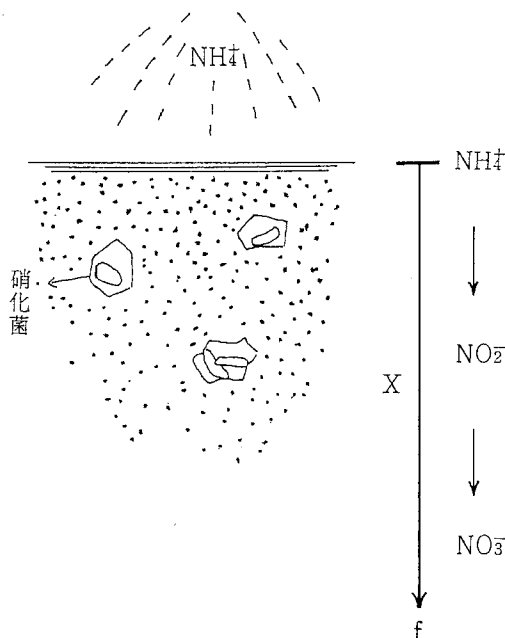


図-2 アンモニア水が地表にそそがれ、微生物変化をうけながら、 $f$ なる速度で流下しているというMcLarenモデルの想定

$$-\frac{d(NH_4^+)}{dx} = k_1 \frac{m_1(NH_4^+)}{K_{m_1} + (NH_4^+)} \quad (2)$$

ただし、 $(NH_4^+)$ はアンモニア濃度、 $m_1$ はアンモニア酸化菌量、 $K_{m_1}$ はミハエリス定数、 $k_1$ は速度定数である  
(1)式と(2)式から

$$\frac{-d(NH_4^+)}{dx} = \frac{k_1}{f} \frac{m_1(NH_4^+)}{K_{m_1} + (NH_4^+)} \quad (3)$$

を導くことができる。 $K_{m_1} \gg (NH_4^+)$ ならば、(3)式は

$$\frac{-d(NH_4^+)}{dx} = \frac{k_1}{f} \frac{m_1(NH_4^+)}{K_{m_1}} = \frac{k'_1}{f} (NH_4^+) \quad (4)$$

となる。ただし  $k'_1 = k_1 m_1 / K_{m_1}$  である。同様にして亜硝酸々化菌による  $NO_2^-$  の酸化速度定数  $k'_2$  も定義される。すなわち、

$$\frac{-d(NO_2^-)}{dx} = \frac{k'_2}{f} (NO_2^-) - \frac{k'_1}{f} (NH_4^+) \quad (5)$$

また、アンモニアの初期濃度  $(NH_4^+)_0$  は

$$(NH_4^+)_0 = (NH_4^+) + (NO_2^-) + (NO_3^-) \quad (6)$$

である。(4)、(5)(6)式から、距離  $X$  における  $(NH_4^+)$ 、 $(NO_2^-)$ 、 $(NO_3^-)$  の濃度を求めることができる。

つぎに、McLaren (1971) は増殖を伴う硝化反応の定式化に取り組んだ。エネルギー源となる基質(アンモニアまたは亜硝酸)  $S$  の消費量は、硝化菌の増殖と生命維持および浪費とに関連づけられて、

$$-\frac{ds}{dt} = A \frac{dm}{dt} + Bm \quad (6)$$

となると仮定した。ただし、第1項は増殖に用いられた

分、第2項は生命維持と浪費に使われた分の和、 $A$ と $B$ は定数である。

この場合、各部位における酸化菌の増殖が問題となるため、変数として時間が加わる。そこで、アンモニア溶液の流下開始後の時間  $T$  において、アンモニア溶液は  $X_T$  まで到達したとする。(1)式から

$$T = X_T / f \quad (7)$$

となる。任意の時間  $t$  を考えると、

$$t - T = (Xt - X_T) / f \quad (8)$$

となる。

アンモニア酸化菌の場合、(6)式を  $t$  について積分し、 $t$  を  $t - T$  で置き換えると、その増殖が定式化でき、さらに(2)式を用いて反応速度の定式化も可能となる。

以上が McLaren らの試みの基本であるが、ここでは基質の動きが、溶液の運動と微生物の活動にのみ依存しているという仮定が前提となっている。これに対して、つぎのべる Newton と Watson の根圏モデル (1977) では、基質の拡散が注目される。

## 2 Newton-Watson の根圏モデル

彼らのモデルによると、シリンダー状の根から分泌される基質  $S$  (図-3) は、つぎのように規定される。

$$\frac{\partial s}{\partial t} = F_D + F_G + F_M + F_I \quad (7)$$

$F_D$ は拡散、 $F_G$ は増殖、 $F_M$ は微生物生存、 $F_I$ は土壌から

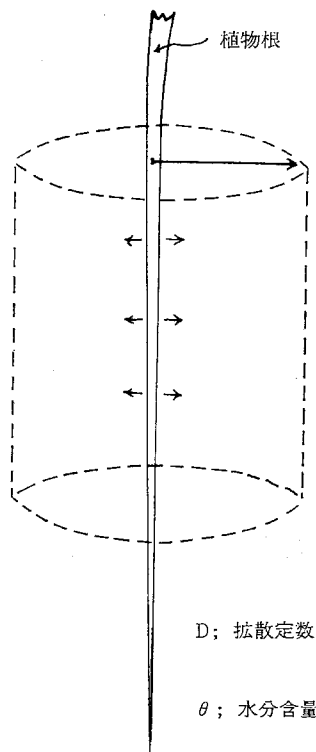


図-3 根から分泌される有機物は、拡散し、微生物に栄養として利用される

の基質供給を示す項をそれぞれ示す。各項は、つぎのように定式化される。

$$F_D = \frac{D}{r} \frac{\delta}{\delta r} \left( r \frac{\delta s}{\delta r} \right) \quad (8)$$

$r$  は根の中心からの距離、 $D$  は拡散定数。

$$F_I = C m_0 \quad (9)$$

$C$  は単位菌量当りの維持エネルギーを、 $m_0$  は根の影響のない状態での微生物量を示す。

$$F_G = -\frac{1}{Y} \frac{\delta m}{\delta t} \quad (10)$$

$$F_M = -C m \quad (11)$$

$Y$  は増殖効率のところでは増殖速度 $\mu$ は、つぎのように表現することができる。

$$\mu = \frac{1}{M} \frac{\delta m}{\delta t} = \mu_{\max} \left( \frac{S}{S + K_m \theta} \right) - C Y \quad (12)$$

$\theta$  は水分含量に関係した補正係数。(10), (11), (12)式から

$$F_G + F_M = -\frac{\mu_{\max}}{Y} \left( \frac{m s}{S + K_m \theta} \right) \quad (13)$$

となる。(8), (9), (13)式を(7)式に代入することによって、根圏微生物の time-history と基質濃度の関係の定式化が一応確立することになる。もっともこの微分方程式の一般解をうるのは困難で、特殊条件下での解をうるコンピュータ・モデルを彼らは検討している。

以上2つの例が示すように、土壌断面中での微生物活動の解析と定式化には、土壌中における基質などの諸物質の移動、拡散のモデル化、定式化が大きな意味をもっている。

## 2. 土壌構造内の細菌の生活

生物としての微生物の姿をより生き生きと描き出すためには、個々の微生物細胞が存在し、その生活を営んでいる住み場所の性格についての認識を深めることが必要である。1ミクロン程度の大きさの細胞が存在している住み場所は、非常に小さい空間なので、微視的住み場所 (micro-habitat) と呼ぶことにする。土壌微生物の微視的住み場所は、土壌粒子を骨子とした微細構造と密接な関連をもっている。水分条件を中心にこの関連を検討してみることにする。

### 1 水分条件と微生物の生活

土壌の微細構造と微生物の生活との関連を解くひとつの鍵は、水分条件である。土壌の水分条件の表現法のうち、そのエネルギー状態を示す水分ポテンシャルを用いると、土壌の種類をこえて微生物の生活をより統一的に扱いうる。ところで土壌の水分ポテンシャルは、多くの要因の支配をうけているが、ここでは土壌水分中に溶けている溶質濃度 (滲透圧) と土壌孔げきの毛管力とに注目することにする。

Cookら (1972) は、*Ophiobolus graminis* による麦の take-all 病は、土壌水分量の高い条件で起こり、乾

燥条件では発生しない現象を解明した。その結果この病原菌の土壌中での増殖は水分ポテンシャルが高くなるにつれて急速に低下するが、同様に溶液中でも溶質濃度 (水分ポテンシャル) が増大するにつれて増殖の低下がみられた。しかも両者の低下曲線は、殆んど一致することが認められた。こうして彼らは、滲透圧が  $pF$  と土壌微生物との間の関係を支配する主要因だと考えるようになった。

筆者らは、毛管力との関連に着目し、土壌団粒内の細菌の分布と水分量の変化との関係を検討した。その結果は (図-4) のように、大きな孔げきからなる団粒外部の細菌数は、水分量とともに激しく変動するが、毛管孔げきからなる団粒内部の細菌数は水分量変化により小さな影響を受ける。このことは、毛管力と関連して孔げきの大きさと微生物細胞の分布状況とが、きわめて密接な関係にあることを示唆している。こうして筆者らは、土壌中の各種孔げき内の微生物細胞分布の問題を前面にもち出し、さまざまな微生物現象をその基礎の上に立って解明しようとするようになった。

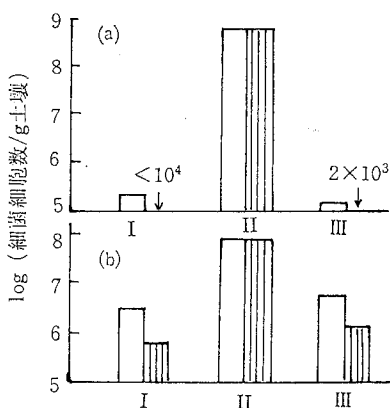


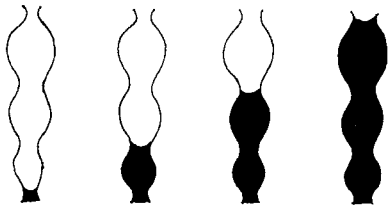
図-4 土壌団粒中の細菌細胞物の変動

(a) は団粒外部断面、(b) は団粒内部断面、(I) は風粒土、(II) はグリセリン溶液で65時間還流した土壌、(III) は(II)の土壌を2日間、相対湿度50%で乾燥させた土壌

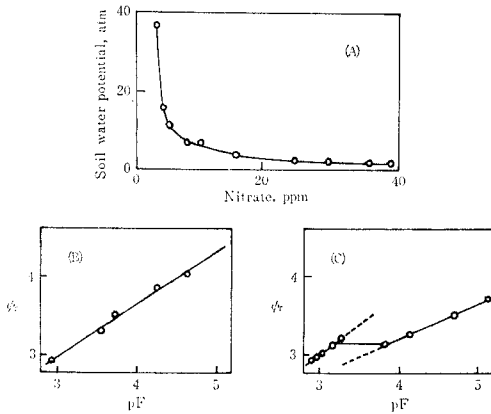
□ は細菌細胞物、▨ はグラム陰性細菌細胞数 (服部, 1967)

### 2 ヒステレシス現象と関連すると推定される現象

$pF$ -水分曲線にみられるヒステレシス現象は、インク・ボール・モデル (図-5) が示すように、孔げき中の水分ポテンシャルが孔げきの出口の大きさに依存していることと関連している。この問題と関連ありそうな微生物現象として、Seifert (1969) の解明した硝化反応と水分ポテンシャルとの関係がある。彼は、(図-6) に示すような硝化速度 (一定時間の硝化量で示してある。) 一水分ポテンシャル関係に着目し、つぎのような



図一五 土壤水分のポテンシャルとヒステレシス現象の関係を説明するインク瓶モデル



図一六 土壤水分と硝化速度の関係(Seifert, 1969)

水分ポテンシャルの関数, reduced soil water potential  $\psi_r$  を導入した。

$$4NO_3 \cdot \psi_r = K \quad (14)$$

$4NO_3$  は一定時間に形成した硝酸量,  $K$  は定数である。さらに彼は、次式の成立を認めた。

$$\log \psi_r = a \cdot pF + b \quad (15)$$

$a$  と  $b$  は定数。彼はこれら一連の関係をインク・ボトル・モデル中の水の状態によって説明できるのではないかと推定している。

図7にもみられるように、細菌の活動は  $pF$  4以上はかなり乾燥した条件でも存在しているが、この事実も又インク・ボトル中の水分によって説明しようとも考えられるが、本格的な検討は今後の課題である。

土壤構造内での細菌の生活を解明するもうひとつの手がかりは、界面と細菌細胞の関連性である。この問題については別に論じたので参照されたい

(Hattori 1973, 1977)。

引用文献

- 1) A.D.McLaren : Can. J. Soil Sci., **50**, 97 (1970); Soil Sci. Soc. Am. Proc., **35**, 91 (1971)
- 2) E.L.Newman and A.Watson : Plant and Soil, **40**, 17 (1977)
- 3) R.J.Cook, R.I.Papendick and D.M.Griffin : Soil Sci. Soc. Am. Proc., **36**, 18 (1972)

- 4) 服部 勉 : 東北大農研報告 **18**, 159 (1967)
- 5) J.Seifert : Acta Univ. Carol. Biel, 353 (1969)
- 6) T.Hattori : Microbial Life in the Soil, Marcel Dekker, New York (1973); JARQ, **11**, 24 (1977)

[1979.12.21.受稿]

質疑応答

寺沢 (農技研) 水分ポテンシャルと微生物活性の関係では、比較的乾燥した高  $pF$  領域のお話でしたが、通常のは場では1気圧以下の低  $pF$  の水分が多いので、このような多水分状態における微生物活性の特徴について説明してほしい。

服部 (東北大農研) 土壤水分が多い条件下では、糸状菌の活動が後退し、細菌(放線菌を含む)の役割が増大いたします。また微生物とコロイド諸物質との関係が乾燥条件よりも一段と動的になると考えられます。

岩田 (農技研) (1) 水分状態と関連して  $pF$  2.5~2.7で、微生物の活性(あるいは数)が質的に変化しているのは、その  $pF$  の値を境にして、水の存在形態が異なることによるのでしょうか。(例えば、団粒内孔隙と外の孔隙といったような)

(2) 土壤中では水分や養分(基質)などの分布は、空間的に非常にヘテロであると思われませんが、微生物は、これにどのように対応しているのでしょうか。(住みわけているのか、それとも快適なところに自ら移動していくのか)

服部 (東北大農研) (1)  $pF$  2.5~2.7の水分を保持する孔径の大きさを4~6ミクロン程度だとしますと、れこに住む微生物はこの物大きさを境として質的に変ると思われます。すなわち、これより大きい孔径は糸状菌、細菌、そう類、原生動物が生存しうる空間となりますが、小さい孔径は主として細菌しか収容できない空間の大きさとなります。糸状菌などの体は、大きすぎて収容できないのです。

(2) これまで基質とそれを利用する微生物とは、対応して生活していると簡単に考えられてきましたが、私の考えでは事情はそんなに単純ではない。もっとちがった風にも考えてみる必要があるのではないかと、考えています。いずれにしても、ご質問に、きちんとお答えできるようにすることが、当面の重点課題だと思います。

久保田 (熱研センター) 細菌や孢子など粘土サイズに近い、こまかい微生物は、土壤中で起こり得る(人為的に)  $pF$  や塩濃度の変化で分散・凝集等のコロイド化学的状态変化をするのかどうか。また、それに応じて生物活性等が異なるのどうか、教えていただきたい。

服部 (東北大農研) お仰せの通り、コロイド粒子の

状態は、きわめて変化性に富み、それが微生物の活動に大きな影響を与えているようです。今後、もっと系統的にこの面の研究が進められる必要があると思います。この面での物理専門の方々との協力も望まれます。

三輪（農林水産技術会議） 土壌微生物の住み場所が土壌粒子界面（団粒内を含む）近傍にあるとすれば、例えば硝酸化成の基質である  $\text{NH}_4^+$  濃度を量的に取り扱う場合、土壌 bulk 溶液中濃度を用いるよりもむしろ、主に拡散に重層中の濃度、具体的には exchangeable  $\text{NH}_4^+$

の濃度を用いた方がよいようにも思われますが、御意見をお伺いしたい。

服部（東北大農研） 全くその通りだと思います。この分野では故 McLaren 教授の先駆的業績があります。土壌酵素の研究では、今後急速にこの問題がとりあげられていくように思います。微生物でも重要になってくるのですが、実験事実の集積が酵素より困難で、その点の克服が求められます。いずれにしても、この問題でも、土壌物理の方々との協同研究がのぞまれます。

# 土壌中の生物活性と温度

金 野 隆 光\*

Temperature Effect on the Biological Activity of Soil

Takamitsu KONNO

Tohoku National Agricultural Experiment Station

## 1 は し が き

農家の圃場で起こる諸現象は多様な因子が絡んでいて複雑である。因子間の相互関係を正しく把握して主要な要因を抽出するには長い年月を要し、とかく経験的な科学になりがちである。筆者は自然界の複雑なよりを解きほぐす糸口を見出したいと考え、なるべくこれらの因子の量的関係の把握に努めている。そのために土壌中の生物活性に最も影響を与える温度に着目して量的関係を検討し、若干の実用的手法を考案した。また、反応速度論的手法も有効と考えられるので、合わせて紹介し、討論の材料とした。

## 2 種子発芽速度と地温<sup>1)</sup>

生物活性と温度との関係を検討するきっかけとなった試験例から紹介したい。図-1は北海道農試畑作部の玉田業務科長が調べられた試験成績である。高さ16mの落葉松(防風林)の西側に影ができ、それが小豆の生育・収量にどの程度の影響を及ぼすかが調べられた。高さ16mの落葉松の西側16mまでは午前8時まで影となり、8

mまでは午前9時まで影となる。その結果、影の部分の小豆の生育・収量は悪くなり、落葉松の高さと同じ16mまで影響を及ぼし、特に高さの半分の8m位までは強く影響することがわかった。

この時の発芽日数と地温との関係を調べ表-1に示した。地温は落葉松から遠いほど高く発芽日数は17日だったのに対し、落葉松から5.7mの地点では1.6℃低く、発芽日数は23.5日で、発芽が1週間おくれた。

ここで注意を要することは、発芽が1週間おくれることは農業にとって大きな問題であり、そのような重大問題が地温のわずかに1.6℃の低下で起るといふ事である。

次に、発芽日数と地温差との関係を数式で表わすことを試みた。表-1にその計算式及び計算値を示した。深さ5cmの地温データはばらつきが多く、計算値と実測値はあまりよく合わないが、10cmの地温から計算した発芽日数は実測値とよく合った。

ところで、上記の計算式に理論的な意味づけができるであろうか?。更に、計算式の中に0.23という係数があるが、その理論的意味は何か?。という問題が生ずる。そこで、この問題について検討を加えた。

まず種子発芽における生長曲線を想定しなければならない。図-2に示したように発芽における生長曲線は時間tに対して一次式で表わされると仮定する。そうすると生長量は(1)式で表わされる。

$$W = W_0 (1 + kt) \quad (1)$$

温度 $T_1$ 、 $T_2$ における速度定数をそれぞれ $k_1$ 、 $k_2$ とすると(2)式が得られる。(ただし $T_2 - T_1 = \Delta T > 0$ )

$$k_1 G_1 = k_2 G_2 \quad (2)$$

一方、速度定数と温度との間には(3)式(アレニウスの式)が成り立つ。

$$k = A \exp(-E_a/RT) \quad (3)$$

$$\left( \begin{array}{l} E_a : \text{見かけの活性化エネルギー} \\ R : \text{気体定数, } 1.984 \text{ cal/deg} \\ A : \text{定数} \end{array} \right)$$

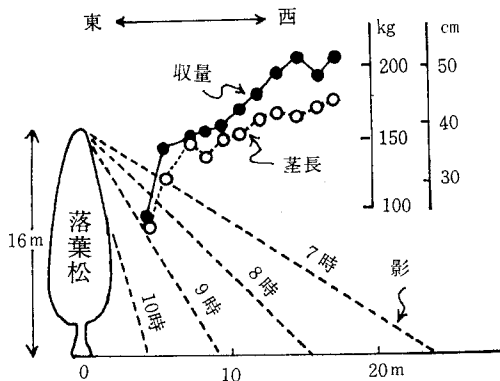


図-1 小豆の生育・収量に及ぼす落葉松の影響(1974)

表一 1 小豆の発芽に及ぼす落葉松の影響 (49年)

項目		地点							
		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧
落葉松からの距離 (m)		5.7	8.3	10.9	14.8	20.0	25.2	30.4	34.3
発芽期 (月・日)		6.16 ~17	6.13		6.12	6.11	6.10		
発芽日数	実測値	23.5	20		19	18	17日		
	計算値1	23.3	18.8		20.5	19.8	17		
	計算値2	23.4	20.3		17.6	17.6	17		
地 温	5cm部位	17.62	18.76		18.34	18.52	19.23		
	10cm部位	15.44	16.23		16.91	16.92	17.07		

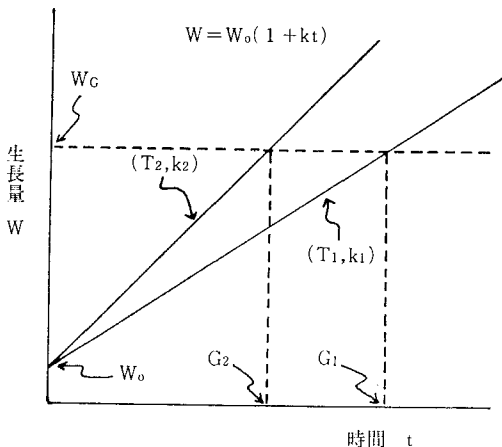
播種期：49年5月24日

地 温：6月10日~16日迄午前と午後2回測定し、その平均値

計算式：発芽日数=17 [1+0.23 (地温差)]

計算値1：5cm部位の地温から計算

計算値2：10cm部位の地温から計算



図一 2 発芽時の生長曲線

- W : 生長量
- W<sub>0</sub> : 種子中の幼根重, 幼芽重
- W<sub>G</sub> : 発芽する迄の生長量
- G : 発芽日数
- k : 速度定数

従ってk<sub>1</sub>とk<sub>2</sub>の比は(4)式で表わされる。

$$k_2/k_1 = \exp(Ea \cdot \Delta T / RT_1 T_2) \quad (4)$$

この式は複雑なので、このままでは実用に向かない。そこでKを(5)式で定義し(単位は [1/deg]), (4)式に代入すると(6)式が得られる。これをテーラー展開して、(8)式の条件を与えるると(9)式のような簡単な式となる。

$$K = Ea / RT_1 T_2 \quad (5)$$

$$k_2/k_1 = \exp(K \cdot \Delta T) \quad (6)$$

$$k_2/k_1 = 1 + (K \cdot \Delta T) + \frac{(K \cdot \Delta T)^2}{2!} + \frac{(K \cdot \Delta T)^3}{3!} + \dots \quad (7)$$

$$1 > (K \cdot \Delta T) > 0 \quad (8)$$

$$k_2/k_1 \approx 1 + K \cdot \Delta T \quad (9)$$

$$k_2/k_1 \approx 1 + (K \cdot \Delta T) + \frac{1}{2} (K \cdot \Delta T)^2 \quad (9')$$

(9)式と(2)式から(10)式が得られる。

$$G_1 = G_2 (1 + K \cdot \Delta T) \quad (10)$$

この式は表一1の計算式と全く同じである。従って、計算式の理論的意味づけと、式中の係数の理論的意味づけとができたことになる。その要点を例挙すると次の通りである。

① 発芽における生長曲線を(1)式の一次式で近似した場合、温度差が小さければ(8)式の条件を与えることができるので、(10)式が適用できる。

② (10)式は発芽日数の比が温度差に比例し、温度係数がKであることを意味し、非常に簡単なので実用に向いている。

③ 農業の実際場面では活性エネルギーとか気体定数のように馴染みのない用語を使うよりは、Kに馴染み易い適切な表現をつける方が役に立つであろう。筆者はKを種子の発芽における生長比温度係数と名付けた。(ただし、Kは(9)式でわかるように、一般的には速度定数比温度係数と呼んだ方がよい)。

④ Kの実用的意味：Kは(5)式で定義され、1より小さい正の数で、作物によって異なり、作物固有の数値であり、温度変化によって受ける影響の強さを表わす数値である。たとえば小豆では0.23で、これを求めておけば地温が平年より1℃高ければ23%早く発芽し、逆に1℃低ければ23%おくれるという計算が容易にできるのである。このようにKは人間の感覚に適した表示法である。

⑤ 発芽における生長比温度係数Kは作物固有の数値なので、従来から用いられている発芽における最低温度



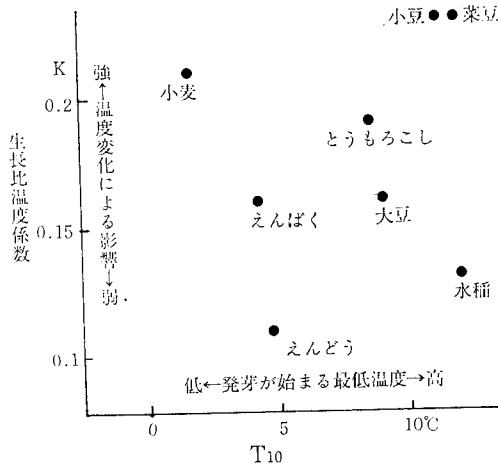


図-3 作物別の感温特性

と組み合わせて、作物別の発芽時における感温特性を論ずることができる(図-3)。最低温度とは低温のため発芽しない限界の温度である。ここでは実用的意味を持たせるために最低温度を用いず、 $T_{10}$ (発芽に10日を要する温度)を横軸にとった。農家が播種する際には、7~10日で発芽することを期待して播種するので、 $T_{10}$ は播種される時の地温に相当するものである。

水稲、大豆、とうもろこし、小豆、菜豆は地温が10°C附近で播種される点で似ているが、図でわかるように、生長比温度係数はそれぞれ異なり、水稲が最も低く、小豆、菜豆で最も高い。このように、生長比温度係数を用いて作物の発芽時における感温特性を把握することができる。

⑥  $K$ は種子発芽の例ばかりでなく、生物活性を解析する際には、後述するように、実用的な面で広く活用できるものである。

### 3 生物活性と温度との関係の解析法

自然界での生物活性は温度の日変化によって時々刻々変化しているし、また季節変化をしている。従って自然界に起こる現象を理論的に解析する際には、まず温度との関係を把握しなければならない。

生物活性と温度との関係を調べる際に、反応生成物の生成速度に着目して取り扱う方法としては、①温度を10°C上昇させると反応速度が通常2~3倍になるが、これを $Q_{10}$ で表わす方法、②有効積算温度の法則(生物活性は生育零点の温度 $D$ 以上の有効積算温度に比例する)を用いる方法。この場合には(1)式が用いられる。③速度論的に取り扱う方法の3通りがある。①は反応速度の比を $Q_{10}$ で表わすだけであるから、最も現象的な方法である②は反応速度式が未知の場合には他に方法がないという

$$N \approx (T - D) t \quad (11)$$

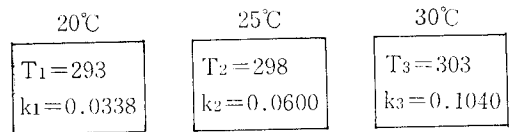
$N$ : 生成量  
 $T$ : 絶対温度  
 $D$ : 生育零点の温度  
 $t$ : 時間

意味で有効な方法である。反応速度式が見出せた場合には③の方法が最も良いのはいうまでもないことである。酵素反応を取扱う分野では③の方法が圧倒的に多いのに対し、高等生物を取扱う分野では反応系が複雑なので②の方法を用いる例が多い。

一般に生物活性は酵素反応が律速反応になっている場合が多いので、Michaelis-Menten式あるいは一次反応式が適用される場合が多いであろう。そこで、まず、一次反応式のモデルを用いて有効積算温度の方法の適用範囲と限界について検討を加えた。

#### 1) 有効積算温度の方法の適用範囲

図-4に示したように温度3段階での実験モデルを設定し、(12)式の一次反応式を用いて生成量を計算して図-5-aに生成曲線を示した。実際の実験では図-4中の



$E_a = 20,000 \text{ cal}$   
 $N_0 = 10 \text{ mg}$

図-4 一次反応式の実験モデル

$E_a$ ,  $N_0$ ,  $k$ は未知数で、図-5-aの生成曲線データからそれらを求めることになる。

$$N = N_0(1 - e^{-kt}) \quad (12)$$

$N$ : 時間  $t$  における生成量  
 $N_0$ : 最大生成量  
 $k$ : 速度定数  
 $t$ : 時間

有効積算温度の方法を用いて解析する場合には、(11)式中の生育零点の温度 $D$ を求めることとなる。その方法は任意の $D$ を用いて $N$ と $(T - D) t$ との相関を算出して、相関が最も高い場合の $D$ の値を生育零点とする。この操作は図-5-bに示したように、時間軸を変換してそれぞれの曲線を1つの曲線上に重ね合わせるために、生育零点あるいは変換係数 $(T - D)$ を求める操作に他ならない。図-5から時間軸変換をすることによって、1つの曲線上に重ね合わされていることがわかるであろう。この操作で生育零点を求める方法を筆者は時間軸変換法と名付けた。この方法で得られた新しい曲線を1曲線と呼ぶ(ただし、広い温度範囲では一般には重ならない)。

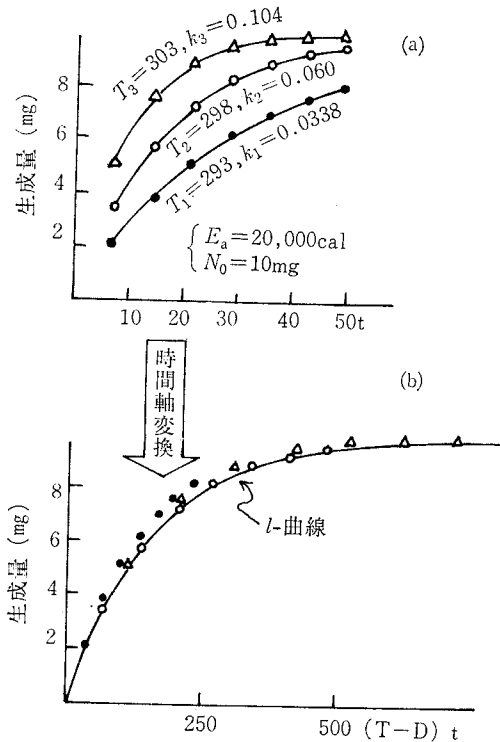


図-5 一次反応式のモデル曲線  
 a) 温度3段階の生成曲線  
 b) 有効積算温度と生成量

l-曲線を(13)式で表わすと、図-5-aの3曲線が図-5-bで重なるためには、 $k'$ と $k_1, k_2, k_3$ との間には(14)式が成り立たなければならない。

$$N = N_0(1 - e^{-k'(T-D)t}) \tag{13}$$

$$k' = \frac{k_1}{T_1 - D} = \frac{k_2}{T_2 - D} = \frac{k_3}{T_3 - D} \tag{14}$$

一方、速度定数 $k$ と温度 $T$ の間にはアレニウスの法則が適用され、(3)式が成り立つ。これを図示したのが図-6の $k-T$ 曲線である。図-6の $k_2$ における接線と温度軸との交点を $D$ とし、 $k_1, k_2, k_3$ が仮りにその接線上に乗っているとするとすれば、3つの三角形 $DT_1k_1, DT_2k_2, DT_3k_3$ は相似形であり、各辺の比が等しいので(14)式が成り立つことがわかる。さらに図-6の $k_2$ における接線と温度軸との交点 $D$ が生育零点 $D$ であることがわかる。

このように有効積算温度の方法は(14)式が成り立つことを前提としているが、 $k_1, k_2, k_3$ が直線上にある場合のみ成り立つのであって、図-6から明らかなように直線上にはなく、従って、(14)式は厳密には成り立たないのである。

以上、反応モデルを用いて有効積算温度の方法について吟味した結果を要約すると次の通りである。

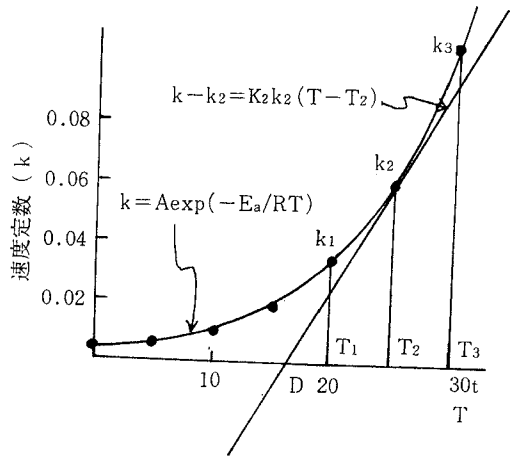


図-6  $k-T$  曲線

① 有効積算温度の方法というのは、時間軸を変換してグラフ上に重ね合わせるための変換係数 $(T-D)$ を求める操作に他ならない。従って、この方法を時間軸変換法と名付けた。

② 反応モデルを用いて検討した結果、時間軸変換法では厳密には重ならないことがわかった。

③ 生育零点を求める一般式は、図-6の接線と時間軸との交点の座標から求め、(13)、(16)式で表わされる。ただし、(13)式は温度範囲のない場合の式であり、(16)式は温度範囲のある場合の式で補正項が入る。

$$D = T_2 - \frac{1}{K_2} \tag{15}$$

$$D = T_2 - \frac{1}{K_2} - \frac{K_2(\Delta T)^2}{3} \tag{16}$$

(  $T_2$ : 平均温度,  $\Delta T = T_3 - T_2 = T_2 - T_1$   
 $K_2$ : 平均温度における反応速度比温度係数 )

④ 図-6からわかるように、20~30℃の範囲で実験する場合と15~25℃で行う場合とでは、接線と温度軸との交点の位置が変わるので生育零点の温度が異なる。従って有効積算温度の法則の中で用いられる生育零点は計算上の基準温度であって、温度範囲が変れば変わるもので、その意味で相対値であり絶対値ではない。

これに対し、例えば「10℃以下では硝酸化成がすすまない」という表現をする場合の10℃は絶対値であり、概念が異なる。従って、本稿では前者を生育零点(相対値)と仮称し、生理的零点(生物の生活活動が低温のために停止する限界の温度)と区別して使用した。

⑤ 以上のような検討から有効積算温度の方法の適用範囲は次の通りである。適用範囲は(14)式が近似的に成り立つ範囲であり、①温度範囲が狭い場合、②活性化エネ

ルギーが比較的小さく、 $k-T$ 曲線の湾曲率が小さい場合、⑤速度定数が小さい場合、等である。

⑥ 有効積算温度の方法には上述のように温度範囲が広い場合には適用できない欠点があるが、その改良法について検討し、近いうちに発表する予定である。

2)  $E_a$ ,  $K$ ,  $D$ および $Q_{10}$ の相互の関係

見かけの活性化エネルギー  $E_a$ 、反応速度比温度係数  $K$ 、生育零点  $D$  および  $Q_{10}$  の4つのうち、1つが測定されれば、相互に計算できる関係にある。これらの相互の関係を表-2のようにまとめておけば便利である。

$K$ ,  $D$ ,  $Q_{10}$  は温度によって変るので、温度を指定しなければならぬが、 $E_a$  は温度を指定しなくてよい。それぞれを求める計算式は(14), (17), (18)式である。

この表で注目して欲しい事は、15℃における  $D$  と25℃における  $D$  の差は大きく約9℃もあるのに対し、 $K$  の場合は7%の差しかない。従って  $D$  を用いて解析するよりは、 $K$  を用いた方が広い温度範囲の解析が可能となる。その方法についてはいずれ発表する。

表-2  $E_a$ ,  $K$ ,  $D$ ,  $Q_{10}$  の相互関係

$E_a$ (cal)	$K$		$D$		$Q_{10}$	
	15℃	25℃	15℃	25℃	10~20℃	20~30℃
10,000	0.0608	0.0568	-1.4	7.4	1.84	1.76
11,000	0.0668	0.0624	0.0	9.0	1.95	1.87
12,000	0.0729	0.0681	1.3	10.3	2.07	1.98
13,000	0.0790	0.0738	2.3	11.4	2.20	2.09
14,000	0.0851	0.0795	3.2	12.4	2.34	2.21
15,000	0.0912	0.0851	4.0	13.2	2.49	2.34
16,000	0.0972	0.0908	4.7	14.0	2.64	2.48
17,000	0.1033	0.0965	5.3	14.6	2.81	2.63
18,000	0.1094	0.1022	5.9	15.2	2.99	2.78
19,000	0.1155	0.1078	6.3	15.7	3.17	2.94
20,000	0.1215	0.1135	6.8	16.2	3.37	3.11
21,000	0.1276	0.1192	7.2	16.6	3.58	3.29
22,000	0.1337	0.1249	7.5	17.0	3.81	3.64
23,000	0.1398	0.1305	7.8	17.3	4.05	3.86
24,000	0.1458	0.1362	8.1	17.7	4.30	4.09
25,000	0.1519	0.1419	8.4	18.0	4.57	4.34

$$E_a = \frac{R \ln Q_{10}}{(1/T_1 - 1/T_3)} \quad (17)$$

$$E_a = R \cdot T_2^2 \cdot K_2 = R \cdot T_2^2 \frac{1}{T_2 - D} \quad (18)$$

$$D = T_2 - \frac{1}{K_2} \quad (15)$$

( $T_1$ : 下限温度,  $T_3$ : 上限温度,  $T_2$ : 平均温度)

4 土壌における有機態窒素無機化過程の速度論的解析の試み

土壌中の有機態窒素は、微生物活動によって無機化されて無機態窒素となる。この分解過程は複雑であるが、無機態窒素の生成速度に着目して速度論的に解析できる。土壌に添加された有機態窒素の無機化過程を解析する場合は、添加量を人為的に変えられるので、添加窒素量を既知量として取り扱うことができるのに対し、土壌中で生成した有機態窒素の場合は、窒素量が未知なので解析が複雑となる。以下に、それぞれの例について述べる。

1) 合成緩効性窒素肥料 (CDU) の分解

合成緩効性窒素肥料 (2-オキソ-4-メチル-6-ウレイドヘキサヒドロピリミジン, CDUと略す) の土壌中での分解を速度論的に解析した筆者らの解析法は<sup>23)</sup>、他の各種含窒有機物 (堆肥, 緑肥など) にも適用できると考えられるので、解析手順をやや一般論的に述べる。

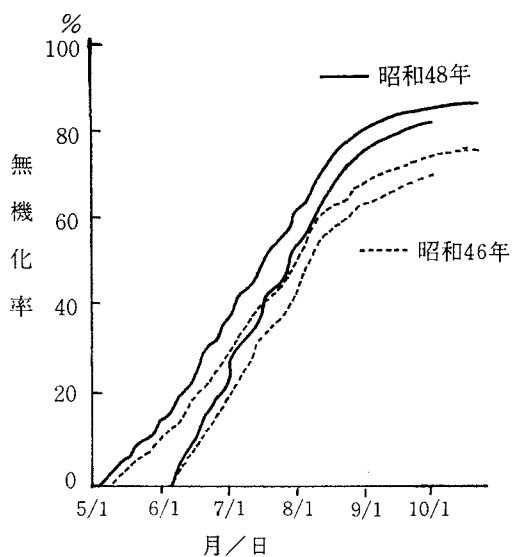
まず、含窒有機物中の窒素の無機化がどのような反応速度式に従うかを見出すことが第一段階である。CDU-Nは水田土壌中で一次反応式に従って無機化することはすでに知られている<sup>4)</sup>。一方、筆者らは畑土壌でのCDU-Nの無機化がMichaelis-Menten式に従うことを見出した。この式は酵素反応の基本的速度式であり、CDUの添加量が少ないときは一次反応式で近似できるので、過去の知見と矛盾しない。また、この式が適用できることは、CDUの分解において微生物分解が律速反応であると推定する根拠の1つとなる。

第二段階は、無機化速度と温度との関係を定量的に求めることである。筆者らはアレニウスプロットから、畑土壌中のCDU分解の見かけの活性化エネルギーとして24,000calを得た。

こうして得られたCDU-Nの無機化に関する速度式及び温度との関係式と地温測定値とを用いて、圃場での窒素無機化パターンを推定することができた。

図-7は十勝の地温データを用いて推定したCDUの無機化パターンである。昭和46年は低温年、昭和48年は高温年であり、5月1日施肥と6月1日施肥の場合の曲線である。5割以上が無機化される時期は7月中~下旬であり、緩効性肥料の特長が出ている。

こうして得た無機化パターンが果して妥当な推定値になっているか否かを調べた。てん菜ととうもろこしを用い、共通肥料としてリン酸とカリを与え、速効性N肥料で栽培した場合と、CDU-Nのみで栽培した場合のN利用率を比較した。てん菜の場合では、速効性Nの利用率は6月27日39%、7月19日73%に対し、CDU-Nの



図一七 C D U 無機化率

利用率は推定無機化量に対し64, 72%であった。とうもろこしでは、速効性Nの利用率は7月25日45%, 10月1日78%に対し, C D U-Nの利用率は推定無機化量に対して58, 59%であった。作物によるC D U-Nの利用率が60~70%という数値から, 上記の推定法がほぼ妥当なものであると考える。

以上要するに, 圃場における生物活性を理論的に解析する上で速度論的解析法は有力であると考ええる。

## 2) 土壌窒素無機化の解析

土壌窒素の無機化過程を解析する場合は, 有機態窒素量が未知数なので解析が複雑である。

最近 Stanford らは土壌窒素の無機化について速度論的解析法を提案した<sup>5)</sup>。この解析法は, 窒素の無機化速度が可分解性の窒素量に比例すると仮定し, 一次反応式を用いた。実験は30週間の長時間培養で, pH変化などを避けるために洗滌培養法を用いている。また, 一次反応式【(2)式】の未知数 $N_0$ ,  $k$ の求め方は, 任意の $N_0$ を代入して $t$ と $\log(N_0 - N)$ の相関が最も高い場合の $N_0$ を探す方法を用いた。

ところで, 一次反応式の未知数 $N_0$ と $k$ を求めるには Guggenheim の方法<sup>6)</sup>が広く知られているが, この方法を土壌窒素無機化に適用することは全く試みられていなかった。その理由は測定回数が少ないからである。しかし, 生成物の変化率の低い部分においては, 若干の仮定をおいて使うならば有力な方法であり, この方法を導入する必要がある。

筆者らは, 土壌窒素の無機化に関する新しい解析法を考案した<sup>7)</sup>。この方法は従来から用いられているピーカー培養法にも適用でき, 培養期間も短かく(7~8週),

測定回数も少なく(約5回), 温度3段階で培養して温度に関する情報も得ることができる。ただし, 測定回数が少ないので精度は犠牲になるが, 一方過去のピーカー実験のデータを活用できる利点がある。

この解析法の特徴は①土壌窒素無機化過程の律速反応は一次反応であると仮定し, ②速度定数と温度との関係はアレニウスの式に従うと仮定し, ③数表を作成して解析する点にある。筆者らの解析法から得られる情報ならびに北海道十勝の乾性火山性土について得られた数値を表一3に示した。

表一3 得られる情報と実測例(乾性火山性土)

$N_0$ : 可分解性の窒素量	3.55mg/100g
$k$ : 各温度に対応する速度定数	0.0228(25°C)/day
$t_{1/2}$ : 各温度における半減期 ( $=0.6931/k$ )	30.4days
$E_a$ : 見かけの活性化エネルギー	10,571cal/mol of N
$K$ : 反応速度比温度係数	0.060(25°C)/deg
$D$ : 生育零点	7.8°C(20~30°C)

以上, 速度論的解析法として Stanford らの方法及び筆者らの方法にふれたが, これらの方法は土壌窒素無機化過程の律速反応は一次反応であるという単純なモデルを前提においている。しかし, このような単純なモデルでは説明できない土壌もあり, より複雑なモデルを想定して説明できる土壌もあり, その方法については近く発表する予定である。

このように単純なモデルから出発して, より複雑なモデルの解析法を見出すことによって, 土壌の本質的な性質を明らかにできるものと考ええる。

## 3) 既往のデータの整理

土壌中の生物活性を速度論的に取扱った報告は少ないが, 温度を変えて生物活性を測定した報告は多い。それらについて, 前節で述べた考え方を用いて整理し, 表一4に土壌窒素の無機化, 堆肥の分解, ワラの分解, 炭酸発生, C D U-Nの無機化について, 活性化エネルギーの大きい順に並べた。表からわかるように  $E_a$  は10,000~24,000calの範囲にあり, 酵素反応の  $E_a$  の範囲(5,000~25,000cal)に相当している。このように, データを整理して相互に比較してみると, 土壌窒素無機化における  $E_a$  は水田と畑では異なること, 堆肥とワラでも異なること, さらにアメリカの畑土壌と北海道十勝の乾性火山性土とは速度定数が異なること等がわかり, 土壌間の特性的相違を論ずる上で重要な指標になることがわかる。このようなデータを蓄積することによって, 本質論的研究へと発展するものと考ええる。

表-4 既往のデータの整理

Ea(cal)	k(25℃, 1/day)	内 容	土 壤	文 献
24,000	0.028	C D U窒素無機化	褐色火山性土・畑	斉藤, 藤田, 金野 <sup>3)</sup>
20,000	0.04~0.06	土壌窒素無機化	水田土壌	吉野, 出井 <sup>8)</sup>
19,000	0.0035	堆肥の分解	畑土壌	速水, 竹内 <sup>9)</sup>
16,000	{ 0.8mg CO <sub>2</sub> 1.15 " 1.30 "	炭酸発生	褐色火山性土・畑	中島田 <sup>10)</sup>
		"	黒色火山性土・畑	
		"	沖積土・畑	
12,600	0.00407	土壌窒素無機化	11種類の畑土壌平均	Stanford, <i>et al.</i> <sup>11)</sup>
10,600	0.0228	土壌窒素無機化	褐色火山性土・畑	金野, 斉藤 <sup>7)</sup>
10,000	{ 0.011 0.0082	ワラの分解	畑土壌	速水, 竹内 <sup>9)</sup>
		"	水田土壌	

5 土壌微生物活性の熱測定

最近の農業事情の急激な変化に伴って、農耕地の砂漠化あるいは悪化が懸念されている。土壌中には多種多様の微生物が棲息しており、微生物群を構成している。それぞれの土壌は、環境と履歴によって特徴のある微生物群を構成するようになる。人間活動が土壌微生物生態にどのように作用するか、悪化させていないかどうかを評価するには、それに適した土壌微生物活性の測定法を開発しなければならない。

近年、高橋らの研究グループは酵母の生育系の熱測定を行ない、それに速度論的解析法を導入した<sup>12)</sup>。筆者は数年前にこの研究グループに参加する機会を得、その方法を応用して熱測定が土壌微生物活性測定に有効であることを見出した<sup>13)</sup>。その後、さらに理論的解析法に検討が加えられ、土壌環境汚染の生態学的評価法の検討が引き続き行なわれている<sup>14)15)</sup>。

熱測定が今後どのように活用されるかは未知であるが、

ここでは6種の糖類 (D-Glucose, Galactose, Mannose, Fructose, Sucrose, Lactose) を基質とし、温度を22~48℃まで11段階変えて、微生物増殖カーブを速度論的に解析した例を紹介する<sup>16)</sup>。

図-8は30℃で十勝川沖積土に各種の糖と窒素とを添加した場合の発熱カーブ (サーモグラム) である。このサーモグラムは微生物の増殖の際のサーモグラムと本質的に同一で、誘導期、対数増殖期および静止期に対応する形状を示す。

図からわかるように、Sucrose, Glucose, Fructoseでは増殖が早く、Mannose, Galactose がこれに次ぎ、Lactose で最も遅い。対数増殖期のカーブを速度論的に解析することによって、それぞれの糖について微生物の増殖速度及び平均細胞分裂時間が求まる (微生物増殖サーモグラムの定量的取扱い並びに速度論的解析法については、高橋の講座を参照されたい<sup>17)</sup>)。

さて、上記の計算を行うと、平均細胞分裂時間は糖によって異なるが、1.5~2.6時間という数値が得られる。

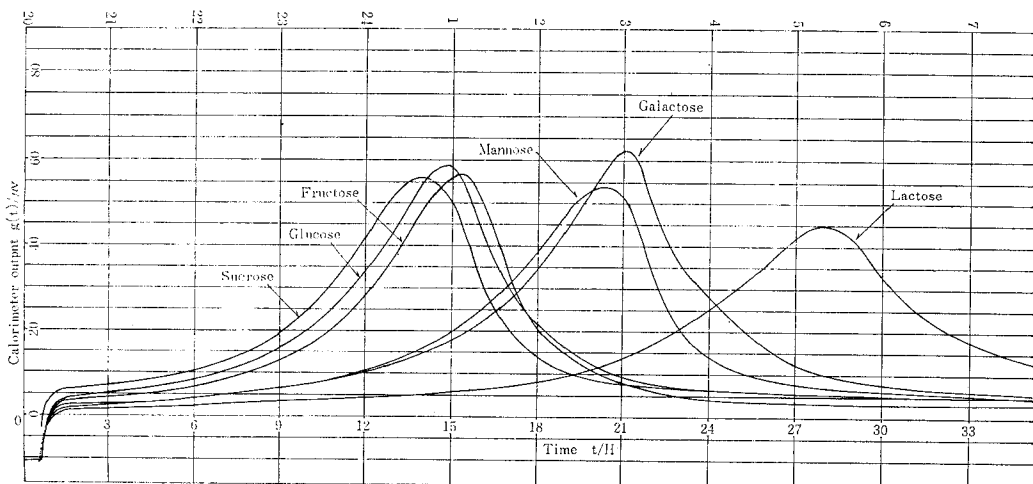
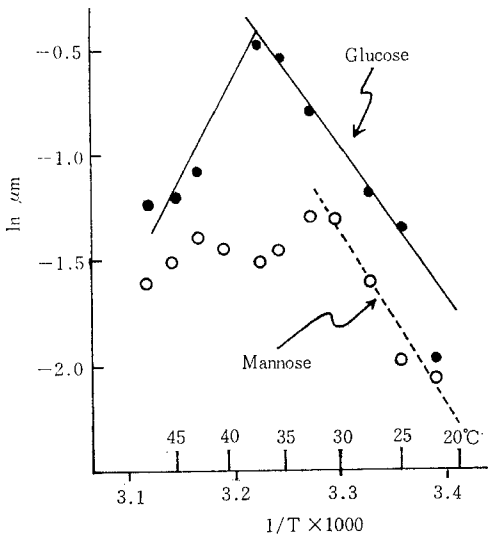


図-8 Thermograms at 30℃



図一 土壌微生物活性のアレニウスプロット

**Table 5** Apparent thermodynamic parameters of activation and optimum temperatures of cultivation of soil microbes obtained from the heat evolution during the decomposition of various sugars

Sugars	Apparent thermodynamic parameters $\Delta H^\ddagger$ (kcalmol <sup>-1</sup> )	$\Delta S^\ddagger$ (e. u.)	optimum temperatures (°C)
Glucose	+14.5	+20.7	36.9
Galactose	+18.3	+34.1	33.0
Mannose	+17.1	+30.0	31.0
Fructose	+19.0	+36.5	35.6
Sucrose	+16.7	+29.0	36.2
Lactose	+20.2	+60.8	32.4

$\Delta H^\ddagger$  : 活性化エンタルピー

$\Delta S^\ddagger$  : 活性化エントロピー

Lactoseの増殖速度はGlucoseに比してそれほど低くなく、従ってLactoseの場合に増殖がおくれたのは、誘導期が長かったためであるといえることができる。

次に増殖速度と温度との関係をアレニウスプロットしたのが図一9である。その形状は30~40°C附近にピークを持ち、30°Cを越えると酵素蛋白の変性によるとみられる不規則的な変動した形状となる。これは酵素反応特有の形状とよく類似している。このことは、土壌のような生態系においても、微生物群の示す活性は、酵素が示す活性と同様の取扱いができることを示している。

最後に、アレニウスプロットから活性化エンタルピー及び活性化エントロピーを求めて表一5に示した。これらの数値は土壌生態系の中での微生物増殖過程について

の重要な情報を与えているものと考えられるが、それらの解釈については、今後の研究が待たれる。

### 要 約

種子発芽速度、有機態窒素の土壌中での無機化、土壌微生物活性の熱測定等の土壌中での生物活性と温度との関係を論じた。また、有効積算温度の法則を用いた解析法と速度論的解析法について理論的に考察した。

1 或る温度範囲内における系1と系2の種子発芽速度の比(又は発芽日数の比)を理論的に導いた。

Kを発芽における生長比温度係数と定義した。狭い温度範囲内では、Kは定数で作物固有の数値であり、1°Cの温度変化によって受ける影響の強さを表わす数値であることを明らかにした。

2 有効積算温度の解析法の適用範囲と限界について論じた。この方法は時間軸を変換してグラフ上で1つの曲線上に重ね合わせるために、生育零点D又は変換係数(T-D)を求める操作に他ならないことを明らかにした。そして、この方法を時間軸変換法と名付けた。また生育零点の温度Dと速度定数比温度係数Kとの関係式を理論的に導いた。

3 土壌中での有機態窒素の無機化過程に速度論的解析法を適用した。

3-a) 合成緩効性窒素肥料(CDU)の畑土壌中での無機化過程にはMichaelis-Menten式が適用できることを見出した。この式と地温測定値とを用いて圃場での無機化パターンを計算し、CDUの肥効を論じた。

3-b) 土壌中での有機態窒素の無機化が一次反応式に従うと仮定した速度論的解析法について論じた。この方法で得られる情報と火山灰土壌での実測値とを表に示した。有機態窒素の無機化、堆肥及びワラの分解、土壌の炭酸発生、CDUの無機化等の活性化エネルギーを既往の論文から計算し、その大きい順に並べた。これらの数値は酵素反応の活性化エネルギーの範囲内にあった。

4. 有機物を分解する際の熱測定を用いた土壌微生物活性と温度との関係を論じた。

### 引用文献

- 1) 金野隆光(1976):北海道農試研究資料, 8, 43
- 2) 金野隆光・藤田 勇・齊藤元也(1978):土肥講演要旨集, 24, Part II, 11
- 3) 齊藤元也・藤田 勇・金野隆光(1978):土肥講演要旨集, 24, Part II, 11
- 4) 石橋博明・潮田常三(1972):土肥誌, 43, 137
- 5) G. Stanford and S. J. Smith(1972): Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36, 465

- 6) E. A. Guggenheim (1926): *Philos. Mag. Ser. 7. 2.* 538
- 7) 金野隆光・斎藤元也 (1978): *土肥講演要旨集*, 24, 105
- 8) 吉野 喬・出井嘉光 (1977): *農事試験場報告*, 第25号, 1
- 9) 速水和彦・竹内 豊: 未発表
- 10) 中島田 誠: 未発表
- 11) G. Stanford, M. H. Frere and D. H. Schwaninger (1972): *Soil Sci.*, 115, 321
- 12) 伊藤重一・橋本 衛・高橋克忠 (1972): 第8回熱測定討論会, 74
- 13) 金野隆光 (1976): *熱測定*, 3, 148
- 14) 川端達夫 (1978): 大阪府立大学農学部修士論文
- 15) 山野秀樹 (1979): 大阪府立大学農学部修士論文
- 16) H. Yamano and K. Takahashi (1978): *Satellite Meeting of the Six Intern. Biophys. Congress.*, Kyoto.
- 17) 高橋克忠 (1978): *熱測定*, 5, 66

(1979.12.24受稿)

質 疑 応 答

岩田 (農技研) 種子の発芽の問題を、アレニウスの式を用いて論じておられるが、種子の発芽に際して生起する多数の酵素反応の中のひとつが、発芽を律速していると考えておられるのだろうか。

金野 (東北農試) 生物活性を論議する場合には、多くの酵素反応が関係してくる。一般に反応系がどんなに複雑でも律速反応は1つであるという前提で論議ができる。しかし、条件が変われば律速反応が変わるので注意が必要である。生物活性と温度との関係を論ずる場合には、アレニウスプロットが直線の関係にあるか、折れ曲るかでチェックできる。アレニウスプロットが直線の関係にある範囲では律速反応が1つで変わらないという前提で論議している。

安富 (茨大) 土壌の微生物による有機質分解または作物の成長の化学反応速度について、土の粒径や比表面積がどのように影響するか、もし知見があればお教え願いたい。

金野 (東北農試) 今のところ、その問題について検討しておりませんのでわかりません。

古畑 (農技研) C D U-Nの分解速度と温度との関係の中で、地温が用いられているが、どのように求めた地温なのだろうか。

金野 (東北農試) 北海道農試畑作部における深さ5 cmの毎日の最高最低温度を使用し、sin 曲線になると仮定して、1時間毎の地温をコンピューターで推定したものを使用した。

Temperature Effect on the Biological Activity of Soil

Takamitsu KONNO

Tohoku National Agricultural Experiment Station

Summary

Temperature effect on the biological activity of soil such as germination speed of seeds, mineralization of organic nitrogen in soil, and activity of soil microbes as measured from heat evolution was discussed. Two methods using the law of total effective temperature and kinetic analysis were theoretically examined.

1. Within a certain range of temperature, relative germination speed (or relative number of days needed for germination) of system 1 to system 2 was derived from the theory.

K was defined as a coefficient of temperature relation to the rate of growth. Under the conditions of a certain narrow range of temperature, K was a constant and inherent value for a crop, and this coefficient indicated the degree of influence that a change in temperature by 1 °C gave to the germination speed of a crop.

2. Range of application for analysis using the law of total effective temperature

to biological activity was discussed. It became clear that this method is nothing but one to obtain the temperature of criterion D or a coefficient (T-D) in order to place each curve upon the other in the figure by transforming the time axe. Therefor, this method was named to be a method of transforming the time axe. The relationship equation among the temperature of criterion D and temperature coefficient of the rate constant K was theoretically obtained.

3. Kinetic analysis was applied to mineralization of organic nitrogen in soil.

3-a) Rate equation of mineralization of synthetic slow-release nitrogen fertilizer (CDU) was found out to be the equation of Micaelis-Menten. Using this rate equation and the data of soil temperature, transition of mineralized nitrogen in field was calculated, and fertilizer response of CDU to crops was discussed.

3-b) Kinetic analysis assuming that mineralization of organic nitrogen in soil followed the first-order equation was discussed. Informations obtained by this analysis and values measured in volcanic ash soil were made into table. Activation energies of several processes such as mineralization of organic nitrogen, decomposition of farm yard manure and straw, occurrence of  $\text{CO}_2$  in soil and mineralization of CDU were calculated on the basis of past reports and arranged according to size. These activation energies were within the range of that in enzyme reaction.

4. Temperature effect on the activity of soil microbes as measured from the heat evolution during the decomposition of organic materials was discussed.



# 営農排水と土壌物理性

佐藤清美\*

Farm Drainage and Soil Physical Properties

Kiyomi SATO

National Economic Federation of Agricultural Cooperate Association

## はじめに

水田利用再編に対応して営農排水がクローズアップされ、現在、各農業試験場などで課題化されているが、未だ試験期間も短かく、とくに土壌物理性に関するデータの不足しているのが実状である。そのため、営農排水に関する土壌物理性の研究領域と今後の方向を検討するには時期尚早と思われるので、新しい課題だけに、その概要を説明し、少しでも理解を深めて頂く意味で、話題を提供したい。今後、試験の発展にもなって土壌物理関係研究者の御協力、御指導を受けることが多いと思われる。

## 1. 営農排水技術の特徴

### (1) 営農排水が普遍化するまでの経過

- 昭和43～44年：佐賀県農試喜多場長が営農排水を提唱された。
- 昭和45年：佐賀県農試井出土壌肥料部長はこれを受け弾丸暗きょ（モール・ドレーナー）を利用してすき床層や酸化集積層などの不透水層を切削し、これに亀裂を与えて土中排水を行なった。（地中耕起）
- 昭和49～50年：地中耕起による排水効果が確認されたので、弾丸暗きょの最適間隔を検討した結果、深さ30cmで2mが決定した。
- 昭和49～50年：佐賀県農試、農士試干拓支場、佐賀大学の共同で、トラクター用トレンチャーと振動式ドレーナーを利用して本暗きょと補助暗きょ（弾丸暗きょ）の組合せについて試験を行なう。
- 昭和50年：営農排水技術を九州地域で普及。
- 昭和52年：営農排水技術の普及を全国対象で実施。
- 昭和52年：農水省農産課が予算要求のなかで土木排水と区別するために営農排水をとりあげる。
- 昭和53年：水田利用再編にとまない、全国的に普及。

### (2) 営農排水の意義

前述のように営農排水技術は土壌肥料、農業機械、農業土木などの協力体制のもとで組立られた技術であって、弾丸暗きょから出発しただけに土壌排水改良とともに土壌物理性の改良など土づくり作業の一環であるという考え方が基本となっている。今日、営農排水技術が全面的にとりあげられた背景としては、水田転作での基礎技術であり、20馬力級トラクターで暗きょの堀切削が容易となり、手軽に実施できることがあげられる。つまり、農業機械の開発改良が大きく影響している。また、転作物の作付け安定化のためには、転換畑における作物の作付けや日常の肥培管理において、トラクターを利用した作畦や作溝などきめ細かい排水対策を必要とすることから、営農排水がより重要視され、これを含めて営農排水が土木排水より身近なものとなっている。とくに、弾丸暗きょは1～2年毎に切削するとか、播種後や立毛中の切削も考えられるので、営農作業的な取扱いが妥当と思われる。

### (3) 営農排水技術の適用範囲

転換畑の排水には

- 地域排水：集団地域（河川流域）や地区を対象とした土地基盤整備事業のなかで、基幹用排水施設や末端圃場条件の整備などがあって、これには土木排水技術を適用する。
- 圃場排水：ブロック（圃区）または圃場（耕区）を対象とした排水作業で、主として圃場内の地表または地下排水作業を行なう。これを営農排水と呼んでいる。

以上のように転換畑の排水は、その規模や作業内容によって分けられ、営農排水技術が開発されたからといって、すべての水田に適用できるものではなく、トラクターの走行が可能で、落差のある水田などに限定される。むしろ、地域排水が困難な場合の暫定的措置であり、あ

\*全農・農業機械部

くまでも圃場内の排水技術であって、土づくり作業の一環であるという考え方が基本である。そのため、降雨が少なく隣接水田に湛水のない秋から春までの期間や、台地、扇状地のように落差のある水田では、一枚の圃場単位で地表や地下排水も容易であるが、春から秋までの期間は降雨量も多いので、谷底や平坦地の水田で地下水位の高い圃場は流入水の浸透を防ぐことが難しいので、地域排水を必要とする。営農排水技術は、このように圃場排水を主体とした特徴を有し、適用水田にもおのづから限界があるから、むしろ転換畑の集団化への足がかりとして、土づくりの一連の作業であるという理解のもとに今後の技術指導を推進することが最も望ましい。

2. 営農排水作業法と関連機械

営農排水作業には、雨水や隣接田からの流入する地表水を排除するための地表排水と、常時過湿の原因となる土壌中の過剰水を除去する地下排水とがある。地表排水には作溝や作畦と有機物のすきこみによる土壌物理性の改良などが含まれ、地下排水にはやや恒久的な暗きょと盤層破砕があり、いづれも営農用トラクターを基軸に関連作業機を装着することによって日常作業のなかで実施することになる。(図-1)

(1) 地表排水の改良

① 圃場内の排水は作畦や作溝が一般的であって、これ

は昭和53年度の転作大豆の約73%が畦立栽培を行なっていることでも明らかである。降雨量の多い地域では地下排水と組合せるとか、小排水溝を数多く組入れるのが実際の畦立栽培などはそのよい例である。降雨量の少ない地域では一定間隔に作溝して小排水溝に接続させており、麦の全層播き後の作溝はこの例にあてはまる。また、畦畔を境に湛水田と隣接する場合は、畦畔に沿って転換畑に漏水あるいは浸透水を集水するための小排水溝の堀削が効果的で、この堀削にはロータリーまたはスクリー・デッチャーやバックホーが利用される。(図-2)

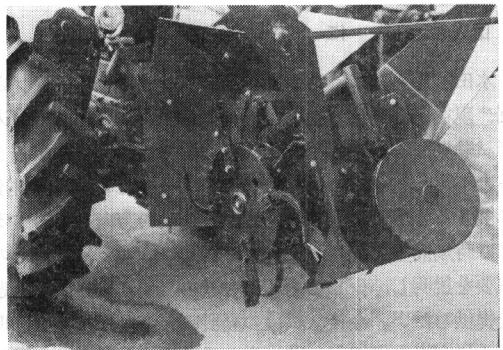
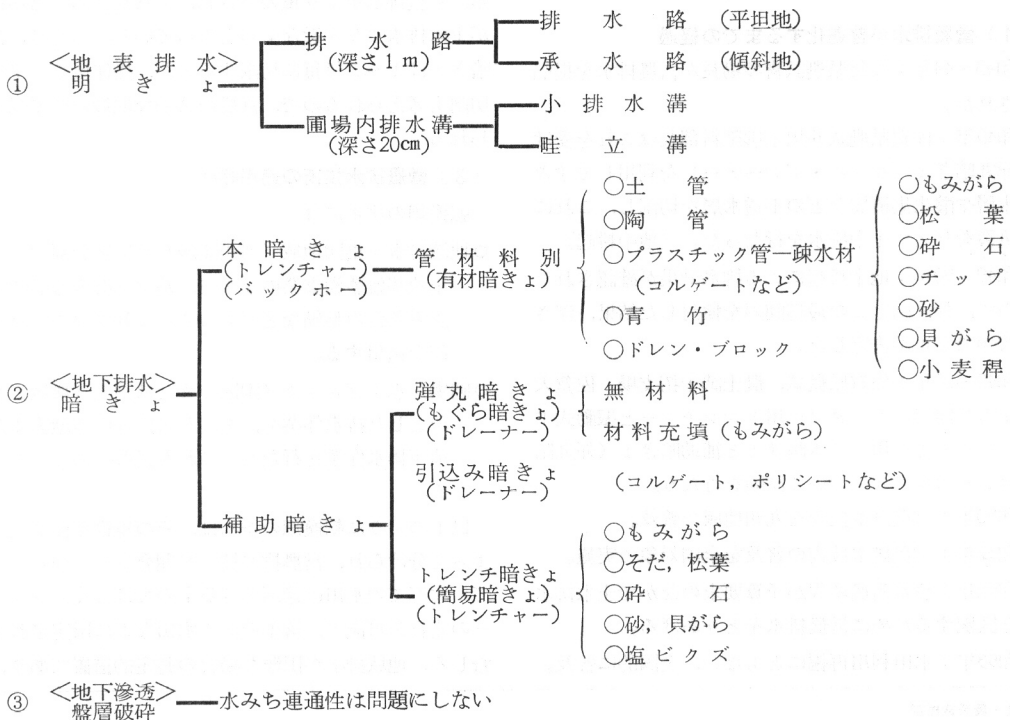


図-2 ロータリーデッチャー

図-1 明きょ、暗きょの分類 (農業土木試験場)



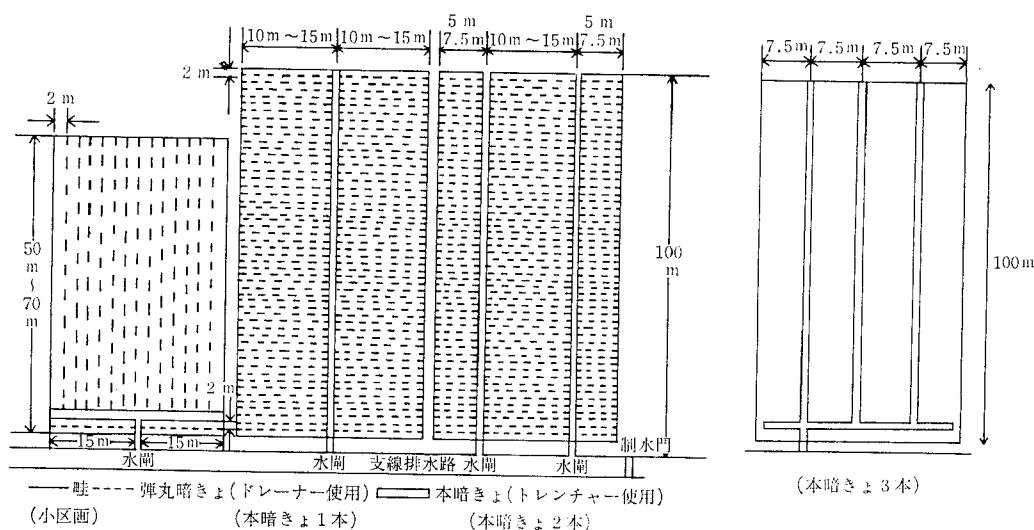


図-3 標準的作業

② 排水溝からの地表水を圃場外に排出するには、排水路の水位が低い場合や地形勾配を利用する場合は自然排水が可能であり、排水溝の水位が高く自然排水が困難な場合は圃場内に集水槽を設け、ポンプ利用による機械排水が必要となる。

(2) 地下排水の改良

地表水を排除しても、なお地下水位が高く圃場内が過湿状態になっている場合は、地下排水の改良が必要となる。

土水排水事業などでは、専門家が予め調査、計画、測量、設計を行なうことになるが、農家集団などでの営農排水においては、どの位置にどの程度の深さで、どれ位の密度で暗きよを掘削するか、費用はどの位かかるといった知識の未熟な場合が多い。そのためには、共同作業か農協やオペレータ・グループへの委託などによって、調査や設計、あるいは作業法の現地指導が受け易くなり適切な作業が期待できる。暗きよの密度は高いほど効果はあるが、それに要する経費も増大してくる。したがって、効果と費用とのバランスを考えた作業計画と実施が必要となる。

① 本暗きよの掘削：本暗きよの深さは、排水路や集水槽の水位や深さを基準とするが、一般には暗きよの上流で0.6~0.7m、下流で0.7~0.8mの範囲にとどめるのが無難である。トラクターの走行による暗きよの破壊防止のためにも、0.6m以上の深さが必要である。暗きよの幅は13~15cmが多く、トレンチャーの掘削爪刃の交換によって20~25cm幅に掘削することができ、軟弱な粘質土壌では掘削した両壁の土壌が短絡して排水能力を低下させるおそれがあるので、広めに掘削す

るのがよい。ただし、掘削幅が広がれば、吸水管の埋設は容易となるが、もみがらなどの疎水材のうめこみ量が多くなり、掘削土量もふえて作業能率が低下するかトラクターの要所馬力を大きくしなければならぬ。暗きよの間隔は9~18mが標準となっており、転換畑の立地や土壌条件で設定するのが普通で、おおまかには砂質系で18m、粘質系で10mの間隔が望ましいといわれている。なお、圃場整備事業あとの集団転作では補助暗きよなしの本暗きよのみの施工を行ない、その間隔を6~8mにつめて掘削している例もある。

(図-3)

② 疎水材、吸水管の埋設：吸水管のめづまりを防ぎ集水能力をたかめるため、プラスチック系の吸水管の周りをつつむ疎水材としては、取扱いが容易で腐蝕に強いもみがらの使用が多い。埋設の作業手順は、掘削溝

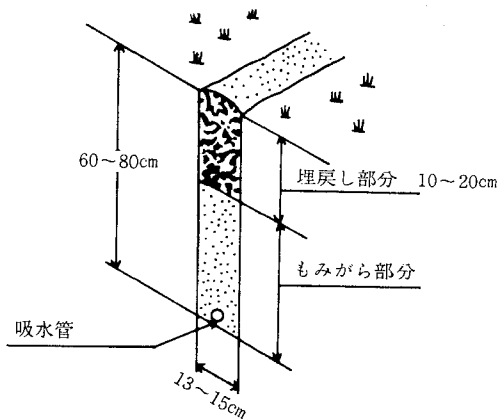


図-4 暗きよ断面

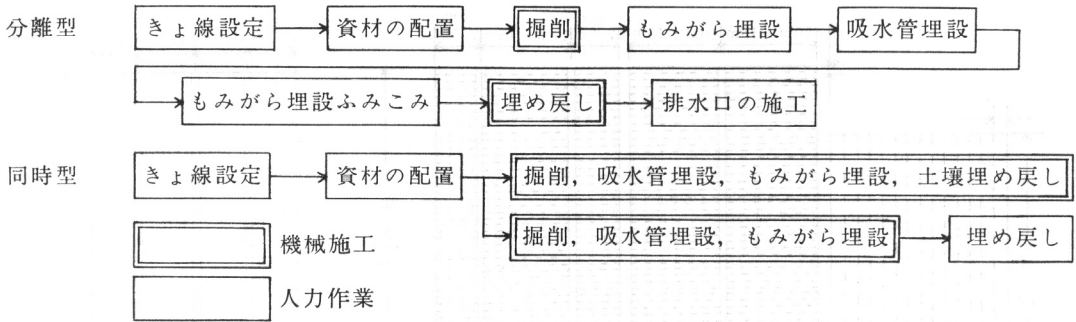


図-5 営農排水における本暗きょの作業手順

に浅くもみがらをつめて均し、接続した吸水管を下流から埋設し、その上にもみがらをつめ、よく踏み固める。土壌の埋め戻しは、上部10~20cm程度が一般的で、重粘土では表面まで疎水材をつめこむこともある。

(図-4, 5) このような方法で埋設を行なうと、m当たりのもみがらの量は12~15kgとなり、本暗きょを縦方向に2本入れ、これを集水きょで結ぶ設計では、暗きょ排水実施面積の約6~8倍の面積のもみがらを準備しなければならない。このように多量のもみがらの確保や吸水管の接続と埋設、もみがらの埋め込みなど、その作業内容からみて排水作業は共同作業に適合している。なお、トレンチャーの型式によって掘削と埋設の分離方式と、掘削と埋設の同時方式とがあり、掘削溝の崩れやすい場合を除けば、暗きょの排水効果を長時間維持させるうえから、分離方式がよい。(図-6, 7)

- ③ 掘削作業能率：同一馬力のトラクターであれば、スクリー型、バケット型、ラダー型の順に作業能率は高くなるが、土壌の種類や圃場条件と掘削溝の深さや幅が関係するので一律には決められない。標準的な作業能率を示すと、溝幅13~20cm、深さ80~140cmの掘削には1時間当たり150~180m位の作業能率となる。具体例をあげると、30psトラクターに装着したラダー型トレンチャーで幅13cm、深さ60~80cmの本暗きょを延べ378m掘削した場合の作業時間は、トレンチャーの調整時間を含めて146分となり、10a当りに換算すると約48分となる。したがって、掘削作業速度の平均は秒速0.04~0.06mとなるから、使用トラクターには超低速装置またはクリーブ速度装置の装備が必要となる。

- ④ 弾丸暗きょの切削：弾丸暗きょはもみがら暗きょとも呼び、補助暗きょの一種で18~26ps程度のトラクターを利用し、振動式ドレーナーで切削するのが多い。この弾丸暗きょの利点としては②機械利用経費が安いため暗きょの間隔を密にできる(2m間隔で10a当

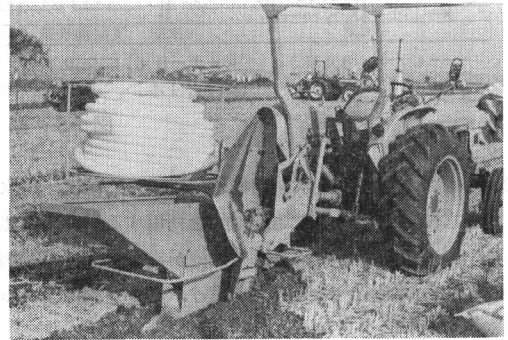


図-6 掘削、埋設同時方式トレンチャー (バケット型)

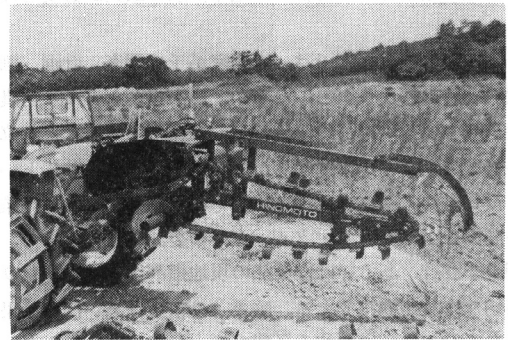


図-7 掘削専用のトレンチャー (ラダー型)

り約3,000円) ④営業用トラクターで容易に切削できる、⑤ドレーナーによる心土破碎効果があるなどとなっており、欠点としては効果の持続期間が粘質土壌では約6ヶ月位と短いことである。したがって、地下水位や土壌水分などを観察しながら日常の作業のなかで0.5~1.0年ごとに弾丸暗きょをくり返し通すことが望ましい。作付けとの関係から、一定期間おいてくり返し切削できない場合は、有材暗きょにし弾丸穴に切削と同時にもみがらをm当たり1~2kg充てんとすると効果の持続年数が長くなる。転換畑では土壌の種類に

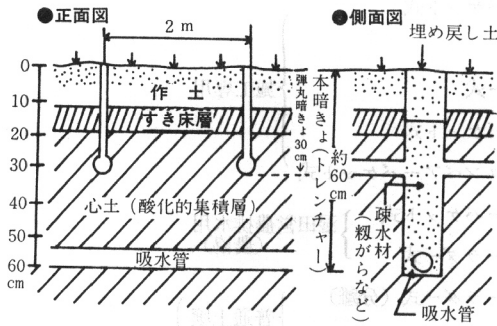


図-8 組合せ暗きょの断面

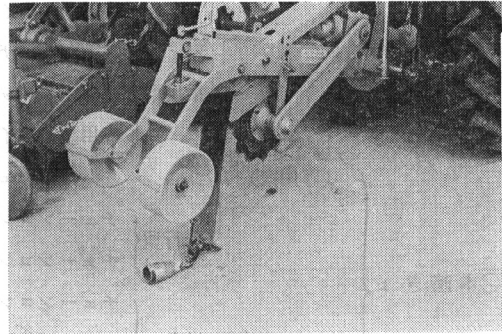


図-9 振動式ドレーナー

よって、砂質系土壌の場合は弾丸暗きょのみで地下水位を下げる事ができるが、粘質系の土壌や一区画の面積が大きい場合、あるいは長辺が50m以上の場合は本暗きょと弾丸暗きょの組合せが効果的である。(図-8)

⑤ 切削作業能率：従来、弾丸暗きょには、サブソイラーやウインチ式のモールドレーナーを使用したが、サブソイラーは牽引力が大きいためトラクターの所要馬力も大きくなり、ウインチ式は移動が面倒なため施工業者の利用にとどまっている。すき床層を破碎するためサブソイラーを30~40cmの深さで牽引するには、少なくとも40~50psのトラクターを必要とするが、手塚氏などによって開発された振動式ドレーナーを使用すると、その牽引力は $\frac{1}{2}$ ~ $\frac{1}{3}$ に軽減することができ、20~30psトラクターでの作業が容易となる。ただし、チゼルの前後あるいは上下振動によって牽引力は低下するが、振動装置の構造によってトラクターの振動が増え、その反動がオペレーターに疲労をあたえることになるので、運転時間などへの配慮が必要となる。(図-9)

作業能率は、2m間隔で10a当たり1時間程度となり、トラクターの走行と圃場条件との関係、トラクタ

ーの馬力と切削深さとの関係があるが、おおむねこれと前後した時間で作業ができる。その場合の作業速度は毎秒0.15m程度となるから、トラクターの最低速度で走行すれば切削できる。

(3) 盤層破碎の方法

すき床層が硬い耕盤あるいは透水性の低い硬盤のある水田では、地表水の地下浸透が悪く、湛水状態となっている圃場が多い。このような状態は、重機械の踏圧やロータリーによる浅耕と過度の代かき、有機物の欠乏による土壌物理性の劣下などが関係しているものと思われる。その結果、秋の水稲収穫での自脱型コンバインやバインダーの走行困難が増加し、いきおい落水時期を早めることになる。このような転換畑に対し、降雨が比較的少なく土壌の乾燥する時期を選んで、心土や盤層の破碎を行なうことによって、地表水の地下浸透を改良することができる。破碎の方法は、弾丸暗きょに準じて行ない、排水の程度によって間隔を決めることになるが、土性によっては漏水が激しくなって輪換田では湛水できないという事態も生じてくる。事前に十分土性を調査してから破碎作業にとりかかることが望ましい。盤層の場合は、振動式ドレーナーやサブソイラーで充分であるが、40cm以下の心土の場合は大型のバンプローカーで破碎す

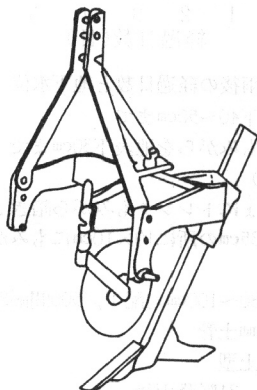
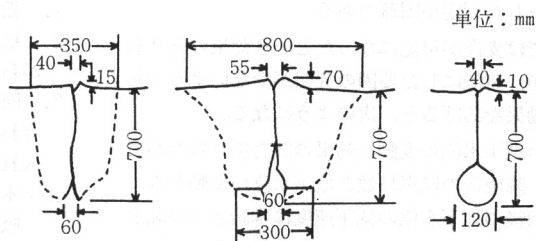


図-10 サブソイラー



(チゼルのみの場合) (ウイング装備の場合) (モールドールの場合)

図-11 破碎と暗きょの効果

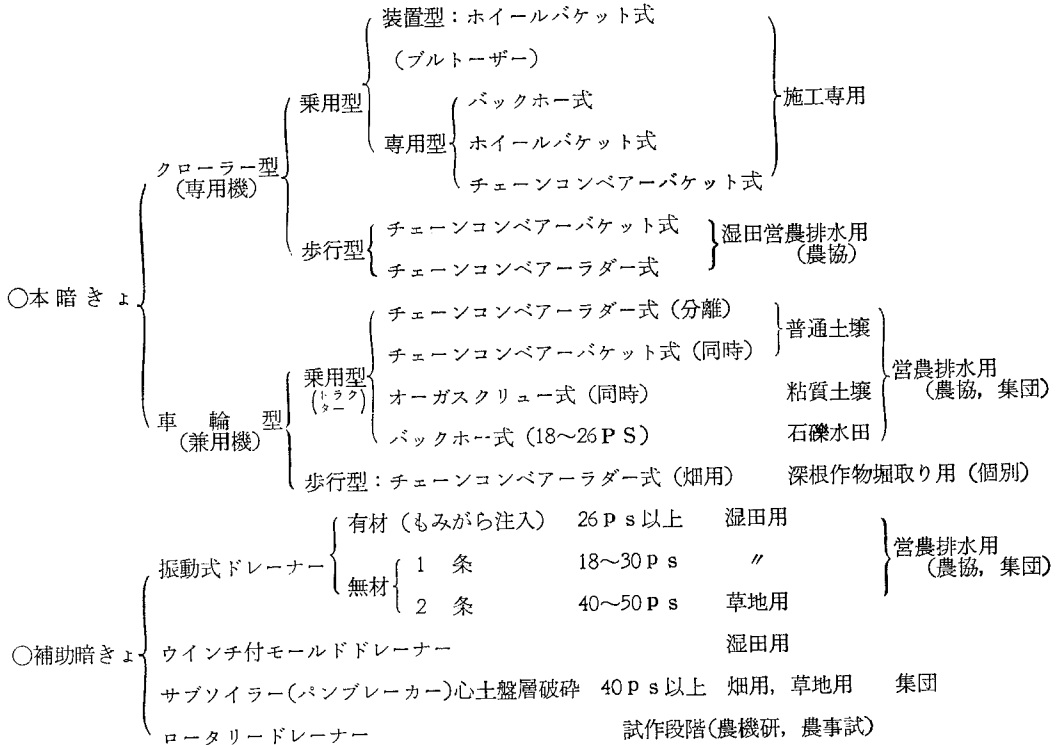


図-12 土壌排水改良機械の種類と特徴

ることになる。(図-10, 11)

なお、参考までに現在市販されている暗きょ関係の機械を整理すると図-12のようになり、トレンチャーはその大部分が農協や農家集団の所有が多く、ドレーナーは個別農家あるいは農家集団の所有が多い。

3. 営農排水の効果

農試で課題化されてからの年数も短かく、土壌の種類別あるいは排水方法別の効果は必ずしも明確でなく、今後の試験研究の発展に期待するところが大きい。現在、試験場内での解析的試験をベースに、現地実証試験を組んでいるところが多いが、転換畑の立地や土壌条件が複雑であることと、効果の評価が不ぞろいのため相互の比較による統一した判定が困難である。

現地試験では表作が可能になったという効果のとりあげが多いが、可能にした要因の究明が少ないようである。主なる効果をあげると、次のようになる。

- ① 降雨後の地下水水位の変動：効果の調査項目のなかで最も多く、降雨後の経過日数と地下水水位の変動をみており、降雨後の地下水水位の低下速度は本暗きょの疎水材の充てん深さによって異なり、疎水材は少なくとも作土層の直下まで充てんする必要のあることが判る。とくに弾丸暗きょ等を組合せる場合には、作土層付近

にもみがらを十分充てんしておくことが望ましい。(図-13)

- ② 補助暗きょの効果：強粘土の転換畑における補助暗

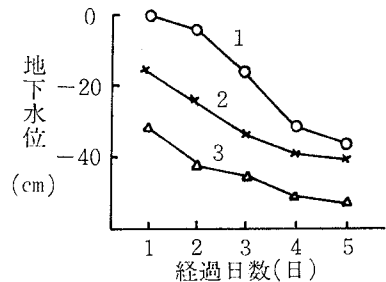


図-13 降雨後の経過日数と地下水水位

- 1. 松そだを地表下40~50cmまで
- 2. 松そだの上にもみがらを地表下30cmまで(もみがらの溝幅20cm)
- 3. 同上的本暗きょにトレンチもみがら暗きょを組合せた(深さ35cmの所に10×10cmにもみがらを入れた)。

注：本暗きょ深さ80~100cm勾配1/500間隔8.5cm  
 吸水管φ 100mm土管  
 グライ土壤壤土型  
 51年6月15日 31%降雨後  
 (竜ヶ崎試験地成績)

きょの間隔を1 m, 2 m, 3 mにとり, PFで水分の動きを把握した結果, 水分の減少率は1 m > 2 m > 3 m > 無暗きょの順に水分の減少がみられ, 5ヶ月経過のころから暗きょ排水区と無暗きょ区の差が認められなくなる。(図-14) このことから, ち密度の高い強粘土での補助暗きょの効果は5~6ヶ月で, それ以降は土壌内の亀裂や切削部は目詰まりを起し排水効果は期待できなくなるものと思われる。したがって, このような土壌に対しては, 作付け毎に切削するのが望ましい。

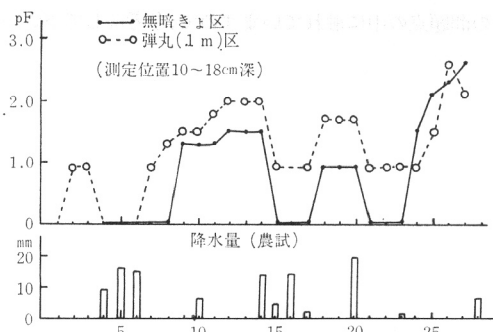


図-14 PFの推移(黄褐色土壌) 福島県農試

③ 暗きょ排水後の土壌三相分布: 暗きょ排水を行なった転換畑と隣接田の土壌調査では, 隣接田での土壌はグライないし灰色であるのに対し転換畑では黄褐色となり, グライ斑は消失し30cmまで亀裂が発生している。土壌三相分布の調査でも, 転換畑は2層まで液相率の減少と気相率の増大がみられ, 透水量も増大し, 畑地化のすすんでいることを示している。(表-1)

表-1 転換畑大豆1作後の土壌三相分布 (富山県農試)

圃場名	層位	部位(cm)	容積重 (g/100cc)	三相分布 (%)		
				固相	液相	気相
転換畑	1	0~15	87.9	33.0	33.1	33.9
	2	15~30	101.8	38.0	44.7	17.3
	5	60~80	124.6	43.9	50.4	5.7
隣接田	1	0~18	88.3	32.4	58.0	9.6
	2	18~30	109.3	41.7	55.2	3.1
	3	30~50	108.3	42.7	54.0	3.3

#### 4. 今後の問題点

前述のように佐賀県農試を中心にして組立てられ, 水田再編利用で全国的に普及段階に入った新しい技術であ

るだけに, この営農排水技術を定着させるには未だ多くの問題がある。これらの問題について, とくに土壌物理性に関連の深い項目を整理すると次のようになる。

#### (1) 排水効果の評価法

現在, 排水効果の評価については,

- ① 作物の生育収量からの判定
- ② 土壌硬度, 三相分布, 透水性などの土壌物理性と, 地下水位, 土壌水分, 排水水量などの水の動行による判定
- ③ 作業時におけるトラクターやコンバインの走行部の沈下量やスリップなど走行性による判定
- ④ 砕土性(表層から100m範囲における粒径1~2cmの土塊が占める重量分布)による判定などが利用されているが, 今後, 現地で利用できる簡便な指標が明らかでないので, 試験成果の引用が困難である。研究会で検討して頂いて, 関係機関に提案してもらいたい。

#### (2) 営農排水作業法の標準化

農家段階で実施する排水作業であるから, 主要な土壌別あるいは立地条件別に排水作業法(地表排水, 暗きょ排水, 盤層心土破碎, 深耕など)や作業機の適用範囲を明確にすることが重要である。とくに, 転換畑での連作障害を回避するため水稲と転作物とを組合せた田畑輪換方式における, 土壌排水改良技術の確立が強く要請されている。

#### (3) 営農排水作業経費の低減

転作関係の補助金を活用し, 排水機械の有効利用をすすめるためには, 共同利用や共同作業などの組織化を推進することが最も重要である。そのためには, 転換畑の集団化が必須の条件となり, 地域ぐるみの話し合いが重要である。さらに, 関連機械は営農排水ばかりでなく, 深



図-15 トレンチャーによる暗きょ掘削作業

耕や施肥溝の掘削、やさいや牧草地の排水など、その利用範囲の拡大が必要である。(図-15)

以上のほかに農業機械化の問題をあげると、

- ① 扇状地水田など石礫の多い転換畑での掘削作業法
- ② トレンチャーの爪刃とドレーナー支柱の耐摩耗性と強度
- ③ トレンチャー爪刃の土壌付着防止
- ④ もみがらの収集運搬と袋つめ法
- ⑤ 吸水管、疎水材の材料別の排水効果

#### 引用文献

- 1) 農林省：水田利用再編のための技術資料，昭和52年11月
- 2) 全国農業協同組合中央会：水田転換における営農排水技術

のてびき，昭和54年3月

- 3) 佐藤清美：営農排水技術の特徴と今後の問題点，農林水産技術，研究ジャーナル，Vol. 2, No. 10, 1979

[1980. 1. 7. 受稿]

#### 質 疑 応 答

永塚（筑波大） 資料では今後に残された問題点のところはブランクになっている。この点については、お話しの中での「排水効果の確認・評価の方法」ということが関連していると思いますが、それ以外に営農排水の問題点をお教えいただきたい。

佐藤（全農） 営農排水の問題点としては、報文で今後の問題点の中に触れていますので、参考にして下さい。



## シンポジウム

# 土壌中のイオン移動現象への 化学的接近法と物理的諸問題

井上 隆弘\*・三輪 睿太郎\*\*

Some Soil Physical Problems Relating to Chemical Studies for  
Predicting the Ion Movement in Soil

Takahiro INOUE and Eitaro MIWA

National Institute of Agricultural Sciences

## I はじめに

土壌中のイオン移動現象を農業生産、環境保全といった実際面に応用しようとする場合、その出発点は、当面問題となる土壌が原位置 (in situ) において、どのような性質を備え、どのような拡がりをもって分布しているかというところに置かれる。原位置における土壌は、生成の歴史的過程を経て一定の諸性質を保持したものであり、その把握には多くの基礎科学からの接近と並行して応用科学としての農学からの接近がなされてきた。ひとつの現象について知見を求め、実際的な問題解決の技術として体系化するためには、これらの個別的な接近の成果を総合する必要がある。イオン移動についてこのような総合化を試みるとき、とくに、演繹的な手法をとる場合には、基礎科学、なかでも、化学と物理の両面からの接近が主体となろう。

そもそも、イオン移動現象は高地から低地へ向う一つの集水域における物質の連続的移動として把握されるべきで

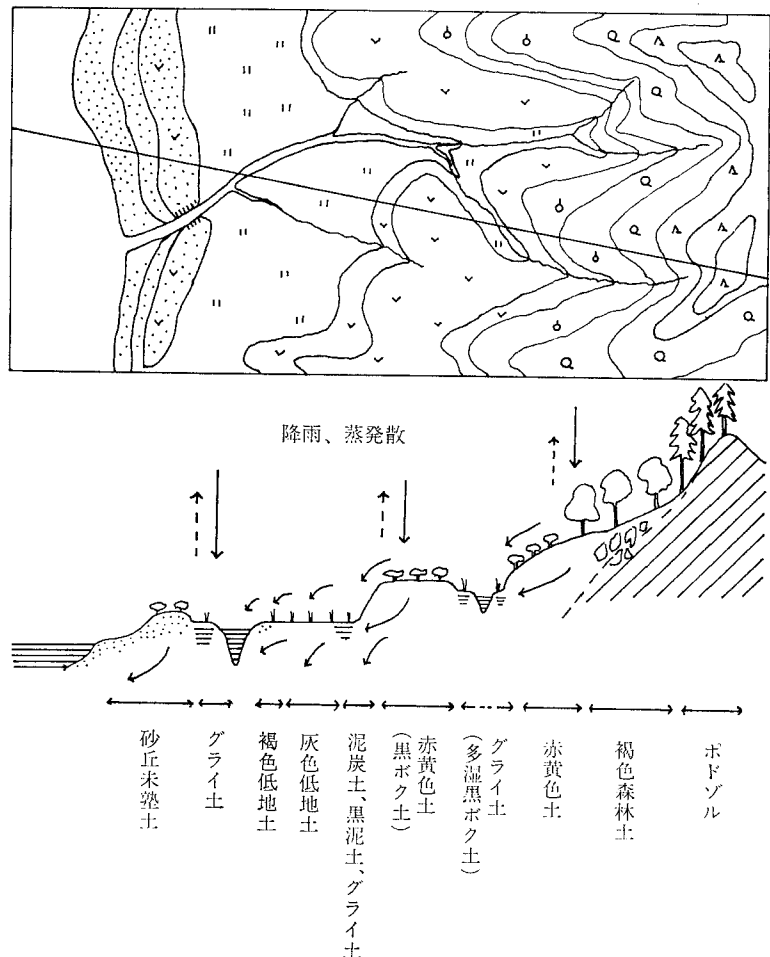


図-1 一つの集水域における土地利用、土壌分布パターンのモデル

\* 農業技術研究所

\*\* 農業技術研究所 (現在農林水産技術会議)

あり、当面問題となる一つの土壌断面中のイオン移動現象を理解するためには、その土壌の性質および隣接土壌との位置関係を明らかにしておかなければならない。図-1は一つの集水域における地形系列のなかでみられる土地利用、土壌分布パターンの一例である。これらについての詳細はペドロジーの著書に譲るとし、ここでは、土壌断面で生ずるイオン移動現象に着目し、土壌溶液濃度を規定する化学過程およびイオン移動の化学的評価法について述べ、次いで、このような化学過程の評価法を実際の土壌に適用する際に遭遇する土壌の物理的諸問題のいくつかについて触れることにする。

II 土 壌 溶 液 濃 度 を 規 定 す る  
化学過程

1 土 壌 生 態 系 に お け る イ オン 移 動

土壌中のイオンは土壌水を媒介として移動する。図-2は、土壌生態系における水とイオンの移動を模式化したものである。イオンの移動量とその方向を規定する過程はきわめて複雑であり、これらの過程を厳密に区別して論ずることは難しいが、本報では、

- a) 水の流れに伴う移動過程を物理過程、
- b) 生物活動に帰因する物質の吸収、無機化、形態変化などを生化学過程、
- c) 易溶性、難溶性塩類の溶解・沈澱反応、鉱物粒子表面で生ずるイオン交換・吸着反応などを化学過程と定義することにする。この観点から、イオン移動を化学的に評価するためには、まず、土壌溶液濃度を規定する化学過程について明らかにしておく必要がある。

2 溶 解 ・ 沈 澱 反 応

土壌中の易溶性あるいは難溶性の塩類が土壌水と平衡状態で存在するとき、溶液のイオン濃度は塩類の溶解度によって規定される。土壌溶液中に通常みられる陽イオン、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $K^+$ 、 $Na^+$ および陰イオン、 $CO_3^{2-}$ 、 $HCO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$ 、 $NO_3^-$ の組合せからなる塩類の溶解度<sup>1)</sup>からみて、わが国のような湿润温帯の酸性の土壌では、これらの無機塩類が固相として存在することはほとんどない。しかしながら、施設栽培下の土壌、施肥直後の土壌あるいは一時的に乾燥状態におかれる土壌では土壌溶液濃度はこれらの塩類の溶解度に大きく支配される。二価陽イオンの炭酸塩、珪酸塩など難溶性塩類と平衡にある土壌溶液濃度は、適当な溶解度積のデータと化

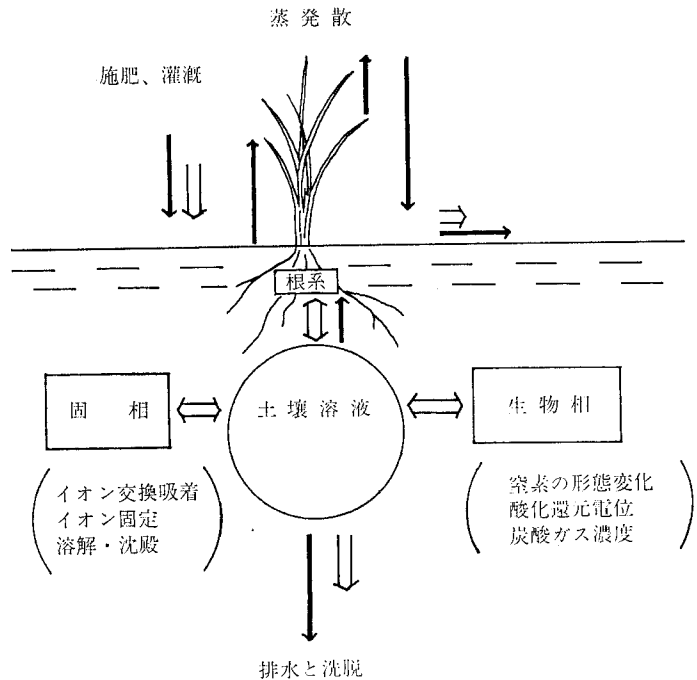


図-2 土 壌 生 態 系 に お け る 水 と イ オン の 流 れ  
(→: 水の流れ, ⇌: イオンの流れ)

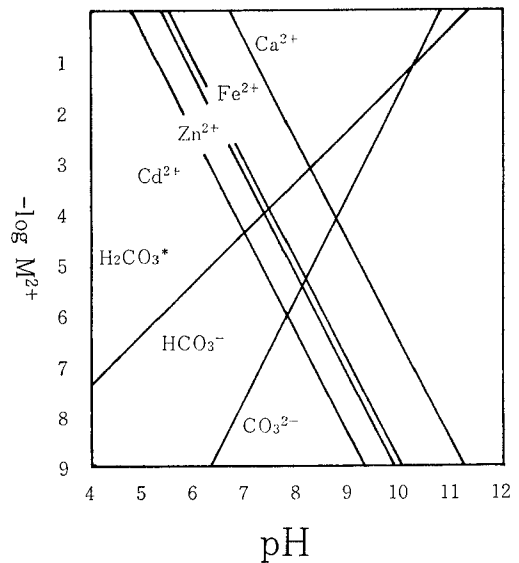


図-3 二価イオンの炭酸塩の溶解度におよぼす pHの影響 (Pco₂=0.3mbar)

学平衡論とを適用することによってある程度予測することができる<sup>2)</sup>。たとえば、二価陽イオンの炭酸塩が大気と平衡状態にある土壌水と接している場合には、二価イオン濃度は、図-3のように、pHの関数として表わす

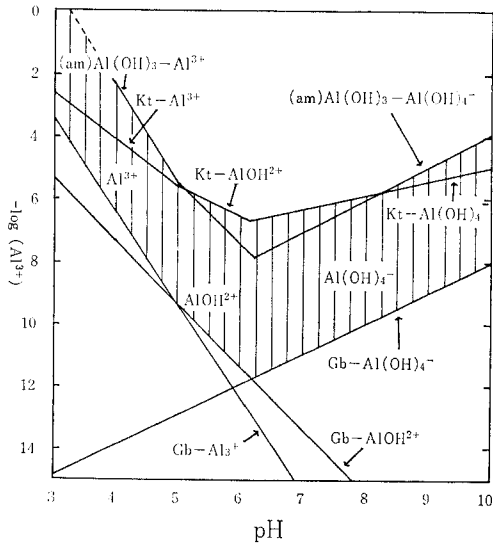


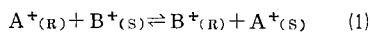
図-4 ギブサイト、カオリナイト、非晶質アルミナ共存下におけるAlの溶解度図

ことができる。また、アルミニウムやリン酸イオン種のように多数の土壌固相と平衡関係にあるイオンでも同様にとり扱うことができる<sup>3)</sup>。たとえば、Alイオンについては、ギブサイト、カオリナイト、非晶質アルミナ共存下では、図-4の例のように、一つの準安定な動的平衡が生じ、Alイオン濃度は図中の縦縞部の範囲に落ち着くと予想される。

### 3 イオン交換吸着反応

イオン交換吸着反応は土壌溶液濃度を決定的に支配する化学過程であり、土壌粘土鉱物がこの反応に重要な役割を果たす。これについては古くから多くの研究があり、反応に関与するイオンと粘土表面の電荷、結合様式および反応特性によって、陽イオン交換反応、陰イオン交換反応、陽イオン固定、陰イオン固定、陰陽イオン対吸着に大別されている<sup>4)</sup>。粘土が塩類を含む溶液と接したときに、どの型の反応が進行し、または、卓越するかは、粘土鉱物の結晶構造と化学組成、陰陽イオンの種類、溶液のpH、温度などに支配される。交換吸着量と土壌溶液濃度との関係は、イオン交換平衡式、吸着等温式から導くことができる。

陽イオンAで飽和した粘土に陽イオンBを含む溶液を加えると、吸着相(R)と液相(S)におけるA、Bイオン間で、次式で表わされるイオン交換平衡が成立する。



この交換平衡において、等価イオン系では、

$$K_N = \frac{N_B}{N_A} \frac{a_A}{a_B} \quad (2), \quad K'_N = \frac{N_B}{N_A} \frac{C_A}{C_B} \quad (2')$$

異価イオン系、たとえば、 $A^+ - B^{2+}$ イオン系では、

$$K_V = \frac{M_B}{M_A^2} \frac{a_B}{a_A^2} \quad (3), \quad K_E = \frac{N_B}{N_A^2} \frac{C_A^2}{C_A} \quad (4),$$

$$K_G = \frac{N_B}{N_A} \frac{a_A}{\sqrt{a_B}} \quad (5), \quad K'_G = \frac{N_B}{N_A} \frac{C_A}{\sqrt{C_B}} \quad (5')$$

等の量的関係が成立する。ここで、NおよびMは、それぞれ、吸着相のイオンの当量分率およびモル分率、aおよびCは、それぞれ、溶液相のイオンの活動度および濃度である。K<sub>N</sub>、K<sub>V</sub>、K<sub>E</sub>、K<sub>G</sub>は(1)式に質量作用則を適用させても得られるが、各々の交換平衡理論の組み立て方の違い、とくに、吸着相の活動度の評価の違いによって異なった定義をもつ<sup>5)</sup>。しかし、粘土のイオン選択性を表わす有用な指標としてイオン選択係数とよばれ、粘土のCEC、A、Bイオン種が定めれば、かなり広い平衡溶液濃度の範囲にわたって一定の値をもつ。等価イオンが競合する場合、K<sub>N</sub>>1は粘土がAよりBを選択的に吸着することを、K<sub>N</sub>=1は選択性がないことを示す。

イオン選択係数(K)は各種の土壌あるいは粘土について多数測定されており、表-1にその報告例の一部を示す<sup>6)</sup>。土壌溶液の陽イオン濃度は、このイオン選択係数を(2)~(5)式に代入して求めることができる<sup>3)</sup>。

希薄溶液から比較的多量のイオンを特異的に吸着する反応、たとえば、粘土によるリン酸固定、重金属の特異吸着は、次式で表わされるLungmuirの等温吸着式によく適合することが知られている。

$$M_R = a k C / (1 + k C) \quad (6)$$

ここで、M<sub>R</sub>は吸着量、Cは平衡溶液濃度、aは最大吸着量を示す。kは定数である。表-2に、いくつかの選択性の高い重金属イオンについて求められた吸着定数の値および(2)式から求めたイオン選択係数の値を例示しておく<sup>5)</sup>。イオン交換平衡式でのとり扱いと同様に、この種の吸着平衡式から土壌溶液濃度のある程度定量化できることになるが、たとえば、吸着基の挙動が土壌の環境によって複雑に変化したり、単一の平衡式だけでは説明しきれない交換吸着現象が実際には数多く観察されている<sup>6),7)</sup>。したがって、土壌中の固液相間で生ずる多くの化学過程を一つ一つ演繹的に明らかにしていくことが平衡系における土壌溶液濃度の定量的評価にとって、今後、一層重要な課題となつてこよう。

### III イオン移動現象における化学的接近法

非吸着性物質を含む溶液が均質な多孔質内を一定の速度V<sub>x</sub>で移動し、そこになら化学過程を伴わない場合、イオンの移動過程は、時間tと距離xの関係で、一般に次式で表わすことができる。

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V_x \frac{\partial C}{\partial x} \quad (7)$$

表-1 各種土壤のイオン選択係数

Soils	A	B	K-value	Equilibrium concentration (N)	Major exchangers
(monovalent-monovalent)					
Cegin soil	Na	K	5.16 (KN)	0.01	—
Aiken clay	Na	NH <sub>4</sub>	5.13 (KN)	0.001-0.05	Kt
Yolo clay	K	NH <sub>4</sub>	0.99 (KN)	0.001-0.05	Mt
Cegin soil	K	Rb	2.10 (KN)	0.01	—
Yolo clay	NH <sub>4</sub>	Rb	2.34 (KN)	0.001-0.05	Mt
(monovalent-divalent)					
Gharb soil	Na	(Ca+Mg)	2.15 (Kg')	—	Mt, Chl
Gharb soil	K	(Ca+Mg)	0.30 (Kg')	—	Mt, Chl
Houston C.	K	Ca	0.26 (Kg')	0.01	Mt, Kt
Trumao soil	K	(Ca+Mg)	0.05 (KN')	—	Allo
Mo clay	NH <sub>4</sub>	Ca	0.36 (KN')	0.01	Ill Vt
(divalent-divalent)					
Israel L.	Mg	Ca	1.20 (KN')	0.06	Mt
France soil	Ca	Sr	1.11 (KN)	0.03	Mt, Ill
(Al involved)					
Latosol	K	Al	1.11 (KN)	0.01	Kt
Scottish s.	Ca	Al	3.4 (KN)	0.01	Ill, Chl
(heavy metal)					
Yolo SiL	Ca	Cd	4.7 (KN)	0.002	Mt, Mc
Winsum	Ca	Zn	2.0 (KN)	—	Ill, Mt
Winsum	Cd	Zn	1.4 (KN)	—	Ill, Mt
Winsum	Ca	Pb	16.9 (KN')	0.005	Ill
Winsum	Ca	Cu	4 (KN)	—	Ill, Mt
Cecil SL	Al	Cd	1-2 (KN')	0.006	Kt, Vt
Cecil SiL	Al	Pb	2-6 (KN')	0.006	Kt, Vt

表-2 重金属の土壤への Lungmuir 型吸着

Material	Ion (MR)	a (me/100g)	k	KN'	a/CEC	Minerals
Cecil SL	Zn	1.1	2.0	—	0.2	—
Cecil SL	Zn	5.4	0.013	—	0.9	—
Winsum	Zn	1.6	—	13.6	0.1	—
Prairie s.	Co	0.1	2.2	79.8	0.002	Mt
Krasnozem	Co	0.12	4.0	107.8	0.003	Kt
Ca-Kt	Cu	0.09	36.0	340	—	Kt
Ca-Mt	Cu	0.93	51.9	406	—	Mt
Bientina	Pb	15.9	0.26	51.6	0.53	—
Humic A.	Cd	11.2	0.004	—	—	—
Na-Mt	Cd	0.17	223	0.05	—	Mt
Fornacette	Cd	8.1	0.14	—	0.50	—

ここで、 $\theta$ は液相率、 $D$ はみかけの分散係数である。

土壌中では、この物理的移動過程のほかに、固液相間で生ずるイオンの出入量 ( $S$ )、いわゆる、化学過程を含む Storage-term が関与するので、全体としてのイオン移動過程は、

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V_x \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{\partial S}{\partial t} \quad (8)$$

で表わされるイオン移動方程式が成立する。Storage-term ( $S$ ) としては、化学過程のほか、物理過程、生化学過程も考えられ、表-3のように、 $S = f(C)$  の形でまとめられる<sup>8),9)</sup>。化学過程については、平衡系では、溶液濃度が薄い場合の一般式として(9)式、リン酸、重金属の特異吸着式として(11)式、二種イオン間の交換平衡式として(12)式が適用される。また、平衡到達に時間を要し、非平衡系としてイオン移動が進行する場合には、速度論にもとづいた(13)~(15)式を利用することになる。無機化、硝酸化成など窒素の形態変化、あるいは、Dead-end Poreによるイオンの滞留なども Storage-term としてモデル化し、移動方程式(8)式に組み入れることができる。

ところで、このような微分方程式を用いたイオン移動式をとり扱う前に、土壌に関するごく基本的な測定値からイオン移動の知見を得る方法について述べてみる。Boltら<sup>8)</sup>は、土壌に電解質溶液が加えられたとき、イオ

表-3 イオン移動のモデル

ION MOVEMENT = TRANSPORT + STORAGE	
TRANSPORT:	$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V_x \frac{\partial C}{\partial x}$ (7)
STORAGE:	
Chemical Process	
Adsorption or Exchange in Equilibrium System	
Linear	: $S = k_1 C + k_2$ (9)
Freundlich	: $S = k_3 C^{k_4}$ (10)
Langmuir	: $S = k_5 k_6 C / (1 + k_6 C)$ (11)
Competition	: $S_A = S_B (k_7 C_A / C_B)$ (12)
Adsorption or Exchange in Non-equilibrium System	
Linear	: $\partial S / \partial t = k_8 (k_1 C + k_2 - S)$ (13)
Freundlich	: $\partial S / \partial t = k_9 (k_3 C^{k_4} - S)$ (14)
Competition	: $\partial S / \partial t = k_{10} (C_A S_B - S_A C_B / k_7)$ (15)
Source, Dissolution-Precipitation	
	$S = k_{11}, S = S(x), S = -k_{12} C$ (16)
Biological Process	
Mineralization and Nitrification	
	$\partial C_{NH_4} / \partial t = k_{13} S - k_{14} C_{NH_4}$ (17)
Physical Process	
Dead-end Pore	: $S = \theta_d C_d, \partial S / \partial t = k_{15} (C - C_d)$ (18)

ン交換反応を経ながらイオンがどのように移動するかを概算している。CECが $Q$  (keq/m<sup>3</sup>)、液相率 $\theta$  (m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>)の土壌カラムに、濃度 $C$  (eq/l)の電解質溶液が添加した場合を考えると、重力方向に移動する添加陽イオンの平均浸透距離 $X_p$  (m)と添加液量 $V$  (m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>)との間には、質量保存則により、

$$X_p (Q + \theta C) = VC \quad (19)$$

の関係が成立する。したがって、平均浸透距離 $X_p$ は、

$$X_p = \frac{V}{\theta} \cdot \frac{1}{1 + Q/\theta C} \quad (20)$$

の形で書かれる。ここで、 $Q/\theta C$ は、吸着相と液相の陽イオンの分配比であり、イオン選択係数から求めることができる。いま、半乾燥地のソーダ質土壌を石膏(CaSO<sub>4</sub>)を含む灌漑物で表層35cmまで改良すると仮定する。(5)式を用いたNa-Caのイオン選択係数を0.5、CECを20meq/100g、液相率0.3、仮比重1.5、当初の土壌の陽イオン組成をCa, 10%, Na, 90%とした場合、石膏溶液濃度が0.01Nならば、灌漑水10m、石膏85t/haを要すると計算される。この場合、表層35cmが完全にCa飽和土壌に変化する。NaのCaに対するイオン選択性が低いことを利用すると、さらに効果的な改良法も考えられ、たとえば、灌漑水組成をCa, 0.01N, Na, 0.08Nに調整すれば、土壌のCa飽和度を約65%に保ちながら、かつ、水と石膏の供給量を3分の2に節約することができる。Boltらは、この手法をSrの土壌蓄積現象の評価に応用し、現実問題にかなり適用できると指摘している<sup>8)</sup>。

しかしながら、この手法は単純明解な反面多くの制限をもっている。実際の土壌では、多成分のイオンが交換反応に関与するにもかかわらず二成分系に近似せざるを得ないこと、溶解沈澱反応を評価し難いこと、物質の添加方式が複雑な場合にきめ細かな情報が得られないことなどがその理由である。先に述べたイオン移動の微分方程式(8)式をうまく利用すれば、こういった問題は原則的には解決することになる。ただ、(8)式を解析的に解くには、やはり単純なモデルの適用を強いられることになる。これは、当初の土壌断面のイオン分布あるいはイオン添加方式が複雑な場合でも初期条件を単純にすること、あるいはStorage-termを単純な一次式に近似しなければならぬ、といった問題に帰因している。

近年、電算機利用による微分方程式の数値解法が可能となり、初期条件、Storage-termを任意に規定しても、かなり複雑なイオン移動方程式が解けるようになってきた。そして、多様な物質添加方式に対応したイオン移動過程を把握するための電算機シミュレーションという新しい研究手法が開発されてきた。一例として、三成分イオン系の土壌カラム交換クロマトグラムにおけるイオン

移動過程のシミュレーションについて、著者の一人が行なった結果を示す<sup>10)</sup>。まず、均一に詰めたCa土壌カラムのある特定の位置に肥料成分としてK, NH<sub>4</sub>イオンを添加した場合を考える。水飽和状態で重力方向に定速で透水したときのイオン移動過程に対して、(8)式および(9)式を用いてシミュレーションを行なった。移動過程は、実際には、液相を通じた物理過程とイオン交換による化学過程とが同時に進行するが、ここでは、この二つの過程が微小時間内に交互に繰返されるというモデルをとった。そして、微小時間毎の変化を計算し、一定時間後に生ずるイオン分布、すなわち、移動過程を計算した。このモデルを用いると、多成分系への拡張、あるいは、溶解、沈澱など吸着以外のStorage-termの組込みが容易にできることになる。図-5は、イライト、クロライトを主とする荒川沖積土壌にKCl, NH<sub>4</sub>Clを加え、異なる透水条件を与えた場合のイオン移動のシミュレーションである。この図が示すように、カラムの特性値、すなわち、CEC、液相率、みかけの分散係数、イオン選択係数を定めた場合の一定時間後のCa, K, NH<sub>4</sub>イオンの分布については、シミュレーションによる計算値と実測値とでよい一致がみられる。さらに様々なイオン選択係数、分散係数などのパラメータを用いれば、多様な透水

条件を想定したイオンの垂直分布を予測することができる。たとえば、実験的には測定困難な吸着相と溶液相のイオン分布を経時的に推定することも可能である。図-6は、透水速度、CECを異にする土壌カラム中のKイオンの移動例で、液相のKイオンが透水とともに下方へ移動する過程およびそれに伴い固相のKイオン分布が経時的に定まっていく過程を示したシミュレーションである。この図から、固相分布が確定するに要する時間と透水速度との関係、分布確定の因子も解析でき、この例では、透水速度は、固相分布確定までの時間のみ関与し分布それ自体にはほとんど影響しないこと、分布はCECに大きく支配されることがわかる。

このようなシミュレーションによる物質移動の解析は土壌の化学性について最も多くの知見が集積された部分に対しては、ほとんど問題なく広く適用できる。しかしながら、土壌の化学性について不明瞭な部分も多く、たとえば、アロフェンの含む火山灰土壌のイオン吸着機構の複雑性、土壌有機物の影響の程度、有機・無機複合体形成に伴う電荷の変化など、シミュレーションのような演繹的手法を適用するには未解決な部分も多い。土壌化学の面でも、これらに関して一層の知見の集積が要求されていることはいうまでもない。

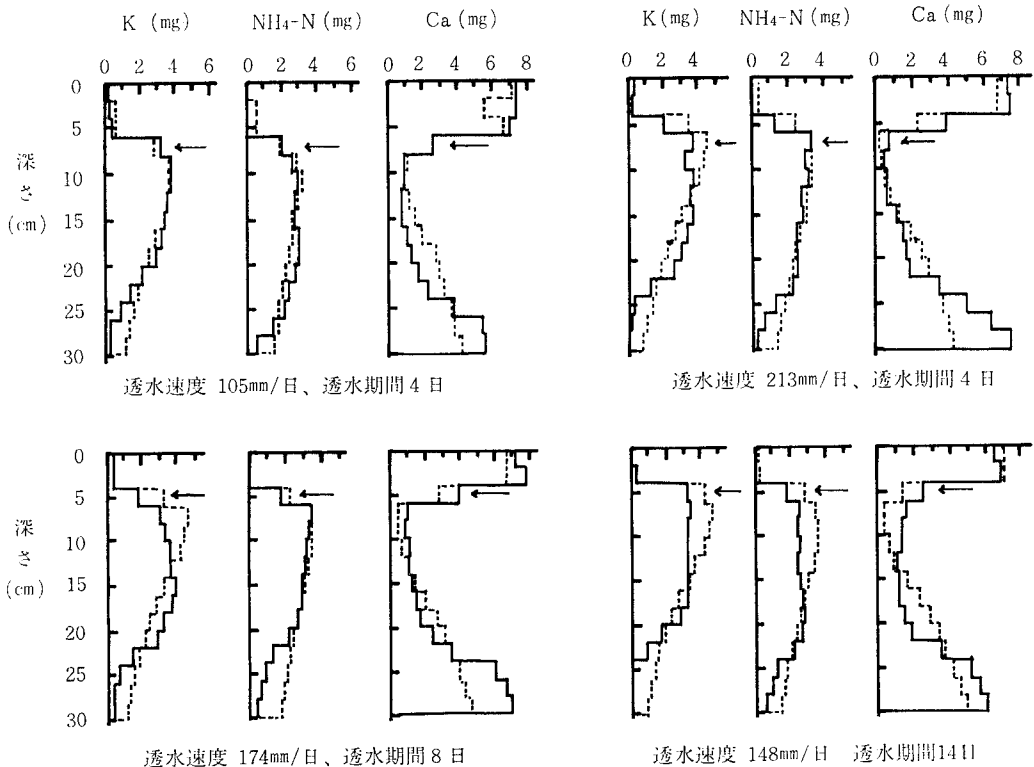
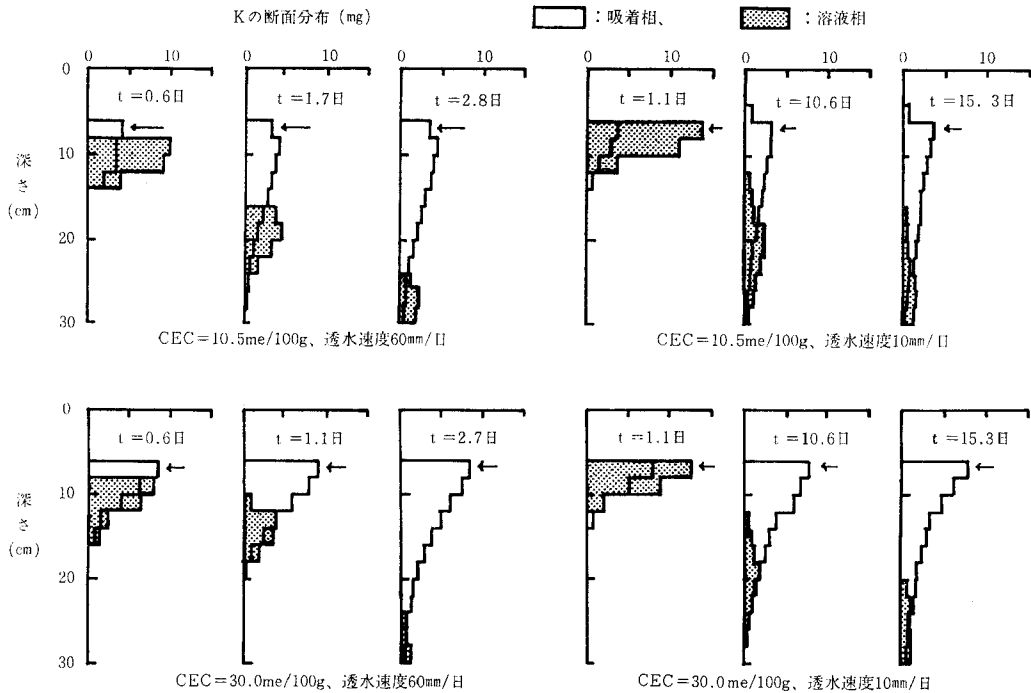


図-5 荒川土壌カラム (CEC=10.5me/100g) におけるK, NH<sub>4</sub>, Caイオンの断面分布 (—; 実測値, .....; 計算値, 矢印は施肥位置を示す。)

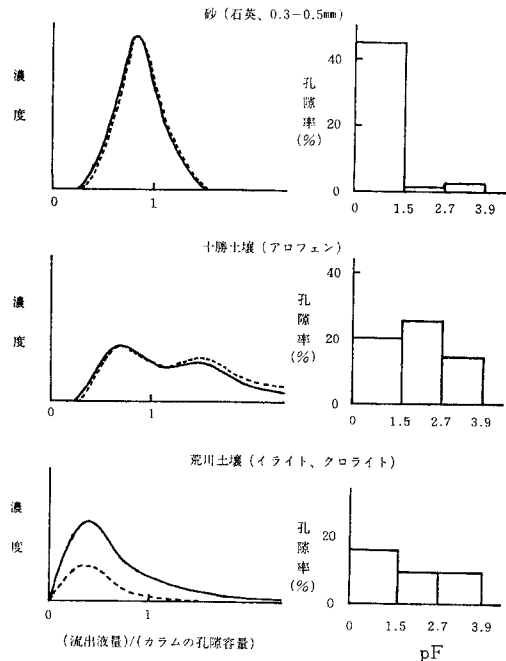


図一六 CEC, 透水条件を異にする土壌カラムの吸着相および溶液相のKイオン分布のシミュレーション (tは透水期間, 矢印は施肥位置を示す。)

#### IV イオン移動の解析における土壌の物理的諸問題

イオン移動現象を化学的に解析していく場合, (8)式に含まれる物理的要因としての流速および液相率は, 一般に, 空間的平均量,  $V_r, \theta$  としてとり扱い, 流速分布の不均一性を分散係数  $D$  で補正する方法がとられている。換言すれば, 化学的要因を数式化するときの空間的大きさに合せて物理的要因を平均量としてとり扱うため, 実際の土壌での物質の物理的不均一性を考えれば, 係数  $D$  による補正を行っても, 数式化自体の妥当性に限界が生じてくるのが当然予想される。次に, この限界を示すと考えられる物理的諸問題のいくつかを例示する。

砂あるいは団粒部分のみを詰めたCa土壌カラムにKClを加えた後, 透水を行なった場合の流出曲線とカラム充填土壌の孔隙分布とを図一七に示す<sup>11)</sup>。単粒構造の砂では, 非吸着性物質の移動方程式(7)から予測できるようにほぼ, 左右対称の鋭いピークをもつK, Clの流出曲線が得られる。団粒構造をもたせた十勝土壌および荒川土壌では, イオンの移動方程式(8)からはとても予測し得ない形状の流出曲線が得られる。しかも, 添加Kイオン量はCEC相当量あるいはそれ以下であるにもかかわらず, 十勝土壌では添加量の約90%が, 荒川土壌では約40%がほとんど全く交換反応を経ずに流出する。イオン移動式



図一七 KClの流出曲線およびカラムの孔隙分布 (—; Cl, .....; K)

によると、ピーク流出に要する流出水量はカラムの全液相量、すなわち、 $Pore\ Volume = 1$  と一致するはずである。ところが、砂以外の土壌カラムでは、全く異なった位置にピークが出現し、場合によっては、二つの極大値をもつ流出曲線さえ得られることがある。粘土鉱物種および孔隙分布を異にするいろいろな土壌カラムを用いKClの流出曲線の形状に関する特性値、すなわち、ピーク濃度、ピーク巾、ピーク流出までの流出までの流出水量を測定することにより、K、Clイオンの移動過程におよぼす土壌の諸因子の影響を明らかにすることができる。Clイオンの流出曲線のピーク巾がpF1.5—2.5の細孔隙量にみかけ上比例して増大すること、全孔隙率が高く各種孔隙をもつ土壌カラムでのClの流出曲線の形状が複数個のピークをもつことなどから判断して、得られた流出曲線は、異なる流出機構をもついくつかの流出曲線の重ね合せとして解釈することができる<sup>13)</sup>。図-8は、これをごく定性的に示したものである。すなわち、当初流出する溶質は交換吸着反応を伴わない粒大孔隙を通過し、細孔隙を通過した溶質がその後につき、最後に、微細なアグリゲート間隙に滞留した溶質あるいは吸脱着反応を経た溶質が流出するものと推定される。

佐久間ら<sup>12)</sup>は、粗大粒団を含む未攪乱土壌カラムを用いたNO<sub>3</sub>イオンの流出曲線に対して、砂質土壌のように単純な拡散モデルを適用できるものから、いくつかの流出要素が重なり合ったものまで4つのタイプにわけ、流出曲線の非定常性を粗大孔隙の存在に求め、イオン移動現象の解析に対して単純な拡散モデルを適用することに疑問をなげかけている。

粗大な孔隙を場として起こる非定常なイオンの流れの原因のもう一つに溶液の密度差による効果があげられ

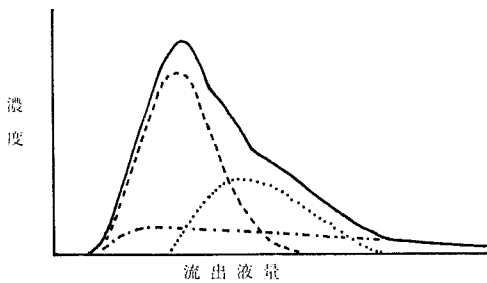


図-8 イオン流出パターンの模式図

- (-----) : 粗大孔隙 (pF 0—1.5) による流出曲線
- (.....) : 細孔隙 (pF 1.5—2.5) による流出曲線
- (- · - · -) : 微細孔隙 (pF 2.5—3.9) , 吸脱着による流出曲線
- (————) : 見かけの流出曲線

る。これは、密度の高い溶液が低い溶液の上に置かれたときに粗大孔隙内で生ずる現象であり、その後、混ぜ合せによって溶液の密度差が解消される過程を演繹的に調べることは困難であるが、簡単な実験によって密度差による効果の存在を明らかにできる。図-9は、均一に詰めた砂カラムに濃度の異なるKCl溶液を加え、流速を変えて水を浸透させた場合のClの流通曲線である。溶液のカラム通過時間が長いほど、また添加溶液密度が高いほど、Clの流出に要する浸透水量が  $Pore\ Volume = 1$  より少なくなり、密度差0.003g/ccでさえ、非定常なイオンの流れが生ずることがわかる。

粘土表面が負電荷に卓越している場合、拡散二重層内の陰イオン濃度が土壌溶液の陰イオン濃度より低くなる現象、いわゆる、負吸着現象があり、この効果によって水の移動にClの移動が先行する現象も観察されている<sup>13)</sup>。また、土層の上下端に著しい温度差が生じた場合、溶液の蒸発、凝縮に伴う対流の結果、温端部にイオンの集積がみられることも報告されている<sup>14)</sup>。

このように、土壌の孔隙特性、温度勾配、溶液の密度差など、土壌カラム内の物理的要因がイオン移動の非定常性の原因となっており、これらについての法則性を見出すことがイオン移動の完全な理解にとって必要となろう。演繹的には、流体の不均一な挙動に対して力学的接近を導入するなど、既述の物理学の知見を活用することも、現象の解明に一つの手掛りを与えるものと思われる。

V 地下水汚染可能性への応用

ここで、イオン移動過程の中で果す物理過程あるいは

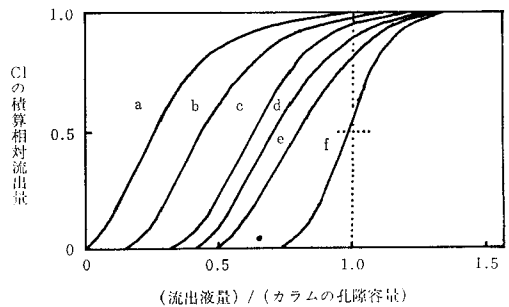


図-9 石英砂カラムにおけるClの流出曲線

カラム	添加KClの濃度 (eq/l)	添加KClの密度 (g/cc)	透水速度 (cm/sec)
a	0.9	1,032	$4.2 \times 10^{-4}$
b	0.9	1,032	$7.2 \times 10^{-4}$
c	0.9	1,032	$1.5 \times 10^{-3}$
d	0.9	1,032	$3.4 \times 10^{-3}$
e	0.09	1,003	$3.4 \times 10^{-3}$
f	0.09	1,003	$3.4 \times 10^{-4}$



化学過程の重要性を、実際面から整理してみよう。陽イオンについては、一般に、土壌の吸着能が高いことから化学過程が支配的であると考えられる。陰イオンについては、水に伴う移動過程が支配的となるため、物理的要因が重要となる。しかも、土壌肥料的あるいは環境保全的にみれば、NO<sub>3</sub>イオンのようにきわめて重要なイオンが陰イオンとして挙動する。すでに述べたように、単純な手法の適用を妨げる多くの物理的要因が存在するため、基礎的知見を技術として応用するには多くの問題を残すことになる。そこで、差し迫った問題解決にあたっては、現在まで得られている土壌の物理性に関する観察的、記載的な知見を活用して、問題に対処せざるを得ない。一例として、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>による地下水汚染の可能性からみた土壌区分について示す<sup>11)</sup>。まず、対象地域に出現する土壌の特徴とその分布パターンを野外調査から明らかにした。そこで識別した各種土壌別にNO<sub>3</sub>イオンの流出曲線の特徴を実験室的に調べた。この場合、土層の長さを異にする土壌カラムから得られる流出曲線の特性値（ピーク濃度、ピーク幅、ピーク流出までの浸透水量）を測定し、土層がさらに長くなった場合の流出曲線の形状を推定した。前述のように粗大孔隙を含む土壌カラムでは流出曲線の形状が非正常となり、移動式(8)が適用できないため、実験値を外そうとする方法をとった。(7)式適用可能な砂カラムについてシミュレーションを行なった例を図-10、図-11に示す。このようにして得られた各種土壌についての流出特性値と液相率から、透水条件に対応したNO<sub>3</sub>の断面分布を求めることができる。図-12は、年間透水量500mm、透水係数 $2 \times 10^{-3}$ cm/sec、年間NO<sub>3</sub><sup>-</sup>投入量60kg/10aの場合に推定されるn年後のNO<sub>3</sub>イオンの断面分布である。粗孔隙のみからなる砂質土壌では、地下3m付近における流出濃度が最高3~4ppmにも達することが予想される。pF1.5~2.5の細孔隙に富み、孔隙率も高い火山灰土壌では、ピークの移動が緩慢となり分散も著しい。孔隙量が比較的少なく、加えて、各種孔を一様にもつ鉅質土壌では、ピークの移動および分散が共に顕著となる。この結果を現位置における土壌に対応させると、NO<sub>3</sub>イオンによる地下水汚染の可能性の高い土壌として、砂質土壌のように均質な孔隙をもつ土壌、粗大孔隙あるいは大きな亀裂を常時保有する土壌、水系までの浸透距離が短い土壌が考えられる。逆に、汚染の可能性の低い土壌として、火山灰土壌に存在するDead-end PoreのようにSink的機能をもつ微細孔隙にとむ土壌、水系から離れた土壌が考えられる。これらの基準を考慮して、茨城県等の台地、低地、水系を含む一地域について、NO<sub>3</sub>イオンによる地下水汚染回避のための土壌区分図を製作した。図-13は対象地域の土壌図である。この土壌図に、地形および土地利用形態を加

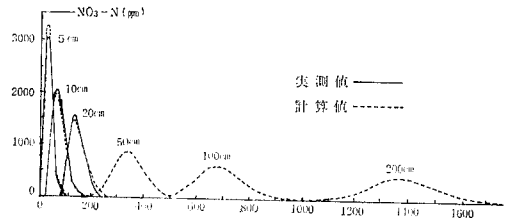


図-10 石英砂カラムにおけるNO<sub>3</sub>移動のシミュレーション (NO<sub>3</sub>-N添加量60kg/10a, 透水速度 $2 \times 10^{-3}$ cm/sec, 見かけの孔隙率0.34, 見かけの分散係数 $0.23\text{cm}^2/\text{min}$ )

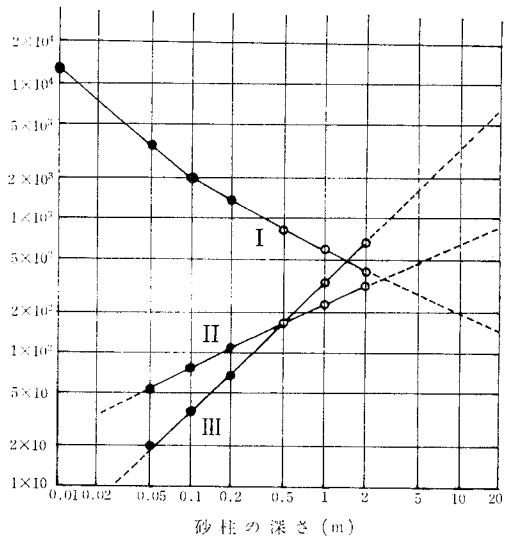


図-11 石英砂カラムにおけるNO<sub>3</sub>-Nの分布状態 (I: ピーク濃度(ppm), II: ピーク幅(mm), III: ピーク流出までの浸透水量(mm), ●: 実測値, ○: 計算値, 点線: 外そう)

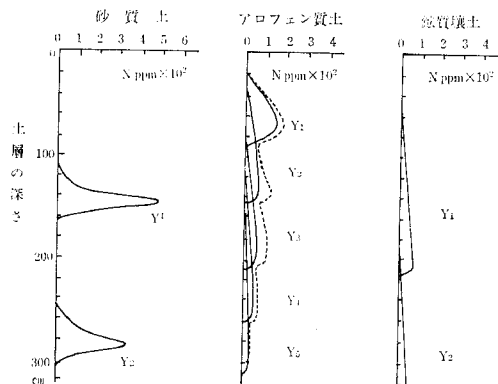


図-12 各種土壌におけるNO<sub>3</sub>イオンの分布モデル (浸透水量500mm, 透水速度 $2 \times 10^{-3}$ cm/sec, NO<sub>3</sub>-N添加量60kg/10a/年とする。Ynはn年度のピーク)



の仕方(土壤構造), 溶液の密度差, 温度勾配などが大きく効いてくることは当然予想される。このような点を土壤物理の面からどう解決し, 現位置の土壤に対して適用させていくかが今後の大きな問題となる。

引用文献

- 1) 国際協力事業団: 乾燥地農業開発に関する基礎調査(第2次)報告書, 175~180 (1977)
- 2) Stumm, W. and Morgan, J. J.: Aquatic Chemistry, 167~183. Wiley-Interscience, A Div. John Wiley & Sons Inc. (1970)
- 3) Bolt, G. H. and Bruggenwert, M. G. M.: Soil Chemistry, A, 54~72, 113~118, 126~140, Elsevier Sci. Pub. C. (1976)
- 4) 和田光史: 粘土ハンドブック, 日本粘土学会編, 94~107, 技報堂 (1966)
- 5) Bolt, G. H.: Soil Chemistry, B, 141~203, Elsevier Sci. Pub. Co. (1979)
- 6) Wada, K. and Okamura, Y.: Measurements of Exchange Capacities and Hydrolysis as Means of Characterizing Cation and Anion Retentions by Soils. Proc. Int. Seminar on Soil Environment and Fertility Management in Intensive Agriculture (SEFMIA), Tokyo. 811~815 (1977)
- 7) Wada, K. and Abd-Elfattah, A.: Characterization of Zinc Adsorption Sites in Two Mineral Soils, Soil Sci. Plant Nutr., 24, 417~426 (1978)
- 8) Boast, C. W.: Modeling the Movement of Chemicals in Soils by Water, Soil Sci., 115, 224~230 (1973)
- 9) Jury, W. A., Gardner, W. R., Saffigna, P. G. and Tanner, C. B.: Model for Predicting Simultaneous Movement of Nitrate and Water through a Loamy Sand, Soil Sci., 122, 36~43 (1976)
- 10) Miwa, E.: Simulation of Behavior of Fertilizer Materials in Soil. I. Model of Tri-component Exchange Chromatographic Transport, Soil Sci. Plant Nutr., 26, 175~184, (1980)
- 11) 古畑 哲・井上隆弘・阿部和雄: 「農林漁業における環境保全的技術に関する総合研究」試験成績書(第4集), 土壤養水分の変動からみた保全的土地利用基準, とくに肥料成分の流出可能性による土壤区分について, 農林水産技術会議事務局編, 220~227 (1979)

- 12) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀雄: 粗大粒団を含むカラムからの  $\text{NO}_3^-$  の流出, 土肥誌, 50, 17~24 (1979)
- 13) 佐久間敏雄・飯塚文雄・岡島秀夫: 畑土壤における水分と無機塩類の挙動(第2報), イオン交換をとまなう流出過程の検討, 土肥誌, 47, 470~476 (1976)
- 14) 飯塚文雄・佐久間敏雄・岡島秀夫: 畑土壤における水分と無機塩類の挙動(第4報), 温度勾配下の水分と塩の挙動, 土肥誌, 50, 133~137 (1979)

[1980.3.29.受稿]

質疑応答

**陽(農技研)** 土壤中の陽イオンの移動現象は, 化学的接近法で追求できること, 陰イオンは物理的な現象としてつめることが必要という意見が述べられた。これについては一般的に認められることだと考える。しかし, 陰イオンの移動の例として  $\text{NO}_3^-$  が提示されたことに対して質問したい。この  $\text{NO}_3^-$  イオンは例えば還元状態が進むと微生物によって  $\text{N}_2\text{O}$  または  $\text{N}_2$  のガス態へと変化して土壤空气中に現れたり, または大気へ拡散するものであるから, 物理的接近法も大事であろうが, むしろ微生物的な接近法が要求されると思う。この点についてのデータは多い。このイオンの物理的および生物的な接近方法のちがいをなどについての意見をお伺いしたい。

**井上(農技研)**  $\text{NO}_3^-$  は, 土壤窒素の循環のなかの一化学種であり, 同じ陰イオンでも  $\text{Cl}^-$  とは異なり, 生物過程の影響を大きく受ける, しかも, 環境上重要なイオンである。ただ, 化学と物理との接点という観点からとりあげると, 本報後半の例のようなとり扱いとなる。土壤環境に応じた窒素の形態変化に関する多くの基礎データに基いて,  $\text{NO}_3^-$  の生物的消長が今後(仮)のようにモデル化されると, 原理的には, イオン移動式に適用が可能となる。生物的接近を行なう場合にも, 物理的接近と同様の, 空間的, 時間的不均一性の問題が生じ, この面での研究が急がれよう。たしかに,  $\text{NO}_3^-$  移動については, 化学, 物理のみならず, 生物過程を含めた総合化が重要である。

## 土壌の理工学性に関連する物理化学的成果の 現状と今後の問題（火山灰土を中心として）

前 田 隆\*

Recent Aspect of Physico-chemical Results relating Physical and Engineering  
Properties of Soils and Future Problems (especially on Volcanic Ash Soils)

Takashi MAEDA

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

### I はじめに

最初に標題に関する物理化学，土壌の物理化学，土壌の理工学性に関連する物理化学などの筆者の見解を述べついで土壌の物理化学がどのように土壌物理学と土質工学にかかわりあっているかということ論述する。

#### 1 物理化学と土壌の物理化学

物理化学は，物質の特性についての物理学的な理論や実験方法を取り入れて，物質の構造，化学的性質，化学反応など，物理学と化学の境界領域を研究する一分野である。しかし，物理化学とよばれるものは，時代とともに変遷しており，今日では自然科学の全分野で物理学的，化学的研究が行われているので，物理化学の対象とする分野は非常に広く，他の境界領域の学問と同様に，その定義も研究方法も明確にできる現状にはないと考えられる。

物理化学は広義には土壌学の全分野に関与するが，狭義には土壌物理，土壌有機および無機成分（土壌化学），土壌鉱物および膠質複合体（粘土鉱物学）の三部門で，主として物理化学的研究が行われていると思われる。

#### 2 土壌の理工学性に関連する物理化学

上述のように考えると，土壌の物理性，工学性に関与する物理化学は極めて広いものである。しかしここでは土壌の理工学性に関連する物理化学的研究のうち，

- 1 土粒子の結合様式に関するもの。
- 2 土粒子間力に関するもの。
- 3 土粒子の相互作用に関するもの。
- 4 粘土の物理化学的特性に関するもの。
- 5 土壌構造に関するもの。
- 6 土壌水に関するもの。
- 7 土壌の熱的性質に関するもの。
- 8 土壌のコンシステンシーに関するもの。

9 土壌の工学性に関するもの。

10 粘土・腐植複合体と土壌の物理性，工学性との関係。

11 土壌のこね返しに関するもの。

などについて取り上げ，火山灰土を中心として，得られた成果の現状と今後の問題について述べ，農耕地での実用問題についても若干触れたい。

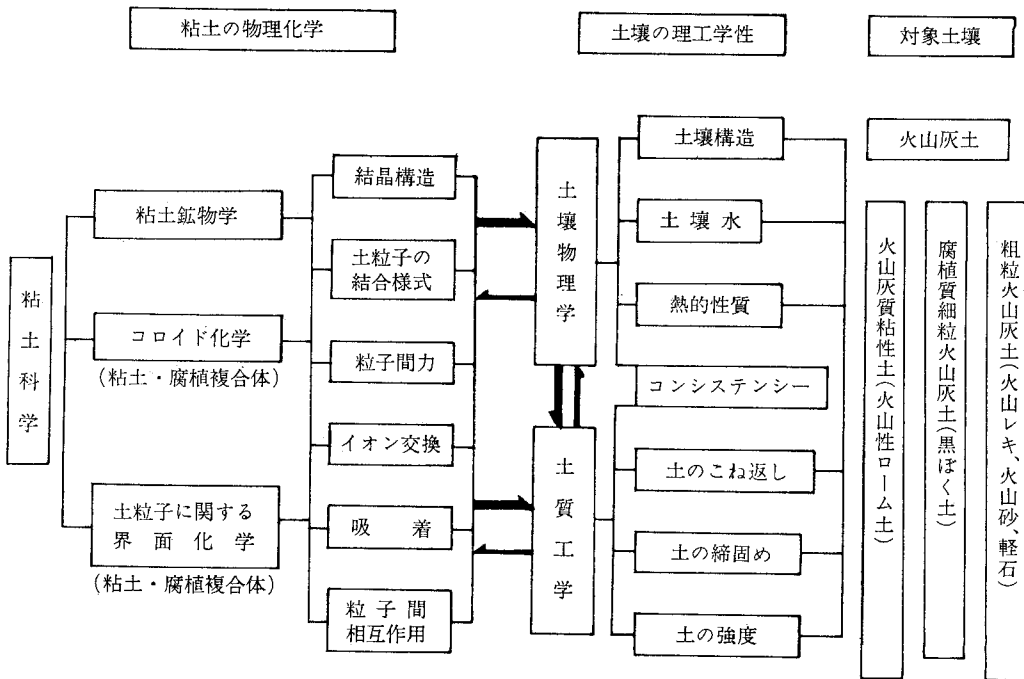
#### 3 土壌の物理化学と土壌物理学，土質工学の相互関連性

ここで土壌の物理化学と，土壌物理学，土質工学との相互関連性について私見を述べる。これら三者の関係をフローチャートのような形で示したのが図-1である。土壌の構成粒子のうち物理化学に関与する粒子は，粘土粒子であるから，土壌の物理化学は粘土の物理化学と同義語となる。これは粘土科学に属し，図-1にかかげた三大分野の各項目を通じて，土壌物理学，土質工学にその成果が利用されている。

また土壌物理学，土質工学で得られた成果が粘土科学に利用されることもあるが，矢印の太さで示すように，土壌物理学，土質工学が粘土科学の成果を利用することの方が遙かに多い。また土壌物理学と土質工学もまたお互いにその成果を利用し合うが，応用学である土質工学が，どちらかといえば基礎学である土壌物理学を生かすことの方が多い。図-1にあげた土壌の理工学性と対象土壌は，本報で取り上げようとする項目のみをかかげたが，他の分野，他の土壌も，同じく粘土の物理化学の恩恵を受けていることはいうまでもない。

以上述べたような考え方には異論もあろうし，筆者のような物理化学の知識に乏しいものには，標題に関して総説を述べる力を持たないので，この報文では種々の誤りや，重要な項目の欠落を起こしているかもしれない。また勉強不足のため貴重な研究成果を見落しているかも

\*北海道大学農学部



図一 土壌の物理化学と土壌物理学，土質工学との相互関連性

しれない。予めこれらの点をお断りし、読者諸兄の寛容と叱声をお願いしたい。

## Ⅱ 対象土壌としての火山灰土

火山灰土を対象とした理由は次のようなものである。一つはスメクタイト（モンモリロナイト鉱物）、カオリナイト、ハロイサイト、メタハロイサイト（加水ハロイサイト）などの粘土鉱物が、その結晶構造、粒度などが明確にされており、吸着、イオン交換、膨潤などの水との相互作用に関する界面化学的成果が明確にされ、それらを主要粘土鉱物とする土の物理的、工学的特性は、上記のような物理化学的特性に依存することが明らかになっている。これに対し、火山灰土の主要粘土鉱物とされるアロフェンおよび他の粘土鉱物は、その長い研究史にも拘らず、最近になってやっとその粘土科学的成果に貴重な貢献や変化が見られるようになってきたからである。他の理由として筆者が火山灰土の理工学性を主として研究しており、その物理化学的成果に多少の理解を持ち、また大いにそれを勉強しなければならぬからである。

わが国に広く分布する火山灰土壌とその主要粘土鉱物であるアロフェンについては、関<sup>1)</sup>、塩入<sup>2)</sup>以来、さまざまな分野で非常に多くの研究がなされてきた。すなわち火山灰土壌が高いpH土性やリン酸固定能、腐植を集積する性質、低い養分保持力などの性質を持ち、沖積土壌や非火山灰土壌とその理化学性が著しく異なり、これらは火山灰土の主要粘土鉱物であるアロフェンに起因す

ることが明らかにされてきている。また理工学性に関しても、風乾による不可逆的脱水や粗粒化、自然含水比が高いが、非自由水分も多いこと、特異な土壌構造に起因する透水性や締固め特性の特異性、土のこね返しによる土工の困難性など多くの貴重な成果が得られた。次に粘土科学の面からは、近年の機器分析の進歩と相俟って、火山灰土壌粘土の構造や生成に関してさまざまな成果が得られ、またイオン吸着性や界面化学などの物理化学的研究にも貴重な成果があげられてきた。

火山灰土壌は、火山灰質粘性土（火山性ローム土）、腐植質細粒火山灰土（黒ぼく土）および粗粒火山灰土（火山レキ、火山砂、軽石）のように大別され、これらが単一層または累層状態で存在する。シラスも粗粒火山灰土に属するが、本報では紙面の関係で省略した。また関東ロームで新しい火山灰層がアロフェンを主要粘土鉱物とするのに対し、古い火山灰層はメタハロイサイトを主体とすることが明らかにされたように、一般に新しい火山灰から古い火山灰への粘土化に一連の風化系列が認められている。それゆえ、一口に火山灰土といっても、降灰年代、堆積環境などを反映したこの風化程度、粘土化の進行と、火山灰土の種類の違いが、その粘土科学的性質、化学性、物理的および工学的性質に相違をもたらす主要な原因となっている。

本報では紙面の都合でこれらの細部にわたって述べる余裕はないので、最初に火山灰土の粘土科学的成果につ

いて触れ、ついで火山灰土の種類別にみたその理工学性と物理化学的成果の関連性を中心として論及する。

III 火山灰土の粘土科学における成果

ここでは火山灰土の理工学性に関連すると思われる主要な粘土科学的成果のみをとり上げる。

1 アロフェンの構造と比表面積

Ross & Kerr<sup>9)</sup>が「アロフェンは定まった原子配列または化学組成を持たず、ケイ酸、アルミナ、水および少量の塩基からなる相互溶解状態物質である」と定義して以来、アロフェンはX線に対して非晶質であり、電子顕微鏡によって不定形の粒子が観察されることから、一定の構造および形態を示さないと考えられていた。しかし近年になってアロフェンは、ある一定の構造を持つという見解が支配的になりつつある。

すなわち Birrell & Fieldes<sup>5)</sup>がニュージーランドのアロフェン試料の電子顕微鏡写真で直径50Åまたはそれ以下の粒子の存在を認め、江川と渡辺<sup>6)</sup>は電子顕微鏡観察によって、アロフェンは「ブドウの房」状の直径約10μの大きさの粒団からなり、それが数多くの細孔と大きな表面積を持ち、アロフェンの特異的な物理的・化学的諸性質発現の要因となっていると報告した。しかし近年、北

川<sup>7)</sup>および和田<sup>8)</sup>、逸見ら<sup>9)</sup>によって、アロフェンの最も基本的な構造単位は、直径35~55Å、壁の厚さ7~8Åの中空球状粒子であり、これらが集合体を形成していることが報告され、和田ら<sup>10)</sup>はアロフェンの基本構造単位を図-2のように無数の微細孔隙を有する中空球状粒子であることを決定した。なお球の内部にも、水分子の出入の可能なことが、重水を用いた実験で和田<sup>11)</sup> Russell<sup>12)</sup>によって確かめられている。そして北川<sup>12)</sup>はこれらアロフェンの基本単位の集合体としての微細粒団を図-3のように描いた。この説明は土壤構造の項で述べる。

なおアロフェンの近辺粘土鉱物のイモゴライドの同定および構造は吉永ら<sup>13)</sup>、和田ら<sup>14)</sup>によって、長さ数μ、直径100~300Åの繊維よりなり、この繊維はさらにほぼ平行に配列した外径20Å、内径10Åの中空管状粒子より構成されていると報告され、和田<sup>11)</sup>、Russell<sup>15)</sup>によって管内に水の出入可能なことが明確にされた。

なおアロフェンの基本単位粒子の大きさが、他の粘土鉱物に比べていかに小さいかは表-1<sup>22)</sup>をみれば理解で

表-1 粘土鉱物の種類と大きさ<sup>22)</sup>  
(ただしアロフェン<sup>7)10)</sup>、イモゴライト<sup>13)14)</sup>)

粘土鉱物の種類	分散状態における単位粒子の大きさ
アロフェン	中空球状、孔隙3Å以上 外径：35~55Å 壁の厚さ：7~8Å
イモゴライト	中空管状 長さ：100~300Å 管の外径：20Å、内径10Å
カオリナイト	六角板状 大きさ：500~20000Å 厚さ：100Å
メタハロイサイト	中空管状 長さ：十数Å 外径：400~2000Å
ハロイサイト	中空管状 長さ、外径：不定
モンモリロナイト	板状 大きさ：200~2000Å 厚さ：20Å
パーミキュライト	板状 大きさ：20000Å以下 厚さ：数十Å以上
イライト	板状 大きさ：1000~10000Å 厚さ：30Å

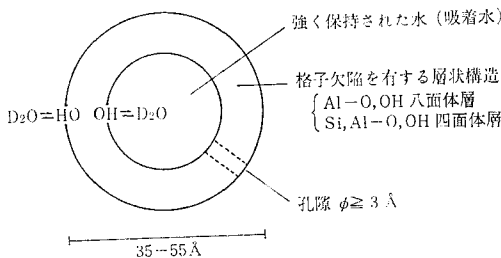


図-2 アロフェンの基本単位粒子の構造<sup>10)</sup>

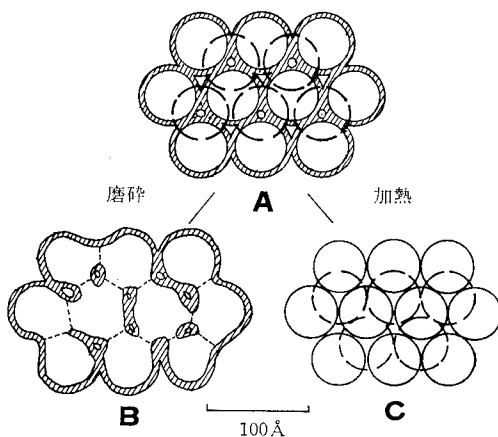


図-3 アロフェンの微細形態モデル、(A)室温風乾物、(B)磨砕処理物、(C)110℃乾燥処理物 (北川)<sup>12)</sup>

きよう。

次にアロフェンの比表面積について述べる。竹中<sup>16)</sup>は関東ロームの吸着表面積を測定し、320~380<sup>m</sup>²/gの値を提出したが、これは最近久保田<sup>17)18)</sup>によって測定された鹿沼土アロフェンの値とほぼ同様である。また飯村<sup>19)</sup>はアロフェンから合成したシリカゲルの表面積として274<sup>m</sup>²/g、鹿沼土、味噌土の60~300℃で除去される水の占有面積を520<sup>m</sup>²/gであると報告し、北川<sup>7)</sup>はアロフェンの風乾試料での比表面積600<sup>m</sup>²/gが磨砕処理により440<sup>m</sup>²/g、110℃炉乾で380<sup>m</sup>²/gに変化するとしている。しかし藤原<sup>21)</sup>は南九州の黒ぼく、アカホヤの比表面積として107~180<sup>m</sup>²/gのやや小さい値を提出している。

いずれにしても、吸着比表面積測定でアロフェンの生土を用いた場合でも、測定中に試料が風乾状態に変化しアロフェンの構造も変化するから、アロフェンの生土状態ではもっと大きい比表面積をもつと思われる。しかしこれらを総括して、アロフェンの外比表面積が、他の粘土鉱物に比べて、いかに大きい値をもっているかが判ろう(表-2)<sup>17)</sup>。これは上述のアロフェンの基本単位粒子が他の粘土鉱物に比べて微細であることおよび単位粒子の無数の孔隙から水の出入可能なことを反映しているからである(図-2)。またアロフェンの近辺粘土鉱物であるイモゴライトの比表面積は、江頭<sup>22)</sup>により、エチレングリコール吸着で900~1,100<sup>m</sup>²/gと示され、アロフェンの700~900<sup>m</sup>²/gより大きい。なお黒ぼく土や粗粒火山灰土の比表面積については、土壌構造のところで触れる。

表-2 粘土の外比表面積 (1976久保田)

試料	主要粘土鉱物	外比表面積
指宿カオリン	カオリン	5.7 <sup>m</sup> ²/g
国峰ベントナイト	モンモリロナイト	83.8
鹿沼土アロフェン	アロフェン	328.0

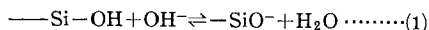
## 2 アロフェンの界面化学的特性

### (1) アロフェンの電気化学的特性と分散

岩田<sup>24)</sup>は飯村<sup>19)</sup>と和田<sup>11)</sup>などによって得られた貴重な成果を次のようにまとめている。

火山灰質粘性土の物理・化学的性質と関連して重要な事実は、アロフェンの中のSi, Alが、結合OHを表面に露出させている点である。

なおこのOHは、水の中で次の反応によって解離し、アロフェンは、両性コロイドとして機能する。



すなわちpHが高くなるとOH<sup>-</sup>の濃度が増大するので、

(1)式の反応が進み、アロフェンは陰性コロイドとしての性格をもつ。逆にpHが低下すると、H<sup>+</sup>の濃度が高まり(2)式の反応が優位となり、アロフェンは陽性コロイドとして振舞う。なおアロフェンの等電点(負荷電と正荷電が量的に等しくなる点)は、pH6~7の範囲にある。

なお山根<sup>25)</sup>が吉田<sup>26)</sup>、青峰<sup>27)</sup>、逸見ら<sup>9)</sup>の成果をもとに作成した負荷電の種類および粘土の種類別にみたCEC(陽イオン交換容量)と荷電の種類は表-3、4の通りで、アロフェンと腐植が他の粘土鉱物と比較して、負荷電の種類も異なり、CECも大きいことが判ろう。

表-3 荷電の種類

種類	マイナス荷電の起源	選択性	pHの変化に対して
永久荷電 i-charge	2:1型粘土鉱物の同型置換によるもの	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> とK <sup>+</sup> を選択的に吸着 2:1型に特有	pHにかかわらず同じ
附加的荷電 o-charge	腐植、アロフェン/粘土のこわれた部分にあらわれるHによるもの	選択性がなくイオン交換樹脂と同じ	高pHになると荷電がふえる

表-4 粘土と腐植のマイナス荷電

種類	結晶性	CEC※	荷電の種類
カオリン	1:1型結晶	3~15	o-charge
メタハロイサイト		5~10	
ハロイサイト		20~30	
イライト	2:1型結晶	10~40	i-charge と o-charge
パーミキュライト		100~150	
モンモリロナイト		80~150	
アロフェン	非晶質	30~200	o-charge
腐植酸		200~600	

※腸イオン交換容量、すなわちマイナス荷電の数である。通常pH7で測定する。

火山灰土の粒度分析を行う場合、一次粒子の分散が容易に得られないが、これはアロフェンが上述のように両性コロイドであり、表面荷電密度が小さいためである。多田<sup>28)</sup>は関東ロームの分散がIN塩酸を加えてpH2.0~4.0の酸性側で良分散を得ることを報告したが、久保田<sup>17)</sup>はpH2~12の酸性からアルカリ性にわたって関東ロームの分散性を調べ、やはりpH2~4の酸性側で良分散をうるとしている。前田<sup>29)30)</sup>は西インド諸島と北海道の火山灰土についてその分散性を測定したが、酸性分散するものが多いが、時にはアルカリ性で良分散するものがあることを報告した。これらの結果を総合するとアロフェンは、他の粘土鉱物が陰性コロイドであるのに対し、両性コロイドであるが、陽性コロイドの性格が強いと結論できる。

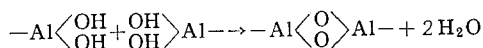
なお大羽・弘法<sup>31)32)</sup>は超音波処理により pH の調整にかかわりなく、火山灰土は良分散し、酸性分散よりも粘土含量の増大をみることを報告し、馬場<sup>33)</sup>もまた同様の結果を得ているが、アロフェンの構造が集合体であり、この集合体が行動単位となって多くの特異的性質を発現しているのであるから、超音波処理によりこの集合体の破壊をまねかないようにすることが必要である。久保田<sup>17)</sup>はこの粘土集合体の特性を解明している。なお粒度分析の意義は、細粒土の物理性、工学性に関しては、最近はその重要性がうすれ、むしろコンシステンシー測定に重きをおくようになり<sup>34)</sup>、火山灰土ではとくにその傾向が強い<sup>35)</sup>。

## (2) アロフェンと水の相互作用および風乾による不可逆的凝集

アロフェンの上記の構造および電気化学的特性を反映して、アロフェンと水分子の相互作用には大きな特徴がある。久保田<sup>17)</sup>はアロフェンの吸着実験から、第1層吸着水は AlOH 群との配位結合、水素結合による表面化合物の水であり、第2層以下の水は凝縮しているのみで結合力は弱く、アロフェンの大部分の表面は拡散二重層を発達させ得ないと述べている。しかし飯村<sup>19)</sup>はアロフェンのイオン交換の研究から、陽イオン吸着はアロフェン表面の SiOH 基からの H<sup>+</sup>の解離にもとづくものであり、アロフェンの陽イオン交換容量は 100meq/100g のオーダーの大きさに達することを認めている。

また Wells ら<sup>36)</sup>は、アロフェンの微細孔隙の水は、水分子同志またはアロフェンと強い水素結合をしているとした。いずれにしても、粘土の水蒸気第1層吸着量はコンシステンシーと密接な関係を持っているから、アロフェンの第1層吸着水が強く結合していることは重要な事実である。これは飯村<sup>20)</sup>の 110℃ 炉乾による吸着水の残存試験で、カオリナイト、ハロイサイト、モンモリロナイトでは 110℃ 炉乾で吸着水が全量なくなるのに対し、アロフェン、ギブサイトでは一部残存することでも確かめられている。

また久保田<sup>17)</sup>は、アロフェンの風乾による不可逆的凝集が、アロフェン表面の多量の AlOH 基に起因すると報告し、風乾による pF4.2 以上の高 pF 値の水の脱水に伴い、次の変化が生じて、不可逆的な安定した凝集体が生ずるとした。



なお風乾による不可逆的脱水については土壤水の項で触れる。

## (3) アロフェンの腐植集積作用

火山灰に由来する黒ぼく土でもアロフェンの存在が認められないことがあり<sup>37)</sup>、また東海地方の黒ぼく土は非

火山性であるとされている<sup>38)</sup>。しかしアロフェンが長い年代の後にメタハロイサイトに変化するとの考えに立てば、これらの土壤もかつてはアロフェン、イロゴライトを含有していたのではないかと思われる。そして黒ぼく土が多量の腐植を集積している原因としては従来からアロフェンの活性 Al の存在が強調されているが、多量の腐植の供給源としては、山根<sup>39)</sup>はススキのような長草型草本であろうとしている。

和田<sup>40)</sup>は腐植はアロフェンと結合し、あるいはアロフェンに由来する Al、Fe と結合して難溶性の塩の形で存在する可能性が大きいとし、和田ら<sup>41)</sup>、井上ら<sup>42)43)</sup>はアロフェンの腐植吸収能も大きいことが、イモゴライトのそれはアロフェンよりなお大きいことを示し、腐植がイモゴライトの管状構造、アロフェンの中空球状構造の中に入り込む様相を示した<sup>44)</sup>。

いずれにしても腐植はアロフェンやイモゴライトの構造内にとり込まれるだけでなく、アロフェン集合体の間隙に集積し、更にアロフェン集合体を被膜するような形で、この集合体同志を結合していると考えられる<sup>45)</sup> (図-4)。

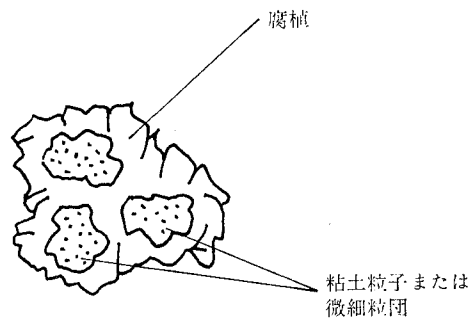


図-4 粘土・腐植複合体のモデル

以上、アロフェンの構造、粒子の結合様式、粒子間力、土粒子と水の相互作用、イオン交換、吸着などの物理化学的特性について簡単に概説した。

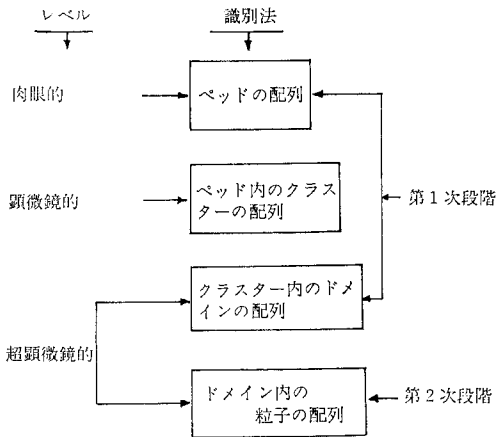
## IV 火山灰土の理工学性とその物理化学的解釈

### 1 火山灰土の土壤構造

#### (1) 火山灰質粘性土

土壤構造は従来、粒団の形状と大小により分類されてきたが、粒団内における粒子配列と粒子の集合密度についても十分考慮する必要があり、最近ではペッド (ped)、クラスター (cluster)、ドメイン (domain) という分類<sup>46)</sup>が行われ、肉眼レベルから電子顕微鏡レベルに至る一連のつながりがある (図-5)。ここで筆者は粒子集合体としてのアグリゲート (aggregate) を粒団とよび、球状粒子集合体を固粒として区別する。





図一五 段階的ファブリーク系の説明模式図<sup>40)</sup>

またベッドを粒団，クラスターを小粒団，ドメインを微細粒団と名付けるが，アロフェンの場合，図一三の集合体が微細粒団で，これについて北川<sup>12)</sup>は次のように説明している。図一三は「電子顕微鏡写真から見て，アロフェンの単位粒子が中空の球形をなし，それがマイクロアグリゲート（微粒粒団）中で最密充填していると仮定して組立てたモデルである。図一三のうちAは通常の風乾状態，Bは磨砕処理物，Cは110℃加熱処理物を示している。AとBで粒子の周囲に斜線で示した部分は吸着水を示し，それは吸着水の含量などから1層の水分子層からなっていると考えられた。磨砕および加熱処理によって単位粒子が相互に結合する様子は図示したとおりである。さて未処理試料において微細粒団中で直径約55Åの単位粒子が最密充填していると仮定した場合，粒子間には大小2種類の間隙が生じ，それらの大きさはそれぞれ径約23Åと12Åである。このアロフェンの微細形態モデルは，アロフェンの特異的な分散，脱水吸水間のヒステリシス，表面積が大きいなどの現象を定性的によく説明できる。しかしこれらは風乾，加熱や磨砕処理後のアロフェン集合体モデルであり，前述の風乾による不可逆的凝集が起っており，筆者は自然状態の試料では，和田<sup>10)</sup>が確定したように単位粒子がもっと多数の微細孔隙をもち，それら単位粒子がゆるく結合して集合体（微細粒団）を作り，集合体内の間隙量はもっと多いものと想定している。いずれにしてもこれらの微細粒団が行動単位となって物理化学性のみならず理工学性の特異性の支配因子となっていることを再び強調したい。そしてこの微細粒団が集合して小粒団，小粒団が集合して肉眼で見られる粒団を形成している。したがって火山灰質粘性土では微細粒団内外の間隙量が非常に多く，その大きさは微小なものであり，それらが集合した小粒団および粒団内外の間隙量も多い。

これが火山灰質粘性土の間隙量が80%にも達する理由である。なお藤原<sup>21)</sup>は南九州のアカホヤの微細間隙（50Å以下）が非常に多く，黒ぼくは微細間隙が少ないと報告したが，N<sub>2</sub>吸着では試料を300℃炉乾するので，黒ぼくの腐植が焼失したり変質したりして，黒ぼくのN<sub>2</sub>吸着が異常に小さくなると思われ，実際には黒ぼくは粗大間隙も微細間隙もともに多量に有していると考えられる。

間隙構造は，粒団の大きさや安定性によっても規制されるが，土壌の物理化学性および理工学性を考える場合に重要な因子であり，Warkenton<sup>47)</sup>は，土壌構造の大きさと，それらの間隙および間隙の機能を表一五のように分類したが，今後は土壌構造を粒団構造と間隙構造の両者だけでなく，それらの機能をも考えて研究していく必要がある。

表一五 The sizes of structure units or voids of importance in soils (土壌にとって重要な構造単位または間隙の大きさ)

Size (大きさ)	Name (間隙の名称)	Processes (過程と作用力)
10 —100 A	Intergrain (粒子間)	Particle forces (粒子間力)
100 —1000 A	Interdomain (微細粒団間)	Particle forces (粒子間力)
0.1 —10 u	Intercluster (小粒団間)	available water (有効水分)
0.01—0.1 mm	Interped (粒団間)	fluxes (水分移動)
0.1 —1 mm	Interped (粒子間)	cracks (亀裂)

さて関東ロームの表土で固粒構造が発達するのは<sup>48)</sup>，表土が腐植の多い黒ぼく土（次項で解説）であって，乾湿の履歴や耕耘の影響を受けて，徐々に久保田<sup>17)</sup>による不可逆的凝集を起して粒団が発達してきたためであり，心土が壁状構造であるのは<sup>48)</sup>，構造発達程度が弱いだけであって，粒団，小粒団および微細粒団はそれぞれ肉眼では見え難くても，存在している筈である。

(2) 黒ぼく土の土壌構造

既に腐植の集積作用で述べたような理由で，火山灰土の表層は，多量の腐植をもつ黒ぼく土が多い。また北海道や南九州ではかつて表土であった黒ぼく土が埋没層として粗粒火山灰土や火山灰質粘性土と累層状態で存在する。黒ぼく土の構造モデルは既に図一四で示したが，腐植そのものまたは粘土・腐植複合体の構造は未だ明確にされていない。しかし多分腐植は海绵状の微細間隙に富む被膜コロイドとしてアロフェンやイモゴライトの微細

粒団をおおって粘土・腐植複合体を形成していると考えられる。この粒団の形態は粒子間力の釣合い状態からみて、力学的強度が最も強く安定した形は球状であるので、粘土・腐植複合体としての黒ぼく土の構造が団粒構造をとると思われ、事実多くの黒ぼく土では団粒構造が発達している。しかし古畑<sup>49)</sup>は、北海道十勝地方の黒ぼく土の耐水性団粒を測定し、母材の違いにより団粒量に大きな差異があり、すべての黒ぼく土が団粒構造が発達しているとはいえないことを示した。

Spycher<sup>50)51)</sup>らは火山灰土の団粒を密度の違いによって区分し、団粒の密度が異なると、腐植含有量、窒素、非晶質酸化物の含有量に大きな差異があることを示した(表-6)。表-6によれば、団粒密度の高いものすなわち団粒を構成する粒子の集合数が多いものほど腐植含量も少く、非晶質酸化物も少ないが、団粒密度1.9以下のものは腐植および非晶質酸化物が多い。このことは逆に腐植が非晶質酸化物とともにアロフェン微細粒団を結合し、多孔質の粘土・腐植複合体を作ること示しているといえる。

表-6 Properties of mineral-organic particles separated from soil on the basis of density (Spycher, 1977)

(密度をもとにして土壤から分離された粘土・腐植複合体の性質)

Density (密度)	Organic (腐植含 有量)	Nitrogen (窒素含 有量)	Amorphous Oxides (非晶質酸化物)	
			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %
g/cm <sup>3</sup>	C%	%		
—1.7	24	2.3	13.4	20.4
1.7—1.8	36	1.7	15.1	16.0
1.8—1.9	30	1.4	17.7	8.5
1.9—	11	0.8	12.1	6.1

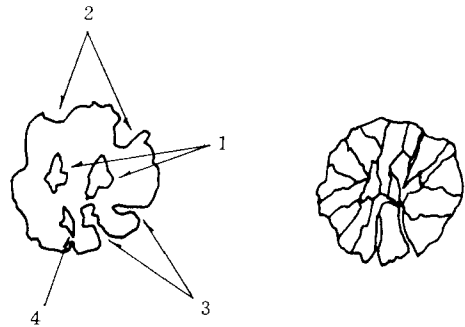
一方、長田<sup>52)</sup>、新垣<sup>53)</sup>は非火山性とする東海地方の黒ぼく土について、団粒の粒径区分により含水比、乾燥密度、三相分布に差異があることを示したが、団粒の粒径別による腐植含有量の差異はほとんどないとした。今後はSpycherが示唆したように、土壤構造を考える場合、黒ぼく土の団粒のみならず、火山灰質粘性土でも、粒団の密度別による化学性、物理性および工学的性の差異を追求する必要がある。

黒ぼく土の比表面積は、主要な構成粘土粒子であるアロフェンの比表面積が大きい上に、腐植の比面積もまた非常に大きい<sup>54)</sup>ために、火山灰質粘性土より大きいと思われる。またアロフェンが上述したように微細間隙が大きいし、腐植もまた多孔質な粘土・腐植複合体として存在するため、黒ぼく土は団粒間の粗大間隙量が多いだけ

でなく、団粒、小団粒および微細団粒内の微細間隙も多いと思われる。

(3) 粗粒火山灰土の土壤構造

佐々木<sup>55)</sup>は以前に未風化軽石の孔隙モデルを示し、閉鎖、活性、一次活性および二次活性孔隙の測定法および測定値を提出したが、前田<sup>56)57)</sup>はその後の約10年におわたる粗粒火山灰土の表面物性的および理工学的研究を通じて軽石のモデルを未風化軽石と風化軽石の二種に



a. 未風化の軽石      b. 風化の進んだ軽石

図-6 軽石の孔隙モデル

(1; 閉鎖孔隙 2; 活性孔隙, 3; 半活性孔隙, 4; 二次活性孔隙)

分類した。それを図-6に示す。すなわち未風化の軽石は、①閉鎖孔隙(軽石の中に存在し外界と続いていない孔隙)、②活性孔隙(粒子の外面に存在し水の出入が容易な孔隙)、③半活性孔隙(粒子の外界にあるが水の出入は②よりも孔隙直径が細いという理由から制約を受けるもの)、④二次活性孔隙(①のように軽石中に閉じこめられた孔隙であるが薄膜をもって②または③と接し、僅かな圧の加減操作で両者の間に連絡通路が生ずるもの)からなり、これらは図-6-aに示したが、母材、噴出年代などの相違によりそれらの量や質を異にするが、③④は量的に微量であり、風化が進むにつれて増加するものと思われる。しかし風化の進んだ軽石は、図-6-bに示すように、すべての孔隙が連通し、外部と連絡するようになる。

粗粒火山灰土には軽石のみでなく、砂の粒径部分には多量の重鉱物が含まれるものがあるが、2mm以上の粒径では軽石がほとんどを占め、軽石が表面特性や理工学性を支配する。軽石の比表面積は風化の進んだものでは600 m<sup>2</sup>/gにも達し、未風化のものは10m<sup>2</sup>/gのオーダーである<sup>63)</sup>。また閉鎖孔隙量は風化の進んだものではほとんどなく、未風化のものでは軽石粒子全体積にしめる割合が10~30%にも達する<sup>55)64)</sup>。

2 火山灰土の土壌水と土壌構造の関連

(1) 保水性と土壌構造

関東ロームの保水性が大きいことが美園・寺沢ら<sup>66)</sup>によって示されて以来、竹中ら<sup>67) 68)</sup>によって更に詳しく説明された。すなわち自由水 (pF4.2以下の低pF値の水) は図-7のようなくびれのある孔隙内に保持され、くびれの部分の大きさによって支配されていて、粒子との相互作用も弱い。関東ロームはこの自由水だけではなく、非自由水 (pF4.2以上の高pF値の水) も非常に多く、これは上述のⅣ-1-(1)で説明したように、アロフェンの微細粒団内外に存在する多量の水が高pFの力を受けても脱水できないことを示している。このように高pF値の多量の水の存在は、植物の有効水分が比較的少ないことを示している。



図-7 火山灰質粘性土の間隙モデル (岩田<sup>24)</sup>が竹中ら<sup>67)</sup>の図を模式化したもの)

黒ぼく土では図-4およびⅣ-1-(2)の土壌構造から判るように、自由水および非自由水がともに非常に多い<sup>66) 69)</sup>。竹中ら<sup>69) 70)</sup>、前田ら<sup>45)</sup>は腐植含有量の多い黒ぼくほど、保水性も高いことを明確にしたが、前田ら<sup>71)</sup>は有効水分量は、腐植含有量が增大しても、ほとんど増大しないことを示した。これは腐植含有量の増大につれて、低pF値の水も高pF値の水もともに増大するためである。これらは腐植の保水機能がアロフェンの保水機能との相乗作用により高まっていることを表している。また前田ら<sup>45) 71)</sup>は原土からH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>処理により腐植を除去した土と原土との保水性の違いから、腐植の保水機能の高さを証明した。粗粒火山灰土の保水性は、それが未風化であるか否かによって大きく異なる。図-8<sup>65)</sup>は未風化の駒ヶ岳dと風化の進んだ樽前dの保水性を示したものであるが、図-6の土壌構造からも判るように、風化の進んだ軽石は粒子内に多量の水を保持し、しかも軽石以外の鉱物も風化が進んで粒子間隙もくずれ細くなり、この粒子間隙にも多量の水を保持できるのに対し、未風化のものは粒子自体に水をほとんど持たず、粒子間隙も大きくて、水を保持できないからである。

軽石の吸着水量は風化の進んだものでは非常に多く、未風化のものでは少ない (図-9)。また粒径別では風化の進んだ粗粒火山灰土でも0.84~0.42mm部分の吸着水量が少なく、この部分に未風化の重鉱物が残存している

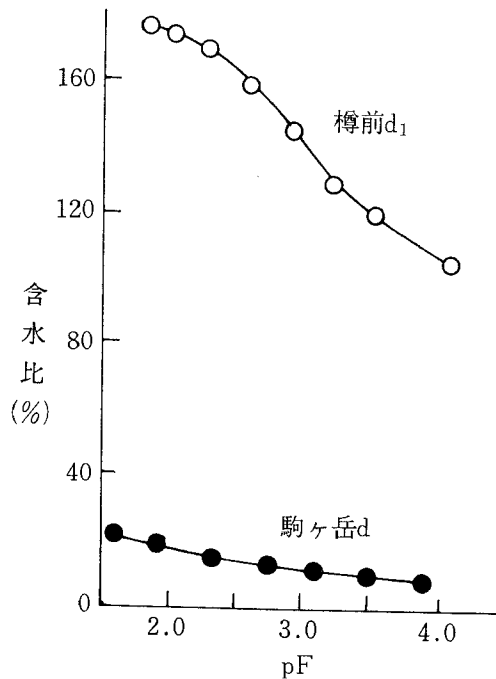


図-8 乱さない軽石層の水分保持曲線

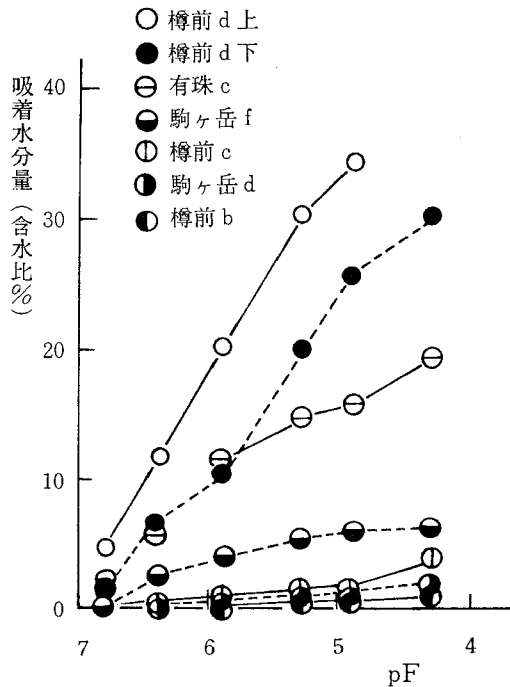
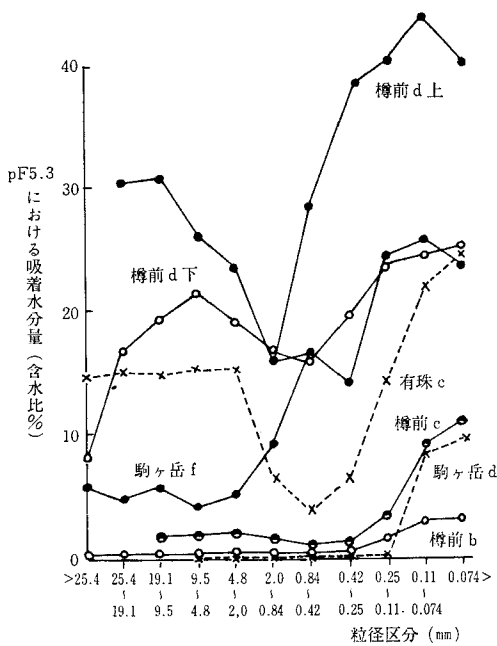
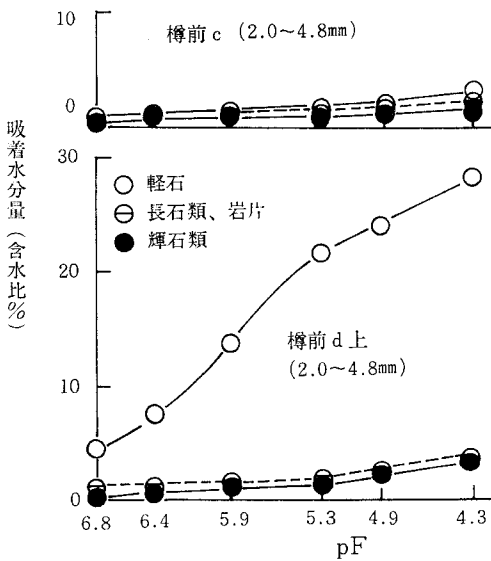


図-9 軽石の吸着水分 (9.52~19.1mmの軽石)

(図-10)。重液分離によって選別した鉱物別の吸着水量は、風化の進んだ粗粒火山灰土の軽石のそれが、長石、輝石、岩片類の10倍から20倍に達するのに対し、未風化



図一10 粗粒火山灰土の吸着水分



図一11 鉱物別吸着水分量の一例

の粗粒火山灰土では、吸着水量は軽石も他の重鉱物もほとんど同じように少ない(図一11)。

(2) 透水性と土壤構造

田淵ら<sup>72)73)</sup>は関東ロームの表土と心土の透水性を調査し、それらが $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{cm/sec}$ のオーダーで透水性の良好なことを示し、表土では団粒間隙が、心土では壁状構造の中に発達した安定な管状間隙が透水性を支配する

とした。これらの間隙構造は田淵<sup>43)</sup>の土壤薄片の顕微鏡による研究で証明されている。

黒ぼく土は団粒構造が発達しているのに、その透水性は良好で $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{cm/sec}$ のオーダーを示す<sup>73)74)</sup>。

粗粒火山灰土の透水性の測定は、田淵ら<sup>72)73)</sup>、前田ら<sup>50)</sup>を除いてほとんどなされていないものと思われるが、未風化のものでは $10^{-2} \text{cm/sec}$ より大きく、風化が進むにつれて透水性が低下していくものと考えられる。

(3) 風乾による土壤水と土壤構造の変化

火山灰質粘性土を風乾すると、保水性が非可逆的に減少することを美園<sup>60)</sup>が示して以来(表一7)、この現象は非自由水(拘束水)の非可逆的脱水<sup>66)67)</sup>、粒子の粗粒化<sup>75)76)77)</sup>などによって起こるとされて来たが、■一2一(2)で示した久保田<sup>17)</sup>の界面化学的研究によって得られた $\text{AlOH}$ 基にもとづく不可逆的凝集体の形成の研究が、この風乾作用を決定的に証明できる(表一8)。すなわち風乾処理により、図一7のくびれ状の孔隙内の水が脱

表一7 西ヶ原火山灰土壌の生土・風乾土水分 (1953美園・寺沢等)

処理	pF		
	2.0~4.2	4.2~5.5	5.5~7.0
下層土			
生土	43.3%	47.5%	25.2%
風乾土	27.7	10.3	21.8

表一8 乾燥および超音波処理による粒径の変化(注)(大沼土壤B<sub>2</sub>層, 1976久保田)

処 理	粘 土	微 砂	細 砂	粗 砂
生 土	31.0%	35.6%	19.6%	12.8%
風 乾	5.2	5.8	7.7	80.3
超音波処理	55.9	33.6	8.8	0.7

(注) 生土、風乾に対しては、0.02NHCl 処理による分散法を用いた。

水した後、先に述べたアロフェンの微細粒団内外の水が脱水し、不可逆的凝集体が形成され、粒団配列が密状態に変化し、粗間隙を減じて低 pF 値の水が減少してしまうとともに、アロフェン微細粒団の不可逆的結合により、微細粒団内外の水の侵入しうる微細間隙が減るのである。前田ら<sup>29)78)</sup>は原土と乾燥処理した土の pF~水分曲線から間隙の大きさの分布を計算し(表一9)、乾燥の程度が大きくなるに従い、粗間隙量が增大し、微細間隙量が減少することを示した。

また飯村<sup>20)</sup>はアロフェンは60℃炉乾で残留する水分が他の粘土鉱物より異常に多いことを示したが(表10)、前田ら<sup>29)30)</sup>もアロフェン量の多い土ほど風乾土の含水比

表-9 火山灰質粘性土の孔隙分布 (%)

孔隙直径(μ)		>300 μ (>pF1.0)	300-95 μ (pF1.0-1.5)	95-30 μ (pF1.5-2.0)	30-9.5 μ (pF2.0-2.5)	9.5-1.7 μ (pF2.5-3.2)	1.7-0.19 μ (pF3.2-4.2)	<0.19 μ (<pF4.2)
ドミニカ表土 乾燥密度0.65 に充填したサ ンプル	生 土	8.0	5.0	8.0	7.0	6.0	5.0	61.0
	凍結乾燥土	9.0	7.0	10.0	9.0	10.0	10.0	45.0
	風 乾 土	25.0	8.0	8.0	7.0	7.0	6.0	39.0
	炉 乾 土	28.0	8.0	9.0	8.0	8.0	7.0	32.0
ドミニカ表土 乾燥密度1.00 に充填したサ ンプル	生 土	4.0	2.0	3.0	4.0	7.0	10.0	70.0
	凍結乾燥土	4.0	2.5	3.5	6.0	19.0	17.0	51.0
	風 乾 土	7.0	2.5	4.5	10.0	11.0	12.0	49.0
	炉 乾 土	6.0	4.0	17.5	11.5	12.0	8.0	41.0
芽室心土 乾燥密度0.65 に充填したサ ンプル	生 土	3.5	4.5	17.0	11.5	13.0	6.5	44.0
	風 乾 土	5.0	5.0	30.0	14.0	7.0	5.0	34.0
	炉 乾 土	4.5	5.5	30.5	15.5	9.0	3.0	33.0
芽室心土 乾燥密度1.0 に充填したサ ンプル	生 土	6.5	5.0	6.5	7.5	8.0	6.5	58.5
	風 乾 土	6.5	3.5	8.0	12.0	15.0	12.0	43.0
	炉 乾 土	6.5	3.5	8.0	13.0	21.0	9.0	39.0

(注) 1. 水分量を飽和度で表わしたpF-水分曲線から計算した。  
2. 乾燥密度0.65のサンプルは自然状態に近く、1.0のサンプルは油圧充填機で強制的に最密充填したものである。

表-10 60~300℃で除去される粘土の水分含量とその占有面積

粘 土	脱水量 (%)	面 積 (m <sup>2</sup> /g)
モンモリロナイト (Wyoming Bentnite)	0.97	30
カオリナイト (Georgia Kaolin)	0.72	21
ハロイサイト (沼野井)	2.90	87
アロフェン (鹿沼土, 味噌土)	17.0	520

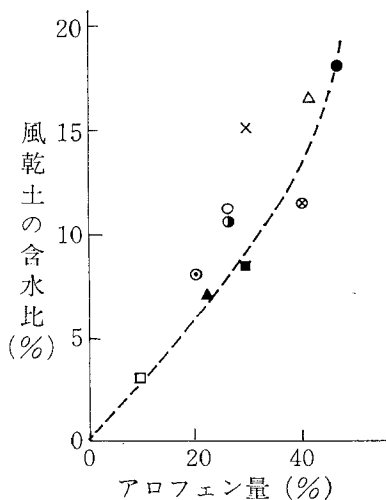


図-12 風乾土の水分量とアロフェン量の関係

が高いことを示した(図-12)。この現象もアロフェンの微細粒団構造および第1層吸着水の強結合状態から説明できる。

なお足立ら<sup>70)</sup>は風乾処理の程度を変えて関東ロームの保水性を調査し、受ける乾燥程度が大きいほど保水性の低下も著しいことを示し、前田ら<sup>20)78)</sup>もまた生土、凍結乾燥、風乾、炉乾土の保水性を測定し、保水性がこの順序で低下することを示した。

黒ぼくは、その土壌構造から考えて、風乾による不可逆的脱水と不可逆的凝集体の形成が著しく起こると思われ、風乾による保水性の低下は著しい<sup>70)45)172)</sup>。

粗粒火山灰土でも炉乾による軽石の構造変化が生じ

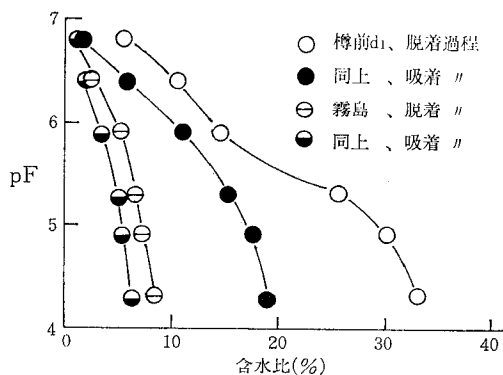


図-13 炉乾燥処理(110℃)による吸着水分の変化(粒径5~7mm)

る。すなわち前田ら<sup>64)65)</sup>は吸着水分量の調査により、未風化軽石では炉乾による構造変化はほとんどないが、風化の進んだ軽石では、炉乾により外部に連通していた軽石の微細間隙が縮小したり、閉じられるために、炉乾により吸着水が減少すると説明している(図-13)。

3 火山灰土の熱的性質

地温は作物の生育、土壤水および土壤空気の移動、微生物活動に大きな影響を与える。地温を支配する因子として太陽光線、気温、湿度などの受熱表面の熱交換に関与する因子と、土壤の熱伝導率、熱容量など土壤内部の熱交換すなわち主として熱伝導率に関するものがある。いま前者については本報に関係がないので省略し、後者について述べるが、本項に関する研究は比較的少ない。すなわち八鍬<sup>80)</sup>が地温の研究で熱伝導率、熱拡散係数の測定値を示した中で軽石砂を主体とする火山灰土の測定値を示し、東<sup>81)82)</sup>が芽室火山灰土の未凍結土や凍結土の熱的性質を発表して以来、約25年間、みるべき研究がなかったといつて過言でない。その間、前田<sup>83)</sup>が黒ぼく土の熱拡散係数が、沖積土より少ないこと、軽石を主体とする土がこれらの土より熱拡散係数が大きいことを示したが、最近になって粕淵<sup>84)85)</sup>がprobe法による火山灰土の熱的性質の解明に大きな成果をあげ、宮沢ら<sup>86)</sup>もまた黒ぼく土と火山灰土の熱的性質の比較をした。すなわち粕淵<sup>85)</sup>は火山灰土の熱伝導率と土壤水分の関係を、沖積土および洪積土と比較し、火山灰土が他に比べて低い熱伝導率をもつことを示した(図-14)。また宮沢<sup>86)</sup>らは同じ火山灰でも黒ぼく土が火山灰質粘性土より低い熱伝導率を有することを示した。

土壤の熱伝導作用は固相、液相、気相の三相の相互作用のもとで行われる。一般にこれらの熱伝導率は固相>

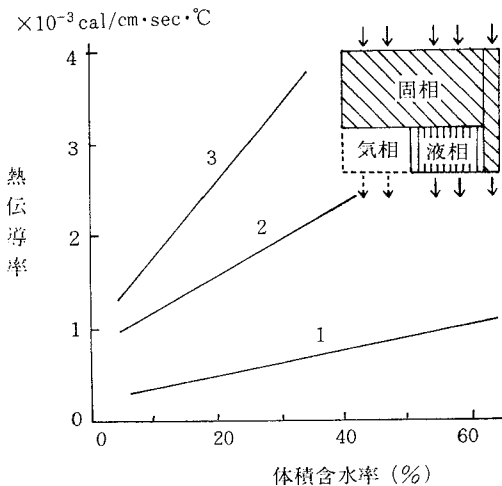


図-14 熱伝導率と土壤水分との関係<sup>85)</sup>  
(1; 火山灰土壌, 2; 沖積土壌, 3; 洪積土壌)

液相>気相の順であり、気相の熱伝導率 ( $5.8 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot\text{°C}$ ,  $0\text{°C}$ ) は固相、液相のそれより非常に小さいから、土の熱伝導に關与しているのはおもに固相と液相である。さて火山灰土はその土壤構造からみて、多孔質で水分量も多く、粒団同志の接続は粒団内の水を通じて行われるから、その熱伝導率は水の熱伝導率に大きく左右され、他の土壤では粒団密度が大で、粒団同志の接続も密であるから、それらの熱伝導率は固相の熱伝導率に支配されることが大きい。これが火山灰土の熱伝導率が低い理由である。

前田ら<sup>87)</sup>は、黒ぼく土と火山灰質粘性土および非火山性土の熱伝導率を、土の乾燥密度との関係で粕淵の測定法<sup>84)</sup>により調査した(図-15~17)。

これは粒団間の接続を密にすると、これらの熱伝導率が、固相に支配される要因が増大すると考えたためであるが、火山灰質粘性土が乾燥密度の増大により非火山性土とその熱伝導率がほとんど同じ値になるのに対し、黒ぼく土では、乾燥密度を増大しても、液相の熱伝導率より大きくなり得ないことを示した。

すなわち黒ぼく土の熱伝導率はその多孔質な団粒構造によって多量の水を保持し、しかも水より低い熱伝導率 ( $0.6 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}\cdot\text{sec}\cdot\text{°C}$ )<sup>88)</sup>の腐植を多量に有することに支配されることを示す。しかし黒ぼく土および火山灰質粘性土は、現場での乾燥密度は0.8以下が普通であり、乾燥密度を増大させることは、粒団を圧縮し、粒団内外の水を排除することにつながる。したがってこれらの結果を総合すると、自然状態では火山灰質粘性土の熱伝導率は非火山性土のそれより低く、黒ぼく土はさらに小さく、水のそれより小さいと結論できる。

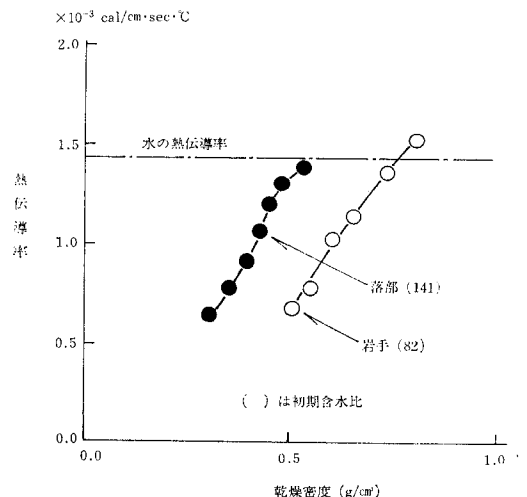


図-15 熱伝導率と乾燥密度の関係(黒ぼく土)

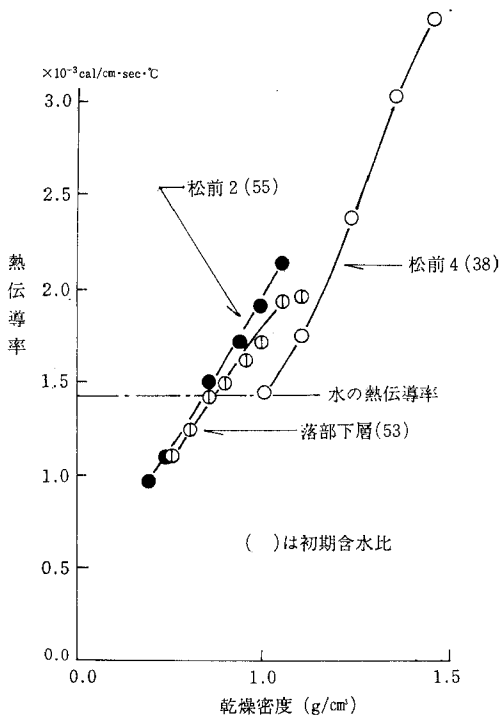


図-16 熱伝導率と乾燥密度の関係 (火山灰質粘性土)

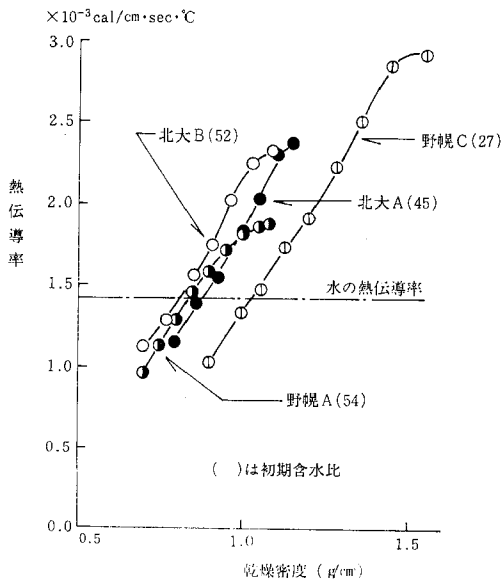


図-17 熱伝導率と乾燥密度の関係 (非火山灰土)

4 火山灰土のコンシステンシー

Birrellら<sup>89)</sup>によりアロフェン土のコンシステンシーが風乾により大きく変化することを示して以来、約10年間はこの方面の研究であまり新しい展開は見られなかつ

た。しかし山崎・竹中<sup>90)</sup>が関東ロームのコンシステンシーを詳細に研究し、風乾による塑性図上の変化を示して以来、新たな成果が盛んにえられるようになった。すなわち神山<sup>75)</sup>、茨木<sup>91)</sup>らの研究をえて、相馬<sup>77)</sup>らは火山灰土の液性限界 (LL) が二段階を有し、試料の初期含水比を生土からある含水比まで減じて LL が一定の値を示す段階と、このある含水比以下に風乾すると、LL も減少する二段階を有することを示し、このある含水比を限界初期含水比と名付けた。前者は生土状態で後者は風乾状態となる。相馬<sup>92)</sup>はまた塑性限界 (PL) もこの二段階を有するが、LL の変化状態より PL のそれは小さいことを示し、PL の限界初期含水比を第2限界初期含水比と名付けた。これらの LL および PL の初期含水比の低下に伴う変化は火山灰質粘性土、黒ぼく土のみでなく、非火山性土でも起こるが、黒ぼく土、火山灰質粘性土で著しい。また塑性指数も上述の変化のため、初期含水比の変化につれて三段階がある (図-18)。また山崎・竹中<sup>90)</sup>の描いた塑性図は直線であるが実際には図-19のように、折れ点を有する二直線の変化で表わされることを相馬<sup>92)</sup>は示した。また限界初期含水比はおおよそ pF4.2、第2限界初期含水比はおおよそ pF4.8 付近に相当し<sup>92)</sup>、これらの変化は久保田<sup>17)</sup>の示した pF4.2 以上の水が脱水するときに行ける火山灰質粘性土、黒ぼく土の不可逆的凝集体の形成で決定的に説明できる。また東

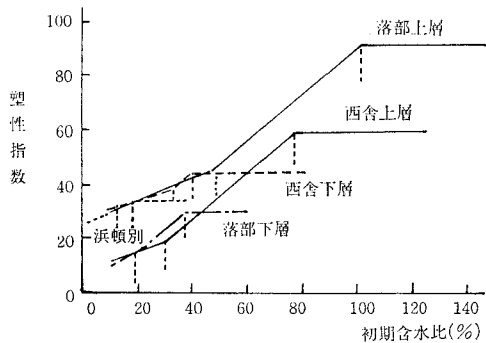


図-18(a) 初期含水比と塑性指数の関係

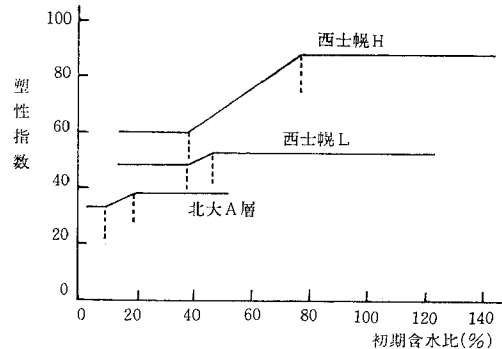
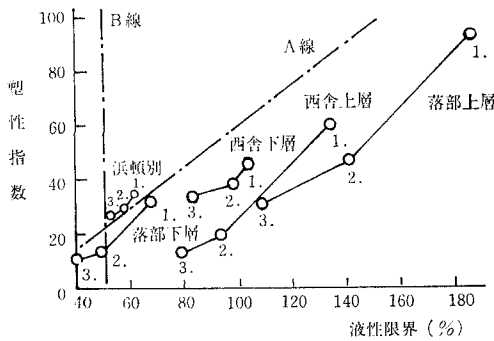
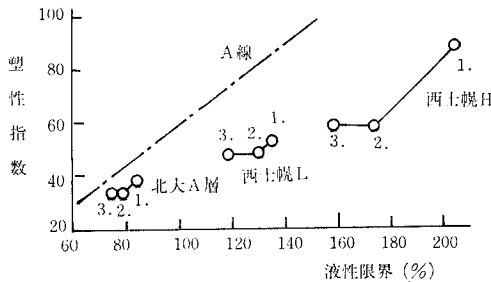


図-18(b) 初期含水比と塑性指数の関係



図一19(a) 供試土の塑性図 (1.初期含水比が限界初期含水比のときおよびそれより高いとき, 2:初期含水比が第2限界初期含水比のとき, 3:初期含水比が第2限界初期含水比より低い風乾土のとき)



図一19(b) 供試土の塑性図 (同上)

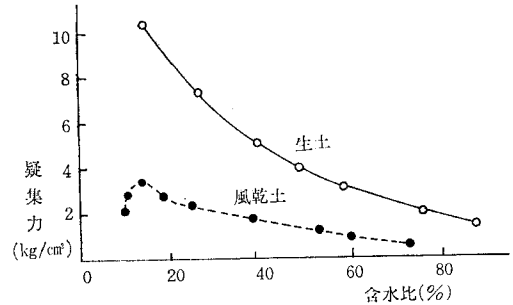
山<sup>93)</sup>が述べたように塑性限界は土が飽和から不飽和へ移る転移点であり, また収縮曲線の収縮限界もまた飽和から不飽和への変移点であるから, 塑性限界と収縮限界の含水比は一致するはずである。

前田<sup>94)</sup>は J I S で定義される収縮限界を, この変曲点含水比 (S L) に変える必要があることを提案した。相馬<sup>92)</sup>は先に S L と L L の限界初期含水比が一致することを示したが, 前田<sup>94)</sup>はこれらがまた P L に一致することを示し, L L, P L, 塑性図などの初期含水比に伴う変化図を描くための簡易測定法を提案した。

なお練り返した火山灰質粘性土の収縮曲線では, 残収縮量が異常に大きい<sup>95)</sup>のは, S L 以後の試料の風乾につれて, 前述のアロフェンの微細粒団内の水の脱水に伴う第二次の構造収縮を示すからである。

土のコンシステンシーの支配要素は, 土の比表面積の大きさであり<sup>96)173)174)175)</sup>, アロフェンは比表面積が大きいため, L L, P L などが大きい。また葛上<sup>175)176)177)</sup>は土の比表面積は力学性も支配することを示した。

また凝集力はねり返し土では風乾に伴い増加するが, 風乾土のねり返し土でも, 風乾前歴以上の乾燥を受けると, 久保田<sup>17)</sup>のいう不可逆的凝集体の再度の形成が, ね



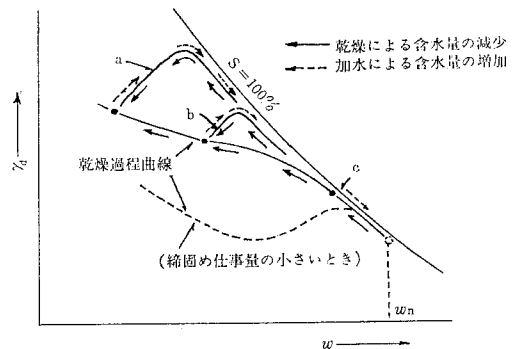
図一20 練り返し土の凝集力と水分の関係 (根崎, 黒ぼく土)

り返し凝集体の内部で行われ, ねり返し凝集体が崩壊するように凝集力が低下する (図一20)<sup>95)96)</sup>。

黒ぼく土の L L, P L などが腐植含有量の多少によって大きく影響をうけることは, 小谷<sup>97)</sup>, 前田<sup>45)</sup>, 堤<sup>172)</sup>によって示され, 竹中<sup>70)98)</sup>, 前田<sup>99)</sup>がこれらに関して総括した。

### 5 火山灰土の工学的性質

非火山灰土の締固めでは, 最適含水比と, それに対応する最大乾燥密度が存在し, 土の強さは最適含水比よりやや乾燥側で最大となり, 透水係数はやや湿潤側で最小となる<sup>100)</sup>。これに対し, 火山灰質粘性土では, 自然含水比の試料の乾燥過程では上述の明瞭なピークを持たず, ある程度以上乾燥した試料の湿潤過程で始めて, このピークが現われ, 乾燥程度が大きいかほどこのピークも大きいことが示されて以来 (図一21), 多数の同様な成果が得られた。多田<sup>101)102)</sup>は関東ロームの締固めと透水係数の関係について詳細に研究した。これらの結果は, 乾燥過程の締固めでは, アロフェンを主とする火山灰質粘性土の構造が締固め力に対して抵抗して, 粒団配列を変化させる前に, 粒団内外の水が締固め効果を減殺させるためであり, 含水比が低下するにつれて, 締固め乾燥密度が増大するのは, 不可逆的凝集体の形成が進んで粒



図一21 関東ロームなどの乾燥過程曲線の性状 (久野)<sup>100)</sup>



団配列も変化するためであり、湿潤過程では、乾燥が進んだ試料を用いて締固めると久保田<sup>17)</sup>の示した安定した不可逆的凝集体が形成されており、この不可逆的凝集体はもとのアロフェンより粒団内外の水はずっと少くなっており、非火山灰土と同様な締固め曲線を得るということと説明できる。

その他の強度特性に関しては紙面の関係でありあまり述べ得ないが、石川・徳永<sup>103)104)</sup>が、火山灰質粘性土の水田造成工法を確立したことを除外する訳にはいかない。すなわち石川・徳永<sup>103)</sup>は火山灰漏水田の透水係数を調べたところ、切土側が盛土側より遙かに漏水が烈しく、非火山性土とは全く逆であることから、徳永<sup>104)</sup>は切土側の地面を転圧しても、漏水性が減少しないことすなわち転圧によっても間隙構造が変化しないことを確かめ、

火山灰質粘性土が乱されることによって強度を大幅に低下する（いわゆる鋭敏比が高い）ことから、切土側の地面を乱して転圧すると漏水性を大幅に改善できることを、種々の理工学性の詳細なる研究により実証し、火山灰質粘性土の水田造成工法として、いわゆる破砕転圧工法を確立した。この成果は、火山灰質粘性土の構造の安定性、乱すことによる構造の変化を理工学性の面から、非常にたくみに利用した貴重な成果である。

また関東ロームについて土のレオロジー的構造の研究<sup>107)-110)</sup>がなされているが、竹中<sup>111)</sup>は収縮挙動よりみた工学性の研究をしている。黒ぼく土の強度特性については竹中<sup>89)</sup>、足立<sup>105)106)</sup>の研究があり、また三輪<sup>112)</sup>の圧縮による団粒破砕と間隙構造の変化、山内・安原<sup>113)</sup>、鈴木<sup>114)</sup>による圧密および小谷<sup>115)</sup>の締固めの研究があり、非火山性黒ぼく土では新垣<sup>116)</sup>の団粒の強度の研究があるが、これらは安原<sup>117)</sup>、足立<sup>106)</sup>が総括しているので詳しくはこれらを見られたい。ただ最近、相馬<sup>118)</sup>によって北海道の黒ぼく土ではある程度以上風乾した試料を用いると締固め不能になることが示されたが、これも久保田<sup>17)</sup>のいう安定した不可逆的凝集体の形成が烈しく起こり、黒ぼく土がほとんどシルト化、砂粒化することを表しているものといえよう。

粗粒火山灰土の強度については、森<sup>119)120)</sup>、大平<sup>121)</sup>らが締固め特性と締固めによる粒子破砕の影響を示して以来、北郷<sup>122)-125)</sup>、坂上<sup>126)127)</sup>、池浦<sup>128)129)</sup>、鈴木<sup>130)131)</sup>の種々の力学的特性の成果が得られている。ここでは筆者ら<sup>65)</sup>の圧碎試験の結果を示す（図-22, 23）。すなわち比表面積の小さい軽石（未風化のもの）は、破壊に至る圧碎荷重大きい、すなわち強度が大きい（図-22）。また閉鎖孔隙が大きい未風化の軽石は強度も大きいことが判る（図-23）。

また、軽石のスリ減り減量をみると、未風化軽石ではスリ減り減量が少なく、風化の進んだ軽石では、スリ減

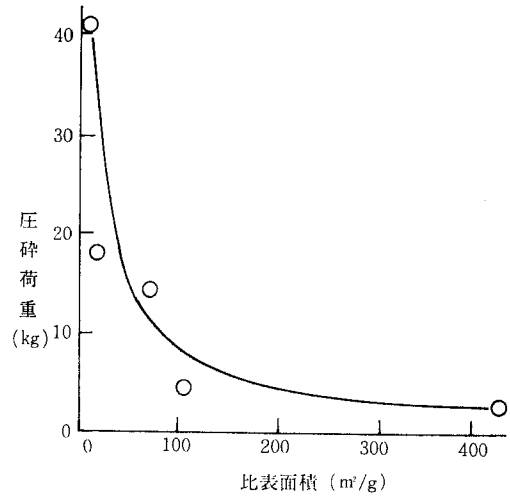


図-22 比表面積と圧碎荷重の関係

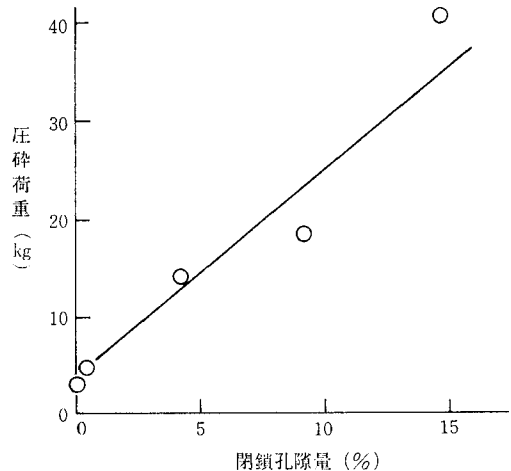


図-23 閉鎖孔隙量と圧碎荷重の関係

り減量が多いが、両者とも試料の水分が多いほどスリ減り減量は小さく、スリ減りに対して粒子の水分が抵抗することを示す（図-24）。

なお締固めに対して、粒子破砕が起こり、締固め効果が小さいことは、締固め時の粒子破砕が表層に集中して粒子破砕層が締固め力に対してクッション層として働かし、下層が充分締まらないことを言及したい。

なお筆者は土の強度は土壤構造によって支配されると考えており、火山灰土の強度特性は、その特異な土壤構造にもとづくものとも思考する。

#### 6 粘土・腐植複合体と土壌の理工学性との関係

これらについては長田<sup>122)</sup>、加藤<sup>133)</sup>が生成分類を総括し、竹中<sup>98)117)</sup>、足立<sup>106)</sup>、前田<sup>99)</sup>が理工学性を総括している。また、これまで個別的に触れてきたので、ここでは省略する。ただ粘土・腐植複合体の構造が物理化学的に確立しておらず、この面の研究の進展が待たれる。

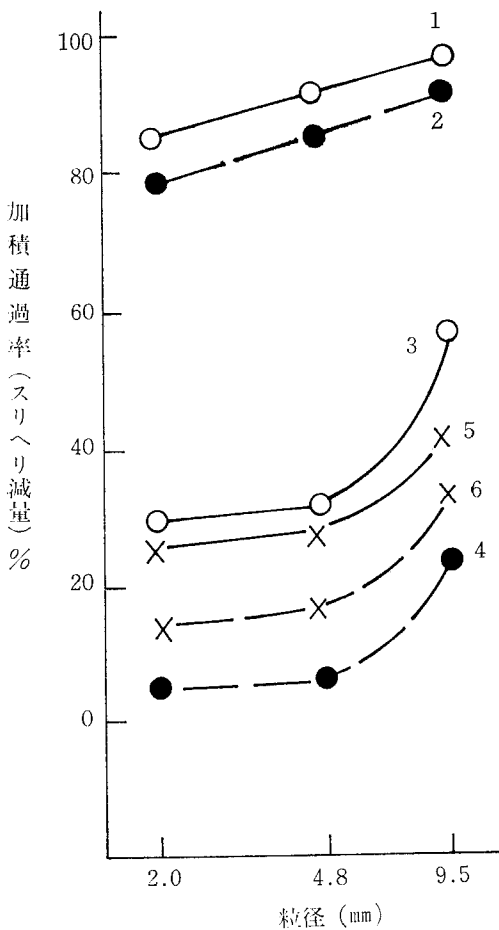


図-24 初期含水比の差異による軽石 (19.1~9.52 mm) のスリヘリ減量の相違

1.	樽前d <sub>1</sub> : 初期含水比	19.4%
2.	"   :   "   "   "	53.9%
3.	樽前b : 初期含水比	0.3%
4.	"   :   "   "   "	50.0%
5.	恵庭 : 初期含水比	7.9%
6.	"   :   "   "   "	47.4%

### 7 火山灰土のこね返しについて

関東ロームの土工において、自然含水比状態で土工機械が走行すると、土が泥ねい化して、作業が困難になることは、須藤ら<sup>134)</sup>が非自由水がかくらんによって自由化するためであると説明し、妹尾<sup>135)</sup>は低pF値の水が土壌構造内に拘束されて高pF値になったものが、土のこね返しにより自由化するとした。しかし、これらの説も前述したアロフェンの特異な構造の微細粒団内外の水がこね返しにより自由化することで説明できる。東名高速道路駅の火山灰土地帯の土工において、土を乾燥させることにより盛土施工を成功させたのは、久野<sup>100)</sup>の締固めや山崎<sup>136)137)</sup>を代表者とする関東ロームの物理性、工学

性に関する研究グループの業績に負うところが多大である。なおこれらも乾燥による安定した不可逆的凝集体の形成による物理性、工学性の変化で説明できる。

なお、竹中ら<sup>138)</sup>は軟化、硬化とpF値との関係を研究したが、前田ら<sup>90)</sup>は、ねり返しにより、火山灰質粘性土はすべての土が軟化するものではなくて、硬化するものもあることを示した。清水<sup>139)</sup>は関東ロームのねり返しによる工学的指標の変化と安定処理方法について研究した。

黒ぼく土のこね返しについては、堤<sup>140)</sup>、前田ら<sup>90)</sup>の研究があり、土のこね返しにより粒団が細分化していくこと、保水性が低下することが示されている。

粗粒火山灰土は、未風化の軽石を主体とするものでは土のこね返しに関する問題はあまりないが、風化の進んだ軽石を主体とする水分の非常に多い土層では、こね返しの影響を考慮する必要がある。

### 8 土工機械による火山灰土の付着

農地造成や道路建設などにおいて、自然含水比の高い火山灰質粘性土や黒ぼく土が、他の土に比べて土工機械や農地造成用機械の作業部分にとくに多く付着する問題がある。

藍<sup>141)</sup>は耕耘機による土の付着について詳細に研究し、秋山ら<sup>142)~144)</sup>も土壌の付着性について研究しているが、上述の問題について明確な解答は与えていないと思われる。

筆者はこの問題は飯村<sup>10)</sup>が示したアロフェンが両性コロイドであり、多田ら<sup>28)</sup>、久保田<sup>17)</sup>、前田ら<sup>20)30)</sup>の分散実験の結果による、アロフェンが自然状態で陽性コロイドの性質を示し、他の土壌が陰性コロイドとして機械に作用していることと本質的に異なることが原因と考えているが、目下のところ充分なる説明をすることができない。今後は火山灰土の界面化学的研究から上述の問題の解明がなされるべきであると考えられる。

ただ耕耘や土工における土の付着の実際の解決は排水により土壌水分を減少させて作業を行うことによってなされている。

### 9 その他の問題

#### (1) 火山灰土の不飽和透水係数

土壌水の運動に関して、不飽和流は非常に重要な問題であり、岩田<sup>145)</sup>、長谷川ら<sup>146)147)</sup>が火山灰土の不飽和透水係数を測定している。また中野ら<sup>148)149)</sup>による成層火山灰の水分移動の研究、宮崎<sup>150)~152)</sup>による温度勾配下の水分移動の研究などがあるが、紙面の関係で省略する。ただ火山灰土は土壌構造から考えて、粒団間の粗大間隙や独立した粗大間隙中の水がなくなり空気が侵入しても、微細粒団内外の間隙水が多く存在するため、不飽和流による水の移動は、その速度は非常に遅くても長期間

続くと思われる。

### (2) 火山灰土の通気性の問題

土壌の通気性の問題は、作物生育にとって極めて重要な問題であるが、長田<sup>153)</sup>-<sup>155)</sup>の研究、木下<sup>156)</sup>の研究および伊藤<sup>157)</sup>-<sup>160)</sup>の気相環境の研究があることを言及するにとどめる。

### (3) 火山灰土の排水の問題

この問題も極めて重要な問題であるが、紙面の関係で次のことだけを述べたい。すなわち火山灰土地帯の土層は、地域により大きく異なり、一律的な排水工法を行うことができず、土層状態によって最良の方法をとることが肝要である。

### (4) 火山灰土の土壌侵食の問題

土壌侵食のうち寒冷地の凍結土の融解による土壌侵食を除いて、水食は火山灰質粘性土、黒ぼく土および粗粒火山灰土にとって、極めて重大な問題であり、風食は火山灰質粘性土と黒ぼく土に発生し易い非常に重要な事項である。これらの火山灰土では、土は大粒団や土塊を作る力が弱く、水食、風食に対して、小粒団や微細粒団が抵抗力が弱い点に問題が存在する。風食は乾燥時に起るが、不可逆的凝集体の形成も小粒団や微細粒団の大きさとどまり、大粒団や土塊が形成できないためであり、今後この観点からの研究も必要であろう。

## V 今後の問題点

### 1 火山灰土の凍結と凍上

関東ロームの霜柱で見られるように、また北海道の十勝地方で見られるように火山灰土は凍結し易く凍上もまた大きいのではないと思われる。しかし寒冷気候下での他土壌との比較例を筆者は知らないで、火山灰土の水分の多い特殊な土壌構造が、果して他土壌に比較して利害得失がどうなるかということ詳しく検討する余裕がない。岩田<sup>161)</sup>が凍結、凍上に関してまとめているが、今後は、凍結工法や冷凍貯蔵およびLNGガスの貯蔵などの土の人工凍結が盛んになるので、この問題の今後の研究が待たれる。

### 2 火山灰土の膨潤と潤熱

美園<sup>162)</sup>は関東ロームは膨潤水が多いと述べており、また前田<sup>45)</sup><sup>61)</sup>は黒ぼく土と粗粒火山灰土の潤熱を測定しているが、膨潤や潤熱の発生機構については不明である。和田<sup>163)</sup>による粘土と水の相互作用の総説でも、火山灰土の膨潤や潤熱の発生機構に関して触れるところがない。これはこの方面の研究が世界的にほとんどないことを示しており、今後の研究の進展の待たれる分野である。

### 3 土壌の理工学性に関連する物理化学的成果

筆者は誠に不十分ながら、火山灰土の理工学性に関す

る物理化学的成果の解明を試みた。

今後は物理化学と土壌物理学、土質工学の三分野に明るい研究者がこの問題を完全なものとしていくことを期待するし、他のすべての土壌でも最近の物理化学の進歩を取り入れて、理工学性との関連を解明して行く必要性を感じる。

## 4 粘土・腐植複合体の物理化学的成果

これについては今まで述べてきたが、なお一層の進展が待たれる。

## VI あとがき

限られた紙面と時間的制約のためもあり、多くの貴重な成果について触れる余裕がなかった。とくに土質工学の分野の研究成果を割愛せざるを得なかった。また勉強不足のため、誤った引用や解釈をしているところもあると思われる。

また最近の物理化学の和田<sup>163)</sup>-<sup>164)</sup>、江頭<sup>165)</sup>-<sup>168)</sup>の成果について時間的制約のために割愛せざるを得なかった。

また本稿は重要なものを除き、我が国の研究成果を中心として述べたが、世界のアロフェン土の物理化学の成果は和田<sup>169)</sup><sup>170)</sup>により、理工学性の成果は前田、竹中、Warkentin<sup>171)</sup>により最近取りまとめられたので、関心のある方はこれらを読んでいただきたい。

## 謝辞

本稿を取りまとめるに当り、佐々木清一教授から粘土鉱物の一部の名称について御教示をうけ、矢沢正土助手、相馬尅之助手には文献の検索に関して多大の協力をわざわざらわした。

とくに相馬氏にはシンポジウム当日のスライドの作成および本報の図表の作成に御協力いただいた。以上の方に深く感謝の意を表する。

## 引用文献

- 1) 関 豊太郎 (1925): 農化誌, 1, 253-269
- 2) 関 豊太郎 (1936): 土肥誌, 8, 245-256
- 3) 塩入松三郎 (1930): 土肥誌, 4, 40-42
- 4) Ross, C.S. and Kerr, P.F. (1934): U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 185G, 135-148
- 5) Birrell, K.S. and Fieldes, M. (1952): J. Soil Sci., 3, 156-166
- 6) Egawa, T. and Watanabe, Y. (1964): Bull. Nat. Inst. Agr. Sci., B14, 173-182
- 7) Kitagawa, Y. (1971): Amer. Miner., 56, 465-475
- 8) 和田光史 (1971): 鉱物総合研究, 層状ケイ酸塩鉱物の産状と物性, 第2回討論会発表論文集, 22-25
- 9) Henmi, T. and Wada, K. (1976): Am. Mineral 61, 379-390

- 10) Wada, Shi, and Wada, K. (1977) : Clay Minerals 12, 289~298
- 11) Wada, K. (1966) : Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo), 12, 176~182
- 12) 北川靖夫 (1976) : 土壌の物理性, 34, 32~36
- 13) Yoshinaga, N. and Aomine, S. (1962) : Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo) 8(3), 22~29
- 14) Wada, K., Henmi, T., Yoshinaga, N. and Patterson, S.H. (1972) : Clays Clay Miner. 20, 375~380
- 15) Russell, J. D. et al. (1969) : Clay Minerals, 8, 87~99
- 16) 竹中 肇 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 68~75
- 17) 久保田 徹 (1976) : 農技研報告, B28, 1~74
- 18) 久保田 徹 (1973) : 近代農業における土壌肥料の研究(第4集), 37~45, 養賢堂
- 19) 飯村康二 (1965) : 農技研報告, B17, 101~157
- 20) 飯村康二 (1971) : 近代農業における土壌肥料の研究(第2集), 56~61, 養賢堂
- 21) 藤原宏志・馬場信幸 (1973) : 農土論集, 48, 29~33
- 22) 高橋 浩 (1967) : 粘土ハンドブック, 48~49, 技報堂
- 23) Egashira, K. and Aomine, S. (1974) : Clay Sci. 4, 231~242
- 24) 岩田進午 (1978) : 土質工学における化学の基礎と応用, 86~90, 土質工学会
- 25) 山根一郎 (1980) : 未発表
- 26) 吉田 稔 (1957) : 土肥誌, 28, 5, 23~26
- 27) 吉峰重範 (1974) : 改訂新版土壌学, 103, 朝倉書店
- 28) 多田 敦・山崎不二夫 : 農土研別冊(農土論集), 5, 17~23
- 29) 前田 隆・Warkentin, B. P. (1972) : 近代農業における土壌肥料の研究(第3集), 5~13, 養賢堂
- 30) Warkentin, B. P. and Maeda (1974) : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38, 2, 372~377
- 31) 大羽 裕・弘法健三 (1965) : 土肥誌, 36, 7, 203~206
- 32) 弘法健三・大羽 裕 (1965) : 同上, 207~210
- 33) Baba, H. (1971) : J. Fac. Agric. Iwate Univ. 10, 4, 283~298
- 34) 神山光男 (1970) : 土質試験法, 84, 土質工学会
- 35) Warkentin, B. P. (1972) : Can. J. Soil Sci. 52, 457~464
- 36) Wells, N. and Furkert, R. J. (1972) : Soil Sci., 113, 110~115
- 37) 山根一郎 (1973) : ベドロジスト, 17, 112~129
- 38) 加藤芳朗 (1962) : 土肥誌, 33, 517~520
- 39) 山根一郎 (1973) : ベドロジスト, 17, 84~94
- 40) 和田光史 (1970) : 粘土科学, 10, 1, 21~28 . .
- 41) Wada, K. and Inoue, T. (1967) : Soil Sci. and Plant Nutrition (Japan), 13, 1, 9~16
- 42) Inoue, T. and Wada, K. (1971) : Clay Sci, 4, 61~70
- 43) 同 上 著 者 (1971) : 同 上 4, 71~80
- 44) 井上隆弘 (1975) : パネルディスカッション「アロフエン質土壌の物理化学」アロフエンと有機物の相互作用, 1~4
- 45) 前田 隆・相馬魁之・佐々木清一 (1976) : 農土論集, 61, 9~17
- 46) Yong, R. N. and Warkentin, B. P. (1975) : Soil Properties and Behaviour, Elsevier Sci. Pub. Co. または上記訳本, 山内・竹中・東山・前田監訳「新編土質工学の基礎」(1978).
- 47) Warkentin, B. P. (1978) : 土壌の物理性, 37, 9~13
- 48) 田淵公子 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 21~31
- 49) 古畑 哲 (1973) : 近代農業における土壌肥料の研究(第4集), 1~12, 養賢堂
- 50) Spycher, G. and Young, J. L. (1977) : Commun. in Soil science and plant analysis, 8(1), 37~48, Marcel Dekker Inc.
- 51) 同上著者 (1979) : Soil Sci. Soc. Amer. J., 43, 328~332
- 52) 長田 昇・新垣雅裕・伴 一男 (1977) : 三重大学農学部学術報告, 45, 99~107
- 53) 新垣雅裕・長田 昇 (1977) : 農土論集, 71, 16~20
- 54) Bower, C. A. and Gschwend, F. B. (1952) : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 16, 342~345
- 55) 佐々木竜男・前田 隆・佐々木清一 (1969) : 農土論集, 27, 57~60
- 56) 前田 隆・佐々木清一・佐々木竜男 (1970) : 農土論集, 31, 25~28
- 57) 前田 隆・佐々木清一 (1973) : 農土大会講演要旨集, 200~201
- 58) 前田 隆・佐々木清一 (1974) : 農土大会講演要旨集, 284~285
- 59) 前田 隆・佐々木清一 (1975) : 農土大会講演要旨集, 280~281
- 60) 前田 隆・相馬魁之・小林義広 (1976) : 農土大会講演要旨集, 204~205
- 61) 前田 隆・相馬魁之 (1977) : 農土大会講演要旨集, 180~181
- 62) 前田 隆・相馬魁之 (1977) : 農土大会講演要旨集, 208~209
- 63) 前田 隆・相馬魁之 (1978) : 農土大会講演要旨集, 204~205
- 64) 前田 隆・相馬魁之・藤原幸彦 (1979) : 農土大会講演要旨集, 182~183
- 65) 前田 隆・相馬魁之 (1980) : 技術報告集, 20, 1~8 (土質工学会北海道支部)
- 66) 美園 繁・寺沢四郎・木下 彰・須藤清次 (1953) : 農技研報告, B2, 95~124
- 67) 竹中 肇・田淵俊雄・田淵公子・多田 敦 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 61~67
- 68) 竹中 肇 (1963) : 農土研別冊(農土論集), 7, 68~75
- 69) 竹中 肇 (1973) : 土と基礎, 21, 2, 13~19
- 70) 竹中 肇・尾立忠司・堤 聡・長田 昇・河野 洋・小谷

- 佳人・三輪晃一(1977):農土論集, 71, 1~7
- 71) 前田 隆・堤 聡・相馬尅之(1978):農土誌, 46, 12, 877~883
- 72) 田淵俊雄(1963):農土研別冊, 7, 32~36
- 73) 田淵俊雄・田淵公子・長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 53~60
- 74) 竹中 肇(1968):第4紀研究, 7(3), 109~115
- 75) 神山光男(1959):土と基礎, 7, 44~47
- 76) 伊藤 実(1964):農土研別冊, 9, 1~4
- 77) 相馬尅之・前田 隆(1974):農土論集, 49, 27~34
- 78) Maeda, T. and Warkentin, B. P. (1975): Soil Sci Soc. Amer. Proc. 39(3), 398~403
- 79) 足立忠司・竹中 肇(1973):農土論集, 43, 26~32
- 80) 八鐵利助(1943):北海道気象要報, 2, 2, 41~76
- 81) Higashi, A. (1951): J. Fac. Sci., Hokkaido Univ, Japan, Ser. II, IV, 1, 21~28. IV, 2, 95~106
- 82) Higashi, A. (1952):同上誌
- 83) 前田 隆(1969):北海道の農業気象, 19, 67~72
- 84) Kasubuchi, T. (1977): Soil Sci. 124, 5, 255~258
- 85) 粕淵辰昭(1977):土壌の物理性, 35, 29~34
- 86) 宮沢数雄・金野隆光(1976):北農試研究報告, 114, 89~118
- 87) 前田 隆・池端克則・相馬尅之(1979):農士大会講演要旨, 184~185
- 88) de Vries, D. A. and Peck, A. J. (1958): Australian J. Physics, 11, 255~270
- 89) Birrell, K. S. (1962): Applied Clay Mineralogy, New York, McGraw-Hill, 30~34
- 90) 山崎不二夫・竹中 肇(1965):農土論集, 14, 46~48
- 91) 茨木龍雄(1969):中央大学工学部紀要, 10, 32~41
- 92) 相馬尅之(1978):土壌の物理性, 38, 16~22
- 93) 東山 勇(1974):土壌の物理性, 30, 23~28
- 94) 前田 隆・相馬尅之(1979):有機質土の試験方法シンポジウム発表論文集(土質工学会), 31~36
- 95) 前田 隆・相馬尅之(1974):土壌の物理性, 30, 15~22
- 96) Maeda, T. Soma, S. and Warkentin, B. P. (1978): 11th ISSS Presentation Paper, 1~16
- 97) 小谷佳人・河野 洋・内田勝利(1975):農土論集, 60, 7~13
- 98) 竹中 肇・安原一哉(1977):土と基礎, 25, 1, 85~91
- 99) 前田 隆・堤 聡・相馬尅之(1977):前出71)
- 100) 久野祐郎(1967):土の締固め, 47~74, 技報堂
- 101) 多田 敦(1965):農土論集, 14, 36~40
- 102) 多田 敦(1965):農土論集, 14, 41~45
- 103) 石川武男・徳永光一・月館光三(1963):農土学会誌, 31, 2, 22~30
- 104) 徳永光一(1969):土壌物理, 248~260, 養賢堂
- 105) 足立忠司・堤 聡・竹中 肇(1977):農土論集, 71, 39~43
- 106) 足立忠司・三輪晃一・新垣雅裕・堤 聡(1978):農土学会誌, 46, 12, 27~32
- 107) 須藤清次・安富六郎(1965):農土論集, 14, 16~20
- 108) 須藤清次・東山 勇・山崎不二夫(1965):農土論集, 14, 21~26
- 109) 東山 勇・須藤清次(1965):農土論集, 14, 27~31
- 110) 須藤清次・東山 勇・安富六郎(1965):農土論集, 14, 60~66
- 111) 竹中 肇(1965):農土論集, 14, 32~35
- 112) 三輪晃一(1977):農土論集, 71, 27~30
- 113) Yamanouchi, T. and Yasuhara, K. (1975): Soils and Foundations 15, 2, 69~79
- 114) 鈴木敦己(1973):土質工学会論文報告集, 13, 2, 99~108
- 115) 小谷佳人・河野 洋(1975):農土論集, 71, 31~38
- 116) 新垣雅裕・長田 昇(1975):農土論集, 71, 21~26
- 117) 安原一哉・竹中 肇(1977):土と基礎, 25(2), 77~83
- 118) 相馬尅之・前田 隆(1979):第14回土質工学会研究発表会講演集, 169~172
- 119) 森 満雄(1965):土と基礎, 13, 6, 19~26
- 120) 森 満雄(1965):土と基礎, 13, 7, 3~10
- 121) 大平至徳・小山 明(1965):土質工学会第10回シンポジウム発表論文集, 15~22
- 122) 北郷 繁・高岩 勝・表 次雄・滝沢正人(1972):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 12, 1~8
- 123) 北郷 繁・高岩 勝・川島崇則・藤波岳臣(1973):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 13, 1~6
- 124) 北郷 繁・神谷光彦・浅利勝秀・福留 学(1974):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 14, 1~8
- 125) 北郷 繁・神谷光彦・石橋洋一・石丸幸一(1976):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 16, 125~134
- 126) 坂上孝幸(1971):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 11, 7~12
- 127) 坂上孝幸(1972):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 12, 15~22
- 128) 池浦 勲(1971):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 11, 13~16
- 129) 池浦 勲・山田洋石(1972):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 12, 9~14
- 130) 鈴木輝之(1974):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 14, 9~18
- 131) 鈴木輝之(1975):技術報告資料(土質工学会北海道支部会誌), 15, 69~74
- 132) 長田 昇(1976):土と基礎, 24(11), 72~78
- 133) 加藤芳朗(1978):農業土木学会誌, 46(12), 869~876
- 134) 須藤清次・安富六郎(1963):農土研別冊, 7, 98~103
- 135) 妹尾 学(1965):農土論集, 14, 11~15
- 136) 山崎不二夫・八幡敏雄・須藤清次(1963):農土研別冊(農土

- 論集)7, 1~13
- 137) 山崎不二夫・須藤清次(1965):農土論集, 14, 1~10
- 138) 竹中 肇・安富六郎(1965):農土論集, 14, 54~59
- 139) 清水英治(1965):農土論集, 14, 77~83
- 140) 堤 聡・竹中 肇(1979):有機質土の試験方法シンポジウム発表論文集, 37~42, 土質工学会
- 141) 藍 房和(1968):土壌の物理性, 18, 27~35
- 142) 秋山 豊・横井 肇(1968):土肥誌, 39(11), 491~498
- 143) 秋山 豊・横井 肇(1972):土肥誌, 43(8), 271~277
- 144) 秋山 豊・横井 肇(1972):土肥誌, 43(9), 315~320
- 145) 岩田進午(1966):農技研報告, B16, 149~176
- 146) 長谷川周一・前田 隆(1977):農土論集, 70, 13~19
- 147) 長谷川周一・前田 隆(1977):農土論集, 72, 22~29
- 148) 中野政詩(1970):農土論集, 31, 10~16
- 149) 中野政詩・田淵俊雄・八幡敏雄(1970):農土論集, 31, 17~24
- 150) 宮崎 毅(1976):農土論集, 61, 1~8
- 151) 宮崎 毅(1977):農土論集, 70, 20~26
- 152) 宮崎 毅(1976):土壌の物理性, 34, 21~31
- 153) 長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 37~42
- 154) 長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 43~47
- 155) 長田 昇(1963):農土研別冊, 7, 48~52
- 156) 木下 彰・竹内 豊(1971):北農試, 特別研究, 昭和45年度成績書
- 157) 伊藤 実(1976):生物環境調節, 14(4), 99~106
- 158) 伊藤 実(1977):生物環境調節, 15(4), 79~88
- 159) 伊藤 実(1979):生物環境調節, 17(1), 35~40
- 160) 伊藤 実(1979):生物環境調節, 17(2), 89~95
- 161) 岩田進午・前田 隆(1979):土の物理学, 294~310, 森北出版
- 162) 和田光史(1971):近代農業における土壌肥料の研究, 第2集, 49~55
- 163) K. Wada and T. Kawano (1978): Geoderma, 20, 215~224, Elsevier Sci. Pub. Co.
- 164) Shi. Wada, A. Eto and K. Wada (1979): J. Soil Sci. 30, 347~355
- 165) 江頭和彦(1978):粘土科学, 18(1), 16~19
- 166) K. Egashira (1976): Clay Science 5, 87~95
- 167) 江頭和彦(1978):粘土科学, 18(2), 63~67
- 168) 江頭和彦・梶山忠男・有水尚文(1977):粘土科学, 17(2), 38~47
- 169) K. Wada and M.E. Harward (1974): Advances in Agronomy, 26, 211~260, Academic Press Inc.
- 170) K. Wada (1977): Minerals in Soil Environments, 603~637, Soil Sci Soc. Amer.
- 171) T. Maeda, H. Takenaka and B.P. Warkentin (1977): Advances in Agronomy, 29, 229~263, Academic Press Inc.
- 172) 堤 聡・足立忠司・竹中 肇(1977):農土論集, 71, 8~15
- 173) 前田 隆・相馬尅之(1977):有機質土に関するシンポジウム発表論文集, 1~4, (土質工学会)
- 174) 葛上 久・尾崎敏司・中谷三男(1971):農土論集, 37, 61~67
- 175) 葛上 久・中谷三男(1977):農土論集, 67, 23~29
- 176) 葛上 久・中谷三男(1977):農土論集, 72, 7~14
- 177) 葛上 久・永井啓一・中谷三男(1978):農土論集, 73, 69~77

〔1980. 2 .20受稿〕

## 総 合 討 論

座 長：古畑 哲（農技研）・岩田進午（農技研）

座長 午前中のご講演は、どれひとつをとっても、それぞれがそれだけで大きな討論の対象となるものと思います。そこで、ここでは、次のように、いくつか焦点を設定しまして、これをめぐってそれぞれの講演の主旨を生かしながら、ご討論いただきたいと思います。まず、(1)温度を中心にして、次に(2)構造を中心にして、最後に(3)腐植や微生物を中心にして、生物活性、物質移動水分、平衡吸着などをご討論いただければ幸いです。そして、最後に、これから土壌物理が研究しなければならない課題について、報告者からお考えをいただいて、まとめたいと存じます。

### 温度と植物

粕淵（農技研） 発芽の問題ですが、土の表面は温度が昼間は高くなるが夜間は最も低くなる。そこで、発芽は、最高温度が大切なのか、平均温度が大切なのか、どうなのでしょう。また、根の活性等も温度の影響を大きく受けると思われませんが、この点はどこまでわかっているのでしょうか。

金野（東北農試） 積算温度の平均で論議出来るものと考えています。温度が高くなっても低くなっても、積算したもので論議できると考えています。根では、温度勾配の影響をどう考えるかが重要と思われるが、これはこれからの課題だと思います。しかし、これは、土を層に分けて、窒素の無機化の方からアプローチしてゆけば分かるようになるのではないのでしょうか。しかし、根粒等の活性でも根の上部と下部ではちがうはずだが、現在は、一緒にして扱っている。詳細にはこれからの課題でありましょう。

久保田（熱研） 本日は、主に低温障害の問題を扱われたが東南アジアの畑作では高温での発芽障害が問題になっているので、低温障害の他に発芽の高温障害の研究も大切だと思います。

金野（東北農試） 発芽速度と温度との関係では、少し古いものですがデータがあります。これらのデータをアレニウスプロットしますと、各作物共に、その形状は折れ曲ったものになります。大豆では20℃付近で折れ曲ります。20℃以上と20℃以下では生理的に異なると考えられ、観察では根の形状が異なるようです。私は寒冷地の問題を扱ってましたので、低温側の問題のみ焦点をおきましたが、熱帯地方では高温側の問題を扱う必要があると思います。

伊藤（岩手大） 発芽するには必要なエネルギーの障壁があるそうですが、植物は、日変化する温度の変動があるときに、その積算をどういう形でおこなっているのだろうか。つまり、一日だけ最高温度が与えられればその障壁を越えられるのか、ある期間がなければいけないのか、といったことです。

岩田（農技研） 確かにエネルギー分布は温度でできるのだが、積算温度の場合は、1℃高くてもそれが一定に推移するとき、極端に温度が高いときとは、積算値の内容がちがっている。そうすると、発芽の仕方その双方ではちがってくると思います。それで積算温度でうまく表わされうるかという心配があります。つまり、エネルギーの障壁をとびこえることは強度のようなものような気がいたします。

金野（東北農試） 熱力学の法則からいえば、 $4G = G$ （生成系） $- G$ （原系）が負であれば反応は進行します。しかし反応がなかなか進行しない場合が多く、温度を上げると反応が速くなることはよく経験するところです。これは原系と生成系との間にエネルギーの高い励起状態があって、このエネルギー障壁を越える分子のみが反応すると考え、活性化エネルギー  $E_a$  という概念をアレニウスが提案しています（図-A）。

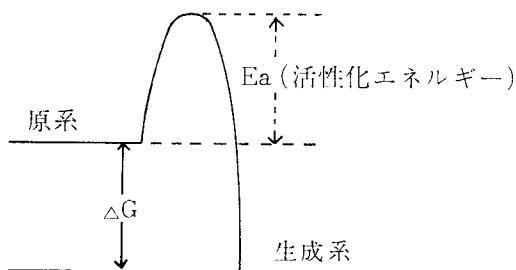


図-A 活性化エネルギーの概念

また、分子集団は同一のエネルギーを持っているのではなく、ある温度における分子のエネルギー分布は図BのIの曲線で示され、活性化エネルギーを持っているのは斜線の部分の分子だけです。いま温度をあげるとIIの曲線で示すように全体として高エネルギー側に移り、活性化エネルギーを持つ分子が増えて反応が速く進むこととなります。これらの関係を定量的に表わしたものが本文(3)式です。

次に温度一定の場合（系1）と温度変動がある場合（系2）とで積算温度が同一ならば生物活性が同一とみなして取扱ってよいかという問題であります（図-C）。

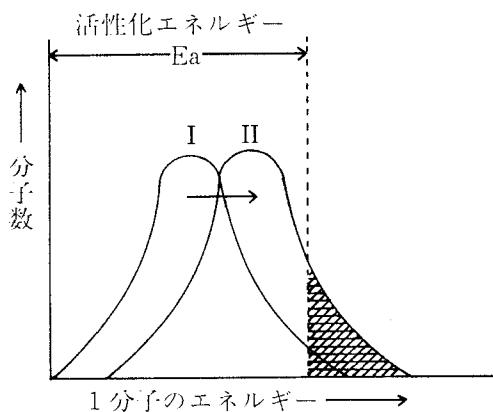


図-B 分子集団のエネルギー分布

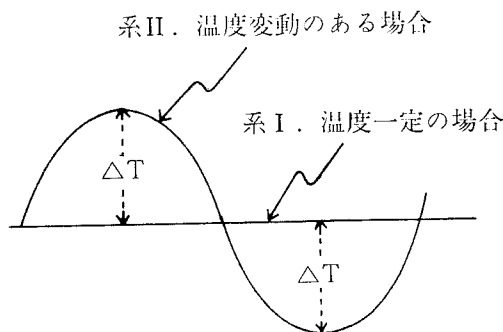


図-C 温度一定の系と温度変動のある系

系1と系2との速度定数比は本文(6), (7)式で表わされ一般には積算温度が同一でも温度変動のある場合の方が生物活性は高いのです。しかし、温度振巾 ( $2\Delta T$ ) が小さい場合は近似式(9)式が適用できるので、積算温度が同一ならば生物活性も同一とみなして取扱っても大きな誤りはありません。

酵素反応の活性化エネルギーは25,000cal以下ですから、 $K$ は0.15以下であり、このことから近似式(9)式の適用範囲は $2\Delta T < 10^\circ\text{C}$ であり、従って、温度振巾 ( $2\Delta T$ ) が $10^\circ\text{C}$ 以下であれば、系1と系2とは生物活性を同一と考えて取扱うことができます。

温度振巾 ( $2\Delta T$ ) が $10^\circ\text{C}$ 以下という条件は多くの事例に適用できるし、平均地温を用いて近似計算ができるので実用的です。

**宮崎 (四国農試)** 温度は地温や気温がよく調べられるが、植物自体の温度は、これらとどのような関係にあるのでしょうか。例えば、放射冷却で葉温が下がるようなとき、地温とはどんな関係になっていまいしょうか。

**金野 (東北農試)** 植物では群落が出来ていて、その頂部に光が当り、中では温度が低くなっています。地温とこれとの論議は、植物生態の分野の問題であると思

います。

**安富 (茨城大)** 土中の水の量が土の熱特性に影響を及ぼすことを考えると、土の水分状態も積算温度とかかわりがあるのではないかと思います。

**粕淵 (農技研)** 水分が少なくなると熱伝導率が小さくなるが、温度は温度拡散係数によってきまる。表面でいえば、水分が小さくなるとこれが小さくなり、熱が蓄積されたり逃散が早くなったりして、温度の変動が大きくなる。こうして、おっしゃるように、水分変化と温度は関係があると思います。

### 構造の形成と物質移動および土の強度

**座長** 次に構造を中心にして進みたいと思います。水の流れは従来、平均的な量でおさえてきたが、物質移動の場合は、そう簡単には把握出来ないで、流れはその歴史を背おって流れ、末端で我々がそれをとらえる。つまり、水の質的内容まで考えないとこの問題は解決できないような気がします。今までのような水の扱い方ではどうもうまいかない問題が残っていると思います。

**寺沢 (農技研)** ご報告のようなアプローチで不飽和流の場合の物質移動を扱うには、どういうところに留意したらよいものでしょうか。

**三輪 (農林水産技術会議)** 不飽和流の場合には、減水深として流速がわかれば、機械的に液相率を小さくしていくことになります。しかし、この取扱いは、実際の不飽和流を極端に単純化したものであり、ごく長い期間での物質移動をその期間における平均降水量等から推定することには使えますが、液相率が変りつつある局面に適用するには工夫が必要です。

**井上 (農技研)** 飽和、不飽和にかかわらず、拡散タイプの方程式にマッチする場合と、それでは律し切れない場合とがあると思われま。後者は、孔隙の不均一性等によるものと思われま。例えば、キレツ等があればそれによって流れが律せられ、現実的にはイオン移動現象についての土壌の特性値を断面全体の平均値としては扱えないと考えられます。

**伊藤 (岩手大)** 拡散の式の $D$ は水中のイオンの拡散係数、 $v$ は平均流速だとすると、右辺第三項はすこし次元の異なるものになっているのではないかと。むしろ、孔ゲキ内流速を用いる必要があるのではないのでしょうか。

**三輪 (農林水産技術会議)** 右辺第一項は拡散、分散をあらわす項、第二項は水とともに動いてゆく項です。第二項の $V_x$ は減水深ですから、次元は $L \cdot T^{-1}$ 、 $V_x \frac{\partial C}{\partial x}$ の次元は $L \cdot T^{-1} \cdot W \cdot L^{-3} \cdot L^{-1} = W \cdot L^{-3} \cdot T^{-1}$ で左辺と一致します。

**岩田 (農技研)** 物質の移動は、個々の孔ゲキを流れていくもので、従って、孔ゲキ内部でもその流れはいろ



いろいろあり、孔ゲキごとに流れがちがう。それなのに、平均流速をとるところに問題が生じてきます。だから、この場合は、第一近似ということで問題を展開しているのではないのでしょうか。

**長田(三重大)** 通気性をみていくと、透水性から得られた結論とフィットしない内容のものが出てくるときがあります。それは、火山灰では、動かない水のためであると考えられますが、動かない水と動く水とははっきり分かれて存在するものでなく、あるときに動きにくい水があるものと考えます。そこで、いろいろな力を加えて、ふるい分けをして構造を探ってみました。団粒はそれぞれの大きさのものに特有のそのものの強さをもっていることがわかってきました。

**竹中(東大)** キレット等大間ゲキ中の水の移動はかなり明らかにされているようだが、アロフェンの間ゲキでは水はゲルの拘束であり、乾燥等をするとこれがどう変わるかを調べると、今までの論議がよくわかるようになるのではないかと。収縮のときの水の移動は、現象的には、土が自分から水をしぼり出すようなものになっています。こうした場合の水移動も調べてみる必要があるのではないのでしょうか。

**久保田(熱研)** 火山灰土壌では、マクロな外界の現象に関与しない孔ゲキがあると聞いています。そうすると、火山灰土壌を扱うには、腐植のあるA層(黒ボク)と、下層土のB層とでは、種々の法則性をみる場合に、分けてみてゆく必然性があるかどうか、いかがでしょうか。

**前田(北大)** 基本的には、腐植の多いものと少ないものでも、粒子のになら役割は同じでありましょう。腐植があるものはそれに腐植の役割が上積みされるといって考え方をとっています。いまのところ、土粒子と腐植を分離することができないので、腐植の多いものは行動単位の保水力が大きくなるといったかたちで上積みの役割を評価できるものと思います。

**安富(茨城大)** 火山灰の構造を考えると、粒子間力に水が大きな役割を果しているといわれています。そのとき水素結合が、特に腐植を含む場合には、構造形成に大きな意味をもっていると聞いています。アロフェンではどうでしょうか。

**前田(北大)** アロフェンの場合、露出OHと水分子が反応するとすると、水素結合の形で水分子第一層が吸着されていることになるが、他の粘土でも第一層はすべて水素結合ではないかと考えられている。二分子、三分子層目は、アロフェンは両性コロイドの機能をもっているため荷電密度が小さく、他の粘土と較べると比較的弱い結合でついていると理解しています。

**久保田(熱研)** Alイオンを単体でとり出すと水を

6コに配位する座があって、そこに水分子がくっついてくる。その内容は、水素結合であるか、イオン双極子結合であるか、様々なものが混っている。6配位になると安定するので、これを配位結合と呼んでいます。こういう結合が生じていると考えています。

**安富(茨城大)** 腐植含量が増大してもコンシステンシーがある点から一定になると伺いましたが、強度については、腐植が増大すれば低下すると考えてよいでしょうか。

**前田(北大)** 一軸圧縮強度をみると、腐植の増大とともに、強度が直線的に低下している。必ずしも強度の低下は水との関係ということではなく、腐植が被膜コロイドの形で粒子表面にあるとすれば、これが増えるので弱くなるものと考えられます。また、液性限界では、40%位の腐植量になると一定になるだろうという想像です。この被膜コロイドとしての腐植の集積は、量的に限られることと質的なちがいが出てくるということで一定になるとみえています。

**馬場(岩手大)** 液性限界や塑性限界は試料の初期の水分量によって値がちがいます。日本統一分類では、気乾試料を使うことになっています。そうすると、この統一分類の試験法はあまりふさわしくないものとなります。これについてはどう考えたらよいのでしょうか。

**前田(北大)** 11月の土質工学会の有機質土の試験法のシンポジウムで申し上げましたが、現場の土を扱うときには、気乾土だけでなく生土も試験しなくてはいけないと思います。結果も一本の直線ではなく、3段階の直線で表わす必要があるものと思います。

### 腐植および微生物

**座長** 有機質土が議論になっていますので、ここで腐植の問題に入りたいと思います。腐植の荷電密度を計算してみたら、モンモリロナイトなど較べものにならないくらい大きなものとなっていました。腐植の質も問題ですが、有機質の土でもこういった性格が反映されている現象があると思います。

**井上(農技研)** 腐植とアロフェンとの相互作用についてであるが、アロフェンの表面のAl原子には、6配位を満たすように水が吸着しています。最初に腐植がそこに近づくと、その水を強引におしのけて強く吸着されてしまう腐植があります。それにはカルボキシル基が関与すると思います。さらに、大きな腐植分子はアロフェン表面の外側にヒゲを出している状態にあると想像されます。最高どの程度表面を覆うかを概算したことがありますが、だいたい腐植含量30%程度で粒子が全部覆われます。この状態は、前田先生が述べられた物理性とよく対応しているような印象を強くします。また、腐植が膠

質とコロイド被合体を作っているときに個々に存在しているときでは腐植のイオン吸着機能が大きく異なると思われます。腐植だけのCECなり交換特性を導入してよいものかどうかは疑問があり、まだこの種のデータの蓄積も少ないのではないかと思います。

竹中(東大) 以上の議論に賛成です。私も、アロフェンと腐植の結合における腐植そのものの役割は腐植の和水機能とそれによる構造形成による水の拘束とに負うところが大きく、結合の強さでは、破壊しえないような強いものと、比較的弱いものと2通りぐらいできてくるものように考えています。

喜田(大林組) 腐植が多いのはヘドロで、多いときは50%ぐらいあります。腐植が増えるにつれ、このヘドロの性状は、前田先生の報告のように変化する傾向があります。しかし、圧密試験では、腐植が多いとき圧縮量は大きいですが、圧密時間が短いという場合が出てきます。これは一般的な概念とちがっています。そこで、腐植があることによる排水等の効果があるようなことはないでしょうか。また、火山灰の下層土は施工時練り返しが生じて難しいことが起りますが、表層の黒ボクは大変扱いやすかった。つまり、腐植が多いことによるメリットも多くあるような気がいたします。

前田(北大) 黒ボクは団粒が発達し、透水性がよくある程度喜田さんのご意見を射ていることになると思います。また、このような団粒構造の構造単位は強い構造をもってこわれないものですが、これは0.03mm以下の微細なものではないかと思います。構造の単位は単一粒子ではなく、こうしたこまかい団粒のようなものであると考えています。

丸山(京大) 我々が実験した結果によると、熱伝導係数を $\lambda$ 、土壌の含水量を $w$ とした場合、 $\lambda \sim w$ 関係は柏淵氏が示したように直線に近い形となりますが、熱伝導係数の最大値を $\lambda_{max}$ 、最小値を $\lambda_{min}$ とした場合に $(\lambda - \lambda_{min}) / (\lambda_{max} - \lambda_{min}) \sim w$ 関係はS字形の直線となり、二つの折点がみられることがあります。この折点をpF $\sim w$ 曲線と対比すると、ある特定のpF値に対応して折点が出てくるようです。これは、土壌内の土壌水分状態を反映した情報、すなわち、土壌水の連続関係などの情報として面白いと思うので、紹介しておきたい。

前田(北大) 水分が多いときは、水の熱伝導が卓越し、水平に曲線がねてくるものと思います。また、pF4位からは空気の影響により、どんどん温度伝導係数が小さくなると思います。

古畑(農技研) 腐植の多い火山灰は、土壌調査の方からいうと、クラム(Crumb)で微細構造でちがっているバラバラな構造で、粒状構造もあれば、粒子が固まったものもあり、単純につまっているものもある。これと

保水性の関係は構造を区別してははっきりさせなければいけないのではないかと思います。

前田(北大) 腐植は、比表面積が $800 \text{ m}^2/\text{g}$ でとても大きい。そのため多くの水が保持できるのではないかと思います。また、腐植をとばすとき、火山灰ではよくとぶが、徹底してよく洗っても、土によって腐植の残りがちがう、これはやはり、腐植の質のちがいを反映しているのではないかと思います。こういう所が問題となるのではないのでしょうか。

吉田(新潟大) 初期含水比がちがうと粗粒化するようですが、粗粒化すると比表面積が小さくなるが、この比表面積はみかけのものでしょうか。つまり、粗粒化した粒子をBET法で整理したとき、これにひっかからない表面積がまた他にあるものと考えてよいのでしょうか。

前田(北大) アロフェンの自然含水比状態の比表面積は、今、いわれている $300 \sim 400 \text{ m}^2/\text{g}$ よりも大きくなるのではないのでしょうか。おそらくモンモリロナイトより大きなものとなると思われます。また、粗粒子化したとき、集合した粒子間の間隙はデッドポアになって、比表面積値から除外される。また、風乾することによって単位の粒子の表面の微細な孔隙が閉じたりして狭小になって、アロフェンの内側、外側の二重構造が、本当の外側だけになってきて、砂ようになって液性限界など測れなくなるものと思われます。

吉田(新潟大) 粒子と粒子がくっついた間には単分子ほどの水も入っていないと考えるのでしょうか。

前田(北大) デッド・ポアには、非常に大きな力が作用しており、ここには、水や窒素が入りこむことはできないものと考えています。

久保田(熱研) 比表面積は、測定法によって出てくるその概念は、ちがうものだと思います。つまり、吸着物質の大きいものを使えば、それが入らない間隙ができてきて、吸着物質の大きさでどうかという吟味が必要になります。たとえば、火山灰を超音波でこわしたものでは酸性フクシンのような分子量の大きい吸着質で調べれば、吸着表面が増えてきます。

次に土と水の相互作用をみるときには、直接水で測った表面積が当をえたものとなろう。そのとき、陰荷電についての交換性イオンの性質で水量がかわってくる。たとえば、Mgを使えば、イオンポテンシャルが大きく、多くの水を引きつけるようになる。こうして、水双極子相互作用でついたもの、これを共に含めて1分子吸着層といっている。これが水を使ったときの表面積になる。窒素で測ったものは、相互作用がないため、幾何学的に並んだものが、表面積になっている。つまり、物理吸着であります。表面積の測り方の原理は、吸着して行って、あるところから吸着のエネルギーがかわる。そして、二

分子吸着に移る。こういったことを頭に描いていますが実際には、こうなっているかどうか分からない。とくに水の場合は分からない。従って、コンシステンシーを調べるときは、窒素よりも水蒸気のほうがよい。また、測られる物質の荷電密度によってかわってくる。腐植で800 $\mu\text{m}^2/\text{g}$ の比表面があるからといって、水で測ったときは、疎水性のため小さくなるようなときもでてくる。大変ややこしいものだと思います。

**関谷(果樹試)** ところで、今日の討論では、「土」ということがよく使われていますが、今まで、私どもは、材料としてみると「土」といい、作物生産にかかわる微生物のいるものを「土壌」といってきました。構造を考えると、どちらの用語を用いればよいのでしょうか。「土」の構造と、「土壌」の構造とでは、その意味するものがちがっているのではないのでしょうか。

**前田(北大)** 何の意味もなく「土」を使いましたが土質工学ではすべて「土」といって、「土壌」はきらっています。工学性をみるときは、土は材料として扱います。農学的にみるときは、当然、土壌物理学であるし土壌の工学性でしょう。どちらの立場も忘れていたものではない。農業土木は、作物生産と密接に結びついているもので「土壌」を使っていくつもりです。「土の物理学」では、土質工学の關係にアピールするために使ったものであるにすぎません。

**八幡(明治大)** 汚水を土壌に流して処理するとき、連続的に流すよりも、間断して流すほうが結果がよいという経験を持っていますが、これは何か微生物の知識から説明つくものなのでしょうか。

**服部(東北大)** 土の目づまりのような問題が含まれているのでしょうか。まず微生物が投与有機物を分解することが考えられますが、より粘質な物質を作るか、単にCO<sub>2</sub>にかえてしまうか、いろいろな場合があります。このとき、酸素の状況とどんな種類の微生物が働くかがちがってくるためのような気もしますが、あまりにもいろんな要因、可能性がありすぎるような気がします。

**伊藤(岩手大)** 微生物のサバイバルは孔隙の中のガスの組成できまるとうかがいました。圃場では、下層のようなところで、O<sub>2</sub>が極めて少なくなる場合が生じると思いますが、こうした所では、サバイバルとしてその気相のガス組成はどうなっているのでしょうか。窒素とCO<sub>2</sub>であると考えてよいのでしょうか。

**服部(東北大)** 団粒の孔隙の内部を考えていて、ここでの気相の組成は通常の空気のそれとは全然ちがうことを申しました。土壌断面でも組成が変わるとも思います。こうしたガス成分に対して、異なった微生物群が活動することが考えられます。このガス成分として窒素、

炭酸ガスの外にも、各種の無機、有機のガス状物質が土壌中の微生物に重要な影響を与えています。

**喜田(大林組)** メタンガスについて測定されたことがありますでしょうか。東京の沖積地帯の地下十数mの所でO<sub>2</sub>ゼロの空気が噴き出しています。しかし、メタンガスが非常に含まれている。何か有機物が、そこで分解をしていたのではないかと思います。

**服部(東北大)** そのガスは長い時間かかって蓄積されたものではないでしょうか。そうしますと、微生物の代謝は、有機物が単純にCO<sub>2</sub>になって、メタンになって大気へということではなくて、閉じた空間でゆっくりとした循環となり、極めて微量なガスでも、蓄積されることがある。この場合、耕地とは少しちがって、もっと長期の問題として考えるもののような気がします。

**八幡(明治大)** 土壌構造を考えると、幾何学的内容をまず想像し、そこに空気や水、イオンの通過、吸着等を考えています。しかし、水を通したときの「手答え」をもとにして構成した、これとは別な透水構造といったようなものも考えられると思います。こうした構造像は幾何学的な土壌構造像とはどうすれば関係がつけられるものか。「構造」は常に「幾何学的構造」でなければならぬものなのか。いつも気になります。

#### 今後期待される研究

**座長** それでは、まとめとして、それぞれの分野からみて、土壌物理研究者は、「これから何を研究していったらよいか」ということについて簡単にお願いいたします。

**前田(北大)** 境界領域、とくに粘土の物理化学の成果を使って、自分の得た研究結果を説明していきたいと思っているので、わからないことは、どしどし研究して行き、他分野の成果を活用してゆけばよいと考えています。火山灰は、やっと研究成果が蓄積されてきたと思います。あと、重粘土にしても、マサ土などにしても、やはり、粘土の物理化学としての成果を期待したいと思います。

**三輪(農林水産技術会議)** 土の物理学とは何かということは、よくいろいろな方におたずねしましたが、今日のお話から、構造を明らかにすることがそれにあたるように思います。土の現象は、構造を舞台にして化学反応、移動、微生物の生活があらわれていることがわかりました。この構造は、幾何学的なものにしても、もう少し定量的なものとして把握、さらにマクロからマイクロへつながれるしくみが必要であると同時に、構造を舞台にダイナミックな現象があり、それを解明する物理学が必要と考えます。

**井上(農技研)** ペトロロジーや土壌化学を生かすとい

う立場で現場の土壌をみると、定量的に観測できるものは限られています。物質移動では、定量的把握が大切なにもかかわらず、土壌断面からはこれがうまく把握できず、土壌生成のその歴史を語る根跡が観察されるに留まる場合が多い。こうした現場の断面観察と物質移動の定量化とをうまく結びつける方法はないものだろうかと考えています。また、イオンの移動の場合、粒子の配列の不均一性が移動の非正常性に結びつき、これをマクロに観測しているのが現状であろう。そこで、物質移動が営まれる場を一つ一つ詳細に詰めていかないと、マクロな測定も生きてこないのではないかと考えています。

金野（東北農試） 土壌肥沃度について、特にリン酸の研究についてみますと、これは吸着平衡で従来考えら

れてきました。これだけで論議できるかという疑問に思います。むしろ、溶解する速度、作物が必要なだけ土から溶解するということが重要ではないかと思えます。特に温度が上がったときに問題になると思えます。これを今後はどうにかして解明する必要があると思えます。

服部（東北大） 土壌微生物の発展のためのパートナーシップを考える場合、土壌物理は大切だと思います。土壌物理の方から微生物をみるという研究を期待したいと思います。欧米では、すでに、この両者の結合がすすめられており、今後の発展に重要な意味をもつと考えています。

## 土壌吸着水の磁気的研究を省みて

—吸着水分子の配向構造とその分子運動を探ぐる手法の提案—

佐藤 裕 一\*

A New Approach to Determine the Orientational Structure and  
Motional Pattern of the Absorbed Water Molecules on the Soils.

Yuichi SATO

Faculty of Agriculture, Iwate University

### I はじめに

土壌水の物性に関する研究成果について測定の方法および研究の立場から、赤江<sup>1)</sup>は熱力学的性質、動的性質、密度、電気的性質および磁気的性質に分け整理した。その中で土壌水のもつ磁気的性質を測定して、土壌吸着水の物性を探ろうとする試みは、A. G. Pickett と M. M. Lecomte<sup>2)</sup>によって初めて行われたとみてよい。

筆者は広幅核磁気共鳴装置を使用して、粘土粒子表面に吸着する土壌吸着水の配向構造と、その分子運動の様態を解明する方法を模索してきた。そこで、核磁気共鳴による既往の土壌吸着水研究の成果を紹介し、最後に筆者が提案する解析の方法を概説して、今後の研究の方向を展望したい。

### II 核磁気共鳴の原理と測定法

#### 1. 原理

磁気共鳴には核磁気共鳴と電子スピン共鳴とがある。前者は Nuclear Magnetic Resonance, 後者は Electron Spin Resonance で各々N.M.R, E.S.Rと略称される。両方とも核および電子のスピンによって発生する磁場の大きさとその方向から核や電子をもつ分子の位置、および運動の情報が得られる。本文では核磁気共鳴について述べよう。

核磁気共鳴には高分解能核磁気共鳴と広幅核磁気共鳴があり、前者は有機化学の分野で、後者は固体、特に高分子物質構造の中の水素原子の位置や運動の解明に使用されてきた。

原子を構成する原子核は核スピンを有し、原子番号と質量数によってスピン量子数が異なる。質量数および原子番号が共に偶数の場合にはスピン量子数  $I = 0$ 、質量数が奇数ならば原子番号のいかにかわらず  $I = \frac{1}{2}, \frac{3}{2}, \frac{5}{2}, \dots$  の半奇数値となる。また、質量数が偶数で原子番号が奇数の場合には  $I = 1, 2, 3, \dots$  の整数値をとる。従って  $I \neq 0$  の場合に核は磁気モーメントをもち、 $\mu$ は次式で表わされる。

$$\mu = \gamma \cdot \hbar \cdot I$$

ただし、 $\gamma$ は磁気回転比、 $\hbar$ は換算プランク定数で  $\hbar = \frac{h}{2\pi}$  ( $h$ はプランク定数)、 $I$ はスピン量子数。

このような磁気モーメント  $\mu$  をもつ原子核を1個の小磁石棒に例えることができる。この核を水素原子核  $H_1$  とし、主磁場  $H_0$  の中に入れると、図-1に示すように主磁場の方向を軸として才差運動をする。そのような状態の中で、主磁場と直角方向から交番磁場を与え、その周波数が小磁石棒の才差運動周波数と同じになったとき、水素原子核  $H_1$  が共鳴したと言う。

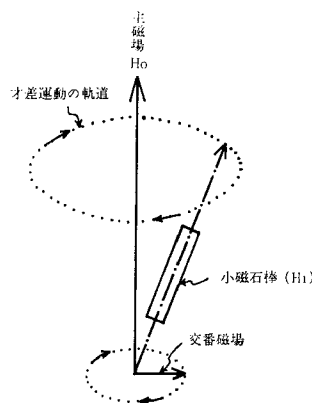
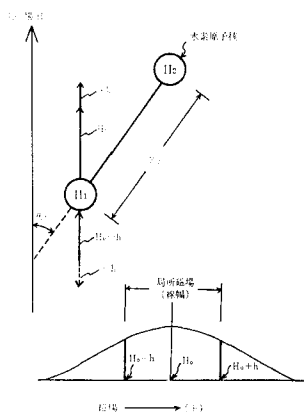


図-1 核の才差運動の原理

次に水素原子核  $H_1$  の近くに他の水素原子核  $H_2$  が存在する系を考えてみよう。図-2に示すように、核  $H_1$  は

\*岩手大学農学部

主磁場 $H_0$ の他に核 $H_2$ のスピンのよって生ずる磁場を受ける。水素原子核のスピ量子数は $I = 1/2$ であるから、核 $H_1$ および $H_2$ のエネルギーのとりうる方向は主磁場と同方向の低エネルギー状態と、反対方向の高エネルギー状態である。



図—2 局所磁場の発生と共鳴スペクトル

核 $H_1$ は $H_2$ から磁場を受けるが、その磁場の大きさは核 $H_1$ と $H_2$ を結ぶ $H_1-H_2$ と、主磁場 $H_0$ の方向とのなす角 $\theta_{12}$ および核 $H_1$ と $H_2$ 間の距離 $r_{12}$ によって異なる。図—2に示すように、核 $H_1$ は主磁場 $H_0$ の他に核 $H_2$ からも磁場を受けて、合磁場が作用するとみることができる。このような系において、核 $H_1$ が共鳴したときのスペクトルを模式的に表わすと図—2のようになる。同図において横軸を磁場、縦軸をスペクトル強度（同じ周波数で共鳴している核の数に比例する）とすると、共鳴している核の中で高エネルギー状態にある核の受ける磁場は主磁場 $H_0$ の左側に、低エネルギー状態の核の受ける磁場は主磁場の右側に表われる。筆者の測定によって得たスペクトルは、図—2に示すスペクトルの微分型である。従来から微分型スペクトルの山と谷との距離は周波数、または磁場の単位で表わし線幅（Line Width）と言われているが、抽象的呼称であるので筆者は局所磁場と呼ぶことにした。

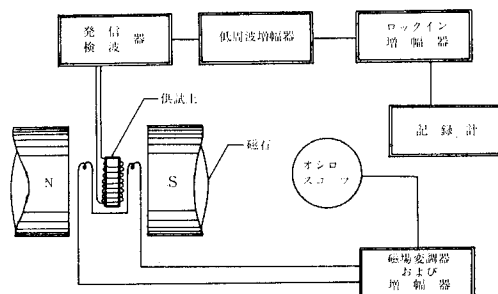
## 2. 供試土の作成と測定

測定に使用する供試土重は使用するプローブの形状と大きさにより異なるが、筆者は2種類のプローブを使用した<sup>3)</sup>。その一つは室温時の測定に使用するもので、供試土重は約1gでよい。他の一つは、低温状態において使用するプローブで数十mgの供試土をガラス管に封入して測定する。勿論、供試土は多いほうがよく、少ないと共鳴スペクトルの強度が小さいので記録計の感度を上げなければならず、時にはノイズが入ってスペクトルの解析がやゝ困難になる場合がある。従って含水量の少ない供試土では供試土量を多くする必要がある。

供試土としてカオリナイト、モンモリロナイトおよびアロフェン粘土を使用した。筆者の場合には、その研究目的が粘土粒子表面に吸着する吸着水分子の構造と運動状態を知ることであり、粘土表面に吸着するイオンの影響を十分に考慮する必要があった。すなわち、吸着イオンの水和性が大きかったり、イオンの磁気モーメントが大きいと、イオンに水和し拘束された水の中の水素原子核や、イオン自身の核の影響が吸着水分子中の水素原子核におよぶからである。従って粘土粒子表面の吸着力や、粘土粒子を構成する原子からの影響だけを捉えるには不都合となる。

そこで筆者は粘土粒子表面に吸着する吸着水分子への攪乱や、イオンの水和による拘束を少なくするため、カリウム(K)イオンで飽和させた供試土を使用した。

測定装置のダイアグラムは図—3に示す。同図に示す発信器で周波数を走引し共鳴周波数（磁場）を探す。共鳴はオシロスコープにより探知し、発信器から発せられる周波数が共鳴周波数と同じになると、発信用コイルの電流に負荷が生じ、電流に変化が現われる。これを増幅して記録する。



図—3 核磁気共鳴装置の概略

## Ⅲ 既往の研究成果

核磁気共鳴によるこれまでの土壤吸着水の研究成果は線幅や、縦・横緩和時間をスケールとして整理されてきた。上述したように線幅は微分型の共鳴スペクトルの山と谷間の距離を磁場あるいは周波数で表わし、その大小をもとに比較し考察された。筆者が局所磁場と称している値に相当する。局所磁場（線幅）の大小から原子核間距離や、水素原子の運動の激しさの情報が得られる。

他方で縦・横緩和時間の測定から、吸着水分子の速さの指標となる相関時間、すなわち吸着水分子運動が平均的平衡位置に復帰するまでの時間を測定し、自由水や水の相関時間と比較する方法がある。

A.G.PichettとM.M.Lemco<sup>2)</sup>はベントナイトおよびカオリナイト粘土で、同じくT.H.Wu<sup>4)</sup>はモンモリロナイトやカオリナイト粘土等で含水比と線幅の関係を求めて

いる(図-4)。同図から線幅は含水比の増加と共に漸次減少の傾向を示している。また、同じ含水比における線幅はベントナイトあるいはモンモリロナイト粘土の方が、カオリナイト粘土に比べて大きい。

筆者はK-カオリナイト、K-モンモリロナイトおよびアロフェン粘土を使用し、吸着水分子層数と局所磁場の関係を求めた<sup>5)</sup>。図-5にその結果を示す。同図から局所磁場はカオリナイト粘土で2段階に変化し、モンモリロナイト粘土で3段階変化、そうしてアロフェン粘土では漸次減少の傾向を示している。

吸着水分子の運動に関し J.R.Zimmerman と J.A.Lasater<sup>6)</sup> がシリカゲルに吸着した吸着水の縦および横緩和時間を測定した(図-6)。同図から相関時間が被ふく度 $\theta$ によって3段階に異なることを示した。すなわち、 $0 < \theta < 0.02$ ,  $0.02 < \theta < 1.0$  および  $1.0 < \theta < 2.0$  の3段階で相関時間は各々  $5 \times 10^{-7} \sim 1.5 \times 10^{-7} \sim 5.5 \times 10^{-10}$ ,  $5.5 \times 10^{-10} \sim 2.5 \times 10^{-10}$  (秒)となる。同図から明らかのように、 $0.02 < \theta < 1.0$  の間で曲線の勾配が大きいのは吸着1分子層完成するまではシリカゲル表面の吸着座の相違が相関時間に反映しているものと推察される。

筆者が得た局所磁場も、カオリナイトやモンモリロナイト粘土の吸着1分子層完成段階まで漸次減少している結果と一致する。

R.T.Pearson と W.Derbyshire<sup>7)</sup> はシリカゲル表面に吸着する水が2種類の異った緩和時間を有し、その一つは-196℃でも凍結しない水と、他の一つは-120℃になる

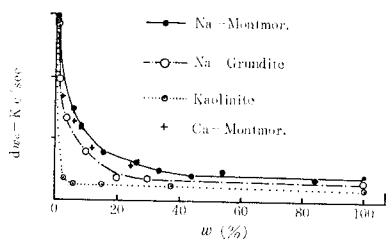


図-4 Line width and Moisture content (after T. H. Wu)

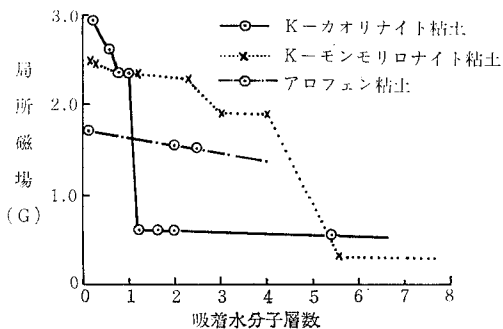


図-5 局所磁場と吸着水分子層の関係

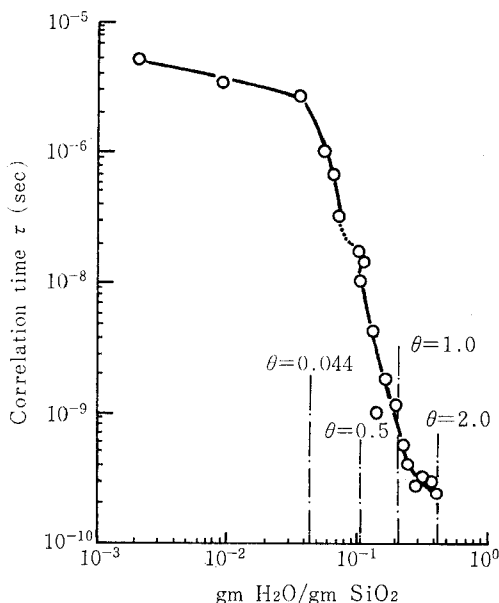


図-6 Nuclear correlation times calculated on the basis of the Bp theoretical model. (after J. R. Zimmerman and J.A. Lasater)

とゆっくり運動する水であり、この2種類の水は室温でゆっくりとプロトンの交換が行われると述べている。

筆者はカオリナイト粘土に吸着する吸着1分子層の運動が約-130℃で固定化し、2分子層は-104℃以下になって固定化することを明らかにした<sup>8)</sup>。また、アロフェン粘土の吸着1~2分子層ではやむ高い-55℃から分子運動の固定化が始まることを知った<sup>8)</sup>。

吸着水分子の粘土粒子表面における配向については古くから B.Hendricks と M.E.Jefferson<sup>9)</sup> によって「氷様構造」が示唆されていた。

J.Graham, F.Walker, G.W.West<sup>10)</sup> 等はパーミクライト粘土のシリカ層間に吸着した吸着2分子層の水分子がシリカ表面に直角な軸のまわりに回転していると推察した。さらに吸着水中の2個の水素原子を結ぶ方向がシリカ表面と45°の角をなしていると示唆している。

D.E.Woessner と B.S.Snowden, JS等<sup>11)</sup> は配向したモンモリロナイト粘土で線幅に相当する  $T_2^*$  を測定した。その結果を表-1に示す。同表は吸着水分子が粘土表面で配向していることを示唆する報告である。同表の中で  $\theta$  は配向粘土粒子表面への法線と主磁場  $H_0$  のなす角である。

筆者は従来から行われている線幅の値を比較しただけでは、土壌吸着水の物理性が半定量的にしか把握できぬと考え、次に述べる2次モーメント値による定量的解析の方法を提案した。

表一 1 Values of several Oriented clay samples measure at three different Values of the Orientation  $\theta'$  of the clay plates in the magnetic field.

Sample	$T_1^*$ (90°) (m. sec.)	$T_2^*$ (60°) (m. sec.)	$T_3^*$ (50°) (m. sec.)	$T_3^* (\theta') / T_1^* (50°)$
1. Montmor. Belle Fourche	0.068	0.103	0.127	0.53
Ca Montmor. Wyoming	0.086	0.117	0.129	0.72
Ca Montmor. (Oxay)	0.086	0.122	0.140	0.61
Ca Montmor. (Taratia)	0.113	0.138	0.178	0.62
Ca Hectorite	0.185	0.198	0.220	0.84

after D.K. Wessinger and H.S. Snowden, JR.

#### IV 吸着水の構造や運動の定量的な解析のための提案

吸着水分子の配向やその分子運動の特性は、粘土粒子が水分子に与える物理・化学的性質の反映である。従って、吸着水分子の配向やその分子運動の様子を明らかにするためには、粘土粒子それ自身、すなわち粘土粒子をも含めた粘土粒子～吸着水分子系の中のすべての構成原子から与えられる磁場を考えなければならない。実測のスペクトルから得られる吸着水分子の中の水素原子が受ける磁場には、粘土格子中の原子核の核スピンの影響が及んでいるからである。特に、粘土粒子表面に直接吸着している吸着第1分子層に与える粘土構成原子の影響は大きいものとする。

筆者はそこで吸着水分子は基より、粘土粒子を構成している原子核の核スピンをも考慮したすべての磁場を2次モーメントで計算する方法を提案した<sup>5)</sup>。2次モーメントとは、すべての原子核の核スピンにより水素原子の受ける磁場が主磁場  $H_0$  からどれ程 偏っているのか、すなわち水素原子核の受ける磁場の主磁場からの「偏り」を示す指標である。

次に2次モーメント計算の考えかたを述べよう。2次モーメントを求める意味は、実験により得られた共鳴スペクトルから計算する実測2次モーメントと、以下に述べる理論2次モーメントを比較・検討できるところにある。実測2次モーメントは実測した共鳴スペクトルから容易に計算できる<sup>12)</sup>。

粘土粒子および吸着水分子の中のすべての原子が固定している場合の理論2次モーメントは、Van Vleckの<sup>13)</sup>次式から次のような考えかたに基づき誘導できる。

$$\langle \Delta H^2 \rangle = \frac{3}{4} \cdot \frac{1}{N_s} \sum_{j \neq k} [I_p(I_p + 1)]^2 \cdot \hbar^2 \gamma_j^2 \sum_{j \neq k} r_{jk}^{-6} \cdot \left[ (3 \cos^2 \theta_{jk} - 1)^2 + \frac{9}{4} \sum_{j \neq f} I_f (I_f + 1) \hbar^2 \cdot \gamma_f \cdot r_{jf}^{-6} (3 \cos^2 \theta_{jf} - 2)^2 \right] \quad (1)$$

但し、 $N_s$ ：共鳴にたざさわる水素原子核の総数、 $I_p$ ：水素原子核のスピン量子数、 $\hbar$ ：換算プランク定数、 $\gamma_p$ ：水素原子核の磁気回転比、 $\theta_{jk}$ ：水素原子核  $H_j$  と  $H_k$

を結ぶベクトル  $H_j - H_k$  と主磁場  $H_0$  のなす角、 $I_f$ ：異種原子核のスピン量子数、 $\gamma_f$ ：異種核の磁気回転比、 $\theta_{jf}$ ：水素原子核  $H_j$  と異種核  $H_f$  を結ぶベクトル  $H_j - H_f$  と主磁場のなす角、 $r_{jk}$ ：水素原子核  $H_j$  と  $H_k$  間の距離、 $r_{jf}$ ：水素原子核  $H_j$  異種核  $H_f$  間の距離。

(1)式を粘土粒子～吸着水分子系の理論2次モーメント計算に援用するには、次のような仮定と考えかたをすればよい。

(仮定1)：原子核対  $H_j - H_k$ 、 $H_j - H_f$  が粘土粒子のC軸周辺に一樣に分布している。この仮定は図-6に示すように、ガラスサンプラー面への法線G軸と、粘土粒子のC軸が角  $\beta$  をなして無数に存在すると考えることである。

(仮定2)：粘土粒子のC軸がG軸のまわりに一樣に分布している。

(仮定3)：粘土粒子のC軸が、ガラスサンプラー面とG軸の間に一樣に分布している。ガラスサンプラー上に粘土粒子を配向させると考える場合には、配向密度分布関数  $Q(\beta)$  を求めて計算する。

(仮定4)：粘土粒子表面の負電荷はすべてカリウムイオンで飽和しているものとする。カオリナイト粘土の場合負電荷は  $5 \text{ me}/100 \text{ g}$  程度であり、粘土粒子表面に等分布吸着していると仮定し、カリウムイオン1個の占有面積を計算すると約  $100 \text{ \AA}^2$  となり、その数は少ない。また、カリウムの磁気回転比は  $0.260$  と小さく、水素原子核に与える磁場の影響は無視してよい。

(仮定5)：相隣の粘土粒子に吸着している水分子の中の水素原子同士の磁氣的相互作用はないものとする。

以上のような仮定に基づき、理論2次モーメントの計算に必要な「ユニット」を定める必要がある。ユニットとは原子核の組合せ、すなわち原子核対  $H_j - H_k$  を定めるにあたって、原子核間距離  $r_{jk}$  および原子核対の方向

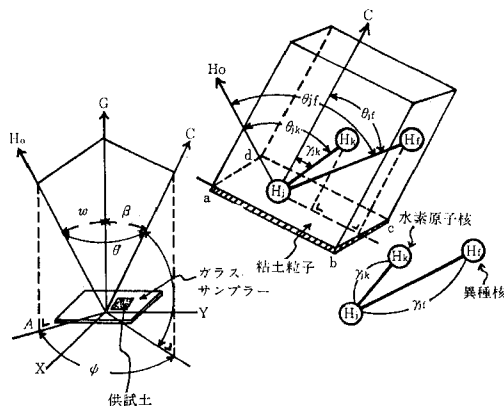


図-7 主磁場  $H_0$ 、ガラスサンプラー面への法線Gと粘土粒子C軸の関係



と粘土粒子表面とのなす角 $\alpha_{jk}$ の同じ組合せがでてくる。この同じ組合せが生ずるまで計算で考慮すべき原子核の範囲を広げてゆく。この考慮すべき原子核の最小範囲を「ユニット」と呼んでいる。

次に、水素原子核 $H_j$ が $H_k$ に与える影響と、異種核 $H_f$ が水素原子核 $H_j$ に与える磁場による理論2次モーメント計算の考えかたはまったく同じである。従って、以下では水素原子核同士が相互に与える磁場による理論2次モーメント計算の考えかたを述べよう。

図-6に示す主磁場 $H_0$ と水素原子核対 $H_j-H_k$ とのなす角 $\theta_{jk}$ は $\phi, \psi, \beta$ および $\omega$ の関数で表わすことができる。(1)式第1項の $(3 \cos^2 \theta_{jk} - 1)^2$ のみが $\theta_{jk}$ と関わりをもっており、理論2次モーメントは $\phi, \psi, \beta, \omega$ の関数となる。

仮定1から原子核対 $H_j-H_k$ が粘土粒子のC軸のまわりに一様に分布しているの、図-6に示す $\phi$ についてC軸のまわりに空間平均する。さらに仮定2では、C軸がG軸のまわりに一様に分布しているのであるから、 $\psi$ についてG軸のまわりに空間平均する(実際には $\phi$ または $\psi$ について一度空間平均すればよい)。仮定3から、G軸とガラス面とのなす $0^\circ \sim 90^\circ$ の間を $\beta$ について空間平均する。従って、配向試料の場合には配向密度分布関数を考慮して空間平均する<sup>14)</sup>。

図-6に示す主磁場 $H_0$ とG軸のなす角 $\omega$ は、実験時任意に変えることができる。従って、配向密度分布関数 $Q(\beta)$ がわかっており、粘土粒子の格子構造が明らかな場合には、粘土粒子表面に吸着する水分子の配向構造の解明に適用できる。

(1)式右辺第1項の $(3 \cos^2 \theta_{jk} - 1)^2$ を $\phi, \psi$ および $\beta$ で空間平均した次式を計算する。

$$\langle (3 \cos^2 \theta_{jk} - 1)^2 \rangle_{\phi, \psi, \beta} \quad \text{---(2)}$$

(2)式を(1)式に代入し計算すると、水素原子核が相互に与える磁場の理論2次モーメント $\langle \Delta H^2 \rangle_{\text{Rigid}}$ は(3)式のように整理できる<sup>14)</sup>。

$$\langle \Delta H^2 \rangle_{\text{Rigid}} = (H_{p0} - H_{p2} \sin^2 \omega + H_{p4} \sin^4 \omega) + (H_{f0} - H_{f2} \sin^2 \omega + H_{f4} \sin^4 \omega) \quad \text{---(3)}$$

(3)式の右辺第1、および第2項は水素原子核が相互に与える磁場と、異種核が水素原子核に与える磁場の理論2次モーメントである。 $H_{p0}, H_{p2}, H_{p4}, H_{f0}, H_{f2}$ および $H_{f4}$ は定数である。それ等の値は原子核間距離 $r_{jk}, r_{jf}$ および原子核対 $H_j-H_k, H_j-H_f$ の方向と粘土粒子表面とのなす角 $\alpha_{jk}, \alpha_{jf}$ から計算する。

### V 実測および理論2次モーメントの比較

カオリナイト粘土に吸着する吸着1分子層の固定状態(約 $-130^\circ\text{C}$ で吸着1分子層の分子運動は固定化され

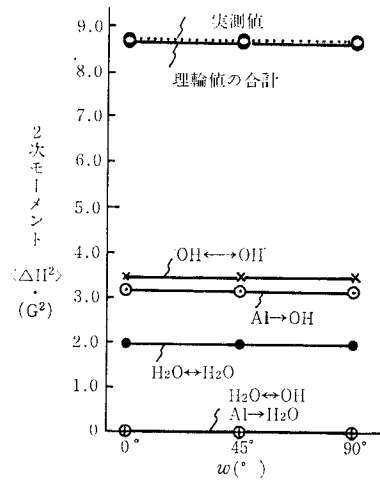


図-8 カオリナイト粘土における吸着1分子層の理論および実測2次モーメント (…●…印は3~4回の実測から得られた実測値の平均である)

る)<sup>15)</sup>における実測2次モーメントと、筆者が提案した(3)式から計算した理論2次モーメントを図-8に示す。同図に示す2次モーメントは、カオリナイト粘土粒子のランダム配向状態における値である。従って、主磁場の方向とG軸のなす角 $\omega$ のいかんにかかわらず2次モーメントは一定である。実測2次モーメントと理論2次モーメントは極めてよい一致を示す。

理論値の合計にしめる構造OHの中の水素原子核や、格子中のアルミニウム原子核および吸着水分子中の水素原子核が与える磁場による理論2次モーメントに注目しよう。

構造OHの中の水素原子核が、他の構造OH中の水素原子核に与える磁場の理論2次モーメント(OH $\leftrightarrow$ OH)は $3.48\text{G}^2$ で、合計理論2次モーメントの約41%をしめている。また、構造OH中の水素原子核が、吸着水分子( $\text{H}_2\text{O}$ )の中の水素原子核に与える磁場の理論2次モーメント(OH $\leftrightarrow$  $\text{H}_2\text{O}$ )は非常に小さくほぼ零である。このように値が小さいのは、構造OHの水素原子核と吸着水分子中の水素原子核間距離 $r$ が約 $2.1\text{\AA}$ と大きいからである。

粘土粒子-吸着水分子系の中で水素原子核に次いで磁気回転比 $\mu$ の大きい原子核はアルミニウム原子である。アルミニウム原子核が、構造OHの中の水素原子核に与える磁場による理論2次モーメント(Al $\leftrightarrow$ OH)もかなり大きく $3.13\text{G}^2$ である。また、アルミニウム原子核が吸着1分子層の中の水素原子核に与える磁場の理論2次モーメント(Al $\leftrightarrow$  $\text{H}_2\text{O}$ )は非常に小さくほぼ零となる。

吸着1分子層中の水素原子核が、他の吸着1分子層中

の水素原子核に与える磁場による理論2次モーメント ( $H_2O \leftrightarrow H_2O$ ) は  $1.93G^2$  である。

上述のように  $OH \leftrightarrow OH$ ,  $Al \rightarrow OH$  による磁場の理論2次モーメントの合計にしめる割合の非常に大きいことがわかる。従って、理論2次モーメントを計算して、吸着水分子の配向構造を明らかにしようとする場合には、粘土格子中の磁気回転比  $\mu$  の大きい原子核の磁場は充分考慮すべきである。

## VI 吸着水分子の配向構造と分子運動形態解明への展望

吸着水分子は1分子層と言えども室温では分子運動状態にある<sup>3)</sup>。吸着水分子の配向構造とは、 $-180^\circ \sim -170^\circ$  で、吸着水分子が運動しているときの平均的平衡位置に固定した場合の配向構造を言う。

吸着水分子の配向構造を明らかにするには、配向させた粘土で供試土を作成し、吸着1分子層の状態に供試土を水分調整する。図-6に示すように、ガラスサンプラー面(配向粘土試料面)への法線G軸と、主磁場  $H_0$  とのなす角  $\omega$  を  $\omega = 0^\circ, 45^\circ, 90^\circ$  と変化させて実測スペクトルを測定し実測2次モーメントを計算する。

他方では、粘土粒子(結晶構造の明らかな粘土)の表面に吸着する吸着水分子配向のモデルを仮定する。その場合、実測2次モーメントの  $\omega$  に対する変化を勘案してモデルを仮定すべきであろう。

理論2次モーメントの計算にあたり、粘土粒子の配向密度分布関数  $Q(\beta)$  は次のようにして求める。実測スペクトル観測後の供試土を固定剤にて固定し、走査型電子顕微鏡を使用して断面写真を撮る。その写真を拡大して配向度を計測し関数化する<sup>14)</sup>。

理論2次モーメントの試算を繰り返し、実測2次モーメントに合致する理論2次モーメントが得られるまでモデルを変えて計算をすすめる。

吸着水分子が粘土粒子表面で配向しているか否かを知るには、 $\omega$  に対する実測2次モーメントの変化をみればよい。図-9に示すように、筆者が得た共鳴スペクトルから実測2次モーメントを計算すると、吸着1分子層の配向が明白となった。

吸着水分子の分子運動に規則性があるか否かの情報を得るには、室温状態において、 $\omega$  の変化に対する実測2次モーメントの変化をみればよい。図-9に示すようにカオリナイト粘土表面に吸着する1分子層の分子運動には規則性があるものと考えられる。

同図が示すように、吸着水分子の固定時と運動時の実測2次モーメントには大きな相違がある。このように吸着水分子の運動時における2次モーメントが小さいのは水分子、構造OHおよびアルミニウム原子等の運動によ

って磁場が平均化されるからである。

また、実測2次モーメントの  $\omega$  に対する変化は、固定時と同様に凸形を示しているところから、その分子運動に規則性のあることがわかる。その運動は吸着水分子中の2個の水素原子核を結ぶ  $H_f - H_f$  軸がある角度をなし、粘土粒子C軸の周辺に回転運動しているものと推察される。

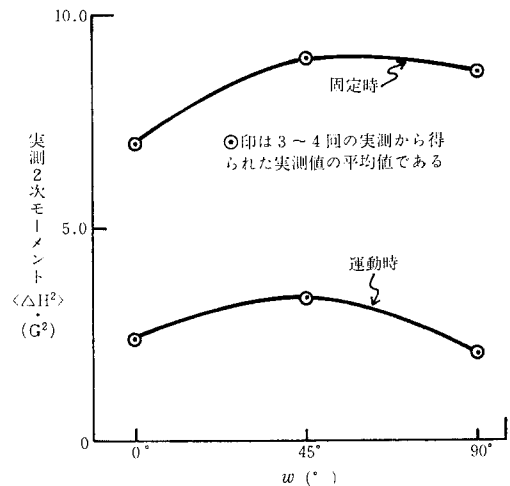


図-9 配向させたカオリナイト粘土表面に吸着した吸着1分子層の固定および運動時の実測2次モーメント

## VII あとがき

磁気共鳴による土壌吸着水の研究は数少ないが、線幅の比較による従来からの定性的な研究があり、最近になって、スピン-格子緩和時間の測定による分子運動(水素原子の運動を通して)の速さの研究がなされてきた。

他方で筆者は吸着水分子の配向構造や、吸着水分子がどのように運動しているかに興味をいだき、その解明の方法を模索してきた。その結果、本文では粘土粒子-吸着水分子系のすべての原子核を考慮した理論2次モーメント計算の方法を提案した。

また、実測2次モーメントからカオリナイト粘土粒子の表面に吸着した吸着1分子層が配向構造を有し、その分子運動にも規則性のあることが明らかとなった。

## 引用文献

- 1) 赤江剛夫：土壌水物性研究の系譜，土壌の物理性，第35号，pp.15~20，1977
- 2) A. G. Pichett and M. M. Lemoine : An Investigation of shear strength of the clay-water system by radio-frequency Spectroscopy, J. Geophys. Res., Vol.64, pp.1579~1586

- 3) 佐藤裕一：局所磁場からみた吸着水の特性，一土壤吸着水の磁気的研究一，農土論集，No. 81, pp. 17~24, 1979
- 4) T. H. Wu : A Nuclear Magnetic Resonance study of water in Clay, J. Geophys. Res., Vol. 69; No. 6, pp. 1083~1091, 1964
- 5) 佐藤裕一：プロトンの磁場特性からみた土壤吸着水について，第18回農業土木学会土壤物理研究部会シンポジウム講演要旨，pp. 1~12, 1979
- 6) J. R. Zimmerman and J. A. Lasater : Nuclear Magnetic Resonance Relaxation Studies of Adsorbed Water on Silica Gel. III, J. Phys. Chem. Vol. 62, pp. 1157~1163, 1958
- 7) R. T. Pearson and W. Derbyshire : NMR Studies of Water Adsorbed on a Number of Silica Surfaces. J. Colloid. Inter. Sci. Vol. 46, No. 2, pp. 232~248, 1974
- 8) 佐藤裕一：局所磁場からみたアロフェン粘土吸着水分子の特性，農土論集，No. 82, pp. 9~14, 1979
- 9) S. B. Hendricks and M. E. Jefferson : Structure of Kaolin and Talcpyrophyllite hydrates and their bearing of Water Sorption of clays, American Mineralogist, Vol. 23, pp. 863~875, 1938
- 10) J. Graham, G. F. Walker and G. W. West : Nuclear Magnetic Resonance Study of Interlayer Water in Hydrated Layer Silicates, J. Chem. phys., Vol. 40, No. 2, pp. 540~550, 1964
- 11) D. E. Woessner and B. S. Snowden, JR. : A Study of the Orientation of Adsorbed Water Molecules on Montmorillonite Clays by Pulsed NMR, J. Colloid. Inter. Sci., Vol. 30, No. 1, 1969
- 12) 高分子学会編：高分子測定法，構造と物性下，培風館，pp. 376~377, 1973
- 13) 山口安夫・中島暉共訳：分子磁性と磁気共鳴，培風館，pp. 183, 1974
- 14) 佐藤裕一・佐藤正明・高野尚人・高橋敏晴：N.M.R (核磁気共鳴) による土壤吸着水の研究，一その構造と運動について一，未発表

[1980.2.1.受稿]

## 畑地からの窒素の流出に関する水文学的考察

小 川 吉 雄\*

Hydrological Consideration on Leaching  
of Fertilizer Nitrogen from the Field

Yoshio OGAWA

Ibaraki Agricultural Experiment Station

## I はじめに

近年霞ヶ浦湖水<sup>1)</sup>をはじめとして、陸水の富栄養化が進み、栄養塩類の富化が問題視されており、その一因として農耕地からの肥料成分の流出があげられている。

農耕地からの肥料成分の溶脱、流出等に関する既往の調査研究は、作物栽培の面からみた肥料の効率的利用および耕地土壌の生産力の維持増進をはかる目的で行なわれたものが多く、耕地に施肥した肥料成分の流出と、それが陸水水質におよぼす影響を環境保全、水質保全的な見地から調査した事例は少ない。

現実の富栄養化との関連でこのような調査を行なうには、大規模な現地での測定が必要であり、同時に水収支的的確な調査が必要となる。

水田においては、高村、田沢ら<sup>2)</sup>をはじめ、愛知農総試<sup>3)</sup> 長野農総試<sup>4)</sup> 等で水田群を対象に調査を行なっており、高村ら<sup>5)</sup> が総括しているように、水田では乾田を除き田植時の強制落水期以外はほとんど施肥成分による発生負荷はないとしている。

水田が水利系統がはっきりしていて、水稲単作であり施肥量も窒素で10kg/10a前後であるのに対し、畑では作物の種類が多く、それにともない施肥量も窒素で3~10kg/10aと幅があり、流出経路が一旦地下水を経由するということもあり、集水域が判然としないため、調査が困難である。このため調査事例も少なく、ライシメーター試験等からの推定値を用いて畑地からの栄養塩類の負荷を論じたものが多い。

そこで本調査では、畜産排水、農家生活排水等の影響の少ない、ある程度の広がりをもった畑ほ場（上国井地区、対象面積約35ha）下の地下水水質等の実態調査を中心に、畑地からの肥料成分（主に窒素）の流出が地下水水質におよぼす影響を調査した。

また、土壤浸透水、表面流去水の採取が可能なモデルほ場（対象面積10a、1区25m×10m）を造成し、そこ

における肥料成分の溶脱等を中心に調査を行ない、とくに畑ほ場における施肥窒素収支ならびに水収支を検討した。本報告では、モデルほ場における土壤浸透水の調査結果から、地表下1mに移行した窒素を溶脱窒素とし、それ以下の土層を通過し、地下水にまで流出した窒素を排出窒素とした。

なお、本稿は環境庁からの委託により、昭和48年から52年度まで実施した土壤汚染機構解析調査の結果<sup>6)</sup> を要約したものである。

## II 畑ほ場（上国井地区）からの窒素排出量

畑ほ場下の地下水水質の実態および畑地に施肥した肥料成分の溶脱が地下水水質におよぼす影響を調査し、この地区からの窒素排出量の試算を行なった。

このため、水文的にこの地区の水質を支配していると思われる各種の要因について調査した。

## 1 調査方法

## 1) 調査地区の概要

調査地区は水戸市上国井町茨城農試畑ほ場全域を対象とした。

採水地点および地区の概況は図-1に示したとおりである。

本地区は那珂台地上に位置し、比較的平坦（0°~3°）で、表層は腐植質火山灰土壌で覆われ、土壌統は久米川統に属する。

ボーリング調査によれば、上部約3.3mが火山灰土壌であり、表層90cmは黒褐色の腐植層、その下部約2.5mは黄褐色のローム層となっている。表層から約1mの部位のローム層中には七本桜浮石の混入が認められ、また表層から1.2m前後の部位には、鹿沼軽石層（約15cm）が介在している。3.3m以下8.4mまでは砂礫層で、この地区の浅層地下水はこの層に貯留され移動するようである。さらに下層は暗緑色の凝灰岩に近い固結粘土層で、これが不透水層をなしているものと思われる。

\*茨城県農業試験場

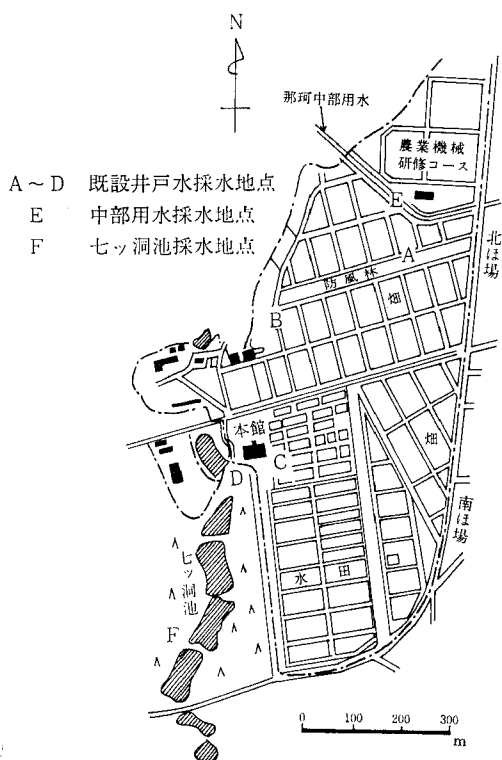


図-1 上国井地区概況図および採水地点

2) 表層土壌の理化学性

本地区の代表土壌の理化学性を表-1, 表-2 に示した。また表層から2 m間の土壌の三相分布を表-3 に示した。

これらの諸性質によれば、地区内の土壌は火山灰土壌の特徴を示し、りん酸吸収係数が高く、固相率は各部位とも20%前後で孔隙率はきわめて大きい。

3) 水質調査方法

採水地点は図-1 に示したとおりである。この地区を代表する地下水として、A, B, C, D, の既設4カ所の井戸水を対象に、毎月中旬、水位、水温を測定し、その後採水し分析に供した。

また本地区北部に位置する水田かんがい用の那珂中部用水の水質についても、E地点において、採水可能な5

表-1 代表土壌の理化学性

層位	粗砂	細砂	砂合計	シルト	粘土	土性
	%	%	%	%	%	
第1層	27.6	29.7	57.3	23.3	19.4	CL
第2層	31.7	28.3	60.0	31.1	8.9	L
第3層	35.2	41.7	76.9	17.9	5.2	SL
第4層	20.5	47.8	68.3	23.6	8.1	SL

~9月まで井戸水同様採水し、分析に供した。

雨水については、茨城農試本館屋上に採水用ポリ容器を設置し、降雨後ただちに採水し分析した。

水質の分析は常法にしたがった。

2 調査結果

1) 調査地区の作付状況および施肥実態

水田を除く調査対象面積は約35haで、そのうち畑ほ場面積はおよそ17haである。うち14haで普通畑作物栽培および飼料作物栽培が、3haで野菜栽培が行なわれている。

このような畑ほ場における施肥実態は、成分で年平均窒素11kg/10a, りん酸18kg/10a, カリ12kg/10aであり、窒素、カリはほぼ県平均並であるが、りん酸はこの地区の土壌が火山灰土壌であるため、県平均をうまわっているのが特徴である。

また、この地区における有機物の施用は、茨城農試での堆肥の生産量が毎年50 t程度であることから、これによる投入窒素量は、300kg/年と推定され、有機物からの投入窒素量を含めて、この地区への年間窒素供給量は1,850kg前後であろうと推定された。

りん酸は年間3,000~3,500kg, カリについては2,000kg程度であった。

2) 気象 地下水位

図-2 に48~52年度まで5カ年間の月別平均気温、降水量および蒸発計蒸発量を示した。

この地区の年平均気温は約13℃であり、年降水量はおよそ1,300mmであった。

降水量を年度別にみると、48年度895mm, 49年度965mm, 50年度1,167mm, 51年度1,623mm, 52年度1,384mmと、調査開始以来51年度まで年々降水量は増加した。また毎年

表-2 代表土壌の化学性 (100g当り)

層位	pH		T-C	T-N	C/N	CEC	置換性塩基 mg			石灰飽和度	りん酸吸収係数	有効態りん酸
	H <sub>2</sub> O	KCl					CaO	MgO	K <sub>2</sub> O			
第1層	6.3	5.4	%	%	13.7	me	377.9	32.3	25.0	53.9	2,306	4.5
第2層	5.9	5.3	5.05	0.37	13.8	24.2	339.9	33.9	26.5	50.2	2,628	5.3
第3層	6.1	5.8	4.77	0.35	13.0	22.5	207.2	26.2	18.2	32.8	2,157	0.4
第4層	6.3	5.6	3.50	0.27	10.8	21.8	209.2	25.0	13.3	34.2	1,803	0.3

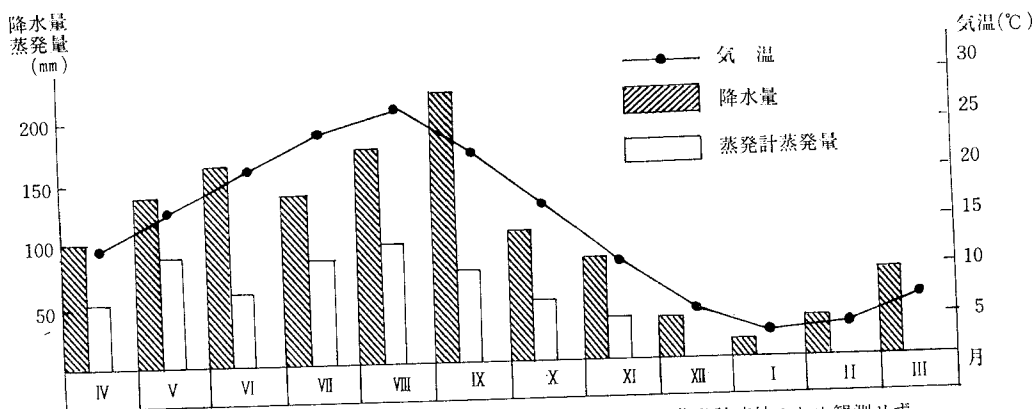
表-3 ほ場含水量時における土壌の三相分布

(48年10.26)

深さ	pF	実容積	固相	気相	液相	孔隙率	仮比重	含水比	含水率
cm		%	%	%	%	%			%
10	1.95	67.1	28.1	32.9	39.0	71.9	0.73	53.3	34.8
20	1.88	70.1	25.7	29.9	44.4	74.3	0.67	66.0	39.9
30	1.87	67.5	21.6	32.5	45.9	78.4	0.57	80.3	44.6
40	1.79	69.8	21.0	30.2	48.8	79.0	0.56	86.8	46.6
50	1.70	73.4	19.1	26.6	54.3	80.9	0.55	100.7	50.5
60		77.7	18.8	22.3	58.9	81.2	0.54	107.9	51.7
70		80.6	18.0	19.4	62.6	82.0	0.53	116.9	53.9
80		81.6	17.4	18.4	64.2	82.6	0.50	127.8	56.1
90		81.7	16.8	18.3	64.9	83.2	0.49	131.5	56.8
110		80.2	17.1	19.8	63.1	82.9	0.50	125.4	55.7
130		77.2	22.9	22.8	54.3	77.1	0.61	91.0	47.6
150		85.2	21.8	14.8	63.4	78.2	0.63	100.6	50.0
170		86.5	21.9	13.5	64.4	78.1	0.64	100.3	50.1
190		87.4	22.9	12.6	64.5	77.1	0.63	101.6	50.4

注) ① 130cm付近 鹿沼軽石層15cm

② 地下水位 220cm



注) 12~3月の期間 蒸発計凍結のため観測せず

図-2 月別気温、降水量、蒸発計蒸発量 (48~52年度平均)

梅雨期(6~7月)台風期(9~10月)にまとまった雨が多い傾向がみられた、

蒸発計蒸発量では、6月を除く5~9月まで月70mm以上の蒸発量があった。12月から3月までの4ヵ月間は、計器水面が凍結するため観測は行なわなかった。

このような気象条件下におけるこの地区の地下水位の変動は、毎年5月中旬から急速に上昇し、6、7月頃最高となり、7~10月頃まで高水位を保ち、以後次第に低下し、2、3月に最低値を示すパターンをくり返した。

5月中旬からの地下水位の急上昇は、本地区北部を通る那珂中部用水の通水開始時期と一致することから、同用水から周辺水田へのかんがいによる地下水の横浸透とこの時期の降水量の増加に起因しているものと思われる。

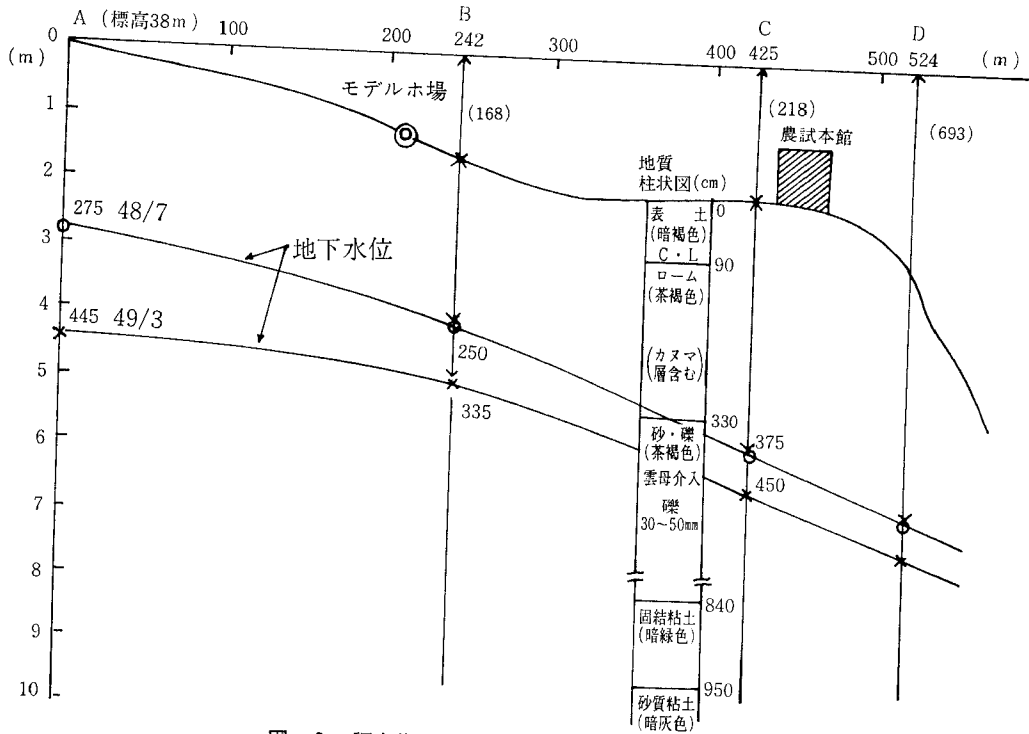
る。

地下水位の観測は3ヵ所の井戸(A, B, C.)について行なったが、その相対的位置(距離、標高差)と水頭勾配を、高水位時として48年7月と低水位時として49年3月の測定値を例にとって図示すると図-3のとおりである。

各井戸は直線上に分布するわけではないが、水頭勾配は、本地区において最も高位置にあるA井戸地点から低位置のC, D井戸地点に向かい、地下水の流れは北東から南西の方向に向かっていることが認められた。

また各井戸の水位の年間変動は、A井戸約3.0m, B井戸約2.8m, C井戸約1.7mであった。

降雨による地下水位の変動については、毎回の調査結



図一三 調査井戸A—D線による調査地区断面図

注) ① ( ) 内数字は標高差 (cm) ② 数字は地下水位 (cm)

果から判断して、ほとんど影響を受けないが、半旬60mm以上のまとまった降水量があると、一時的に各井戸とも水位が多少上昇する傾向がみられた。

### 3) 水質調査

#### (1) 地下水水質

調査地区内の各井戸水の水質を年度ごとの平均値で表一4に示した。

ここではとくに窒素について詳述すると、地下水中の窒素は大部分が硝酸態窒素であり、アンモニア態、亜硝酸態の窒素は通常はほとんど検出されなかった。

硝酸態窒素についてみると、地下水の上流部A井戸から下流部に位置するC、D井戸に向かい、累積的に高まる傾向がみられた。

このことは、地下水が畑地帯を通過することにより、畑地から溶脱された窒素の影響を受けていることを示唆するものであろう。

図一4に、地下水流動上流部のA井戸水および下流部D井戸水の硝酸態窒素濃度ならびにA井戸の地下水位の5年間の経時変化を月別降水量とともに示した。

この図から単年度の変化をみると、上流部のA井戸水では、地下水位の急上昇する4～6月にかけて硝酸態窒素の濃度は高まり、地下水位が最高になる夏期にやや低下した。

下流部に位置するD井戸水では、A井戸水とは逆に、

地下水位が急上昇する5月頃濃度は一時低下し、以後漸次高まるパターンを示した。

以上のような年間変動をくり返しなが、この地区の地下水中の硝酸態窒素濃度は、48年に調査を開始してから、徐々にではあるが高まる傾向がみられた。

また、A井戸水とD井戸水との濃度差も年々大きくなる傾向が認められた。

#### (2) 那珂中部用水水質

調査地区北東部の水田地帯から横浸透してくる地下水は、本地区内の地下水水質に影響するものと考えられるので、その水源となる那珂中部用水(那珂川から導水)の水質を、4～9月の稲作期間中、井戸水同様採水し分析した。

その結果を各年度ごとの平均値で示すと表一5のとおりである。

用水路からの採水であるため、採水時の気象条件、水量の多少により水質は大きく影響を受けた。

この用水は本地区に隣接する水田地帯にかんがいされ地下水を涵養して調査地区内に流入するが、この過程におけるかんがい水質の変化をみるため地下水流入部にあたるA井戸の水質と比較すると、窒素は用水との差異はほとんど認められなかったが、pH値をはじめとして各溶存イオン濃度は低下していた。

表-4 各井戸水の水質分析結果

井戸 No.	年度	pH	EC μS/cm	4.3Bx me/l	NH <sub>4</sub> -N mg/l	NO <sub>2</sub> -N mg/l	NO <sub>3</sub> -N mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Ca <sup>++</sup> mg/l	Mg <sup>++</sup> mg/l	Na <sup>+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup> mg/l
A	48	6.4	115	0.39			0.65	0.66	3.24	3.16			
	49	6.4	117		0.04	0.005	0.67	0.73	4.03	3.11			11.8
	50	6.3	113		0.01	0.001	1.22	0.63	3.92	3.16	7.03	17.7	13.1
	51	6.4	117				1.28	0.97	4.02	3.16	7.23	14.1	10.3
	52	6.4	118				1.21	0.68	3.44	2.89	7.83	13.8	14.0
	平均	6.4	117	0.39	0.03	0.003	1.01	0.73	3.73	3.10	7.38	15.2	12.4
B	48	6.2	123	0.48			0.90	0.76	3.09	3.62			
	49	6.2	128		0.04	0.001	1.39	0.93	4.29	3.51			12.7
	50	6.1	127		0.01	0.001	1.41	0.91	3.94	3.49	7.64	17.4	12.3
	51	6.3	127				1.52	1.19	4.12	3.51	7.85	15.3	10.1
	52	6.3	126				1.63	0.84	3.56	3.25	7.83	16.0	13.6
	平均	6.2	126	0.43	0.03	0.001	1.38	0.93	3.80	3.48	7.77	16.2	12.2
C	48	6.1	108	0.52			1.05	0.71	2.82	3.27			
	49	6.2	113		0.04	Tr.	1.22	0.73	3.51	3.07			7.6
	50	6.1	120		0.01	0.001	1.87	0.77	3.91	3.19	7.15	17.4	7.7
	51	6.2	126				2.60	1.01	4.16	3.24	7.85	15.8	7.1
	52	6.3	127				2.99	0.84	3.77	3.11	7.93	15.8	9.5
	平均	6.2	119	0.52	0.03	0.000	1.95	0.82	3.63	3.18	7.64	16.3	8.0
D	48	6.1	122	0.57			1.34	0.75	2.99	3.60			
	49	6.2	122		0.04	Tr.	1.25	0.84	3.81	3.43			6.3
	50	6.0	125		Tr.	0.001	1.92	0.74	3.79	3.47	7.42	17.5	7.9
	51	6.1	130				2.75	1.08	3.98	3.54	8.19	15.4	6.9
	52	6.2	134				2.98	0.83	3.63	3.48	8.17	16.5	9.7
	平均	6.1	127	0.57	0.02	0.000	2.05	0.85	3.64	3.51	7.93	16.5	7.7

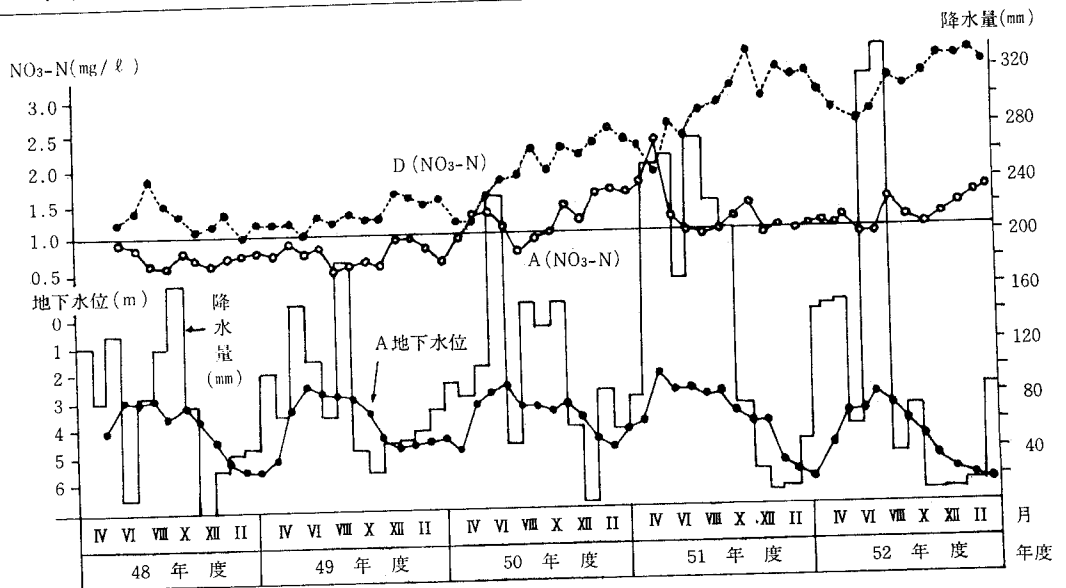


図-4 5ヶ年の月別降水量, 地下水位, 硝酸態窒素濃度変化



表-5 那珂中部用水水質調査結果 (mg/l)

年度	pH	EC	4.3Bx	NH <sub>4</sub> -N	NO <sub>3</sub> -N	K <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>
48	8.5	μS/cm 157	me/l 0.84		0.32	1.72	6.44	3.30			
49	7.9	143		0.03	0.90	1.85	6.51	2.73			
50	8.2	150		0.01	0.62	1.63	6.61	3.29	8.31	18.13	19.42
51	8.2	140		0.05	1.20	1.93	8.00	2.84	7.72	16.04	24.17
52	8.3	148		0.12	1.09	1.28	8.35	2.59	8.57	13.93	18.04
平均	8.2	148	0.84	0.05	0.83	1.68	7.19	2.95	8.20	16.03	19.97

### (3) 雨水水質

畑地における水の動きは、一部の畑地かんがいを除き降水に支配されることが大きい。そこで50～52年度の3カ年間の雨水の水質分析結果を、1回の連続降水量の多少により、0.5～10mm, 10～30mm, 30～60mm, 60mm<の4ランクに区分し、表-6に示した。

これによれば、1回の降水量が少ない場合は降水量の多い場合に比べてpH値は低く、各イオン濃度は高い値を示した。

この表より、本地区の年間平均降水量1,300mmを用いて、降水からの窒素供給量を算出すると、無機態窒素総量として4.70kg/ha/年となった。

### 3 窒素排出量試算

地下水水質の調査結果に基づいて、畑地場からの窒素排出量を算出する場合、地下水流動量の測定が必要である。

かりに畑地から溶脱された硝酸態窒素が地下水にまで流出した場合、かなり高濃度のものであっても、地下水流動量の多い地区では稀釈され低濃度として検出されるであろうし、また逆に流動量が少ないか、あるいはほとんど地下水が動かないような地区では、土壌浸透水中の

硝酸態窒素濃度に近い高濃度な値として検出されるであろう。

上国井地区ではⅡ-2の結果から、図-5に示すような窒素および水の流れを作図することができる。

そこで地下水流動量を試算し、地下水水質に影響をあたえる本地区からの窒素排出量を推定した。

#### 1) 地下水流動量

ここでは、地下水等高線は各井戸の地下水位から作図することができ、流向はこれに直交し、流速は帯水層の透水係数と動水勾配から算出できることから、一般に用いられて、Darcy則<sup>7)</sup>により地下水流動量を計算した。

#### Darcy則

$$Q = k F \frac{\Delta H}{L} = k F I$$

諸係数は表-7、表-8に示すとおりである。

Lは地下水等高線と直交する調査地区内の最長距離であり、Fはその中央部における横断面積(通水断面積)とした。

本地区は、図-3に示したように夏期と冬期で地下水位に差が大きいため、流動量算出にあたっては、夏期(5～10月)と冬期(11～4月)に別け、年間の流動量はその平均値を用いた。

表-6 降水水質分析結果 (mg/l)

(50, 51, 52年度)

降水区分 (n)	平均 降水量	pH	EC	NH <sub>4</sub> -N	NO <sub>2</sub> -N	NO <sub>3</sub> -N	K <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>
mm	mm		μS/cm									
0.5～10 (16)	5.51	4.42	61.4	0.759	0.024	0.44	0.30	1.02	0.19	1.10	3.04	4.84
10～30 (15)	18.37	4.58	31.1	0.483	0.009	0.38	0.24	0.40	0.09	0.73	1.39	3.16
30～60 (40)	38.50	4.89	22.0	0.285	0.006	0.20	0.17	0.40	0.07	0.47	1.34	2.81
60< (8)	97.94	5.12	18.1	0.061	0.006	0.10	0.17	0.16	0.05	0.31	0.68	1.79
平均 (79)	40.08	4.75	33.1	0.397	0.011	0.28	0.22	0.49	0.10	0.65	1.61	3.15
加重平均 による年間 供給量	1,300			2.43	0.09	2.18	2.37	3.57	0.83	5.51	13.17	29.86

注) 供給量 kg/ha/年 (年降水量1,300mm)

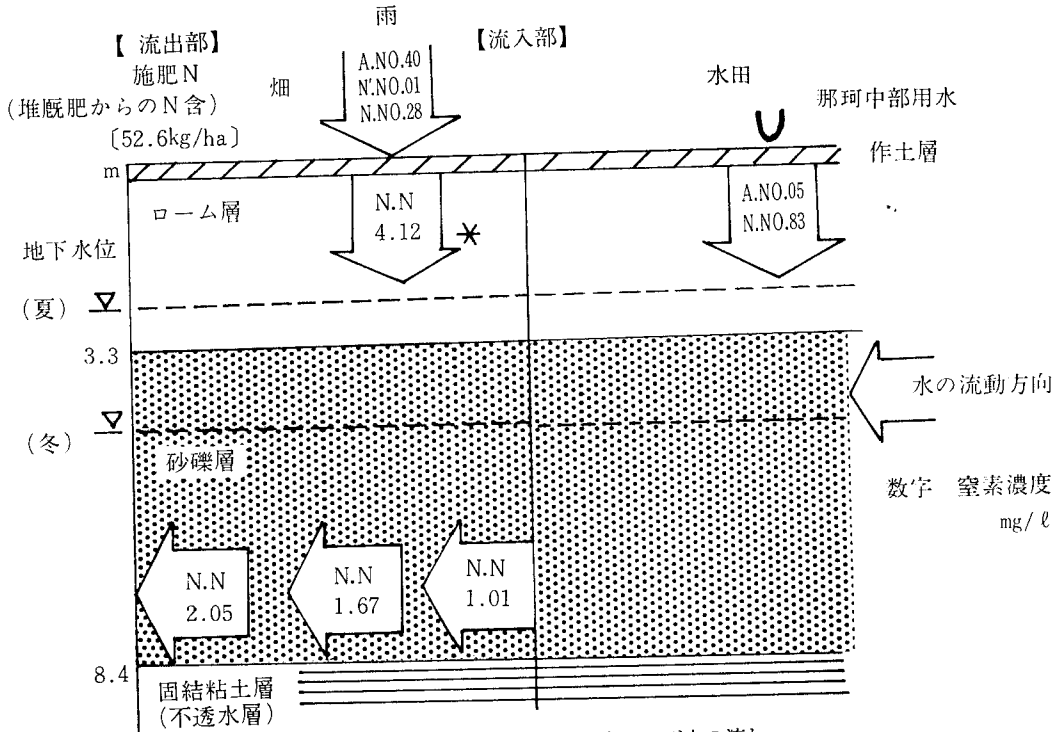


図-5 上国井地区における窒素および水の流れ

- 注 ① A.Nアンモニア態窒素, N.N硝酸態窒素, N'.N亜硝酸態窒素  
② \*畑ほ場からの浸透水中N.N濃度(推定値)

表-7 地下水流動量算出基礎係数(1)

調査地区 土層距離	調査地区 土層幅	調査地区 算出面積	k (透水係数)
m	m	ha	m/sec
690	510	35.2	0.00207

注) kはA井戸における揚水試験結果(47年12月)

表-8 地下水流動量算出基礎係数(2)

	48年度	49年度	50年度	51年度	52年度
F(横断面 積) m <sup>2</sup>	2244 1708	2167 1708	2325 1902	2432 1764	2427 1846
ΔH(圧力水 頭差) m	3.01 2.51	2.98 2.33	2.64 2.63	2.85 2.37	2.76 2.44
I(動水勾 配)	0.0043 0.0036	0.0043 0.0033	0.0038 0.0038	0.0041 0.0034	0.0040 0.0035

- 注) ① 上段夏期(5, 6, 7, 8, 9, 10月)  
下段冬期(11, 12, 1, 2, 3, 4月)  
② 横断面積は不透水層から地下水面までの距離  
×510m

砂礫層の透水係数kは、47年12月A井戸深掘の際に測定された0.00207m/secを用いた。

これらの諸係数を用いて算出した各年度ごとの地下水

流動量および流速は表-9のとおりである。

表-9に示した流動量は調査地区中央部における流量であるため、調査地区内の流入、流出地下水量は、畑ほ場からの降水による年間降下浸透水量を考慮して、次式により算出した。

$$\text{流入地下水量} = \text{地区中央部流動量} - \frac{\text{畑ほ場からの降下浸透水量}}{2}$$

$$\text{流出地下水量} = \text{地区中央部流動量} + \frac{\text{畑ほ場からの降下浸透水量}}{2}$$

畑ほ場からの年間降下浸透水量は、本調査におけるモデルほ場の各年度の浸透水量調査結果<sup>9)</sup>を用いた。

また調査地区の対象面積は、計算上690m×510m=35.2haとした。

以上のことから各年度ごとの本地区内での地下水流入流出水量を試算し、年間降水量と併せて図-6に示した。

これによると、流入する地下水量は、年度や降水量にはほとんど影響されず47万トン前後の値を示した。このことは、前述したように、本地区への流入地下水の大部分が北東部に位置する水田地帯からの横浸透によるものであり、水田ではかんがい水による水量調整が行なわれていることから、降水量にはほとんど影響されず、ほぼ

表-9 地下水流動量および流速

		48年度	49年度	50年度	51年度	52年度
流量 (Q) m <sup>3</sup> /日	夏 期	1749	1670	1588	1796	1736
	冬 期	1108	1029	1296	1082	1165
	年 平均	1429	1350	1442	1439	1450
流速 (V) m/日	夏 期	2.60	2.57	2.28	2.46	2.38
	冬 期	2.16	2.01	2.27	2.04	2.10
	年 平均	2.38	2.29	2.28	2.25	2.24

注)  $n=0.30$ として計算した。

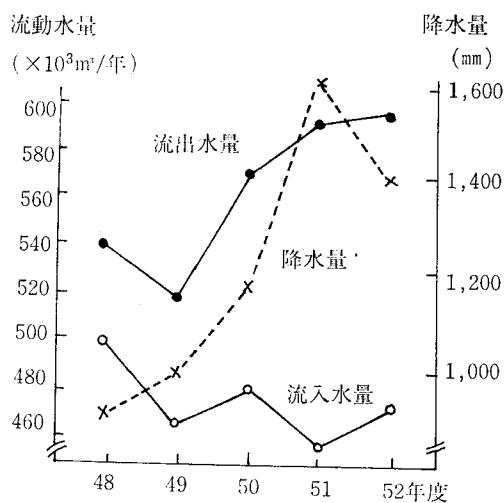


図-6 流入流出水量の年次変動

一定の流入水量となったものと考えられる。

流出地下水量については、地下水が畑ほ場下を通過する際、ほ場からの降下浸透水量に大きく影響されるため年次間の差が大きくなったものと思われる。

## 2) 窒素排出量

本地区における窒素排出量は、地下水の流入、流出部での流動水量および地下水中の窒素濃度から計算するこ

とができる。

流入部における窒素濃度はA井戸水の硝酸態窒素の値を用い、流出部では地下水位観測地点の関係からC井戸水の硝酸態窒素の値を用いた。

上国井地区における畑地からの窒素排出量は、地下水流動による本地区からの流出窒素量

−本地区への流入窒素量

から算出することができる。

この式を用いて、各年度の窒素排出量を求め表-10に示した。

これによると、48年に調査を開始してから、排出量は年々増加した。

本地区では普通作物を基幹とした栽培体系に大きな年次間差ははみられず、施肥窒素量はほぼ1,850kg/年程度であることから、毎年の施肥の反復による土壌残存量の増大、ならびに調査期間のうち、48~51年度にかけて年々降水量が増加しそれに伴い降下浸透水量が増し、溶脱が促進されたこと等が考えられる。

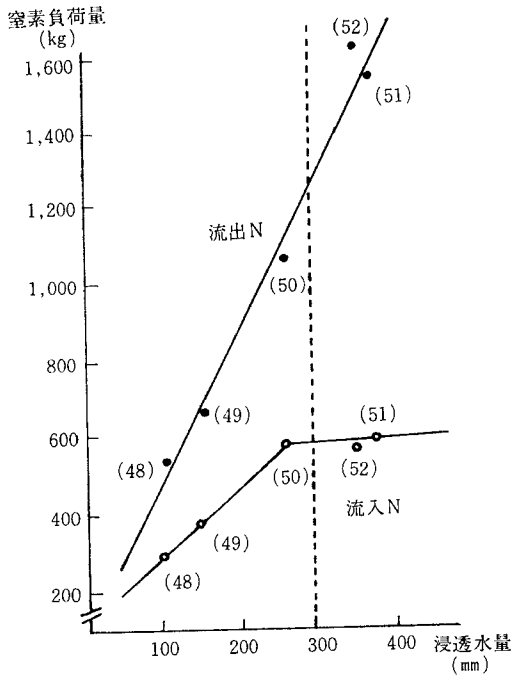
そこで流入、流出窒素量と畑ほ場からの降下浸透水量の関係を図示すると図-7のようになる。

これによると、5年間の限られたデータではあるが浸透水量の増加にともない流出窒素量は直線的に増加している。一方流入窒素量は、浸透水量が250mm以上になるとほぼ一定の値を示した。

表-10 畑ほ場(上国井地区)からの窒素排出量試算

記号	a	b	c	d	e	f	g
	流入部 NO <sub>3</sub> -N	流入部 流動水量	流出部 NO <sub>3</sub> -N	流出部 流動水量	流入負荷量 (a × b)	流出負荷量 (c × d)	排出量 (f - e)
	mg/ℓ	m <sup>3</sup> /年	mg/ℓ	m <sup>3</sup> /年	kg/年	kg/年	kg/年
48年度	0.59	502,042	1.04	540,762	296	562	266
49年度	0.79	466,343	1.31	518,791	368	679	311
50年度	1.22	481,098	1.87	571,562	586	1,068	482
51年度	1.29	456,947	2.60	593,523	589	1,543	954
52年度	1.21	463,432	2.73	595,432	560	1,625	1,065
平均	1.02	473,972	1.91	564,014	479	1,095	616

注) 流入、流出部のNO<sub>3</sub>-Nは、地下水位同様、夏期、冬期に分けて算出し、その平均値を用いた。



図一七 窒素負荷量と浸透水量との関係  
注) ( ) 内は年度

これは、この地区への流入水量が図一六に示したように毎年ほぼ同量であったことと、流入部における硝酸態窒素濃度の年次変動が流出部に比べて少なかったことに起因しているものと思われる。

以上のことから、上国井地区における平年の窒素排出量を試算するとつぎのとおりである。

この地区の年平均降水量は、1,300mmであることから、平均降下浸透水量は、モデルほ場調査の結果からおおよそ300mm<sup>8)</sup>となる。図一七より浸透水量300mmの場合の流入流出窒素負荷量は、流入負荷580kg/年(16.48kg/ha/年)流出負荷1,220kg/年(34.65kg/ha/年)となり、この地区からの平年の窒素排出量は、

$$1,220\text{kg/年}(34.65\text{kg/ha/年}) - 580\text{kg/年}(16.48\text{kg/ha/年}) = 640\text{kg/年}(18.17\text{kg/ha/年})$$

と試算された。

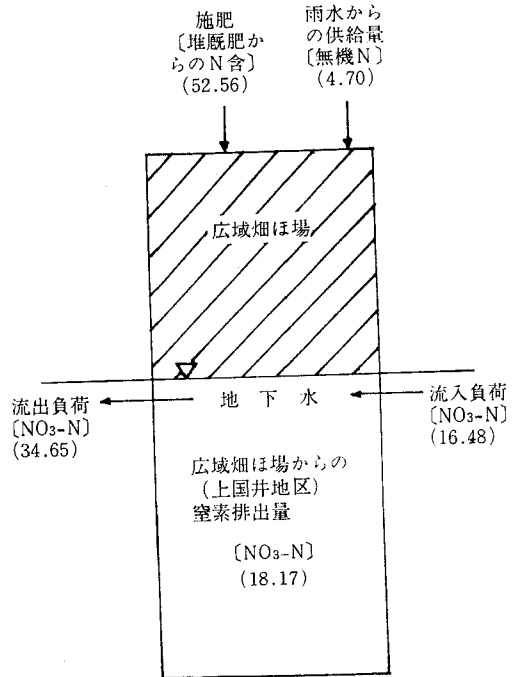
### Ⅲ モデルほ場における施肥窒素収支

畑ほ場からの窒素の流出量を把握するための基礎調査として、上国井地区内において、同時に一筆畑ほ場における窒素の動向を調査した。

#### 1 調査方法

##### 1) ほ場の概況

このほ場は面積10a(40m×25m)で4区(1区10m×25m)からなり、表面流去水が採水できるよう3°の



図一八 畑ほ場からの窒素排出モデル(上国井地区)  
(N, kg/ha/年)

注① ( ) 内はN, kg/ha/年

② 48~52年度の上国井地区における浸透水量と、Darcyの法則により求めた地下水流動量を基に算出した窒素負荷量から、上国井地区における平年(降水量1,300mm, 浸透水量300mm)の窒素排出量を試算したものである。

③ 施肥量は未耕地を含めた対象面積当りで算出した。

傾斜をつけ、各区表層から1m下に、幅2m、長さ20mのビニールシートを埋設し、土壌浸透水の採取もできるように造成した。

#### 2) 耕種概要

48年ほ場造成後、ほ場の均一化をはかる目的でビール麦の均一栽培を行った。

49年から、標準施肥区(I, III区)、多肥区(IV区)、無窒素区(II区)を設け、49年度: トウモロコシ-ハクサイ、50年度: グレインソルガム、51年度: ダイコン-ニンジン、52年度: トウモロコシ-ハクサイを供試し調査を行なった。

施肥は溶脱パターンを知るため単肥(N: 硫安, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: 過石, K<sub>2</sub>O: 塩加)を用い、全量元肥で行なった。各区とも原則として有機物のほ場還元は行なわず、根を含めて収穫物残渣はすべてほ場外へ持出した。

#### 2 調査結果

##### 1) 水収支

窒素収支をとらえるためには、畑における水収支的

表-11 水収支

要因	49~52年度 4年合計 mm	4カ年平均 mm	%
降水量	5,139.5	1,284.9	100.0
蒸発散量	3,803.8	951.0	74.0
浸透水量	1,170.2	292.6	22.8
表面 流去水量	119.4	29.9	2.3
作物体 持出水量	46.2	11.5	0.9

注) 蒸発散量には土湿変化水量ならびに不明水量を含む。

確な把握が必要である。

表-11にモデルほ場における4年間の水収支を示した。

49年4月から53年3月までの4年間の積算水収支は、降水量100.0に対し、蒸発散量〔栽培期間中の蒸発散量+裸地期間中の土面蒸発量〕+土湿変化水量74.0、浸透水量22.8、表面流去水量2.3、作物体持出水量0.9であった。

土壌浸透水量は、降水量、降雨強度および作物体の土面被覆率等に影響されると思われるが、4年間の平均値は293mm、浸透率22.8%であり、浸透水量(G)と降水量(P)との間には高い相関がみられた。

$$G = 0.376P - 190.2 \quad (r = 0.951)$$

従来のライシメーター試験<sup>9)</sup>の結果では、30~60%の浸透率が観測されており、また年間を通して浸透水の採水が可能であるとされているが、このモデルほ場では、半旬25~30mm以上のまとまった降水量がなければ浸透水の採取はできなかった。

表面流去水については、4年間で22回の発生が認められた。

表面流去水の発生は降雨強度やほ場の傾斜の影響を受けると考えられるが、3°の傾斜畑であるこのほ場では、10分間の降水量が約2.1mm以上の場合に限られ、2~3mm/10分間とする山根の値<sup>10)</sup>とほぼ一致した。

この場合、土壌水分は過飽和の状態に近く、常に土壌浸透水の採水可能な期間中にあった。

蒸発散量については、降水量からこれらの実測値の差し引きにより求めた。

上村<sup>11)</sup>は斜面ライシメーター試験の結果から、土面蒸発量+土湿変化水量は、調査を無降雨時の安定した月から始め、年間を通して大体もとの保水状態に戻るものと仮定すれば、それほど大きな誤差はないとして、関東ローム裸地条件で、この値を717.8mmとしている。

モデルほ場調査結果での蒸発散量は土湿変化水量を含めて951.8mmであり、上村の土面蒸発の値に栽培期間中の作物体からの蒸散量を加えれば、ほぼこの値に近くなるのではないと思われる。

## 2) 施肥窒素収支

施肥された窒素は、作物体収穫後も土壌中に残存し、次作の作物体吸収および溶脱に影響をあたえる。

このため施肥窒素収支を求めるためには、1作ごとの収支よりも各種の作物を導入して1つのサイクルとし、栽培を繰り返す、その合量で収支をとらえることが必要と考える。

このような観点から、モデルほ場においては、49~52年度まで4年間7作物を供試して、このほ場における施肥窒素収支を調査した。

表-12にモデルほ場における施肥窒素収支を示した。これによると、施肥窒素量100.0に対し、標準施肥区

表-12 施肥窒素収支

要因	標肥区 (I区)			多肥区 (IV区)			算出基礎
	4年合計 kg/10a	年平均 kg/10a	%	4年合計 kg/10a	年平均 kg/10a	%	
INPUT 施肥量	137.0	34.25	100.0	238.0	59.50	100.0	
OUTPUT 作物体 吸収量	77.4	19.33	56.5	92.6	23.10	38.8	モデルほ場における 施肥区 - 無N区 (I区, IV区)(II区) III区は堆肥を散布している ためこの計算からは除いた。
溶脱量	28.4	7.10	20.7	57.9	14.47	24.3	
表面 流去量	0.1	0.04	0.1	0.2	0.05	0.1	
土壌 残存量	24.4	6.10	17.8	60.9	15.23	25.6	<sup>15</sup> N利用枠試験における各 作の収穫時の土壌コア内残 存量の平均値
不明窒素 (脱窒を 含む)	6.7	1.68	4.9	26.4	6.64	11.2	未回収N

注) 施肥は全量元肥で行った。

(I区)では、作物体吸収量56.5, 溶脱量20.7, 表面流去量0.1, 土壌残存量17.8, 不明(脱窒を含む)4.9であり、多肥区(IV区)では、作物体吸収量38.8, 溶脱量24.3, 表面流去量0.1, 土壌残存量25.6, 不明(脱窒を含む)11.2であった。

この調査では、施肥は全量元肥で行っているため、通常の分施する方法に比べ、作物体の施肥窒素吸収量は低く、施肥窒素溶脱量は高い傾向に出ているものと思われる。

また標準施肥区と多肥区を比較すると、多肥は標準施肥区に比べ1.8倍量の施肥を行っているが、作物体吸収量では1.2倍の吸収利用に対し、溶脱量はおおよそ2倍の値が認められた。

#### IV ま と め

畑地における肥料の使用が、水系とくに地下水におよぼす影響を把握するため、窒素について上国井地区とモデルほ場に別けて調査した。

上国井地区からの窒素排出量は、地区内の地下水流動量および地下水中の硝酸態窒素濃度の変化から推定し、モデルほ場では、浸透水量とその濃度変化の実測値をもとに、一筆畑ほ場からの溶脱窒素量を算出した。

モデルほ場での溶脱窒素として調査した浸透水中の硝酸態窒素が、どのような過程を経て地下水にまで排出されるのか未解決の部分があり、一概に比較できないが、これと上国井地区における窒素排出量とを比較して表-13に示した。

上国井地区では、施肥窒素として52.6kg/ha/年、雨か

ら4.7kg/ha/年、計57.3kg/ha/年の供給窒素量に対し、排出量は18.2kg/ha/年であった。

これに対しモデルほ場における溶脱窒素量は、無窒素区4.8kg/ha/年、標準施肥区75.8kg/ha/年、多肥区149.5kg/ha/年であった。

無窒素区からの溶脱量4.8kg/ha/年を無施肥土壌からの自然排出窒素量とみて、上国井地区からの施肥排出量を差し引き法により求めると13.4kg/ha/年となり、施肥排出率は25.5%であった。

同様に、モデルほ場における施肥溶脱量を求めると、標準施肥区では71.0kg/ha/年、(施肥溶脱率20.7%)であり、多肥区では144.7kg/ha/年、(施肥溶脱率24.3%)であった。

これを上国井地区からの施肥排出量と比較すると、標準施肥区では5.3倍、多肥区では10.8倍という高い値を示した。

この理由として以下のことがあげられる。

第一には、施肥窒素量の差が考えられる。上国井地区では普通畑作物栽培が中心であるのに対し、モデルほ場では野菜栽培を行い、施肥量を多く必要とした。またモデルほ場では全量元肥で施肥しているため、作物体による吸収効率が低かったことも原因していると考えられる。

つぎに、調査対象面積、および土地利用状況の違いが考えられる。モデルほ場では、1区の面積は2.5aであるのに対し、上国井地区では調査対象面積35.2haでありうち耕地面積は17haしかなく、残り18ha以上が農道、山林、敷地等であり未耕地の占める割合が高かった。この

表-13 年間流出窒素量の比較

要 因	単 位	畑ほ場 (上国井地区)	モ デ ル ほ 場		
			無 N 区	標 肥 区	多 肥 区
調 査 対 象 面 積	ha	35.2	0.025	0.025	0.025
施 肥 N 量	kg/ha	52.6	0.0	342.5	595.0
雨からの供給N量	kg/ha	4.7	4.7	4.7	4.7
流 出 N 量 (率)	溶 脱 量	kg/ha	4.8	75.8	149.5
	施肥溶脱量	kg/ha	—	71.0	144.7
	施肥溶脱率	%	—	20.7	24.3
流 出 N 量 (率)	排 出 量	kg/ha	18.2		
	施肥排出量	kg/ha	13.4		
	施肥排出率	%	25.5		

注) ① ここでの流出窒素量には表面流去窒素量は含まず。

②  $\text{施肥排出量(kg/ha/年)} = \frac{\text{排出量}}{\text{溶脱量}} - \text{モデルほ場無N区の溶脱窒素量(4.8kg/ha/年)}$

③  $\text{施肥排出率(\%)} = \frac{\text{施肥排出量} \times \text{溶脱率}}{\text{施肥量}} \times 100$

ため、畑ほ場17haに対しては平均1,850kg/年(108.8kg/ha/年)の施肥窒素量に対し、調査対象面積に対しては計画上52.6kg/ha/年となり、未耕地を含めた上国井地区からの流出窒素量はモデルほ場のような一筆畑ほ場に比べて少なくなったものと思われる。

しかし、施肥窒素量に対する割合でみると、上国井地区では施肥排出率25.5%で、モデルほ場における施肥溶脱率20.7~24.3%とほぼ近似していることは興味深い。

浅野、谷田沢<sup>12)</sup>が既往の文献を用いて我国の代表的な栽培形態のいくつかについて肥料成分のバランスシートを作成しており、これによれば窒素の溶脱量は、畑作物栽培では19.4kg/ha/年であり、野菜栽培では77.4kg/ha/年と推定している。これらの値は、本調査における普通畑作物栽培中心の上国井地区からの流出窒素量(排出窒素量)18.2kg/ha/年および野菜栽培を中心のモデルほ場からの流出窒素量(溶脱窒素量)75.7kg/ha/年とほぼ一致している。

畑地からの施肥窒素の流出率は、気象条件、栽培作物の種類、施肥量、土地利用形態等により異なるが、本調査の結果および前述の文献内容等を総合してみると、およそ20~25%程度であろうと推定される。

しかし、これらの値は田沢<sup>13)</sup>のいう発生負荷であり、これがどのような経路で、どの程度、河川、湖沼へ流達し、陸水の富栄養化に影響をおよぼすかという点については、今後の検討課題であろう。

本稿の終りに、共同研究者である、石川昌男、吉原貢、石川実の各氏に深く感謝の意を表します。

#### 引用文献

1) 茨大農学部霞ヶ浦研究会(1977):霞ヶ浦,三共科学選書,7,

三共出版

- 2) 高村義親・田淵俊雄・鈴木誠治・張替 泰・上野忠男・久保田治夫(1976):水田の物質収支に関する研究(第1報),霞ヶ浦流域の水田における窒素およびリンの動向と収支について,土肥誌,47,398~405
- 3) 愛知県農業総合試験場(1977):水田における栄養塩類の流入収支に関する調査成績書(昭和48~51年度)
- 4) 関東農政局計画部資源課(1979):富栄養化対策調査報告書,諏訪湖地区,57~64
- 5) 高村義親・田淵俊雄(1977):水田肥料の流出と陸水の富栄養化,日本河川水質年鑑,研究編,861~871,山海堂
- 6) 小川吉雄・石川 実・吉原 貢・石川昌男(1979):畑地からの窒素の流出に関する研究,茨城県農業試験場特別研究報告,第4号
- 7) Aシリン・ベクチャーリン・福田仁志訳(1963):灌漑地の水収支,東大出版会,44~63
- 8) 茨城農試(1979):土壌汚染機構解析調査報告書,昭和52年度
- 9) 松下研二郎・藤島哲男・宇田川義夫(1969):鹿児島県における火山灰畑土壌畑地の生産力と各成分の溶脱について,ライシメーター試験(第1報)土肥誌,40--8,337~342
- 10) 山根一郎(1972):土壌学の基礎と応用,農文協,206~212
- 11) 上村春美(1969):斜面ライシメーターにおける自然降雨の水文学的考察,農士試技報A第7号,17~33
- 12) 浅野次郎・谷田沢道彦(1976):わが国農業生態系における肥料成分の循環,シンポジウム,肥料による陸水の汚濁と指標植物,5~16
- 13) 田淵俊雄(1975):農地排水と水質汚濁,農士誌,43-8,525~529

[1979.9.25受稿]

## マレーシャ・ムダ地区における重粘性土壌の物理性について

山下 恒雄\*・永石 義隆\*\*

Physical Properties of the Heavy Clayey Soils in Muda Area, Malaysia

Tsuneo YAMASHITA

Tropical Agriculture Research Center

Yoshitaka NAGAISHI

National Research Institute of Agricultural Engineering

## 1 ま え が き

マレーシャ・ムダ地区はマレー半島中央西海岸に位置する約10万haの重粘土水田地帯である。当地区ではカンガイ排水事業が進み、1970年から水稻の2期作栽培が行われている。当地区の水稻作期は主に乾期作が2月にシロカキ、3～4月に田植、7～8月に収穫、雨期作は8月にシロカキ、9月に田植、11月に収穫である。2期作を始めてから、乾期作の収穫作業及び雨期作のシロカキ作業は雨期の7～9月に遭遇する。この時期は雨のためホ場が湛水状態であり、排水施設の不備によるホ場の地耐力低下、また、大型農業機械の使用により水田耕盤の破壊などが原因で、コンバイン及びトラクターの使用が困難となってきた。一方、収穫期の労働力不足の解決や短期間に収穫完了をしなければならぬことなどの理由で、収穫作業の機械化は重要な問題である。収穫作業の機械化は機械の改良と選択、及び水田の地耐力強化の2つの方向から進める必要がある。

水田の地耐力を強化するためには、排水を十分に行う必要があるが、表面排水のみでは地耐力の強化は十分でない。重粘土水田では、土壌キ裂によって土壌水を吸水し、暗キヨとキ裂が連通して地下排水が行われ地耐力の強化ができる。

ここでは、本地区の水田土壌の物理性を紹介すると同時に、土壌キ裂の消長並びに地耐力低下の原因を究明するため、2・3の実験を行ったので報告する。

## 2 実 験 方 法

実験は試験ホ場の物理性、シロカキ作業による透水性の変化、湛水による土壌キ裂の崩壊及び地耐力と含水比、地下水位の関係を検討するために行った。

## 2-1 試験ホ場の土壌物理性

供試土料の採取は雨期（湛水期間中）及び乾期の両期間について行い、不攪乱土料は100cc円筒を使用し、攪乱土料はオーガーを使用して採取した。粒度分析は比重計法によって行ったが、分散剤はヘキサメタリン酸ソーダを使用した。比重試験はJIS規定で行った。コンステンシー試験は生土から2mm以上のレキヤ草木の根など除いて試験を行った。密度及び3相分布は100cc円筒で採取し、測定した。

## 2-2 透水試験

室内透水試験は100cc円筒によって採取した土料を用い、変水位透水試験法によって行った。現場透水試験は乾期においてはオーガーホール法、雨期（湛水期）においてはチューブ法によった。オーガーホール法は図-1に示すように測定孔をオーガーによって直径10cm、深さ50cmに掘り、水位と時間を測定し、図-1に示す式で透水係数を算出した。チューブ法は図-1に示すようにシリンドアを地中に押し込み、ガラス管によって水位変化と測定時間をはかり、図-1に示す式で透水係数を算出した。

また、シロカキ作業によってホ場の透水係数が減少する傾向がみられるため、室内実験を行った。実験は図-2に示す透水試験器を使用し、作土の土塊分布の異なった2種類の土をかきまぜる程度を強、中、弱に変え、シリンドアに詰め、経過日数による透水係数の変化を測定した。

## 2-3 スレーキングテスト

当地区において、乾期には蒸発によりホ場面に多数のキレツが発生する。しかし湛水するとキレツはほとんどなくなり、シロカキによって完全に消滅する。1つの原因として土壌がスレーキングをおこしているためである

\*前・熱帯農業研究センター（現・農業土木試験場佐賀支場）

\*\*前・農業土木試験場佐賀支場（現・四国農業試験場土地利用部）



## 1. オーガーホール法

1)  $3h < Tu$  の場合

$$K_{20} = \frac{Q}{2\pi h^2} \times \left[ \log_e \left\{ \frac{h}{r} + \sqrt{1 + \left( \frac{h}{r} \right)^2} \right\} - 1 \right] \frac{\mu_t}{\mu_{20}}$$

2)  $h \leq Tu \leq 3h$ 

$$K_{20}' = \frac{3 \cdot Q \cdot \log_e(h/r)}{\pi \cdot h \cdot (h + 2Tu)} \left( \frac{\mu_t}{\mu_{20}} \right)$$

$K_{20}$  : 透水係数 (cm/sec)

$Q$  : 単位時間当りの透水量 (cm<sup>3</sup>/sec)

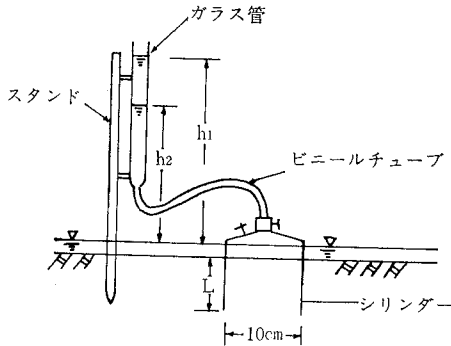
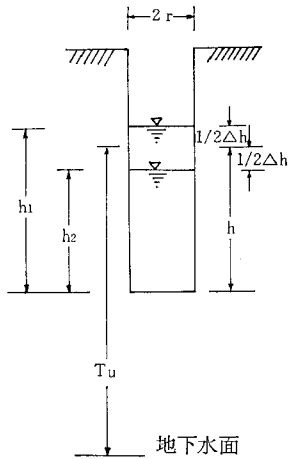
$$Q = \frac{\pi r^2 (h_1 - h_2)}{t_2 - t_1}$$

$h_1$  と  $h_2$  : 時刻  $t_1$  と  $t_2$  における水位 (cm)

$r$  : オーガーホールの半径 (cm),

$Tu$  : 測定水位から地下水面までの距離 (cm)

$\mu_t$  と  $\mu_{20}$  : 測定時および20℃における水の粘性係数



## 2. チューブ法

$$K_{20} = \frac{a \cdot L}{A} \times \frac{2.30}{t_2 - t_1} \times \log \left( \frac{h_1 + L}{h_2 + L} \right) \left( \frac{\mu_t}{\mu_{20}} \right)$$

$K_{20}$  : 透水係数 (cm/sec)

$a$  と  $A$  : ガラス管とシリンダーの断面積 (cm<sup>2</sup>)

$L$  : 土壌中に押込んだシリンダーの長さ (cm)

$h_1$  と  $h_2$  : 時刻  $t_1$  と  $t_2$  における水位 (cm)

$\mu_t$  と  $\mu_{20}$  : 測定時および20℃における水の粘性係数

図-1 現場透水試験方法および算出式

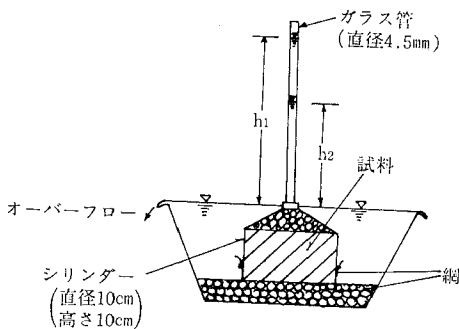


図-2 透水試験器

と考えられたのでこのテストを実施した。

このテストには基準はないので、佐藤<sup>(1)</sup>の方法に基づいて行った。しかし、一部実験器具の不足のために変更した。試料は作土(0~10cm), 下層土2種類(30~40cm, 40~50cm)の3種類を使用した。試料は液性限界に相当する含水比で十分練り合わせてから、図-3に示すような直径5.6cm, 高さ1.0cmの塩ビ製リングに気泡を追い出

すようにして均一に詰めて供試体を作成した。この場合、リング及びプラスチック板にはグリスを薄く塗布して、供試体の収縮を容易ならしめた。試料は自然乾燥(気温28~35℃, 湿度75%程度)により含水比を調節し、各3個の供試体を3~4mm目の金網上に置き、水中に静かに1日間浸漬させた。その後、金网上的残留分の土と崩落した土の炉乾燥土重量を求め、全重量に対する崩落土の百分率を崩落率(%)とした。

## 2-4 pF-水分の測定

この実験の試料は100cc円筒によって採取した不攪乱試料と、オーガーによって採取した攪乱試料の2種類を使用し、pF, 1.0まで土柱法で、pF, 2.8まで吸引法で実験を行った。pF, 5.5及び7は風乾及び絶乾時の含水比とした。

## 2-5 ホ場における地耐力と含水比、地下水位の関係

乾期の初めに水田が乾燥していく条件を利用して、ホ場において地耐力と含水比、地下水位の関係を調査した。オーガーでホ場に測定孔を直径10cm, 深さ60cmに掘り、

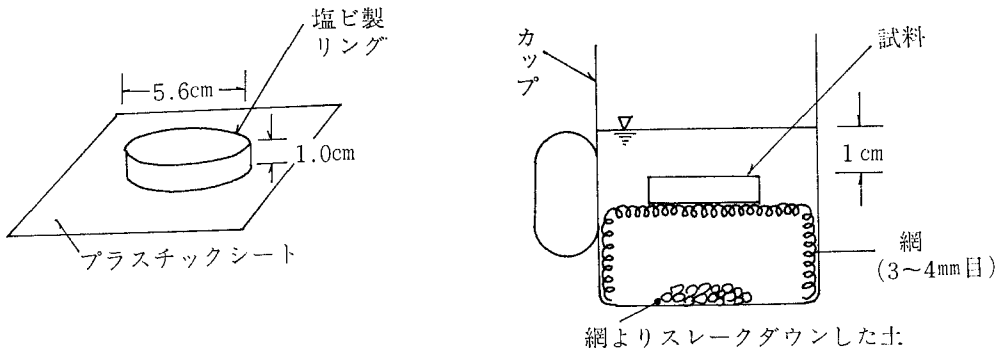


図-3 スレーキングテスト試験器

そこで地下水位を、その周辺で土質常数測定器（コーン断面積3.14cm<sup>2</sup>、自記式）を使用して地耐力を、100cc筒で土を採取して含水比を測定した。蒸発量はこの測定地点より約150m離れた気象観測施設のデータを利用した。なお、この試験地点より排水路までの距離は約120mであった。

2-6 室内実験による地耐力と含水比、地下水位の関係

試験ホ場より土を採取し（深さ0~40cm）、根や石などの障害物を取り除き、十分に練りかえして、ポリバケツ（84ℓ）に入れ、自然乾燥を行いながら、地耐力、含水比及び地下水位を測定した。

3 実験結果

3-1 試験ホ場の土壌物理性

調査は雨期（1977年10月）と乾期（1978年3月）に行ったもので結果を表-1に示す。

この結果より、試験ホ場の土壌は粘土含有量が多く（0.005mm以下で75%、0.002mm以下で60%）、乾燥密度及び

固相の値は大きい。自然含水比は当然のことながら、雨期に大きく乾期に小さいが、深さ40cm以下では年間の変化はあまり大きくない。液性限界は下層にいくほど大きな値を示すがソ性限界はほとんど変化はない。ソ性図（図-4）に示すように液性限界（WL）とソ性指数（Ip）の関係はIp=1.14（WL-39）で示され、A線より大きい勾配で、ほとんど値はA線の上に位置する。なお、日本の土壌の1例として、有明粘土では液性限界とソ性指数の関係はIp=0.74（WL-24）で示される。乾期に50cm×50cm×10cmに3層の穴をほり空隙量を測定した結果、表層（0~10cm）では平均44%の値であるが、30cm以下ではほとんどない。もっとも深いキ裂は70cmであった。

3-2 透水試験

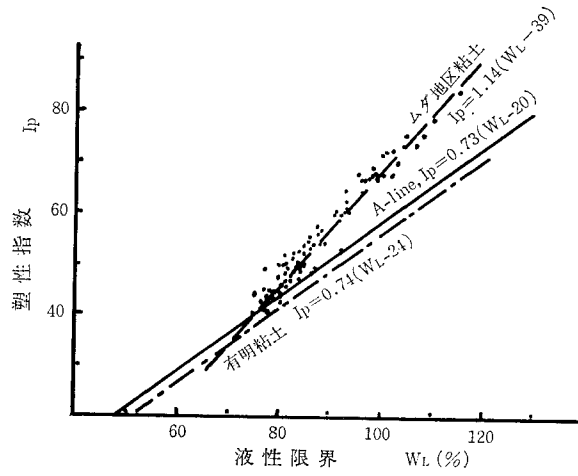
試験ホ場において採取した不攪乱試料の室内実験による透水係数を表-2-1に、ホ場で乾期と雨期に行った現場透水係数を表-2-2に示す。

雨期における現場透水係数と雨期に土を採取して測定した透水係数は非常に小さい値であった。これに対して

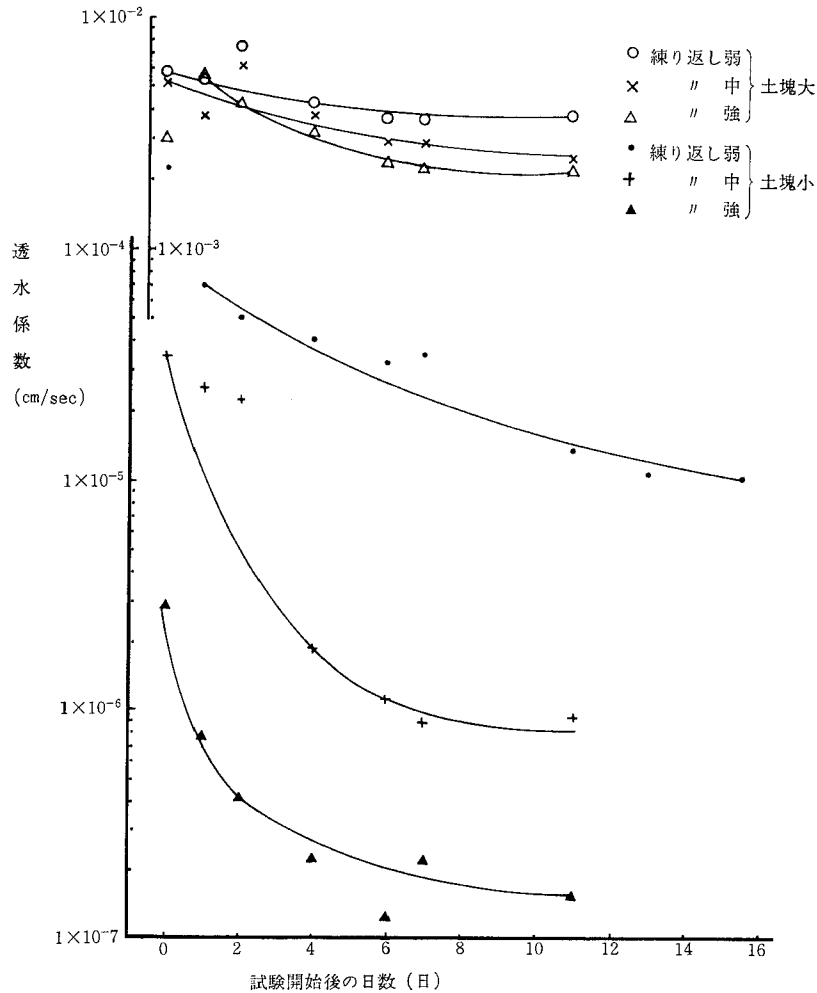
表-1 試験ホ場の土壌物理性

試料採取時	深度 (cm)	自然含水比 (%)	真比重	密度 (g/cm <sup>3</sup> )		三相分布 (%)			コンソリデーション (%)			粒度分析 (%)		
				湿潤	乾燥	固相	液相	気相	液性	ソ性	ソ性指数	0.005 mm以下	0.005~0.074 mm	0.074 mm以上
1977年 9月26日 ~10月5日 (雨期)	0~10	76.2	2.60	1,494	0,855	32.9	63.9	4.3	86.0	36.2	49.8	74.1	24.9	1.0
	10~20	62.5	2.59	1,612	0,998	38.6	61.4	0.9	83.6	35.4	48.2	72.7	26.4	0.9
	20~30	51.9	2.61	1,693	1,120	42.9	57.3	0.6	85.1	34.0	51.1	74.3	24.2	1.0
	30~40	44.5	2.66	1,736	1,203	45.2	53.4	1.6	93.7	31.4	62.3	76.7	22.2	1.1
	40~45	44.8	2.71	1,733	1,147	44.2	53.6	2.2	101.1	31.3	69.8	78.6	19.5	2.0
1978年 3月10日 ~26日 (乾期)	0~10	20.7	2.55	1,464	1,213	47.5	25.3	27.2	73.4	34.3	39.1	76.3	23.3	0.5
	10~20	27.5	2.59	1,751	1,375	53.3	37.6	9.3	76.8	33.1	43.7	74.0	25.3	0.7
	20~25	28.9	2.62	1,856	1,439	55.0	41.6	3.4	81.8	33.9	47.9	73.5	25.6	0.9
	30~35	35.6	2.62	1,766	1,306	49.7	46.5	3.8	92.5	30.2	62.3	78.0	21.0	1.0
	40~45	40.4	2.72	1,804	1,281	47.1	51.9	1.1	102.5	29.6	72.9	73.5	24.6	1.9

(注) この結果は雨期では24点、乾期では17点の平均値である。



図一四 ソ性図 (日本統一土質分類)



図一五 作土の透水係数

表一2-1 不攪乱試料の透水係数

採取深度(cm)	透水係数 (cm/sec)
15 ~ 20	$1.23 \times 10^{-6}$
20 ~ 25	$2.72 \times 10^{-7}$
30 ~ 35	$1.28 \times 10^{-7}$
40 ~ 45	$4.53 \times 10^{-7}$

(注) 試料採取日は1979年5月30日

表一2-2 現場透水係数

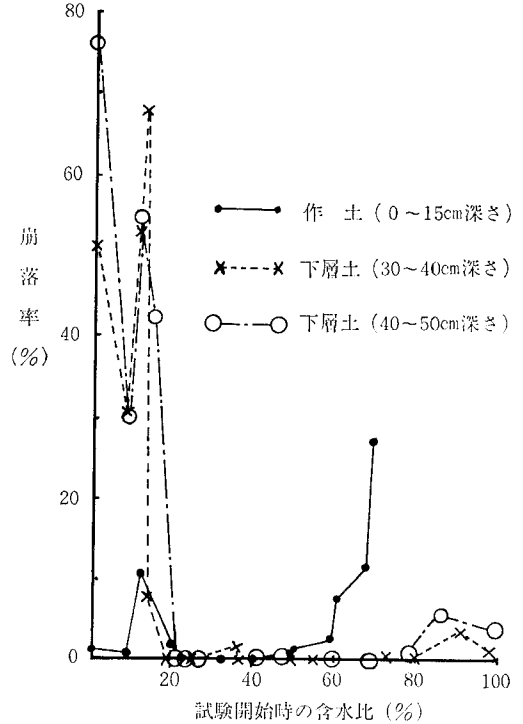
測定月	深度 (cm)	透水係数 (cm/sec)	測定月	深度 (cm)	透水係数 (cm/sec)
3月 (乾期)	0~25	$3.90 \times 10^{-2}$	6月 (雨期)	0~10	$8.33 \times 10^{-6}$
	25~40	$2.70 \times 10^{-3}$		14~24	$9.42 \times 10^{-7}$
	40~50	$2.86 \times 10^{-4}$		24~30	$5.07 \times 10^{-7}$
	50~60	$1.14 \times 10^{-5}$			

表一3 室内透水試験の供試土の土塊の分布

	25.4mm 以上	25.4~ 19.1mm	19.1~ 2.0mm	2.0mm 以下	供試時の 含水比
	%	%	%	%	%
粗を供試土	1.7	37.4	42.9	18.0	6.8
細かい供試土	0	0.7	70.4	28.9	6.1

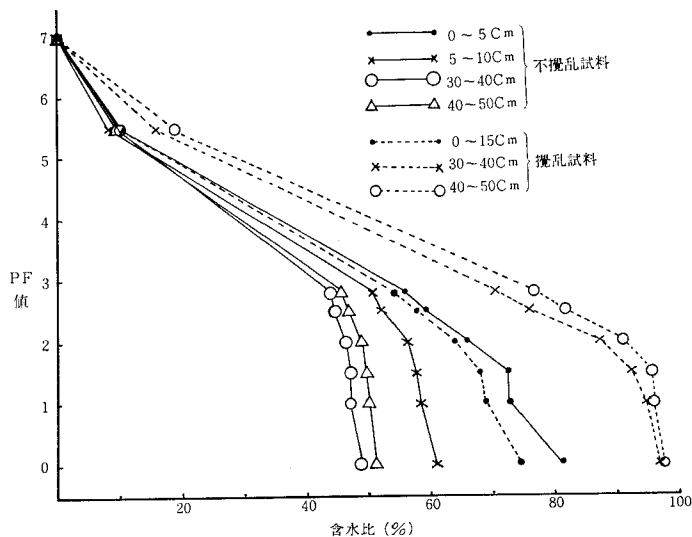
乾期の現場透水係数は極めて大きな値となっている。このことは、土壌の透水性が土壌キ裂によって大きく左右されることを表わしている。

また、シロカキ作業によってホ場の透水係数が減少するため、作土を採取し、かきまぜて室内透水試験を行った。その結果を図一5に、試験に使用した土塊の分布を



図一6 スレーキングテスト結果一

表一3に示す。この結果から、土塊が大きい場合は土をかきまぜる程度にかかわらず透水係数は $10^{-2}$ cm/secであった。しかし、土塊が小さい場合は土をかきまぜる程度により透水係数は大幅に変化する ( $10^{-5}$ ~ $10^{-7}$ cm/sec),したがって、シロカキ作業によって土の透水係数を減少させないためには耕耘作業により土塊を小さく砕かないようにし、シロカキ作業をなるべく少なく行う方が良い。



図一7 PF値と含水比の関係

## 3-3 スレーキングテスト

スレーキングテストの結果を図-6に示す。なお、図中の値は3個の平均値を示す崩落率(%)は次式で算出した。

$$\text{崩落率}(\%) = \frac{\text{金網からスレークダウンした土の乾燥重量}}{\text{供試土の乾燥重量}} \times 100$$

この結果より、作土と下層土は異なった特性を示す。乾燥状態(含水比20%以下)では、下層土はスレーキング作用を受けやすく、崩落率の最高は30~40cm深さの試料で68%、40~50cm深さの試料で75%であったが、作土は11%であった。含水比20~60%の領域では、作土も下層土もスレーキング作用を受けにくく、崩落率は5%以下であった。含水比60%以上の時には、作土はスレーキング作用を受けやすく、崩落率は30%であったが、下層土はスレーキング作用を受けにくく10%以下であった。

## 3-4 pFと含水比の関係

試験結果を図-7に示す。

この結果より、自然土の場合、作土は粗孔隙が多いが下層土は非毛管孔隙が多く、透水性が極めて低いことを示している。

## 3-5 ホ場における地耐力と含水比、地下水位の関係

結果を図-8, 9, 10に示す。

この結果より、地耐力は含水比60% (0~25cm深さの平均値)以下、地下水位30cm以下になると増加が著しい。また、地下水位を30cmに低下させるためには蒸発のみを排水量とした場合、80mm必要とする。地下水位低下速度は湛水期間は遅いが、地盤面下では地下水位が低くなる

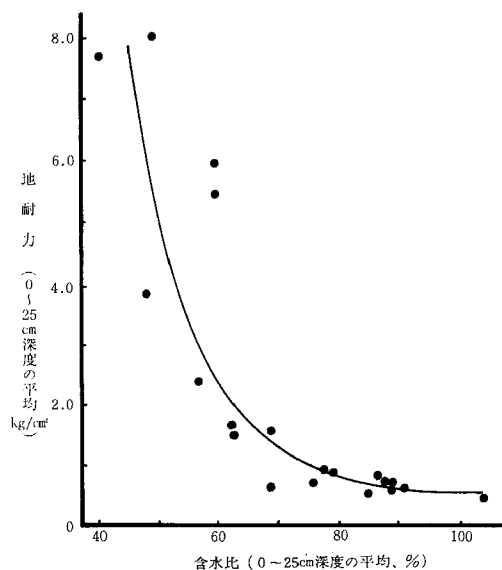


図-8 ホ場における地耐力と含水比の関係

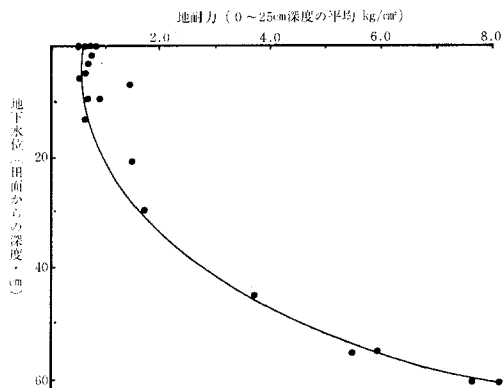


図-9 ホ場における地耐力と地下水位の関係

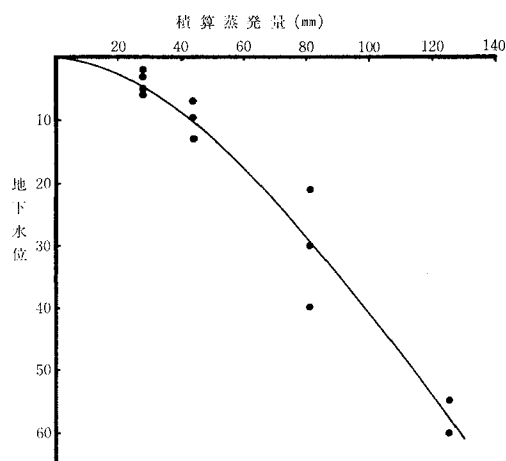


図-10 ホ場における蒸発と地下水位低下の関係

ほど速い。

## 3-6 室内実験による地耐力と含水比、地下水位の関係

実験結果を図-11, 12に示す。

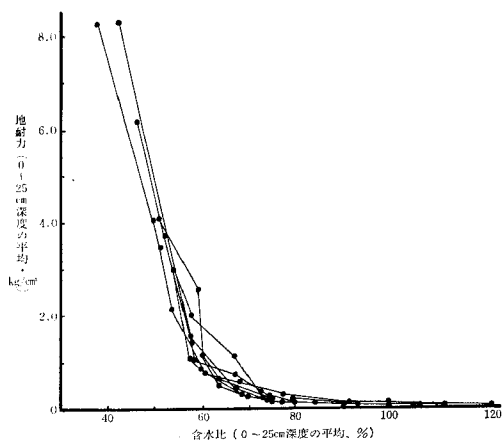


図-11 室内実験における地耐力と含水比の関係

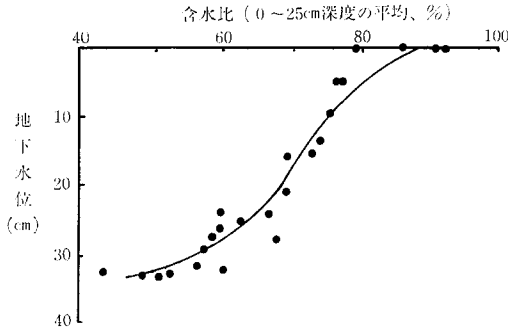


図-12 室内実験による含水比と地下水位の関係

この結果より、地耐力は含水比57%あたりより急激な増加を示す。初期含水比が大きいときは蒸発による排水量が小さいため地耐力の増加に時間がかかる。したがって、ホ場において表面排水を早く完了することが地耐力強化のために重要である。

#### 4 まとめ

今回の実験結果より次のことが言える。

1) 試験ホ場の土壌は重粘土（粘土含有量75%）で、乾燥密度及び固相の値は日本の海成粘土地帯の水田土壌と比較して大きい。深さ40cm以下は土壤水分の年間変化は少なく、液性限界は下層になるほど大きな値を示している。ソ性図より液性限界とソ性指数の関係は式 $IP=1.14(WL-39)$ で示され、A線より大きな勾配となっている。乾期には表層にキ裂の発達があり、30cm以下になるとほとんどない。

2) 本地区の土壌は毎年乾期にPF. 4程度の乾燥履歴を受けるため、カンガイ水の流入や降雨により水浸した場合にスレーキングを受けやすい。したがって、発生したキ裂や施工した弾丸暗キョが降雨やカンガイ水により再湿潤した場合、土壌がスレーキングを起こして閉鎖しやすい。

3) 作土の細土塊をかきまぜた場合、土の透水係数は大幅に減少（ $10^{-5} \sim 10^{-7} \text{cm/sec}$ ）するが、粗い土塊をかきまぜた場合は透水係数は低下しない（ $10^{-2} \text{cm/sec}$ ）。

ホ場における現場透水試験の結果より、乾期には透水係数が $10^{-3} \sim 10^{-5} \text{cm/sec}$ （深さ60cmまで）であるが、雨

期には $10^{-6} \text{cm/sec}$ （深さ30cmまで）に低下した。この原因は土壌が湛水によってスレーキングを起こしたこととシロカキ作業によって作土が練り返され、水みちがふさがれてしまったためであると推定される。

4) 地耐力はホ場条件によって異なるが、同一ホ場においては、土壌含水比が60%以下、地下水位が30cm以下の条件のとき地耐力は急激な増加を示す。このことは室内実験結果でもほぼ同様な傾向を示した。また、この条件は蒸発による排水では80mm以上の排水を行うと満足できる。

以上の結果より次のことを提案したい。

マレーシャ・ムダ地区の水田土壌は乾期に蒸発量が多く、降雨がないため平均30cm程度までキ裂が発達し、透水性はよく、地耐力も大きい。しかし、土壌が湛水によって再湿潤されるとスレーキングによってキ裂がつぶされ、さらにシロカキによって土壌はかきまわされて排水不良となり、ホ場の地耐力は低下する。

したがって、地耐力を強化するためには耕起は粗く行い、シロカキ作業をなるべく少なくすることが必要である。できれば中干し並びに収穫前の早い時期に落水し、表面排水や地下排水を行い、表面水や土壌水の水みちになるキ裂の発達を早め、キ裂を暗キョにつなげることが必要である。

今回の試験は著者のうち、山下が1977年3月から1979年7月まで、永石が1979年6月にマレーシャ・ムダ地区に熱帯農業研究モニターより派遣されたとき試験を行ったものである。このような調査、試験の機会を与えていただき、種々な面で御指導いただいた熱帯農業研究センターの岡部所長、梶原部長、八島主任研究員、および農業土木試験場農地整備部の各研究員の人々に感謝いたします。また、現地のムダ農業開発庁やムダ州作物生産センターの職員の人々の多大な御援助を頂いたことをここに記して謝意を表します。

#### 引用文献

- 1) 佐藤晃一：粘質土壌の乾燥前歴と収縮ならびにスレーキング特性について、農土論集, 28, 12~16 (1969)

[1979.10.5受稿]

## イスラエルの自然と農業

三 野 徹\*

Impression of Nature and Agriculture in Israel

Toru MITSUNO

Faculty of Agriculture, Kyoto University

今、私はイスラエルの北部、ハイファにありますイスラエル工科大学 (Technion-Israel Institute of Technology) の土壌科学研究室に、9ヶ月の予定で滞在しております。こちらに着いてから約3ヶ月、当初は大変なところへ来てしまったというのが本音でしたが、やっと日常の生活にも慣れ、なかなか味わいのあるこの国を遅ればせながら歩き廻りはじめたところです。したがって、まだこの国についての体系的知識を持つに至ってはいないのですが、とりあえず、今まで見聞したことをもとに、イスラエルの自然と農業についての印象を整理してみたいと思います。

### (1) イスラエルの自然環境

イスラエルは地中海の東端に位置し、アジア、ヨーロッパ、アフリカを結ぶ細い通路にあります。また、メソポタミアとナイルの二つの古代かんがい文明の中心地を結ぶ、いわゆる豊かな半月弧(無かんがい地帯)の中央に位置しており、古くは聖書の時代から現代のパレスチナ問題に至るまで、常に世界史上にいろいろの話題を撒いてきたところです。私もこの程度の知識しか持たずにこの国へやって来たのですが、まず驚ろかされたのは動植物相が複雑で種類が豊富なこと(例えば、この国には花が咲く植物は約2,800種あり、シクラメンも、クロッカスも、チューリップも、アネモネも、ポピーも、ヒヤシンスも、こちらではすべて野生で見られます)、傾斜地の果樹園や畑のいたるところに、大小さまざまな礫がゴロゴロしていること、そして気象・気候のコントラストが激しいことでした。いずれもこの国が位置している地理的環境と、水文気象環境の特質に由来しているようです。

植生図を見ますと、この国はちょうど世界の三つの主要な植物地帯、すなわち地中海、サハラシンド、イラン・テュラン各地帯の結合点に当たり、さらに一部にスーダン地帯が入り込んでいて、この狭い国土はさながら植物園のような様相を呈しています。湿潤、乾燥地帯の植物が

降雨分布と土壌区分の上にみごとに共存し、あるいは棲み分けているさまは、この国の宗教的、人種的、言語的、多様性に加えて、もう一つの多様な側面を与えているようです。先日もベテサン近くのあるキブツを訪問した時に、まず日本庭園があるのに驚ろかさされ、そのイチョウの木の下に池の中にハスの葉が浮び、パピルスが生え、その根元で金魚が泳いでいるのを見た時、何とも妙な気持ちになりました。日本でも有名なジャッファ・オレンジも、数世紀前に中国から渡って来てここに棲みついたとのこと、万事がこの調子で、動植物にとってはよほど棲み心地の良いところと思われます。

現在、雨季のまっただ中にあり、よく雨が降ります。私のいますハイファでは年平均雨量は600mmとのことですが、しかし、12月と1月の月平均雨量は150mmを越え、それに前後の11月と2月を加えますと、ほとんどの雨はこの4ヶ月間に集中しており、逆に5月から9月まではほとんど降らないとのこと。雨天の日はほぼ一週間間隔で2~3日つづき、さらに雨は、ほぼ一時間おきに雷と風を伴って間歇的に降りますので、降雨強度は極めて大きく、雨中では傘は全く用をなしません。

この雨も、車で約一時間離れたベテサンでは300mm/年、さらにそこからヨルダン・バレーを南へ下った死海の南のスドムでは50mm/年と、信じられないような鋭い空間的降雨分布を形成しています。これは、地中海をジェット気流に乗って西から東へと流されてくる移動性の温帯性低気圧によって、この国の雨がもたらされるせいとのこと、この低気圧が地中海東端のこの国にぶつかって沿岸地帯に雨を降らせるために、背リョウ山脈を越えた海岸からわずか数10kmしか離れていないヨルダン・バレーでは、雨量は極めて少なくなってしまうとのこと、

### (2) イスラエルの土地利用

カルメル山の中腹にある私のアパートから、黒褐色をしたみるからに肥沃そうなジェズレルの谷の西端が一望できます。そこでは中央をキション川が流れ、石油コン

\*京都大学農学部 (現在イスラエル工大客員助教授)

ピナートの工場群が建ち並び、その周辺の農地には、私  
が来た時には現在最も省力的に栽培できるといわれている  
綿花が一面に植えられていました。しかし、イスラエル  
ではこのような平地の土地利用が進んだのは、大規模  
な排水改良が可能となった今世紀に入ってからのこと  
で、歴史的に見ると、土地利用の中心は、ほとんどジェ  
ルサレムに代表されるように、石灰岩を母岩とする地帯  
に限られていたようです。一見しますと総雨量は少ない  
ようですが、前述しましたとおり降雨強度は極めて強く、  
またその分布はかなり気まぐれで、そのために傾斜地  
の土壌はほとんど洗い流され、また、洗い流された土  
は谷部や平地に厚い堆積層を作り、極度に重粘な排水不  
良地を形成しています。これが平地の土地利用を阻んで  
きた原因のようです。土壌侵食量はローマ時代から見ても  
数mにもものぼるということで谷部のローマ時代の遺跡  
の発掘現場を訪ねて見ますと、たいいてい数10mにもぼ  
る土の中に没れています。

そのために、逆に傾斜部の農地では土壌が洗い流され  
て、後に残った礫がゴロゴロしている景観を呈すること  
になるようです。したがって、傾斜地の農地はとくに保  
水性が乏しいように見受けられ、ほとんどブドウやオリ  
ーブなどの根の深い果樹類が植えられ、また礫を周辺に  
寄せて土壌侵食を防ぐよう工夫されています。ジェルサ  
レム周辺では、延々と礫の列が等高線に沿って広がって  
いるのが見られます。一方、小さな谷の凹部では、斜面  
部から運ばれわずかに堆積した土壌の上に、小麦や大麦  
が植えられ、さながら日本の谷地田（谷地畑？）を思い  
起こすような風景が見られます。

### (3) 水収支の配分調整

時間的、空間的に激しいコントラストのついた水文環  
境を、人工的にいろいろ調整することが、長い歴史を通  
じてこの国の土地利用に最大の課題を提供してきたとい  
えそうです。古くはジェルサレムのオールドシティ、ある  
いは孤立した残丘上にあるマサダの宮殿などは、舗装道  
路の側溝が地下に設けられた貯水槽に導びかれており、  
極めて巧妙な水を中心とした都市計画の行われていたこ  
とがうかがえます。また最近では、北部のキンネレット  
湖（ガリレーの湖）を水ガメとして、そこから延びる水路  
網がこの国のすみずみにまで張りめぐらされています。

キンネレット湖から排出される水は、自然の状態では  
ヨルダン河を下り死海に達するのですが、この国に降っ  
た雨のうち（シリアやヨルダンの一部もこの流域に含ま  
れますが）、地中海側へ流出する成分と蒸発量を差引い  
た残りはすべてヨルダン河に流出し、死海へ入ること  
になります。キンネレット湖の水面は地中海の海面下210  
m、死海に至っては-399mと地球上で最も低い場所と  
言われ、ここから外への出口は全くありません。したが

って、周辺から死海へ集まる水は、死海の蒸発量にバラ  
ンスしているはずで、この微妙な自然のバランスには驚  
嘆せざるをえません。しかし、キンネレット湖を頭とす  
るこの国の水利組織は、ほとんどがこの流域外の地中海  
沿岸地帯の人口密集地を覆っており、このバランスを大  
きく攪乱していることになります。最近、徐々にではあ  
りませんが、このバランスの変化が顕在化していること  
です。

死海の水は、流入水に含まれる溶解塩が蒸発によって  
長い年間をかけて濃縮され、通常の海水の10倍以上も  
の濃度に至っています。私は日本にいる時に、乾燥地帯  
での土壌中の塩類集積問題を、どうしても実感として把  
握することができませんでした。しかし、この国に来て  
いくらく洗っても乾くとガラスのコップにうつすらと  
白いくもりが出来るのを見て、また、この死海の塩分濃  
度の異常な高さを見て、はじめて実感として納得した次  
第です。

### (4) 砂漠開発と海水の淡水化

さて、ハイファから200kmほど南へ下った、ベエルシ  
ェバからネゲブ・シナイの砂漠にかけて事情は全く異なる  
ようです。雨量はほとんどなく、水が制限となって土壌  
は良好であるにもかかわらず植物は生育できず、そのた  
めに放置されている広大な土地が広がっています。しか  
し、最近エジプトとの和平の関係でにわかに注目され、  
この大学でも盛んに開発構想が論じられています。

例えば、原子力工学、除塩工学そして農業工学が一体  
となって、1,200MWの発電用原子炉を中心にその廃熱  
を利用した110×10<sup>6</sup>ガロン/日の能力を持つ海水淡水化  
プラントを建設し、その水を利用して30,000ha、6,00  
0戸の新農村を建設しようというプロジェクトが、アメ  
リカ・エジプトとの共同事業として、かなり真剣に論議  
されています。このプロジェクトは、エネルギー供給基  
地、食糧生産基地、砂漠への定住圏拡大、そして、エジ  
プト・イスラエルの和平の実態化などのさまざまな機能  
を持っており、エネルギー・コンビナートとしても大変  
興味をそそられるところがあります。質的にも、規模的  
にも日本の農村計画とは全く異った村落計画が立てられ  
ており、少し羨しい気もしないではありません。

この国では、水の配分調整から、水を作り出す段階に  
至ったわけで、水に対するこの国の執念が感じられるよ  
うです。

### (5) イスラエルの農業

この国の農業は、今、いろんな点で曲角にきているよ  
うです。キブツとして有名な集団農場も、もとはと言え  
ば宗教的共同体、集団自衛組織として発生し、それを軍  
事上の必要性から組織的に発展させたもののように思わ  
れます。しかしパレスチナ問題の変質、イスラエル国家



の既成事業の定着の下に、最近のこの国の最高裁の判決にも見られるように、もともとの意味は、だんだん薄れつつあるようです。加えてキブツ内部の世代の交替とともに、集団体制の必要性をどのように意義づけてゆくかについて、いろいろ苦慮しているように見受けられます。畜産と耕種を組合せた大規模な複合経営や、ほとんどのキブツが何らかの工場を持っていて、農業経営の危険分散と労力の定常化を図っているのが目につきます。しかし、物質複合や労働複合の効率は、かならずしも良くはないようです。また、うまく工場経営の展開したキブツでは、どちらが本業かわからなくなってしまったもの、そして観光キブツなど、日本の農業とどこか似かよったものを感じないわけではありません。やはり、農業そのものの持つ宿命なののでしょうか。年率120%を超えるインフレの中で、つい最近鶏肉が値下がりしました。何か、この国の農業が持つ苦悩の一側面を見たような気

がします。

どうも、あまりまとまらないことを長々と書いてしまいました。東洋と西洋の不思議な混乱の中で、日を経るにしたがって、東の極からはるばるやって来た私の頭の中も、益々混乱の度を増してゆくようです。その中で、とくに、私のおります研究室の秘書の言葉が印象的でした。『あと二世代待って下さい』という彼女の言葉の中に、イスラエルの人々の建国にかける意気込みを感じました。しかし、私は、この混乱は彼女の期待通りに収束するのではなく、この国の何も彼も取り込んで行く不思議な特質の下で、ますますどうしようもない混乱の極へ向かうのではないかという気がしてなりません。それでいて、妙に全体的に調和のとれた姿、これこそこの国の成熟した未来の姿ではないでしょうか。そのような姿を頭に画いているのが、今の私です。

[1980.1.19受稿]

## お知らせ

### 第12期日本学術会議会員選挙について

第12期日本学術会議会員選挙は昭和55年11月25日投票締切で行われます。土壌物理研究会では候補者として、元会長須藤清次（茨城大学農学部）氏を推薦いたしました。

#### 御注意

学術会議会員選挙の投票用紙は、10月中旬ごろに有権者名簿に登録されている住所に送付されます。お忘れなく投票して下さい。

## 土 壤 水 分 の 測 定 法

矢 部 勝 彦\*

Soil Moisture Measurement

Katsuhiko YABE

Faculty of Agriculture, University of Osaka Prefecture

## ま え が き

耕地における自然状態の土壌水分量を連続的に同一地点で測定することは、畑地かんがいではかんがい用水量に関する諸元を決定する上で非常に大きな意味を有する。また、その他土壌の物理的性質及び力学的性質、土壌水分と植物の生育状態を調査する上でも大きな意味をもつ。このため、土壌水分量の測定法に関する研究が古くから行われ、現在もなお研究は続けられており、測定方法の種類も非常に多い。そこで、現在までに発表されてきた土壌水分量の測定方法の中で代表的なものを列挙しそれらの簡単な説明を加え、さらに、現在、主に野外で供用されている測定方法に関して解説を加えたい。

## I 各種の土壌水分測定について

各種土壌水分量の測定法に関して、物理的方法(直接、水の物理的性質を測定の手段とするもの)、化学的方法(水と化学薬品との化学作用を利用するもの)と電気的方法(電気的性質を測定の手段とするもの)の3種に大別される。それらの各種測定法の名称、測定原理、同一地点の連続的の測定の可否、可測水分範囲及び特徴等について表-1に示す。

## II 野外での土壌水分測定について

野外における自然状態のもとで経時的ないし、同一地点の土壌水分の変化を連続的に追跡するためには前節で示したように多くの方法が考えられる。そこで、現在までに主に野外で使用されてきた測定方法の内、テンシオメーター法、電気抵抗法、誘電恒数法、中性子線法及び熱伝導度法について順を追って説明を加える。

## (1) テンシオメーター法

本法の原理は、土壌中の所定の部位に埋設した多孔質磁管にビニール製導管を介して圧力計に連結し、水を満した多孔質管の壁を通じて土壌水と管内の水とを水理学的に連結させ、土壌水の圧力と管内の圧力とを平衡状態

にさせ、圧力計の示度から水分張力を読み取る装置である。もっとも一般に用いられている水銀マンノメーター式テンシオメーターの装置を図-1に示す。本法では直接土壌水分量を知ることができないため、別に図-2に示すような土壌水分張力-水分量曲線を作成しておき、張力値の読みを水分量に読みかえる必要がある。一方、本法の特徴は、簡単に自作でき、操作も簡単で連続測定が

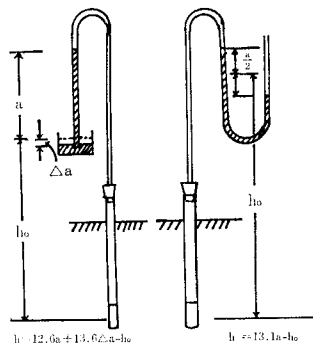


図-1 テンシオメーター模式図

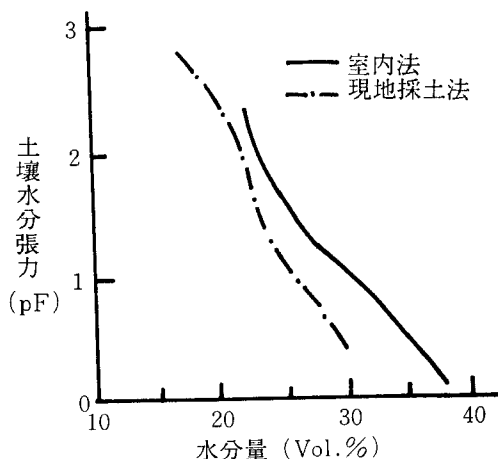


図-2 テンシオメーターのキャリブレーション・カーブ(湯村による)

\*大阪府立大学農学部

表-1 各種土壌水分測定法

測定法名称	可測水分範囲 (pF)	土壌の攪乱度(大, 中, 小)	同一地点連続測定(可, 否)	野外測定(適, 普, 否)	測定原理	特 徴	文 献
普通炉乾法	0~7.0	大	否	普	加熱乾燥	正確であるが採土量, 礫含有量に問題	1), 2)
赤外線乾燥法	"	"	"	"	赤外線乾燥	時間の短縮, 採土量, 礫含有量に問題	
定量採土法	"	"	"	"	一定容積土壌の加熱乾燥	仮比重, 三相分布測定可, 採土量礫含有量に問題	3), 4)
ソイルポイント法	3.0~4.2	小	"	"	埋設ソイルポイントの吸水量変化	平衡時間が長い	5), 6)
多孔質プラグ法	"	"	可	"	埋設多孔質プラグの吸水量変化	平衡時間が長い, プラグと素焼体との接触に問題	7), 8)
ドロップテスト法	0~7.0	大	否	"	} 成形供試体の変形, } 土壌への計器針の圧 } 入抵抗	} 土木工事現場での迅速測定, 精度劣る	1), 9) 10),
Availameter法	"	"	"	"			
氷点降下法	2.9~4.8	"	"	否	土壌水分の氷点降下度	サンプル量に問題	11), 12)
蒸気圧法	4.5~6.4	"	"	"	ある蒸気圧と平衡した土壌水分自由エネルギー	サンプル量により平衡時間が左右される	15), 16)
遠心法	2.5~4.2	"	"	"	一定遠心力と平衡した土壌水分量	測定時間が短い, 体積変化に問題	13), 14)
土柱法	0~1.5	中	"	"	一定土壌水分張力と平衡した土壌水分量	平衡時間が長い	13), 17)
吸引法	0~3.0	大	"	"	一定吸引圧と平衡した土壌水分量	"	18), 19)
加圧板法	1.0~3.2	"	"	"	一定加圧力と平衡した土壌水分量	"	20), 21)
加圧膜法	3.0~5.2	"	"	"	"	"	22), 23)
テンシオメータ法	0~3.0	小	可	適	多孔質カップを介した土壌水分張力	ヒステリシス, 温度の影響	24), 25)
サイクロメータ法	3.0~4.7	中	"	"	露点に達するまでの温度降下度	迅速測定, 温度, 熱電対に問題	26), 27)
超音波法	0~	小	"	"	超音波伝達速度の減衰割合	試作段階, 温度, 塩類濃度の影響小	28), 29)
中性子線法	0~7.0	"	"	"	速中性子とH原子との衝突散乱による熱中性子化	絶対水力量測定, 高価危険性	30), 31)
熱伝導度法	"	"	"	"	土壌水分の熱伝導度	局部的乾燥	32), 33)
電気抵抗法	(1.5~4.2)	"	"	"	吸収体ブロック中の電極間電気抵抗	温度, 塩類濃度の影響	34), 35)
誘電恒数法	2.7~4.2	"	"	"	電極間の電気容量	温度の影響, 漏洩コンダクタンスに問題	36), 37)
アルコール燃焼法	0~7.0	大	否	普	アルコール燃焼による脱水	迅速測定, サンプリングに問題	38), 39)
カーバイト法	"	"	"	"	発生アセチレンガスの圧力	"	40), 41)

でき, 安価であり, 自記記録ができることである。問題点としては, 温度の影響を受けること, タイムラグが存在すること, 土壌の脱水が進むと根への線水源になる等計測誤差を伴うことが, 室内法と現地採土法によるキャリブレーション・カーブの作成がむずかしいことなどが考えられる。

(2) 電気抵抗法

本法の原理は, 一定間隔に2極の電極を包埋した多孔

質吸収体を土壌中に埋設し, 吸収体の吸湿水分と土壌水分が平衡状態に達したとき電気抵抗を測定する方法である。電極を包埋する吸収体の材質により石コウブロック土壌水分計とかガラスフィルタブロック土壌水分計(図-3)と名称がつけられている。本法でも直接土壌水分量を知ることができないためキャリブレーションカーブを作成しなければならない。例えば温度補正に関しては図-4に示す。また, 土壌水分の可測範囲は吸収体の材

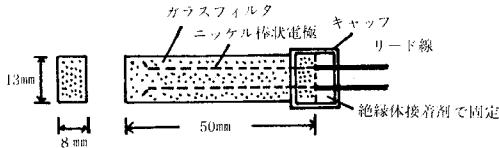


図-3 ガラスフィルタブロックの構造図

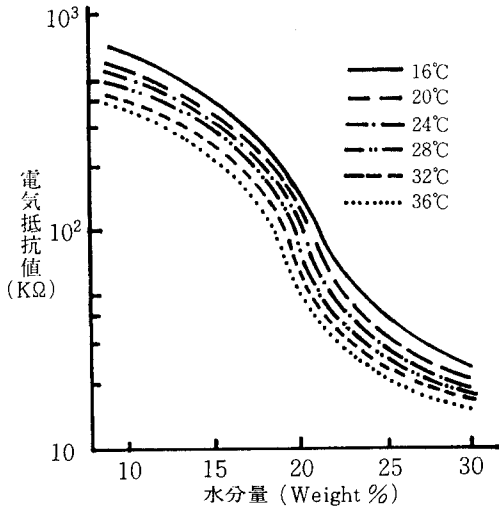


図-4 電気抵抗式水分計（ガラスフィルタブロック）の温度補正に関するキャリブレーション・カーブ

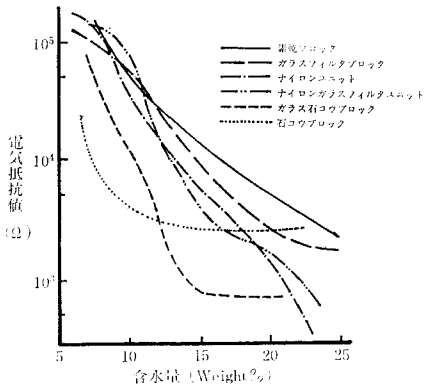


図-5 電気抵抗式水分計のキャリブレーション・カーブ（西出による）

質により異なる。これらの材質の違いによるキャリブレーションカーブの一例を図-5に示す。本法の特徴は、小型で、構造は簡単、取扱いも簡単で連続測定はもとより自記記録も可能で安価な土壌水分測定法と言える。問題点としては、温度、土壌溶液濃度の影響を受けること、吸収体の孔隙性を規制した抵抗特性の個体差をなくせないことが挙げられる。

(3) 誘電恒数法

本法は、絶縁した2果の平板電極あるいは棒状電極と円筒状電極間に被測定物を挟んだ場合、この電極間に静

電容量ができる。この静電容量は物質の誘電率に比例する。一方、この誘電率は普通の物質で10以下であるが水は約80もあるので、含水量の増加と共に含水物質の見かけの誘電率が増加し、静電容量も水分量に比例して増大する。したがって、静電容量の変化を知ることにより土壌水分量を測定できる。適用にあたっては、予め静電容量—水分量のキャリブレーションカーブを図-7に示すように作成しておき、野外での静電容量を測定することにより土壌水分量を読みとる。本法の本徴は、土壌中の塩類濃度の影響が小さいこと、低水分領域で感度が良く、迅速測定が行え、しかも可測水分範囲が広く、自記記録が可能なことである。問題点としては、温度の影響を受けること、漏洩コンダクタンスの存在すること及び高価なことなどがあげられる。

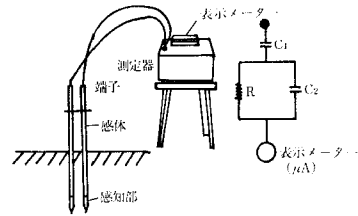


図-6 D I K誘電式水分計の模式図

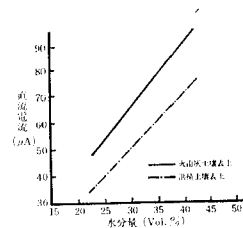
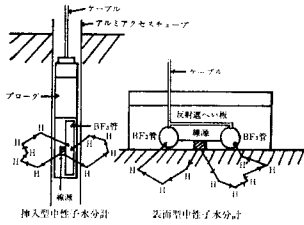


図-7 誘電式水分計のキャリブレーション・カーブ（美園による）

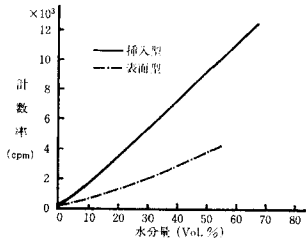
(4) 中性子線法

本法は、中性子源（Ra,  $^{210}\text{Po}$ , Am等）から放射された速中性子が周囲の水のH原子と弾性的に衝突を繰返して減速され、ついに熱拡散速度のエネルギーをもつ熱中性子となる。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H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り水分量を知ることができる。この中性子線法による中性子水分計には図-8に示すように挿入型と表面型の2種類ある。

中性子水分計は一定体積内の水分量の容積比と対応するものであるから土壌の仮比重が既知のもとで図-9に示すような含水量—計数値のキャリブレーションカーブを予め作成しておく必要がある。野外測定では、地表面



図一八 中性子水分計の模式図



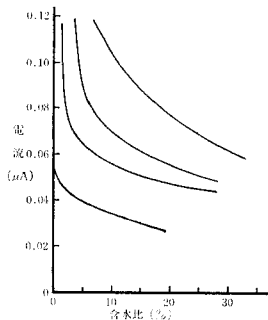
図一九 中性子水分計のキャリブレーション・カーブ

近くの土壌水分量を知るために表面型の中性子水分計を使用し、土壌中の水分の垂直分布や地表面から任意の深さの水分量を知るために挿入型の中性子水分計を使用する。また、挿入型を使用する場合は図一八に示すように円筒形プローブを挿入するためのアクセスチューブが必要となる。

本法の特徴は、非破壊的、迅速で測定時の個人差がないこと、自記記録が可能でしかも他の水分測定方法よりも精度高く測定できることである。問題としては、安全性、高価、軽量化及び鉛直分解能を高めなければならないことなどがあげられる。

(5) 熱伝導度法

本法は、土壌中に埋設したコイルに電流を流すとジュール熱が発生し、このコイル周辺の土壌水分が場い場合には熱伝導度が高く、その熱は土壌中に放出してコイルの温度が低下する。したがって、この抵抗変化をホイートストーン・ブリッジに接続した電流計の電流の大きさ



図一〇 熱伝導式土壌計のキャリブレーション・カーブ (Shaw, B and L. D. Baver による)

を測定することにより土壌水分量を知ることができる。適用にあたっては予め図一〇に示すような電流-水分量のキャリブレーションカーブを作成しておき、野外での電流を測定することにより土壌水分量を読みとる。本法の特徴は、塩類や地温の影響がなく、検出出力の取出しが比較的容易で自記記録が可能であること。問題点としては熱平衡に達するまでの間に熱源付近の局部的乾燥および熱コウ配による水分移動があり、そのため熱伝導度が低下し計測誤差を生じることがあげられる。

あ と が き

本編は土壌水分の測定法についての詳しい説明は避け、使用機器を選択するにあたり、少しでも参考になればと思ひ土壌水分計測に使用され、しかも自記記録可能な測定法に関して概説したものである。土壌水分測定法に関する文献は非常に多く、全てを紹介しきれないので、できるだけ最少限にとどめ、外国と日本における文献を1つずつ紹介するにとどめた。

引用文献

- 1) 浅川美利：土と基礎，6(6)，25～32 (1958)
- 2) Aljburg, F. K. and D. D. Evans : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25, 180～183 (1961)
- 3) 美園 繁：日土肥誌，31，216～220 (1957)
- 4) Garton, J. E. and E. R. Crow : Agr. Eng. 35 (1954)
- 5) 玉井虎太郎：九大農芸雑誌，7，1～13 (1936)
- 6) Livingston, B. E. and R. Kotetsu : Soil Sci. 9, 469～485 (1920)
- 7) Davis, V. E. and C. S. Slater : J. Amer. Soc. Agron. 34, 285～287 (1942)
- 8) Richards, L. A. and L. R. Weaver : J. Amer. Soc. Agron. 35, 1002～1011 (1943)
- 9) Turnbull, J. M. : Proc. A. S. C. E. 82, 933～949 (1956)
- 10) Allyn, R. B. and R. A. Work : Soil Sci. 51, 307～322, 391～406 (1941)
- 11) 山中金次郎：日土肥誌，5，47 (1931)
- 12) Richards, L. A., R. B. Campbell and L. H. Heaton : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 14, 47～51 (1950)
- 13) 中村忠春：土壌物理研究，No. 2，16～19 (1965)
- 14) Briggs, L. J. and J. W. McLane : Proc. Amer. Soc. Agron. 2, 138 (1910)
- 15) 土壌物理性測定法，155～157 (1975)
- 16) Schofield, R. K. : Trans. 3rd Intern. Congr. Soil Sci. 2, 37～48 (1935)
- 17) Russell, M. B. : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 7, 90～94 (1942)
- 18) Bradfield, R. and V. E. Janison : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3, 70～76 (1938)

- 19) Bruce, R. R. and A. Klute : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 27, 18~21 (1963)
- 20) Richards, S. T. : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3, 57~64 (1938)
- 21) Richards, L. A. : Soil Sci. 66, 106~110 (1948)
- 22) 福田仁志 : 農土研, 27, 57~59 (1957)
- 23) Richards, L. A. : Soil Sci. 68, 95~112 (1949)
- 24) Richards, L. A. : Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 18, 7~10 (1954)
- 25) 鈴木重義 : 農土研, 30, 435~439 (1960)
- 26) 高倉 直 : 農業気象, 28, 245~248 (1973)
- 27) Richards, L. A. and G. Ogata : Soil Sci. (1954)
- 28) 種田行男他 : 農土論集, 46, 1~6 (1973)
- 29) Brustsaert, W. and J. N. Luthin : J. G. R., 69, 643~652 (1964)
- 30) 桂山幸典 : 土壌の物理性, No.35, 38~39 (1977)
- 31) W. Gardner and D. Kirkham : Soil Sci. 73, 391~ (1952)
- 32) 関山哲雄他 : 農気象, 26, 155~157 (1970)
- 33) Show, B. and L. D. Baver : J. Amer. Soc. Agron. 31, 886~891 (1939)
- 34) 西出 勤 : 岐大農報, 27, 1~81 (1969)
- 35) Bouyoucos, G. J. and A. H. Mick : Soil Sci. 63, 455~466 (1947)
- 36) 大起理化工業 : カタログ3報 (1966)
- 37) Anderson, A. B. C. : Soil Sci. 56, 29 (1943)
- 38) 山崎不二夫他 : 農及園, 30, 343 (1955)
- 39) Bouyoucos, G. J. : Soil Sci. 44 (1937), 46 (1938)
- 40) 山田 登 : 農及園, 26, 73~77 (1951)
- 41) 山崎不二夫 : 農土研, 13, 19~26 (1941)

[1980.2.6.受稿]

## 土 粒 子

## シ ス タ ン 平 野 の 砂 漠

須 藤 清 次\*

ヒンズークシ山脈（アフガニスタン）に発するヘルマンド川の終点の沖積平野は、イランのシスタン・バルチスタン州のシスタンと呼ばれている。その南の山中に州都サヘダンがあって、パキスタン鉄道の終点になっている。イランと接するパキスタンの州名も、同名のバルチスタン州で、いまバルチ族の問題でニュース種に上っているところである。シスタンの西部を占めるヘルマンド湖はこの水域の終点で、教科書のアトラスにも描かれている。

シスタンの中心の町は人口約4万人のザボール市で、H=500m, N31°で、雨量は50mm/年にすぎないから、正に砂漠地である。

そのようなところで人はどのようにして水を得ているのか、ということが問題になるが、水のあるところだけに人が住んでいるというべきものであろう。テヘランからザヘダンまでの空からみた景観は、山にも野にも一木一草もなく、ただ赤・褐・黄・灰の地肌の色彩が沈黙している曠漠とした大地のみである。山裾にはときに数十戸の部落がみられる。その家屋には木が使えないから、日干し粘土（煉瓦を焼く火も得難い）のアーチで屋根を造る。壁も扉もすべて土で造られるから、部落も泥色で覆われている。

シスタンは小麦作地帯であるが、ここのオアシスは、さきに述べたヘルマンド川の表流水が水源となっている。ヘルマンド川(L=1,050m)の上流はヒンズークシ山脈の雪が主なもので、途中はアフガニスタンのマルゴ砂漠を横ぎっている。それでもシスタン・デルタの入口のところでお流量は116億 $\text{m}^3$ /年といわれている。利根川の流量は栗橋地点で61億 $\text{m}^3$ /年である。シスタン・デルタの面積は25万haで、農耕地とされているところは現在7万haである。この平野面積と耕地面積は、ちょうど霞ヶ浦流域とその耕地にそれぞれ等しい広さである。またシスタンはデルタ地形であるから地表勾配は $1/4,000$ ～

$1/6,000$ である。水量・面積・地形などだけを読むならば技術者には、農業開発の夢がすぐに浮かんでこよう。しかし、そのためには解決を要する課題が残っている。

土壌型は大部分はソロンチャク—US塩類土研の分類では、塩類・アルカリ土である。地下水のECは大略26mmho/cm（海水の半分値）、ヘルマンド川の表流水でも0.8であるから水稻の田植水には使えない。

土の密度はVsでclay56%, loam58%, sand 61%と締まっており、灌水後でないとき耕起が困難な硬さである。したがって、在来の農具は鍬は勿論のこと、尖（スキ）も衝撃力を使うようになってきている。

気象条件ではさきに少ない雨量に触れたが、湿度は年平均39%（最高は雨期の2月で59%、最少は乾期の8月で20%）、気温は年平均21.6℃（最高月は7月34.0℃、最低月は1月8.5℃）。さらに大きな特徴は強風の120日といわれる夏期の風である。熱研の内山泰孝氏の調べによれば、風速11m/s以上の月間日数は5月：13、6月：20、7月28、8月：24、9月：15日に及び、その他の月は約5日である。大地は乾燥しているから、強風のときは粘土のサスペンションが霧（モヤ）のように地表を覆い50m先は霞んでみえない。自然堤防の地帯では砂のサルテーションで砂丘が移動する。シスタン砂漠だけでなく、アフニスタンのマルゴ砂漠やパキスタンのバルチスタン州も同様に北西の強風にさらされている。

このような砂漠での農業の開発・維持は、湛水による塩除と給水、および風食対策の二つ施策が求められている。営農の点からみれば、地表の植物をすべて飼料となる遊牧との組み合わせが、砂漠の風土にあったものといえよう。内戦のアフガニスタン、イスラム共和国のパキスタンとイラン、これらのくくにのくびととの伝統と文明の相克の続くいま、われわれはただ文明についてのみ語れるだけである。

[1980. 1. 21受稿]

\*茨城大学農学部

## 書 評

シュフェー／シャハトシャーベル 「土 壌 学」

(佐々木清一・長谷川寿喜 訳, B5版)  
(469pp, 博友社, 1979年11月刊, 8,500円)

本訳書は、F. SCHEFFER, P. SCHACHTSCHABEL 両教授の“Lehrbuch der Bodenkunde”の第9版(1976年)の全訳である。B5, 469ページのかなりぶあついで大冊である。土壌学の基礎に重点をおいたかなり程度の高い著述で、中欧における新しい知見が幅広く盛り込まれている。

本文は5編、計29章に分かれ、第1編土壌の生成と組成は、無機土壌母材、風化、粒度(組織)、土壌の鉱物組成、Si, Al, Fe, Ti および Mn の酸化物とその溶解度、粘土鉱物、有機物質、有機-無機結合物、土壌生物の9章より成り、全ページ数の約2割を占める。第2編土壌の性質には5割に近いページをさいて、カチオン交換、アニオン吸着、土壌の酸性、酸化還元反応、フロク化と解膠、土壌構造、土壌水、土壌空気、土壌温度、土壌の色、植物養分、植物有害物質、土壌中の有機生物防除剤の挙動の13章に分けて、それぞれ基礎的な解説を加えると共に豊富な実例をあげている。第3編土壌の生成とその系統分類には2割強のページを当て、土壌発達因子、土壌の発達過程、土層の名称、土壌の系統分類、中部ヨーロッパの土壌、温暖あるいは大陸性気候の土壌、寒冷気候下の土壌の7章にしている。以上の1~3編が主体で、そのあとの第4編土壌の分布、第5編土壌評価には各7ページずつ、参考文献一覧に16ページ、索引に21ページをさいている。

新たな改訂は、H. P. BLUME 教授が土壌生成、土壌分類、土壌分布、土壌評価の各章について、K. H. HARTGE 教授が土壌構造、土壌水の各章について、P. SCHACHTSCHABEL 教授が粒度、有機物質、土壌酸性、栄養物質、有害物質の各章、U. SCHWERTMANN 教授が鉱物および岩石、風化、有機・無機複合体、カチオン交換、アニオン吸着、生物殺除剤の各章について記述し、そのほかG. BRÜMMER 教授が酸化還元反応の章を、W. R. FISCHER 博士が腐植物質の章を若干改訂した。

土壌の物理性についてまとまっては、第2編で土壌構造、土壌水にそれぞれ約30ページ、土壌空気に2ページ、土壌温度に4ページ、土壌の色に1ページをついやしている。土壌構造の章では、構造型、孔隙系の大きさや変化の方向、膨潤と収縮、及び構造の安定性と栽培上

の評価について述べ、土壌水の章では、ポテンシャル概念をもとに液相水、水蒸気の運動が説明され、水収支の中欧での例が紹介されている。

土壌分類では主にドイツ土壌学会分類委員会の分類体系が紹介され、その体系に基づいて、中欧の土壌が土壌クラス(綱)ごとに40ページにわたってくわしく記載されている。

ドイツでは1934年制定の土壌査定法により土壌の性質に気象と地形を加味して農業利用のために耕地土壌を査定することが行われている。したがって本書のような生成、分類、理化学性の理論を主にした教科書でも、随所に農林業の立場から見た実際的な評価に言及しているのはさすがだと感じた。有害重金属及び農薬の挙動に11ページをさき、養分の溶脱による水の富栄養化を取り上げているなど、土壌学の新しい分野への配慮も十分である。

ドイツの土壌母材は氷河堆積性で、農業事情もEECの域内にあって、わが国とは大きく異なる。したがって黒ボク土(アンドゾル)や水田土壌及び近年の集約野菜土壌に関する記載が少ないのは止むを得ないであろう。長い文明の歴史をもつ土地がらを反映して、ブラッゲン土、園地土、混層土等、長年の人為でできた畑土壌の例が主にMÜCKENHAUSENの著書に基づいて紹介されている。

前記のように、章によっては主著者以外の専門家数名の校訂を経ているが、全体として基礎から説きおこすという基本線はよく守られているように思われた。

訳者の註が要所に加えられていること、参考文献が原著と異なり巻末に一括されていること、及び独文索引項目1,267と共に和文索引項目1,415が付されていることは、読者にとって便利であろう。引用文献番号の脱落や校正もれがわずかにあった。

本書は、応用科学として関連するところの広い土壌学を基礎から説きおこした書として、単に土壌肥料関係者だけでなく、農業土木、農業機械、作物栽培等の関係者にも熟読、活用していただきたい新刊書の一つである。

(湯村 義男)

(1980. 7. 15受稿)



## 総目次 (21~40号)

巻頭言	号	ページ
山崎不二夫：農地工学と土壤物理	21	1
須藤 清次：土壤物理の成立へ	22	1
美園 繁：土壤物理研究会の発展のために —会長退任の挨拶にかえて—	23	1
国分 欣一：基礎と応用	24	1
横井 肇：一土壤研究者の感想	25	1
田淵 俊雄：土壤物理の発展	26	1
宇野 要次	27	1
木下 彰：15周年を迎える	28	1
佐久間敏雄：15周年を祝う	29	1
前田 隆：土と水	30	0
須藤 清次：解答者から提案者へ	31	1
湯村 義男：野菜花キ分野から	32	1
中川昭一郎：農村地域における物質循環と土壤物理	33	1
寺沢 四郎：土壤物理研究と技術の国際交流	34	1
手島 三二：結成20周年を迎えるにあたって	35	1
久馬 一剛：土壤生態学と土壤物理	36	1
長堀 金造：農地環境をめぐって	37	1
岩田 進午：自由な雰囲気と批判的精神の確立を	38	1
湯村 義男：21周年を新しい飛躍の第一歩に	39	1
加藤 芳朗：溶液土壌学から構造土壌学へ —分析から総合へ—	40	1
シンポジウム		
「樹園地について」		
田辺 一：傾斜樹園地の機械化	22	3
篠辺 三郎：りんご園の改良	22	9
竹中 肇：みかん園の造成について	22	13
古賀 況：下層土の物理的要因とミカンの生育	22	19
永井 政雄：桑園土壌について	22	26
中川 行夫：樹園地の気象（講演要旨）	22	32
総合討論 「樹園地について」	22	33
「毛管水領域における諸問題」		
山本 晴雄：遠心力場における水分張力について —遠心法についての考察—	24	3
山崎 慎一：毛管水領域（土壌溶液中）におけ る養分の挙動	24	7
椎名乾治・野中仙三郎：毛管連絡切断含水量について	24	14
吉田 力：土壌の粘弾性挙動	24	11
秋山 豊：土壌の付着性について —毛管力との関係—	24	27
八木 茂：農業機械と土壌水分量の関連について	24	27
質疑応答と総合討論	24	32
「施設栽培における土壤物理的諸問題」		
河森 武：野菜栽培土壌の適性判定と土壌水分管理	26	14
高橋 和彦：野床々土の物理性と果菜類の生育	26	33
梅林 正直：施設栽培における土壌空気について	26	38
内嶋善兵衛：ガラス室・ビニールハウス内の温 度環境とCO <sub>2</sub> 環境	26	47
中島田 誠：施設栽培における灌水点	26	56
質疑応答と総合討論	26	57
「土壌構造をめぐる諸問題」		
有村 玄洋：北九州の赤色土の土壌微細形態的 特徴 —土壌動物排泄物の微細形態と 二、三の理化学性—	28	3
松口龍彦・蘭 道生・石沢修一・鈴木達彦： 土壌構造と微生物の生育	28	9
中野 政詩：土とくに砂質の土の保水の構造	28	15
桑原 徹：土中水と物理的・力学的性質	28	23
須藤 清次：力による土の変化	28	29
質疑応答と総合討論	28	33
「土壌のコンシステンシーをめぐる諸問題」		
千葉 豪：心土破碎の施工法と効果	30	1
岩間秀矩・石井和夫：重粘性土壌に対する砂客 土の易耕性改善効果	30	7
前田 隆・相馬尅之：土のコンシステンシーに 影響をおよぼす因子について	30	15
東山 勇：Atterberg Limitsの工学的意義	30	26
質疑応答と総合討論	30	29
「農林地の水収支」		
有光 一登：林地の水収支	32	2
梅田 安治：草地の水収支	32	8
丸山 利輔：水田の水収支 —とくに、水田内 における地表残留水量について—	32	11
長谷 嘉臣：樹園地の水収支 —地形改造を实 施した大規模ホ場の水収支—	32	16
矢野 友久：砂丘地の水収支	32	24
質疑応答と総合討論	32	29
「土壤物理からみた環境汚染」		
半谷 高久：環境における物質循環と土壌	33	2
松崎 敏英：香川義男・上原喜四郎：家畜生ふ んの多量施用と土壌の理学的変化	33	3
有水 暲：排水の土壌への循環	33	11

田淵 俊雄：水田肥料の流出 一NとPの水田への流入と流出一	33—16	古川 久雄：ジャワ島の土壌の物理性とくに硬 盤について	25—37
館川 洋：カドミウム汚染圃場の整備と土地改良	33—21	吉田 勲：乾燥密度増加による強度の減少について	26—3
質疑応答と総合討論 「土壌物理の基礎」	33—27	鬼鞍 豊・有村玄洋：有明海北西岸の海成沖積 平野における埴質水田土壌の二、三の 物理的特性	26—7
堤 和男：無機固体の表面官能基とその性質	35—3	林 尚孝：クーロンの摩擦法則について	27—3
吉田 武彦：プレート・モデルによる土壌中の 物質移動の検討	35—10	田淵 俊雄：確率・システムと毛管水分分布曲線	27—8
赤江 剛夫：土壌水物性研究の系譜	35—15	江崎 要・竹中 肇：八郎潟のヘドロ地盤の乾 燥過程について	29—13
嘉門 雅史：粘性土の構造と力学的特性	35—21	川村秋男・古賀 汎・山崎清功・氏家 勉：鈹 質土壌の物理性と茶樹の生育 一花崗 岩質茶園の調査事例一	29—21
粕淵 辰昭：土壌の熱的性質	35—29	前田 要：粗大有機物連用水田土壌の物理特 性について	30—33
質疑応答と総合討論	35—35	木内 一巳：実容積法について 一その測定対 象のふれと測定手段の誤差を中心に一	30—39
<b>I Recent Aspects on Soil Physics</b>		軽部重太郎：遠心法 PF 一水分測定に おける庄 縮の影響	31—21
Gardner, W.R. : Recent Progress in Soil Physics	37—3	古賀 潔：毛管水の負圧変化について	31—21
Warkentin, B.P. : Particle Interaction in Soil Physics	37—9	Warkentin, B.P. : Calculation of Interparticle Attraction for Clay Soils from Water Retention Curves	33—31
<b>II 各種木場における水収支の諸問題</b>		寺沢 四郎：相模川流域の水田・畑地における 深い土層の物理性	33—35
早坂 猛：火山灰台地における水分変動	37—17	小林 裕志：牧草根の土壌把握作用	34—2
三野 徹：傾斜開畑地における熱・水配分構 造と土壌の物理性	37—22	徳永光一・古賀 潔：PF吸引装置の改良につい て (I)	34—7
四方田 穆：樹林地の土壌改良後における水収 支について	37—29	上野義視・諸遊英行：地下水面上の土層におけ る水分消費型について	34—10
質疑応答と総合討論	37—35	佐藤 寛・古木敏也：水田に隣接した園芸施設 内の地下水位について	34—15
<b>「田畑輪換をめぐる諸問題」</b>		桜井 雄二：土壌の炉乾燥とサンプリングにお ける誤差要因	36—3
吉田 武彦：わが国における田畑輪換の位置づ けについて	39—2	永井啓一・葛上 久：土の強度定数に関する一考察	36—9
本田 太陽：田畑輪換と作物栽培について	39—9	大城 晃：静岡県下の主要柑橘園土壌の理化 学性と土壌溶液について	38—2
渡辺 春朗：田畑輪換に伴う土壌の変化	39—18	矢沢 正士：火山灰土壌下層土の分散性	38—9
足立 忠司：田畑輪換と還元田用水量	39—30	相馬 尅之：初期含水比が土の液性、塑性限界 に及ぼす影響 一土の塑性に関する研 究(1)一	38—16
高橋 強：田畑輪換と排水	39—35	内田 勝利：土の侵食性と物理的性質	39—50
総合討論	39—45	本村 悟・仲谷紀男：土壌の水収支機能につい ての2・3の考察 一八ッ岳土壌のア	
<b>報 文</b>			
吉田 勲：三階沖積土の粒度組成とコンシス テンシーと相関性について	21—3		
橋本良材・泉田又蔵：水稲の畑かんがいの栽培 による土壌の諸変化	21—7		
丸田 勇：粘土質の暗きよ施工田における排 水(2) 多収穫水田の排水と物理的性質	21—11		
須藤 清次：遠心 PF とその測定法	22—35		
吉田 勲：ピーク強度を示すセン断応力ヒズ ミ曲線について	23—4		
中野 政詩：「新期火山性成層土における水分 移動に関する研究」における土壌物理 的内容	25—33		

ンド土壌の例一 40-3

荒井 涼：泥岩構成土の物理的性質に関する  
実験的研究 一富山県氷見地区一 40-10

松本康夫・五十崎恒：傾斜開畑地の微地形条件  
とガリ侵食の関係について 40-18

矢部 勝彦：電気抵抗式土壌水分計に関する基  
礎的検討 一キャリブレーション方法  
の再検討一 40-26

**論 説**

五島 一成：畑地における干害可能性の推測 21-16

**総 説**

宮崎 毅：温度勾配下の不飽和水分移動 34-21

多田 敦：土壌工学を求めて 38-23

宮内 定基：繰返し载荷による粘性土の挙動 40-32

藤井克己・中野政詩：ペースト状態の粘性土に  
おける粘土粒子の配列と力学的性質 40-42

**資 料**

丹原 一寛：牧野土壌の物理性について 21-30

宮本 征一：土の濡れと撥水性 27-24

新関三郎・渡辺兼五：ブラウ耕（犁耕）競技会  
の審査項目と土壌物理性 29-3

新関三郎・渡辺兼五：ブラウ耕と土壌物理性 29-7

竹中 肇：転換畑における土壌水分と土壌構  
造の変化 31-24

根岸 久雄：重粘土水田の土層改良と用排水組  
織に関する研究 31-29

渡辺 春朗：第10回国際土壌学会から 31-34

安田 環：土壌の通気性測定の評価 33-43

前田 隆：ワーケンチン教授滞日中の随行印象記 33-49

北川 靖夫：アロフェンの微細形態 34-32

齊藤万之助：農用地造成作業と土壌の不均一化 34-37

佐々木信夫：透水性付与による高生産稲作のた  
めの基盤改善 36-15

福島 忠雄：泥炭土層特性と水田ホ場整備上の問題点 36-22

高見 晋一：植物一水関係の環境的側面  
一SPACの水の流れに対する数値モデ  
ルのアプローチ一 36-27

前窪 伸雄：芝生土壌の物理性測定結果につい  
て（I） 一締固め試験と土壌改良資  
材の効果一 37-47

前窪 伸雄：芝生土壌の物理性測定結果につい  
て（II） 一硬さの測定一 38-27

村上 康則：筑後川下流域の重粘性土壌の物理

性に関する研究 一ギチ土の物理的性  
質と微細構造について一 38-31

**解 説**

国分 欣一：水田におけるトラクターの走行可  
能性と土壌物理性について 21-21

松井 幹夫：鉱害復旧田の心土転圧について 21-28

木谷 収：アメリカの土壌力学研究 23-10

水之江政輝：カスビン平野（イラン）ならびに  
後竜地区（台湾）の土壌とカンガイ計画 23-14

久保田 徹：最近の西欧における土壌構造と作  
物生産に関する研究 23-20

穂波 信雄：車輪の接地面における圧力分布 25-3

田中 孝：トラクタのけん引性能と土の力学性 25-7

小中 俊雄：「モデルプレートによるスリップ  
沈下の研究」について 25-17

大森 正：水稲不耕起直まき栽培と土壌物理  
性について 25-19

加甲艶照・豊田広三：傾斜草地の土壌の物理性  
について 25-24

齊藤万之助：水田土壌の構造 25-28

岩田 進午：土壌水の物理およびその工学に関  
するシンポジウムに出席して 26-60

宮本征一・長堀金造：水質と土壌の透水性 27-10

木村 重彦：地下水現象への土壌物理学的接近 27-15

八島 茂夫：マレーシア・ムダかんがい事業にお  
ける水稲二期作導入と地耐力について 27-20

寺沢 四郎：砂漠の国クウェートの緑化研究に  
従事して 27-36

宮本征一・長堀金造：除塩の基礎 29-27

飯村 康二：土壌汚染についての基礎知識 31-3

藤尾 福蔵：水田泥の攪拌沈降硬化について 31-9

桂山 幸典：中性子水分計 35-38

長谷川周一：素焼板の作り方 35-40

金木 亮一：サイクロメーターについて 36-34

長田 昇：ポリライトによる土壌スライドの作製法 37-52

五十崎 恒：土壌の物理性とリモート・センシング 38-36

葛上 久：吸着熱測定法 39-57

安富六郎・軽部重太郎：粘土粒子間に作用する  
力の測定について 40-50

**書 評**

山崎不二夫著・農地工学（上・下）（中野政詩） 27-40

「八幡敏雄著 土壌の物理」を読んで（木下彰） 31-38

土壌物理用語事典 (長野間宏)	31-38	前川 孝昭: そ菜の洗浄と土壌付着	23-26
コリンズ「浸透理論-多孔性物体中の流体の運動」を読んで (中村忠春)	33-53	田淵 俊雄: 土壌物理雑感 ~新刊紹介をかねて~	24-37
柴崎達雄著・略奪された水資源 (須藤清次)	34-44	藤沼 善亮: 肥料の効果と土壌の物理性	25-47
宮下和喜著・絶滅の生態学 (須藤清次)	34-44	小山 雄生: 一門外漢から一言一	26-62
渡辺 裕・寺沢四郎著・環境測定法-農地土壌-	36-37	水落 勁美: 環境の構造と植物の生活	27-39
(須藤清次)	36-37	早野 恒一	31-39
日本土壌肥料学会編・集約農業下の土壌環境と肥沃性 (寺沢四郎)	39-17	根本 清一: 農業環境の変化と風蝕 -関東地域の概況今昔-	33-52
<b>土 粒 子</b>		岩佐 安: ペドロロジーの現場から	34-43
福桜 盛一	21-32	横井 肇: 無題	40-54
永塚 鎮男: ペドロロジーと土壌物理	22-40	高橋 知司: 土壌の物理性と作物生産力について	40-55

## 第22回シンポジウム

## 土 壌 物 理 に 関 連 す る 測 定 法 に つ い て

1. 茎キャパシタンスの測定法と土壌環境との関係……………松田兼三 (三 重 農 技 セ)  
岩尾憲三 (中部電力総合研)
2. 土壌団粒の安定性 (崩落度・分散) の測定法と土壌型との関連  
小川和夫 (北 海 道 農 試)
3. 圧力変換型テンシオメーターの問題点と現場測定法について  
西出 勤 (岐 阜 大 農)  
伊藤和己 (       "       )
4. 土壌の調査法と形態的分類……………天野洋司 (農 技 研)

座 長: 寺沢四郎 (農技研) ・中野政詩 (東大農)

と き: 昭和55年11月7日 (金) 10~17時

と ころ: 津市上浜町 三重大学農学部 翠陵会館 2階

(なお、当日13~14時に同会場で、本研究会昭和55年度総会を開きます。)

シンポジウム運営委員会: 三重大学農学部農業機械学科

Tel. 0592-32-1211. 内線3680

## 会 務 報 告

(昭和54年10月16日～昭和55年4月15日)

### 昭和54年度第1回事務局会議(昭54.11.8 於 野菜試)

[出席] 湯村, 長田, 吉田, 西宗, 新垣, 新庄

[議事]

1. 総会及び評議員会提出議案の作成
2. 第21回シンポジウム及び20周年記念パーティの準備状況の報告
3. 幹事手当, 旅費等に関する事務局内規の審議

### 第2回事務局会議(昭55.2.28 於 三重大)

[出席] 湯村, 長田, 新垣, 西宗

[議事]

1. 次回評議員会は来る4月1～3日鳥取大学で行われる日本土壌肥料学会55年度大会会期中の4月3日鳥取大学農学部で開くことを決めた。
2. 第22回シンポジウムは55年11月上～中旬三重大で開催することにした。テーマは「土壌物理性に関連する測定法」(仮題)とし, 演題や演者の候補について協議した。
3. 55年9月ごろ投票を目的に次期評議員選挙を行うこととし, 当面有権者確定のための会員カードの整備をはかる。なお, 昭和52年の規約改正により連続3期の評議員留任は認めないことになり, 本年の選挙から適用することになる。
4. 庶務幹事吉田堯(54年12月1日付転勤)氏の退任

### 第3回事務局会議(昭55.3.24 於 三重大)

[出席] 湯村, 西出, 長田

[議事]

1. 第22回シンポジウムのテーマ, 日時等について
2. 会員登録カードの整備について
3. 会計中間報告
4. 会誌編集関係報告

### 昭和54年度第1回評議員会(昭54.11.23 於 東大)

[出席] 湯村, 長田, 岩田, 須藤, 田淵, 寺沢, 前田, 丸山(幹事: 吉田, 西宗)

[議事]

1. 報告事項
  - 1) 53年度一般事務報告
  - 2) 53年度会計決算報告
  - 3) 53年度会計監査報告
  - 4) 編集委員会報告
  - 5) 20周年記念出版事業報告
2. 協議事項
  - 1) 54年度事業計画案

2) 54年度予算案

3) 新会員9名の承認(後記)

4) 20周年に際し功労者として八幡敏雄, 国分欣一両氏を54年度総会において表彰し記念品を贈呈する

### 第2回評議員会(昭55.4.3 於 鳥取大)

[出席] 湯村, 国分, 寺沢(幹事: 西宗)

[議事]

1. 報告事項
  - 1) 一般事務報告
  - 2) 会計中間報告
  - 3) 会誌編集関係報告
2. 協議事項
  - 1) 55, 56年度評議員選挙の日程等について  
昭和55年8月31日投票締切りを目的として有権者の確定, 会員登録カードの整備, 会員名簿の作成等を進める。昭和50年度以前の会費滞納者は名簿から除く。
  - 2) 第22回シンポジウムについて  
昭和55年11月7日(金)三重大大学において行う。テーマは「土壌物理性に関連する測定法」(仮題)とする。
  - 3) 新会員10名の承認(後記)

### 第1回編集委員会(55.3.5 於 三重大)

[出席者] 長田, 足立, 高橋, 新垣

[議題]

1. 会誌No.40について
2. 会誌No.41編集について
3. 投稿依頼について

### 昭和54年度総会(54.12.24 於 東大農)

第21回シンポジウムの当日11時50分から12時30分まで総会が開かれた。

[議長] 久保田徹(熱帯農研)

[議事]

1. 報告事項
  - 1) 53年度一般事務報告
  - 2) 53年度会計決算報告(後記)
  - 3) 53年度会計監査報告
  - 4) 53年度編集委員会報告
  - 5) 20周年記念出版物編集委員会報告(第1部「土の物理学」, 第2部「土壌の物理性と植物生育」)
2. 決議事項
  - 1) 54年度事業計画(後記)
  - 2) 54年度会計予算(〃)
  - 3) 功労者として前記2氏の表彰

### 第21回シンポジウム「土壌物理の境界領域と今後の方向」

昭和54年12月24日(土) 9時30分から17時まで東大農

学部2号館において開かれ、128名の参加者があった。  
講演と討論の内容は会誌41号に掲載される予定である。

〔座長〕古畑 哲（農技研），岩田進午（農技研）

〔講演〕

1. 土壤微生物の住み場所をめぐる物理的諸問題  
……服部 勉（東北大農研）
2. 土壤中の生物活性と温度  
……金野隆光（東北農試）
3. 営農排水と土壤物理性  
……佐藤清美（全 農）
4. 土壤中のイオン移動現象への化学的接近法と  
物理的諸問題 ……井上隆弘（農 技 研）  
三輪容太郎（農水省技術会議）
5. 土の理工学性に関連する物理化学成果の現状  
と今後の問題（火山灰土を中心として）

……前田 隆（北 大 農）

総合討論

なお、シンポジウム終了後同学内において、創立20周年記念兼記念出版披露パーティーが、60名の参加を得て盛會裡にもたれた。本シンポジウム運営委員会の各位をはじめ御協力いただいた方々に深く感謝する。

昭和54年度事業計画（昭54.11.1～55.10.31）

1. 会誌の発行 会誌No.40, 41, 42の発行
2. 会員名簿の作成 昭55.7
3. 評議員の改選 昭55.8
4. 評議員会 昭55.4及び11月（11月は新旧合同）
5. 次年度総会及び第22回シンポジウムの開催準備 昭55.11月
6. 会員の勧誘

昭 和 53 年 度 会 計 決 算 （昭53.11.1～54.10.31）

項 目	予 算	決 算	増 減	備 考
収 入 の 部				
緑 越 金	543,299	543,299	0	
賛 助 会 費	70,000	40,000	△ 30,000	4口
購 読 会 費	122,500	112,500	△ 10,000	45口
一 般 会 費	1,479,500	1,879,600	400,100	内当年分418口, 836,000
広 告 料	40,000	40,000	0	シンポジウム展示 6社
出 版 物 売 上	50,000	33,500	△ 16,500	レジメ91冊, バックナンバー 6冊
雑 収 入	10,000	34,377	24,377	記念事業預金, 利子等
計	2,315,299	2,683,276	367,977	
支 出 の 部				
会 誌 製 作 費	1,700,000	1,166,000	△ 534,000	会誌No.38(576,000), No.39(590,000)
総 会 費	150,700	83,235	△ 56,765	シンポジウム運営費, 懇親会等
通 信 費	150,000	124,720	△ 25,280	会誌送料, 事務連絡費等
文 具 費	20,000	16,160	△ 3,840	消耗文具類, コピー代
賃 金	30,000	29,800	△ 200	会誌発送補助, シンポジウム運営補助等
交 通 費	80,000	65,640	△ 14,360	事務局会議, 評議員会
会 議 費	10,000	9,800	△ 200	評議員会
の 役 員 手 当	30,000	22,000	△ 8,000	会計監査, 事務局会議, 評議員会
編 集 委 員 会 費	70,000	68,100	△ 1,900	編集委員交通費, 郵送料等
子 備 費	75,299	0	△ 15,299	
緑 越 金	0	1,097,821	1,097,820	
計	2,315,299	2,683,276	367,977	

昭和54年度予算 (昭54.11.1~55.10.31)

項 目	予 算	備 考
繰 越 金	1,097,821	
収 入		
賛 助 会 費	60,000	6口
購 読 会 費	127,500	51口
一 般 会 費	1,487,500	正会員737口, 学生会員9口
廣 告 料	0	
出 版 物 売 上	50,000	レジメ, 会誌バックナンバー
雑 収 入	10,000	利子等
計	2,832,821	
支 出		
会 誌 製 作 費	1,700,000	会誌No.40, 41, 42印刷製本
総 会 費	135,000	総会資料, ポスター印刷費, シンポジウム運営費等
通 信 費	160,000	会誌送料, 事務連絡等
文 具 費	20,000	消耗品, コピー代等
賃 金	36,000	会誌発送及びポスター発送補助, 会員名簿整理補助
交 通 費	129,000	評議員会(2回)事務局会議(5回)
会 議 費	20,000	評議員会等
役 員 手 当	24,400	幹事手当 4,000×4人, 53年度分 8,400
編 集 委 員 会 費	115,000	編集委員交通費, 査読料, 郵送料
選 挙 費	280,000	名簿印刷費, 投票用紙等印刷費, 郵送料
予 備 費	213,421	
計	2,832,821	

入 会 者 (昭54.4.1~55.3.31)

氏 名	所 属 機 関	会 員 種 別	専 門	所 属 機 関 の 所 在 地
(昭和54年4月~10月)				
滝 賀 県 農 試	—	購読	—	521-13 滋賀県蒲生郡安土町大中516
武 市 義 雄	千葉県農試水田作研	正	作物	280-02 千葉市刈田子町85
金 子 文 宜	"	"	土肥	" "
石 幡 信	花巻農業高校	"	農土	025 岩手県花巻市葛第1地割68
Dang Van Tren	日本国際教育協会	"	—	153 東京都目黒区駒場4-5-29
石 渡 輝 夫	北海道開発局土木試	"	—	062 札幌市豊平区平岸1-3
長 利 洋	東北農試	"	農土	020-01 岩手県盛岡市下厨川字赤平4
石 上 清	静岡県農試	"	土肥	420 静岡市北安東4-27-1
堀 兼 明	"	"	"	"
鳥取大附属図書館	(1口 増口)	購読	—	680 鳥取市湖山町1
九大農学部図書掛	(2口 増口)	"	—	812 福岡市東区箱崎3575-1
(昭和54年11月~55年3月)				
鳥 山 和 伸	北陸農試環境部	正	土肥	943-01 新潟県上越市稲田1-2-1
井 上 隆 弘	農技研化学部	"	"	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1
小 川 吉 雄	茨城県農試環境部	"	"	311-42 茨城県水戸市上国井町
五十嵐 正 次	農土試水利部	"	農土	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台2-1-2
今 野 一 男	十勝北部農業改良普及所	"	土肥	080-01 北海道河東郡音更町大通5丁目
谷 山 一 郎	北大農学部土壌学教室	学生	"	060 札幌市北区北9条西9
相 馬 盛 雄	青森県りんご試化学部	正	"	036-03 青森県黒石市牡丹平福民24
服 部 勲	福島県農試農化部	"	"	963 福島県郡山市富田町若宮前20
阿 部 盟 夫	栃木県農試土肥部	"	"	320 栃木県宇都宮市瓦谷町1080
山 下 淳 二	高松市西部農協	"	"	761-03 香川県高松市鬼無町佐藤31-7

## 所属機関 (または連絡先) の変更 (昭54.4.1~55.3.31)

氏 名	転 勤 先	所 在 地 (または連絡先)
森 哲 郎	全 農 札 幌 支 所	060 札幌市中央区南1条10
上 野 義 祝	熱 帯 農 研 セ ン タ ー	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台
石 居 企 救 男	埼 玉 県 花 植 木 セ ン タ ー	366 埼玉県深谷市櫛引24
中 島 一 成	青 森 県 農 試 砂 丘 分 場	038-31 青森県西津軽郡木造町筒木坂
三 浦 健 志	岡 山 大 農 学 部	700 岡山市津島中1-1-1
木 内 知 美	東 京 学 芸 大	184 東京都小金井市貫井町4-1-1
多 田 敦 敦	筑 波 大 農 林 工 学 系	300-31 茨城県新治郡桜村天王台1-1-1
長 谷 川 周 一	農 土 試	305-21 茨城県筑波郡谷田部町観音台
小 倉 力	〃	〃
金 子 淳 一	秋 田 県 農 試 化 学 部	010-14 秋田市仁井田小中島111
吉 田 徳 重	鹿 児 島 大 隅 茂 業 指 導 所	899-74 鹿児島県曾於郡有明町野井倉
中 橋 勇 作	(兵庫農総セ経営実験場)	673 兵庫県明石市朝霧台16-11(自宅)
矢 野 義 治	北 海 堂 開 発 局 土 木 試	060 札幌市豊平区平岸1-3
井 田 勝 美	長 崎 農 業 改 良 普 及 所	850 長崎市銭座町3-3
岩 瀧 晴 郎	道 立 上 川 農 試	078-02 北海道旭川市永山6条18
泉 田 又 藏	新 潟 県 農 試	940 新潟県長岡市長倉町
水 石 義 隆	四 国 農 試 土 地 利 用 部	765 香川県善通寺市生野町2575
長 谷 川 文 男		311-12 茨城県那珂湊市柳沢団地23-8(自宅)
押 鴨 保 夫		310 茨城県水戸市元吉田町大鋸2343(自宅)
村 尾 重 信	東 北 農 試 農 業 技 術 部	021-01 岩手県盛岡市下厨川赤平4
安 保 文 夫		321-32 栃木県宇都宮市鑑山町2092(自宅)
国 分 欣 一	塩 安 肥 料 協 会	364 埼玉県北本市西高尾2-73(自宅)
草 野 秀 治	四 国 農 試 栽 培 部	765 香川県善通寺市善通寺3
徳 水 美 治	農 事 試 畑 作 研 究 セ ン タ ー	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1
吉 田 堯	〃	〃
西 川 慶 二 郎		484 愛知県犬山市前原向屋敷95-295(自宅)
中 井 久	岩 国 農 業 改 良 普 及 所	740 山口県岩国市麻里布町3-5-7
佐々木 崇 二	株 式 会 社 日 さ く 王 子 事 務 所	114 東京都北区堀船1-31-7
南 松 雄	道 立 中 央 農 試	069-13 北海道夕張郡長沼町東6線北15号
栗 原 浩	京 大 農	606 京都市左京区北白川追分町
出 井 嘉 光	東 北 農 試	020-21 岩手県盛岡市下厨川赤平4
高 畑 滋	林 試 北 海 道 支 場	061-01 札幌市豊平区羊ヶ丘1
佐々木 信 夫	岩 手 県 農 試	020-01 岩手県岩手郡滝沢村砂込
宮 田 義 明	創 和 測 量 工 務 鳥 取 出 張 所	680 鳥取市行徳町432
袴 田 共 之	国 立 公 害 研 環 境 情 報 部	305 茨城県筑波郡谷田部町小野川16-2
中 村 秀 夫	長 野 県 農 総 試 中 信 地 方 試	399-07 長野県塩尻市広丘高出
小 浜 節 雄	野 菜 試 栽 培 部	514-01 三重県津市一身田大古曾670

付) 筑波研究学園都市の建設の進行に伴い、農林水産省の下記試験研究機関(本場)に所属する会員の連絡先は、昭和55年3月までにすべて下記に移動しました(ただし\*は畑作研究センターのみ)。

農 業 技 術 研 究 所	305	茨城県筑波郡谷田部町観音台2-1-2
*農事試験場畑作研究センター	305	茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1
農 業 土 木 試 験 場	305	茨城県筑波郡谷田部町観音台2-1-2
熱 帯 農 業 研 究 セ ン タ ー	〃	〃
果 樹 試 験 場	305	茨城県筑波郡谷田部町藤本2-1
蚕 糸 試 験 場	305	茨城県筑波郡谷田部町大わし1-2
林 業 試 験 場	300-12	茨城県稲敷郡葦崎村松の里1



退 会 者 (昭54.4.1~55.3.31)

54年4月~10月				54年11月~55年3月			
氏 名	府 県	会 員 種 別		氏 名	府 県	会 員 種 別	
小田切 弘 一	東 京	正		大 野 猛 郎	鳥 取	正	
古 野 昭一郎	栃 木	〃		後 藤 恒 夫	〃	〃	
愛媛大土壌研	愛 媛	購 読		中 田 昌 卯	沖 縄	〃	
橋 爪 厚	千 葉	正		新 田 仲 三	福 岡	〃	
長谷川 澄 夫	新 潟	学 生		中 尾 清 治	島 根	〃	
御子柴 穆	長 野	正		土 山 豊	栃 木	〃	
橋 本 博 好	高 知	〃		鎌 田 嘉 孝	長 野	〃	
後 藤 定 年	兵 庫	〃		斉 藤 惠 亮	群 馬	〃	
花 輪 敏 秀	神 奈 川	学 生		北 沢 昭	宮 城	〃	
トキワ理化学	埼 玉	賛 助		小 林 嵩	鹿 児 島	〃	
				米 田 茂 男	岡 山	〃	
				大 内 勇	宮 城	〃	
				池宗勝 三 郎	広 島	〃	

	会 員 数				計
	正会員	学生会員	購読会員	賛助会員	
昭54.10.31	737	9	51	6	803
昭55.3.31	730	13	51	6	800

会費納入のお願いと当研究会の呼称年度について

当研究会の会計年度は、当該呼称年の11月1日から翌年10月31日までとなっております。したがって暦年から見ると、1月から10月までの10ヶ月間は年度が1年遅れて呼称されることとなります。そのためか会費の納入等に当たって誤解や混乱が見られますので、この点お含み

おき下さい。なお、会計年度と会誌号数との関係は以下のようになっておりますので申し添えます。

会計年度	期 間	会誌号数 (*既刊)
昭和53年度	昭53.11.1~54.10.31	39*,40*号
〃 54年度	〃54.11.1~55.10.31	41*,42 〃
〃 55年度	〃55.11.1~56.10.31	43, 44 〃

54年度分までの会費(表紙裏面の会則参照)を未納の方は、本41号はさみ込みの振替用紙により、土壤物理研究会名義の下記口座へ御送金下さい。

郵便振替口座：東京5-17794番

番銀行預金口座：第一勧業銀行津支店464-1119224番

— 編 集 後 記 —

われわれの会誌も、人の年令でいえば不惑の齢を超え、ここに41号を皆様のお手もとにおとどけられることを大変嬉しく思います。不惑といえ、而立し、がむしゃらに働いた30代を過ぎて、何となく安定感の出ている頃合ですが本誌の歩みも、ふり返ってみると、20号以降によく原稿の種別が明記されるようになり、31号以降はスタイルが変更されて、表紙の目次も種別区分され、裏表紙に英文のタイトルと目次が入るようになって、随分と整ってきたように思われ、まさに30にして立つと云いようようです。そこで、41号からは、やはり安定した形で充実がはかれねばならない時期にさしかかっているのではないのでしょうか。

今回は、シンポジウム特集号に当たり、昨年11月に行われた第21回シンポジウムの講演と総合討論が主体の編集となったわけですが、委員長の方針どおり、総説、資料、解説、土粒子などできるだけ広くその他の記事も掲載して、内容の充実をはかりました。ページ数もかなり大きなものになったのではないかと思います。

さて、本号はそういうことでしたが、次号に関してはまことに心もとない状況で、手持ちの原稿はほとんどありません。内容の点からは、報文を主体として、各種別の記事がバランスよく入るのが好ましいと思いますが、どの種別でも結構ですので、どうか積極的に投稿されんことをお願いいたします。

自発的投稿が非常に少ないという点が、各号、毎回の編集担当者の最大の悩みのようです。

(高橋和司)