
巻 頭 言

土のマクロな把握

佐 野 文 彦

Fumihiko SANO

古畑編集委員長から巻頭言をというお話があった。土のこまかなことについては不得手な者であるが、評議員の末席をけがしている手前もあり、表題のようなことについては目下の仕事を通じて感ずるところがあるので、変な巻頭言になることをおそれつつ記してみる。

これまで諸先輩の書かれた巻頭言をざっと拝見して驚ろいたのは、私の言いたいことを多くの方が既に述べられていることであつた。強く心をうたれたところを抜粋させていただく。

1, 須藤清次氏(22号), 『……昔の人は土・水・天などについてかなり適確な総合的知識を身につけていた。……。しかしますますできることもある。それは昔の人が持っていた土の姿の全体的把握が私達さえあまりにも貧しいということである。そういう概念をはっきりさせることは次のステップの基準になるだろう。』

2, 国分欣一氏(24号), 『応用問題の解決には基礎理論の裏付けが必要なことは今さら言を要しないが、これらの一連のものが一体となって始めて技術の発展につながるものと考えられる。基礎だ応用だといっても境界はそんなに明確なものがある訳ではなく、理論の発展そのものはそれだけで充分意義があるが、技術の発展にはどちらが欠けていてもいけないものと思われる。……いかに室内において精密な測定ができてても現地に適用する場合にふれが問題になる。しばしばこの測定値が現地の性質をどれだけ代表しているのだろうかという疑問がわくことがある。』

3, 湯村義男氏(39号), 『土壌の物理性の研究がただ微に入り細を穿ただけでなく、種々の地形や微気象をもっている実際の耕地で、養水分や土壤空気の動きと作物生育及び作業性等にどうかかわっているのか、また深き別に採った試料の測定値が、現地の成層状態のもとでどういう役割を果しているかという点にも目を向ける必要があると思われる。言いかえると、土壌の物理性から耕地の物理性ないし土壌体の物理性とでもいうような視点にも立ってみることがないと……』

4, 加藤芳郎氏(40号), 『土壌研究の発生が農芸化学にあって化学的手法が重視されたという歴史的事情もあるが、……, 研究の手法は化学, 物理化学が主流である。現実の土壌は構造を持ち, 土層をもち, 断面形態を持つ。……。どうしても土壌構造の理解——土壌物理の助け——を借りなければならぬ。いわば, 単粒子(溶液)土壌学から構造(固体)土壌学への転換であり, 分析から総合への第一歩であろう。』

5, 横井 肇氏(43号), 『自然物としての土壌の複雑性には, 一握りの土壌の中の微細な複雑さと, 深さと広がりをもった複雑さの両面があり, 土壌の研究にはその両面からの追究が車の両輪として機能する必要がある。……, 常に両面から考えるよう自己を訓練するように心がけたいものである。老いも若きも一人一人が新しい局面を予想して勇敢に衣更えを断行してはじめて, 土壌物理の研究が飛躍的に発展するであろう。』

目下の私の仕事は, 中海及び笠岡湾干拓の地区内農地整備委員会, 土壌協会の営農部会(開墾地の土壌熟化, 連作障害地の土壌更新, 中山間地田畑再編計画の土地基盤整備), 農用地開発公団の草地防災工技術指針作成委員会, 計画基準改定委員会(土層改良部会)等で, 何れも土と水が重要な問題となっている。私は施工機械ないし施工という立場で参加しているが, 諸先生が強調されておられることは, 土層というマクロな見方をしなければ, 良い耕地はできないということである。私にも全く同感である。農用地の造成, 整備の施工という経験からいうと, さらに面工事という一般土工と異なる困難性があり, 土のミクロな追究は当然大切であるが, それを基礎としたマクロな見方に基づく情報に欠ける場合, 土との斗いに勝つことはできないであろう。

根群域における水の行動

石田 朋 靖

東京大学大学院農学系研究科

Soil water movement through the root zone.

Tomoyasu Ishida

Graduate school of Agriculture, University of Tokyo.

I はじめに

植物は根から水を吸収し、葉から大気にむかって水蒸気のかたちで水を放出している。従って、その生産活動を左右する体内水分の状態を決めるのは、単に土壌の保水量ではない。土壌中の水移動から始まって、植物根による水吸収、植物体内の水移動、植物から大気への水移動といった一連の諸機構の量的な関連の中から決定される。ここでは、この中から、根群域における不飽和状態の水移動について概観してみた。

土壌中における不飽和状態の水移動は、一般に拡散型の水分移動方程式に対し、土壌表面および下部境界面における境界条件と、初期ポテンシャル分布を与えることによって得られる。これに対し、土壌中に植物根が存在する場合には、根の表面を境として水が土壌領域から植物体内に移るために、根の表面での情報が、新たな境界条件として加えられなければならない。しかし、根の持つ幾何学的形状は数学的記載を許さぬ程に複雑であり、従ってその表面形状を何らかの形でモデル化し、そこでの境界条件で満足する他はない。

このモデル化は、個々の根に向う水の動きを把握しようとするマイクロ・モデルと、根群域全体における水の移動を考察するマクロ・モデルとに大別される。一般的に言えば、マイクロ・モデルを何らかの形で積分操作することによって、根群域全体の水移動が解析できることになるが、現段階ではそこまで研究は進んでいない。

II 個々の根に向う水の動き

1. ミクロ・モデルの特徴

個々の根の近傍における水分状態を調べることを目的として、複雑な幾何学的形状を捨象し直線上の単一根を考えたものがマイクロ・モデルである。ここでは、根について、吸水に対する透過性、内部の水ポテンシャルおよび外径の等しい無限長の直線根を仮定し、土壌も均質であると考える。すると、根に向う水の流れは、Fig. 1に示したような、根を中心軸に置いた円筒座標によって表

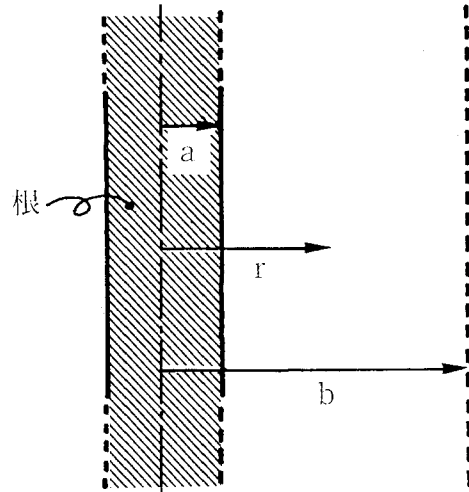


Fig. 1 ミクロ・モデルで用いる座標

示でき

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r D \frac{\partial \theta}{\partial r} \right) \quad (1)$$

という拡散型方程式で扱える¹⁾。ここで θ は、体積含水率 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)、 t は時間 (s)、 r は中心からの距離 (cm)、 D は水分拡散係数 ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) である。こうした型の研究は Gardner¹⁾ によって始められ、Passioura & Cowan²⁾、Lambert & Penning de Vries³⁾、Hillel⁴⁾、などによって進められてきた。

2. ミクロ・モデルの実例

Gardner は(1)式で D 一定とし、半径が無限大の場合における解を求めた¹⁾。しかし、実際の根は、隣接する根と競合関係にあり、1本の根が水分吸収を行う際の影響半径 b (cm) の中で考えなければならない。こうした条件下で(1)式の解析解を求めることは困難であり、何らかの単純化が必要となる。Passiouraら²⁾ は(1)式の貯留項を $-Q$ ($\neq 0$) とおき、 D を一定として

$$2 \pi a D \frac{\partial \theta}{\partial r} = \pi (b^2 - a^2) Q = q, \quad r = a \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial r} = 0, \quad r = b \quad (3)$$

の条件の下で解き、根近傍の平均水分量と根の表面の水分量の関係を導いた。q は根の吸水速度、a は根の半径である。その詳細は不明であるが、Tinker⁵⁾は更にすすめて、Passouraらの考え方に従って、根近傍の水分分布を距離の関係として求めている。これをFig. 2に示す。図からも解るとおり、土壌の水分量の多い場合の方が、根の近傍での水分勾配が小さく、吸水速度qの大きい時には、水分勾配が大きくなる。

しかし、ここでは根の吸水による土壌水分の減少が、どこでも同じだけ生ずると仮定したものであり、(1)式を

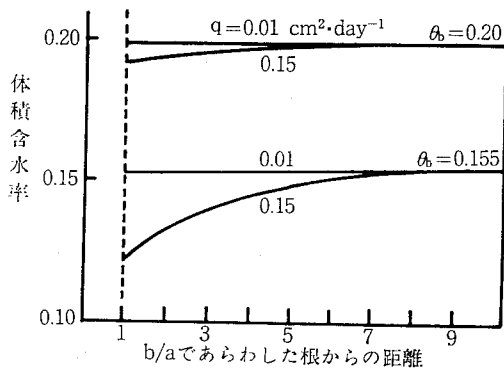


Fig. 2 根のまわりの水分分布 (Tinker⁵⁾から一部改変) (qは根の吸水速度、 θ_b は影響半径bの地点の体積含水率)

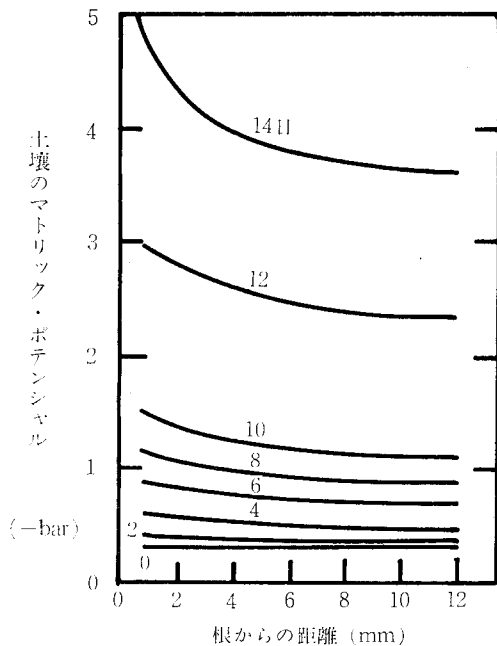


Fig. 3 根のまわりのマトリック・ポテンシャル分布 (Hillel⁴⁾から)

厳密に解いたものではない。そこで、Hillel⁴⁾は、

$$Q = Q_0 \quad a \leq r \leq b, \quad t = 0 \quad (4)$$

$$2 \pi a D \frac{\partial \theta}{\partial r} = q \quad r = a, \quad t > 0 \quad (5)$$

$$2 \pi b D \frac{\partial \theta}{\partial r} = 0 \quad r = b, \quad t > 0 \quad (6)$$

の条件の下で、(1)式を有限差分式に展開し、数値計算を行った。この時のマトリック・ポテンシャル分布を経時的に表わしたものがFig. 3である。マトリック・ポテンシャルは、その絶対値が経時的に増加するに従って、勾配も大きくなっており、Fig. 2で表わされた結果と定性的には、一致している。

このように、(1)式を何らかの方法で解くことにより、個々の根の周囲の水分状態が計算されて居るが、測定技術上の困難さも伴って実測値との比較を行っているものは例が少ない。Dunham & Nye⁶⁾は、玉ねぎの根を平板状に並べ、その両側に接触させた土壌ブロックを切り分けて、根の近傍の水分分布を測定している。Fig. 4は、初期土壌水分を44.9% (マトリック・ポテンシャル-0.03bar), 2.8% (-0.15bar), 20.1% (-3.2bar)に変えて6日後に測定したもので、初期土壌水分の減少

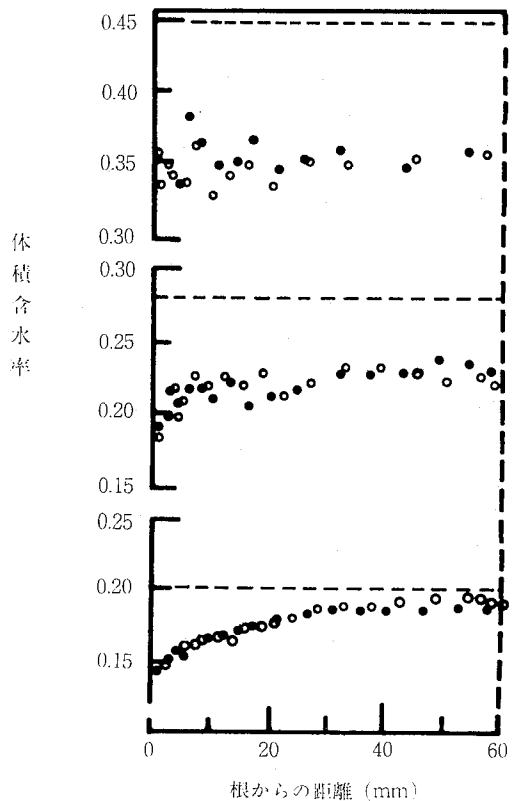


Fig. 4 根のまわりの水分分布 (破線は初期水分, Dunham⁶⁾から一部改変)

に伴って、根の近傍に生ずる水分勾配が明確になり、最大にして5%程度の水分量の差(マトリック・ポテンシャルにして20bar程度)があらわれている。この測定結果は、単一の根の周りの水分分布ではないが、初期土壌水分と水分勾配の関係を定性的に検討する上では有効であり、測定結果も前述の理論解析の結果と定性的に一致している。

3. ミクロ・モデルの限界

このように、根の表面形状に対するモデル化のひとつとして、ミクロ・モデルの研究が進められて来たが、これを根群域中の水移動と結びつけるには、多くの困難な問題が残される。ひとつには、根の表面での吸水速度 q を一定値として与える点である。この値は蒸散量の変動に依ってはもとよりのこと、根の部位や時刻、植生の生育のステージによっても、大きく変化する。さらに、このタイプのアプローチでは、全ての根が同一のポテンシャル、透過性、吸水速度を持ち、土壌の側も深さ方向に一樣な水分状態を持つという前提に立っている。従って、ある深さでの根の周囲の水平方向の水分情報は得られるが、鉛直方向での土壌水分や吸水速度などの変化が考慮されていない為に、根群域全体の水移動を説明することはできない。

III 根群域における根の吸水

1. マクロ・モデルの特徴

現段階のミクロ・モデルでは扱いきれない根群域全体の水移動にアプローチするものとしてマクロ・モデルが考えられている。マクロ・モデルは、根の持つ複雑な幾何学的形状を捨象し、根の水吸収を土壌領域中の吸い込み項として置き換えて扱うものである。この吸い込み項が、土壌中で連続的に配置されていると考えており、ミクロ・モデルのように、根の近傍と他の地点の水分状態の変化は考慮していない。従って、あくまで空間的に平均化された情報だけが得られる。

根による吸い込み項を S (s^{-1})とおき、鉛直1次元方向の水の流れを仮定すると、根群域での土壌水の移動は、拡散型の水分移動式に吸い込み項 S を加えることによって解析される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right) + S(z, t) \quad (7)$$

ここで、 z (cm) は地表面から鉛直下方への距離、 K ($cm \cdot s^{-1}$) は不飽和透水係数、 Φ は土壌の水ポテンシャル (cm) である。(7)式は非線型の偏微分方程式であり、解析解を得ることが困難なため、一般には、コンピュータによって数値計算される。

こうした試みは、Moltz & Remson⁷⁾, Hanks &

Nimah⁸⁾, Belmansら⁹⁾ などによって進められているが、焦点となるのは吸い込み項 S の見積りである。これを大別すると2つのタイプになる。ひとつは、オームの法則のアナロジー・タイプで、植物と土壌間の水ポテンシャル差 $\Delta\Phi$ (cm)、土壌の抵抗 R_s ($cm \cdot s$)、植物側の抵抗 R_p ($cm \cdot s$) とすると

$$S = \frac{\Delta\Phi}{R_s + R_p} \quad (8)$$

となる。 R_s は根密度と土壌の不飽和透水係数、 R_p は根密度および根の透過性をそれぞれ指標として使うことが多い。通常は、これを根群域全体で積分したものが、その時間の蒸散量に等しいと仮定している。ふたつめのものは、ポテンシャルや抵抗といった概念を導入せず何らかの形で、蒸散量を土中の吸い込み項に配分するものである。例えば Moltz ら⁷⁾ は、

$$S = Tr(t) \cdot \frac{rd(z) \cdot D(\theta)}{\int_0^{z_b} rd(z) \cdot D(\theta) \cdot dz} \quad (9)$$

のように、蒸散量 Tr ($m \cdot s^{-1}$) を根密度 rd ($m \cdot cm^{-3}$) と水分拡散係数 D ($cm^2 \cdot s^{-1}$) で重みをつけ、 z 方向に配分している。

どちらのタイプのものも、まだ完成されたものではなく、実測との対応も、比較的短期間の、しかも限られた条件の中でしか確かめられていない。しかし、土壌、植物、大気をポテンシャルの連続性から結びつけて統一的に理解するという立場への馴み易さや、物理的内容の明確さを考えると、オームの法則のアナロジー・タイプのものの方が、より発展的なものと思われる。以下では、この考えに立って、筆者らが行った計算例と実測例を示す¹⁰⁾。

2. マクロ・モデルの例¹⁰⁾

(1) 基礎方程式の成り立ち

吸い込み項 S をオーム則のアナロジー・タイプと考え(8)式の $\Delta\Phi$, $R_s + R_p$ を

$$\Delta\Phi = \Phi_{cr}(t) - \Phi_s(z, t) \quad (10)$$

$$R_s + R_p = R_s(z, t) + R_r(z, t) + R_a(z, t) \quad (11)$$

で与える。 Φ_{cr} は植物体内の $z=0$ の点の水ポテンシャル(クラウン・ポテンシャル)で、 Φ_s は土壌の水ポテンシャルである。土壌中の抵抗 R_s ($s \cdot cm$) は Gardner¹¹⁾ による

$$R_s = [B \cdot rd(z) \cdot K(\theta)]^{-1} \quad (12)$$

で与え、定数 B は 4π とする。土壌から根の導官までの抵抗 R_r ($s \cdot cm$) は、単位長の根の透過抵抗を r_r ($s \cdot cm^{-1}$) 土壌の飽和度を Sat とし

$$Rr = \frac{r_r}{\text{Sat}(z,t) \cdot rd(z)} \quad (13)$$

とおく。根の導管中の抵抗 Ra は、単位長の根の通導抵抗を ra ($s \cdot cm^{-3}$) とおくと

$$Ra = \frac{ra \cdot L(z) \cdot \Delta z}{\alpha \cdot rd(z)} \quad (14)$$

になる。ここで L (cm) は根の中の移動距離、 α は根の屈曲度を表すパラメーターで、 $\alpha \cdot rd(z)$ が、根の本数に關係する。

これら(10)~(14)式を(7), (8)式に代入し、有限差分式に展開することによって数値計算を行うと、根群域中の水分移動が得られる。この際に用いる初期および境界条件は

次の通りである。

$$\theta = \theta(z, 0) \quad (t=0, z \geq 0) \quad (15)$$

$$Tr(t) = \int_0^{z_b} S(z,t) dz \quad (t > 0) \quad (16)$$

$$Ev(t) = \beta \cdot Tr(t) \quad (t > 0, z=0) \quad (17)$$

$$\frac{\partial \Phi_s}{\partial z} = \begin{cases} 0 & \left(\frac{\partial \Phi_s}{\partial z} \geq 0 \right) \\ \frac{\partial \Phi_s}{\partial z} \Big|_{z_b} & \left(\frac{\partial \Phi_s}{\partial z} < 0 \right) \end{cases} \quad (t > 0, z = z_b) \quad (18)$$

(根群域のみの場合)

$$\theta = \theta(z_b, t) \quad (t > 0, z = z_b) \quad (19)$$

(根群域下方に土壌のある場合)

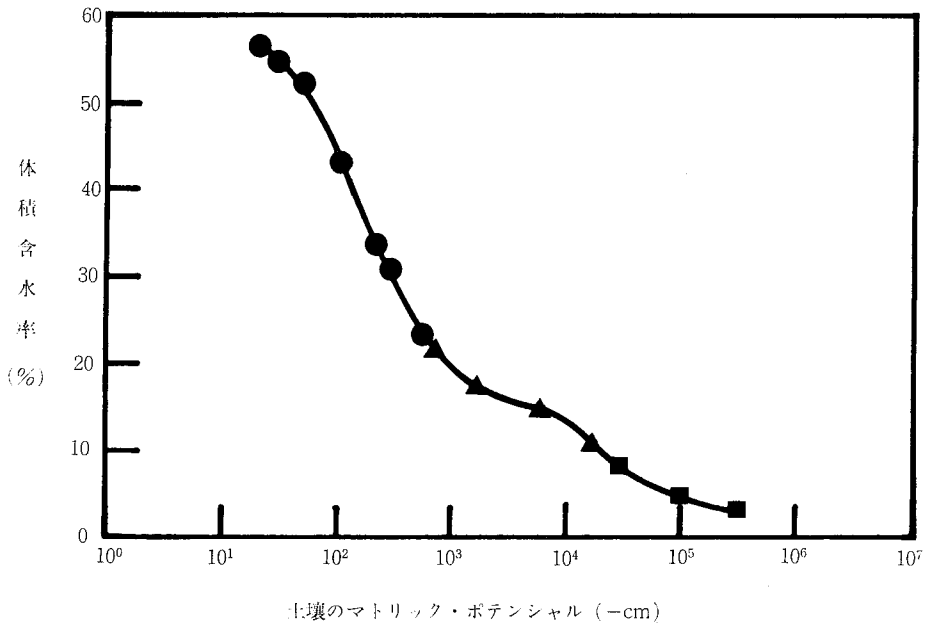


Fig. 5 水分保水曲線¹⁰⁾ (●吸引法, ▲遠心法, ■蒸気圧法)

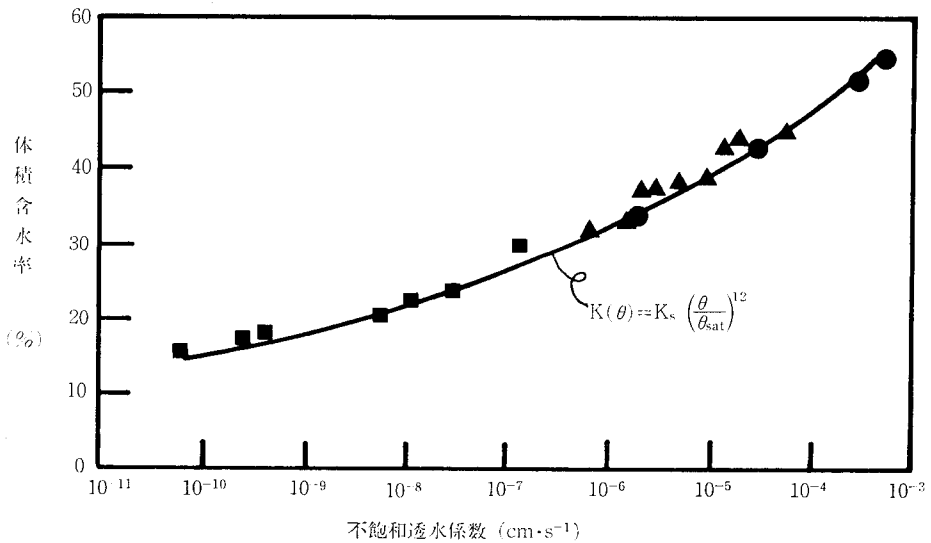


Fig. 6 水分一透水係数曲線¹⁰⁾ (●圧膜法, ▲吸引法, ■非定常法)

ここで Tr ($cm \cdot s^{-1}$), Ev ($cm \cdot s^{-1}$) は、それぞれ蒸散、蒸発速度、 β は Ev/Tr であり、 Tr は24時間周期の正弦波の正領域であらわした。 z 方向のキザミは5cm幅と固定し、時間キザミは1秒から3600秒の間で可変と

した。なお、計算に用いる水分保水曲線ならびに水分～透水係数曲線はFig.5, 6のとおりである。

(2) 各因子の持つ影響

根密度分布と日蒸発散量をFig.7, 8のように仮定しそれぞれの影響を調べる。Fig.9に示すように根密度分布を緩減型から急減型に変えると、深さによる水分の変化が大きくなる。乾燥が進行するにつれ、どちらの分布も直線的になり、体積含水率11~12%程度に収束する傾向を持つ。Fig.10に示すように、日蒸発散量を変えた時の分布を積算蒸発散量が等しくなった時点で比較すると、日蒸発散量の大きい場合ほど深さによる水分の変化

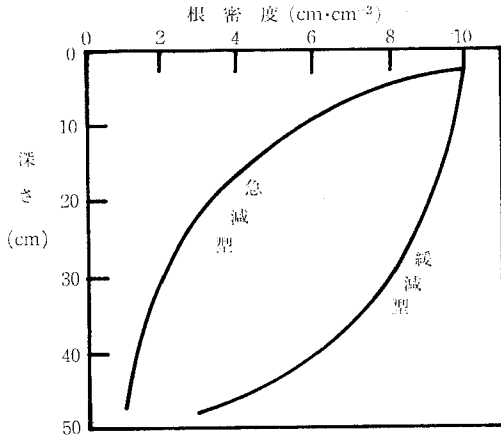


Fig.7 根密度分布¹⁰⁾ (想定)

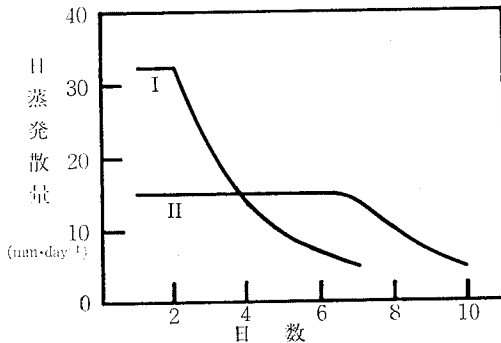


Fig.8 日蒸発散量¹⁰⁾ (想定)

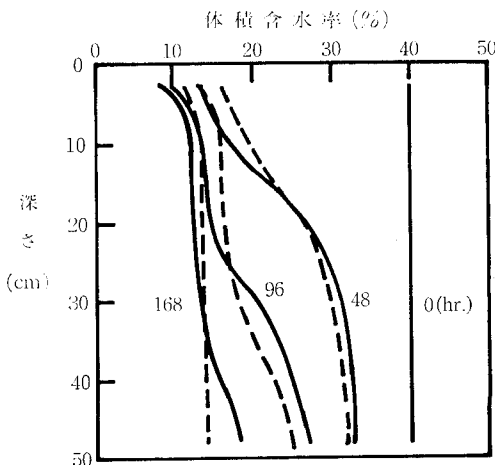


Fig.9 根密度が水分分布に及ぼす影響¹⁰⁾
 (実線：急減型、破線：緩減型、
 $r_r = 5 \times 10^7 s \cdot cm^{-1}$, $r_a = 5 \times 10^7 s \cdot cm^{-3}$,
 $\alpha = 0.7$, $\beta = 0.05$ 蒸散散 I)

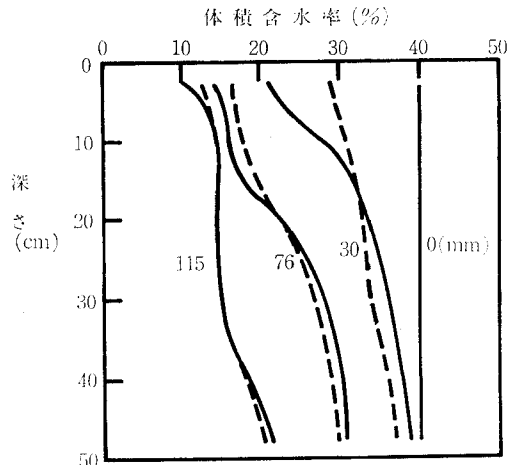


Fig.10 蒸発散速度が水分分布に与える影響¹⁰⁾

(実線：蒸散散 I, 破線：蒸散散 II,
 $r_r = 5 \times 10^7 s \cdot cm^{-1}$, $r_a = 5 \times 10^7 s \cdot cm^{-3}$,
 $\alpha = 0.7$, $\beta = 0.05$, 根密度：急減型)

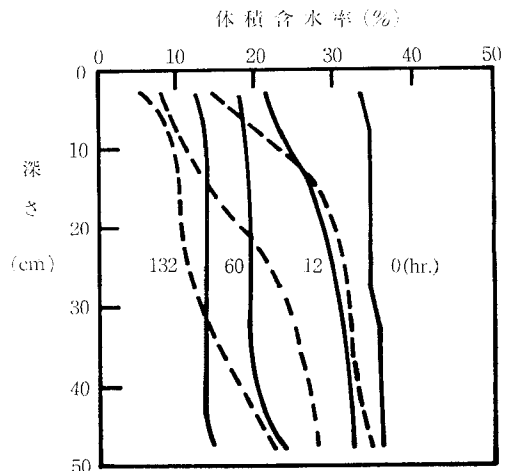


Fig.11 通導抵抗が水分分布に与える影響¹⁰⁾

実線： $r_a = 5 \times 10^6 s \cdot cm^{-3}$,
 破線： $r_a = 5 \times 10^8 s \cdot cm^{-3}$,
 $r_r = 5 \times 10^7 s \cdot 2m^{-1}$, $\alpha = 0.7$, $\beta = 0.05$
 根密度：播種56日目の実測値,
 蒸発散：9/10~16の実測値

が大きくなるが、次第に同一の直線的分布になる。

根の単位透過抵抗 r_r と単位通導抵抗 r_a を $10^6 \sim 10^8$ のオーダーで変化させてみると、 r_r の変化が水分分布を持つ影響は小さく、最大にして1%程度の体積含水率の差が生ずるのみであった。これに対し r_a の変化は大きな影響を持ち、Fig.11 に示すように、 r_a が増加した場合には、深さによる水分の変化が増大する。

屈曲度 α は(4)式を見てもわかる通り、 r_a と逆の影響を持ち、 α が増加、すなわち根の屈曲が大きくなると均一な水分分布に近づく (Fig.12)。また β が大きくなると蒸発成分が大きくなり、表層5cm程度までの水分減少を

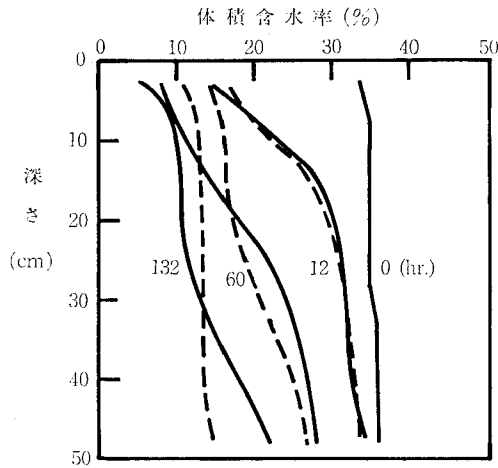


Fig.12 パラメーター α が水分分布に及ぼす影響¹⁰⁾

実線: $\alpha=0.07$, 破線: $\alpha=0.7$,
 $r_r=5 \times 10^7 \text{ s} \cdot \text{cm}^{-1}$, $r_a=5 \times 10^7 \text{ s} \cdot \text{cm}^{-3}$,
 $\beta=0.05$, 根密度: 播種54日目,
 蒸発散 9/10~16

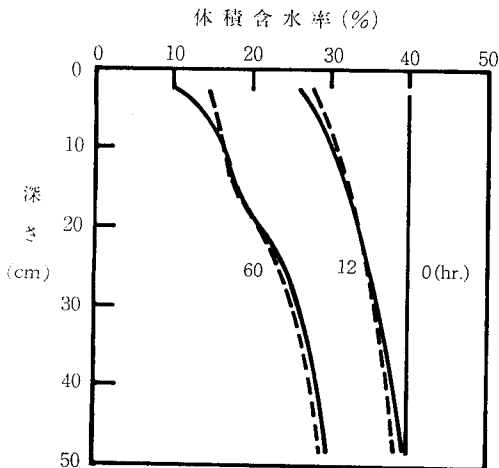


Fig.13 パラメーター β が水分分布に及ぼす影響¹⁰⁾

実線: $\beta=0.1$, 破線: $\beta=0.01$,
 $r_r=5 \times 10^7 \text{ s} \cdot \text{cm}^{-1}$, $r_a=5 \times 10^7 \text{ s} \cdot \text{cm}^{-3}$, $\alpha=0.7$
 根密度: 播種56日目, 蒸発散 9/10~16,

進行させるが、それ以下での影響は小さい (Fig.13)。

3. 実測値と計算値の比較

(1) 実験

直径 200mm, 高さ 500mm の大きさの土壌ポット (Fig. 14) に 2 個体ずつ大豆を生育させ、充分なカン水の後の乾燥過程を追跡した。環境は、気温が昼 25°C, 夜

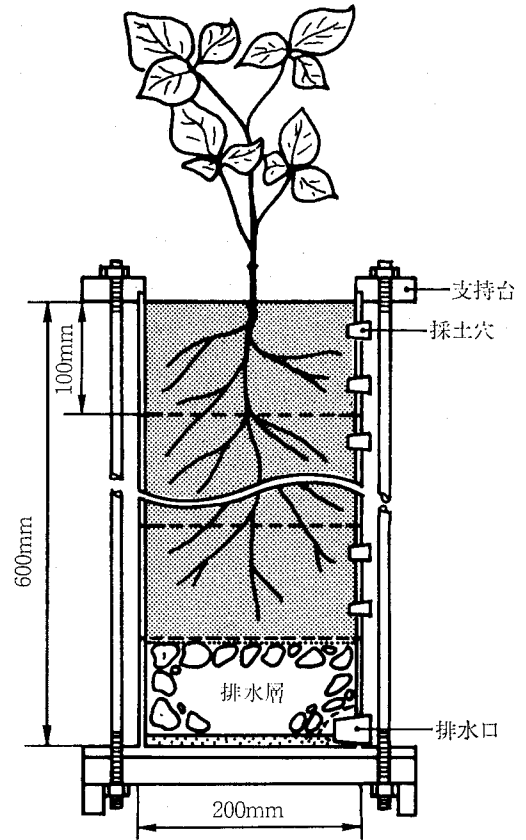


Fig.14 ポットの概念図¹⁰⁾

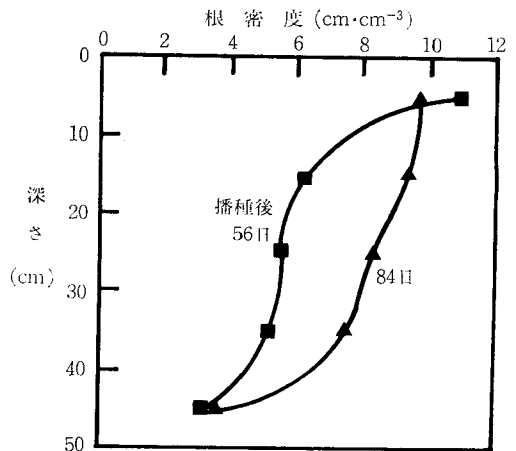


Fig.15 根密度分布¹⁰⁾

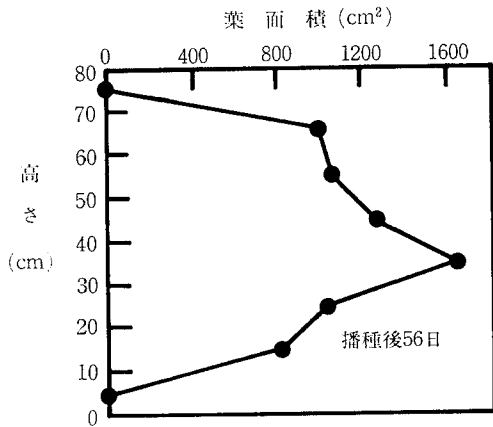


Fig.16 葉面積分布¹⁰⁾

17 °C, 相対湿度 70%, 風速はほ 0.3m/s と制御し, 日射およびガス環境は自然状態とした。測定は蒸発散量 (ポット重量の変化から), 土壌水分 (採土法), 根密度 (ニューマン法), 植物のポテンシャル (圧チャンバ-法) 等について行った。

(2) 実験結果および計算値の比較

根密度は Fig.15 に見られるように 10~3 cm³・cm⁻³ 程度で変化する。この値は圃場で得られるものよりも 1 オ-ダー程度大きい, 1 個体あたりの根の総延長距離は, 播種 56 日, 84 日でそれぞれ 464m, 583m と妥当な値を示す。

播種 56 日の葉面積分布は Fig.16 のとおりで, 総葉面積は 6,820cm², 葉面積指数は, ポット地表面に対して 24 あった。

蒸発散量 裸地ポットの蒸発散量および日射量を Fig.17 に示す。蒸発散量が 5 mm³・day⁻¹ 前後の値になった時に

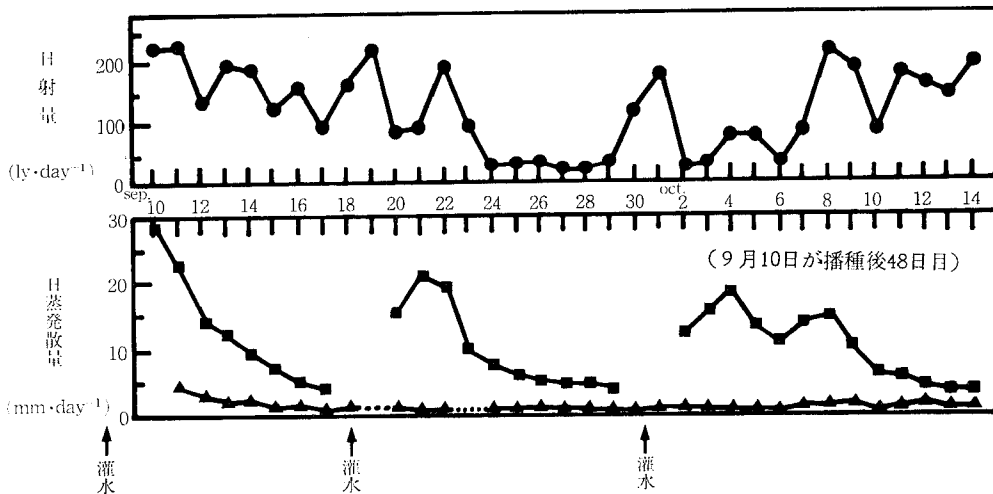


Fig.17 日射量と蒸発散量¹⁰⁾ (●日射量, ■蒸発散量, ▲蒸発量, 2 回目以後の灌水は植生ポットのみ)

は葉が一日中 flagging 状態にあった。

土壌変化の一例を Fig.18 の黒丸で示す。初期に上層の水分減少が卓越するが, 経時的にその減少域が下降し, 最終的には体積含水率 10~11% 程度の均一分布に近づく傾向がある。

Fig.15, 17 で示した根密度分布, および蒸発散量変化を用いた計算結果が Fig.18 の実線である。すでに述べた各因子の影響をみながら, $r_r = 5.0 \times 10^7 \text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$, $r_a = 5.0 \times 10^7 \text{s} \cdot \text{cm}^{-3}$, $\alpha = 0.7$, $\beta = 0.05$ を採用している。黒丸で示した実測値との一致は比較的良好であり, ここで述べた基礎式が根群域の土壌水分の変化を良好に再現

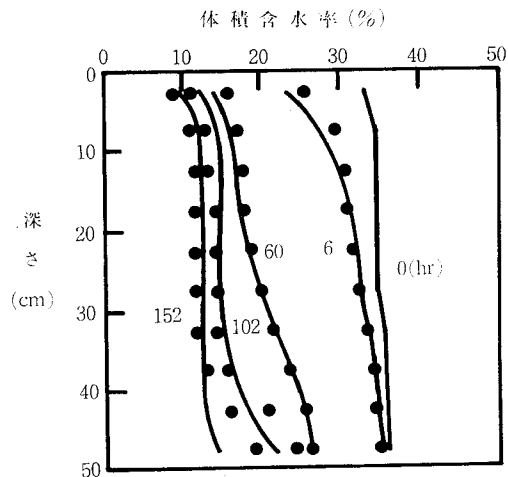


Fig.18 実測と計算の水分分布の比較¹⁰⁾

実線: 計算, ●: 実測
 $r_r = 5 \times 10^7 \text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$, $r_a = 5 \times 10^7 \text{s} \cdot \text{cm}^{-3}$,
 $\alpha = 0.7$, $\beta = 0.05$,
 根密度: 播種 56 日, 蒸発散 9/10~16,
 但し 0hr. は排水 36hr. に対応

し得るものと考えられる。しかし、乾燥が進行するにつれ、計算値は、より一様な分布となり、最大にして5%程度の実験値との差が生じている。

4. モデルによる現象の推定

(1) 根群域の下に土層が続く場合の水分分布

実験値と最も良好に一致したケースでのパラメーターを用い、実際の圃場の土壌条件を想定し、根群域の下に厚く土層が続く場合の試算を行った。土が厚くなるような場合のポット実験は、現実には実施困難なことが多いために、これによって、実際の圃場の水分現象を推定しようというわけである。下部境界は地表下150cmにおい

てマトリック・ポテンシャルが-50cmの一定値となるように定めた。根密度ならびに蒸発散量には実測値を用いた。Fig.19に示した計算値を見ると、根群域内では、やはり初期に上部の水分が減少し、経時的に下方の水分が減少する。しかし根群域内の下部では、下に土がない場合に比べて変化が小さく、10%程度に留まっている。また深部の水分変化は比較的小さく、100cmの深さでは、最大にして5%程度である。

この時、下方から根群域に補給される水分のフラックスを示したのがFig.20である。初期の間、わずかに排水が生じているが、その後は根群域に水分を補給するようになり、その速度は5 mm/day前後で増減を繰り返している。この増減は蒸散速度の変化に対応したもので、その時間おくれは、およそ4時間程度になる。

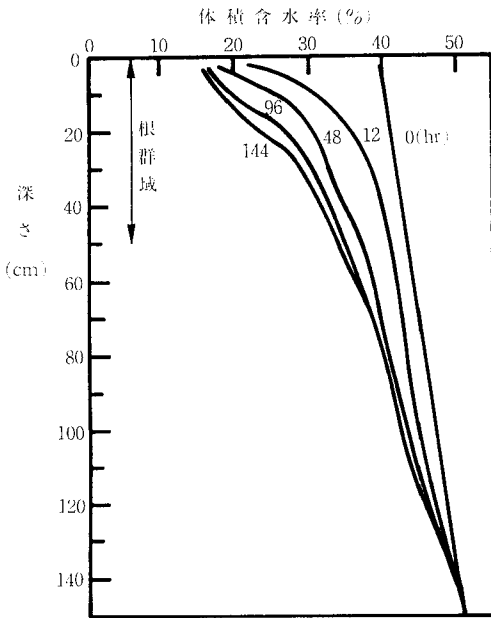


Fig.19 根群域の下部に土が続く場合の水分分布
 $(r_r = 5 \times 10^7 \text{ s} \cdot \text{cm}^{-1}, r_a = 5 \times 10^7 \text{ s} \cdot \text{cm}^{-3}, \alpha = 0.7)$
 $(\beta = 0.05, \text{根密度: 播種56日, 蒸発散 } 9/10 \sim 16)$

(2) クラウン・ポテンシャルの変化

植物の持つクラウン・ポテンシャルは、植物体中の水移動を扱う上で必要となる値であるが、実測が困難なものである。ここで、計算によって得られた値をFig.21に示した。下部の土の有無にかかわらず、クラウン・ポテンシャルは昼と夜で増減を繰り返す、土壌のポテンシャル低下に伴って次第にその値を低下させていく。しかし、下部に土がない場合には-12bar程度まで低下するのに比べ、下部に土がある場合には-3 bar程度まで低下するに過ぎない。図中の黒丸で示したものが実測した葉柄木部の圧ポテンシャルで、下部に土がない場合の値である。その場合クラウン・ポテンシャルと比較してみると、2~3 bar程度の差があらわれている。

IV 土壌水分の消費

(1) 根群域の下に土層がない場合

各深さにおける土壌分布の減少は根によってもたらされる吸水と、ダルシー流による土壌中の貯留変化が加え合わされたものである。Fig.18で示した土壌水分変化の

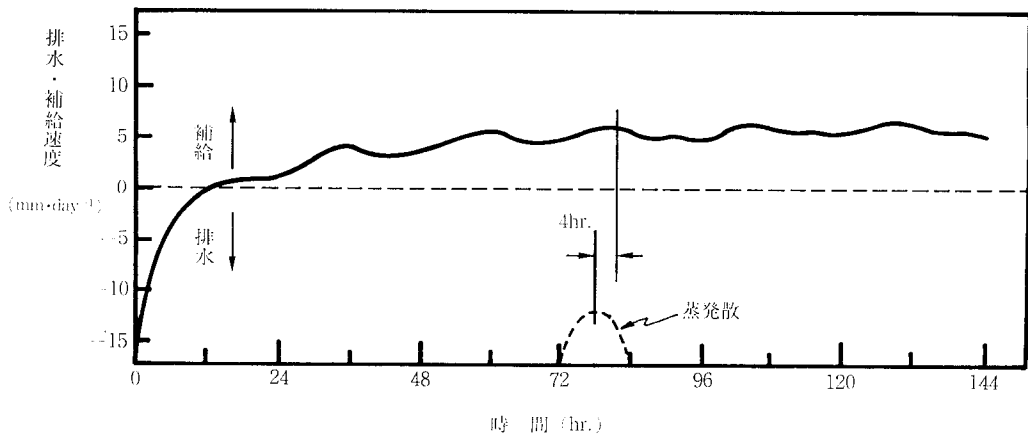


Fig.20 根群域下部での水の流れ (計算条件はFig.19と同じ)

ケースについて、これらの分離を行ったものがFig.22である。

根による吸水速度は、最大値を持つ深さが経時的に下方へ移動しており、その最大値は $7 \times 10^{-2} \text{day}^{-1}$ から $5 \times 10^{-2} \text{day}^{-1}$ 程度に減少していく。

流れによる貯留変化速度を見ると、表層 5 cm 程度までは下層からの水分補給が地表面蒸発に追いつかず、 $0.5 \times 10^{-2} \sim 1.5 \times 10^{-2} \text{day}^{-1}$ 程度の間で常に貯留減となっているまた 40~50cm 深でも、常に上方への水分供給

を行うため $2.0 \times 10^{-2} \text{day}^{-1}$ 程度の範囲内で減少している。しかし、その間にはさまれた区間では変化が0に近く、この区間が単に流れの通路としてのみ働いていることを示している。従って、この区間では貯留変化速度が水分分布に対して持つ影響も小さなものとなる。

吸水速度と貯留変化速度を加えたものが土壌水分の減少速度であり、計算値は、実測した黒丸、白丸を良く追従している。また 10~40cm 深での吸水速度は、土壌水分の減少速度に、ほぼ一致してくる。

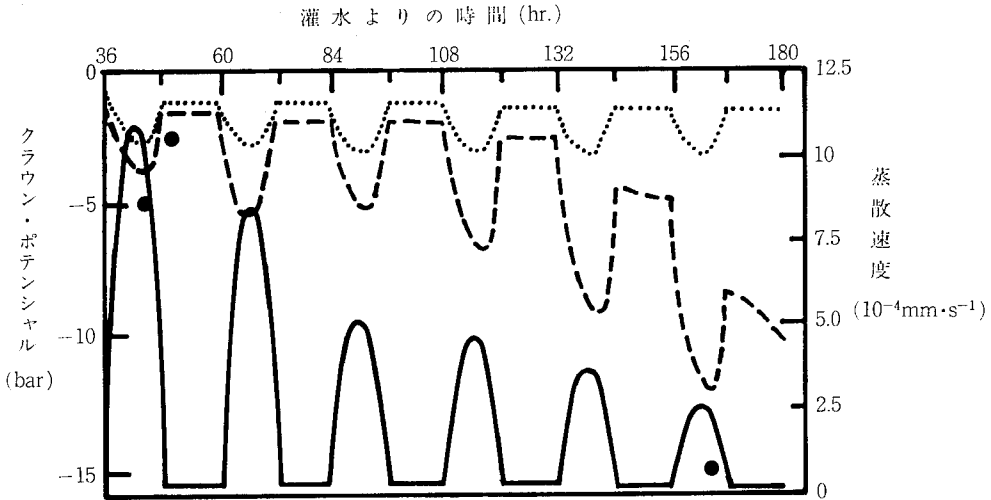


Fig.21 クラウン・ポテンシヤルと蒸散速度の変化 (石田ら¹⁰⁾を一部改変)

(実線：蒸散速度，破線：根群域下部に土のない場合のクラウン・ポテンシヤル)
(点線：根群域下部に土の続く場合のクラウン・ポテンシヤル
● 実測の葉柄木部の圧ポテンシヤル，計算条件はFig.18, 19と同じ

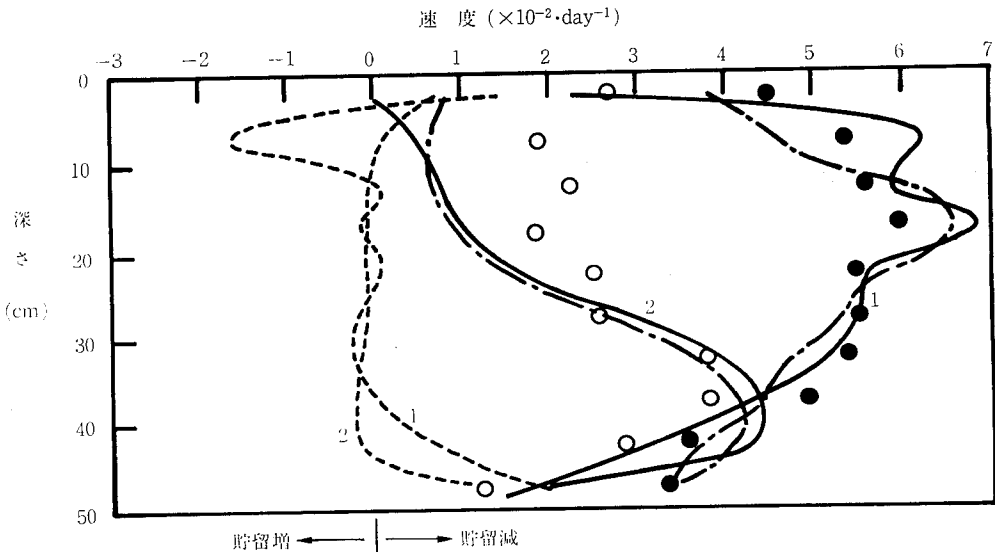


Fig.22 根による吸水とダレンー流による貯留変化 (根群域下に土のない場合) (石田ら¹⁰⁾を一部改変)

(実線：吸水速度，破線：貯留変化速度，一点鎖線：土壌水分減少速度 (実線と破線の和になる)
1. 灌水後42~96(hr.)， 2. 灌水後96~138(hr.)， 黒丸：42~96(hr.)の実測土壌水分減少速度
白丸：96~138(hr.)の実測土壌水分減少速度，計算条件はFig.18と同じ

(2) 根群域の下に土層が続く場合

根群域下方に土層が続く場合の土壌水分減少速度を、根による吸水速度とダルシー流による貯留変化速度に分離したものがFig.23である。根群域下方では、根による吸水が存在しないために、貯留変化速度は土壌水分減少速度に一致する。なお、根密度分布は緩減型と仮定している。

ここでも、吸水速度の分布は、下に土がない場合と同様に、最大値を持つ深さが、経時的に下方へ移動している。しかし、貯留変化速度を見ると、下に土がない場合に比べ、大きな相違があらわれている。すなわち、根群域内上部と下部での貯留減少は同様であるが、その間にはさまれた5~45cm深あたりでは、ダルシー流による貯留が常に増加している。その増加量の最大値は、48~96hrで $2.2 \times 10^{-2} \text{ day}^{-1}$ 、96~144hrで $4.0 \times 10^{-2} \text{ day}^{-1}$ に及び、その結果、土壌水分減少速度と根による吸水速度との差をひろげている。こうした貯留増加は、根群域内下部、並びに根群域下方(50cm以深)から土壌水分の流れによって生じたものであり、そうした場所での貯留

減少としてあらわれている。また、根群域下方での貯留変化速度を見ると、深さに伴って漸減しており、100cm深では $0.25 \times 10^{-2} \text{ day}^{-1}$ と、ほぼ0に近い値を示す。この部分は、150cm(計算での下部境界)以深からの土壌水分の流れに対する通路としての役割を果たしており、Fig.22の10~40cm深の部分と同様の働きをすることになる。

さて、畑地カンガイで水分消費型がよく使われるが、これは、土層中の水分減少割合を深さごとに表わすもので、ここで述べた土壌水分の減少速度と対応する。そこでFig.23に示した結果のうち、96~144hr.のものを水分消費型に直してみたのがFig.24である。有効土層の深さを、1日の水分変化が体積含水率にして0.5%以下である80cmまでと決め、水分消費型を求めたものが実線の曲線である。これに対し植物の吸水と土壌面蒸発とによって土中から大気へ逸散していく全水分消費量(すなわち80~150cm深さでの土中水分減少や、150cm以下からの水分上昇量も加味したものに相当する)を100%とおいて決めたものが一点鎖線であり、実線のものの75%程

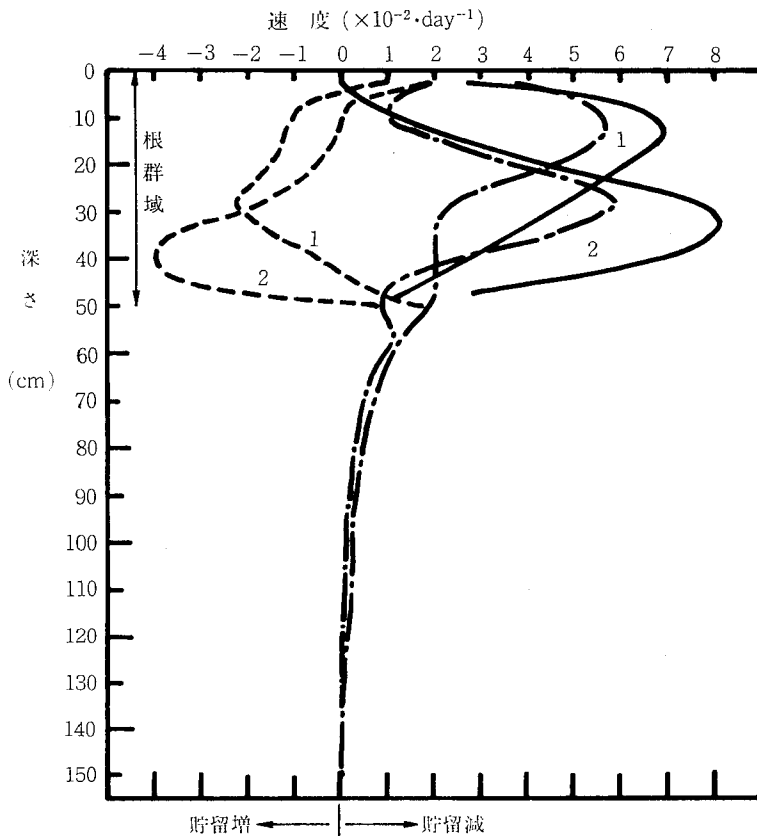


Fig.23 根による吸水とダルシー流による貯留変化(根群域下に土のある場合)
 (実線: 吸水速度, 破線: 貯留変化速度, 一点鎖線: 土壌水分減少速度)
 (1. 48~96hr, 2. 96~144hr, 根密度: 緩減型, 蒸発散: $22.5 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$, その他の条件はFig.19と同じ)

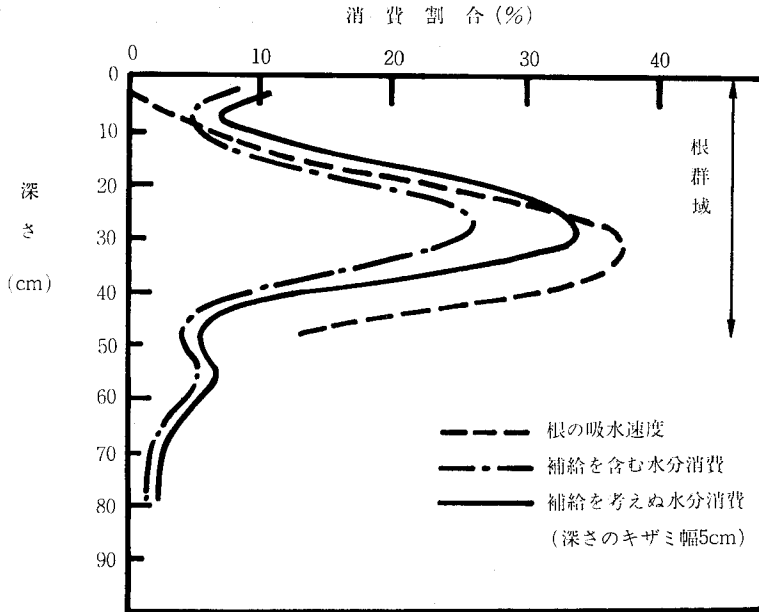


Fig.24 水分消費 (条件はFig.23と同じ)

度となる。この差は、ここで決めた有効土層下方からの水分補給によって生ずるものであり、有効土層の決定の違いが水分消費型の相対値を大きく変化させることを物語っている。

V 今後の課題

ここで述べた、根のまわりの水移動、根群域全体の水移動のそれぞれを表現するモデルは、適切なパラメータを選ぶことによって、比較的良好に現象が再現し得るものであった。しかし、そこには依然として多くの課題が残る。

そのひとつとして、根の伸長に伴う根の分布変化がある。マクロ・モデルでは根の形状を根密度によって代表させることが多いが、この根密度分布も時々刻々と変化する。例えば Sivakumar ら¹²⁾の測定によれば、開花期前後の大豆で1日に4 cm もの根の伸長が起きている。これを何らかの方法で考慮することが必要となる。

ふたつめに、根は伸長すると共に、一方で老化を起し、水に対する透過性が変化する。この点に関しても、如何にして簡便に根の老化程度と透過性の変化を知り得るかがポイントとなる。

3つめに、根と土壌の接触の問題が考えられる。Cole ら¹³⁾の小麦の実験では、ポテンシャル低下に伴って、根は60%程度も径を収縮させている。この収縮によって生ずる根と土壌との接触の劣化が、水分移動にどのような影響を与え、また、根より分泌される粘液がいかなる緩和効果を持つかも定かでない。

4つめに、抵抗についての問題がある。土壌側から言えば、土壌の持つ影響も、完全には評価が定まっていない。根の側では、老化による透過性の変化に加え、根中の流速と抵抗の関係、さらに導管中を移動する際の抵抗評価も不明瞭なままに残されている。

こうした点を踏まえ、さらに多くの研究の積み重ねが、根群域における水の行動、ひいては植物の水環境を評価する上で必要となっている。

引用文献

- 1) Gardner, W. R. : Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Sci.* 89, pp.63~67 (1960).
- 2) Passioura, J. B. & I. R. Cowan : On solving the non-linear diffusion equation for the radial flow of water to roots. *Agr. Meteorol.* 5, pp.129~134 (1968).
- 3) Lambert, J. R. & W. T. Penning de Vries : Dynamic of water in the soil-plant-atmosphere system. : A model named TROIKA. In "Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystem" ed. A. Hadas et al, Springer-Verlag, pp.257~273 (1973).
- 4) Hillel, D., C. G. E. M. van Beek & H. Talpaz : A microscopic-scale model of soil water uptake and salts movement to plant roots. *Soil Sci.* 120, pp.385~399 (1975).
- 5) Tinker, P. B. : Transport of water to plant roots in soil. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 273, pp.445~461 (1976).
- 6) Dunham, R. J. & P. H. Nye : The influence of soil water content on the uptake of ions by roots. I. *J. Appl. Ecol.* 10, pp.585~598 (1973).
- 7) Moltz, F. J. & Irwin Remson : Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resour. Res.* 6, pp.1346~1356 (1970).

- 8) Nimah, M. N. & R. J. Hanks : Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelation. I, II. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37, pp.522~532 (1973).
- 9) Belmans, C., J. Feyen & D. Hillel : An attempt at experimental validation of macroscopic-scale models of soil moisture extraction by roots. Soil Sci. 127, pp.174~186 (1979).
- 10) 石田朋靖・中野政詩 : 土壌~植物~大気系における土壌水分消費の動態. 農土論集, 92, pp.26~34 (1981).
- 11) Gardner, W. R. : Relation of root distribution to water uptake and availability. Agron. J. 56, pp.41~45 (1964).
- 12) Sivakumar, M. V. K., H. M. Taylor & R. H. Shaw : Top and root relations of field-grown soybean. Agron. J. 69, pp.470~473 (1977).
- 13) Cole, P. J. & A. M. Alston : Effect of transient dehydration on absorption of chloride by wheat roots. Plant and Soil 40, pp.243~247 (1974).

質 疑 応 答

寺沢(農技研) 土柱試験に使用した土壌は、どんな土壌ですか。下層土は火山灰の赤土ですか。

石田 供試土壌は黒ぼく(北海道落部表土)です。実験はポットで行ったので大きさの制約上下層土を作るとは困難であり、ここで説明した下層土がある場合の値は計算によって求めたものです。

岩田(農工試) (図-18において)実測値と計算値とを比較して、深いところで実測値の方の水分が高い値を示しているが、原因は何ですか。

石田 その原因はまだ不明ですが、基本的には抵抗あるいは吸い込み項の見積りがまだ不十分であるためと思われます。例えば、根があれば、その根全体が同じ透過性を持つものと仮定しています。このような点でこのモデルについて改良されるべき問題が残されていると考えています。

井上(鳥取大) 根密度および蒸発散量は実測で、 r_r (透過抵抗)、 r_a (通導抵抗)、 α (根の屈曲度)内のおよび β (蒸散に対する蒸発の比)は仮定して、根群域土壌水分の移動をシミュレーションしておられますが、4つのパラメーターはどのように決定するのでしょうか。例えば β 等は植物の生育とともに変化するものと考えられますが、シミュレーション中および測定期間中、パラメーターは定常として取扱っているのでしょうか。

石田 β については、裸地ポットの蒸発量を測定し、その値から推定しました。 α については実際の測定は困難なので、洗い出した根の写真などから0.7(定常)としました。他のパラメーターについてもある1つの乾燥条件下で初期条件を与え、それ以後では一定値をとるもの

として、すなわち定常として取扱いました。

長谷川(農工試) 根の屈曲度の考え方を説明して下さい。また屈曲度と土の抵抗を評価するさいの β 値($R_s = \frac{1}{KBL}$)とは関連しますか。

石田 まず屈曲度についてですが、植物によって吸水された水の移動を考える時、その抵抗は、当然、根の中での移動距離に比例する訳で、単純に土壌表面からの距離で決まることにはなりません。これが屈曲度を導入した理由です。その定義は、ある深さ幅 ΔZ を考え、そこでの一本の根の長さを Δl とした時に、 $\Delta Z/\Delta l$ の値と考えました。

B値はGardner¹⁾によって導入されたもので、半ば経験的な値とされていますが、その内容は、根の近傍での土壌のポテンシャル勾配の効果などを含むもので、基本的には、マイクロモデルの解から与えられます。つまり、B値は、本来、直線状の吸い込みを仮定した場において求められるものですから、根が屈曲している場合には、当然、変化すべきものであると考えられますが、その関係については、まだはっきりとは、とらえられておりません。

関谷(果樹試) 植物のポテンシャルを経時的に測定するためには、経時的に採葉していくことになる。若い植物時には全葉数が少ないので吸水過程を追跡する時に問題はないですか。また、植物のポテンシャルを測定する時葉位によって測定値が異なるがそのような事柄を検討をされた上での測定でしょうか。

石田 Fig.21にプロットした葉柄木部の圧ポテンシャルは、それぞれ、1つのポットで葉位の異なる3地点から、各々1枚程度ずつの葉を切り取って測定し、それを平均したものです。

この実験を行ったのは開花期終期であり、総葉面積が7,000cm²程度であったのに対し、切り取った葉面積の合計は、10%以下でした。この葉面積減少に伴う蒸散量の減少は確かにあると思います。

また、葉位によるポテンシャルの変動についてですが上記の測定や、全葉を切り取って測定した時、葉位によって、明らかにポテンシャルは異なって現われておりました。これは、個々の葉の生理的活性や、植物体内の水移動が複雑に絡み合っていて起きてくるものと考えられ、単純に論ずることは難しいので、ここでは、平均値をプロットしてみた訳です。

1) Gardner, W. R. : Relation of root distribution to water uptake and availability. J. Agron. 56, pp.41 (1964)

耕地における水収支

古藤田 一 雄

筑波大学

Water balance of arable land.

Kazuo Kotoda

Tsukuba University

1. 耕地の水収支における蒸発散の役割

植生に覆われた地表面は、日中の蒸発散、すなわち植物体を通して水が気化する蒸散と、土壌面からの水の気化による蒸発の二つの過程の同時進行によって水蒸気が大気中へと輸送され水を失うが、この他に植物体に付着した降水の蒸発などがある。わが国のような温暖湿潤気候帯に属する地域においては、蒸発散強度は、降雨強度に比べて小さいため、水収支のなかで軽視されがちであるが、降水は、局時的・局地的現象であるのに対して蒸発散は、年中継続して生起する広域的現象であるため、結果としては、降水量や流出量に匹敵するオーダーの量の水となっている。したがって、蒸発散量はマクロな観点からみれば、流域の水収支特性を支配する一つの重要な因子となり、植物分布などに大きな影響を与えている。一方、植物個体の観点からみれば、蒸散はその物質生産を支配する重要な因子として働くため、耕地の水管理に関連して蒸発散機構の解明はきわめて大きな意義を有する。

蒸発散による水の輸送は、水から水蒸気というように相変化の過程を含むので、水収支はまた熱収支と密接な関係を有する。しかも、水1gの蒸発の潜熱はおよそ600cal/gであることから、この相変化に際して莫大な熱エネルギーの交換がなされるので、水の分布と蒸発散の動行は、その地域あるいは耕地の熱収支環境の形成に大きな影響を与える。

2. 蒸発散の測定法

蒸発散の測定法は、直接法と間接法に二分することができ、前者には①ライシメーター法、②チャンパー法などがあり、後者には、①水収支法、②渦相関法（乱流変動法）、③熱収支法、④空気力学法、⑤組み合わせ法、⑥経験法などがある。（表一参照）

3. 蒸発散測定法の検討

ここでは、主に間接法について検討をする。

表一 蒸発散量の測定法

直接法	ライシメーター法	秤量ライシメーター法
		フローティング・ライシメーター法
		チャンパー法
水収支法	漏水型ライシメーター法	
	流域水収支法	
渦相関法	熱収支法	
	熱収支・ポウエン比法	
間接法	空気力学法	
	傾度法	
組み合わせ法	Penman法	
	Monteith法	
	その他	
経験法	Thorntwaite法	
	その他	

(1) 水収支法

この方法は、次の水収支式を基礎としている。

$$P = E + G_R + S_R + \Delta M / \Delta t \quad (1)$$

ここでPは降水量、Eは蒸発散量、 G_R は正味の地下水流出量、 S_R は正味の地表水流出量、Mは土中水の貯留量、tは時間である。

水収支法によって、Eを決定するためには、P、 G_R 、 S_R 、 $\Delta M / \Delta t$ が既知でなければならないが、Eの精度は、これらP、 G_R 、 S_R 、 $\Delta M / \Delta t$ の測定精度によって決まるので、これらの測定精度をいかにあげるかが課題となる。

(2) 渦相関法

この方法は、水蒸気フラックスを直接測定する唯一の方法で、Swinbank (1951)¹⁾などによって試みられたもので、次式で示される関係を利用している。

$$E = \rho q' w' = r (q, w) \cdot \sigma(w) \cdot \sigma(q) \quad (2)$$

ここで、q、q'は、それぞれ比湿の瞬間値および平均値からの偏差を示し、w、w'は鉛直風速の瞬間値および平均値からの偏差で、 ρ は空気の密度である。またr(q,

w) はqとwとの間の相関係数で、 $\sigma(w)$, $\sigma(q)$ はそれぞれw時系列およびq時系列標準偏差を示す。この方法は気層の安定度の如何を問わず適用することができるが、q'の測定が非常にむづかしく、長期間にわたる測定には向いていない。しかしながら、渦相関法による顕熱輸送量の決定は、w', T', (Tは温度)が、超音波温度風速計によって容易に測定できるので、次式

$$H = C_p \rho \overline{w'T'} \quad (3)$$

によって、Hを測定し、これと熱収支式からEを残差として求める、渦相関熱収支法が試みられている。

(3) 熱収支法

この方法は、次式で示される熱収支の関係を基礎としている。

$$R_n = \ell E + H + G + M_p \quad (4)$$

ここで、 R_n は正味放射量、 ℓE は潜熱輸送量 (ℓ は蒸発の潜熱)、Hは顕熱輸送量、Gは地中熱流量、 M_p は植被層の貯熱量変化である。(4)式によってEを求めるためには R_n , H, G, M_p を測定する必要があるが、ポウエン比 $\beta = \gamma(dT/dz)/(de/dz)$, $\gamma = C_p P / 0.622 \ell$ を導入することによって、次のような関係によりEを求めることができる。

$$E = (R_n - G - M_p) / [(1 + \beta)\ell] \quad (5)$$

ここで、 γ は、乾温計定数で、eは水蒸気圧、Pは大気圧である。

(4)式による方法は、熱収支ポウエン比法と呼ばれている。この方法は、風速を測定する必要がなく、Eの決定のための最も標準的な方法として利用されている。

(5) 空気力学法

Fickの法則に従えば、地表面からの水蒸気の輸送は、次のように表わすことができる。

$$E = -(C_p \rho K_v / \gamma \ell) (de/dz) \quad (6)$$

ここで K_v は水蒸気の拡散係数である。 K_v は、一般に $K_v = \kappa U_* z / \Phi_v$ (κ :カルマン常数、 U_* :摩擦速度、 Φ_v :安定度のパラメーター)の関係をを利用して求めるが、このためには、風速鉛直分布の測定が必要である。 Φ_v は、気層が中立の場合は、1の値をとるが非中立の場合は1にならない。(6)式よりEを求める方法は、湿度および風速の傾度を測定する必要があるため、傾度法と呼ばれている。

(5) 組合せ法

この方法は、Penman (1948)²⁾ によってはじめて提案され、広く知られているが、Monteith (1965)³⁾は、Penman式を修正し、次のような蒸発散式を提案した。

$$\ell E = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)} + \frac{C_p \rho (e_a^* - e_a)/\gamma r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)} \quad (7)$$

ここで、 e_a^* , e_a はそれぞれ高さzにおける気温Tに対する飽和水蒸気圧および大気の水蒸気圧、 r_a は顕熱輸

送に対する空気力学的抵抗 (aerodynamic resistance)、 r_c は、群落抵抗 (canopy resistance) で、植物の気孔の開閉など、生理的条件が関与する。また、 Δ は温度(T)・飽和水蒸気圧(e^*)曲線の気温Tにおける勾配である。

(7)式はPenman-Monteith式とも呼ばれ、葉が完全にぬれていて、植物の水分ストレスがないと考えた場合には $r_c = 0$ とおける。このとき(7)式は、Penman式と同じ形になる。

r_a および r_c の値は、植被の性質や気候条件によって異なるが、およそ次の様な値をとる。

表-2 r_a と r_c の関係
Oke(1978)⁴⁾による

蒸 発 面	$r_a \text{ s} \cdot \text{cm}^{-1} *$	$r_c \text{ s} \cdot \text{cm}^{-1} **$	$\frac{r_a + r_c}{\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}}$
開水面	2.0	0.0	2.00
短かい草	0.7	0.7	1.40
作物畑	0.3	0.4	0.70
森 林	0.05	1.25	1.30

* 高さ2 m, $\bar{U} = 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ として計算したもの。

** 平均的な気孔の開きに対する値。

Brutsaert and Strickler (1979)⁵⁾は、別の形で、Penman式を修正した。

$$E = (2\alpha - 1) \frac{\Delta(R_n - G)}{(\Delta + \gamma)\ell} - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (8)$$

ここで、 α は、Priestley and Taylor (1972)⁶⁾の定数(=1.26)、 E_a は、Penman (1963)⁷⁾の大気のdrying powerで、次式で与えられる。

$$E_a = 0.263(0.5 + 0.54U_z)(e_a^* - e_a) \quad (9)$$

ここに、 e_a^* , e_a の単位はmb、 E_a の単位は、 $\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$ で、 U_z は高さ2 mにおける平均風速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)である。

図-1は、筑波大学水理実験センターの圃場(牧草地)で観測した気象データを基にして計算した蒸発散量と同じ場所に同じ牧草を植えたライシメーターで測定した実蒸発散量を比較したものである⁸⁾が、Penman式が比較的良い一致をみせたのに対して、Monteith式はあまり良く適合しなかった。この理由としては、蒸発散速度に対する風速の効果が、Penman式は線形であるのに対して、Monteith式は、風速の増大とともに、空力抵抗 r_a が急減しその結果、蒸発散速度が過大評価されたものと考えられる。Brutsaert式は、Penman式とMonteith式のほぼ中間の値をとっている。

4. 土壌水分の変化と蒸発散量

蒸発面が常に飽和している場合には、蒸発は最大の能

力を発揮するが、蒸発面が乾燥し水の補給がとぎれた場合には、蒸発のための熱エネルギーが十分あっても、蒸発は制限されるであろうことは十分考えられる。

Davies and Allen (1973)⁹⁾ は、非常に透水性の良い Fox sandy loam の土壌に育生された Perennial rygrass, トウモロコシおよび大豆畑における蒸発散量の観測結果から、水分の欠乏による蒸発抑制効果を考慮した次のような経験式を得た

$$E = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \left[1 - \exp\left(-10.563 \frac{SM}{SM_r}\right) \right] \quad (10)$$

ここに SM は体積土壌水分率 (0~5 cm の表層) で、SM_r は圃場容水量 (=0.225) である。

また、Williams, Broersma and Ryswyk (1978)¹⁰⁾ は草丈 30~60cm のハマムギ (ハネガヤ属) の植生地において蒸発散量の観測を行ない。次のような式を得た。

$$E = 0.85 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \left[1 - \exp\left(-5.268 \frac{SM}{SM_r}\right) \right] \quad (11)$$

上式は、指数関数形で与えられているが、対数関数型でも示され得るとして、次式を求めた。

$$E = 0.95 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \left[1 - 0.6 \log_{10} \frac{SM}{SM_r} \right] \quad (12)$$

ここで、SM は、0~2.5cm 層の土壌の体積水分率で、SM_r は、水分張力が -33Kpa (-333mb) に相当する水分量と仮定した。

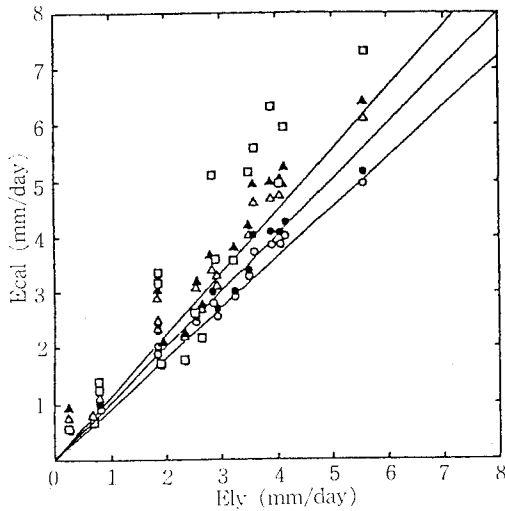


図-1 ライシメーター蒸発散量 (Ely) と各式の蒸発散量の比較 (中川, 1982)

- ● Penman式 { ○ 風速係数 0.5, ● " 1.0 }
- Monteith式 { □ " 0.5, ■ " 1.0 }
- △ ▲ Brutsaert式 { △ " 0.5, ▲ " 1.0 }

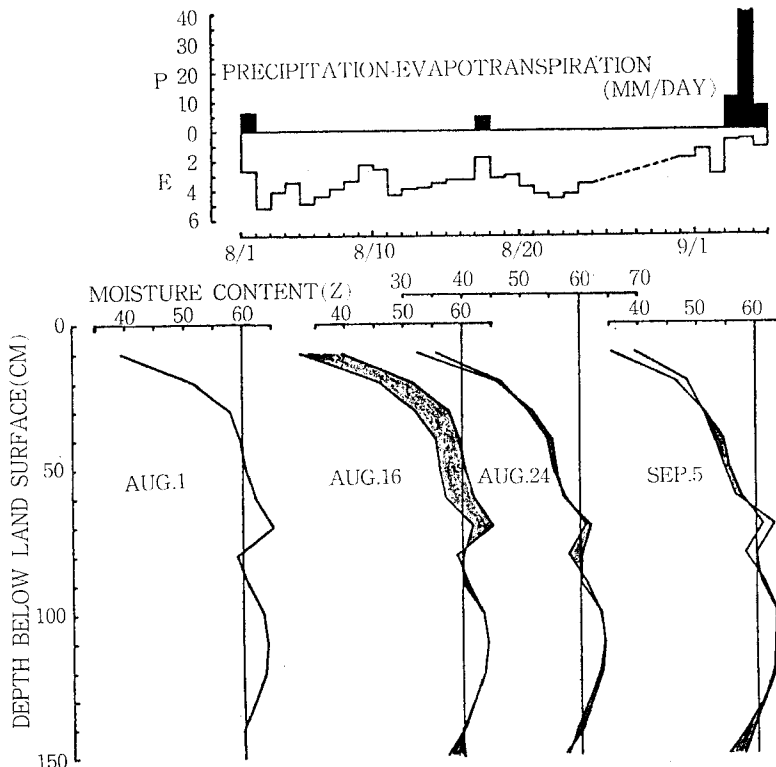


図-2 1978年8月1日~9月5日間の降水量, 蒸発散量および土壌水分プロファイルの変化

これらの結果から、土壌水分の欠乏は明らかに、あるべき蒸発散量を抑制することが認められる。

わが国においても、砂丘地のように非常に透水性のよい地域や、地下水水位が非常に深い乏水地域などにおいては、夏季の旱天が続いたような場合には、土壌水分の減少が蒸発散量を制限すると考えられるが、常時は地下水水位が非常に浅い位置にあり、関東ロームのように細かい土粒子からなる水分率の大きい土壌層からの蒸発散は、根系の発達具合にもよるが、夏季の1ヶ月位の連続旱天程度ではそれ程大きな蒸発散量の抑制は生じないと推察される。図-2は、1978年8月の旱天が続いたときの筑波大学水理実験センターにおいて観測¹¹⁾した降水量、ライシメーター蒸発散量および圃場の土壌水分プロファイルの変化を示したものである。この年の8月は、8月1日に6mm、8月17日に5mm、9月1日から5日までの間に58mmの降雨を記録したのみで、2日から16日の15日間および18日から31日の14日は連日晴天の続く日でありであった。このときライシメーターからの蒸発散量は、2~16日の平均値が3.5mm/day、18~24日の平均値(25日以降はスケールオーバーのため計算から除外する)は3.8mm/dayで、17日に5mmの降雨があったが、蒸発散量は土壌水分の減少によって大きく制限された様子はみられなかった。一方、圃場での中性子水分計による水分プロファイルの変化は、図の黒く塗った部分が、前回測定した水分量よりも減少した領域で、白ヌキになっているところは、増加した領域であることを示している。この図から土柱の水分量の減少を積算することによって、積算蒸発散量を推定することができるが、8月1~16日の期間は土壌水分が著しく減少しているのに対して、8月16~24日の期間はそれ程大きな減少がみられない。すなわち、蒸発量に見合った土壌水分の減少が認められなかった。これは、そう入型中性子水分計の弱点である表面近くの水分量の測定の不確かさ、キャリープレションの問題などがあるが、水分張力の傾度に従って、水分が下方から上方へと浸潤移動したためとも考えられる。しかし、詳細については不明な点が多く、今後検討すべき問題として残される。

あ と が き

水収支における蒸発散の研究上における意義は、それ

が単に水輸送の量的な問題というだけでなく、蒸発散が生ずる作物あるいは植物群落層と、その上部の大気およびその下部の土壌層の水・熱・物質・運動量の輸送と密接に関連しているため、蒸発散過程とその機構の解明は土地の水分・熱環境の管理のための基礎的な知識を与える。耕地における水の輸送と作物からの蒸発散による水の輸送はお互いに独自の存在ではなく、その解明のためには、なを多くの努力を必要とするが、農業気象的なサイドと土壌物理的なサイドから、それぞれの問題を協力して追究することは、今後の耕地の水収支研究の最も重要な課題の一つであると確信する。

引用文献

- 1) Swinbank, W. C. (1951): The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteor.*, **8**, 135~145.
- 2) Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., London, A-193*, 120~145.
- 3) Monteith, J. L. (1964): In 'The State and Movement of Water in Living Organisms', Symp. Soc. Exp. Biol. Vol. 19, 205~234. Cambridge Univ. Press.
- 4) Oke, T. R. (1978): *Boundary Layer Climates*. pp.280. Methuen & Co. LTD, London.
- 5) Brutsaert, W. and Strickler, H. (1979): An advetcion-aridity approach to estimate actual and regional evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, **15**, 443~450.
- 6) Priestley, C. H. B. and Taylor, R. J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation. *Mon. Weather Rev.*, **106**, 81~92.
- 7) Penman, H. L. (1963): *Vegetation and Hydrology*. Tech. Communication 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden.
- 8) 中川慎治 (1982): 蒸発散の概念とその適用性について、筑波大学水理実験センター報告, **6**, 53~62.
- 9) Davies, J. A. and Allen, C. D. (1973): Equilibrium, Potential and actual evaporation from cropped surface in southern Ontario. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 649~657.
- 10) Williams, R. J., Broersma, K. and Van Ryswyk, A. L. (1978): Equilibrium and actual evapotranspiration from a very dry vegetated surface. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1827~1832.
- 11) 佐倉保夫・古藤田一雄 (1979): 水分・密度自動計測システムについて、筑波大学水理実験センター報告, **3**, 89~93.

砂質土壌におけるかん水と養水分の行動

川 口 菊 雄

静岡県農業試験場

粗砂、細砂含量の少ない砂土は粗粒質であることから、有機物の集積も少なく、したがった保肥力、保水力が共に小さい。また砂土の水分保持特性からpF1.5附近で水分含量が急激に減少しそれ以上の毛管域の水分含量が極めて少ない。このような土壌においては作物根圏への養水分の維持確保が作物の生育に大きな影響を及ぼすが、なかでも頻繁におこなうかん水が養分の存在量をも規制することになっており、かん水を契機とするその後の養水分の行動が野菜の生育にとって重要である。

1、夏期スイカに対して1日当りかん水量5mm、秋冬期ニンジンに対して2mmのかん水量を間断日数との関係で検討してみると、少量の水を間断日数短かくかん水するほど浸透水量が少なく、また土壌水分は低pF状態で経過し変動巾も小さく維持されている。一方、間断日数をおいて一挙にまとめてかん水するほど下層への水の浸透が多くなり、肥料成分の溶脱も多くなる。この溶脱量は石灰>苦土>加里>窒素>磷酸の順であり、これらの成分はそれぞれ陽、陰イオンを伴ってアニオン/カチオン当量比 0.82 ± 0.57 とほぼ当量関係で溶脱されている。溶脱量の多い石灰については硫酸根との間に高い相関がみられた。一方土壌中の塩基の溶脱性において、石灰については置換性石灰のうち水溶性が7~9.5%、苦土についても置換性のうち7~22%程度が存在していることも砂土中において水と共に塩基の溶脱性を裏付ける一根拠になりうるであろう。

2、スイカに対しては10cm深pF1.6で日消費水量に見合うかん水量を間断日数をおかずにかん水するのがよいが、ニンジンに対しては養分が維持されていればpF1.8程度のかん水点が良いことになり土壌孔隙の必要性が示唆された。しかも砂土中における作物の水利用は毛管水ばかりでなく重力水の一部も利用されていることが考えられた。

3、また砂土においてはかん水時の土壌水分状態がかん水後の水の浸透具合に影響している。下層土の水分が約Mv 7%以上であれば直ちに下層への水の移動が認められるが、それ以下の水分では緩慢である。またかん水後の水の消費も7%までは10cm深、20cm深ともに減少するがほぼ7%程度になると20cm深の方が主に消費される傾向がある。これらのことから砂土の毛管力遅滞点水分Mv約7%が見出せた。

4、砂土中の粘土含量のちがいは客土による組成の改変等は当然乍ら土壌の物理性、化学性をかえ、トマト栽培中の用水量の節減、土壌養分の富加等で有利性が認められた。

5、砂土に対してポリマルチ、ビニルトンネル等の被覆もかん水後の水の動きをかえる。露地状態に比べてこれらの被覆下では水分の変動巾を小さく維持できる。更に被覆の有無によって異なるが、砂土の孔隙性の故におこる特異現象として温度分布とも関連し乍ら土壌水分の水蒸気移動の可能性の大きいことが推測された。

園芸作物における水分消費特性

鴨 田 福 也*

Characteristic Features of Water Consumption of Vegetables and Fruit Trees

Fukuya KAMOTA

Fruit Tree Research Station

はじめに

野菜や果物における収穫対象物は、一般に生育途中で収穫されることが多く、多汁質で新鮮さが要求され、イネ、ムギ、ダイズなどの子実生産の場合と著しく異なるしたがって、園芸作物では“水”の果す役割が生育期間中もちろん、収穫物に対しても直接影響する面が多く、極めて重要でかつ大きなものと言えよう。

水は肥料や農薬と同じく、土地生産性を高めるための重要な役割を果しており、最も高い収量、高品質を保証するような水制御（管理）の方法を見出すことが、栽培上重要な問題である。^{2,7,12)}

ここでは、シンポジウム・メインテーマである土壌・水・作物といった観点から、園芸作物の水分消費特性について考えてみたい。

1. 蒸発散量の作物間差

園芸作物の蒸発散量について、今日まで、測定法のいかんを問わず計測された種類は、表一1のようである。

果樹ではミカン・リンゴ・ブドウなど11種類、野菜ではキュウリ・トマト、ダイコン・キャベツなど22種類にのぼり、主要作物の大部分について明らかにされている。なお、これらの測定例には、かなり詳細にしかも多数の測定結果をみるものから、ごく粗なものまで含まれ、精粗まちまちである。測定法についても重量法や土壌水分収支法、チェンパー法、熱収支法など各種のものがあ

り³⁾ポット栽植の個体からは場に栽植された個体群までさまざまな条件で計測されたものである。

園芸植物の蒸発散量の測定は、加藤ら^{4,5)}によるチェンパー法での測定例が最も多い。なお、その結果は蒸発散量ばかりでなく、蒸散あるいは土面蒸発などを区分して測定され、蒸散散比（蒸発散量/蒸発計蒸発量）も示され有用性の高いのが特徴であろう。

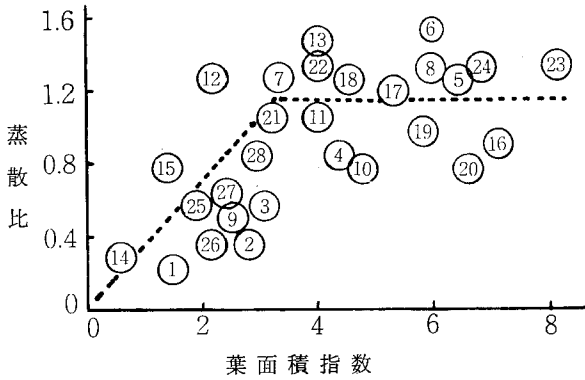
蒸発散量の季節変化をみると、7～9月に最大値を示し平均1日当たり5～7mm、冬季11～3月に低い値（2mm/日前後）を示すことがわかる。言うまでもなく、蒸発散は水の気化現象であり、そのエネルギーを太陽放射に依存することから、夏季高温多照時に多く、冬季低温時に少なくなる経過を示す。なお、細部についてみると蒸発散量は晴天日には多く、曇雨天日に少なく、さらに、時刻別では日中に多く夜間に少ない推移を示す。夏季に蒸発散量が多くなるのは、気象的要因と併せ、茎葉が大きく繁茂する作物的要因が挙げられる⁶⁾。

作物の水分消費特性を明らかにする場合、その作物独自の水の使い方（蒸散や吸水）なり、水分に対する生態反応を究明する必要がある。図一1はその検討例として各種作物における葉面積指数(LAI)と蒸散比(RT)との関係をみたものである。ここに示すRTとは、蒸散量(T)を同時測定した蒸発計蒸発量(Ew)で除した値(T/Ew)である。RTを算出するねらいは、蒸散に及ぼす気象の影響を捨象することである。つまり、測定日を異にした場合の気象条件を蒸発量で代表し、この蒸発量

表一1 蒸発散量が測定された畑作物

果樹その他 (11種)	ミカン, ナツ, リンゴ, モモ, カキ, ブドウ, クリ, ウメ, 洋梨, パイナップル, キウイ, チャ, クワ
野菜 (22種)	キュウリ, スイカ, カボチャ, メロン, ナス, トマト, ピーマン, イチゴ, インゲン, ソラマメ, キャベツ, タマネギ, セルリー, ハナヤサイ, レタス, ハクサイ, サントウサイ, ダイコン, ニンジン, サトイモ, ショウガ, ホウレンソウ
花き(4種)	キク, カーネーション, シクラメン, 花木類

*果樹試験場栽培部



- 1 レタス
- 2 カキチシャ
- 3 セルリー
- 4 キャベツ
- 5 ケール
- 6 ハナヤサイ
- 7 結球ハクサイ
- 8 サントウサイ
- 9 ジャガイモ
- 10 サトイモ
- 11 ショウガ
- 12 ピーマン
- 13 ナス
- 14 カボチャ
- 15 スイカ
- 16 イネ(水田)
- 17 " (")
- 18 " (畑)
- 19 " (")
- 20 トウモロコシ
- 21 キュウリ(支柱)
- 22 " (地這い)
- 23 グイズ(疎)
- 24 " (密)
- 25 イチゴ
- 26 ブドウ
- 27 ハウスメロン
- 28 " (")

図一 各種作物の葉面積指数最大時における蒸散比 (加藤ら, 1969)

で蒸散量を除すことにより、気象条件を平準化し蒸散に及ぼす作物要因を浮き彫りにすることがねらいである。

蒸散比は図にみるように、LAIの増大につれて大きくなるが、LAI 3~4で頭打ち状態を示し、以後、LAIが増大してもRTはほぼ一定の値をとることがわかる。すなわち、作物の蒸散量は葉面積の増大するにつれて増加するが、ある葉面積以上になると蒸散量は増加しないことがわかる。なお、RTが頭打ち状態となる時点のLAIは、全作物平均で3~4にあり、この状態はほ場全体が緑葉で完全に被覆される時期(緑被形成期と呼ぶ)に相当するものであった。

図一にみる事象は、次のようなことに要約されるよう。すなわち、蒸散量は緑被形成期までは気象要因よりむしろLAIの大小に大きく影響され、葉が茂り緑被形成が行われる以後は、LAIの大小より気象条件によって規制される。また、頭打ち状態でのRTは、1, 2前後であり、茎葉が大きく繁茂している作物では、蒸散量が蒸発計蒸発量より20%程度多いことがうかがわれる。図一は、各種作物のLAI最大時におけるRTを示したものであり、特定作物について生育時期別のLAIとRTに関しても、これと全く同様な傾向がみられる。図二はその1例であり、LAIとRTとの関係曲線が作物

によってかなり異なることがわかる。傾向として、サトイモやハナヤサイなど広葉をもつ作物では緑被形成期がLAIの小さい所に、また、イネやショウガのような細葉のものではLAIの大きい所に存在し、これが蒸発散量に大きく影響していることがわかる。

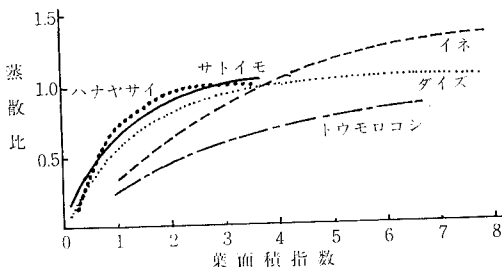
すなわち、広葉でやや水平に展葉するサトイモでは、LAI 2程度で緑被が形成され、RTはそれほど大きくならない。一方、イネやショウガでは葉が細く傾斜した展葉習性を示すことから、LAI 2~4で緑被が形成され、RTは大きくなることがわかる。つまり、葉の形態や群落植被構造によって、蒸散量に差がみられることを示している。

さらに園芸作物では、同じ種類であっても作物特性を著しく異にするものや栽培法を異にするものなどが多い例え、同じレタスでも結球性のものと非結球性のものがあり、セルリーでも茎葉が黄緑色と濃緑色のもの、ソソでは緑葉と赤紫色のものがあり、さらに栽培法ではキュウリの地這いと支柱栽培、ブドウの垣根仕立て、整枝せん定の強弱や精粗などである。これらは、水分消費の面からばかりでなく、その水管理や物質生産の面からも極めて興味ある問題である。

表一は、作物特性によつての蒸散量や要水量がどの

表一 作物特性と要水量

作物特性	乾物重 (g/株)	全蒸散量 (g/株)	要水量
コーネル 19 (黄色)	174	78.9	454
スパルタン 162 (緑色)	221	68.5	310
レタス (結球)	36	6.6	135
カキチシャ (非結球)	34	10.1	206
ハクサイ (結球)	154	50.7	329
サントウサイ (非結球)	114	54.0	473
キュウリ (支柱)	133	101.8	765
キュウリ (地這)	136	112.1	824



図二 生育時期別葉面積指数と蒸散比との関係

ように変化するかを明らかにしたものである。

黄色セルリー（コーネル19）の乾物重は、緑色セルリー（スパルタン162）に比べ小さい。しかし、前者は全蒸散量が多く、したがってその比である要水量（蒸散量／乾物重）が46%ほど後者（緑色セルリー）より大きいつまり、黄色種は緑色種に比べ単位乾物重当たりの水分消費量が多いことを示している。同様に、結球性の野菜は非結球性のものに比べ、要水量がかなり小さくなることからわかる。

また、キュウリの支柱栽培と地這い栽培との間では、乾物重に差がなく、全蒸散量は支柱に比べ地這い栽培で約10%多く、この相違が要水量の差として表われた。このように、作物の形態や栽培法によって水分消費にその特徴がみられる。

また、図-3は結球するレタス（タマチシャ）と非結球のカキチシャの吸水量及び蒸散量の生育時期別経過を示したものである。図にみるように、カキチシャでは吸水量に蒸散量の推移が完全に等しく、その量は生育に伴って増大し、吸水量-蒸散量で体内に貯留される水分は微々たるものであることがわかる。一方、タマチシャの吸水量及び蒸散量は生育に伴って増大はするが、カキチシャのような大きな増大はみられず、しかも、吸水量と蒸散量との間に差がみられ、吸水量の全てが蒸散量として排出されるのではなく、かなりの量が体内に貯留され

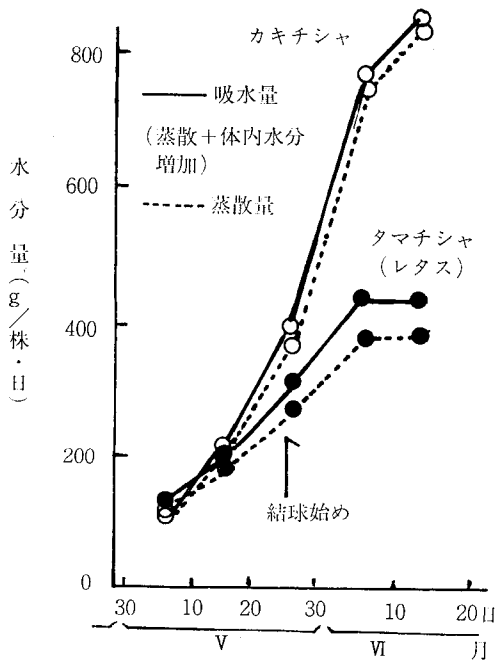


図-3 タマチシャ（結球）及びカキチシャ（非結球）の吸水・蒸散・体内水分量の変化

ていることがわかる。このようなことが、結球野菜において蒸散量を少なくし、要水量を小さくする要因であることがわかる。

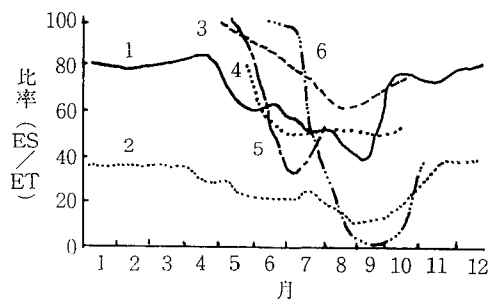
2. 蒸発散量と土面蒸発

蒸発散は作物体からの蒸散と土面あるいは水面からの蒸発との和であり、蒸散は作物の生育経過に伴って増大し、避けることのできないものとされている。一方、土面蒸発はマルチ栽培や耕起の仕方、土壌水分、作物茎葉による被覆程度などによって大きく異なる。

蒸発散量のなかに占める土面蒸発量の割合を、各種作物についてみたのが図-4である。全作物に共通してみられることは、茎葉が繁茂する6月から9月にかけて、蒸発散量のなかに占める土面蒸発量の割合が小さくなる。また、果樹では一般に土面蒸発量の割合が大きく、常緑果樹のミカン年間を通じてあまり大きく変化しないこと、成木園に比べ幼木園における土面蒸発量の比率が著しく高いことなどが指摘される⁶⁾。

土面蒸発量の節減は、畑地かんがいにおける水の有効利用の観点や地温調節の面から重要な問題であり、また施設栽培では室内空気湿度の調節に重要な意味を有するものであると言える。

モモ園における土壌管理方式の差による土面蒸発量は表-3のとおりで、処理区間に差がみられる。敷わら区は他に比べて少なく、土壌水分の有効利用の面からは有利であると考えられよう。なお、清耕区と草生区との間に有意差は認められないものの、清耕区ほどの草生区よりも値が小さく、草による蒸散は土面からの直接の蒸発より多く、草勢の強い時期に限れば、草生栽培によって積極的な土壌乾燥のために利用することも考えられる。一方、草生刈取り後の敷草や枯草になった場合には、土面被覆の効果により土面蒸発抑制に大きく寄与することが期待できよう⁶⁾。



1 ミカン幼木園 2 ミカン成木園 3 プドウ園
4 カキ園 5 トウモロコシ 6 ダイズ

図-4 蒸発散量(ET)に占める土面蒸発量(ES)の比率の月別変化

3. 蒸発散量と気象条件

作物は場からの蒸発散量は、気象要素と密接な関係がみられ両者間に表一4のような相関係数がみられる。総じて、蒸発散量と蒸発計蒸発量との相関は高く、 $r = 0.75 \sim 0.99$ の値を示している。次いで、日射量や飽差との相関が高いことがうかがわれる。なお、気象要素との相関は露地作物も施設内作物の場合もほぼ同じような傾向がみられるが、二三、特異な点としては次のようなことがみられる。

冬季、ハウス内に栽培されるトマトで、保温の面から密閉状態にある場合、蒸発散量と日射量との相関は極めて小さい。その理由には、次のようなことが考えられたすなわち、密閉したハウス内の蒸発散量は透過日射量の増大とともに多くなり、それに伴ってハウス内湿度が急上昇する。この湿度上昇が、蒸発散を抑制する方向に作用し、透過日射量の増大にかかわらず蒸発散量が多くな

らないことに起因するものであろう。

また、夏季、連日はほぼ同じような気温が続く日々の蒸発散量と気温（日平均気温）との間には見かけ上、相関係数は低くサトイモのような結果を示す。

作物は場からの蒸発散(ET)と蒸発計からの蒸発(E_w)とは、同じ水の気化現象であり、両者間に高い正相関のあることは前述のとおりである。両者の比(ET/ E_w)は蒸発散比と呼ばれ、今日まで、数多くの測定例が提示されており、その一例は図一5のとおりである。

蒸発散比は、露地栽培も施設内栽培の場合もほぼ同じような経過を示しており、蒸発散比の値は概略0.8~1.2の範囲に分布することがわかる。なお、作物によって異なるが、8月から11月にかけて蒸発散比が大きくなる現象がみられ、この理由についての十分な説明はできない。考えられることとしては、立体的な作物と平面的な蒸発計との受光面の差異が、太陽高度の低下にともなってより大きくなることなどがあげられよう。

表一3 土 面 蒸 発 量 (mm/日)

(小畑ら, 1976)

月	清耕区	敷わら区	雑草草生区	マメ科草生区	イネ科草生区
7 月	1.07	0.43	0.88	0.87	1.20
	2.28	0.48	1.49	1.53	1.32
8 月	0.39	0.08	1.15	1.25	1.47
	0.37	0.10	1.57	1.57	1.91
9 月	0.91	0.29	1.68	1.19	1.68
	1.63	0.34	2.52	1.48	1.97

各月上下段の数値は、連続する2日間測定で1、2回の値を示す。

表一4 蒸発散量と気象要素との相関係数

作物(期間)	項 目	蒸発計蒸発量	日 射 量	気 温	飽 差
露地作物					
キャベツ		0.75	0.82	0.69	0.80
サトイモ		0.91	0.71	0.16	0.76
タマネギ		0.77	0.87	0.48	0.87
大豆	(LAI3以上)	0.75	0.72	0.44	0.76
	(LAI3以下)	0.28	0.07	0.44	0.39
施設内作物					
トマト(生育全期, 12月~6月)		0.67	0.66	0.84	0.93
〃(冬 期, 12月~2月)		6.71	-0.02	0.73	0.64
キュウリ(10月~12月)		0.97	—	0.86	0.93
メロン(ガラス室 7月~9月)		0.88	0.65	0.11	0.61
〃(ハウス 〃)		0.98	0.94	0.53	0.50
〃(蒸 散)		0.71~0.83	0.77~0.98	0.17~0.19	0.75~0.90
セルリー(9 月)		0.92	—	0.48	0.47
レタス(生育全期, 11月~5月)		0.99	—	0.90	0.94
〃(冬 期, 11月~1月)		0.99	—	0.43	0.69

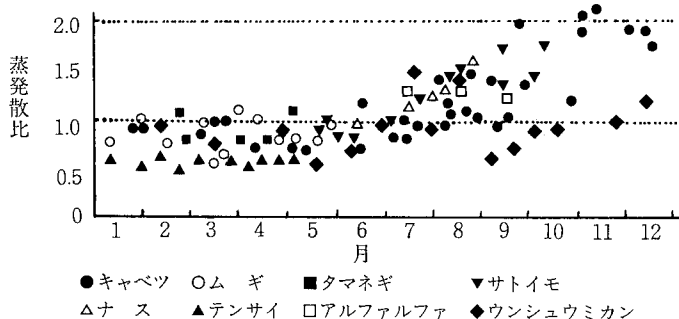


図-5 各種作物の生育時期別蒸発散比

作物ごとに、生育時期別蒸発散比が明らかにされれば、測定容易な蒸発計蒸発量からその作物の蒸発散量を、(1)式により簡単に推定できる。

$$ET = K \cdot E_w \quad \dots\dots(1)$$

ここで、ETは蒸発散量(mm)、Kは蒸散比、 E_w は蒸発計蒸発量(mm)を示す。

また、蒸発散比とその作物が栽培されている土壌の水分特性とから、(2)式により、その作物の消費水量、かんがい必要時期、必要かん水量の推定が容易に行うことができ、その利用面は極めて大きい。

$$E_w = (F_c - M_L) \cdot D \cdot a \cdot 1/K \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 E_w はかん水を必要とする時の蒸発計蒸発量(mm)、 F_c 、 M_L はほ場容水量及び生育阻害水分点における土壌水分(mm)、Dは作物の有効根群域の深さ(cm)、 a は有効根群域内の水分消費効率、Kは蒸発散比を示す。

(2)式は既知の蒸発散比を利用し、蒸発計蒸発量からかんがい必要時期を判定するものであり、かんがい警報器²⁾の基本を示す数式である。

4. 果樹、野菜におけるかん水点

かんがい栽培にあって、生長有効水分量は土壌や作物の種類によって異なるものである。土壌の乾燥過程において作物が正常に生育し、安定した収量と品質が期待できるための最少土壌水分がどのようなものであるかを明らかにすることが必要である。

作物へのかん水は、土壌水分がどの程度減少した時に行うのが、生育や品質にとってより望ましいかは極めて重要な問題であり、また、水の効率的利用の面からも明らかにしておかなければならない事項である。これまでに明らかにされた各種作物のかん水開始時の土壌水分の要約は、表-5のようである。概括的に言えることは、露地作物でかなり土壌水分が減少してからかん水され、特に、果樹や根菜類、一部の牧草などではpF 3.0~3.5まで乾燥される。一方、施設内作物ではpF 2.0以下の多水分域でかん水される例が多く、極端な場合には重力水

表-5 各種作物のかん水開始点

作物名	かん水開始点
レタス, セルリー, サトイモ, 畑作水稻	P F 2.0~2.7
露地野菜の果菜類	2.6~2.7
〃 根菜類	3.0~3.3
ミカン, カキ	2.5~3.4
飼料作物	2.7~3.5
ハウス内作物	1.3~2.3

が存在する状態のもとでかん水される。その例は、図-6のようである¹¹⁾。

施設内作物のかん水点が多水分域にある理由は、次のような原因が指摘できよう。その第1は、施設内土壌は自然降雨に当たることがなく、塩類集積が起り易いこと、第2に、施設内培地の土層は浅く、有効水分量が少ないこと、第3に、施設内作物は陰性的生育を示し、水ストレスに対して弱いこと、第4に、施設内作物は多肥多かん水の傾向がみられることなど¹²⁾である。

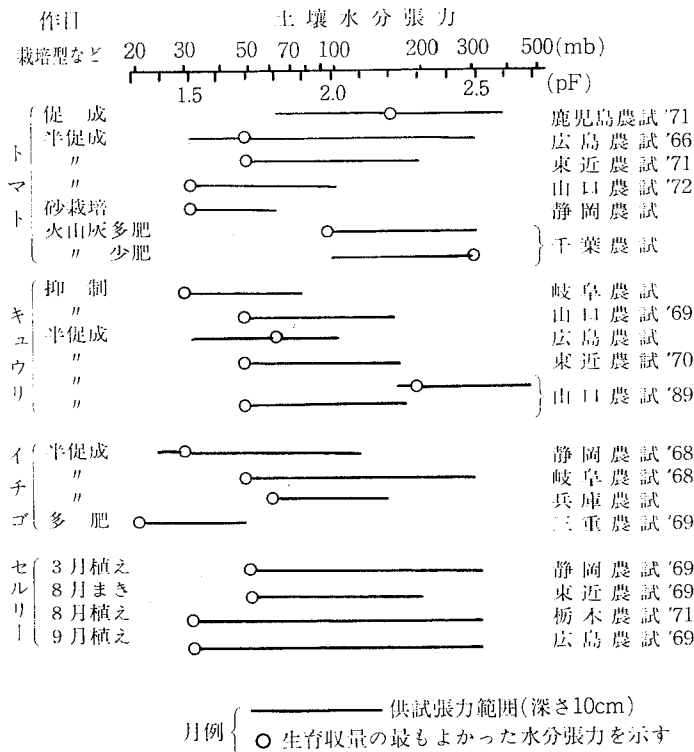
かん水開始時を決めるに当たり、いくつか留意すべき事項はあるが、次のような点にも配慮する必要がある。その第1は、表-6にみられるような地下多水分域からの補給水量についてである。すなわち、地上部における蒸発散量が著しく多いのにもかかわらず、地下からの補給水によって土壌水分がほとんど減少していないことである。つまり、かん水開始時を気象要素などから決定する場合には、このような点を十分注意する必要がある。

また、かん水開始点は気象条件によって著しく異なり、その例は図-7にみるとおりである¹⁾。作物生理の面からみて、正常な状態において蒸散が抑制低下することは望ましいことではなく、蒸散や光合成が低下し始める所でかん水されるのが効果的である。図にみるように、土壌水分と蒸散速度との関連で、蒸散が著しく多い状態(夏季の高温晴天日など)では、土壌水分含水率の高い所に蒸散低下を示す点があり、1~2mm/日など蒸散の少ない場合(冬季など)では、土壌水分がかなり減少し乾いた所ではじめて蒸散が低下することを示している。

表一六 施設内セルリーの蒸発散量, 地下補給水量

測 定 期 間	測定日数	蒸発散量*	消費水量**	地下補給水量	補 給 率
7月1日～7月20日	19日	52.2 ^{mm}	5.8 ^{mm}	46.4 ^{mm}	88.9%
7. 21 ～8. 2	13	58.4	7.0	51.4	88.0
8. 3 ～8. 7	5	27.3	7.0	20.3	74.4
8. 8 ～8. 10	3	9.9	1.2	8.7	87.9
8. 11 ～8. 14	4	9.6	0.8	8.8	91.6
8. 15 ～8. 24	10	28.4	1.5	26.9	94.7
8. 25 ～8. 27	3	11.4	7.7	3.7	32.4
8. 28 ～8. 29	2	6.7	0.8	5.9	88.0

* chamber法, ** テンシオメーター法により測定



図一六 施設内栽培野菜のかん水開始点(湯村, 1974)

すなわち, 夏季におけるかん水点は多水分域に, 冬季などでは少水分域に移動すべきことを示唆している。

以上のようなことから, かん水点は一様なものではなく, 各種条件によって変動するものであると言えよう。

5. 土壌水分と品質

果樹及び野菜における収穫物の品質やその形状は, その販売上, 最も重要な要素である。これらの形質と土壌水分との関連は, 今日まで, 数多く検討され貴重な成果が得られている。全ての作物に共通することであるが, 良質安定多収を期するためには, 多数の要因が関与し,

各種の技術組合せが必要であり, 水管理も重要なその一つである。特に, 最近の果樹及び野菜にあっては, 良質なものを生産するのがより重要であり, 水分をいかに制御するかが問題である。

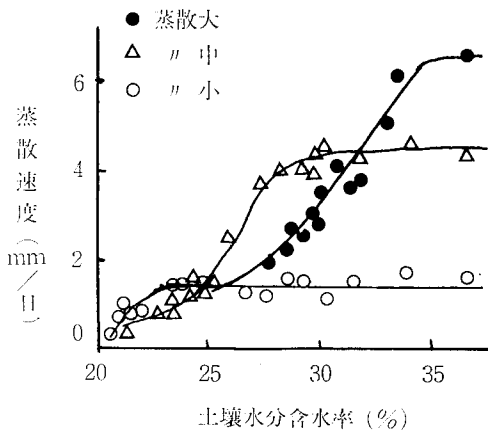
ここでは, 水分消費との関連で水分と品質との試験例を, 一二取り上げて考えてみたい。

ウンシュウミカンでは, 果実肥大を促進するため7月～8月における土壌水分を pF2.0 (深さ10cm位置)程度にするのが良く, また, 糖度を上げるために9月～10月, 2週間以上, pF3.0～4.0 に乾燥させるのが有効である。また, 甘味を増すためには10月期における葉内窒

表一七 ウンシュウミカンにおける夏季(31日間)の
葉内水ポテンシャルの推移と果実収量, 品質 (山下ら, 1979)

葉内水ポテンシャル(ϕ_{max})			収 量 (kg)		平均果重(g)	果 糖度(%)	汁 酸(%)	
平均値	最大値	最低値	合計	S~2L				
(-atm)	(-atm)	(-atm)						
3.0	2.5	3.6	55.3	45.9	97.2	10.6	0.97	
5.8	2.5	10.7	54.2	48.5	90.9	10.3	1.01	
3.6	2.5	6.2	45.8	37.6	85.7	10.1	0.98	
3.5	2.5	8.6	39.7	25.6	72.7	10.6	0.99	
7.2	2.5	14.1	39.4	22.6	67.7	11.7	1.07	
4.7	2.5	11.5	44.7	32.8	77.8	10.5	1.00	
L.S.D			1%.....	N.S	13.8	16.0	0.12	N.S
			5%.....	N.S	9.8	11.4	0.09	N.S

ϕ_{max} は処理期間中における日別の葉内水ポテンシャルの最大値を示し, 各処理区ごとにその平均値, 最大値, 最低値を表わした。



図一七 トウモロコシの蒸散量と土壌水分との
関係 (Denmead, 1962)

素を2.7%程度になるような施肥管理が重要であるとしている⁹⁾。

また, 表一七はウンシュウミカンの葉内水ポテンシャルと収量, 品質との関連をみたものである。葉内水ポテンシャルが高いもの(多水分条件)では, 平均果重が大きく, 収量はあるが, しかし糖度の上昇がやや低く, 酸度が低くなる傾向がみられる。一方, 葉内水ポテンシャルを低く(乾燥条件)すると, 高い場合と逆の現象がみられる。糖度の高いミカンを生産するためには, 夏季の葉内水ポテンシャルを最低値 $-10 \sim -14atm$ にすることが望ましいとしている¹⁰⁾。なお, 土壌を積極的に乾燥させるためには, 排水や降雨遮断などその対策が重要である。

野菜においても, マスクメロンに代表されるように, 水管理の巧拙によって品質や収量が著しく異なり, その実態はかなり明らかにされたものの, なお不明な点が多

。

表一八は土壌水分とトマトの裂果について検討されたものであり⁷⁾, 裂果発生率の最も高いのは完熟期に過湿状態にしたもので, 総じて, 後半に過湿することが裂果を多発させると言える。さらに, このような過湿条件下では糖度を低くすることであろうし, 裂果と併せて品質低下に拍車をかけることになる。

あ と が き

第23回土壌物理研究会シンポジウムにおいて, 標題のもとに話す機会を与えて頂いたことに対し, 横井会長,

表一八 土壌水分とトマトの裂果
(二井内, 1977)

熟 度	処 理*		コルク層 発生率	裂 果 発生率
	前 半	後 半		
緑 熟	M	M	12%	13%
	m	m	3	10
	d	d	0	0
	m	M	4	21
	d	M	10	37
着 色	M	M	14	34
	m	m	0	0
	d	d	0	0
	m	M	6	28
	d	M	12	35
完 熟	M	M	17	42
	m	m	6	21
	d	d	0	5
	m	M	16	28
	d	M	28	38

* M: 過湿, m: 少湿, d: 乾燥

古畑編集委員長をはじめ関係各位に厚くお礼申し上げます。なお、紙数の都合もあり意を尽くさない点が多く、ご海容頂けることを願う次第である。

質 疑 応 答

古藤田（筑波大） 蒸発比の計算に使用された蒸発計はどのくらいのディメンジョンのものでしょうか。

鴨田 直径20cmの蒸発計です。

杉本（愛媛大）（表2の）キュウリの要求量についてですが、地ばいのキュウリのほうが支柱のキュウリより要求量が多いのはなぜですか。

鴨田 大きな差は、地ばいキュウリの場合には葉が蒸散力（蒸散力とは単位時間、単位蒸発力、単位葉面積当たりの蒸散量を意味し、 $H_2Og/dm^2 \cdot mm \cdot hr$ で表わす。なお、単位蒸発力は蒸発計蒸発量mm、あるいは飽差mmHgで表わす。）の大きい層のところに集中しているのに対し、支柱キュウリでは地面から2m高さ位までの間にまばらに分散していることによると思われる。

石田（東大） 図7の根のポテンシャルはどのような方法で測定されたのですか。

鴨田 砂地で栽培した・葉、根、茎についてはDye method (Shardkov-technique: 着色法)で測定し、砂そのものについては蒸気圧法で、また空気については乾湿球温度から次式で求めました。

$(\phi = \frac{RT}{V} \ln(e/e_0))$: ϕ は Water potential Bar, Vは水のモル体積 $18.07cm^3 \text{ mole}^{-1}$, Rは水蒸気の気体定数 $8.314 \times 10^7 \text{ erg mole}^{-1}$, Tは絶対温度K, e, e_0 は水及び純水の水蒸気圧mmHg.)

中野（東大） 図-3における吸水量はどのようにして測ったのでしょうか。

鴨田 体内水分と蒸散量を測定し、その和を吸水量としました。

雨宮（東大） 前の質問と関連しますが、図-3で

は、土耕のものを測定されたのですか、それとも水耕のものですか。

鴨田 土耕のものです。蒸散量はチェンバー法で測り同一状態で並行して体内水分を測りました。

桜井（愛媛大） 資料の図-8において、土壌水分張力と灌水比が作物が異っても1つの直線にのっている。他の作物についても、これがいえるのでしょうか。普通の、あるいは一定の栽培法で作物にかかわりなく両者間に一定の直線関係があるのでしょうか。

鴨田 根が少ない場合、マルチをした場合、塩類濃度が異なる場合などではかなり違ってくると思われま

す。例えば、ガラス室栽培のカーネーションで塩類濃度が高いものは、低いものに比べ、灌水比が大きくなることを湯村氏は指摘しています。この種の測定例は少なく、作物間差を明らかにするには未だ不十分です。

引用文献

- 1) Denmead, O. T., and R. H. Shaw (1962): Agron. J. 54: 385~389.
- 2) 鴨田福也・加藤一郎・坂田公男・伴 義之 (1973): 東海近畿農試研報. 25. 1~12.
- 3) ———, (1980): 第10回畑かん研究会資料. 17~31.
- 4) Kato, I., Y. Naito, R. Taniguchi and F. Kamota (1960): Proc. Crop Sci. Soc. Japan. 28 (3), 286~288.
- 5) ——— and F. Kamota (1969): JARQ. 4 (1), 27~32.
- 6) 内藤文男 (1969): 東海近畿農試研報. 18. 49~151.
- 7) 二井内清之 (1977): 園芸野菜大事典, 272~273. 養賢堂. 東京.
- 8) 小畑 仁・関谷宏三・鴨田福也 (1976): 果樹試報A. 3. 43~52.
- 9) 四国農試土壌保全研究室 (1974): 研究成果78. 146~150. 農林水産技会.
- 10) 山下重良・北野欣信・和田年裕・山村文三 (1979): 和歌山果樹園試臨時報告. 2. 1~21.
- 11) 湯村義男 (1974): ハウス栽培と水 (龍野得三編) 22~32. 日本イリゲーションクラブ. 東京.
- 12) ———・中島田誠 (1974): 野菜試報. A. 1. 141~171.

作物の水分代謝と物質生産

田 中 市 郎

(農業研究センター)

Transpiration and dry matter production of crop plants.

Ichiro Tanaka

Agricultural Research Center

はじめに

水は太陽エネルギーの作用を受けて、蒸発・凝縮、流動などの複雑な過程を経て地球上を循環しており、生物はこの無限の水循環のなかで生活し、またその流れの一部を構成している。植物が環境から摂取するものなかで水は最も多量に吸収するものであるが、それは植物が光合成原料である炭酸ガスを大気からの供給に依存しているからである。

光合成器官である葉は光エネルギーを効率的に捕捉しうるように薄くて面積の広い細胞層から構成され、また炭酸ガスが大気から葉肉細胞へ容易に拡散し得るように大気に対して開放された構造になっている。このことは不幸にも植物にとって常に多量の水分を失わせ、しばしば萎凋現象を引き起こす原因となっている。陸上植物はこのような生命の危険を伴う水分の制御と光合成原料の供給という矛盾を克服するために、表皮組織に気孔を分化させ、陸上環境に適応してきた。

ところで近年の光合成研究から、サトウキビやトウモロコシなどのC₄植物はコムギ、イネ、ダイズなどのC₃植物より高い光合成能力を発揮するが、しかしC₄植物の蒸散はC₃植物よりむしろ少なく、高い水利用効率を示すことが明らかになってきた。

一方、乾燥気候に生活するサボテンやリュウゼツランなどの多肉植物はCAM(Crassulacean acid metabolism: ベンケイソウ有機酸代謝)機能を分化させている。これらCAM植物は湿度の高い夜間に気孔を開いて炭酸ガスを取り込み、有機酸として液胞中に蓄え、湿度の低い日中は気孔を閉じたままで、この有機酸を利用しながら糖、澱粉を生成しており、厳しい水環境に対して驚くべき適応力を示している。

ここでは作物の水分代謝と物質生産の種間差を中心にして概説しよう。

1. 要水量

植物の水利用効率を示すスケールの一つとして乾物1gを生産するに要する水量: water requirementがある。要水量は蒸散と光合成に関係する光、温度、湿度などの環境要因によって変化すると同時に種によって大きく異なることが古くから知られている。ColoradoのAkronで行われた150種の測定結果によれば、Kursle milletの216からFranseriaの1131まで変化することを認めたが、その原因については長い間不明のまま残されていた。

しかし、近年の光合成研究から、要水量を決定するパラメーターの一つである葉の光合成能力は、C₄植物がC₃植物より1.5~2.0倍ほど高いことが明らかにされてきた。Black(1969)はShantzとPiemeisel(1927)によって測定された要水量のデータをC₃植物とC₄植物に分類したところ、図-1のようにC₄植物の要水量はC₃植物より明らかに低く、約1/2に過ぎないことを認めた。

C₄植物はこれまでのところ、コケ類、シダ類、裸子植物には見出されておらず、被子植物のなかでも系統発生の上で比較的新しい種にのみ見出されている。C₄植物は現在16科にわたり約1,000種が知られている。イネ科、カヤツリグサ科、アカザ科、ヒユ科、トウダイグサ科、キク科、オシロイバナ科、ツルナ科、スベリヒユ科、ナデシコ科、フウチョウソウ科、ハマビシ科、ヒルガオ科、ムラサキ科、タデ科、トチカガミ科はC₄植物を含んでいる。C₄植物のうちで、イネ科は最も多く、約70%を占め、それに次いでアカザ科、トウダイグサ科、ヒユ科、キク科であり、その他の科は比較的少ない。C₄植物に属する主な作物は熱帯、亜熱帯原産のものが多く、サトウキビ、ソルガム、トウモロコシ、シュコクビエ、アワ、キビ、ヒエ、ハトムギ、テオシント、グレンアマランサスおよびネピアグラス、バビアグラスなどの暖地牧草である。また本邦の主要な夏雑草であるタイヌビエ、ケイヌビエ、ミズガヤツリ、メヒシバ、エノコログサ、イヌビユはいずれもC₄植物である。

ところで、 C_4 植物の特徴は後述のように低い CO_2 濃度では C_3 植物より高い光合成能力を発揮することであるが、高い CO_2 濃度では C_3 と C_4 植物の間で大きな差が

ない。そこで、 CO_2 濃度を変えたときの C_3 と C_4 植物の要水量をみると図-2の如くである。これによれば要水量は一般に炭酸ガス濃度が高まると光合成が高まるために低くなる。この場合、 C_4 植物の要水量は大気条件では C_3 植物より明らかに低いが、しかし高い炭酸ガス条件では両者の差がみられなくなる。

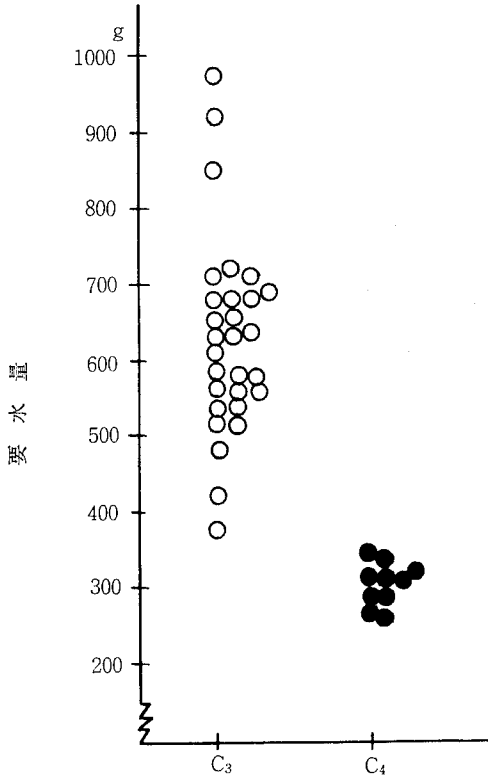


図-1 C_3 植物と C_4 植物の要水量 (Black C.C.etal.1969)

注) ○ : C_3 ● : C_4

C_3 植物と C_4 植物は一般に属、科のレベルで分類されるば、同一属内に C_3 と C_4 植物を含むものがある。キビ属、ハマアカザ属、カヤツリグサ属、ハマビシ属、ザクロソウ属など15属は C_3 植物と C_4 植物を含む。V, G, アレキサンドロフ(1924)は C_3 , C_4 植物の存在が全く知られていない時代に同一属内に要水量が著しく異なるものがあり、しかもそれが葉の葉緑維管束鞘(彼はそれを「ふち」と呼んでいるが)の有無と関係があることを認めた。 C_4 植物は単子葉類、双子葉類ともよく発達した葉緑体を多量に含んだ維管束鞘細胞からなるKranz(花冠)型の葉構造をもっている。しかし C_3 植物はこのようなKranz型葉構造をもたない。アレキサンドロフによれば、葉緑維管束鞘がある *Atriplex lacinata* (C_4)は消費水量1,000 gについて5 gの乾物を生産するのに対して、葉緑維管束鞘のない *Atriplex hortense* (C_3)では乾物の生産は3.4 gに過ぎなかった。またハマビシ科でも同様の傾向は認められている。これらの点から、 C_4 植物の要水量が地球大気の下では C_3 植物より低いことは明らかであろう。

乾燥地に生活するサボテンやベンケイソウなどのCAM植物の要水量は一般に50~55であって、 C_3 植物の450~950, C_4 植物の250~350よりはるかに少ない。CAM植物は被子植物のベンケイソウ科、サボテン科、パイナップル科、トウダイグサ科、キク科、アカザ科、リュウゼツラン科など18科、約300種および2種のシダ植物と裸子植物で知られている。栽培植物のなかで代表的なCAM植物はパイナップル、サイザル、ミドリサゴなどである。

次にこのような要水量の種間差をもたらす要因を解析するために、 C_3 , C_4 , CAM植物における環境要因に対する気孔反応の違いをみよう。

2. C_3 , C_4 植物の気孔反応

気孔の開孔面積は葉の全表面積の1%以下にすぎないが、葉の水蒸気、炭酸ガス、酸素の拡散抵抗はきわめて小さく、効率的なガス交換を行なっている。気孔が閉じたときの蒸散は通常最大速度の1/10以下であり、植物体から外界への水分の損失の大部分は気孔を通して行なわれる。

気孔の開閉運動は多くの外的内的要因によって支配されているが、ここでは C_3 植物と C_4 植物の光、炭酸ガス

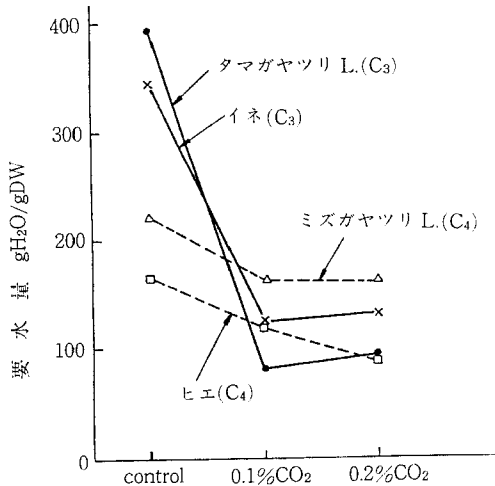


図-2 C_3 , C_4 植物の要水量に対する CO_2 の効果 (秋田 1980)

に対する気孔反応の違いを述べよう。

C₃, C₄植物の気孔は光が当ると開き、暗くすると閉じる。この場合、光が当ると光合成による炭酸固定が行われ、葉内の炭酸ガスが同時に変化化する。そこでコムギ(C₃)とトウモロコシ(C₄)を用いて気孔に対する炭酸ガスと光の相互作用をみたのが図-3である。気孔の開度を示す蒸散速度は、外界の炭酸ガスがゼロのときは、光補償点に近い弱光下でも強光とほぼ同じであり、光エネルギーの多少によって蒸散速度は変化しない。そしてトウモロコシの蒸散速度はコムギより明らかに低い。炭酸ガスが存在するときは、一般に蒸散速度は光強度の増加につれて高まり、ある光強度以上で一定になる。この場合、蒸散速度が飽和になる光強度は光合成速度が飽和に達する光強度よりはるかに低い。またトウモロコシの蒸散速度はいずれの光強度でもコムギより低く、とくに弱光レベルで著しく低いことが注目される。

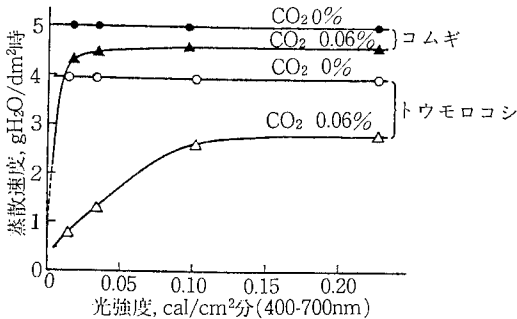


図-3 光強度の蒸散速度に及ぼす影響 [Akitaと Moss : 1972] 光は強い側から弱い側へと変化させて測定、葉温32℃

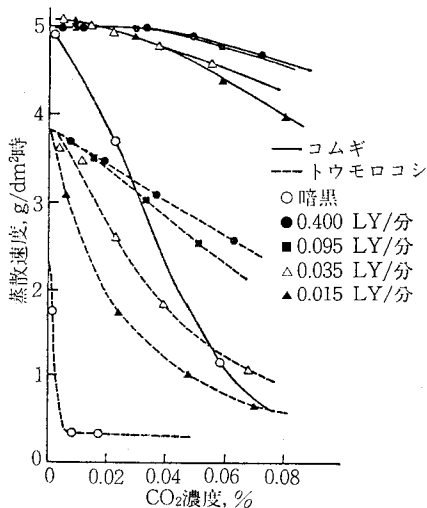


図-4 トウモロコシおよびコムギ個葉の蒸散速度に及ぼす炭酸ガス濃度の影響 [Akitaと Moss : 1972] 葉温30.5℃

次に炭酸ガス濃度と蒸散速度の関係は図-4の如くである。これより、コムギの蒸散速度はゼロから0.03%の大気炭酸ガスレベルまではほとんど炭酸ガス濃度によって影響されないが、この点を越すと炭酸ガス濃度の増加につれて次第に低下する。これに対して、トウモロコシの蒸散速度は低い炭酸ガスレベルから濃度の増加に比例して低下し、とくに暗黒あるいは弱光条件下でこの傾向が著しい。このようなC₃植物とC₄植物にみられる光、炭酸ガスに対する気孔反応の違いは要水量の違いをもたらす要因の一つである。

3. CAM植物の気孔反応

サボテン、パイナップル、サイザルなどのCAM植物は湿度の高い夜間に気孔を開き、湿度の低い日中の大部分は気孔を閉じている。これはC₃植物やC₄植物と全く異なる気孔運動である。CAM植物がこのような気孔運動を行うのは、短日下で昼夜の温度差が大きく、土壌水分が欠乏した条件に限られる。灌漑条件では、CAM植物の気孔はC₃植物と同じように日中光があたると開き、夜間閉じるようになる。また一つの個体のなかで、葉齢が古いものほどCAM植物の特徴的な気孔運動を示す。とくに極端な乾燥条件では気孔を日夜閉じ、呼吸によって生じたCO₂を後述のようなCAM代謝系によって再利用するために長期にわたって生存することが可能である。

4. 気孔開閉のメカニズム

C₃, C₄植物の気孔開閉運動に関する基礎的現象としては①光を照射すると開く、②明期、暗期とも炭酸ガス濃度が増すと閉じ、減少すると開く、③酸素濃度がゼロになると閉じる、④葉の水分が減少すると閉じ、ある水分条件では周期的な開閉運動が繰り返される。⑤気孔が開いているときの孔辺細胞のカリ含量は高く、閉じている

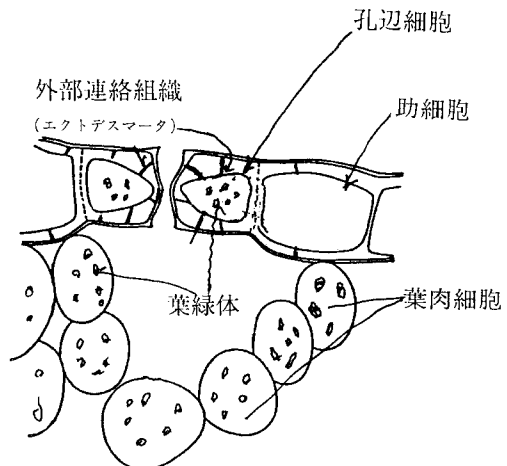


図-5 気孔の形態の模式図

ときは低い、 C_4 植物の気孔は C_3 植物より低い炭酸ガスレベルで閉じ始める。気孔開閉のメカニズムはこれらの条件を十分に説明しうるものでなければならないが、その前に孔辺細胞の特徴をみよう。

孔辺細胞の細胞壁は助細胞側が薄くなっており、この細胞壁のうち気孔内腔に面した側と外側には外部連絡組織の発達が見られる。孔辺細胞は気孔内腔の上に懸架された状態にあり、助細胞を通じて他の表皮細胞あるいは葉内組織と連絡している。(図-5)

孔辺細胞は表皮組織にみられない葉緑体が存在し、また細胞内の化学エネルギーを獲得する動力工場であるミトコンドリアの数は葉内細胞より著しく多い。孔辺細胞の葉緑体は葉肉細胞よりグラナの発達が悪く小さいが、澱粉の蓄積量が多い。また孔辺細胞はPEPカルボキシラーゼの活性が高く、この細胞における炭酸固定の主要回路はPEPカルボキシラーゼを通してなされるという報告が多い。MadhavanとSmithは蛋白の免疫蛍光反応を利用し、41種の植物の孔辺細胞について葉緑体のKey酵素であるRuBPカルボキシラーゼの有無を測定したところ、 C_3 植物ではRuBPカルボキシラーゼの存在を示す反応が非常に小さいかほとんどゼロであること、また C_4 植物ではいずれも反応がみられなかった。これに対してCAM植物では21種のうち18種でRuBPカルボキシラーゼの存在が検知された。このような孔辺細胞のRuBPカルボキシラーゼ活性の有無が気孔の開閉運動とどのように関係するかは明らかではないが、日中気孔を閉鎖するCAM植物の孔辺細胞の葉緑体にRuBPカルボキシラーゼの活性があるのに対して、日中気孔を開いている C_3 、 C_4 植物でその存在がほとんど認められないのは興味あることである。

さて、気孔の開閉運動は孔辺細胞と他の表皮細胞間の

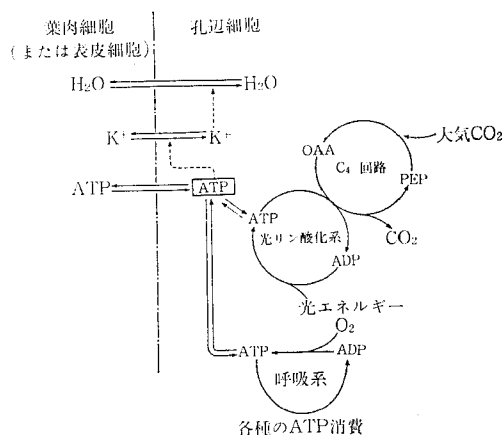


図-6 ATPをkey物質と仮定した気孔開閉モデルの概念図(棟方:1980)

膨圧差によるものであり、この膨圧差は水の移場より生ずる。水の移動の機構は表皮細胞と孔辺細胞のカリウムの移動による浸透圧の変化で起こると考えられている。問題はカリの移動による浸透圧の変化は濃度勾配に逆らった物質の移動でありエネルギーを必要とすることである。

棟方はATPが気孔開閉運動のKey物質であり、図-6のようなモデルを提唱している。これによれば、孔辺細胞内にカリポンプに関係するATPプールがあり、このATPレベルは孔辺細胞の葉緑体のATP生産量とミトコンドリアのATP生産量および周辺細胞のATPによって影響される。また炭酸ガス同化系はPEPカルボキシラーゼによるものであり、しかもCAM植物のPEP系と類似した暗同化しうるような機能を備えている。

このモデルによれば、光を与えると光リン酸化系が回ってATPが増し、炭酸ガスを増すとOAAが増してATP消費が増大する。気孔はこのATP濃度の増加に伴って変化する。無酸素条件下で暗呼吸系のATP生産が止まるが、それは光リン酸化系でのATP生産では間に合わないほどの影響をATPプールに与えるために気孔は閉じる。また暗黒下でも炭酸ガス濃度の変化によってATP濃度レベルが変化することになる。

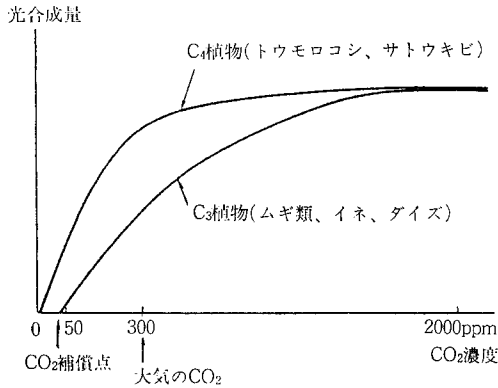
Fujinoは剥離したツルクサの表皮を蒸留水に浮かべると気孔の開閉は起こらないが、ATPを加えると気孔が開くこと、また塩化カリウムを加えると開度は大きく増加することを観察しており、上述のATPをKey物質とするモデルを支持している。棟方は図6のモデルからシミュレーション実験を行ない、 C_4 植物の炭酸ガスに対する気孔反応が C_3 植物より敏感な理由は①孔辺細胞内の呼吸系ATP生産力が低いか、一般的なATP消費が高い、②葉肉細胞からのATP供給量が少ない、③孔辺細胞のATPプールが小さいかのいずれかであろうとし、またある水分条件で気孔の振動現象が起こることは、孔辺細胞の水吸収と葉肉細胞の水分との関係および気孔開度と孔辺細胞水分の関係が極度の非線形的関係にあるためとしている。

気孔開閉運動の種間差については今日なお未知の問題が少なくないのであり、とくに遺伝との関係についてはほとんど明らかにされていない。

次に種による要水量の違いをもたらす重要な要因である光合成能力について述べよう。

5. C_4 植物の光合成

C_4 植物の光合成の最も重要な生理的特徴は炭酸ガスと酸素に対する反応である。図-7のより C_4 植物の炭酸ガス補償点——光合成と光呼吸、暗呼吸がバランスする炭酸ガス濃度はほとんどゼロであるのに対して、 C_3



図一七 C₃, C₄ 植物の光合成と CO₂ の関係の概念図

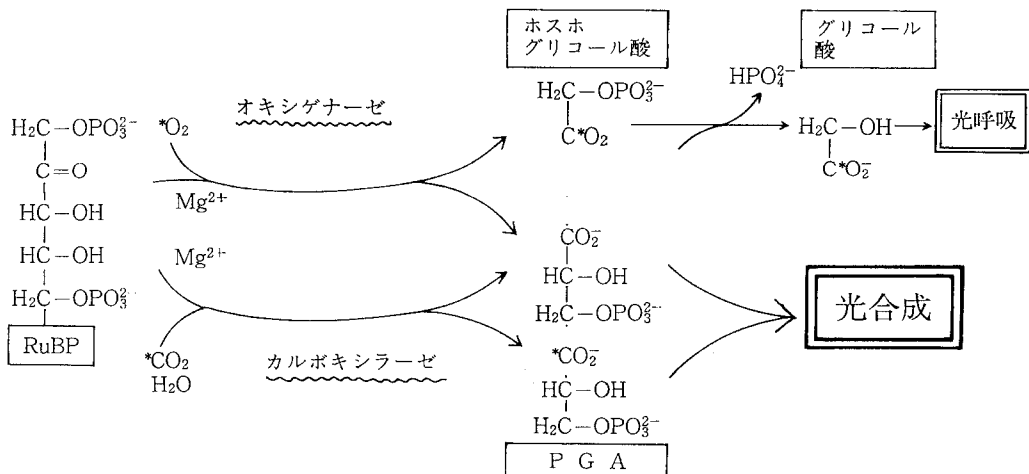
植物では40~60ppmであり、また低い炭酸ガス条件ではC₄植物はC₃植物よりきわめて効率的な光合成を行なっている。大気炭酸ガス濃度を高めると、C₃, C₄植物とも光合成は増加してゆくが、光合成が飽和に達する炭酸ガス濃度はC₄植物では500~1,000ppmであるのに対し、C₃植物では1,500~2,000ppmである。このようにC₃植物とC₄植物とで光合成のCO₂反応に違いがあるところから、C₃植物とC₄植物を閉鎖した同化箱のなかに入れて光を照射するとC₄植物は炭酸ガス濃度がゼロ附近まで低下しても光合成を行うことが出来るので生存しうるが、しかしC₃植物は低炭酸ガス条件では光呼吸、暗呼吸が光合成を上廻るために枯死する。このことを利用して未知の植物集団のなかからC₄植物を選抜することが出来る。また大気炭酸ガス濃度を高めたときの効果はC₃植物がC₄植物より大きいところから、施設農業での炭酸ガス施肥はメロン、キュウリ、トマトなどのC₃植物で効果的である。

一方、酸素との関係ではC₃植物は酸素の増加に対して直線的に光合成が低下するのに対して、C₄植物では大気酸素濃度まではほとんど影響されない。いまC₃植物について2% O₂の光合成と21% O₂の光合成の差をとり、これを光呼吸(Photorespiration)として炭酸ガス濃度との関係を見ると、光呼吸は現在の大気300ppm CO₂前後で最大となり、炭酸ガス濃度を高めると光呼吸は低くなる。すなわち、C₄植物はC₃植物より稀薄な炭酸ガスと高い酸素濃度からなる大気組成によく適応している。ではこのようなC₃植物とC₄植物の光合成能力の違いが何によってもたらされるのであろうか。これまでの光合成研究によれば、それは光呼吸の有無によると考えられている。

Deckerによる光呼吸の発見(1955)以来、その発生機構については多くの情報が集積されてきたが、¹⁴Cと¹⁸Oを用いた実験から、光呼吸の主要な反応系は葉緑体、パーオキシゾーム、ミトコンドリアが関係するグリコール酸回路であることがわかってきた。興味あるまた重要な事実は、“光呼吸の基質であるグリコール酸はCO₂を固定するRuBPカルボキシラーゼがO₂の存在下ではオキシゲナーゼとして作用をもつために、RuBPの酸化分解から生成されるホスホグリコール酸に由来する”ことである。

単離した葉緑体に¹⁴CO₂と¹⁸O₂を与えると次の反応が起こる。

¹⁴CはPGAのカルボキシル基に入り、PGAはCalvin-Benson回路のいくつかのステップを経て糖、澱粉に集積される。一方¹⁸OはRuBPと反応してホスホグリコール酸とPGAになる。¹⁸O原子はホスホグリコール酸のカルボキシル基に入りPGAには入らない。ホスホグリコール酸は葉緑体内にあるホスホグリコール酸ホスファ



ターゼにより直ちにグリコール酸に変化する。このグリコール酸は光呼吸基質としてパーオキシゾーム、ミトコンドリアへ送られる。

Calvin-Benson回路の最も重要な酵素であるRuBPカルボキシラーゼがオキシゲナーゼとして機能することは光合成と光呼吸の関係を決定する支配的な要因となる。またRuBPカルボキシラーゼとオキシゲナーゼの2つの反応速度は葉緑体の炭酸ガスと酸素の相対的濃度によって決定される。このような関係からCalvin-Benson回路により炭酸ガスを固定するC₃植物は現在の地球大気条件では光呼吸を回避しえない。

葉緑体で生成されたグリコール酸は藻類では大部分体外へ排出されるが、高等植物では光呼吸基質としてパーオキシゾームに送られる。グリコール酸はパーオキシゾームのなかで酸化されてグリオキシル酸になり、さらにアミノ化されてグリシンになる。グリシンはミトコンドリアに送られ、2分子のグリシンから1分子のCO₂を放出し、1分子のセリンを生成する。このCO₂の遊離が光呼吸である。ミトコンドリアのセリンはパーオキシゾームに再び入り、さらに葉緑体へ還元されて最終的にはCalvin-Benson回路へ回収される。

光合成バクテリア、ラン藻、緑藻、C₃植物、CAM

植物から得たRuBPカルボキシラーゼはいずれもオキシゲナーゼ活性をもっており、また進化的に古いとされるシダ、トクサ、イチョウから被子植物のイネ、ムギ、ダイズ等17種の光呼吸活性(3% O₂光合成/21% O₂光合成)はいずれも顕著で、種による有意差がなかった。C₃植物の光呼吸が光合成の30~50%を占めるところから、Chemicalsによる制御は数多く試みられているが、今日なお成功していない。最近OgrenはArabidopsis(シロイヌナズナ)を用いて光呼吸系に関係する酵素、Phosphoglycolate Phosphatase等を欠く6種の突然変異を作出したが、これら突然変異種は光呼吸のない高い炭酸ガス条件では生存しうるが、しかし光呼吸のある大気条件ではいずれも光合成が阻害され枯死した。この例から、化学薬剤による光呼吸系の制御は困難とみられる。

自然は光呼吸の制御についてC₄ジカルボン酸回路という驚くべき精密な炭酸固定系をわれわれに知らせている。

C₄植物の炭酸固定系は図-8のように葉肉細胞のC₄ジカルボン酸回路と維管鞘細胞のCalvin-Benson回路の二つの連続した、しかし空間的に区分けされたシステムから成り立っている。

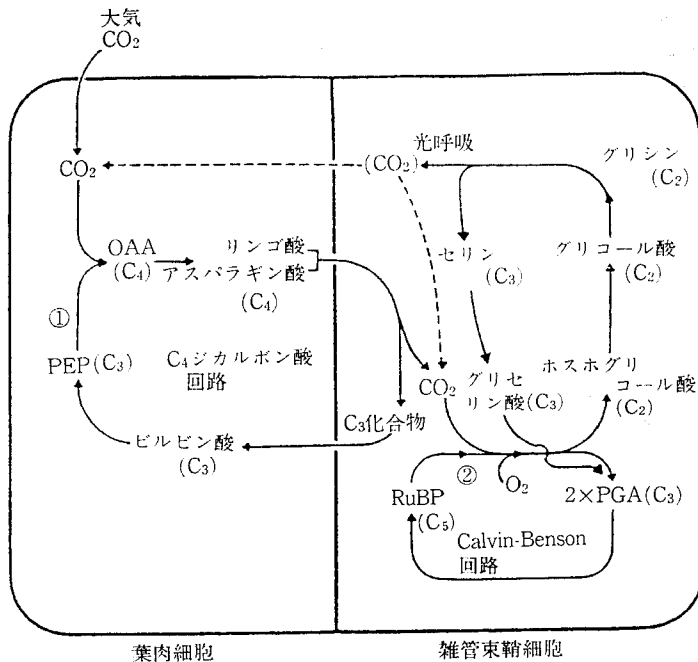


図-8 C₄植物の炭酸固定系と光呼吸系

PEP: ホスホエノールピルビン酸, OAA: オキサロ酢酸, RuBP: リブロース1,5-二リン酸, PGA: 3-ホスホグリセリン酸, ①: PEPカルボキシラーゼ, ②: RuBPカルボキシラーゼ。

気孔から拡散したCO₂は最初に葉肉細胞の細胞質にあるPEPカルボキシラーゼによってとらえられ、PEPと結合して炭素数4のOAAになる。OAAは直ちに安定な初期産物のリンゴ酸あるいはアスパラギン酸に変化する。リンゴ酸あるいはアスパラギン酸は直ちに維管鞘細胞に送られ、脱炭酸酵素によりCO₂を遊離する。生じたCO₂は維管束鞘細胞の葉緑体のRuBPカルボキシラーゼによってとりこまれ、RuBPと反応して炭素数3のPGA2分子を生成する。PGAはC₃植物と同じようにCalvin-Benson回路のいくつかのステップを経て糖、澱粉となり、またRuBPを再生する。一方脱炭酸反応で生じたC₃化合物は葉肉細胞へ還元されてピルビン酸となる。ピルビン酸は葉肉細胞の葉緑体のなかで、ピルビン酸Piジキナーゼによってリン酸化され、CO₂受容体のPEPを再成して、C₄ジカルボン酸回路を完結する。

C₄植物は光呼吸の指標であるワールブルグ効果(光合成の酸素阻害)やCO₂ burst(光を消した直後に起こる多量のCO₂放出)がなく、また光合成のCO₂補償点(光合成と光呼吸、暗呼吸がバランスするCO₂濃度)がゼロに近く、みかけ上光呼吸がみられない。

しかしながら、C₄植物の維管束鞘細胞はC₃植物と同じようにRuBPカルボキシラーゼによってCO₂を固定し、また光呼吸に関係するパーオキシゾーム、ミトコンドリアを多数含んでいる。単離した維管束鞘細胞は光呼吸基質のグリコール酸を生成し、光呼吸によるCO₂の遊離やワールブルグ効果を示す。これらの事実から、C₄植物は潜在的にC₃植物と同じような光呼吸を行なう機能を備えているといえる。

C₄植物が光呼吸によるCO₂の放出を行なわない理由としては次の点があげられている。すなわち、葉肉細胞のPEPカルボキシラーゼはCO₂に対し高い親和性を持つために、大気からCO₂を容易にとりこみ、C₄化合物にかえて、あたかもポンプのように維管束鞘細胞に送りこみ、そこで脱炭酸酵素によりCO₂を遊離する。その結果、維管束鞘細胞の葉緑体のCO₂濃度が高まり、RuBPカルボキシラーゼのオキシゲナーゼ活性が抑制され、グリコール酸の生成や光呼吸によるCO₂の放出が著しく低下する。また葉の中心部にある維管束鞘細胞から光呼吸によるCO₂の放出があつたとしても、CO₂は葉の表層部にある葉肉細胞のPEPカルボキシラーゼによって再固定されるために、みかけ上光呼吸による損失はないと考えられている。

C₄植物は光呼吸が盛んである高温強光条件でC₃植物の1.5~2.0倍に達する高い光合成能力をしばしば発揮しており、熱帯サバナの気候条件ではC₄植物が優占種となっている。しかし、C₄植物のC₄ジカルボン酸回路にあるPEPを再成する酵素ピルビン酸Piジキナーゼ

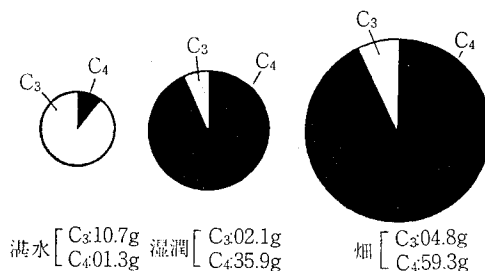


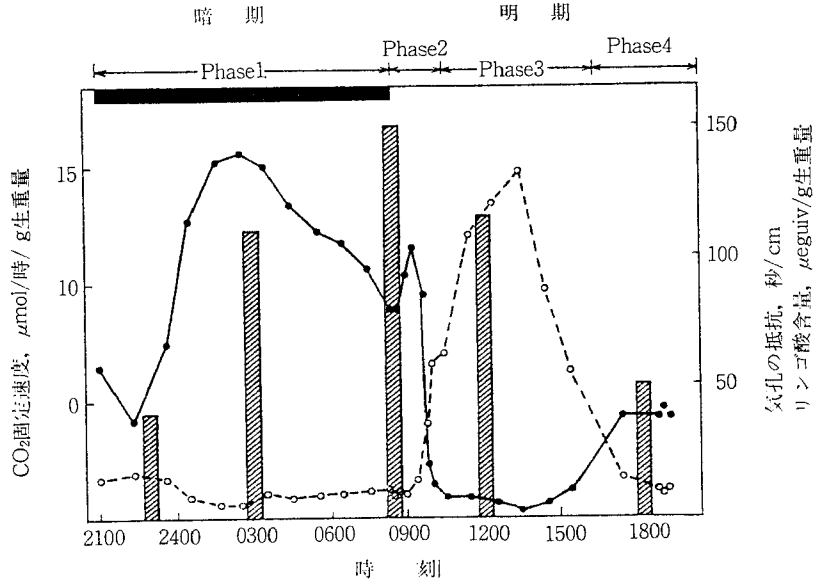
図9 土壌水分とC₃雑草、C₄雑草の分布、円の大きさは雑草乾物重で、数値はg/m²で示す。
C₃: CALVIN サイクル型光合成植物、C₄: C₄ジカルボン酸型光合成植物、湛水: 6cm水深、湿潤: 最大容水量の80~90%、畑: 最大容水量の40~60%、主要なC₄雑草: タイヌビエ、ケイヌビエ、カヤツリグサ、メヒシバ、エノコログサ、イヌビユ。(田中(1976)、荒井ら(1955)の資料から作成)

は、低温によって阻害されやすい。事実熱帯の高地や高緯度地方に生活する種あるいは冬作物のなかにはC₄植物は見出されていない。また図-9のようにC₄植物の生育は湛水によって著しく抑制される。畑や湿潤状態における雑草乾物重/m²の90%はC₄雑草によって占められるが、しかし湛水状態ではC₄雑草の割合はわずか10%にすぎない。イネはアジアの熱帯モンスーン地方を起源とするC₃植物であるが、C₃植物のイネが熱帯の気象によく適応したC₄雑草とのきびしい競争に耐えることが出来たのは、モンスーンの降雨による湛水がC₄雑草の生育を抑制し、相対的にイネの生育を有利にしたためとみられる。

6. CAM植物の光合成

乾燥気候に生活するCAM植物の炭酸固定は1日を通して気孔の開閉運動と組み合わせて4種の相(Phase)に区分される。(図-10)

Phase Iは暗期であり、CAM植物は気孔を開いて大気からのCO₂をPEPカルボキシラーゼによってとりこみ、リンゴ酸等の有機酸にかえて液胞中に蓄える。この時期はRuBPカルボキシラーゼが活性化しておらず、光呼吸が起こらない。Phase IIは朝光があたって気孔が開放から閉鎖へ移行する1~2時間の時期である。Phase Iの炭酸固定は主としてPEPカルボキシラーゼによって行なわれているが、一部RuBPカルボキシラーゼが関係するといわれているために、この時期の光呼吸がどのようになっているかは明らかでない。Phase IIIは気孔が完全に閉鎖し夜間蓄積した有機酸を脱炭酸し、遊離したCO₂をRuBPカルボキシラーゼによって固定する時期である。この時期の葉内のCO₂濃度は2,000ppmにも達するといわれ、そのために光呼吸は著しく抑制されている。



図一10 CAM植物のCO₂固定速度、リンゴ酸含量および気孔開度の日周変化

●—● : CO₂固定速度
○---○ : 気孔の拡散抵抗
▨ : リンゴ酸含量

注) Osmond 1975: 参考文献6

Phase IV は夕方になり気孔が次第に開いてくる時期であり、この項期の炭酸固定はC₃植物と同じようにRuBPカルボキシラーゼで行われ、光合成のO₂阻害があり、光呼吸がみられる。

CAM植物は上述のような特異な気孔運動と結びついた炭酸固定系を備えることによって、C₃植物やC₄植物が生活出来ないきびしい乾燥気候で生活している。

7. 葉の光合成と植物体内の水の流れ

これまで、C₃、C₄、CAM植物の気孔運動と炭酸固定について述べて来たが、終わりに葉の光合成と植物体内の水の流れについて附言しよう。

根による吸水と葉からの蒸散の関係は必ずしも一口を通してバランスしていない。そのために、植物は日中気孔を閉鎖することにより体内水分を調節している。この現象は灌水した圃場の作物でもしばしばみられる。日中における光合成低下の大部分は気孔の閉鎖によるものである。一方、土壌水分の不足した圃場に生育する作物でも、早朝における植物体内の水分はかなり高く、気孔は開いている。いま、葉の光合成を活発に行なっている茎を水中で鋭利なナイフで切断すると、光合成は数時間にわたって切断前と同じ値を保持することが出来る。このことは通導組織がよく発達し、茎から葉への水の流れがスムーズに行われるならば、葉の水分欠乏による気孔の

閉鎖や光合成の低下が起こりにくいことを示している。

葉の光合成能力は最終収量を決定する生育後期とくに登熟期に重要な役割を果すことが知られている。作物生産を高めるためには根から茎、葉への水の流れが順調に行なわれ、気孔開度を十分に保持しうるような栽培管理が望まれる。

引用文献

- 1) 秋田重誠 (1980): 作物の光合成、光呼吸の種間差, 第II報 光合成、光呼吸および物質生産の炭酸ガス濃度に対する反応の種間差, 農技研報告, D31, 59~94.
- 2) 秋田重誠・田中市郎 (1980): 葉構造と葉緑体機能の分化, 宮地, 田中, 加藤編「葉緑体」229~269, 理工学社, 東京.
- 3) 棟方 研 (1980): 光合成システムの数学モデル, 宮地, 田中, 加藤編「葉緑体」273~296, 理工学社, 東京.
- 4) Tanaka, I. (1976): Climatic influence on photosynthesis and respiration of rice, *Climate and Rice*, 223~247, IRRRI, Los Baños, Philippines.
- 5) 田中市郎 (1980): 高等植物の光呼吸系と炭酸固定系の研究史, 「植物の光呼吸系の解明に関する研究」成果報告書 11~20, 農林水産技術会議事務局.
- 6) Burris, R. H. and Black, C. C. edited: CO₂ metabolism and Plant Productivity, 1976, Univ. Park Press, Baltimore.
- 7) Black, C. C., T. M. Chen and R. H. Brown (1969): Biochemical basis for plant competition, *Weed Sci.* 17(3), 338~344.
- 8) Sommerville C. P. and W. L. Ogren (1981): Photorespira-

tion-deficient mutants of *Arabidopsis thaliana* lacking mitochondrial serine transhydroxy ethylase activity, *Plant Physiol.* (67), 666~671.

9) Madhavan S. and B. N. Smith, (1982): Localization of ribrose biphosphate carboxylase in the guardcells by an indirect immunofluorescence technique. *Plant Physiol.*, 69, 273~277.

質 疑 応 答

今井(農研) plant anatomyの観点から, mesophyll cell (葉肉細胞)と bundle sheath cell (維管束鞘)の chloroplast (葉緑体)の役割の相違(分化)は転流をきわめて有利にしていると考えられる。この点について御意見があればお伺いしたい。また, Björkman がいうようにもし植物の変遷方向がC₃からC₄なら今後C₄が優先種になれるか。これはむしろ水分条件の厳しい砂漠地帯などで被子植物が自己防衛のため身につけた特殊 cycleではないのか。

田中 C₄植物の bundle sheath cellは酸素効果, ¹⁴Cの施用による光合成中間代謝物などの分析から, C₃植物の葉肉細胞と同じとみられる。ところが, C₄植物では mesophyll cellと bundle sheath cellが結びついた

single leafになると光呼吸の指標である酸素効果がみられません。この仕掛けは mesophyll cellにある CO₂親和性のきわめて高いPEPカルボキシラーゼがCO₂ポンプの役割を果し, bundle sheath cellのCO₂濃度を高めることによって光呼吸を抑えているからではないかと考えられます。

C₄植物の葉の形態的分化が転流と かかわり合いがあるのではないかという指摘は, 古くはマキシモフが「植物と水」のなかで述べています。この問題は今後生理的解析とC₄植物の生態分布の解析の両面から検討する必要がありますが, C₄植物の葉構造と葉緑体機能の分化は, 地質時代における地球大気のCO₂濃度の低下とO₂濃度の増加に伴なう光呼吸の増加を制御するために出現したものではないだろうか。C₄植物はC₃植物より要水量が低く, 事実熱帯サバンナでは優占種として広く存在しています。しかしより水分条件の厳しい砂漠地方では, C₄植物よりはるかに要水量が低いCAM植物が広く分布しています。CAM植物は夜間気孔を開いてCO₂を固定し有機酸として蓄え日中気孔を閉じたままで光エネルギーを利用しながら有機酸から糖, 澱粉を生成しており, 乾燥気候へよく適応しています。

総 合 討 論

座長 根岸久雄（農士試）・安田 環（農技研）

座長 本日のテーマは多方面にわたりました。これらが一つにまとまるような大きな論理の体系が講築されるなら、それは大きな進歩でありましょう。このような観点よりここでは、土—水—植物相互の水の移動については体系化するような方向に視点をのいた質問をいただきたいと思ひます。

関谷（果樹試） 石田さんと田中さんお聞きします。土壌水分の供給が連続的な時と不連続の時（前者は腐植質火山灰土壌の場合、後者は礫質土壌の場合）で根の分布および伸長はどのようになるか。乾燥条件が入った方が根が伸長するのか。また、根の環境条件、塩類濃度などの変化で植物葉中の気孔数の変化が生じるのかどうか。

田中 根の分布は環境により影響される。一般的には、乾燥条件下で根が深くはっているというデータが多い。ただし、根を伸長させるには呼吸のエネルギーや炭水化物の集積が必要であるのに、乾燥条件下では地上部の光合成量が落ちる。このことによって根の深さが2次的に規制されてくると思われ、かなり複雑である。次に後の質問についてですが、気孔の大きさ、絶対数は乾湿、塩類濃度などによって大幅にかわる。

石田 地下水位が高い場合には地下水面10cm位の所で根の深さ方向への伸長がとまり以後は横方向に伸びていくというデータがあります。地下水面附近では酸素濃度が低くなり伸長が抑制されると考えられています。このようなことから考えて根の伸長には土壌が比較的乾燥している方がよいと思われまふ。根の吸水ということから考えた場合根が水の方へ伸長するのか水が根に近づくのかという問題は未解決になっています。

岩間（熱研） 石田、古藤田および川口氏へ質問します。（石田氏へ）根の吸水を規制しているのはポテンシャル差なのか不飽和透水係数の低下なのか。（古藤田氏へ）ライシメーターの実験では、土の影響は蒸発散量にはないと話だったが、使用した土の有効水分量は、また乾燥期間中の消費水量はどのくらいですか。（川口氏へ）毛管力遅滞点以下に乾燥させた後にかん水すると表層に水が貯留されるならば、それを生かした灌水方法は考えられないか。

石田 現段階でのマクロモデルそのものからは根の吸水の制限因子を明言することはできない。というのは例えばマクロモデルではミクロモデルでみられるような根の近傍で現われるはげしいポテンシャル勾配が考慮されていないし、根の中に異なったポテンシャルが存在して

いるにもかかわらずクラウンポテンシャルという一つのポテンシャルで代表させている。吸水の制限因子を明らかにするためには根の近傍でミクロモデルに現われるような情報をマクロモデルの中に取り込みつつネットワークとしての根の中の水の移動等を検討していかななくてはならない。

古藤田 実験は、表層2m位、その下に4m位の粘土層のある関東ロームで行なった。地下水位は1.5m位。蒸発散量は4～5mm/日、体積水分率は平均60%、表層（1～2cm）では乾燥が進むが10cm位のところでは乾燥しても水分量が10%以下にはならない。このように上部では乾燥はしているが牧草地での蒸発散量は土の水分率に影響されない。恐らく根がかなり下方まで伸びていてその水が吸い上げられているためと考えられる。砂地の場合には蒸発散量水分率に制限されるだろう。

川口 堆肥を表層にすきこむと、水がその部分にだけ貯留し、その後の土面から蒸発は主としてその部分で起こり水経済の面から不利であることを確かめている。また給水は根域全体をうるおすのがよいようであり、表層に水が貯留するような灌水方法ではよい結果が得られていない。

岩田（農士試）（田中氏に）植物体内の水の移動のメカニズムについて教えて下さい。（全講師に）また、土—植物—大気を通じての水の移動を把握する（モデル化する）ために、最も欠けている点、必要な点を教えていただきたい。

岩間（熱研） いまの質問と関連して石田氏におききたい。植物体内の水の移動をオーム則のアナロジーで考えてゆくと全て負圧下における移動と考えることになるが、実際には正圧の水の流れと考えなければならないことがあるように思われる。例えば、樹液等の溢泌現象あるいは数十mの高さの木の中で導管の中を液状水が流れることなど物理的にどう考えたら良いのか。

田中 茎を切った光合成実験結果からみると、植物体内は比較的単純な法則で動いているかのようにおもわれるが、根を考慮に入れた場合は非常に複雑な運動をすると思われる。呼吸の問題などかなり複雑な要因が挙げられている。根—茎、茎—葉間の水の動きはこれから解明していかななくてはならない問題であり、単純に結論を出すわけにはいかない。数十mの木のお話がありましたが、通常の植物体内の水の移動は距離の問題ではなく、単純な物理法規にはよらない。器官間の移動が問題であると思われる。いろいろの植物の場合に水欠乏に対して、茎の水分が緩衝作用を示すことがわかってきており、こ

のようなことを考慮にいれながら全体像をつくって行かなくてはならないと思う。

石田 私の立場から言って、土壌—植物—大気系における水移動のモデル化で、最も欠けているのは植物体内の水移動についてです。SPACは、ポテンシャルの連続性によって土壌、植物、大気という異なった3領域を結び付けるものですが、それぞれの領域で水の移動を表現する方程式がなければなりません。それらの方程式が地表面、根の表面、あるいは葉面といった所での境界条件によって結びつく訳です。ところが、植物領域における水移動の方程式は完成しておらず、今日、私が用いた吸い込み項のようなもので与えているのが現状です。次に、蒸散現象は正圧によって支配されるものですが、駆動力となるのは、その圧力分も含めたポテンシャル差であり、オーム則のアナロジーが成立しないという訳ではないと思います。また、水が地上数十mの高さにまで移動するという問題ですが、これは正圧によって水が押し上げられるのではなく、蒸散によって低下した葉のポテンシャルを補うために、ポテンシャル差に従って下方から水が引き上げられるという「凝集力説」で説明されます。この時、水柱が切れないということは水の凝集力による訳ですが、それは実験的に-200bar位まで保証されています。

古藤田 蒸発散の熱収支のうち80%ぐらいは放射とか地中へ入る熱量などに関連してとらえられる。あとの20%ぐらいは乱流輸送によっておこなわれる。この部分の精度を高めるためには乱流輸送の輸送係数を決定しなければならないが、その決定方法がむずかしく、なかなか精度の高い予測ができないのが現状である。

従来方法では、摩擦速度が関連するので地表面の凸凹、(Zo粗動係数)とか、もしその物体があればその高さを代表のスケールとして、これらをパラメーターとして乱流輸送を計算する。ところが地表の凸凹は風によって変形するし、また変形される度合は植物の成長過程によっても異なる。植物の高さのみでなく植物の生長にとりも弾力性の変化なども考慮に入れなくてはならないが、その査定がむずかしい。

もう一つは、貯留物体の貯熱量が熱収支に効いてくるという問題がある。例えば、同じ表面積をもつ蒸発計でも、浅いものに比べて深いものでは蒸発に使われる熱量は少なくなる。地中の水の動きなどをやる場合にはこのような点をもっと検討しなくてはならないと思う。

蒸発散の測定において背の高い植物のある場では群落抵抗(気孔抵抗をバルグにまとめたもの)の依存性が強い。群落抵抗は温度および水分によって変化するが、その場合の温度および水分依存性の絡み、例えば、これは講師の田中さんにお聞きしたいのですが、気孔は温度お

よび湿度が高いと開くが、温度が高く水分が徐々に低下するような条件下では、どのようなところに域値がでるかというようなことはよくわかっていない。

鴨田 SPAC (Soil plant atmosphere continuum) を考えていく場合、一番問題になるのは植物体内水分の生理的意義であり、これをはっきりさせる必要がある。体内水分はごくわずかな水位の変動でも非常に大きな生理的現象を示すにもかかわらず、その生理的意義がまだはっきりしていない。SPACの中で土壌水分については結合水から重力水まで細かく区分されている。土壌水分の程度にまでとはいかないまでも、体内水分の意義とカラック付けなどを早急にやる必要がある。どのような測定方法でSPACをつなげて行くのかも問題であろう。

また LAMBERT らなどがやっているトロイカ (Troika) モデル (1971年に発表されたSPACにおける水の動的流れに関するモデルであり、土、植物、大気中の水の動きに關与する数多くのパラメーターを入れ、シミュレートとしている) を手本にするなどして、より手確なモデルを作る必要がある。

SPACを明らかにしても、それが収量、品質、着色および糖分などにどのような影響を与えるのかということをはっきりさせなければ、植物体内の水分制御はうまくいかないだろう。

田中 光合成の落ちていく葉水分は種間でそれほど差はなく、葉水分を維持して行くための根の働きなどに大きな種間差がある。

もう一つは、バッファアクションとしての茎の持つ役割は種によって違うようである。このようなことからして、根、茎、葉の種の特徴、そのメカニズムがどうして違って起こるということを追求する必要がある。

それから先ほどの古藤田さんの質問ですが植物の生理現象に最も正しくアプローチするためには、まずどのような方法で測ったらよいかという問題がある。ウォーターポテンシャル、単純な拡散抵抗、その他 OTBD で測るなどいろいろな方法があるが指標とのからみ、すなわち対象とするであろう生理現象、ミネラル代謝などのかかわり合いをそれぞれの指標のうちどれで最も正しくアプローチできるのかということをお先ず検討しなくてはならない。特に温度の場合ではかなり複雑な、例えば生理現象全体が狂ってくるようなこともある。その辺については、きょうじこうとの関係を今後つめて行かなければならないと思う。

川口 灌水ということでお話したが、根群域がすでに整った状態で灌水を行なう場合に根群域全体に均一に灌水するのがよいのか、局所的な灌水がよいのかかわかっていない。先ほど灌水は根群域全体にするのがいいとお話したのは、局所的な灌水は作物の生育をかなり抑制する

という現象がみられたためであり、これは主に土壤水分の分布から見た場合のお話です。

これを根からみた場合に局所的な灌水はよいがどうかわかっていない。局所的な灌水は根の分布をかえているとの写真入りの報告が鳥取大（長ら，鳥大砂丘研究所報告第13号，1974）から出されているが，私達の実験では

根が水分域に近づくところまで確かめられなかった。

座長 なかなか論義はつきませんが，時間もだいぶ経過しました。本日は，この辺で一応打切らせていただきたいと思います。長い間，熱心な討論をしていただきありがとうございました。

重粘土における畑地の水収支

岩間 秀矩*・塩崎 尚郎**

The Field Water Balance of a Heavy Clayey Soil

Hidenori IWAMA* and Hiaso SHIOZAKI**

*Hokkaido National Agricultural Experiment Station

(present address, Tropical Agriculture Research Center)

**Hokkaido National Agricultural Experiment Station

I はじめに

水収支は大小さまざまなスケールにおいて研究されている。そのうち、特に耕地の根圏における水収支は、作物の養水分吸収、施肥成分の移動と流出などに深くかかわっており、その把握は作物の生育解析のみならず、環境保全の立場からも重要である。

根圏水収支に関連して、近年、土層中における養水分の移動、蒸発散および植物根による水分吸収機作等に関する解析が進められている¹⁾²⁾⁷⁾⁸⁾。そして、今後、根圏における水分および養分収支の予測は、これらの解析に基づく理論あるいは半理論モデルによるシミュレーション⁹⁾が研究の主体となってゆくことが予想されている¹²⁾。

しかし、根圏水収支を実測により実証することは一部ライシメーター等を用いた研究を除いてかなり困難である。加えて、上記モデルの展開に必要なデータは多くの圃場試験において、極めて不完全にしか測定されていない。従って、現状では圃場における水収支の実態に関するデータ、および、水分移動に関わる土壌物理データを蓄積してゆく必要がある。

著者らは北海道に広く分布する重粘土のうち、典型的とされる疑似グライ土（細粒灰色台地土）について、水分特性および排水改良の研究³⁾⁴⁾¹⁰⁾を行ってきた。今回はそれらの研究において測定された土壌水分および暗渠流出量データを検討し、その結果、疑似グライ土畑地の水収支の実態と2, 3の特徴を明らかにすることが出来、また根圏水収支を気象データより簡易に推定する方法について検討したので報告する。

II 調査圃場の土壌および水分特性

調査は北海道農業試験場重粘地研究室圃場（紋別市小

向）内の、暗渠排水施工した畑、および草地において行った。圃場は標高10～20mの緩波状海岸段丘上に位置し、土壌は厚さ数m前後に堆積している粘土層を母材とする疑似グライ土である。段丘上の微凹地や緩斜面下半部には、湿潤な水分状況を反映して、表層に腐植が多く集積した暗色表層疑似グライ土が分布している。代表地点の化学性、物理性を表-1に示した。当土壌は表層に腐植の殆どが分布し、表層直下より斑紋を持つち密な灰色粘土層となっている。灰色粘土層は深さ40ないし50cmまでは縦方向の亀裂の発達や根跡の孔隙が認められるが、それ以深では構造発達が微弱で著しくち密な不透水層となっている。水分および養分保持力は表層の機能が支配的であり、下層土のそれは著しく少ない。このような物理性断面を反映して疑似グライ土では過剰水が生じ易く、生じし過剰水は不透水層上に停滞し、さらに、微地形に沿って側方に移動して微凹地等に過湿地を形成する。また、暗渠排水が施工された場合には、暗渠からの流出が早く、ピーク流量も多くなる一方、流出の終息も早く降雨終了後24時間以内に過剰水の流出は殆んど終了する。しかし、その後引き続き不飽和過程の排水性が不良であり、表土のpF値が低く上昇が遅れるという特徴をもっている⁴⁾。

III 排水改良された疑似グライ土畑地の水収支

1) 微地形と暗渠流出

疑似グライ土では微地形により過剰水の側方移動が生じ、その結果、場所により暗渠からの流出量が大きく異なる。図-1はその1例で、勾配約100分の3の緩斜面の上位から下位にかけて、深さ約0.8m、間隔8m、長さ10mの暗渠を埋設し、その流出量を測定したものであり、遮水処理前後における測定値を示してある。遮水処理は試験区の周囲に、深さ1mまでビニールシートを埋

註 *北海道農業試験場（現、熱帯農業研究センター）

** 同 上

め込み、周辺部との水の流入を遮断しようとしたものである。

その結果、遮水処理前では斜面の位置によって流出量は著しく異なり、斜面下部では流出率（流出量/降水量）が300%にもなっていた。一方遮水処理後では流出は全体に等しく、降水量を超えることもないなど、遮水効果が明らかに認められた。即ち、緩斜面に沿う過剰水の

側方移動は深さ1m以内の浅い土層を通して、相当の規模と速度で生じていることが判る。小向疑似グライ土において亀裂の発達した粘土層の側方向の透水性は 10^{-8} cm/sec台であると推定されている⁴⁾¹³⁾。

また、この結果からこの試験区のように遮水処理が行われた圃場、あるいは暗渠排水網が整備された結果、圃場周辺部との水の流入が無視出来る圃場では、不透水

表-1 代表断面の理化学性（小向疑似グライ土、草地）

土層別 深さ	項目			全炭素 (%)	PH (H ₂ O)	置換容量 (me)	塩飽和 基度 (%)	仮比重	固相率 (vol%)	孔隙分布(pF.vol.%)			現透* 水係 場数
	粒 径 組 成									pF 1.5>	1.5~ 3.0	3.0~ 4.2	
	sand (%)	silt (%)	clay (%)										
Pgn cm													
Ap (0~13)	20.6	48.4	31.0	3.08	6.02	20.22	77.0	1,241	46.7	3.8	7.7	20.6	
B _{1g} (13~24)	8.6	38.8	52.6	1.06	4.92	20.64	38.3	1,369	50.9	3.0	4.0	8.1	1.2×10 ⁻⁴
B _{2g} (24~45)	5.6	22.5	71.9	0.75	4.77	24.07	40.0	1,268	47.1	1.6	4.7	8.2	1.2×10 ⁻⁵
C _{1g} (45~73)	18.8	42.6	38.6	0.23	5.09	14.07	57.9	1,524	57.4	1.8	2.5	6.5	4.2×10 ⁻⁷
Pgd													
Ap (0~17)	22.2	38.4	39.4	11.36	5.56	50.85	55.7	0.814	35.0	2.6	10.4	23.5	
B _{1g} (17~27)	8.2	44.8	47.0	1.28	4.70	21.10	32.6	1.280	48.6	3.5	4.9	9.9	1.2×10 ⁻⁴
B _{2g} (27~50)	15.2	21.8	63.1	0.63	4.57	22.35	38.9	1.185	44.1	2.0	4.0	10.1	1.9×10 ⁻⁴
C _{1g} (50~70)	17.6	43.2	39.2	0.22	5.02	14.55	49.6	1.477	54.9	2.1	2.3	8.8	10 ⁻⁷ >
C _{2g} (70~110)	18.5	40.2	40.6	0.27	5.37	16.56	61.8	1.559	58.0	1.9	2.1	6.6	10 ⁻⁷ >

*現場透水性は Pgn では dry auger hole法, Pgd では auger hole法（それぞれ径：11.5cm）により測定した。（2～4連平均）

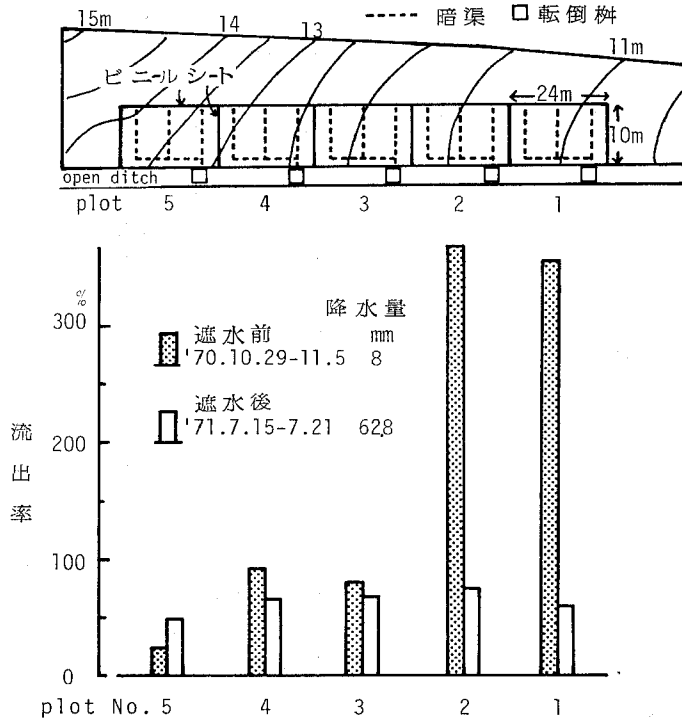


図-1 微地形に伴う暗渠流出量の変化および遮水処理に伴う変化

層の存在により深層浸透量が殆んど無く、そのため過剰水の全てが暗渠流出水として測定可能であるとする水収支式が成り立つことが考えられる。

$$P = Et + D - \Delta S \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここで、P：降水量，Et：蒸発散量，D：暗渠流出量， ΔS ：土壌水分減少量（およそ24時間容水量状態を0とする）である。表面流去水は無視している。

2) 暗渠流出の発生と水収支

ここでは上記遮水処理圃場とは別個に行われた塩塩暗渠性能試験（昭46～昭49,重粘土研究室圃場,飼料用トウモロコシ連作畑）における流出量測定値を主に用いて、流出と水収支の関係を検討した。遮水処理圃場における流出測定は、測定期間が短く、さらに多雨時には流量計の水没が生じるなど誤差が大きく、検討に値するデータは一部のみであった。表-2は暗渠性能試験における処理区別の年間流出率を示したものであるが、1～3区の流出量が平均的であり、前述した暗渠排水網が整備された圃場に該当するものとみなした。なお、暗渠の若干の

性能差は疑似グライ土の流出機作からして、殆んど流出に影響を及ぼさないことが明らかにされている⁴⁾。

表-2 農耕期間（5月～10月）中における畑地の流出率

plot No.	year			
	1971	1972	1973	1974
1	24.5%	15.6%	26.8%	32.2%
2	17.2%	9.5%	32.1%	23.0%
3	20.0%	12.8%	35.8%	20.3%
4	20.0%	22.9%	59.9%	73.1%
5	65.5%	81.6%	190.2%	161.5%
降水量	453 mm	335 mm	541 mm	259 mm

（デントコーン作付畑）

暗渠流出が水収支式(1)に従って生じていることを、次のようにして検討した。

今、ある程度乾燥が進んだ時点で、降雨があり暗渠流出が生じた場合について、短い降雨期間内の水収支を考

表-3 疑似グライ土の水収支

年次	降雨期間	降雨直前の 積算蒸発量 $\Sigma(E-P)$	降水量 (p)	降雨期間中の 蒸発量 (E)	排水量 (D)	降雨直前の 土壌水分減少量 ΔS
		mm	mm	mm	mm	mm
1971	5/ 4— 5/11	12.5	42.1	7.8	21.6	12.7
	7/10— 7/21	115.6	94.8	14.2	19.7	60.9
	7/27— 7/29	13.2	19.8	5.5	2.3	12.0
	8/13— 8/16	16.4	38.3	4.5	6.3	27.5
	9/12— 9/13	29.4	60.4	6.6	23.0	30.8
	9/26—10/ 1	26.8	43.7	4.8	19.8	19.1
1972	6/ 9— 6/18	117.3	68.7	4.7	8.5	55.2
	6/23— 7/ 1	23.5	33.2	13.6	0.4	19.2
	7/ 7— 7/11	22.5	82.6	1.5	25.9	55.2
	(6/9— 7/11)	117.3	188.6	71.3	34.8	82.5
	9/15— 9/19	164.1	68.3	4.7	0.8	62.8
	10/ 1—10/15	4.4	67.9	18.2	5.5	80.6
	(9/15—10/15)	164.1	149.4	39.9	6.3	103.2
1973	5/21— 5/22	33.2	36.2	3.4	5.0	27.3
	5/30— 6/ 1	33.0	58.6	5.5	19.6	33.5
	7/ 4— 7/ 9	85.8	53.8	6.9	10.2	36.7
	7/29— 8/ 8	39.2	104.8	6.4	34.0	64.4
	(7/ 4— 8/ 8)	85.8	173.8	66.4	44.2	63.3
	8/17— 8/22	34.8	154.0	11.2	80.7	62.1
	8/28— 9/ 4	13.8	103.2	9.1	68.0	26.1
	10/13—10/18	28.2	29.3	1.4	11.5	16.9
1974	5/31— 6/ 2	42.8	41.0	0.2	5.5	35.3
	6/ 6— 6/ 7	11.1	14.2	1.5	1.1	11.6
	6/12— 6/25	12.9	55.2	27.6	6.3	21.3
	8/ 4— 8/26	88.5	139.3	48.0	24.7	66.6
	9/ 3— 9/10	15.6	50.0	7.0	19.6	23.4

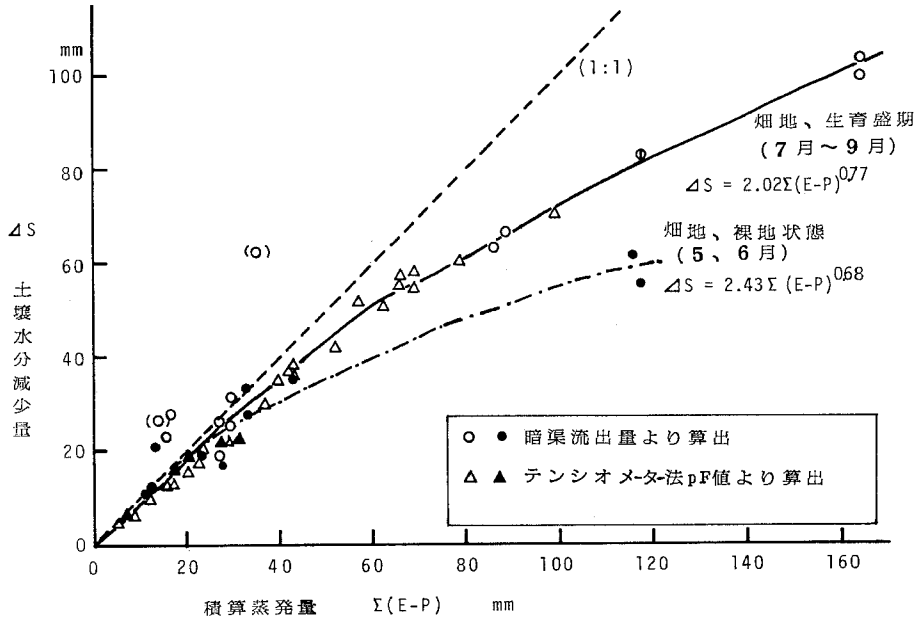


図-2 積算蒸発量と土壌水分減少量

えてみると、降雨量 (P) と流出量 (D) の差は、土壌の降雨直前における乾燥量、即ち土壌水分減少量 (ΔS) にはほぼ等しい。降雨期間中の若干の蒸発散量はその期間中の計器蒸発量 (E*) で近似出来るとすれば、ΔS 以外の水収支項は全て実測され、ΔS は次式により求まる。

$$\Delta S = P - D - E^* \quad \dots\dots\dots(2)$$

次にこのようにして求められた土壌水分減少量は、対応する乾燥期間における計器蒸発量の積算値と、一定の関係にあることが期待される。ここで積算蒸発量 $\Sigma(E-P)$ は計器蒸発量の積算値から過剰水の発生をみなかった比較的少量の降水量を差し引いたものである。

$\Delta S \sim \Sigma(E-P)$ 関係は連続乾燥期間における土壌の乾燥過程を示すものであり、ΔS は蒸発散量の積算値と等しい。蒸発散量と小型計器蒸発量の比率、いわゆる蒸発散比について楠瀬ら⁹⁾ はオホーツク海沿岸の重粘草地では 0.85 ± 0.15 であることを、熱収支法による蒸発散量測定値から認めている。また、著者も疑似グライ土草地において、テンシオメータによる土壌水分減少量の測定から、積算蒸発量 0~50mm の範囲では 0.75~0.85 であり、さらに乾燥が進むと徐々に低下し、積算蒸発量 80~100mm では 0.5 前後となることを認めている。従って、土壌水分減少量は常に積算蒸発量より若干少なく、乾燥が進むに伴いその差が広がってくることを期待される。

表-3 には(2)式により求めた土壌水分減少量と各水収支項を示し、土壌水分減少量と積算蒸発量の関係を図-2 に示した。図-2 にはさらに、テンシメータ法によ

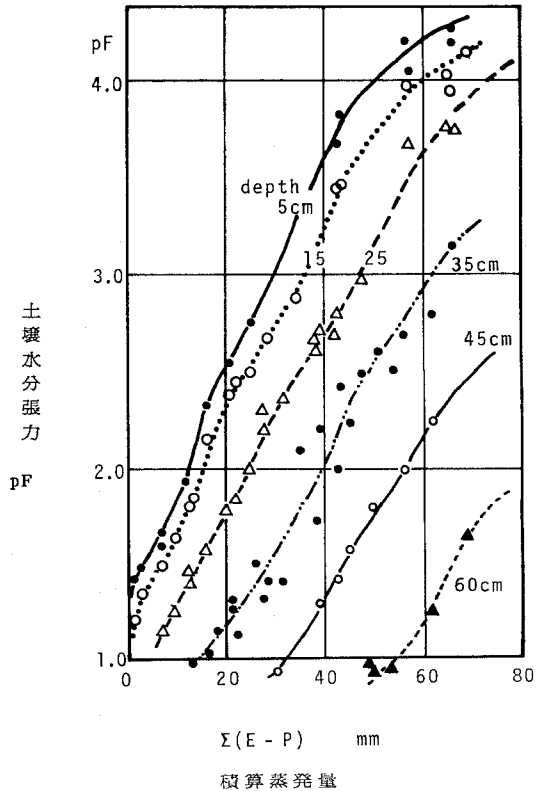


図-3 乾燥過程における土壌水分張力の推移 (草地、疑似グライ土)

り測定した土壌水分減少量と積算蒸発量の関係も図示してある。また、草地の乾燥過程における pF 値の推移(の一例)を図-3に示した。

これらの結果から、図-2にみられるように暗渠流出量から得られた土壌水分減少量値には、いくつかバラツキの大きい値もあるが、テンシオメーター法によるものも含めて、5月～7月上旬の畑が裸地状態にあるとみなせる時期と、7月中旬以降、作物生育が盛んとなる時期の2群に別れる指数曲線の関係が認められた。ここで流出量測定とテンシオメーターによる土壌水分測定という別個の独立した二つの方法により求めた $\Delta S \sim \sum (E-P)$ 関係が、ほぼ同一の関係を示したことは、この関係が実際の土壌の乾燥過程を正しく表現している可能性が大きく、同時に暗渠流出が水収支式¹⁾に従って発生していることを意味していると思われる。

次に注目されることは、表-3中、降雨期間を括弧で示した場合のように、その期間内に含まれる2ないし3回の降雨と流出発生事象それぞれについて水収支計算を行うと、積算蒸発量と土壌水分減少量の差が開き過ぎたり、大小関係が逆転するなど矛盾が大きかったものがそれらをまとめてみると矛盾が縮小する事例である。このような事例は土壌が著しく乾燥した後、多量の降雨が

あった時に生じている。従って、この理由として、粘土層の乾燥収縮により、巾の広がった亀裂を、表層にて生じた過剰水が急速に流下し、下層粘土層の飽和を待たずに暗渠に達したものと理解出来る。この現象は流出発生が土層全体の飽和後に生じることを前提としている水収支式に対して、疑似グライ土では、しばしばはずれる流出発生があることを示しているが、同時に、より長期間についてみれば、基本的には水収支式に従って、流出が生じていることを意味している。

また、表-3において ΔS と $\sum (E-P)$ の開きが大きくなっているもう一つの傾向は、比較的土壌が湿っている時に、多量の降雨があった場合である。このような場合疑似グライ土では保水容量が小さく不透水層が浅い位置にあることから、多量の過剰水が発生し、周辺部ととの流出入、表面流去水あるいは転倒樹の測定上限を超える流出等の発生が考えられ、誤差が増大したものと思われる。73年8月17日以降、8月28日以降などの降雨期間がそうした事例と思われる。

3) 圃場における水分測定法の問題点

前項では圃場における水分測定値から、定量的な関係を求める試みを行ったが、そこで問題となるのは測定誤差の問題である。誤差には測定原理に関連した測定法の

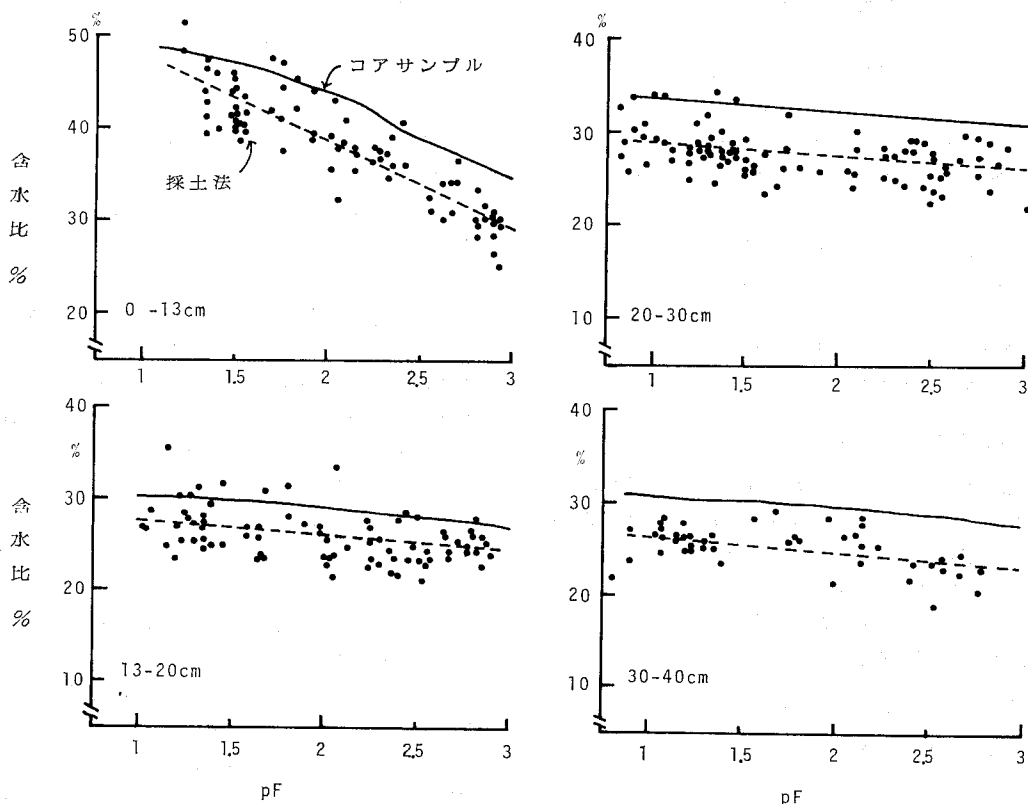


図-4 pF～含水比曲線。コアサンプル～室内測定法とテンシオメーター～採土法の比較

限界に起因するものと、圃場における土壌の不均一性とヒステリシス現象などに起因するものがあるが、後者の要因が極めて大きい。

暗渠流出量の測定において、多量の過剰水が集中的に発生する時には、誤差を生じ易いことを既に述べたが、より基本的には個々の暗渠の集水面積を確定出来ないことがある。

他方、テンシオメーター法による土壌水分吸引圧の測定は、比較的正確で再現性がある。例えば図-3に示した乾燥過程における σF 値の推移は4年間の測定では、かなり再現性の良いことが確かめられた。しかし、 pF 値を土壌水分含量に読み換える際には図-4に示したように既に竹中¹¹⁾より指摘された問題点が生じる。即ち、数個の100ccコアサンプルについて室内測定により得られた平均 pF ～水分曲線と、テンシオメーター測定に平行して圃場で直接採土し、水分含量を測定して得た pF ～水分曲線とは明らかに異なっている。また、採土法による水分含量測定も変動が大き過ぎることも明らかである。そこで著者らはやむなく両法により得られた pF ～水分曲線の勾配($\Delta W/\Delta pF$)がほぼ近似していることを根拠として、 pF 変化に伴う水分変化量を室内法によって得られた pF ～水分曲線を用いて、読み換えを行ってきた。その他、疑似グライ土では下層土中の低 pF 域の水の利用および移動についてテンシオメーター測定法では充分正確に把握出来ない等の問題もある。

以上のように圃場における土壌水分の定量的把握には不確定要因がかなり多く含まれている。従って現状では1つの圃場測定法により一つの現象を認めても、その根拠は不充分であり、他の方法による確認を必要とするものといえる。図-2に示された $\Delta S \sim \sum(E-P)$ 関係はその点において信頼度が高いものと思われるが、さらに次節において、この関係を用いて気象データより水収支項を推定し、実測値との対比をすることにより、再度、検証を行うことにする。

IV 根圏水収支の推定

前節で得られた土壌水分減少量(ΔS)と、積算蒸発量 $\{\sum(E-P)\}$ の関係を用いて、気象データ(降水量および計器蒸発量)から、土壌水分減少量と暗渠流出量(D)を推定することを試みた。

図-2の関係を次の指数回帰式により表わした。

裸地圃場に相当する式として、

$$\Delta S = 2.43 \{\sum(E-P)\}^{0.88} \dots\dots\dots(3)$$

作物の生育盛期における畑および草地に相当する式として、

$$\Delta S = 2.02 \{\sum(E-P)\}^{0.77} \dots\dots\dots(4)$$

両式共に $r^2=0.88$ である。降水量および蒸発量は半旬毎の集計値を用いた。その理由として計算の簡略化の他に、(ア)降雨および排水過程は2~3日を一単位として発生することが多いこと、(イ)少量の降雨は地表面あるいは植被上に留まり、直ちに蒸発に使われるものと考えられるが、(3)、(4)式が現わす関係は連続乾燥過程におけるものである。従って、乾燥がかなり進んでいる時に、表層に少量の水分が補給された場合には、その後2、3日間の土壌水分減少量(蒸発散量)を過小評価することになる。そこで、半旬毎の降水量と蒸発量の差を入力データとして用いることは、乾燥時における蒸発散量の過小評価を補正する方向に作用するものと考えられる等である。

水収支計算の手順は次のとおりである。

- i) 融雪あるいは多量の降雨直後のように、 $\Delta S=0$ とすることが出来る時点から計算を開始する。
- iii) 当該半旬において $E > P$ の場合、乾燥は引き続いて進む。即ち、 $\{\text{新しい} \sum(E-P)\} = \{\text{前半旬までの} \sum(E-P)\} + \{\text{当該半旬の}(E-P)\}$ となる。新しい $\sum(E-P)$ 値を(3)あるいは(4)式に代入し、新しい ΔS 値を求める。流出量は当然0である。
- iii) $P > E$ 、但し、 $\Delta S > (P-E)$ の場合、 $(\text{新しい} \Delta S) = (\text{前半旬の} \Delta S) - \{\text{当該半旬の}(P-E)\}$ となり、新しい ΔS に対応する積算蒸発量値を(3)、(4)式を逆算して求める。流出量は0。
- iv) $P > E$ 、かつ、 $\Delta S < (P-E)$ の場合、
暗渠流出量(D) = $(P-E) - \Delta S$
となり、 $\Delta S=0$ 、 $\sum(E-P)=0$ となつて次半旬の計算に進む。

この水収支モデルは土壌の有効水分含量、毛管伝導性根系分布、吸水パターンおよび植被率等の諸要因を、唯一つの $\Delta S \sim \sum(E-P)$ 曲線にすべて集約している全く経験的なものである。従って、それらの要因が変化する毎に $\Delta S \sim \sum(E-P)$ 関係を実測しなければならない。また、表面流去水の発生を考慮していない等の限界がある。なお筆者らは蒸発散能の指標として、計器(小型)蒸発量を用いたが、Penman式、他による E_p (Potencial Evaporatipn)等を用いることも充分可能である。

次に、以上の方法による水収支の推定結果と実測データとの対応をみることにする。

水収支の計算は暗渠流出量の測定が行われた1971年~74年におけるトウモロコシ畑を想定して行った。即ち、計算を開始する5月1日は融雪後間もないことから充分湿潤であつて $\Delta S=0$ と設定出来る。また、5月から7月上旬にかけては裸地状態に対応する(3)式を用い、以後9

月末まで(4)式を用いることとした。図-5は暗渠流出量の推定値と実測値との対応を示しているが、推定値が若干多目となるものが多い。そのうち流出量の多い二点(カッコで示す)は、既に述べたように、湿潤時に多量

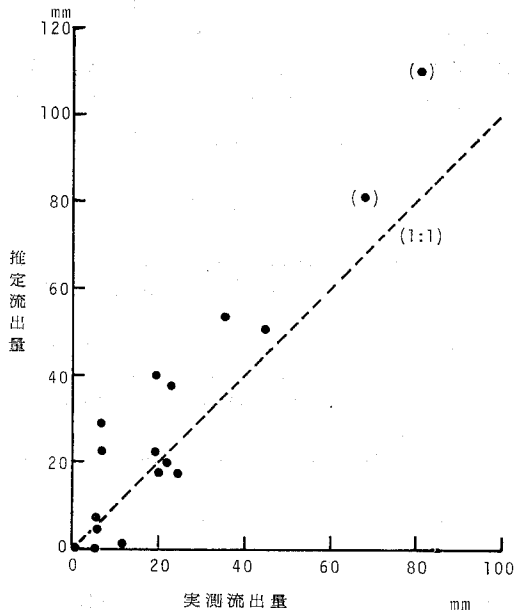


図-5 暗渠流出量, 推定値と実測値の比較

の降雨があった事例である。図-6は排水量測定を行ったトウモロコン畑における深さ30cmのpF値の推移と、土壌水分減少量推定値の対応をみたものである。その結果、pF値の上下変動と ΔS 値の変動は全体としてかなり良く対応している。さらに図-3において認められる積算蒸発量と各深さのpF値との関係、例えば、深さ30cm付近のpF値がpF2.7に達するのは積算蒸発量が50mm近く(従って土壌水分減少量にして40~45mm)になった場合であるという関係が、図-6においても成立していることが認められる。

以上の結果から、ここで試みた重粘土畑地水収支の推定法によって、暗渠流出量を精度良く推定することはやや困難であるが、排水事象の発生とその程度、および土壌水分変動の概略を推定出来ることが認められた。また同時に、水収支推定に用いた(1)~(4)式の関係は、実際の重粘土畑地において成立していることが裏付けられたといえる。

実測された $\Delta S \sim \Sigma(E - P)$ 関係を用いて根圏水収支を推定することは、疑似グライ土以外の透水性の良い土壌についても充分可能と考えられる。

著者の一人⁴⁾は透水性が比較的良好な酸性褐色森林土における牧草かんがい試験について上記水収支計算を行ない、2mm/日を越えるかん水量は(冷)湿期に下層浸

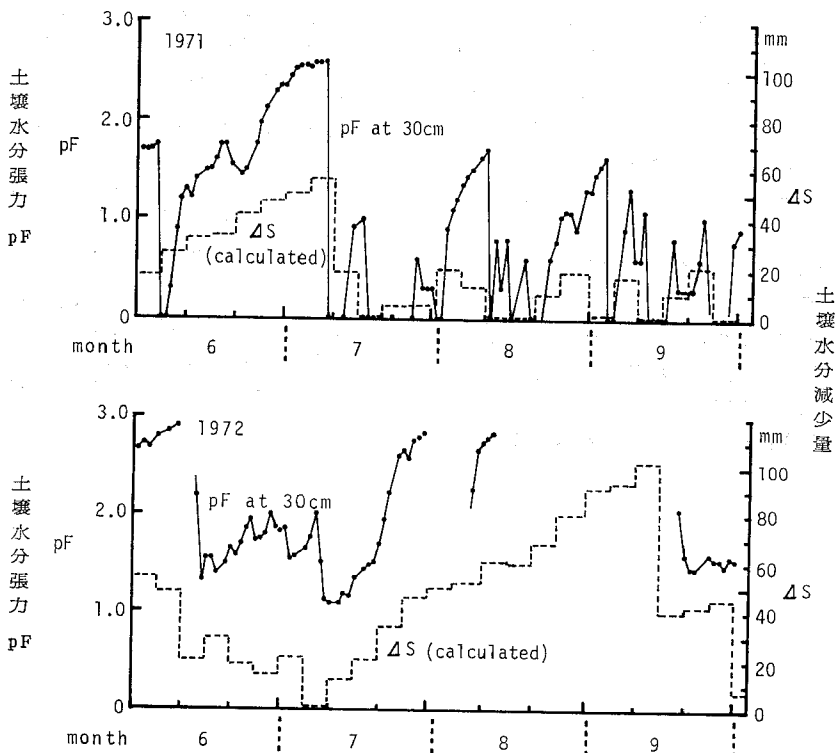


図-6 畑地における土壌水分の変動と推定土壌水分減少量

透損失水の増大と養分溶脱を生じ易いことを明らかにした。また、糞尿スラリーの草地への散布を行なう時期に関連して、晩秋および早春時は土壤水分がほぼ飽和に近く、流出が生じ易い。従って、スラリー散布の時期、散布方法については、環境保全の面からも検討する必要性のあることを、水収支の検討から明らかにした。

Ⅴ 要 約

北海道北部地域の段丘上に広く分布している重粘土の中でも、典型的とされている疑似グライ土について、暗渠流出量および土壤水分変動の測定から、その水収支の特徴を明らかにしようとした。得られた結論は次の通りである。

1) 疑似グライ土は保水容量が小さく、不透水層が浅い位置にあるため、停滞水が生じ易く、かつ僅かな高低差によってその水分環境が著しく変化する。しかし、暗渠排水網が整備された畑、草地では、周辺部との流入が無く、また、下層浸透が無視され、過剰水のすべてが暗渠流出量(D)として測定可能とする水収支式の成立が予想され、実際にも、暗渠流出あるいは土壤水分変動が水収支式に従って生じていることが確認された。

$$\text{水収支式 } P = Et + D - \Delta S$$

ここでP:降水量, Et:蒸発散量, ΔS :土壤水分減出量である。

2) 著しい乾燥後にやや多量の降雨があった場合には水収支式に従わない流出が生じることがある。これは疑似グライ土下層土の柱状亀裂が乾燥時に拡張され、表層にて生じた過剰水が、急速に流下して暗渠に達したことによると考えられる。このような場合、次回あるいは次々回の流出発生と併せて計算すれば、水収支式が成立することが認められた。

3) 土壤水分減少量と積算蒸発量の関係は暗渠流出量を測定して水収支より求める方法と、テンシオメーターで測定して土壤水分を求める方法の二法により求めたが両法による関係はほぼ一致し、水収支式の成立がさらに確認された。また、この関係式を用いて気象データから根圏水収支の推定を試み、これが流出発生および土壤水

分変動の大略を推測する簡便法として用い得ることを示した。

謝 辞

本研究を行うに際し、石井和夫重粘地研究室長(現、東北農試)の御指導をいただき、また、三宅正紀氏(熱帯農業研究センター)および、古畑 哲氏(農業技術研究所)には本稿をまとめるに際し、貴重なご助言をいただいた。以上の諸氏に心から御礼申し上げます。

引 用 文 献

- 1) 例えば井上隆弘・三輪裕太郎(1980):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,土壤の物理性,41号,25~35.
- 2) 石田朋靖・中野政詩(1981):土壤~植物~大気系における土壤水分消費の動態,農土論集,92号,26~34.
- 3) 石井和夫(1973):重粘性土壤地帯における水分問題,北海道農試研究資料,1,125~141.
- 4) 岩間秀矩(1980):疑似グライ土の水分環境と排水の特徴,ペドロジスト,24,144~156.
- 5) 岩間秀矩・他(1982):寒冷地域における重粘土草地のかんがい(第II報)一少量かん水の効果について一,農土誌(投稿中).
- 6) 楠瀬昌彦・石黒忠之(1968):重粘草地の微気象特性,北海道農試報,92号,54~61.
- 7) Newman, E. I. (1974): Root and Soil Water Relations, in "The Plant Root and its Environment" ed. E. W. Carson. pp. 363~440. University Press of Virginia.
- 8) 佐久間敏雄・他(1975):畑地における水分および熱の動態(第2報),土肥誌,46,514~520.
- 9) 例えば佐久間敏雄(1981):粘土質畑土壌の水・熱収支モデル,日土肥学会講要,27,4.
- 10) 塩崎尚郎・他2名(1971):重粘性土壤に対する心土破砕の効果,北海道農試農事研究資料, No. 129, 1~23.
- 11) 竹中 肇(1963):畑地の水分動態についての一考察,土肥誌,35,260~264.
- 12) 寺沢四郎(1980):土壤水に関する最近の研究の進歩について,第10回畑地かんがい研究会資料.
- 13) 山崎不二夫・他(1962):北海道小向の重粘地の暗渠排水における心土亀裂の役割,農土研,30,8,427~434.

Summary

The field water balance of a pseudogley soil was studied during 4 seasons from 1971 to 1974. The results are as follows,

1) Fields with the pseudogley soil are poorly drained due to the presence of an impermeable layer of a depth less than 1 meter from the soil surface and to the considerable variations of the micro-relief. For agricultural use of a pseudogley soil drainage is indispensable. When drainage is effective the field water balance equation is as follows :

$$P = Et + D - \Delta S$$

where P is the amount of precipitation, Et is the amount of evapotranspiration, D is the drain discharge and ΔS is the soil moisture depletion.

This equation implies that deep percolation through the impermeable layer and lateral in- and out-flow at the periphery of the field are negligible and that the excess water in the field can be measured and considered as drain discharge.

It was demonstrated that the occurrence of drain discharge and soil moisture depletion in the drained upland field on a pseudogley soil could be represented by this equation.

2) The occurrence drain discharge which could not be represented by the water balance equation was observed, when heavy rain occurred after a severe drought period.

In this case, the vertical cracks in the subsoil were enlarged by the shrinkage of the clay layers, and the excess water flowed down quickly and reached the drain tiles, leaving a large part of the dried subsoils unsaturated. When the water balance was calculated after subsequent occurrence of drain discharge, the water balance equation could be applied.

3) The relationship between soil moisture depletion (ΔS) and the cumulative pan evaporation $\sum(E-P)$ was analysed by applying two methods, namely the measurement of drain discharge and measurement of soil moisture suction with a tensiometer, which gave identical results.

Using the empirical $\Delta S \sim \sum(E-P)$ relationship, the field water balance could be calculated from the data on precipitation and pan evaporation. The prediction of the occurrence of drain discharge and soil moisture depletion was fairly accurate.

山梨県下の火山灰土壌と褐色森林土の団粒の安定性について

渡辺 実*, 板川 秀雄*, 寺沢 四郎**

Evaluation of Aggregate Stability of Volcanic Ash Soil and
Brown Forest Soil in YAMANASHI Prefecture
Minoru WATANABE*, Hideo ITAGAWA*, and Shiro TERASAWA**.

*YAMANASHI Agricultural Experimental Station.

**National Institute of Agricultural Sciences.

1. はじめに

作物生産上土壌団粒のはたす役割は非常に大きいと考えられる。しかし団粒の安定性評価法については、わが国では従来より主に湿式 Yoder 型的水中篩別法¹⁾が用いられており、その他 Puri の分散係数²⁾や Middleton^{3,4)}の分散率⁵⁾を計測する方法、さらに最近では小川らの方法も提案されているが、系統的な研究と言う意味ではまだまだ不十分である。

Emerson⁵⁾は1967年来、カオリナイトやモンモリロナイトなどを含む180種類のオーストラリア土壌について、団粒の安定性を試験し、団粒の安定性の分類法を提案した。その方法とは土壌団粒が浸水条件および機械的操作によって構造破壊された試料について、沸化作用、膨潤、さらには分散の有無などの“呈する状態”によって8段階に区分されるとした。この方法を用いて山梨県下の2種類の土壌団粒について安定性を検討したの

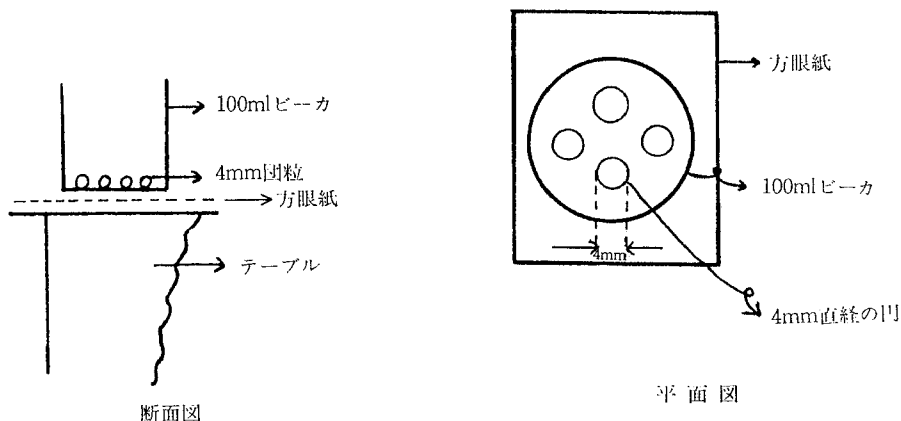
でその結果を報告する。

2. 試験方法

1) 供試土壌：山梨県八ヶ岳山麓大泉地区火山灰土壌ならびに水成岩を母材とする南部地区褐色森林土の第1層、第2層を供試した。

2) 団粒分析：Yoder型(高さ3.8cmの間を30回/分の上下運動)の水中篩別法により実施した。組篩はメッシュ2.0mm, 1.0mm, 0.5mm, 0.25mm, 0.1mmのものを使用し、風乾土と生土試料について実施した。

3) Emerson法：第1表に示したEmerson⁵⁾の方法に準じて団粒の安定性を試験した。なお膨潤試験については、肉眼だけで膨潤の判定を行なうことは極めて困難であるので、第1図に示した方法で測定した。すなわち100mlの平底ビーカの下に4mm直径の円を描いたmm方眼紙を置き、膨潤判定の基準とした。なお試験数については前述した試料を各ビーカに4個の団粒を供試し各々3連

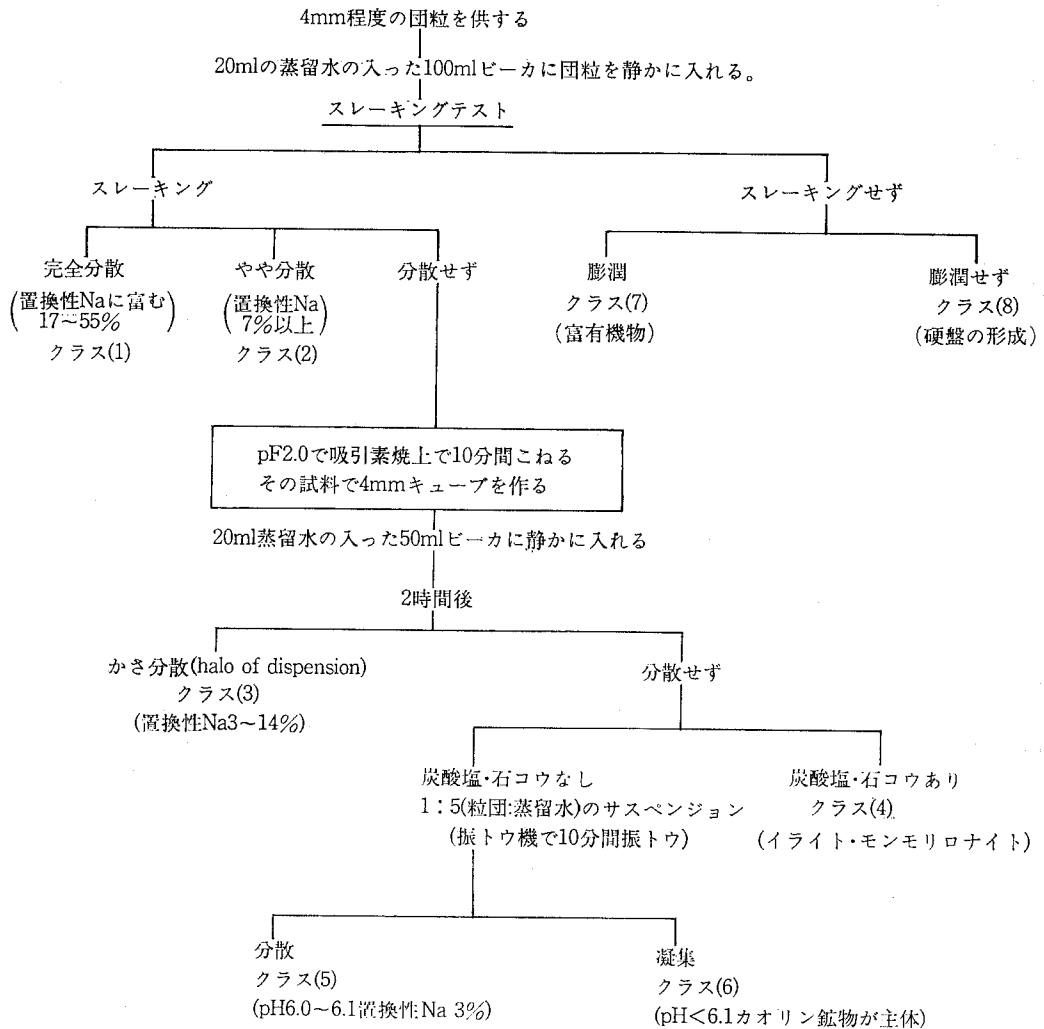


第1図 膨潤試験法

* 山梨県農業試験場：山梨県北巨摩郡双葉町下今井1100

** 農水省農業技術研究所：茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1

第1表 Emersonの団粒の安定性分級法



で実施した。

4) 化学分析: pHはガラス電極法(1:2.5), ECは電気導度法(1:5), 置換性塩基はショールンベルガー法によりN酔安法で抽出後原子吸光法により分析した。

3. 結果と考察

1) 耐水性団粒について

大泉火山灰土壌および南部褐色森林土の生土と風乾土における耐水性団粒の分析結果は第2表および第2, 3図に示したとおりである。団粒分析表から大泉火山灰土壌では団粒化度は1, 2層とも生土と風乾土間には大差がなかったが, 風乾土壌の方が生土土壌に比べやや高い値を示した。また各粒径ごとの分布割合をみると腐植含量の高い1層では風乾土は生土に比べ0.25~0.5mm粒径

第2表 畑土壌の団粒組成

項目	団粒百分率 (%)				団粒化度* (%)
	0.25~0.5mm	0.5~1.0mm	1.0~2.0mm	2.0mm以上	
大一生土	31.4	16.1	9.9	37.7	82.6
大泉層 風乾土	8.8	19.6	22.4	32.7	87.7
大二生土	23.2	21.7	15.8	32.9	94.1
大泉層 風乾土	21.8	21.0	15.5	35.3	94.5
南一生土	10.8	7.5	11.6	31.6	63.9
南部層 風乾土	19.6	6.8	5.9	8.1	42.0
南二生土	10.2	6.7	10.5	40.9	69.9
南部層 風乾土	18.8	7.9	6.4	14.1	49.8

* 基準粒径は0.25mmとした。

の団粒割合が約20%ほど少なく、反対に1.0~2.0mm粒径の団粒割合は約10%ほど多い傾向がみられた。しかし2層では生土—風乾土間にはほとんど差がみられず各粒径毎の団粒組成はほぼ同程度の値を示した。

一方南部褐色森林土では、風乾土は生土に比べ明らかに団粒化度が低下することが認められた。また各粒径ごとの団粒組成をみると、2層とも風乾土は生土に比べ1mm以上の団粒割合が減少し、反対に0.25~0.5mm粒径の小団粒割合が明らかに増加した。しかし1、2層間の団粒組成にはほとんど差がみられなかった。

次に団粒の累積度曲線は第2~3図に示したとおりである。大泉火山灰土壌では1、2層とも風乾土—生土間には大差なく、第2図を見る限りでは生土、風乾土とも平均重量直径は同程度の値が得られるものと推察された。

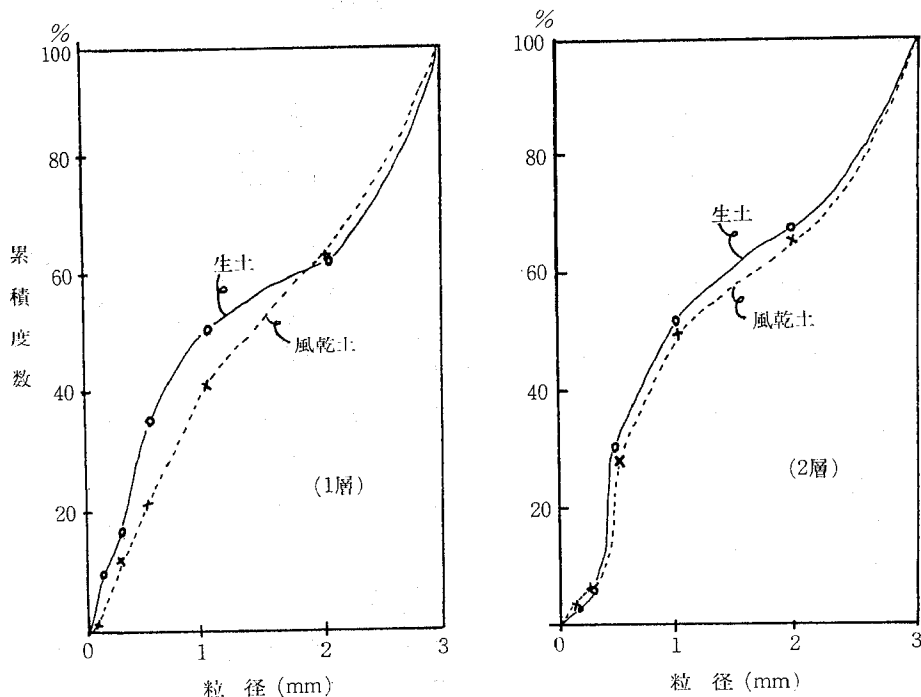
一方、南部の褐色森林土では1、2層とも風乾土と生土間には明らかな差が認められた。即ち風乾土は生土に比べ小粒径の団粒割合が多く、当然のことながら、平均重量直径が生土に比べかなり小さくなることが想定された。水中篩別法における団粒の安定度をみると火山灰土壌では生土、風乾土にかかわらず比較的団粒の安定度が高いことが認められた。また生土—風乾土間の比較では若干風乾土の方が高い安定性を示すことが認められた。同様な傾向は小川⁴⁾もアロフェン質の火山性土を用

いた含水比を変えた実験においてpF5.5で団粒の崩落率が最低なることを報告している。このように火山灰土壌の団粒が高い安定性を示す要因には多量に含まれる腐植と土粒子の結合の増加及び久保田⁶⁾が指摘するアロフェン質特有の乾燥脱水に伴う凝集性の増加などの要因が考えられる。なお鉢物生産において培養土資材として火山灰土壌中に含まれる団粒が好んで使われる理由もこの辺にあるものと考えられる。

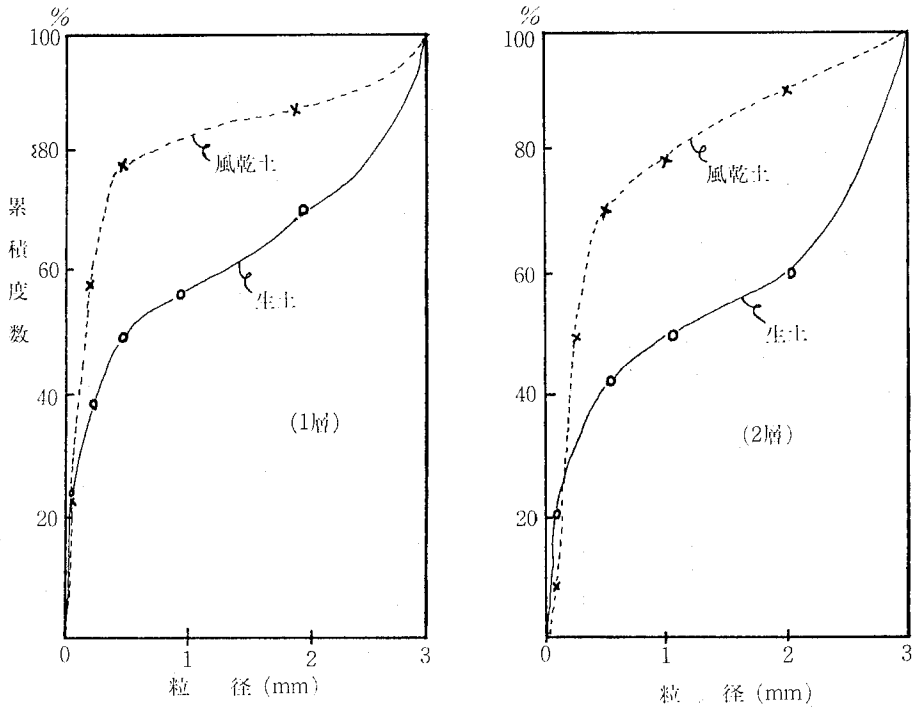
一方水成岩の風化物を母材とする南部褐色森林土では風乾処理によってスレーキングによる崩壊が加わり団粒の安定度が低下した。この原因としては火山灰土壌との粘土鉱物自身の質的な違いによってもたらされるものと考えられる。褐色森林土の土粒子の結合手は、従来言われている⁴⁾ように鉄などが主なるものと考えられた。

2) Emerson 法による団粒の安定性

④生土試料：大泉火山灰土壌および南部褐色森林土の団粒の安定性の検討結果は下記のとおりである。スレーキングテストの結果は第3表のとおりで、全試料とも沸化作用による団粒の崩壊は認められなかった。なお同表に示した膨潤判定の結果では、火山灰土壌の1層において若干の膨潤が認められたが、その他の試料についてはほとんど膨潤は認められなかった。この結果から両土壌とも1、2層中の団粒はクラス(7)ないし(8)に分類されるものと考えられる。特に若干の膨潤が認められた大泉



第2図 大泉火山灰土壌団粒の累積度数曲線



第3図 南部褐色森林土の団粒の累積度数曲線

第3表 Emerson 法における沸化作用および膨潤による分級

名称	層位	連数	供試個数	沸化作用		膨潤	
				有	無	有	無
八ツ山岳大泉地区壤	1層	1	4	0	4	1	3
		2	4	0	3	1	3
		3	4	0	4	判定不可	
	2層	1	4	0	4	"	
		2	4	0	4	"	
		3	4	0	4	"	
南褐色森林区土	1層	1	4	0	4	"	
		2	4	1	3	"	
		3	4	0	4	"	
	2層	1	4	0	4	"	
		2	4	0	4	"	
		3	4	1	3	"	

第4表 供試土壌の化学性

土壌の名称	pH (H ₂ O)	全炭素 %	置換性塩基 me/100 g D.W				
			Ca	Mg	K	Na	
大泉	1層	6.58	8.5	12.2	2.8	1.7	0.2
	2層	5.70	1.8	2.3	0.4	0.8	0.1
南部	1層	5.07	1.4	9.4	10.2	2.0	0.1
	2層	4.91	0.3	9.2	10.0	1.4	0.1

火山灰土壌の1層は、第4表の団粒の化学性に示したように腐植含量が高いことからみて、Emerson の分類法ではほぼクラス(7)に分類される。

⑥風乾試料：スレーキングおよび膨潤テストの結果は第5表に示したとおりである。大泉火山灰土壌は1、2層とも生土同様沸化作用による団粒の崩壊は認められなかった。しかし南部褐色森林土壌では1、2層ともか

第5表 Emerson 法における沸化作用および膨潤による分級 (風乾土)

名称	層位	連数	供試個数	沸化作用		膨潤	
				有	無	有	無
大泉	1層	1	4	0	4	3	1
		2	4	0	4	4	0
		3	4	0	4	4	0
南部	2層	1	4	0	4	2	2
		2	4	0	4	3	1
		3	4	0	4	2	2

なりの試料において団粒の崩壊が認められた。次にスレーキングの認められなかった大泉火山灰土壌団粒については、1, 2層中の大半の供試団粒はほぼ膨潤することが認められた。これまでの結果に第4表の化学性を併せてEmersonの分類法に照合すると大泉火山灰土壌の団粒は比較的団粒安定度の高いクラス(7)に分類されるものと考えられた。

次にスレーキングを起した南部褐色森林土壌団粒について分散の有・無を検討した結果を第6表に示した。

第6表 南部土壌(風乾土)の分散判定

名称	層位	連数	供試個数	分散	
				有	無
南褐色森林区土	1層	1	4	0	4
		2	4	0	4
		3	4	0	4
	2層	1	4	0	4
		2	4	0	4
		3	4	0	4

1, 2層中の供試団粒はいずれも分散する結果はみられなかった。この結果から南部土壌の風乾団粒は機械的操作を要するクラス(3)~(6)に分類されることになる。このため南部土壌団粒については、さらに分級法に沿って機械的操作を導入し検討した。すなわち1, 2層中から4mm程度の団粒を取り出し、pF2.0で吸引している吸引圧装置の素焼板上で約10分間こねた後、4mm cubeを作りスレーキングテストと同様に約20mlの蒸留水の入ったビーカー中に静かに落とし、2時間後に『かさ分散』(halo of dispersion)が起るか否かを検討した。その結果、第7

第7表 南部土壌(風乾土)のかさ分散判定

名称	層位	連数	供試個数	かさ分散	
				有	無
南褐色森林区土	1層	1	4	0	4
		2	4	0	4
		3	4	0	4
	2層	1	4	0	4
		2	4	0	4
		3	4	0	4

表に示したように1, 2層中の供試団粒はいずれの試料とも『かさ分散』は起きなかった。この結果から南部土壌の分級範囲はさらに限定され、クラス(4), (5), (6)のいずれかに分類されることになる。次にEmersonの分級法では、サスペンションによる分散判定に移る前に石コウ含量の多少による判定基準(クラス(4)では石コウ含量

多)をもうけている。しかし南部土壌については筆者らが行なった塩酸可溶石灰量や従来の知見⁷⁾からみて、石コウが多量に存在することは考えられず、Emerson分級法のクラス(4)には分類されないものと考えられる。この結果南部土壌団粒はサスペンションの分散および凝集の判定基準にもとづくクラス(5)ないしクラス(6)のいずれかに限定される。サスペンションの作成は先のpF2.0吸引圧下の素焼板上でこねて作った4mmキューブを蒸留水と1:5で10分間振とうして行なった。5分間放置後のサスペンションの状態は第8表のとおりであった。1,

第8表 南部土壌(風乾土)サスペンションの分散判定

名称	層位	連数	供試個数	サスペンションの分散	
				有(やや分散)	凝集
南褐色森林区土	1層	1	4	4	0
		2	4	4	0
		3	4	4	0
	2層	1	4	4	0
		2	4	4	0
		3	4	4	0

※サスペンションのやや分散程度は1層<2層

2層中の供試団粒のキューブはいずれもやや分散する傾向がみられた。なお分散程度は1層の方が2層よりも少ない傾向であった。この結果から南部褐色森林土の団粒は、分散性を示すことにより、クラス(5)に分類される。しかしEmersonの分級に附随する化学的特性(pH6.0~6.1, 置換性ソーダ3%)⁸⁾と筆者らが行なった化学性とは必ずしも一致しなかった。

上述したようにEmerson法は、単に沸化作用による団粒の崩壊程度をみるだけでなく、同時に分散性をも計測出来る便利さを持っている。そこで従来行なわれている「団粒の安定性評価法」とのかかわりの中でさらにEmerson法について考えてみる。まず沸化作用による崩落性(Emerson法ではスレーキングテスト)について前述した水中篩別法との対比でみると、Emerson法のスレーキングテストの結果は水中篩別法で得られた耐水性団粒の団粒百分率や団粒化度、さらには累積度数曲線で示した結果とかなり高い適合性があるものと考えられた。即ちEmerson法のスレーキングテストで生土、風乾土とも団粒の崩壊を起さず高い団粒の安定性を示した大泉火山灰土壌は、水中篩別法においても団粒化度や累積度数曲線の結果で示したように生土、風乾土とも同様に高い団粒の安定性を示すことが認められた。この傾向は南部褐色森林土でもみうけられた。即ち風乾土でスレーキングの認められた褐色森林土の団粒は、水中篩

別法でも風乾土は生土に比べ団粒化度や平均重量直径が低下しており、団粒組成では1 mm以上の団粒が沸化作用で団粒の崩落が激しく認められた。

小川は、Emersonの方法で扱われる、団粒のスレーキングと分散の状態を一定の条件で定量的に評価できるような方法の検討をおこない、団粒の崩落率と分散率による分類法を提唱した^{3,4)}。Emerson法でクラス(7)に分類された大泉火山灰土壌の場合は、スレーキングや分散性が小さいことから、小川の方法ではほぼグループ(I)に分類される。その場合小川は「グループ(I)の中には多腐植性に起因し、腐植と土粒子が安定的に結合している各土壌型のA層団粒やアロフェン質の火山性土などが含まれる」ことを例示している⁴⁾。また南部褐色森林土の団粒は沸化作用による団粒の崩落程度が激しく、かつ分散性が小さいことから、小川の方法では褐色森林土のグループ(II)に位置づけられよう。このように、小川らや著者らの研究からEmersonの評価法は、わが国の火山灰土壌や褐色森林土の団粒の安定性の評価に、十分適用できる方法であることが認められた。

Emersonの評価法は、団粒の膨潤、スレーキング、分散などに対する力学的抵抗性を尺度とした方法であるが、これらの抵抗性を左右する要因として、土壌の有機物、置換性ソーダ、炭酸塩などの含量、pHの高低、主要粘土鉱物の種類などが、各クラスの土壌の化学的特性として例示されている。クラス(1)から(4)の土壌は、比較的雨量の少ない乾燥地の土壌を対象としたものであり、クラス(5)~(8)の土壌は、pHが6.1以下で置換性ソーダが少なく塩分集積の影響のない土壌を対象としたものとみなされる。

したがって、雨量の多いわが国の溶脱型土壌では、pHが低く置換性ソーダが微量で腐植に富むので、クラス(5)~(8)に分級される土壌が多いものと推察される。

Emersonがこの分級で取扱った土壌の多くは、オーストラリアの比較的雨量の少ない乾燥地帯の土壌を対象としたものなので、塩分集積をうけた高いpHの土壌が多かったものと推察される。一方、雨量の多いわが国では、置換性ソーダの多少が問題になるのは干拓地のようなきわめて特殊な土壌であり、また炭酸塩や石コウを多く含む土壌は、きわめて稀にしか存在しない。しかも、これらの土壌の生成条件は乾燥地域とはかなり異質な生成過程をとるものと思われるので、各クラスに対応する土壌の化学的特性は、必ずしもEmersonの示した特性と一致しないことが起こりうるであろう。このような化学的特性の不一致は、むしろ各クラスに含まれる土壌の種類が多面的で、かつ一義的に土壌の特性がきめられないことを示唆している。例えば、わが国に広く分布する火山灰土壌は、アロフェン質で腐植が集積し易いため

に、団粒の安定性は高くクラス(7)~(8)にランクされる土壌であることを、化学的特性の中に付け加えることが必要であろう。

このように、Emersonの評価法を湿潤温帯下で生成したわが国の各種の土壌型に適用しながら、土壌型と団粒の安定性階級との関係、あるいは安定性に及ぼす肥培管理の影響などを調査し、その結果の積み重ねによって安定な団粒の生成機構の解明と土壌改良技術の策出に資することが期待される。なおこの研究は、渡辺が1976年に農研土壌物理研究室に研修したさいに手がけたものであり、わが国でEmerson法を最初に試験した結果であることを附記する。

4. 要 約

山梨県下の大泉火山灰土壌と南部褐色森林土の団粒の安定性を、Emersonの方法で検討し、つぎのような結果を得た。

1) 生土の土壌団粒を用いた場合、正確な団粒の安定性の判定はできなかった。しかし、風乾した試料では、膨潤、スレーキング、分散などの有無が測定され、Emersonの方法を適用できることが認められた。

2) 風乾土試料による団粒の安定性は、大泉火山灰土壌ではクラス(7)に、南部褐色森林土ではクラス(5)に分級された。

3) Emersonが分級した各クラスの土壌の化学的特性の中に、日本の土壌の粘土鉱物や化学的特性を附記する必要があることを指摘した。

[謝辞] この研究をおこなうにあたり、種々のご便宜を与えられた農技研土壌物理研究室の方々に深く謝意を申しあげる。

引用文献

- 1) 土壌物理性測定法委員会編(1972): 土壌物理性測定法, 養賢堂, 59~427.
- 2) 川口桂三郎・青峰重範ら(1965): 土壌学, 朝倉書店, 99.
- 3) 小川和夫・岩間秀雄・渡辺治郎(1974): 沸化作用測定法の検討と二三の測定結果について, 北農試報, 124, 81~94.
- 4) 小川和夫(1981): 土壌団粒の安定性(崩落率, 分散率)の測定および安定性と土壌型の関連, 土壌の物理性, 43, 14~20.
- 5) Emerson, W. W. (1967): A Classification of Soil Aggregates based on Their Coherence in Water, Aust. J. Soil. Res 5, 47~57.
- 6) 久保田徹(1976): 火山灰土壌の界面化学的研究, 農研報告, B-28, 1~74.
- 7) 山梨県(1978): 地方保全基本調査総合成読書, 124~125.
- 8) Emerson, W. W., Baker, A. C. and Oades, J. M. (1973): The Comparative Effects of Exchange Calcium, Magnesium and Sodium on some Physical Properties of Red-Brown Earth Subsoils, Aust. J. Soil. Res 11, 143~150.

- 9) Emerson, W. W., Baker, A. C. (1973) : The Comparative Effects of Exchange Calcium, Magnesium and Sodium on some Physical Properties of Red-Brown Earth Subsoils, Aust. J. Soil, Res 11, 151~157.

Summary

The aggregate stability of OHIZUMI Volcanic ash soil and NANBU brown forest soil was classified according to the method of Emerson to evaluate the degree of swelling, slaking and dispersion of the soil aggregate. Results obtained are as follows.

1) Aggregate stability could not be readily evaluated by applying Emerson's method when the samples were wet. On the other hand, the degree of swelling, slaking and dispersion of the soil aggregates was easily evaluated in air-dried samples.

2) The aggregate stability of OHIZUMI volcanic ash soil was found to correspond to class (7), and that of NANBU brown soil to class (5).

3) It is suggested that Emerson's method can be applied to the evaluation and classification of aggregate stability of Japanese soils provided that the distinctive characteristics of the soils are taken into account.

統計土壌物理学をめざして

筑波大学農林工学系

弓 削 善 夫

土壌物理学の初期には、僅かな観察の資料をもとに、いろいろの土壌の物理的性質をとらえようとするモデルや理論が提唱された。しかし、その多くのは統計物理学的な考察に欠けていて、決して満足すべきものではなかった。近代科学技術の普及とあいまって、土壌の研究においても、機械観測を充実して、土壌の物理的諸現象をできるだけ正確に、詳細に観測する努力が始まった。これらの資料の集積とその解析こそ、土壌の諸現象の挙動を明らかにするオーソドックスな道であったし、今日も変りがない。

しかし、浸透論など直ちに適応される圃場の諸問題の研究が著しく進展したのに対して、この適応からはずれた複雑な問題、たとえば土壌構造の定量的取扱という基本的な問題は、最近まで一般には正面からの研究の対象とはならなかった。この種の問題は、一層の資料の集積と観察の深化によってのみ解明されるという立場がとられてきたように思う。上に述べた様な努力が基本的に重要であるとしても、土壌中の諸現象はきわめて複雑であるため、その理論的な研究の進展は我々が望むよりもはるかに遅々たるをまぬがれない。とはいえ、近年に至り、各分野の研究の進展によって、土壌などの不均一系の基本的な諸現象について重要な情報が得られている。たとえば、土壌物理学の分野においては、不飽和浸透のメカニズムの研究である。また他分野においては、統計物理学にもとづいたランダムな不均一材料の物性についての研究である。

それでは、土壌の諸物性をとらえるためには、どのようなモデルが最も適当なものと考えられるのであろうか？ そもそも、土壌というものは一般に不均一な多相材料の一種である。最も理想的な場合には、土粒子を分散媒、間ゲキを分散質とする二成分の分散系と考えることができる。この意味で、通常の土壌は不規則な内部構造をもったランダム不均一材料であるといえる。ただし、土壌の複雑な内部構造をすべて考慮に入れることは事実上不可能であり、理論的解析を容易にするために、二相分散系を土壌のモデルとして採用する。土壌のようなランダムな不均一系の性質を論ずる際には、通常統計的な均一性を仮定する。統計的に均一な土壌とは、間ゲキ径が試料サイズよりも十分に小さく、そのうえ試料のどの部分をとっても、間ゲキ部分と土粒子部分の体積比とか間ゲキの大きさ、形、配列状態などがほとんど同一のもの

をさす。なお、間ゲキや土粒子の形が球状でない場合や実質部が団粒よりなる場合には、それらの方位の分布が問題になるので、統計的均一性ととも統計的等方性の概念を導入することが必要である。

一般に土壌の物理性を支配するおもな要因は、まず土粒子、空気あるいは水の物性値、ついでそれらの存在割合、さらに土粒子の大きさと形である。特に物性に影響を及ぼす最も重要な要因が間ゲキ率であることは何人にも異存はないであろう。それでは、間ゲキの大きさや形を別にすれば、間ゲキ率だけですべてが決定されるのであろうか。否、間ゲキや土粒子の幾何学的配置、いわゆる phase geometry も影響するのである。しかし、土壌の物性に対する phase geometry の役割については、その重要性が認識されはじめたのもごく最近のことで、比較的容易なランダム不均一材料の場合が、ようやく近似的に解明されつつあるにすぎない。

ランダムな不均一材料の物性を研究するためには、不規則な系の統計物理学が必要になる。この場合に、最も基本的な問題は、土壌の不規則なあるいは無秩序な幾何学的構造、すなわち phase geometry をどのようにとらえ数学的表現にもっていくかである。これを適切に表現するためには、確率的な性格と幾何学的な性格をかねそなえた幾何確率モデルを導入する必要がある。その最も有効な手法が percolation model である。浸透 (percolation) 理論はこのような不規則系のための統計理論としては、最も素朴なしかも基本的な理論である。これは不規則な媒質中における粒子もしくは流体のランダムな運動を統計的に扱う理論である。浸透理論の対象は必ずしも物理的な粒子や媒質に限られるわけではない。実際、多孔体の乾燥過程の研究、土壌の熱伝導の研究、地震の研究など、統計物理学の分野のみならず、各方面に広く応用され、成果があげられつつある。

これまで仮説や理論はひどく虐待され中傷されてきたように思う。しかし、それなしには土壌物理学の進展はありえない。それが土壌物理学において重要であるということには疑問の余地がないし、それらはときに一連の難問に思わぬ光をあてるものであることを、物理学や化学の歴史が証明している。いまや観測と経験という踏みかためられた地盤をはなれ、“土壌とは一体なんであるか”を統計物理学的観点から積極的に考えなおしてみる時期にきているように思われる。

会 務 報 告

(昭和57年2月1日～57年7月30日)

土壌物理研究会関連会議

1. 昭和56年度第2回評議員会(昭57, 4, 6 12時～13時 於九州大学文科系401号室)

(出席者) 横井, 多田, 小川, 粕淵, 久保田, 古畑, 前田(以上評議員) 仲谷, 高橋(以上事務局)

1) 報告事項

(1) 経過報告(会員数等別記)

(2) 会計の状況

(3) 会誌編集・発行の状況

2) 協議事項

(1) 新入会員の承認(別記)

(2) 第24回シンポジウムについて(別記)

(3) 選挙管理委員会の設置(57, 58年度評議員選挙)

委員長: 寺沢四郎氏, 委員: 農士試から1名の提案がありました承された。

2. 事務局, 編集委合同会議(昭57, 1, 18 午後 於農研センター)

(出席者) 横井, 多田, 古畑, 河野, 粕淵, 岩田, 前田, 仲谷, 高橋)

1) 一般報告および会誌編集状況

2) 24回シンポジウム課題について

計測システム, 新しいアプローチ等, フィールドの土壌物理をめぐる問題としたらどうかの意見が出された。評議員にも意見の提出を依頼することとした。

第24回シンポジウムについて

(1) 第2回評議員会において事務局案を主体に検討。総合課題を「土壌環境の新しい現場計測」とすることで一致した。また会場は筑波大学に依頼する。

(2) 運営委の設置: 会長, 副会長で検討の結果, 多田副会長を委員長とし, 筑波大学, 農技研(事務局)からなる運営委によってシンポジウムを運営することとなった。

(3) 日程および話題提供者はつぎのように決定した。

シンポジウム課題: 土壌環境の新しい現場計測

日 時: 昭和57年11月12日(金)10時～17時

場 所: 茨城県新治郡桜村天王台1-1-1 筑波大学

講 演

土壌の物理環境計測へのコンピューターの利用
粕淵辰昭(農技研 化学部)

地形情報と土壌の物理性

三浦健志(岡山大学農業工学科)

リモートセンシングによる農用地の基盤調査

深山一弥(北農試 農業物理部)

カラーデータシステムなどを用いた二, 三の土壌物理性の判定

谷脇 憲(農研センター機械作業部)

3. 昭和56年度第2回編集委員会(昭和57, 7, 9, 於農技研)

(出席者) 粕淵, 河野, 安部, 駒村, 仲谷, 高橋

1) 会誌45号の原稿の査読結果および審査

昭和56年度第3回編集委員会(昭和57, 7, 29, 於農技研)

(出席者) 粕淵, 河野, 安部, 駒村, 高橋

1) 会誌45号の原稿の査読結果および審査

第1回選挙管理委員会(昭和57, 6, 14, 於農技研)

[出席] 寺沢四郎, 中山照之, 仲谷紀男(事務局)

[議事] ①次期評議員選挙を会則第6条および役員選出規定に従って, 昭和57年8月末に投票用紙, 投票用紙返送用封筒, 会員名簿を発送(有権者: 正会員701名), 9月30日に投票締切り(消印有効), 10月8日に開票および当選者の確定と通知を行うことを決定。②会則6条に抵触するために, あらかじめ評議員候補から除外しておかなければならない正会員1名の確認

会員の動向

1. 会員数(昭和57, 4, 1 現在)

正 会 員 701

学 生 会 員 9

購 読 会 員 52 (56冊)

賛 助 会 員 4

2. 新入会員(昭和56, 11, 1～57, 3, 31)

(別表参照)

3. 退会者(56, 11, 1～57, 3, 31)

生島芳雄(佐賀), 和田山利明(福島), 村上英行

(島根), 津田公男(茨城), 高橋哲男(群馬),

武市義雄(千葉), 近藤鳴雄(静岡), 栗原浩(京都),

田川一郎(宮崎), 野村竣(北海道), 中川

西弘之(栃木), 野中民雄(静岡), 林勝美(大分)

4. 住所変更者 56, 11, 1～

(別表参照)

新入会員名簿

氏名	会員 種別	専門分野	連絡先
九州共立大学図書館	購		807 北九州市八幡西区自由ヶ丘1-8号
塩沢昌	正		997 山形県鶴岡市若葉町1-23 山形大農学部
長尾精文	正		305 茨城県稲敷郡茎崎村松の里 農林省林試
荒木陽一	正		470-23 愛知県知多郡武豊町南中根45 野菜試施設栽培部
中石克哉	学		305 茨城県新治郡桜村 筑波大・農学研究科
島野至	正		812 福岡市東区箱崎 九大 農学部作物学教室
佐藤博	正		305 茨城県筑波郡谷田部町境松字割地664 筑波丸東
寿松木章	正	土 肥	960-02 福島市飯坂町平野字檀ノ東1 福島県果樹試
農業土木試験場	購		305 茨城県筑波郡谷田部町観音台2-1-2 資料課
吉岡良太郎	正		932-01 富山県小矢部市浅地780
若月利之	正		690 島根県松江府西川津町1060 島根大農学部

住所変更者名簿

氏名	(旧)	新しい連絡先
草水崇	(一)	鹿児島市上福元町5500 鹿児島県農試, 土壌肥料部
加藤保	(一)	愛知県豊橋市飯村町高山11-48 愛知県農総試, 畑技験農場
松行輝夫	(一)	延岡市愛宕町2丁目2323 東白杵農林振興局
王新傳	(一)	中華民国台湾市南海路37号 行政院農業發展委員会
鈴木正	(一)	山形県天童市大字高籬174
千葉豪	(茨城県)	神奈川県藤沢市亀井野1866 日本大学農獣医学部
中川慎治	(一)	茨城県筑波郡桜村天王台1-1-1 筑波大学水理実験センター
矢橋晨吾	(青森県)	千葉県松戸市松戸648 千葉大学園芸学部
佐倉保夫	(茨城県)	千葉県千葉市弥生町1-33 千葉大学理学部
元木征治	(一)	夕張郡粟山町中央4-88 道立中央農試
門野行男	(一)	神戸市中央区中山手通7-28-33 兵庫県土地改良事業団体連合会
木俣勲	(一)	茨城県筑波郡谷田部町高野台3-7 筑波国際農業研修センター
九州農業試験場 農地利用部	(佐賀県)	(旧) 農土試佐賀支場 (名称変更のみ)
田熊勝利	旧姓(内田)	福岡市東区箱崎6-10-1 (姓変更のみ)
太田弘毅	(一)	佐賀市日の出2-1-1 (所属の名称変更) 九州農試農地利用部
金子文宜	(一)	千葉市大膳野町808 千葉県農試, 地力保全研
佐々木信夫	(一)	岩手県九戸郡軽米町軽米3-22-13 岩手県農試県北分場
真下育久	(静岡県)	東京都文京区弥生1-1-1 東大農学部
奥村純一	(一)	標津郡中標津町桜ヶ丘 道立根釧農試
山下恒雄	(一)	佐賀市日の出2-1-1 (所属名称変更) 九州農試農地利用部
石田隆	(一)	浜松市都田町9436 静岡県柑試落葉果樹試験地
福田光治	(愛知県)	大阪市西区靱本町1-8-4 大阪科学技術センタービル大阪土質試験所
山口宏	(一)	亀田郡大野町本町680 道立道南農試
藤原幸彦	(宮城県)	北海道札幌市北区北13条西8丁目
大城晃	(一)	磐田郡豊田町富丘678-1 農林短期大
岩渕晴郎	(一)	夕張郡長沼町東6線北15号 道立中央農試
市来征勝	(一)	肝属郡串良町細山田4938 鹿児島県農試大隅支場
佐々木清一	(一)	札幌市中央区南13条西6丁目 (自宅)
佐藤俊夫	(一)	山形市みりのが丘6060-27 (移転による) 山形県立農試
月館光三	(山形県)	弘前市文京町3 弘前大学農学部農業工学科
瀬尾野中 東海林	(一)	山形市みりのが丘6060-27 (移転による) 山形県農試
北山登喜男	(一)	鹿児島市上福元町3616-10
山口桂三郎	(京都府)	Ku. Japan Office Kasetsart Univ. Bangkok 9 THAILAND

— 編 集 後 記 —

会誌45号をお届けします。あいかわらず、お届けするのが遅れまして申し訳ありません。この種の会誌では、内容が秀れていることは当然ですが、それをなるべく早く編集委員会を通して、印刷発行されるべきであると考えています。手持ちの原稿が少ない場合には、どうしても発行までに時間がかかります。早く御投稿いただいた方には大変な御迷惑をかけてしまうことになります。お許し下さい。会員各位のより一層の御投稿を切望します。小生など他の試験場を訪問した時などに“土壤物理”に関する非常に興味ある試験を拝見することがあります。た

だ残念なことはそれをごく一部の人にしか知られていない場合が非常に多いことです。土壤物理研究会はいろいろ専門の人から構成されています。他の分野の専門の人に知ってもらうためにも、またそのあとの response を期待するためにも、会員各位より一層の御投稿をお願いします。

「土壤の物理性」の活用の方法にこのような方法も一つにはあるのではないのでしょうか。

(仲谷紀男)