
巻 頭 言

圃場における土壌物理学の役割

多 田 敦*

Atsushi TADA

土壌物理研究会のシンポジウムは、隔年ごとに基礎的課題と応用的問題とを交互にとりあげることになっている。ここでは、応用に属する話題の一つとして、圃場の整備や圃場における土壌管理を行うに当たって、土壌物理学がどのような役割を演じるべきであろうかについて述べてみたい。

水田に畑作物の導入が求められ、従来の水稲単作のときには考えなくてよかった諸条件が圃場に求められるようになった。すなわち、水稲作時には水稲作に好適な条件を、畑作時には畑作に良好な条件を保持できる圃場が必要になってきた。この両条件を確保するために、暗渠施工や土層改良を含めた圃場整備が行なわれ、さらに適切な土壌管理が要求される。この場合、汎用化された水田とは、どのような土壌条件及び水理条件を持ったものであろうか。好適な水田と好適な畑の目標値と汎用化された耕地の好適条件はどのような違いがあるのか。

現在、水田、畑、汎用耕地の一応の目標値が集められ、圃物整備や土壌管理という対策がとられており、今後も現地圃場においてはこの対策はますます適当なものに改良されて行くであろう。たとえば、耕盤の存在のために湿害と旱害が隣り合わせである水田の畑利用圃場に、耕盤の合理的処理方法、かんがい方法（うね間かんがいや密に布設された暗渠排水組織を地下かんがいにも利用するなど）、有効土層の確保の方法など、土木的あるいは土壌管理的方法がより合理的に適用されるであろう。このとき、土壌物理学は役割をはたすであろうが、栽培その他土壌物理学以外の各研究分野の総合としての対策技術にかくれて、圃場の土壌物理学があいまのまま終わってしまってはならないと思う。水田土壌にかつてない乾燥条件を与え、各種の精度の高い土への働きかけの作業が行なわれ、多種の作目が導入される。土壌の物理的変化に関する研究のみではなく、そこにおこっている物理的現象をも一度把握整理し、既知の法則が水田、畑及び汎用化する圃場にどのように適用できるのかを明らかにしておくことが必要である。実際の圃場に働きかけを行うとき、既知の法則が適用できるものとして、その現実をいちいちチェックしてみないことが多い。水田と畑の両特徴を兼ね備えた圃場では、条件が単用利用の場合よりもさびしいので想定したことがきちっとおこらない場合には、その被害が大きくなるのが危惧される。これらが整理されてくれば、水田、畑の両機能を兼ね備える圃場としてはどのような土壌物理学の意味をもった圃場ができればよいか明らかにできる。すなわち、土壌物理性の目標値をより明確にすることができる。

たとえば、水田の排水では地表残留水（重力水）を排除し、地下水位を下げるのが目標であったが、汎用化に当たってはこれに続く毛管水の移動も制御の範囲にいれてこなければならない。このことは、たとえば圃場におけるダルシー則はどのように働いているのかをはっきりさせなければなるまい。対策はこれら原則を背景にしたものでありたい。

耕盤上での水の移動、下層土の物理性が作土にどのような影響を及ぼすのか、となれば有効土層はどのように考え、どのような厚さが必要なのであろうか。その合理性が明確になれば、事業上の対応、行政上の対応を求めることができる。

*筑波大学農林工学系

熱電対露点計による水分ポテンシャルの測定

岩間 秀矩*・石井 和夫**・古畑 哲***

An Examination of Thermocouple Dew Point Hygrometer for Measurement of Soil Moisture Potential

Hidenori IWAMA*, Kazuo ISHII** & Akira FURUHATA***

* Tropical Agriculture Research Center

** Tohoku Agricultural Experiment Station

*** National Institute of Agricultural Sciences

1 はじめに

土壌水分と平衡状態にある空気中の相対湿度の測定は、熱力学的にも最も正確な水分ポテンシャル測定法とされている。しかし、植物生育に係わりの深い pF4.2 以下の水分域では、相当する相対湿度は98%以上と殆んど飽和に近く、その変動幅も極めて小さい。そうした微小な相対湿度の変化は、微小な熱電対を用いたサイクロメーター法****によって試みられてきたが⁹⁾¹⁰⁾、極めて微妙な測定であるためにその利用は一部の研究者に限られてきた。これは、この種の測定においては百分の一度の温度差を測る精度が要求されることに加えて、サイクロメーター法が湿球部における水の蒸発に伴う温度降下量という、装置の形状や熱的条件による影響を受け易い物理量を測定していることに起因している。

それに対し、最近開発された熱電対露点計¹⁾による方法は、サイクロメーター法と殆んど同一のセンサーを用いているが、露点温度降下量という、より明確な意味を持つ物理量を測定しようというものであり、信頼性並びに実用性がより高いことが期待出来る。

熱電対露点計について、我国では既に高倉¹¹⁾により紹介され、作物体¹²⁾および土壌⁵⁾⁷⁾の水分ポテンシャルの測定が検討されてきた。しかし、土壌の水分ポテンシャル測定法として、この方法の持つ優れたいくつかの利点並びにその利用法について、我国の土壌水分研究者に充分認識されているとはいえない状況^{例えば7)}にあると思われる。そこで本報では当測定法の精度、測定条件等について検討した結果を報告し、さらに、当測定法との対比の結果、蒸気圧法に用いられる飽和中性塩溶液の

pF 値の一部に、訂正を要するものを認めたので報告する。

2 測定原理

露点温度降下 (ΔT)、熱起電力 (E) および水の化学ポテンシャル ($\Delta \mu$) の関係は次式で表わされる。

$$E = \alpha \cdot \Delta T = \alpha \cdot T \cdot \Delta \mu / \lambda$$

(α : 熱起電力の係数, T : 絶対温度, λ : 水の蒸発熱)

供試した Wescow 社製熱電対露点計による測定は次のように行なう。すなわち、密閉された試料室内の温度と蒸気圧とが平衡した時に、試料室内の熱電対接合部を Peltier 効果により冷却し、結露させる。次いで、冷却された熱電対に対して周囲から流入する熱量を、正しく打ち消すように冷却電流量を調節する。そのことにより、熱電対の温度変化は水分の蒸発もしくは凝縮のみによるという一種の理想状態が作り出されることになり、熱電対は自ずと露点温度に収束する。そして、その降下温度を熱起電力により測定するものであり、供試した装置では、 $\Delta \mu = 1 \text{ bar}$ につき $0.72 \mu \text{V}$ の出力であった。

Peltier 効果は次のように表わされる。

$$\text{冷却熱量 (} W_p \text{)} = \pi \cdot I$$

(π : Peltier 係数, I : 電流, 供試装置では 8 mA に設定)

冷却電流の調節は電流を脈流とし、一サイクル内において、実際に冷却電流の流れている時間割合 (L) を、熱電対の温度降下に応じて自動調整することによって行われる。

$$L = (\text{冷却電流 "on" の時間}) / (\text{全体の時間}) \\ = \Delta E / \pi_v = (\alpha \Delta T) / (\alpha \cdot \Delta T_{\text{max}})$$

* 熱帯農業研究センター研究第一部

** 東北農業試験場環境部

*** 農業技術研究所化学部

**** : サイクロメーターは乾湿球温度計の原理にもとづく湿度計を意味しており、露点温測定による湿度測定には適切な用語ではない。

Campbell ら¹⁾は両方を総称する用語として thermocouple hygrometer (metory) を用いている。

(π_v : 冷却係数, $\pi_v = \alpha \cdot \Delta T_{max}$ により定義され, 装置の最大冷却能を意味する.)

π_v は個々のセンサーによって, それぞれ異なる値を示す。ここで, 冷却され温度が ΔT 低下した熱電対に向けて, 周囲から流れ込む熱量 (水の凝縮を除いて) は ΔT に一次比例すると近似出来る。すなわち,

流入熱量 (W_s) = $K \cdot \Delta T = K \cdot L \cdot \Delta T_{max}$ (K : 比例定数)

また, 最大温度降下の際には冷却熱量と流入熱量は等しく次式が成立する。

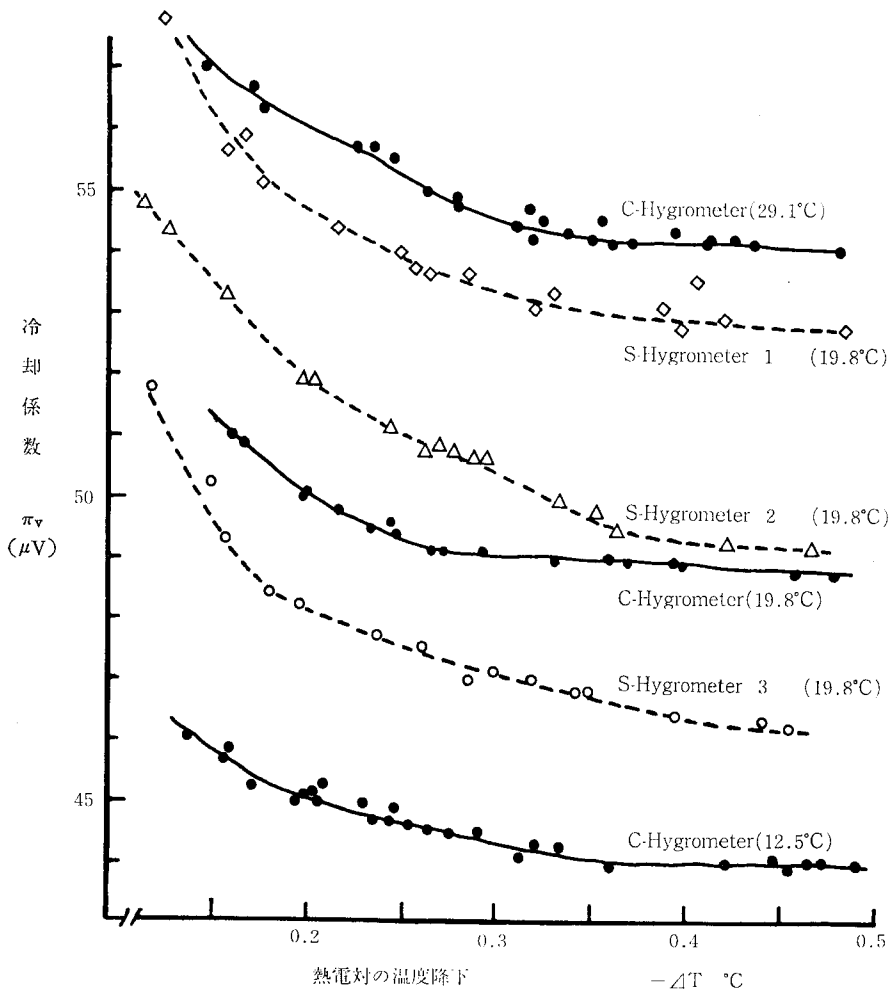
$$K \cdot \Delta T_{max} = \pi_v \cdot I$$

したがって,

$$W_s = K \Delta T = K \cdot L \cdot \Delta T_{max} = L \cdot \pi_v \cdot I$$

となり, π_v を正しく設定すれば流入熱量と冷却熱量は等しくなり, 前記理想状態を作り出すことが出来る。

したがって, 熱電対上に結露が生じない乾燥した条件 ($pF4.9$ 以上) では, 水の蒸発, 凝縮に伴う熱の出入がなく, 降下した熱電対の温度はそのまま一定に保たれることになる。 π_v の設定はこのことを利用して行われる。すなわち, 熱電対を適宜冷却後, $L = \Delta E / \pi_v$ が作動する回路に切り換えた際に, 温度が一定値を保つように π_v 値を調節することによる。



- — Chamber Hygrometer (at 12.5, 19.8, 29.1°C)
- ◇-△- Soil Hygrometer (at 19.8°C)

図一 冷却係数 (π_v) と設定時の温度降下

3 測定装置

今回供試した測定装置およびセンサーは、Wescow社製の Dew Point Micro volt meter (HR-33), chamber (thermocouple) hygrometer (C-51) および soil hygrometer (P-50) である。

チャンパーハイグロメーターは合成樹脂製容器内に微小な熱電対(導線の径: 0.0254mm)が取り付けられており、そこに少量のサンプル(土壌では200~300mg)をステンレス製容器に入れて挿入し、密閉して蒸気圧の平衡を待ち、測定を行なうものである。さらに、熱的安定性を高めるために容器内に金属塊が入っており、改良型では全体が金属製になっている。

ソイルハイグロメーターは熱電対を素焼き製カップの中に装着し、土壌中に埋設して測定を行なうもので、その概要は金木⁷⁾により解説されている。

4 冷却係数(π_v)の変動要因

π_v は熱電対を構成する金属の組合せによって個有な値をとる Peltier 係数の他に、接合部の電気抵抗、形状あるは装置の熱容量など、個体差を生じる要因を包含しており、その正しい設定を行なうことにより、個体差要因を除いて一種の理想状態を作り出す重要な係数である。 π_v の変動とそれに伴う誤差の検討は当法の精度と同時に、測定原理に含まれるいくつかの仮定の妥当性をも検討することになる。

1) π_v の 設 定

図一は2節で述べた方法により、 π_v を設定する際における熱電対の温度降下(ΔT)と、得られた π_v 値の関係を示したものである。その結果、熱電対の降下温度が小さいと π_v 値は大きく設定され、チャンパーハイグロメーターでは $\Delta T > 0.3^\circ\text{C}$ 、ソイルハイグロメーターでは $\Delta T > 0.4^\circ\text{C}$ においてそれぞれ一定となることが認められた。このことは「温度が低下した熱電対に周囲より流入する熱量(W_s)が、温度降下量(ΔT)に一次比例する」という仮定が、完全には成立しないことを意味すると思われる。すなわち、 $\Delta T < 0.3^\circ\text{C}$ では、 $W_s = K \cdot \Delta T$ における定数 K が相対的に小さく評価され、その結果、最大冷却能を意味する π_v 値が大きく設定されてくるものと思われる。したがって、当法による露点温度測定は一種の近似測定であり、標準溶液等によるキャリブレーションおよび以下に述べる測定条件の規格化が必要である。また、 π_v の設定は再現性から、 $\Delta T > 0.3^\circ\text{C}$ 即ち、 $\Delta E > 20\mu\text{V}$ 域に行なうことが良いと思われる。

ソイルハイグロメーターの π_v 値の変動がより大きいのは、チャンパーに比較し熱的安定性が劣ることによると思われる。

2) π_v の温度変化

図一には 12.5°C 、 19.8°C 、 29.1°C における π_v (チャンパー法)の測定例を示したが、 π_v 値は温度により直線的に変化することが明らかにされている¹⁾⁵⁾。その温度係数はチャンパー法では $0.62\mu\text{V}^\circ\text{C}^{-1}$ であったが、ソイルハイグロメーターでは個体差が多少あり、平均 $0.75\mu\text{V}^\circ\text{C}^{-1}$ 前後の値を示した。

3) π_v 値の変化が測定値に及ぼす影響

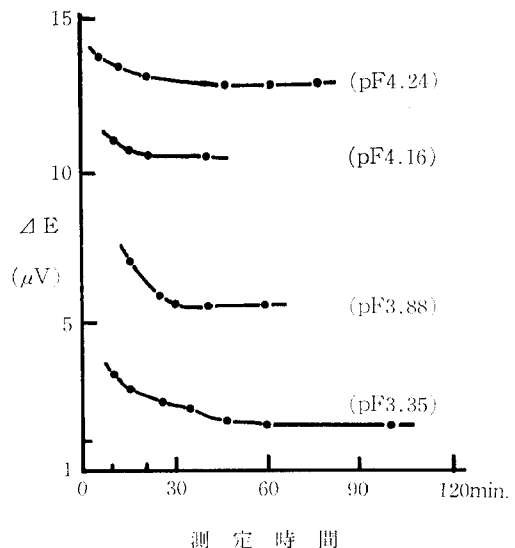
π_v 値の偏差が測定値に及ぼす影響を実測したところ、チャンパー法では $0.15 \sim 0.3\text{bars}/\mu\text{V}(\pi_v)$ と比較的小さかった。したがって、温度条件が 1°C 以上変るような場合に、 π_v の補正あるいは設定のし直しが必要となるといえる。

5 その他の測定条件

1) 熱および蒸気圧の平衡

既に述べたように当法が測定する蒸気圧差および温度差は微小である。したがって、熱および蒸気圧の平衡をはかることは極めて重要である。特に測定器に与える温度変動は最小限に抑える必要がある。通常の研究室において容易に出来る温度制御法として、著者らは恒温室(設定温度 $\pm 2 \sim 3^\circ\text{C}$)内に、二重ガラスの箱を置き、その中に測定器を置いて温度変動を緩和し、後記の測定精度を得ている。しかし、この場合でも恒温室に人の出入りが頻繁な場合には、測定値が $2 \sim 5\text{bars}$ も変動することを経験している。

図二は土壌サンプルをチャンパー内に挿入後における測定値の推移をみたものである。温度平衡は試料室内におかれた熱電対の零点示度が一定となることから確認



図二 土壌試料の平衡時間

され、ほぼ10分以内に達成されている。このことから、図2の ΔE の変動は主として蒸気圧の平衡過程を示しているといえる。その結果、土壌サンプルは30分以上の平衡時間が必要であり、高水分であるほど長時間を要することが判る。

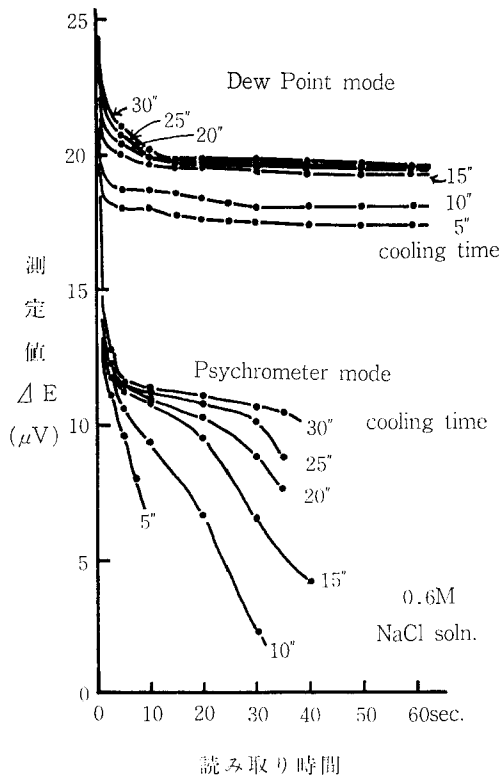


図-3 冷却時間および読み取り時間による測定値の変動

2) 冷却時間, 読み取り時間

熱電対を冷却して結露させる時間(冷却時間)あるいは測定過程に切り換え後の経過時間により測定値は変動する。測定例を図-3に示したが冷却時間が不足であると低い測定値(ΔE)が得られ、十分に結露させる必要が認められる。しかし、多湿なサンプルについて極少の温度落差を測定する場合には、長過ぎる冷却時間は誤差を生じる。したがって、測定値の大小に応じて冷却時間を調整・規格化する必要がある。著者らは測定値(ΔE) μV の数値に10を加えた秒数を冷却時間とし、読み取り時間は20~30秒後としている。

図-3にはサイクロメーター法による測定も例示してあるが、露点測定に比較しより不安定な測定であることが理解されよう。

3) その他の注意点

同一サンプルについて繰返し測定を行なう場合には、測定操作による攪乱の影響を避けるために、5分以上間隔をあける必要がある。また、多湿なサンプルの測定後、直ちに次のサンプルについて測定を行なうと、多湿側に偏った値が得られることが多い。さらにまた、熱電対およびチャンパー内の汚染は測定値に大きく影響するので注意を要する。

6 測定精度

1) チャンパーハイグロメーター

温度環境を5-1)に述べた方法により制御した条件下で、各種濃度の食塩水溶液⁹⁾を用いてキャリブレーションを行ない、同時に測定値の再現性についても検討を行なった。表-1には同一温度条件下でくり返し測定を行なった際における変動、および、異なる温度条件下で得

表1 測定精度

NaCl 水溶液 (標準液)		Dew Point meter の出力 (ΔE)		Chamber Hygrometer					Soil Hygrometer		
濃度	水分ポテンシャル	理論値*	実測値**	くり返し測定における変動			異なる温度条件下における測定値の再現性***		センサー間のバラツキ		
				n	σ	C.V.	σ	C.V.	n	σ	C.V.
Molality	bars	μV	μV		μV	%	μV	%		μV	%
1.0	-45.5	34.5	32.8	10	0.39	1.3	0.51	1.5	7	1.09	3.3
0.6	-26.9	20.4	19.4	10	0.31	1.7	0.20	0.8	8	0.53	2.6
0.4	-17.9	13.6	12.8	10	0.26	2.1	0.19	1.1	7	1.27	10.0
0.2	-9.0	6.83	6.62	10	0.09	1.4	0.17	1.9	6	0.71	11.1
0.1	-4.5	3.41	3.30	10	0.08	2.5	0.18	5.4	6	0.63	27.4
0.04	-2.2	1.67	1.65	10	0.08	4.7	0.07	4.2	8	0.44	43.3
0.02	-0.9	0.68	0.68	10	0.05	5.4					
0	0	0	0.28	10	0.06	21.4					

* $\Delta E = \alpha T / \lambda \cdot \Delta \mu$, ここで $\alpha = 63 \mu V K^{-1}$, $T = 272.8$, $\lambda = 24330 \text{ bars}$

$\Delta \mu$: 水分ポテンシャル bars として求めた。

** chamber 法による平均値

*** 恒温室全体の温度を12.5, 15.2, 19.8, 25.3, 29.1°Cに変えて測定値の変動をみたものである。

た測定値が同一標準曲線に乗るか否かについて検討した結果を示した。

その結果、 $-1 \sim -5$ bars (pF 3~3.7) 域では C.V. < 5%, $-5 \sim -45$ bars (pF 3.7~4.7) 域では C.V. < 2% の精度が得られ、また、 $12^\circ \sim 30^\circ \text{C}$ の範囲では殆んど測定精度は変わらないことが認められた。従って、チャンバー法では普通のエアコンがあれば容易に実現可能な温度制御下で、pF 3~4.7 の水分域のポテンシャルを高い精度で測定出来るといえる。

2) ソイルハイグロメーター

ソイルハイグロメーターのキャリブレーションは、土壌に標準食塩水溶液をしみ込ませ、その含水量を pF 2 相当に調整し、そこへソイルハイグロメーターを挿入して行なった。温度条件等はチャンバー法と同一である。表 1 にはセンサー間の個体差変動を示した。

この結果 pF 3~4 域における変動が大きく再現性に欠けることが認められた。

また、金木⁶⁾ はソイルハイグロメーターのキャリブ

レーションを塩溶液中にセンサーを浸して行なう場合と、水または塩溶液を加えた土壌中にセンサーを挿入して行なう場合とでは異なる標準曲線が得られることを報告している。この一つの要因として、著者らはソイルハイグロメーターはセンサー周囲の媒体が異なると π_v 値が若干 ($1 \mu\text{V}$ 以下) 変動することがあり、熱的安定性の劣るソイルハイグロメーターでは π_v 値の変化に伴う測定値 ΔE の変動もより大きくなる可能性があると推定している。いずれにせよ、信頼出来る測定域は pF 4 より乾燥水分側であり、さらに、変温条件下におかれる野外における測定は一層精度が低くなるといえる。

7 測定の応用例

主としてチャンバーハイグロメーターを用いた測定例について述べる。

1) 土壌の水分ポテンシャルの測定

遠心法、加圧膜法等は予め設定した水分ポテンシャル値に、土壌水分を平衡させるものであるが、この方法は

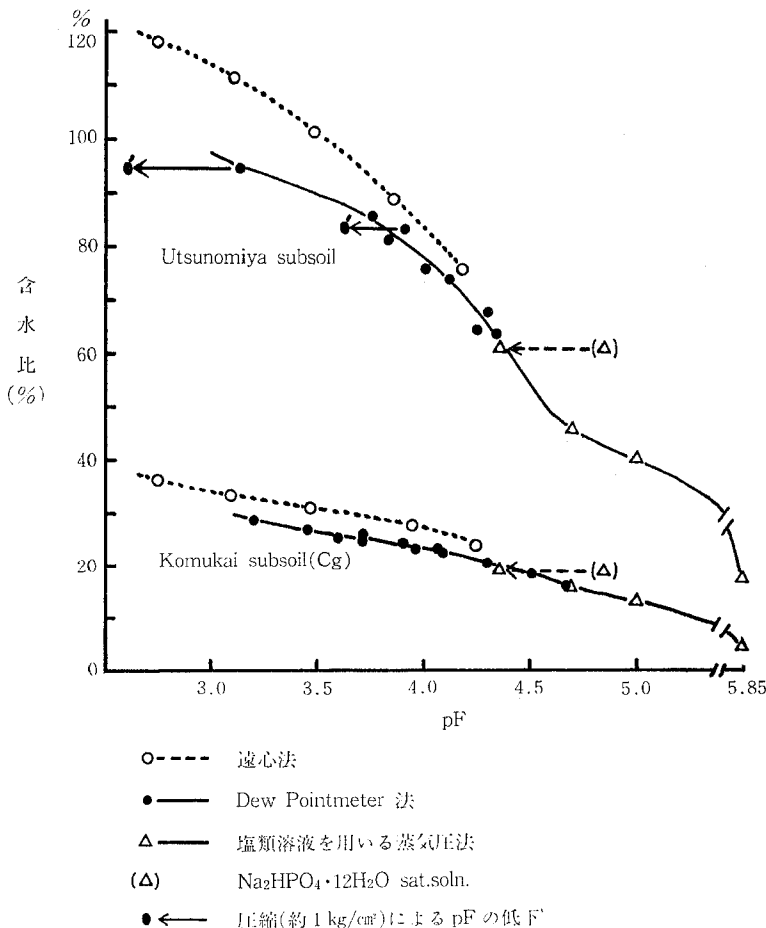


図-4 土壌の pF ~ 含水比曲線

pF 3.0~4.7の範囲内であれば特定しない水分ポテンシャル値の測定が可能である。したがって、上記測定法における平衡の確認や圃場から採取してきた土壌のpF値の直接測定が可能である。著者らは圃場から採取してきた土壌を手早く混合、細粒(3mm>φ)化し、内容積5~10ccの管ビンに密封した後、チャンパーハイグロメーターの置かれている箱内に一日以上放置して、温度条件を整えてから測定に供している。これによりテンションメーターの測定限界を越えて乾燥が生じた場合に、土壌水分ポテンシャルの推移を引き続き測定することが可能である。

また、塩類濃度が高い土壌の全水分ポテンシャルを測定することが出来る。

2) 土壌の力学的挙動の解明への応用

Campbellら³⁾は熱電対サイクロメーターを用いて、土壌の圧縮に伴う水分ポテンシャル変化を測定しているが、著者らは火山灰下層土(立川ローム)のpF~水分をこの当測定法により測る際に、ステンレス製小容器に入れた土壌をガラス棒で軽く圧縮($P \leq 1 \text{ kg/cm}^2$)すると、水分ポテンシャル値が顕著に低下することを見出した(図-4)。これはチキソトロピックな土壌を扱う場合に注意すべきことを示すと同時に、土壌のチキソトロピックな挙動を明らかにする有力な方法となりうることを意味している。

3) 蒸気圧法に用いられる中性塩飽和水溶液の相当pF値の一部訂正について

著者らは塩飽和溶液を用いた蒸気圧法により測定した水分値が、pF 4台において不規則な値を示すことに疑問を持ち、 $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ および $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ 飽和水溶液の相対湿度を露点計を用いて直接測定した。その結果、 $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ 飽和水溶液の相当pF値は4.85とされている⁴⁾が、実際には4.37付近であること、および $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ 飽和水溶液の相当pF値は4.46とされているが実際には4.73付近であることをそれぞれ認めた。図-4中(Δ)により示した値は $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ 飽和水溶液上にて平衡させた土壌水分の値であるが、これを

表2 飽和塩溶液の相対湿度および相当pF値(at20℃)

飽和塩類溶液	従来の値*		Dew Pointmeter による実測値	
	相対湿度	pF	相対湿度	pF
$\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ sat. soln.	% 95.0	4.85	% 98.3	4.37
$\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ sat. soln.	% 98.0	4.46	% 96.1	4.73

* 土壤物理測定法⁴⁾による値

pF 4.37付近に移動させると、露点計法あるいは食塩水溶液上で平衡させて得られたpF~含水比曲線と矛盾しなくなることが認められる。

他の塩飽和溶液については測定していないが、pF 5以上においては相対湿度や氷点降下測定の誤差も少ないので、余り問題はないものと思われる。

8 ま と め

1) 熱電対露点計の測定域はpF 3.0~4.7であって、これまで余り良い測定法の無かった領域に相当している。この方法は土壌の水分ポテンシャルを直接測定し、かつ、全水分ポテンシャルを測定することが出来る。

2) 比較的容易に作り得る温度制御下で、チャンパー法により信頼度の高い測定が可能である。

3) 正確な測定には、 π_v の調整、冷却時間の規格化および標準液によるキャリブレーションが必要である。

4) この方法により、他の水分ポテンシャル測定法の正確さを確認することが出来る。また、チキソトロピーなど土壌の力学的挙動の解明に有効な手法となり得る。

5) 蒸気圧法に用いられている中性塩飽和水溶液のなかで、 $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ および $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ 飽和水溶液の相当pF値は従来4.85および4.46とされてきたが、実際には4.37および4.73であることを確認した。

謝 辞

本研究を行なうに際し、高倉直氏(千葉大、現東京大)、竹中肇氏(東京大)に御指導いただき、また、堤聰氏(東京大、現北里大)に蒸気圧法、他御指導いただいた。記して感謝の意を表わします。

引用文献

- 1) Campbell, E. C., G. S. Campbell and W. K. Barlow (1973): Agr. Meteorol. 12; 113~121.
- 2) Campbell, G. S. and M. D. Campbell (1974): Agron. J. 66; 24~27.
- 3) Campbell, G. S. and W. H. Gardner (1971): Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35; 8~12.
- 4) 土壤物理測定法委員会(1976): 土壤物理測定法. pp.155. 東京養賢堂.
- 5) 岩間秀矩・石井和夫(1974): 日本土肥学会講演要旨集. 20集. pp.2.
- 6) 金木亮一(1976): 滋賀短大学術雑誌. No.17. 42~46.
- 7) 金木亮一(1977): 土壤の物理性. 36号. 34~36.
- 8) Lang, A. R. G. (1967): Aust. J. Chem., 20; 2017~23.
- 9) Peck, A. J. (1968): Agr. Meteorol. 5; 433~447.
- 10) Spanner, D. C. (1941): J. Exp. Botany. 2; 145~168.
- 11) 高倉直(1973): 農業気象. 28; 33~36.
- 12) 渡辺和之・有原史二(1974): 日作学会東北支部会報, No. 16; 71~72.

(昭和56年12月8日受理)

Summary

The thermocouple dew point hygrometer appears to be superior to the thermocouple psychrometer for the measurement of vapor pressure values when the relative humidity exceeds 95%. The thermocouple dew point hygrometer (Wescow, Inc., Utah) was tested and used for the measurement of the soil moisture potential.

The results obtained are as follows.

1) The dew point meter can be used for measuring the total moisture potential of a soil with a pF ranging 3.0 to about 4.7.

2) Soil moisture potential can be measured accurately using a chamber dew point meter under a constant ambient temperature which can be easily obtained with standard air conditioning.

3) Accurate π_v -setting, standardization of the cooling time and of the reading time and calibration using standard salt solutions are necessary to carry out reliable measurements.

4) The dew point hygrometer can be used to check values of soil moisture potential determined by other methods such as the centrifuge, pressure plate and vapor pressure methods with salt solutions. It can be applied to study the changes of the soil moisture potential of thixotropic soils.

5) By using the dew point hygrometer, the pF values of saturated solutions of $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ and $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$ which were listed in the literature as 4.85 and 4.46 became 4.37 and 4.73 respectively.

乱した土の初期水食性

内 田 勝 利*

Erodibility of Disturbed Soils Related to Erosion
from the First Stage of Rainfall

Katsutoshi UCHIDA

Faculty of Agriculture, Kyushu University

I ま え が き

水食に影響する因子は非常に多く、また変化する。それゆえに各々の因子が水食に及ぼす影響について、特に自然状態で明らかにすることは難しい。盛土斜面において、土壌侵食を支配している諸因子のうち、斜面勾配、降雨の性質、土の性質等が最も重要である。室内における実験では、斜面勾配、降雨の性質は自由に制御できる因子であり、土はその物理的並びに化学的諸性質、地表面の状態及び地力において幅広く変化するものである。それゆえ実験に使用する土の種類によってその水食量は異なり、試料土の選択が問題となる。そこで水食性が大きいといわれている火山灰土のシラス、クロボク、沖縄地方において海洋汚濁として問題となっている国頭マージ、また幾多の水食災害をもたらしているマサなどを選択した。この他に高粘土分の土である八草土（カオリン）を使用した。

本報は、初期水食が斜面の水食態様を決定するとし、水食を支配する要因——斜面勾配、降雨強度並びに表面流出水量——を用いて、乱した土の初期水食の挙動を明らかにしようとした。

II 実験装置と方法

土の初期水食の実験には、斜面長30cm、幅10cm、深さ

5cmの土槽と、tubing tip法による降雨装置を用いた。実験土槽は下層土として2cm厚さに砂（透水係数 1.28×10^{-2} cm/s）を敷設し、その上に試料土を上層土として2cm厚さに充填した。その後、土槽を水平にして下流端の排水孔より給水し、飽和させた後、24時間放置し排水した。

実験は斜面勾配を $2 \sim 35^\circ$ まで変化させ、降雨強度を $7.5 \sim 110.8$ mm/hの範囲にて非排水状態の下で行った。実験開始後5分毎に懸濁水を30分後まで採取した。なお実験中に下層土が露出した時は、直ちに実験を中止し、それまでに流出した水食量を測定した。

試料土は粘質土の八草土（カオリン）、国頭マージ、砂質土の福間マサ、火山灰土の鹿児島シラス、関金クロボクで、それぞれの物理性は表-1に示されている。人工降雨の性質については、落下高さが平均6.95mであり、雨滴径はウォーターブルー紙法により求めた。雨滴の頻度分布を図-1に示す。これら実験における最大雨滴径は4.16mmであり、Laws¹⁾の実験結果より、この雨滴の速度 8.25 m/sは、終速度の92.2%に達している。図-1に示す降雨強度 $26.3 \sim 84.5$ mm/hの降雨エネルギーは、 $161.06 \sim 616.86$ erg/cm²・sであり、三原²⁾の式を用いると、これら降雨強度での自然降雨エネルギーは、 $216.4 \sim 898.84$ erg/cm²・sとなる。従って本報の水食実

表-1 試料土の物理性

試料名	粒度組成			比重	コンシステンシー			有機物含有量	土の分類名	採取場所
	砂	シルト	粘土		液性限界	塑性限界	塑性指数			
八草土	1.0	30.5	68.5	2.644	100.5	25.7	74.8	0.4	粘土	
福間マサ	59.0	24.5	16.5	2.661	36.2	15.3	20.9	2.4	砂質ローム	福岡県宗像郡福岡町
鹿児島シラス	75.0	19.0	6.0	2.417		N.P.		0.0	砂質ローム	鹿児島市
関金クロボク	52.7	30.8	16.5	2.319	91.7	75.8	15.9	25.4	砂質ローム	鳥取県東伯郡関金町
国頭マージ	43.0	20.0	37.0	2.717	36.7	22.3	14.4	0.0	粘土	名護市寄合原

*九州大学農学部

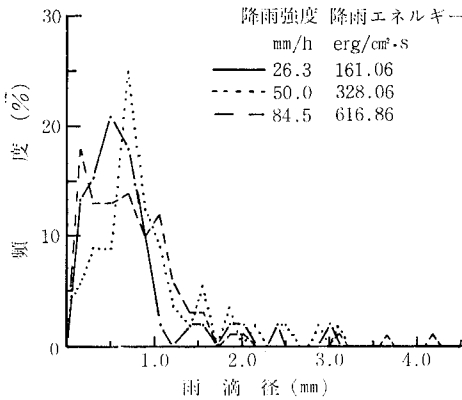


図-1 雨滴の頻度分布

表-2 試料土の初期条件

試料名	乾燥密度 g/cm ³	含水比 %	飽和度 %
八草土	0.812~1.008	58.1~70.7	82.9~94.6
福岡マサ	1.172~1.419	29.3~34.5	72.3~89.0
鹿児島シラス	1.071~1.123	38.5~39.2	75.4~80.7
関金クロボク	0.573~0.616	97.7~102.5	78.0~82.0
国頭マージ	1.172~1.230	35.2~36.7	72.2~82.0

験は自然降雨のエネルギーの約70%に相当することになる。なお実験前の試料土の乾燥密度、含水比、飽和度を表-2に示す。

III 結果と考察

水食実験結果を検討するうえで、土の初期水食量としてどのような値を用いるかは大切な事である。田中³⁾は侵食量時間曲線より曲線の極大値に当たる最大侵食量を選択している。筆者は水食が与えられた水量の多少により生ずるものと考え、任意の時間、供給された水に対する流出土容積(流出土重量/乾燥密度)の比として初期水食量(E_t , mm³/cc)をあらわす。

(1) 初期水食現象

水食災害は初期の水食に支配されると考えると土の初期水食現象が重要な問題となる。図-2に勾配4°, 8°, 14°の場合について各試料土の水食量の時間経過における変化を示す。この図に示したように、初期水食量には3つの水食現象が考えられる。鹿児島シラスにて説明すると、次のようである。A型は流出初期に多量の水食量を示し、その後漸減し、一定状態にいたる。B型は流出開始後、徐々に水食量が増加し、ある時間に最大となり、その後緩やかに減少し、一定状態になる。C型は水食量が10mm³/ccとあまり大きくなく、30分後には一定の水食量を示す。このように土の初期水食現象はその勾

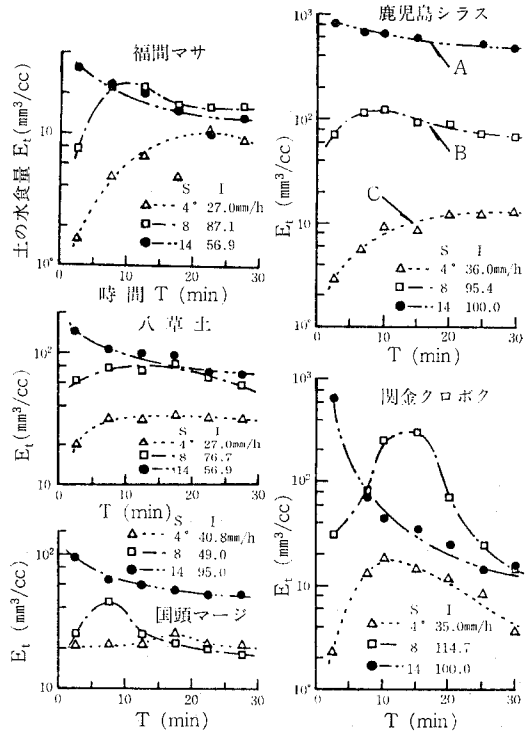


図-2 土の水食量の時間的变化

配、降雨強度等によって大きく変わってくる。そして、土の初期水食量はA>B>Cの順となる。

図-2において、八草土では14°勾配にてA型を生じ、4°勾配、27.0mm/h降雨強度ではB型の傾向を示しており、これらの勾配、降雨強度以下にならないとC型はあらわれない。福岡マサでは、14°勾配、56.9mm/h降雨強度においてA型に近い状態を示してはいるが、14°を越える勾配あるいは60mm/h以上の条件にならないと完全なA型とはならない。関金クロボクでは、A型で流出初期に多量の水食量を生じ、その後急激に減少する。このことがシラスよりクロボクの水食量が少ない一因と考える。B、C型でも同様な勾配、降雨強度において、その水食量の変化はシラスよりクロボクの方が激しい。またクロボクの水食量は一時的なものであり、シラスの水食現象は高水準の流出土が長時間持続する水食だと考えられる。それゆえにシラスの盛土斜面では、勾配4°未満に至るまで水食が激しく続くと推測する(図-4)。

(2) 初期水食量と降雨強度及び勾配

初期水食量と降雨強度、勾配との関係は図-3のようになる。各試料土とも初期水食量と降雨強度との間には両対数紙上で直線関係が認められる。

i) 八草土

勾配4°と8°との間に、土の水食量に変化がみられるが、降雨強度が大になると水食量の差がなくなる傾向が

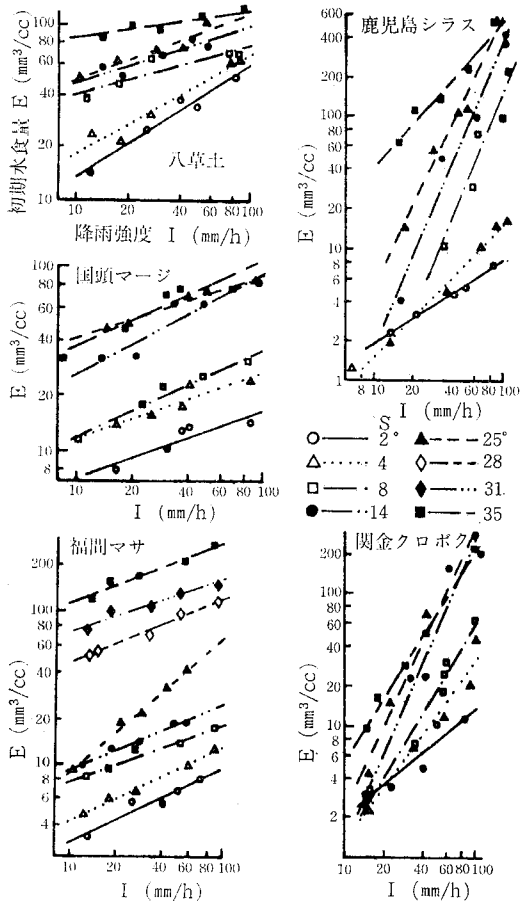


図-3 初期水食量と降雨強度との関係

ある。他の試料土に比較して、降雨強度、勾配の変化に対する水食量の変化は小さい。八草土は粘土分に富み、低透水性の土であり、緩勾配における水食は雨滴による飛沫侵食と、そのせん孔への湛水現象による懸濁化によるものである。急勾配では雨滴による土の分離と掃流力により侵食が起るので、降雨強度が大きくなると、水1ccにおける流出土容積には差異があまりないことになる。また35°勾配では、水食量は降雨強度の大小に関係がなくなり、80~100mm³/ccの値を示す。

ii) 国頭マージ

八草土と似た傾向を示し、各勾配の降雨強度と水食量との関係を示す直線の勾配は緩やかであり、それら直線は八草土より幅広く分布する。また勾配8°以下と14°以上において、土の水食量に違いがみられ、勾配14°以上になると勾配の増加に対し、水の単位体積あたりに含まれる流出土には、差異がなくなる傾向があり、多量の流出土を生じる。

iii) 福間マサ

勾配14°までは20mm³/cc以内の水食量を示し、ほとん

ど違いがみられないが、25°勾配を越えると土の水食量は急増する。特に35°勾配になると、降雨強度の大小にかかわらず多量の流出土を生じ、水食災害の誘因となる可能性を含んでいる。これは福間マサが低粘着性の土であり、急勾配になると掃流力の増加とともに、土粒子が下方へ移動し易くなるためと考えられる。

iv) 関金クロボク

2°勾配を除いて土の水食量と降雨強度は類似の直線傾向を示し、14°勾配以上ではあまり差異がみられなくなり、流出土量は相当大きくなる。

v) 鹿児島シラス

8°勾配以上では降雨強度の増加につれ土の水食量が急増する。また勾配による変化も大きく、8°以上の勾配では長雨あるいは豪雨時には水食災害が予測され、危険勾配である。特に35°勾配の盛土斜面では、地表流が流れ出す程度の降雨があると多量の流出土を生じる。

次に図-3を用いて、50mm/h降雨強度での各試料土の初期水食量の予測値を求め、勾配の変化と初期水食量の関係について検討する。勾配と初期水食量との関係を図-4に示す。図から明らかなように、福間マサ、鹿児島シラスは他の試料土とは異なる特徴を示している。すなわち福間マサでは、初期水食量が勾配の変化に鋭敏であり、勾配25°までは他の4試料土より水食量は少ないが、勾配25°を越えると急増している。これは25°以下の

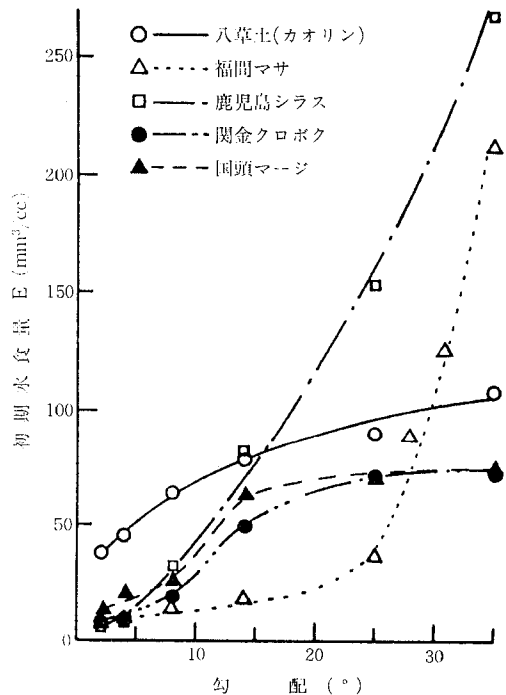


図-4 初期水食量と勾配との関係 (I=50.0mm/hの場合)

表一3 各試料土における a, b, c, K の値

試 料 名	a	b	c	K	決定係数	F
八 草 土	0.424	0.382	0.028	1.003	0.905	82.326***
福 間 マ サ						
0° < S ≤ 25°	0.512	0.058	0.462	67.230	0.965	195.170***
25° < S ≤ 35°	3.784	0.118	0.255	0.001	0.961	91.458***
鹿 児 島 シ ラ ス	1.279	0.268	1.102	827.154	0.936	137.552***
関 金 ク ロ ボ ク	0.712	1.223	0.376	0.460	0.887	73.254***
国 頭 マ ー ジ	0.652	0.195	0.274	21.088	0.934	121.877***

*** 0.5%水準で有意

斜面では、流出土が少なく安定しているが、勾配が25°を越える盛土斜面では、水食災害を引起す可能性をはらんでおり、裸地であれば危険斜面だと考えられる。従って、何らかの土地保全対策が必要である。また鹿児島シラスの盛土においては勾配4°以上になると、初期水食量が急増する。急勾配において、シラスの流出土は福岡マサのそれよりも多い。関金クロボクと国頭マージは同傾向を示し、勾配14°までは水食量が大きく増加するが、14°を越えると緩やかな増加となる。八草土の水食量は勾配の増加とともに漸増する。

(3) 初期水食量の予測

初期水食量に影響する水食因子としては、降雨強度、斜面勾配、表面流出水量及び斜面長等が考えられる。

Neal⁴⁾は降雨強度と侵食量との関係を(1)式で示した。

$$E = K S^{0.7} I^{2.2} \dots \dots \dots (1)$$

E : 侵食量 (Ib / $\frac{1}{1000}$ acre)

K : 定数 = 0.4

S : 勾配 (%)

I : 降雨強度 (in/h)

また田中⁵⁾は急斜面における流下水と侵食量の実験式として(2)式を示している。

$$E = K q^a S^b \dots \dots \dots (2)$$

E : 最大侵食量 (g/sec · m²),

q : 表面流出水量 (cc/sec · m²),

S : 0.5 ~ 0.2, a : 0.48 ~ 1.2, β : 1.1 ~ 0.7,

K : 0.01 ~ 0.002,

(1), (2) 式より筆者は土の初期水食量と降雨強度、勾配並びに表面流出水量の一般式を(3)式であらわした。

$$E = K S^a I^b q^c \dots \dots \dots (3)$$

E : 初期水食量, mm³/cc,

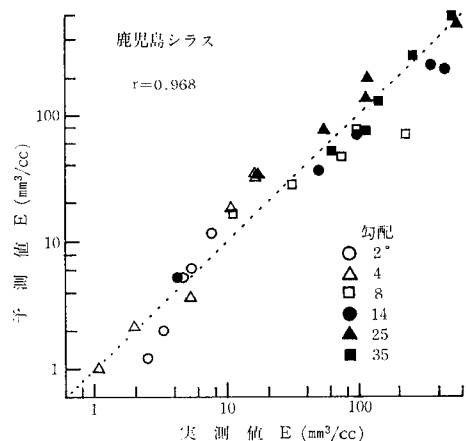
S : 度, I : mm/h, q : cc/s · cm²,

5試料土に対して、S, I, qを説明変数とし、土の初期水食量を目的変数として重回帰分析を行い、a,

b, c, Kを求める。表一3にそれらの値を示す。5試料土とも決定係数0.8以上であり、0.5%水準で有意であった。

aの値は福岡マサ(25° < S ≤ 35°)の3.784から八草土の0.424まで変化し、福岡マサの25°を越える斜面が最も勾配変化に対してa値は影響を受けるが、このことは福岡マサの緩急斜面における水食量の大きな相違によるものであり、特殊な例であると考えられ、一般的には、シラスの1.279から八草土の0.424の範囲に入るものと考えられる。bの値は、関金クロボクが最も降雨強度の変化に対して影響を受ける、そして表面流出水量に対しては、シラスの1.102から八草土の0.028であった。

5試料土のうち八草土、国頭マージは粘土、福岡マサ、鹿児島シラス及び関金クロボクは砂質ローム土であるから、粘質土から砂質土の範囲を含んでいる。従って、一般の土に対するS, I, qの指数a, b, cの値は、それぞれ0.424~1.279, 0.058~1.223, 0.028~1.102の範囲内に入るものと考えられる⁶⁾。鹿児島シラスについて、(3)式による初期水食量の予測値と実測値との関係を図一5に示す。



図一5 Eの予測値と実測値

IV 要 約

水食の態様が初期水食に起因するとの観点から、乱した土の初期水食量と降雨性質、斜面勾配との関係を検討した。特に、火山灰土においては、これら因子の影響を大きく受けることが推測された。火山灰土としてシラス、クロボクとその他にマサ、八草土（カオリン）、マージの初期水食量と降雨強度、勾配及び表面流出水量との関係から各々の試料土の特徴について述べた。

シラス、マサの水食量は勾配の変化に鋭敏で、シラスは5試料中水食が最も激しい。マサは勾配25°を越えると水食量は急増し、35°以上でシラスと同程度の水食を受けるが、勾配20°程度まではクロボク、マージの方が微粒子が流出し初期水食量が大きい。各試料土について一般的な初期水食量を(3)式であらわした。

最後に、本研究をまとめるに当たり、懇切なるご教示をいただいた九州大学名誉教授藤川武信博士、九州大学教授高山昌照博士ならびに九州・沖縄地区大学農学部土質理工学研究グループ各位に心からの謝意を表します。

引用文献

- 1) Laws, J. O. : Measurements of the fall-velocity of water-drops and raindrops. Amer. Geophys. Union Trans. 22, pp. 709~721 (1941).
- 2) 三原義秋・矢吹萬壽：雨の運動エネルギーに就て、農業気象5(3), pp. 126~128 (1950).
- 3) 田中 茂：急斜面の土壌浸蝕量に関する一実験公式、土木学会誌37(12), pp. 1~4 (1952).
- 4) Neal, J. H. : Effect of degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion, Agr. Eng. 19, pp. 213~217 (1938).

(昭和56年12月8日受理)

Summary

Soil erosion is affected by a large number of variable factors which cannot be readily analyzed under field conditions. The major objective of the study reported in this paper was to analyze the relationships between soil erosion and various factors such as slope inclination, rainfall characteristics, and soil properties.

Masatsuchi, Shirasu, Kuroboku and Mahji soils were compared for their content in Kaolinite. This study, using simulated rainfall, produced erosion data from a soil pan 30cm long on slopes of 2, 4, 8, 14, 25, and 35 degrees. Losses from the soil pan in Shirasu and Masatsuchi soils rapidly increased with the increase in the inclination of the slope. Soil losses in Shirasu soil were more pronounced soil than in the other four soils. Soil losses of Masatsuchi soil increased rapidly when the inclination of the slope was above 25 degrees and were identical with those of Shirasu soil above a slope inclination of 35 degrees. Since, the erosion of Masatsuchi soil caused the loss of soils with a feature finer than their of Kuroboku and Mahji soils up to a slope inclination of about 20 degrees, the total soil loss was lower.

陸稲の土壤水分吸収モデル

長谷川 周 一*

A simplified model of water uptake by dryland rice root system

Shuichi HASEGAWA

National Research Institute of Agricultural Engineering

はじめに

干ばつに関する研究は、深根性の植物は浅根性の植物より多くの土壤水を吸収し、耐干性にすぐれていることを指摘している。しかし、根の分布と土層からの連続的な土壤水分吸収等の運動学的見地からの研究は未だ十分とは言えない。

植物による土壤水分吸収モデルは、ポテンシャル概念を導入して発展して来た (Gardner 1960⁹⁾, 1964⁷⁾, Cowan 1965³⁾, Molzら 1971¹⁸⁾, Taylorら 1975²²⁾, Hilell, 1977¹¹⁾)。ポテンシャル概念を用いたモデルにとって重要なのは、注目する2点間のポテンシャルとその間の流動抵抗が正しく評価されているかどうかである。植物の水分吸収は、制御された環境条件下における詳細な実験にもとづいて明らかにされつつあるが、特に実測を行うことが困難な根と土壤の境界面近傍の水移動に関しては残された問題も多い (Langら 1972¹⁵⁾, Weatherley 1979²⁶⁾)。

ホ場状態では、土壤条件、周囲の環境条件が複雑なため、限定された条件下で得られたポテンシャルモデルを適用することはむづかしい。このため、現在までのところ、ホ場を対象とした吸水モデルの検討は非常に少ない。しかし、根群の分布と水利用の関係を明らかにするためには、ホ場における測定が比較的容易な物理量をもとに吸水モデルを組立てることも重要であると考えられる。

ここでは、ホ場条件下の陸稲の吸水過程のモデル化を試み、実測値との比較、検討を行った。モデル化にあたっては、個々の根の吸水についてはCowanら (1968)³⁾と同様に、根と土壤水の接触を考慮した吸水モデルを、根系からの吸水については根の軸方向の水移動抵抗の大

II モデル化

1. 個々の土層からの吸水

土壤中の根は、水耕栽培の根と異なり、その表面のすべてとは水は接触していない。Cowanら (1968)³⁾は、根と水とのこのような接触の重要性を指摘し、土壤中の根の水分吸収率を $s\theta$ で表わした。ここで、 s は水中における単位長さの根の水分吸収係数 (吸水率)、 θ は土壤の体積含水率である。個々の根の吸水をモデル化するに際しては、本報では、現在広く用いられている van den Honert (1948)²⁵⁾ のポテンシャル式 (後述) を用いずに Cowan らと同様の考え方を採用した。なお、モデルの導入に際して次の2点を仮定した。1. 考えている水分吸収期間中、根量の増加 (発達) は生じないか、もしくは増加と同程度の割合で古い根は死んでいく。2. 根群を m 等分した各々の土層においては、太さや部位、生育期間によらず、根の吸水率は同一である。

植物が土壤から吸収出来る水分量を有効水分量とし、 θ_0 で表わす。有効水分量の上限值はホ場容水量 (多量の降水後24時間水分量) で、実測は容易である。一方、有効水分量の下限値は、例えば、 -15 bar 水分量のように土壤水のマトリックポテンシャルで定義する以外は、土壤透水性、気象条件等により変化し一定値を持たない (Denmeadら 1962)⁴⁾。対象とする系が土壤であるので、Cowan らと異なり、ホ場容水量の時にすべての根は土壤水と接触すると考え、その時に単位長さの根が単位時間に吸収する水分量を吸水率と呼び、 q で表わす。吸水により単位体積中の土壤から $\Delta\theta$ の水が失われたとすると、根と土壤水の接触面積は低下する。根が接触する土壤水分量を Fig. 1 に示す模式図のように考えると、 $\Delta\theta$ の水分の低下により根と接触する水分量は

$$\theta_0 - \Delta\theta$$

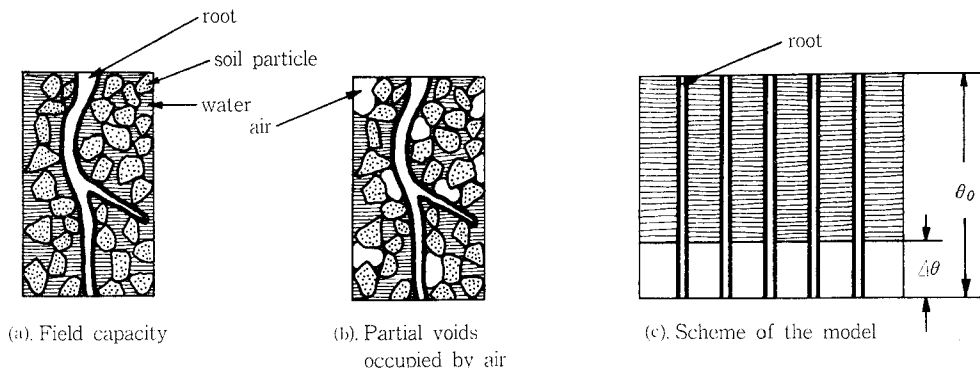


Fig. 1 Soil water root contact.

で表わされる。

単位体積の土壤中に含まれる根の長さを根の密度と呼び、 L で表示する。土壤水分の減少による根の吸水量の変化は次のように表わされる。ホ場容量水の状態下にある第1日目に、単位体積の土壤から吸収される水分量、 $\Delta\theta_1$ は、

$$\Delta\theta_1 = qL \quad (1)$$

であり、第2、第3日目の吸水量は

$$\Delta\theta_2 = qL \frac{\theta_0 - \Delta\theta_1}{\theta_0} \quad (2)$$

$$\Delta\theta_3 = qL \frac{\theta_0 - \Delta\theta_1 - \Delta\theta_2}{\theta_0} = qL \left(\frac{\theta_0 - qL}{\theta_0} \right)^2 \quad (3)$$

となる。したがって、第 n 日目の吸水量は

$$\Delta\theta_n = qL \left(\frac{\theta_0 - \sum_{i=1}^{n-1} \Delta\theta_i}{\theta_0} \right) \quad (4)$$

または、

$$\Delta\theta_n = qL \left(\frac{\theta_0 - qL}{\theta_0} \right)^{n-1} \quad (4')$$

によって表わされる。

(4)式によってわかるように、根の吸水率、 q は一定としている。根の吸水量は土壤水分の減少とともに低下するが、モデルでは吸水量の低下は根と土壤水の接触面積の減少として説明される。

2. 根系からの吸水

ホ場状態で生育する植物の、降雨またはカン水後の土壤水分吸収をみると、降雨後の初期段階においては表層からの吸水量が卓越し、時間の経過とともに下層からの吸水量が多くなってゆく。この原因としては、次の2点が考えられる。1つは、表層の根の密度が下層に比較して多いことであり、他は根に沿う水移動抵抗が存在することである。後者の抵抗は軸抵抗 (axial resistance または xylem resistance) と呼ばれ、吸収された水が根の導管を移動するときを生じる抵抗である。軸抵抗に関しては、その大きさが放射方向の抵抗 (radial resistance) に比べ認め得る大きさか否かについて、現在までのとこ

ろ共通の認識はない (Taylorら 1978)²³⁾。ここでのモデル化に際しては、軸抵抗は水分吸収に大きな影響を及ぼすと考えることにする。表層の根の密度が高いことが、カン水後の初期の水分断面形成に大きく関与していることはもちろんである。

日蒸散量は、各層から吸収される水分量の和として表わされる。蒸散量を計算するには、土層を厚さが l に等しい m コの層に分割すると都合が良い。カン水後 r 日目の蒸散量、 Er は(4)式から、次式で表わされる。

$$\frac{Er}{l} = \Delta\theta_{r1} + \Delta\theta_{r2} \dots + \Delta\theta_{rm} = \sum_{j=1}^m \Delta\theta_{rj} = \sum_{j=1}^m q_j L_j \left(\frac{\theta_{0j} - \sum_{i=1}^{r-1} \Delta\theta_{ij}}{\theta_{0j}} \right) \quad (5)$$

ここで、 $j = 1, 2, \dots, m$ は各土層の番号を示す。 $\Delta\theta_{rm}$ は深さ m の土層において、 r 日目に単位体積の土壤から吸水される水分量である。

日蒸散量は土壤水分状態ばかりでなく、日射、温度、湿度、風等の微気象条件の影響を受ける。特に、カン水後の初期の蒸散に対しては、気象条件の影響は強く、この時期の蒸散量はポテンシャル蒸散量と呼ばれている。モデルにおいては、この値を一定値、 E_0 とする。(5)式によって計算される蒸散量は、カン水直後においては E_0 を超過することがある。このような場合は、(5)式の加算は、その値が E_0 になった深さで終了させる。例えば、 $E_0 = 6.0 \text{ mm}$ でカン水の翌日に(4)式によって計算された3つの深さからの水分量、 $l\Delta\theta_{11}$ 、 $l\Delta\theta_{12}$ 、 $l\Delta\theta_{13}$ がそれぞれ3.0、2.0、1.5mmの場合、第3層からの吸水量を1.5mmの代わりに1.0mmとする。したがって、カン水後2日目の第3層からの吸水量は次のようになる。

$$\Delta\theta_{23} = q_3 L_3 \frac{\theta_{03} - 0.1 \times \frac{1}{l}}{\theta_{03}}$$

ここで、 q_3 、 L_3 および l は根の吸水率 ($\text{cm}^3/\text{cm}/\text{day}$)、根の密度 (cm/cm^3)、層の厚さ (cm) である。このよう

な計算は、(4)式がすべての層に対して必ずしも有効でないことを示している。以上のようにモデルでは、表層から順に吸収された水分量を加算し、 E_0 に等しくなる深さで加算を打ち切るという点で、軸抵抗が吸水に対して大きく関与していることを表わしている。

このモデルは、各土層の有効水分量(θ_0)、根の吸水率(q)およびポテンシャル蒸散量(E_0)が与えられれば、根の密度(L)を知ることにより土壤水分断面の経時変化を予測し、逆に土壤水分断面の経時変化を知ることにより根の密度分布を予測する。

III モデルによる土壤水分断面の変化例(仮定計算)

計算に際しては次のような数値を用いた。

有効水分量 $\theta_0=20\%$ } 各層とも
 根の吸水率 $q=0.01\text{cm}^3/\text{cm}/\text{day}$ } 同一の値
 ポテンシャル蒸散量 $E_0=6.0\text{mm}/\text{day}$
 根の密度分布 Fig. 2

根の密度には、1977年の雨期に国際稲研究所 (Los Banos, Laguna, Philippines) の畑で栽培した陸稲、OS 4 の開花期の根の密度 (IRRI1979)¹²⁾ を使用した。計算結果は Table 1, Fig. 2 に示すとおりである。

これらの図表から次のことがわかる。軸抵抗が大きいというモデルの仮定により、初期においては表層のみからの水分吸収で蒸散量を補給し、時間の経過とともに下層からの吸収量が蒸散量に占める割合が多くなってゆく。有効水分量に対する吸収された水分量の比は、表層の根の密度が大きい所で高く、深層ではかなりの水分を利用しないで残している。6.0mmのポテンシャル蒸散は4日間継続している。モデルによれば、ポテンシャル蒸散の期間は、根の吸水率によって変化する。根の吸水率を0.015, 0.005 $\text{cm}^3/\text{cm}/\text{day}$ とすると、ポテンシャル蒸散量の期間はそれぞれ8日, 2日となる。このように、吸水率の値がポテンシャル蒸散量の継続期間に及ぼす影響は非常に大きい。また、ポテンシャル蒸散量の継続期間は、与える E_0 の値によっても変化する。 $E_0=12\text{mm}/\text{day}$

Table 1 Water extraction patterns predicted by the model (Hypothesis testing)

Depth (cm)	0	-10	-20	-30	-40	-50	-60	-70	-80	
Root density (cm/cm^3)	12.6	1.4	0.8	0.9	0.8	0.5	0.5	0.2		
Day after an irrigation (day)	Amount of water extracted (mm/10cm)									Transpiration (mm/day)
1	6.0	0.0								6.0
2	6.0	0.0								6.0
3	5.0	1.0	0.0							6.0
4	1.9	1.3	0.8	0.9	0.8	0.3	0.0			6.0
5	0.7	1.2	0.8	0.9	0.8	0.5	0.5	0.2		5.6
6	0.3	1.2	0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.2		4.9
7	0.1	1.1	0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.2		4.6
8	—	1.0	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.2		4.3
9		0.9	0.7	0.7	0.7	0.4	0.5	0.2		4.1
10		0.9	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.2		3.8
11		0.8	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.2		3.7
12		0.7	0.6	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2		3.5
13		0.7	0.6	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2		3.5
14		0.7	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.2		3.3
15		0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.1
16		0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.1
17		0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.0
18		0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.0
19		0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.2		2.7
20		0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2		2.4
21		0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2		2.4
Total amount (mm)	20.0	14.9	10.5	11.3	10.5	7.3	7.1	3.4		85.0
Efficiency (%)	100	75	53	57	53	37	36	17		

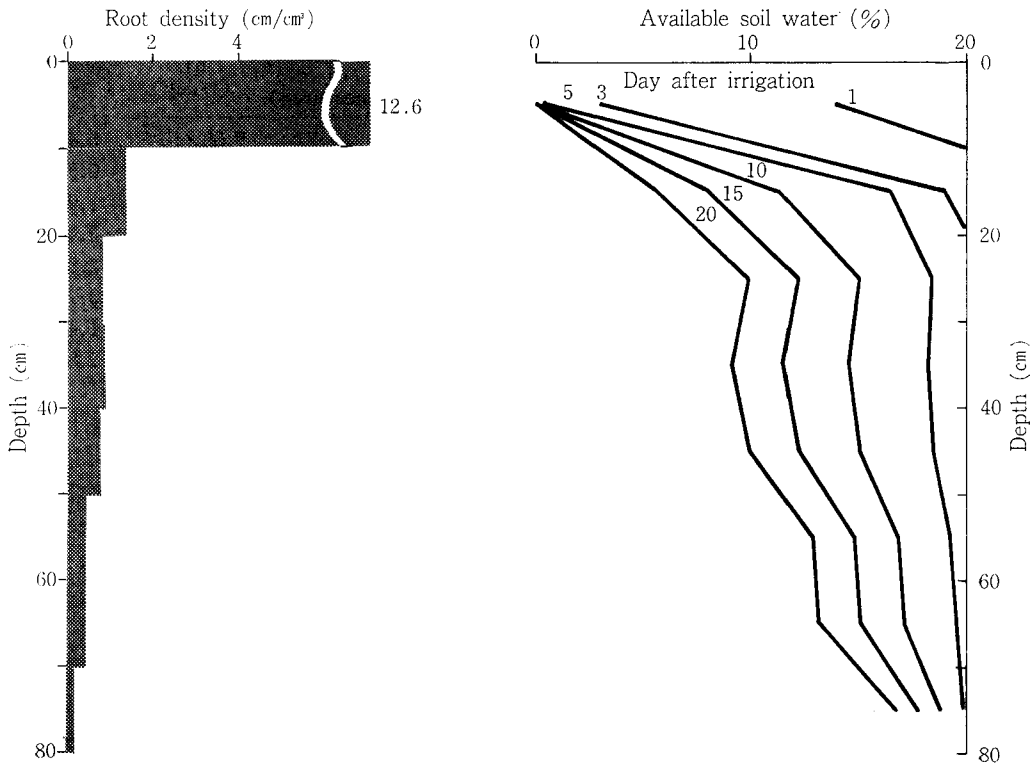


Fig. 2 Rootdensity and successive moisture content profiles (OS4)

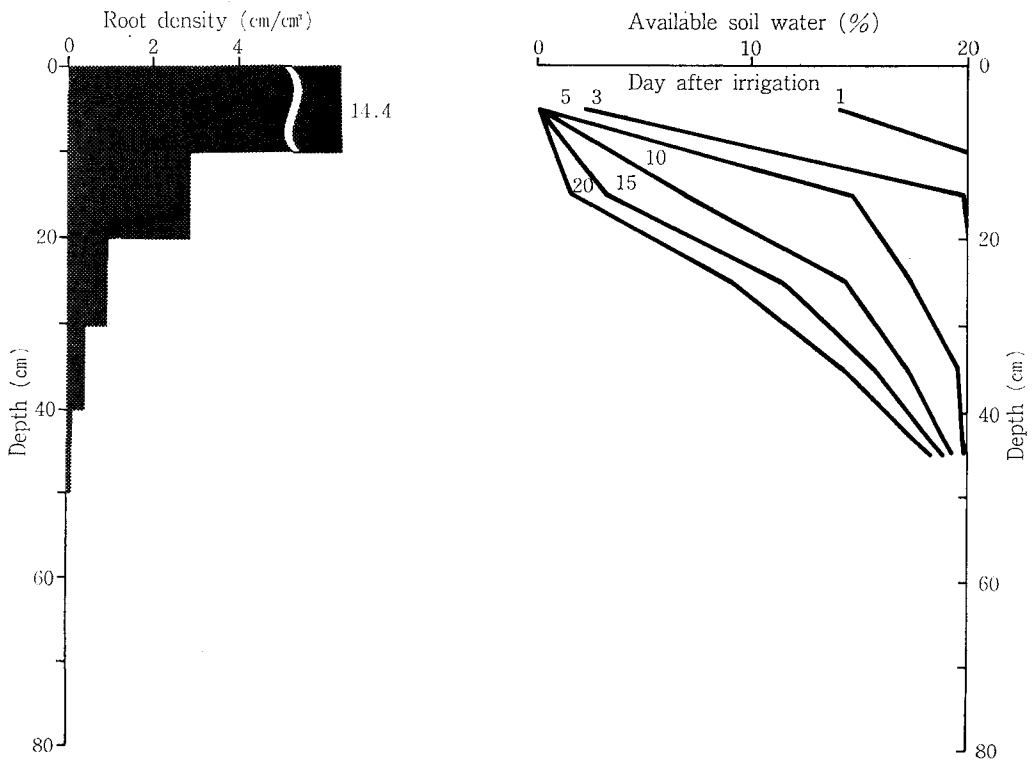


Fig. 3 Root density and successive moisture content profiles (IR20)

を与え、 $q = 0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}/\text{day}$ を用いて計算を行うと、ポテンシャル蒸散は1日しかみられず、その後の蒸散量の低下は $E_0 = 6 \text{ mm}/\text{day}$ に比較して急激となる。モデルでは、土壌水分の減少による植物側の反応、例えば気孔の閉鎖、を表現するものではないが、このような結果は、実際の植物の蒸散量の経日変化を表わすものとして興味深い。

異なる根系分布が土壌水分断面の経日変化に与える影響について計算を行った。Fig. 3 は1977年の同時期に畑地で栽培した水稻、IR20の根の分布を示す。IR20はOS4に比べ浅根性であるが、全根長はIR20の方が若干長い。計算に用いた数値は、根の密度を除きFig. 2の計算と同一である。土壌水分断面の経日変化をFig. 3に示す。浅根性のIR20のポテンシャル蒸散量継続期間は3日であり、OS4に比べ1日短いのみであった。しかし、10日後のIR20の蒸散量は2.3mmでOS4の蒸散量、3.9mmの約60%である。また、Fig. 2、Fig. 3を比較してわかるように、カン水後の両品種の消費水量は大きく異なる。このような結果は、根系分布以外のすべての要素が同一ならば、浅根性植物は深根性植物に比較し、より早期に水分欠乏に落ち入ることを示しており、深根性植物が干バツに強いという事実を説明する。

IV モデルの実験値への適用

1. 実 験

国際稲研究所の畑ホ場で1978年の乾期に行った、カ

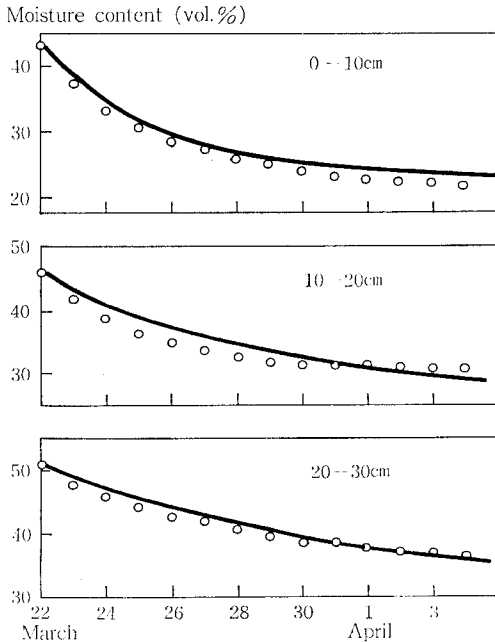


Fig. 4-1 Successive moisture contents of different soil layers between measured and calculated values.

Table 2 Root density and water uptake rate

Depth (cm)	Root density L (cm/cm ³) (measured)	qL (l/day)	Uptake rate q (cm ³ /cm/day)
0-10	11.22	5.08×10^{-2}	0.45×10^{-2}
10-20	5.20	2.70	0.52
20-30	1.87	1.97	1.05
30-40	1.62	3.92	2.42
40-50	1.62	3.24	2.00
50-60	1.21	1.12	0.93
60-70	0.63	0.93	1.48
70-80	0.23	0.66	2.87

ンバツに関する陸稲の水分吸収実験で得られたデータを用いた。実験等の詳細については、Hasegawa and Yoshida⁹⁾を参照されたい。ここではその概略を述べる。

陸稲、OS4を1978年1月18日に30×5cmの株間隔で畑に播種した。試験ホ場は5～7日間隔でスプリンクラカンガイを行い、カンバツ実験開始前までは土壌水分を適切に保った。3月21日に最後のカンガイとして約150

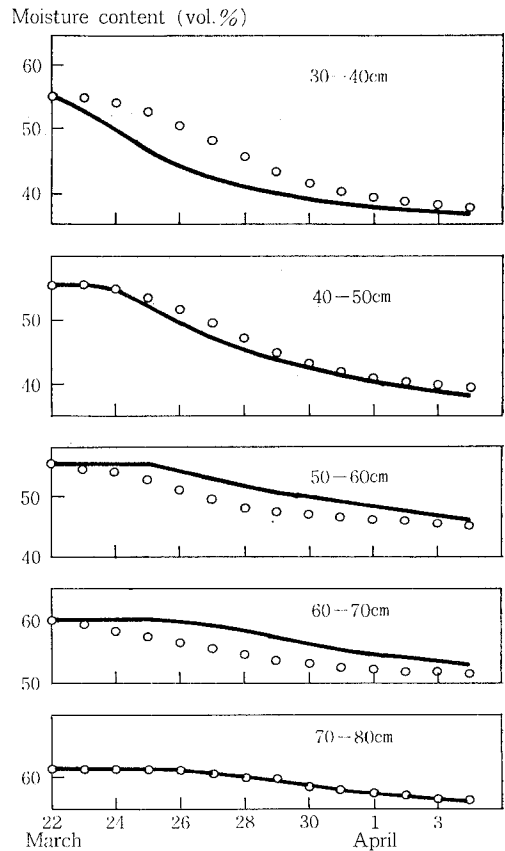


Fig. 4-2 Successive moisture contents of different soil layers between measured and calculated values.

mmの水を供給し、その後、実験終了の4月4日までに降雨はなかった。実験開始時の稲は播種後62日で、開花期の約1ヶ月前に相当する。土壌水分は、4月1、3日を除く毎日、午前10時から11時の間に、直径3.8cm、長さ110cmの鉄パイプを土中に貫入させ、直接採土法により深さ80cmまで測定した。根の採取は3月28日に行い、Newman (1666)¹⁹、Marsh (1971)¹⁰らの方法により根の長さを測定した (Table 2)。日蒸発散量は土層水収支法により求めた。実験時の地下水面は地表下150cmまでは観測されなかったため、地表面下80cmを境界とする上昇流は、計算に際し無視した。3月27日に測定した葉面積指数 (LAI) は5.1であり、土壌面蒸発は蒸散量に比較し小さいと考えられる。各深さにおける土壌水分の変化および日蒸散量は Fig. 4, 5 に示すとおりである。

2. 実験データの解析

土壌水分断面の変化をモデルを用いて予測するためには、 θ_{0j} 、 q_j 、 E_0 、 L_j が既知でなければならない (添字 $j = 1, 2, \dots, m$ は各層の番号)。これらの値は次のようにして求めた。

a. 有効水分量、 θ_{0j} の値

有効水分量の上限値は3月22日の土壌水分量 (カンガイ後24時間水分量) とした。一方、下限値は根の吸水率や土の透水性により変化するが、-15bar (pF 4.2) 水分量を目安とした。深さ0-20, 40-50, 60-70cmで採取した不攪乱試料の加圧板法による-15bar水分量は、表層の0-10cmを除き4月4日の土壌水分量より小さな値を示した。そこで、0-10cmに限っては、有効水分量を3月22日と4月4日の土壌水分量の差、22%とし、10-80cmは3月22日と-15bar水分量の差から、平均的な

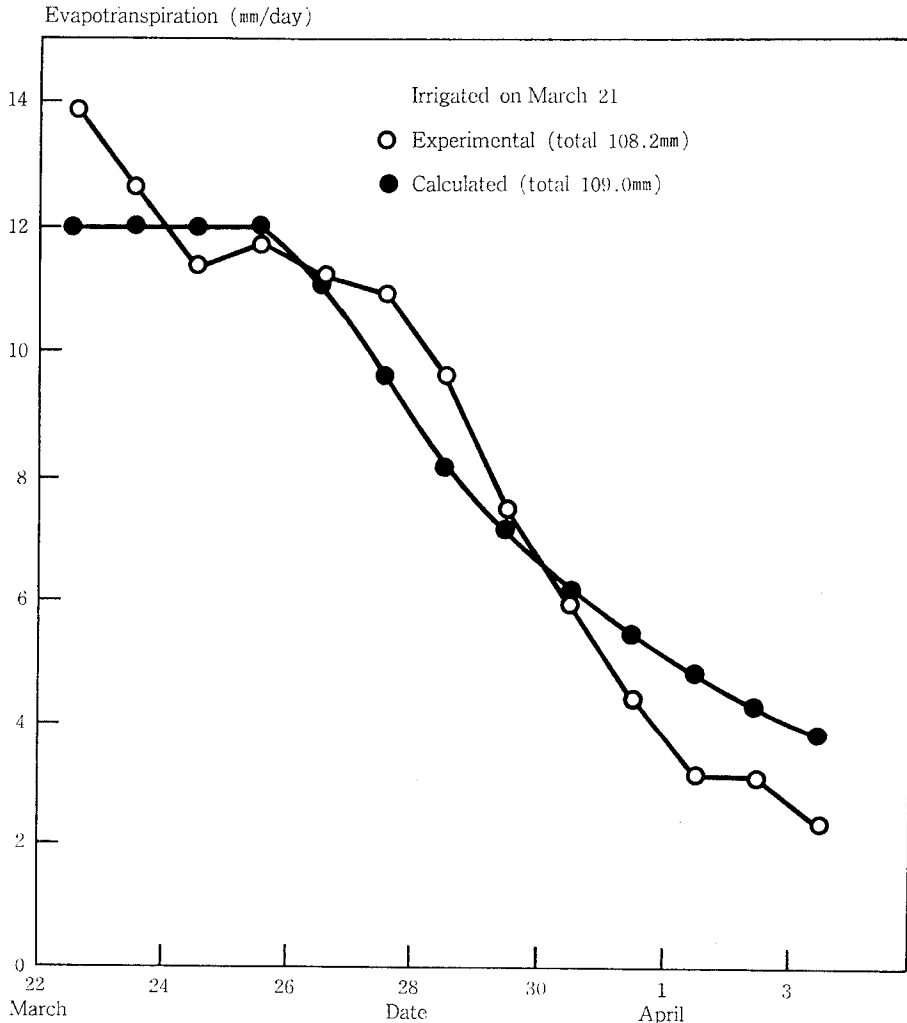


Fig. 5 Comparison of calculated transpiration with experimental values.

値として20%を採用した。

b. $q_j L_j$ の 値

単位長さの根の吸水率は前もって決定することは出来ない。一方、モデルからは(4)、(5)式にみるように、吸水率と根の密度の積が与えられればよい。そこで、各層の吸水量のデータを $q_j L_j$ の計算を行った。各層からの吸水量が(4)式にもとづくとする、 j 層の $q_j L_j$ は(6)式により導びかれる。

$$\sum_{i=k}^n \Delta \theta_{ij} = \frac{q_j L_j}{\theta_{0j}} \left\{ n(\theta_{0j} - \sum_{i=1}^{k-1} \Delta \theta_{ij}) - (n-k) \Delta \theta_{kj} - (n-k-1) \Delta \theta_{k+1j} \dots - \Delta \theta_{n-1j} \right\} \quad (6)$$

ただし、 $\Delta \theta_{k-1j} < \Delta \theta_{kj} \geq \Delta \theta_{k+1j}$

ここで、 $i=1, 2, \dots, n$ はカンガイ後の日数

$j=1, 2, \dots, m$ は土層の番号

c. ポテンシャル蒸散量, E_0 の値

3月22日から28日の蒸発散量は日射量および計器蒸発量(USDA Class A pan)の変動と対応していたため、ポテンシャル蒸発散量とみなすことが出来る(Hasegawa and Yoshida)⁹⁾。この6日間の平均蒸発散量12mmを、 LAI が大きいことを考慮して、ポテンシャル蒸散量として用いた。この12mmという大きな値は、乾期であり、かつ10×25mの試験ホ場の周囲が裸地状態であったため、アドベクション(オアシス効果)によるものと考えられる。

3. モデルと実測値との比較

Table 2 に計算によって求めた qL の値、およびそれを実測の根の密度で割った吸水率の値を示す。(4)式および(5)式に $q_j L_j$, θ_{0j} および E_0 の値を代入して得られた土壌水分断面および日蒸散量を Fig. 4 および Fig. 5 に示す。

根の吸水率は全層にわたって一定でないことが Table 2 からわかる。吸水率を一定とすると、モデルは0—20cmの根の密度を過小評価し、特に30—40cmの根の密度を過大に評価する傾向を示している。土壌水分断面の実測値と計算値は、深さ0—10、20—30および70—80cmの層で良く一致し、30—40cmの層では実測値が計算値より高水分で推移し、50—70cmの層ではその逆となっている(Fig. 4)。計算によるポテンシャル蒸散は4日で終了し、実測より2日早く、かつ3月30日までは計算値の蒸散量が少なかった(Fig. 5)。しかしながら、14日間に吸収された全水分量は、モデルでは109.0mmであり、実測値の108.2mmとかなり良い一致をみた。

Ⅴ 考 察

個々の根の吸水に対しては、モデルでは(4)式に示されるように、土壌水と根の接触のみの関係で表現されてい

る。土壌中から植物への水の流れを表わす式として一般に広く用いられているポテンシャルモデルと、(4)式との関連について考えてみる。Van den Honert (1948)²⁵⁾ によって提唱されたポテンシャル式は、土壌と根の間では次のように表わされる。

$$\Delta \theta = L \frac{\phi_s - \phi_r}{R_{sr}} \quad (7)$$

ここで、 ϕ_s , ϕ_r は土壌および根のポテンシャル、 R_{sr} はこの2点間の水の移動に対する抵抗である。 ϕ_s , ϕ_r は、バルクの土から根の木質部とのどこを測定又は考えるかによって値が異なる(Molz1975)¹⁷⁾。

Herkelrath ら (1977)¹⁰⁾ は Cowan ら (1968)³⁾ の根と水の接触の概念を導入して(7)式を次のように変形した。

$$\Delta \theta = -\frac{L}{R_r} \cdot \frac{\theta}{\theta_s} (\phi_s - \phi_r) \quad (8)$$

上式において、 ϕ_s , ϕ_r は根の表面の土および根の内部のポテンシャル(実測に際しては、それぞれ土壌、根と平衡している土壌のポテンシャルを用いている)、 R_r は根の表面から木質部に向う水の放射方向の抵抗(根の透水係数の逆数)、 θ_s は飽和水分量である。彼らは、接触面積の低下による抵抗の増大を根の抵抗の一部と考えている。(8)式は、 $|\frac{\phi_s - \phi_r}{R_r}| = q$ —一定と置くことにより、(4)式と同一の形となる。

Blizzard ら (1980)¹¹⁾ は最近、興味深い実験結果を報告している。彼らは、(7)式において、 $|\phi_s - \phi_r|$ は土壌が湿潤な場合を除きほぼ一定、 R_{sr} は土壌が乾燥するにつれ増大すると述べている。 R_{sr} の増大の原因としては、数式による表現は行っていないが、土壌の透水係数の低下の他、土壌と根の境界における接触の変化を指摘している。ここで、 R_{sr} の変化のうち、土壌水と根の接触に起因するものを分離し、 θ_s/θ で表わすと(7)式は次のようになる。

$$\Delta \theta = \frac{L}{R_{sr}} \cdot \frac{\theta}{\theta_s} (\phi_s - \phi_r) \quad (9)$$

更に、接触以外の要因による R_{sr} の変化は小さく、一定と仮定すると、 $|\frac{\phi_s - \phi_r}{R_{sr}}|$ は一定となり、これを q で表現すると(9)式は(4)式と等しくなる。

Herkelrath ら、Blizzard らを比較すると、対象としているポテンシャルの部位、抵抗の評価は異なり、更に検討を要すると考えられるが、 $|\phi_s - \phi_r| = \text{一定}$, R_{sr} の変化が接触に起因すると考えることで、ポテンシャルモデルから筆者のモデルが得られる。ただし、Herkelrath らは、軸抵抗は無視し得ると述べており、Blizzard らの研究は底の浅いポット試験であり、軸抵抗は考慮していない。

根系全体からの水分吸収について、モデルでは軸方向の大きな抵抗を仮定した。軸抵抗の大きさについては議論のあるところで、Gardner (1964)⁷⁾ は深部の細根で

は抵抗は認め得るであろうと述べているが, Newman (1976)²⁰ や Kramer (1969)¹⁴ は, 軸抵抗は放射方向の抵抗と比較して非常に小さいと考えている。実験的に, また水移動を解析するうえで軸抵抗の存在を認めているのは少ないが, 例外的に, 大豆を用いた Willatら (1978)²¹, So (1979)²¹, 石田ら (1981)¹³ の研究では軸抵抗を認めている。Hasegawa and Yoshida⁹ は陸稲の水分吸収は, 軸抵抗を考慮した方が合理的に解釈出来ると指摘した。モデルにおいても軸抵抗の仮定が実験結果を説明したことは, 稲のように多くの細根を持つ場合には, これを考慮した方が適当であることを示している。

モデルによって計算された吸水率は全層にわたって一定とはならなかった (Table 2)。Hasegawa and Yoshida⁹ は陸稲の水分吸収において, 根の密度の大きい上層の根の吸水率が小さい原因として, ズベリン化とより強度の蒸散条件に適用するための過剰な根の存在を指摘している。モデルにおいて, 上層の吸水率が小さいという結果は, このことを肯定していると考えられる。

モデル化に際して考慮しなかった重要な要因として, 土壌中のポテンシャル勾配により移動する水(soil flux)があげられる。これには, 根群域下層からの上昇流や土壌面蒸発量も含まれる。Soil flux は土壌水のポテンシャルが高いときにはかなり大きいが, ポテンシャルの低下につれて非常に小さくなる (Gardnerら 1962)⁸。Fig. 4 において, 実測値とモデルの値が一致しなかった点については, soil flux を無視したことがその原因の1つとして考えられる。

土壌が乾燥するにつれ, その透水性は低下する。また, 乾燥により土壌もしくは根あるいは両者が収縮し, 根と土壌の間にすき間が形成されるという (Tinker 1976)²⁴。このすき間は根の吸水にとって非常に大きな障害となっているという報告もみられる (Faiz 1973)⁵。モデル化に際しては, 以上のような要因を考慮しなかったが, 今後の課題とした。

謝 辞

陸稲の水分吸収をモデル化するにあたり, 国際稲研究所植物生理部長の吉田昌一博士から多くの貴重な助言をいただいた。記して深謝致します。

引用文献

1) Blizard, W. E., and Boyer, J. S. (1980): Comparative resistance of the soil and the plant to water transport. *Plant Physiol.* 66; 809~814.
2) Cowan, I. R. (1965): Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.* 2; 221~239.

3) Cowan, I. R., and Milthorpe, F. L. (1968): Plant factors influencing the water status of plant tissues. in *Water deficits and plant growth.* (Ed. by Kozlowski, T. T.) 137~193.
4) Denmead, O. T., and Shaw, R. H. (1962): Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agron. J.* 54; 385~390.
5) Faiz, S. M. A. (1973): Soil-root water relations. Ph. D. Thesis. University of Aberdeen.
6) Gardner, W. R. (1960): Dynamic aspect of water availability to plant. *Soil Science.* 89; 63~73.
7) Gardner, W. R. (1964): Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agron. J.* 56; 41~45.
8) Gardner, W. R., and Ehlig, C. F. (1962): Some observations on the movement of water to plant roots. *Agron. J.* 54; 453~456.
9) Hasegawa, S. and Yoshida, S.: Water uptake by a dryland rice root system during a soil drying cycle. *Soil Sci. Plant Nutr.* (投稿中)
10) Herkelrath, W. N., Miller, E. E., and Gardner, W. R. (1977): Water uptake by plants; 11. The root contact model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41; 1039~1043.
11) Hillel, D. (1977): Computer simulation of soil-water dynamics. A comparison of recent work. International development Research Centre. Ottawa, Canada.
12) IRRI (International Rice Research Institute). (1979): Annual Report for 1977.
13) 石田明晴・中野政詩 (1981): 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; 26~34.
14) Kramer, P. J. (1969): Plant and soil water relationships; A modern synthesis. TMH Edition. TATA Mc Graw-Hill Publishing Company Ltd.
15) Lang, A. R. G., and Gardner, W. R. (1970): Limitation to water flux from soil to plants. *Agron. J.* 62; 693~695.
16) Marsh, B. aB. (1971): Measurement of length in random arrangement of lines. *J. Appl. Ecol.* 8; 265~267.
17) Molz, F. J. (1975): Potential distributions in the soil-root system. *Agron. J.* 67; 726~729.
18) Molz, F. J., and Remson, I. (1971): Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resour. Res.* 6; 1347~1356.
19) Newman, E. I. (1966): A method of estimating the total length of root in a sample. *J. Appl. Ecol.* 3; 139~145.
20) Newman, E. I. (1976): Water movement through root systems. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 273; 463~478.
21) So, H. B. (1979): Water potential gradients and resistances of soil-root system measured with the root and soil psychrometer. in *The soil-root interface.* (Ed. by Harley, T. L., and Russel, R. S.).
22) Taylor, H. M., and Klepper, B. (1975): Water uptake by cotton root systems; An examination of assumption in single root model. *Soil Science* 120; 57~67.
23) Taylor, H. M., and Klepper, B. (1978): The role of rooting characteristics in the supply of water to plants. *Advance in Agronomy.* 30; 99~128.
24) Tinker, P. B. (1976): Root and Water. Transport of water to plant roots in soil. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 273; 445~461.

- 25) Van den Honert, T. H. (1948) : Water transport in plants as a catenary process. *Discuss. Faraday Soc* 3; 146~153.
- 26) Weatherley, P. E. (1979) : The hydraulic resistance of the soil-root interface - A cause of water stress in plants. in *The soil-root interface*. 275-286.
- 27) Willat, S. T., and Taylor, H. M. (1978) : Water uptake by soya-bean roots as affected by their depth and by soil water content. *J. Agr. Sci.* 90; 205~213.

(昭和56年12月24日受理)

Summary

A model simulating water uptake by the root system of dryland rice was developed. This model consists of two submodels: one for the discrete layers in assuming that the amount of water extracted by the roots decreases with the decrease in the area of contact between the root and the soil water. The other submodel for root systems assumed a large axial resistance along the roots.

Computation showed that water uptake from the shallow layers contribute significantly to transpiration during the early period after an irrigation, thereafter water uptake from the deeper layers became predominant due to the existence of a large axial resistance.

The model showed that plants with shallow roots suffer from water deficit earlier than plants with deep roots even though the total root length is identical in both plants (Fig. 2, 3).

The model was applied to the study of water consumption of rice grown under field conditions. Comparison of the computed values with the experimental data showed a discrepancy in root densities when the rate of water uptake was identical throughout the layers. Water extraction pattern in individual layers could be easily determined by the model except for a few layers and the model also enabled to estimate the total transpiration loss for two weeks (Fig. 4, 5).

暗キヨ排水による重粘土水田の地耐力強化について

—マレーシア・ムダ地区における現地試験—

山下 恒 雄*

Study of intensifying the soil bearing capacity by underground drainage system at heavy clayey paddy field.

—The field study in the Muda Area, Malaysia—

Tsuneo YAMASHITA

National Research Institute of Agricultural Engineering, Saga-Branch.

1 ま え が き

暗キヨ排水は水田に適当な浸透をおこさせ、過剰水を排水することが目的である。その排水の結果、非カンガイ期には水田の乾燥によって地耐力は強化される。このことを利用して、水田の地耐力強化のための一つの手段として暗キヨ排水が考えられるので、マレーシア・ムダ地区において現地試験を行った。

当地区はマレー半島中央部西海岸に位置する約10万haの水田地帯である。1970年にカンガイ用ダム、主幹線水路等が完成し、二期作が可能となった。しかしながら二期作を実施するにあたり、田植および収穫作業の労働力の重なりが著しく、その上、他の地区からの雇用者の入手がむずかしくなってきたため、労働力の不足となり、それを機械化によって解消しなければ二期作の完全実施は困難とみられる。

一方、二期作が行われることによって、田面の乾燥期間が短く、大型機械の使用で水田地盤の軟弱化を招き、機械の走行が不可能になる傾向が強くなってきた。

したがって農作業を機械化するためには、軟弱で排水の悪い重粘土水田の改良を行い、地耐力を強化させる必要がある。この対策の一つとして当研究を実施した。

本報告では、ムダ地区（現地）に実験圃場を設置し、その試験地で暗キヨの種類、間隔による地耐力の変化について調査を行ったのでここに報告する。

2 研究の方法

マレーシア・ムダ地区では乾季作（3月ごろ田植、8月ごろ収穫）の収穫期、雨期作（9月ごろ田植、11月ごろ収穫）のシロカキ時期及び田植期に農業機械の導入が出来るように水田の地耐力を強化することが重要な目的

である。

水田の地耐力がもっとも必要な乾季作の収穫時期に、地表、地下排水を行える実験圃場を設置し、暗キヨによる地耐力の強化について調査を行った。これらの現地調査以外に、地耐力の強化を行うための基礎試験については本誌41号¹⁾に資料として報告した。

現地実験圃場はマレーシア・ムダ地区の中央に位置する都市アロルスターにより約3km西のケダ川に近いテロチェンガイの作物生産センター（Crop Production Center）にある実験農場の4区（1区画が約0.85ha）を使用した。図-1に示したように実験圃場は本暗キヨと弾丸暗キヨの組み合わせ区（No.16区）、本暗キヨ区（No.17区）、メクラ暗キヨ区（No.18区）、無暗キヨ区（No.19区）よりなっている。本暗キヨ及びメクラ暗キヨは各区ともう、10、20、及び27mの間隔に配置した。

この調査において、農業機械の走行性についての資料は種々あるが、安養寺²⁾が示したコンバイン「カナン」（熱帯農業研究センターの農業機械グループが開発した日本製中型収穫機）で、地耐力 2 kg/cm^2 （0～25cm深さの平均）を改良効果の目標とした。

暗キヨの施工は1978年4月～6月にかけて行った。その前10ヶ月は施工前調査、その後2年間施工後の調査を行った。調査は暗キヨ施工前後はほぼ同じ方法を取り、地耐力、地表・地下水位、土壌調査等を行った。調査は暗キヨ中間で排水路より10、30、60、90mの地点で行った。

1) 地耐力調査主に月1回調査し、収穫期には調査回数を増加した。測定器具は土質常数測定器（コーン断面 3.14 cm^2 、コーン先端角 30° 、自記式）を使用した。測定点は暗キヨ間中央で排水路に直角に4列、排水路よ

*農業土木試験場佐賀支場

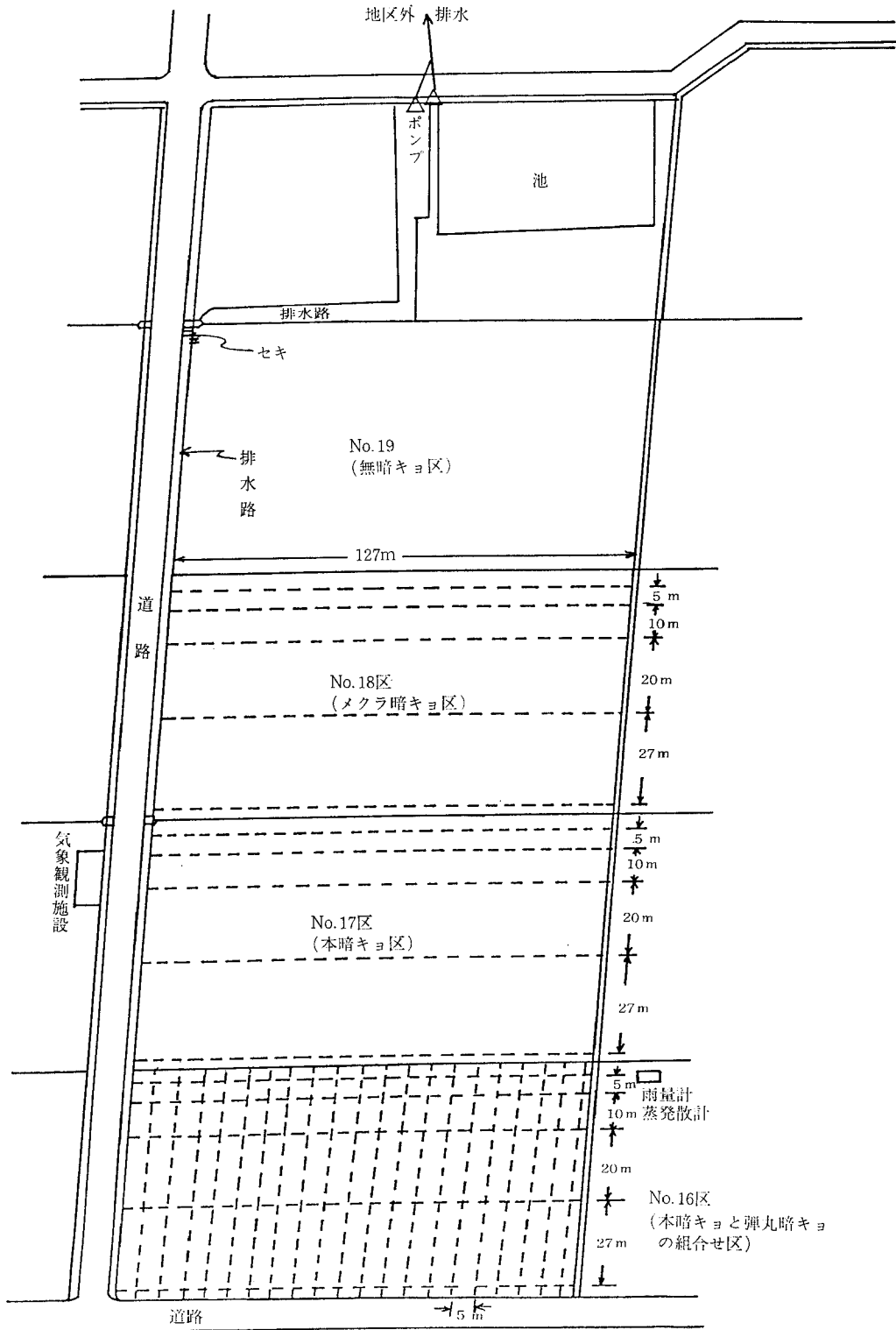


図-1-1 実験圃場の暗キョ配置図

り3点(排水路より30, 60, 90m)で、合計1区画12点である。測定は1点につき6回行いその内、5回の平均値である。

2) 地表、地下水位深さ60cmの孔にストレーナーのついた塩ビ管を挿入し、まわりにフィルターとして砂を入れ地表水、地下水を連結して測定した。なお、1978, 79および80年の収穫後の調査を行ったが、1978年の調査は地表水のみ測定した。

3) 土壤調査不攪乱試料の採土はサンプラー(鉄製、100cc円筒、打ち込み式)を主に使用した。非タン水期には、採土を行うと共に調査孔を掘り土壤断面、キ

レッツ調査等を行った。

採土した後、密度、粒度分析、液性・塑性限界、比重試験および三相分布測定などを行った。試験は三相分布測定を除いてJIS規格に従った。三相分布は100cc円筒で採取した土の重量と比重により算出した。現場透水試験は非タン水期にオーガーホール法で、タン水期にはチューブ法で測定した¹⁾。

圃場の水収支は1978年の収穫前後に行ったが排水口に三角ゼキと水位計を、また図一1-1に示す位置に雨量計と蒸発散計(60cm×60cm正方形、耕土15cmの有底、稲は4株、水位は自記記録)を設置した。

3 調査結果

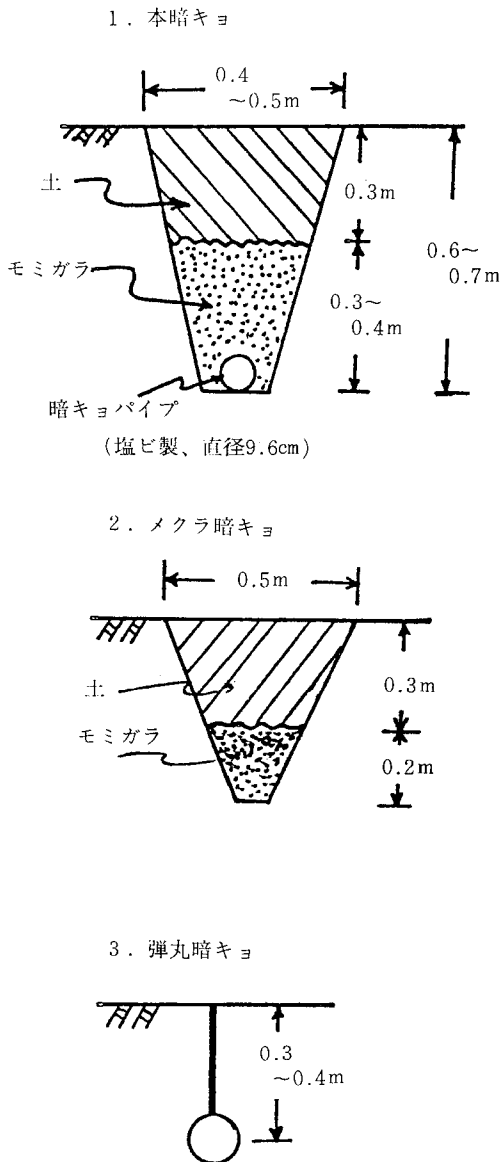
実験圃場は1977年7月より1980年7月まで前述した測定項目で調査を行った。1978年は用水不足のため単作であったが、他の年は二期作であった。

1) 地耐力調査

調査期間中の地耐力測定結果を図一2に示す。ムダ地区の圃場地耐力は乾季に大きな値(10kg/cm²以上)を示し、タン水、しろかき作業によって急速に減少する。地耐力は乾季作の田植後、収穫前の落水時まで約1.5kg/cm²で一定の値を示し収穫時にわずかに上昇する。しかしながら、雨季作のしろかきによって地耐力は約1.0kg/cm²と減少し、乾季に入って圃場の水がなくなり地耐力は増加するという型を示す。

また図一2の結果より、明らかに暗キヨ施工後は施工前に比較して地耐力は増加を示している。これを地耐力が一定していると考えられる乾季作のタン水期間の末期(収穫時の落水前3~6日)の時に測定した値と比較すると表一1のように本暗キヨ区は増加は大きい。すなわち本暗キヨの間隔5, 10, 20および27mで1980年の結果は1977年より55, 28, 10および25%の増加で暗キヨ間隔が小さいと大きな値を示している。また、1980年の調査結果より無暗キヨ区と他の区を比較すると組み合わせ暗キヨ区で6~32%, 本暗キヨ区で5~35%, メクラ暗キヨ区で-2~+12%の増加を示している。以上の結果、暗キヨによる地耐力は強化されたと考えられる。

地耐力がもっとも問題となる乾季作の収穫時の地耐力の変化について3回調査を行った。その結果を図一3-1, 3-2, 3-3に示す。各回とも地耐力を増すために、落水を2~3週間前より行ったが表面排水が十分でなく、残留水が多かった。これはみな口が小さいこと、田面が不均一であること、水草が多いことなどが原因であった。また暗キヨの覆土が厚く、重粘土であったため、収穫時の短期間の落水によって暗キヨに通じるキ裂を発生させるまでにはいたらなかった。これらの原因により収穫時には地耐力の増加はあまりみられなかった。



図一1-2 暗キヨの構造

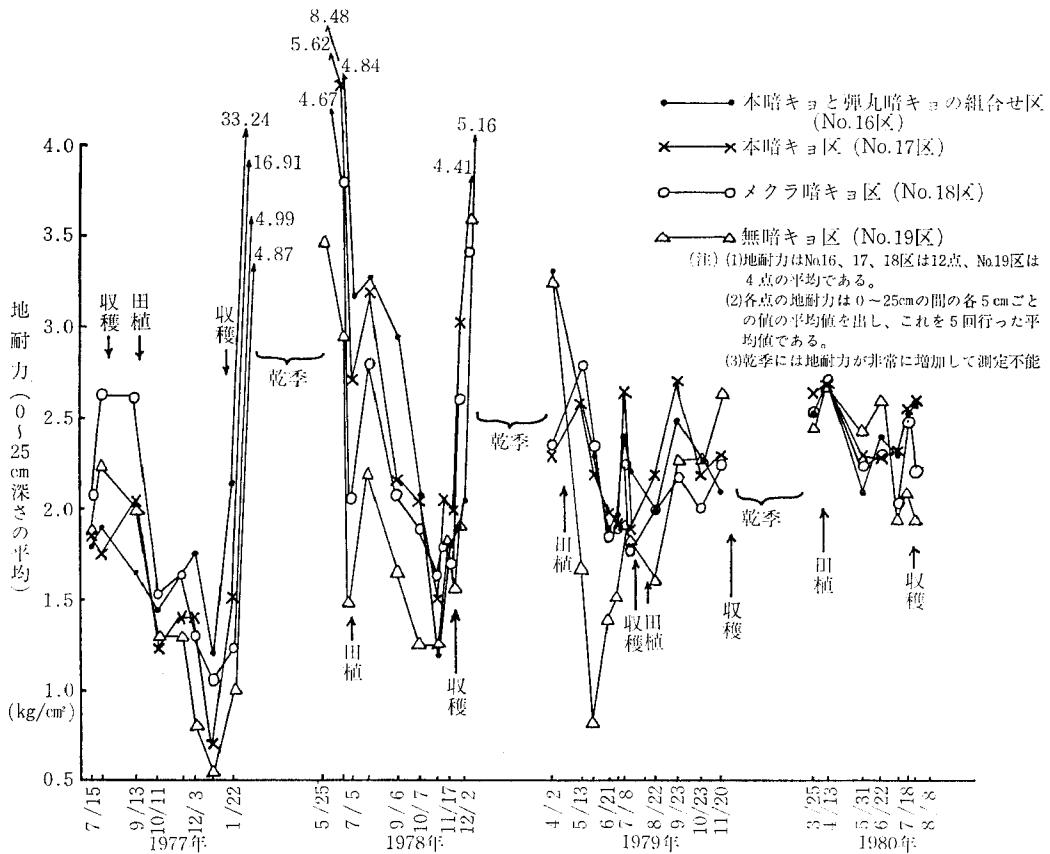
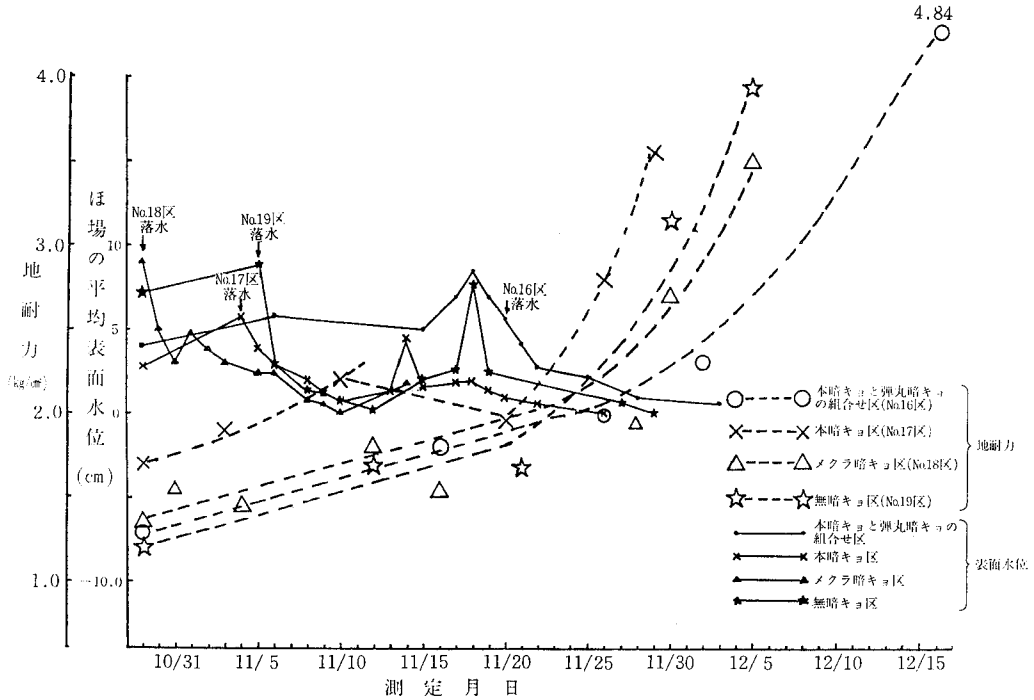


図-2 調査期間(3年間)の地耐力の変化

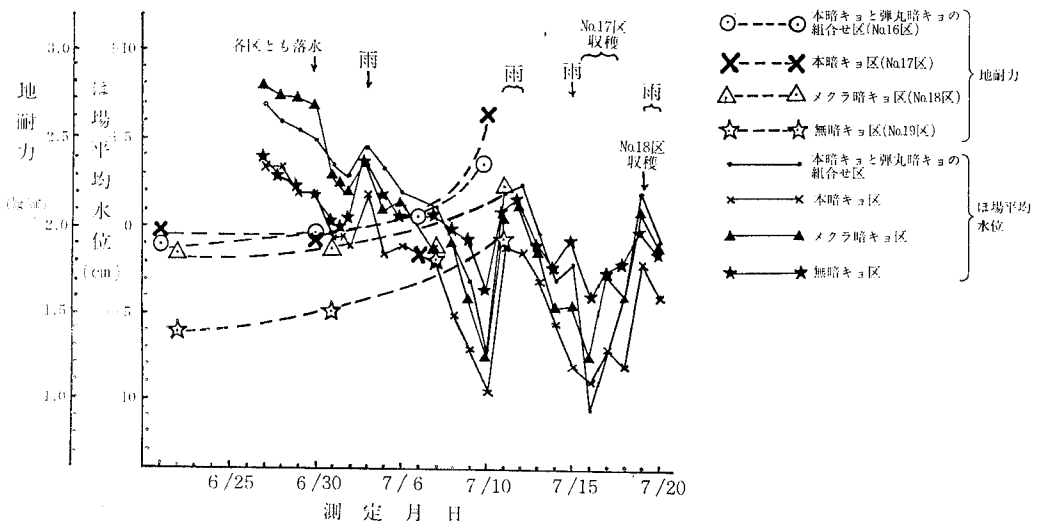
表-1 暗キヨ間の地耐力の比較

圃場No.	月日 暗キヨ間隔	(A)	(B)	(A)と(B)	(C)	(A)と(C)	(D)	(A)と(D)	備考
		15/7/1977	17/11/1978	の比	8/7/1979	の比	18/7/1980	の比	
16	5m	1.37	1.21	-12	1.89	+38	2.12	+55	本暗キヨと 弾丸暗キヨ の組合せ区
	10m	2.02	2.38	+18	1.95	-3	2.57	+27	
	20m	1.93	1.72	-11	2.09	+8	2.07	+7	
	27m	1.87	1.89	+1	2.38	+27	2.49	+33	
17	5m	1.40	1.77	+26	1.95	+39	2.17	+55	本暗キヨ区
	10m	1.58	2.88	+82	1.89	+20	2.04	+29	
	20m	2.18	1.98	-9	1.76	-19	2.47	+13	
	27m	2.25	2.31	+3	1.76	-22	2.63	+17	
18	5m	2.40	1.86	-22	1.85	-23	1.91	-20	メクラ暗 キヨ区
	10m	1.83	1.91	+4	1.75	-4	2.09	+14	
	20m	1.89	1.35	-29	1.81	-4	2.18	+15	
	27m	2.18	1.62	-26	2.17	-1	1.98	-9	
19		1.83	1.44	-21	1.83	0	1.95	+7	無暗キヨ区
		暗キヨ施工前 10ヶ月	暗キヨ施工後6ヶ月		暗キヨ施工後1.3年		暗キヨ施工後2.3年		

(注) (1) 地耐力は各暗キヨ間の中央で排水路から30m, 60m, 90mの平均値 (kg/cm²) である。
 (2) 各点の地耐力は0~25cmの間の各5cmごとの値の平均値で、5回行った平均値である。
 (3) 地耐力の測定は土質常数測定器(コーン断面3.14cm², コーン先端角30°, 自記式)を使用した。



図一三—1 収穫期における地耐力と圃場表面水位の変化について (1978年)



図一三—2 収穫期における地耐力と圃場水位の変化について (1979年)

また弾丸暗キヨは乾季作のしろかき前のタン水により穴のまわりの土がはく離し、穴がつまり排水効果はほとんどなかった。

土壌の物理性の変化は、密度と固相が15~25cmの深さでわずかに増加しているが、これは硬い層が浅くなったことを示している(表2-1, 2-2, 2-3, 参照)。

2) 暗キヨ施工前後の土壌の物理性の変化について

透水係数は暗キヨ施工後では施工前よりもわずかに1

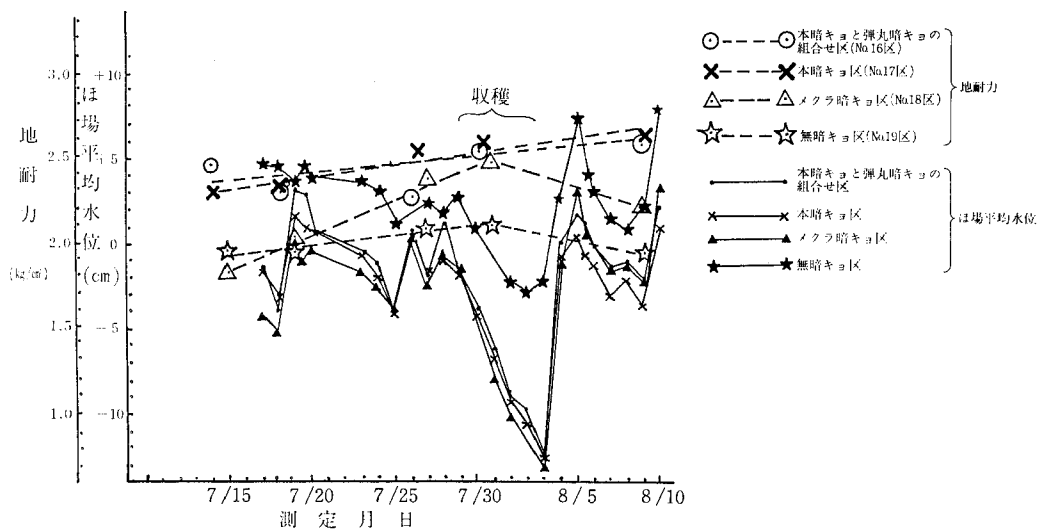


図-3-3 収穫期における地耐力と圃場平均水位の変化について(1980年)

表2-1 土壌の物理性(暗キヨ施工前)

土壌採取日: 26/9-5/10/1977

圃場 No.	深 さ (cm)	含水比 (%)	密度 (g/cm ³)		三相分布 (%)			液性・塑性限界			粒度分布 (%)			備 考
			湿 潤	乾 燥	固相	液相	気相	L.L (%)	P.L (%)	P. I	粘土	シルト	砂	
16	0-10	68.8	1.555	0.925	35.9	63.1	1.4	76.8	32.9	42.3	69.2	29.9	0.9	本暗キヨと弾丸暗キヨの組合せ区
	10-20	55.6	1.648	1.063	41.0	58.7	1.1	79.0	35.3	43.7	68.5	29.6	2.0	
	20-30	48.9	1.689	1.138	43.8	55.1	2.1	81.2	34.3	46.9	71.3	28.1	0.7	
	30-40	45.1	1.695	1.171	44.7	52.5	2.8	90.6	33.5	57.1	72.8	25.6	0.7	
17	0-10	76.2	1.494	0.855	32.9	63.9	4.3	86.0	36.2	49.8	74.1	24.9	1.0	本暗キヨ区
	10-20	62.5	1.612	0.998	38.6	61.4	0.9	83.6	35.4	48.2	72.7	26.4	0.9	
	20-30	51.9	1.693	1.120	42.9	57.3	0.6	85.1	34.0	51.1	74.3	24.2	1.0	
	30-40	44.5	1.736	1.203	45.2	53.4	1.6	93.7	31.4	62.3	76.7	22.2	1.1	
18	0-10	70.0	1.566	0.925	35.7	64.4	0.8	80.5	34.3	46.3	70.9	27.5	1.6	メクラ暗キヨ区
	10-20	55.5	1.684	1.088	42.2	59.6	0.1	81.3	34.4	46.9	69.2	28.6	2.2	
	20-30	48.1	1.730	1.170	45.1	56.1	0.5	86.0	31.3	54.7	71.2	26.2	2.6	
	30-40	43.6	1.743	1.214	45.7	52.9	1.4	88.2	31.4	56.8	73.2	25.3	1.5	
19	0-10	69.0	1.555	0.924	36.0	63.2	1.5	79.3	35.3	43.9	68.7	30.0	1.3	無暗キヨ区
	10-20	54.2	1.635	1.075	41.6	57.8	1.4	80.3	33.2	47.1	68.4	30.4	1.2	
	20-30	45.1	1.754	1.210	46.0	54.5	0.1	80.3	31.5	48.9	69.3	29.0	1.7	
	30-40	40.4	1.763	1.254	47.6	50.7	1.7	86.9	30.3	56.6	70.0	28.5	1.5	

桁オーダーが大きくなっただけであった。

と弾丸暗キヨの組合区 (No.16) および本暗キヨ区で 3mm/日、他の区で 1mm/日となり本暗キヨ区は他の区より大きい。しかし暗キヨによる排水量としては一般に小さい値である。

3) 収穫前後の圃場の水収支

1978年の収穫前後に圃場の水収支を測定したので結果を表-3に示す。この結果より地下流出量は本暗キヨ

表2-2 土壌の物理性 (暗キヨ施工後1年)

土壌採取日: 4-6/7/1979

圃場 No.	深 さ (cm)	密 度 (g/cm ³)		含 水 比 (%)	三 相 分 布 (%)			備 考
		湿 潤	乾 燥		固 相	液 相	気 相	
16	0-10	1.510	0.869	74.2	33.5	64.1	2.4	本暗キヨと 弾丸暗キヨ の組合せ区
	10-20	1.641	1.088	51.5	42.0	55.3	2.7	
	20-30	1.727	1.233	39.8	47.3	49.2	3.5	
17	0-10	1.547	0.955	62.4	37.2	28.5	3.9	本暗キヨ区
	10-20	1.621	1.098	50.1	41.9	53.6	4.6	
	20-30	1.718	1.243	38.3	47.6	47.5	4.9	
18	0-10	1.499	0.897	67.9	34.7	60.3	5.2	メクラ暗キヨ区
	10-20	1.640	1.119	47.5	43.1	52.2	4.9	
	20-30	1.768	1.283	36.3	50.0	46.9	3.1	
19	0-10	1.533	0.919	67.9	35.6	61.9	2.5	無暗キヨ区
	10-20	1.636	1.163	42.3	44.9	47.3	7.8	
	20-30	1.707	1.201	42.1	46.6	50.6	2.9	

表2-3 土壌の物理性 (暗キヨ施工後2年)

土壌採取日: 2-5/8/1980

圃場 No.	深 さ (cm)	密 度 (g/cm ³)		含 水 比 (%)	三 相 分 布 (%)			備 考
		湿 潤	乾 燥		固 相	液 相	気 相	
16	0-10	1.520	0.910	67.4	35.1	61.1	3.9	本暗キヨと 弾丸暗キヨ の組合せ区
	10-20	1.663	1.128	48.2	48.2	53.5	3.0	
	20-25	1.716	1.204	46.1	46.1	51.2	2.7	
17	0-10	1.559	0.954	64.0	37.1	60.4	2.6	本暗キヨ区
	10-20	1.674	1.134	48.0	43.8	54.0	2.2	
	20-25	1.735	1.230	41.7	47.5	50.6	2.0	
18	0-10	1.526	0.941	62.7	36.4	58.5	5.1	メクラ暗キヨ区
	10-20	1.698	1.167	46.2	45.1	51.3	2.0	
	20-25	1.705	1.179	44.7	45.4	52.6	2.0	
19	0-10	1.565	0.935	67.4	36.2	63.0	1.8	無暗キヨ区
	10-20	1.678	1.116	51.0	43.1	56.3	0.7	
	20-25	1.727	1.216	42.0	47.1	51.1	1.8	

表-3 圃場における水収支 (1978年収穫前後)

区	測定日 (月/日)	流入		流出				降雨日および 降雨量
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	
組合せ区 No.16	10/29~11/6	331m ³ (34%)	587m ³ (64%)	487m ³ (53%)	30m ³ (3%)	234m ³ (25%)	167m ³ (18%)	10/31~11/1 70.3mm
メクラ暗キョ区 No.18	10/30~11/9	431 (42)	595 (58)	49 (5)	571 (56)	305 (30)	101 (10)	
無暗キョ区 No.19	10/29~11/5	612 (51)	598 (49)	749 (62)	22 (2)	204 (17)	235 (19)	
本暗キョ区 No.17	11/10~11/15	60 (13)	397 (87)	136 (30)	41 (9)	103 (23)	177 (39)	11/12~11/14 46.8mm
無暗キョ区 No.19	11/12~11/15	17 (4)	393 (96)	177 (43)	142 (35)	68 (17)	23 (6)	
組合せ区 No.16	11/15~11/20	409 (41)	591 (59)	487 (49)	93 (9)	100 (10)	320 (32)	11/16~11/17 70.8mm
本暗キョ区 No.17	11/15~11/19	389 (39)	609 (61)	119 (12)	656 (66)	69 (7)	154 (15)	

(注) (1) 降雨前のタン水量 (2) 降雨量 (3) 落水後のタン水量 (4) 表面流出量 (5) 蒸発散量
(6) 地下流出量 (含む暗キョ流出量)

圃場の面積は、No.16 (8350m²) No.17 (8597m²) No.18 (8469m²) No.19 (8506m²) である。

4 ま と め

以上の調査および実験結果より、圃場は重粘土壌で透水性の悪い状態であったが暗キョ排水により地耐力は年ごとに増加を示している。特に本暗キョ区の増加は大きい。これは暗キョにより地下排水が行われ、非タン水期に地中の乾燥効果は大きくなり、また、農作業を変えたこと(しろかき用水を入れる前に1回耕耘を行うようにしてしろかき作業の回数を少なくした。)によって地耐力は増加したと考えられる。しかしながら、表面排水が不十分であったため収穫時の短期間の地耐力の増加はわずかであった。これは本暗キョの施工時の土の埋めもどし量が多すぎたため、土が圧縮され不透水層を作ったと考えられる。表面排水をさらに十分に行えるなら地耐力の増加はさらに大きくなる。したがって表面排水を迅速に行うため間隔の小さい2~5mの補助暗キョとその排水を集める本暗キョの組み合わせ暗キョが効果的であろう。土がスレーキングをうけやすいため補助暗キョはモミガラなどを詰めた溝切り型暗キョが良いと考えられる。現在、マレーシア、タイなどでは圃場整備を行うにあたって用排水路の密度が大きくなるように努力されていると聞いている。暗キョ排水を行うにあたってまず排水路が完備することが重要であるが、水田の地耐力を強

化するには種々の作業を組み合わせで行うべきである。たとえばしろかき作業を少なくすること、圃場の均平化をはかること、水田の排水口を圃場の規模に合わせて大きくすること、補助暗キョを大幅に入れることなどである。暗キョ排水は直接大きな効果を示すので重要な方法である。

今回の研究は著者が1977年3月から1980年8月まで熱帯農業研究センターよりマレーシア・ムダ地区に派遣されたとき試験を行ったものである。このような研究の機会を与えていただき、種々な面で御指導いただいた熱帯農業研究センターの岡部前所長、梶原前部長、八島主任研究員、四国農業試験場の永石土地基盤研究室長、および農業土木試験場農地整備部の各研究員のみなさんに感謝いたします。また現地のムダ農業開発庁やムダ州作物生産センターの職員の皆様の多大な御援助を頂いたことを記して謝意を表します。

引用文献

- 1) 山下恒雄・永石義隆：マレーシア・ムダ地区における重粘土壌の物理性について、土壌の物理性、41、80~86、(1980)。
- 2) Hisao Anyoji and S. H. Thavaraj: Draft Report on Suitability of Farm Mechanisation on Weak Soil Foundation in the Muda Project Area, 1977.

(昭和57年1月5日受理)

Summary

Underground drainage in paddy fields may contribute to the consolidation of the soil bearing capacity of the fields at the time of harvesting in order to facilitate farm works.

The present field study was carried out in test plots located in the Muda area, Malaysia. The following 4 plots were set up : plot without drainage, plot with blind drainage, plot with drainage complete underground, plot with drainage complete underground and mole drain.

The soil conditions peculiar to the area are known to contribute to the formation of a weak foundation in the rainy season. When large machines operate, gradually making farm work difficult. Under such circumstances, it is necessary to promote land consolidation and to increase the soil bearing capacity by improving the drainage.

From the results obtained during the investigation, it was demonstrated that the soil bearing capacity increased year after year, especially in the plots with drainage complete underground. During the period of construction of the underground drainage system which covered three years, the soil bearing capacity increased from 7 to 55%. Compared with the plot without drainage, the values of the soil bearing capacity of the plots with a drainage system increased as follows: + 6~32% (plot with drainage complete underground and mole drain), + 5~35% (plot with drainage complete underground) and - 2~+12%(plot with blind drainage), respectively.

However, the soil bearing capacity increased only slightly during the finite interval between the onset of drainage to the harvesting period. Since the drainage of the surface water was difficult to carry out during such a short period, the soil was insufficiently dried.

Supplementary underground drainage is necessary to drain fast and uniformly the surface water of the field and the excess water in the soil zone.

土 壌 カ ラ ム 中 の 無 機 塩 の 移 動

飯 塚 文 男*

Movement of salts in Soil Columns

Fumio IIZUKA

Akita Agricultural Experiment station

1 は し が き

土壌中の水溶性塩類は、液相中に固相とある交換平衡を保って溶存し、水の移動にともなう輸送(Convection)と拡散(Diffusion)によって孔隙中を移動するものと考えられ¹⁾、これらの要因を考慮した理論的考察が数多くなされている。これらの理論的研究においては、モデルの構成と解析解の求めやすさから、水の移動は均一な土層における飽和・定常流を前提条件として設け、イオン交換反応についてはカラム・クロマトグラフィーの理論に基づき交換平衡の成立を前提にし、さらに多くの場合、等温吸着線の線型性を仮定している²⁾。

しかし、土壌を対象とする場合、これらの前提や仮定は必ずしも現実と合致せず、このくい違いが理論と実験結果の不一致を生む原因になっていると考えられる場合が多い³⁾。土壌はイオン交換樹脂などと異なり、水みちになる孔隙は複雑な構造をもち、交換基の性質も多様でかつ不安定である。したがって、土壌中の塩の移動を考える際には、これまでの理論の前提条件についても検討を要するであろう。

ここでは、以上のような前提や仮定を考慮に入れた、等温条件下における土壌カラム中の塩の移動について、水分状態との関連で現象的に述べる。

2 飽和水分状態における塩の移動

水分が飽和状態にある土壌中では、水は主として粗孔

隙を通路とする重力水移動になるので、比較的均一な速い流れになり、それにともなって塩の移動も速やかになる。

塩の移動についてみると、固相との相互作用の弱い陰イオンは水の移動の前線とほぼ一致し、陽イオンは陰イオンと電気的に中性な状態を保つように固一液相間で交換反応を行ないつつ移動している。しかし、細かくみると、土壌の孔隙特性によっては、陰イオン排除水の影響を受け、陰イオンの移動が水のそれより速くなることもある。

試料として中程度のCECをもつ豊平埴壤土(T_0)とCECが小さく、物理的に特異な性質を示す西の里砂壤土(N_i)及び一部に砂丘である花畔砂土(B_a)を用いたカラム実験について、以下に述べる。試料の一般的理化学性を第1表に示した。

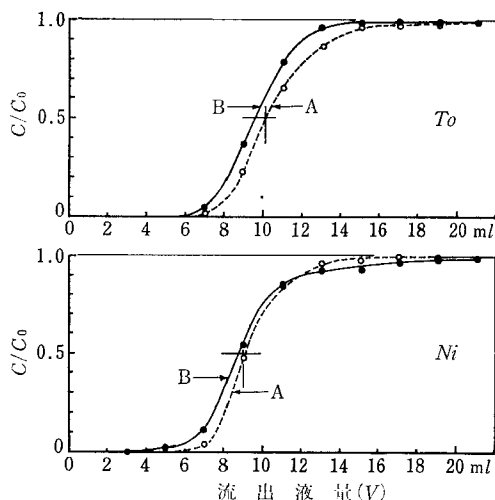
第1図は D_2O を用いて水の移動を追跡し、陰イオンとして Cl^- を用いて両者の流出をみたものである⁴⁾。すなわち、ショーレンベルガー法の土壌浸出装置を用い、カラム($\phi=14mm$)に風乾細土を常法によって層厚80mmになるように均一に充填する。充填後、 $1N-CaCl_2$ で浸出し、続いて脱塩水で洗浄して遊離の Cl^- を除去する。カラムの水量を充填試料の飽和容水量の約120%になるように調節して、一日放置し、次いで0.01 M- $CaCl_2-20\%$ D_2O 溶液を浸透させる。カラム下端からの流出液を2 mlごとに分画採取し、 D_2O 濃度を質量分析計で Cl^-

第1表 供試土壌の理化学性

	機 械 組 成			容積 比重	全孔 隙量	孔 隙 分 布*					pH (H_2O)	CEC	摘 要
	砂	微砂	粘土			150~47	47~15	15~1.5	1.5~ 0.1	0.1以下			
豊 平	58.1	25.3	16.6	0.95	60.2	4.0	15.5	9.6	9.0	16.0	4.8	18.9	沖積土 火山性土 (豊平浮石層) 砂丘土
西の里	87.5	8.8	3.7	0.67	63.0	3.8	27.1	14.5	5.5	9.7	5.3	9.9	
花 畔	95.5	1.7	2.8	1.27	44.0	3.0	31.0	2.2	1.0	5.4	5.4	4.4	

* 孔隙径(単位・ μ)別容積%

*秋田県農業試験場



第1図 D₂OおよびCl⁻の流出曲線
 C : 流出液の濃度 C₀ : 添加した溶液の濃度
 A : D₂Oの流出曲線 B : Cl⁻の流出曲線

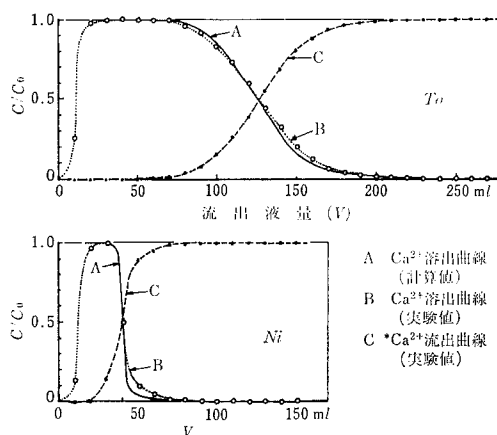
を比色法で測定する。なお浸透速度は6.5cm/hr程度になっていた。

T₀では第4画分からCl⁻が検出され、わずかに遅れてD₂Oの流出が始まる。両流出曲線はともにシグモイド曲線をなし、Cl⁻についてのC/C₀=0.5に相当する流出液量(以下V_{0.5Cl}などと略記する)は9.5ml, V_{0.5D₂O}は10.2mlになる。このV_{0.5D₂O}はカラムの1孔隙容量(1pvと略記)によく一致している。これに対して、Niの流出はT₀よりやや早く、V_{0.5Cl}≒V_{0.5D₂O}の関係にある。またCl⁻の流出曲線にはC/C₀=0.5の点に対してやや強い非対称性が認められ、両曲線はC/C₀=0.85, V=11ml付近で交差している。

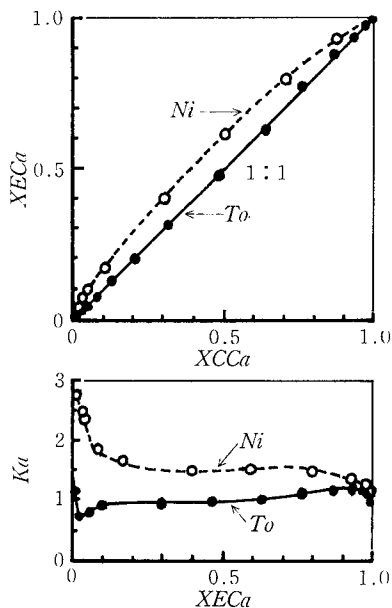
この流出曲線から、D₂Oの輸送に関与した総液量に対するCl⁻排除水(土粒子の影響を強く受け、Cl⁻の輸送に関与しない水)の割合は、T₀では9.8%になるが、Niのそれは1%以下の無視しうる値になる。T₀のCl⁻排除水量はpF5.5~5.7水分率に相当する。通常、この陰イオン排除水の張力水準はpF5.5内外と考えられている。

次に、以上に述べたような陰イオンに対する陽イオンの液-固相間の交換反応をみる。第2図はCa飽和カラムに0.01M⁴⁵CaCl₂溶液を浸透させてCa-⁴⁵Caの交換流出過程における両者の溶、流出曲線を示したものである。図中の実線はGlueckaufの理論式¹²⁾より求めた計算値である。また第3図に両試料の交換等温線と平衡恒数を示した。

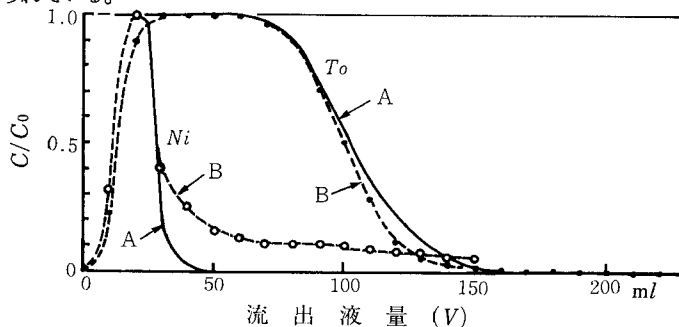
同位体交換においては、T₀では理



第2図 Ca²⁺-*Ca²⁺系の溶・流出曲線



第3図 Ca²⁺-*Ca²⁺系の交換等温線と平衡恒数
 X : 総量に対する比 E : 交換態
 C : 容存 Ka : 平衡恒数



第4図 K⁺-Ca²⁺系からのK⁺の溶出曲線
 A : 計算値 B : 実験値

論値からのズレは小さく、交換等温線も1:1の直線に重なり、平衡恒数もほぼ1に近似できる。しかしながら、Niではいずれも理論値から大きくズレており、交換平衡が成立しがたい状態にあると考えられる。

一方、異種陽イオン間の交換流出についてみると、第4図に示したように、同位体交換に比べ平衡状態は保たれがたく、イオン種によっては平衡関係から大きくズレてくる。

以上のように水分飽和状態のカラムにおいては、水の移動は重力水が主となる速い流れとなり、固相と相互作用の弱い陰イオンは水とともに移動し、陽イオンは陰イオンと電気的に中性な状態を保つように、固一液相間で

交換反応を行ないながら移動している。しかしながら、水と陰イオンの移動は必ずしも同一ではなく、また固一液相間の交換反応も、純系の同位体イオン交換を除いては、交換平衡の維持は困難であった。その原因としては、速い水の移動、土壌の孔隙特性、交換基の多様性、不安定性などが考えられる。

3 不飽和水分状態における塩の移動 (その1)

i) 水の移動が無視しうる状態での塩の移動 (拡散)

カラム (L=10cm, $\phi=5$ cm) の右半分にCa (NO₃)₂ 溶液を左半分に脱塩水を加えて、pF3 水分率の土壌カラムを調製し、カラム内のNO₃⁻の分布を調べた。その結果を第5~7図に示す。図のように、カラム内の水分移動が無視しうる条件下でも、土壌中では塩の濃度勾配による移動 (拡散) が起きている。

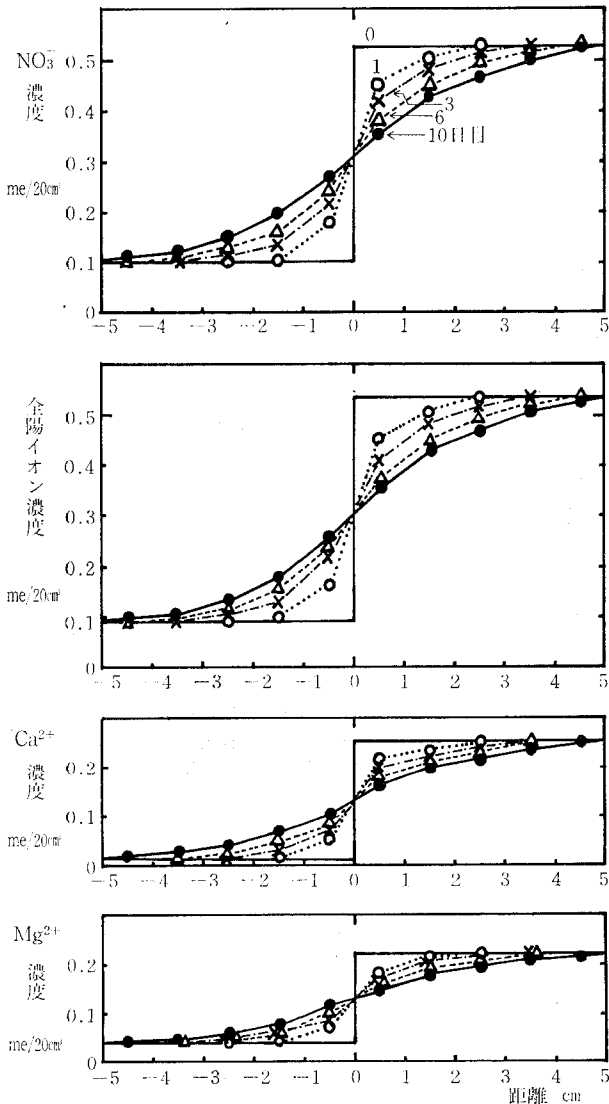
Toでは、イオン分布曲線上の距離0の点に対して対称なシグモイド型のNO₃⁻分布を示し、10日目にはカラム両端にまで濃度変化が及んでいるのに対し、Niではシグモイド型の分布であるが対称性は乱れ、NO₃⁻濃度変化の距離も短い。両カラムとも陽イオン濃度分布を示したが、NO₃⁻の分布と極めて類似した分布を示している。また2層系カラムでは単層系カラムに比べ、NO₃⁻分布の対称性はさらに乱れ、砂のBaの関与したカラムで乱れはより大きくなっている。

図のNO₃⁻分布より求めた拡散係数 (D) は $D_{To} = 1.36 \times 10^{-6}$ 、 $D_{Ni} = 3.5 \times 10^{-7}$ cm²/sec であり、 $D_{To} > D_{Ni}$ になっている。

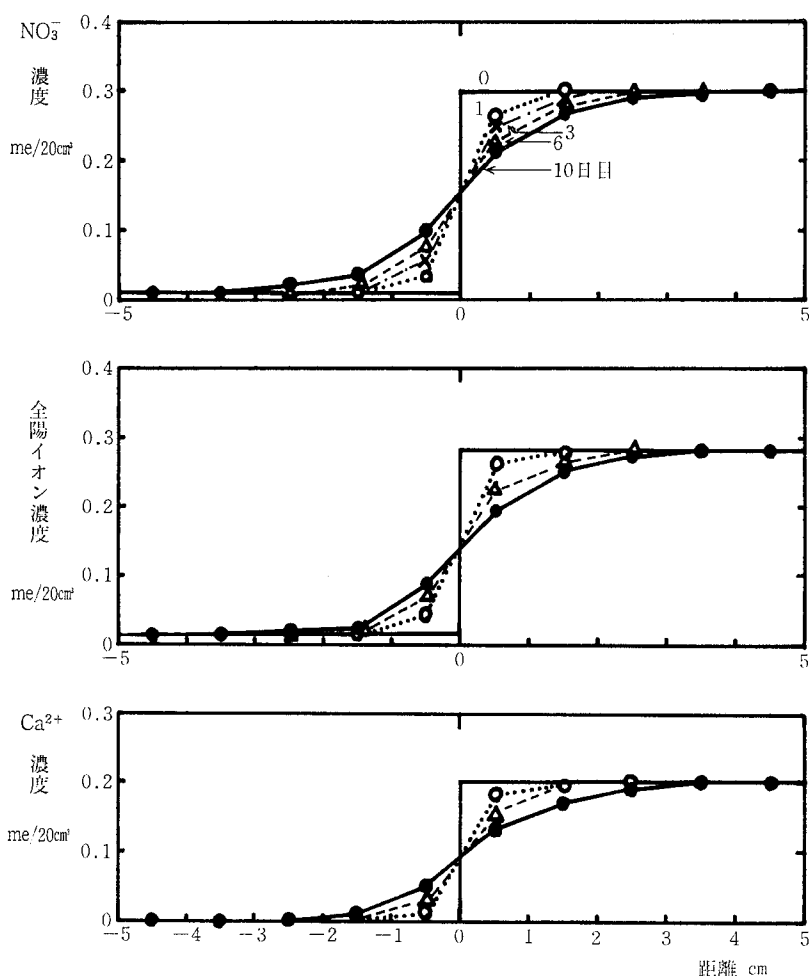
塩の拡散速度は土壌の水分率によって大きく左右され、高水分率ほど拡散は速くなるといわれる⁹⁾。したがって、同じpF水分率であっても、その条件で多くの孔隙が水分に充たされている土壌ほど塩の拡散径路が多くなり、拡散速度も速くなる。両試料のpF3の水分率がTo=30%、Ni=16%であることから、 $D_{To} > D_{Ni}$ になったものと考えられる。

2層系カラムでは塩無添加層に配置された土壌によって、塩添加層のDは律せられていた。なお砂の $D_{Ba} = 7 \times 10^{-8}$ cm²/sec であった。

また拡散過程においても、陰イオンとともに陽イオンが移動し、両者間の電気的平衡は保たれている。



第5図 NO₃⁻および陽イオン分布の変化 (To) 全陽イオン=Ca²⁺+Mg²⁺+K⁺+Na⁺



第6図 NO₃⁻および陽イオン分布の変化 (Ni)

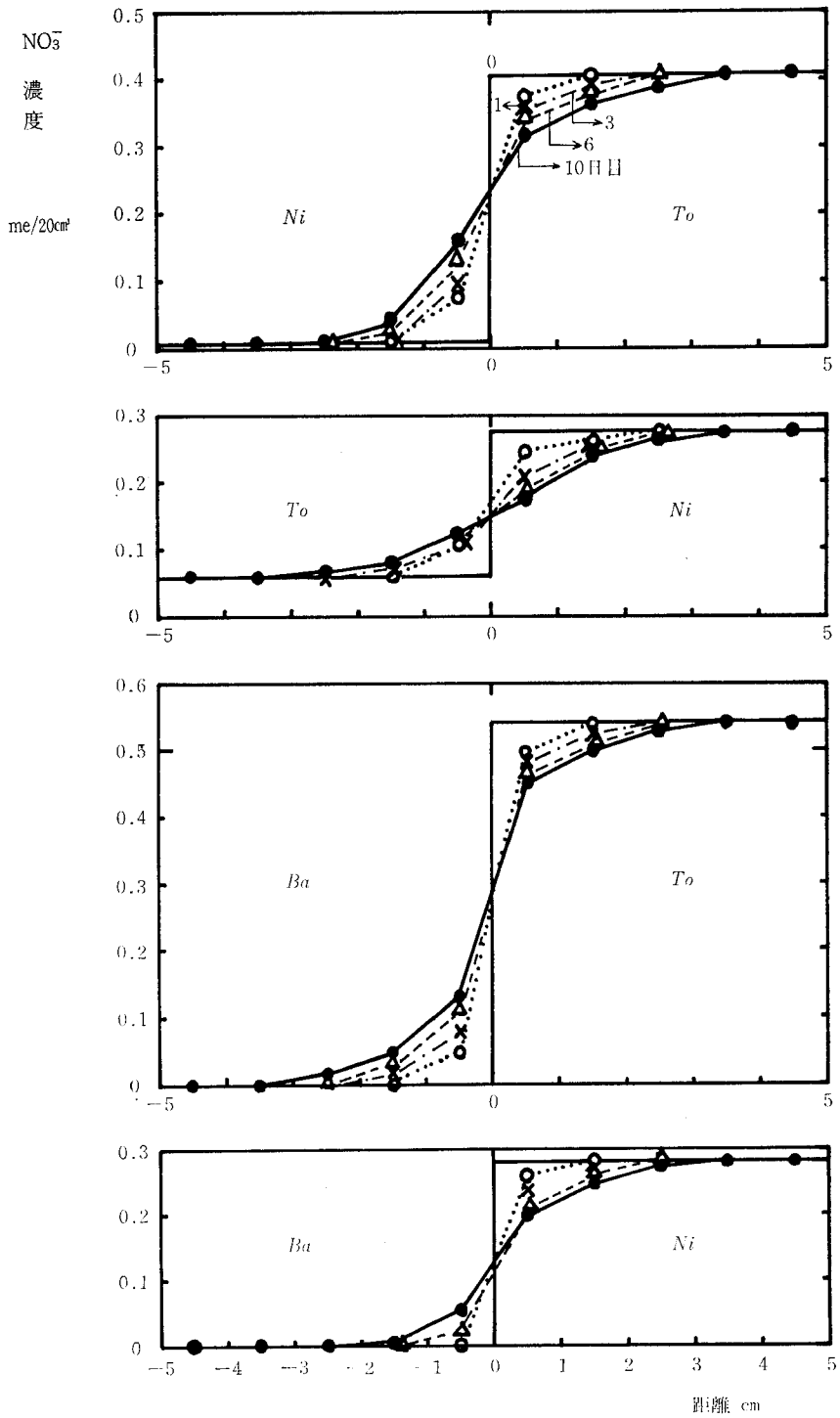
ii) 水の移動にともなう塩の移動 (コンベクション) 動水勾配による水分流にともなう塩の移動 (convection) を示したのが第8～11図である。初期条件を pF 1.5水分率 ($T_0=52$, $Ni=57\%$) に調製したカラム ($\phi=50\text{mm}$, $L=102\text{mm}$) を pF1.5—pF2.3の張力勾配下において、カラム最下層に $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ を添加し、水分流にともなう NO_3^- 分布の変化を調べた。

NO_3^- の移動は水の移動とともに起り、カラムへの流入水量の増加につれ、 NO_3^- の分布層位はカラム上部へ移っている。流入水量と添加した NO_3^- 分布のピーク層位の移動距離はほぼ直線関係にあり、カラム間に大きな差異は認められなかった。しかし、流入水量と時間の関係では T_0 カラムが Ni カラムより速くなっていた。

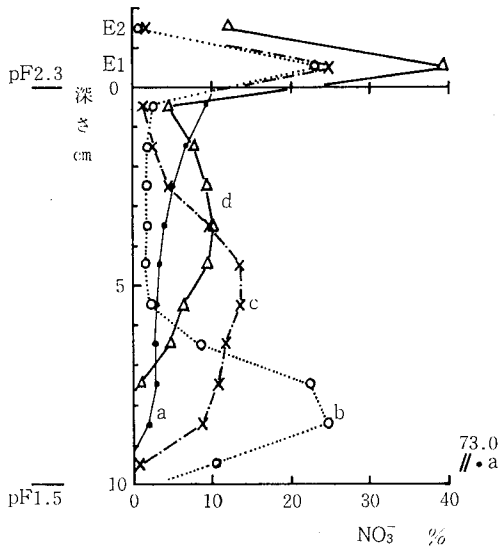
流入水量と時間から求めた両カラムの透水係数は $T_0=10^{-4}$, $Ni=10^{-5}\text{cm/sec}$ のオーダーにあり、両試料に

よる2層系カラムの T_0/Ni , Ni/T_0 では、 Ni の透水係数によって規制され 10^{-5}cm/sec のオーダーにあった。この透水係数の差異は、pF1.5—pF2.3で両試料の孔隙量が逆転し、pF2.3では $T_0=30$, $Ni=21\%$ になっていることによるであろう。なお両試料の NO_3^- 分布に大きな差異は認めがたかった。

拡散の結果と pF2.3水分率から、 T_0 , Ni の拡散係数を求める⁵⁾と $D_{T_0}=10^{-6}$, $D_{Ni}=10^{-7}\text{cm/sec}$ のオーダーになり、コンベクションによる塩の移動を透水係数で近似すると $K_{T_0}=10^{-4}$, $K_{Ni}=10^{-5}\text{cm/sec}$ のオーダーになる。このことから pF1.5—pF2.3の動水勾配下での塩の移動は、主に水の移動にともなうコンベクションによることわかる。実際に土壌中での溶質移動に占める拡散の比率は10%以上に限られることが多いといわれる⁶⁾。



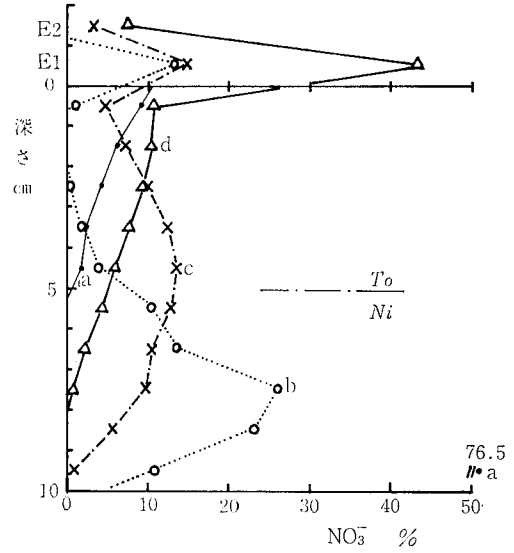
第7図 NO_3^- 分布の変化 (2層系)



第8図 NO₃⁻分布の変化 (T₀)

	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	12	36	0.5
c :	21	55	3.5
d :	50	78	5.5

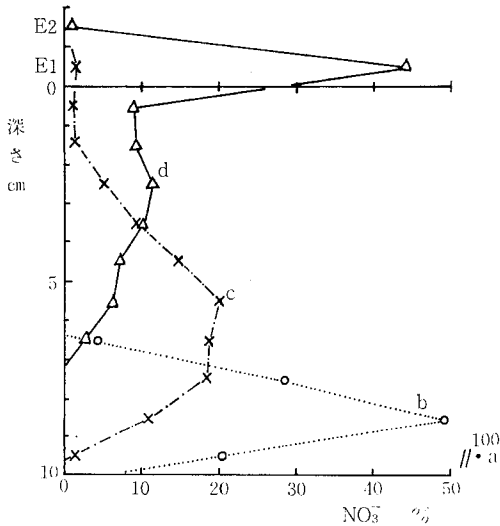
E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分



第10図 NO₃⁻分布の変化 (T₀/N_i)

	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	10	40	3.0
c :	30	71	10.0
d :	50	81	20.0

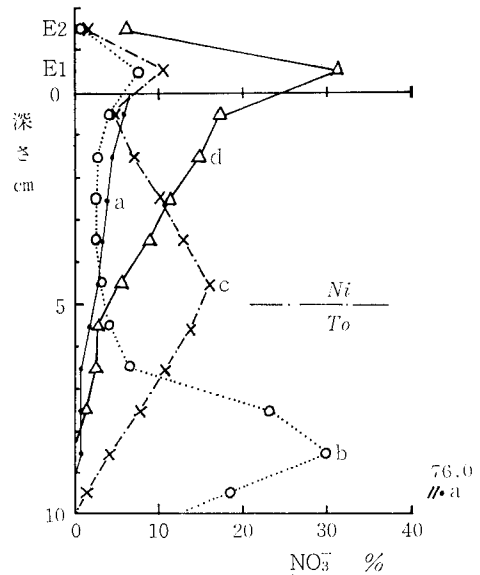
E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分



第9図 NO₃⁻分布の変化 (N_i)

	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	12	42	1.5
c :	25	70	2.5
d :	50	93	13.0

E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分



第11図 NO₃⁻分布の変化 (N_i/T₀)

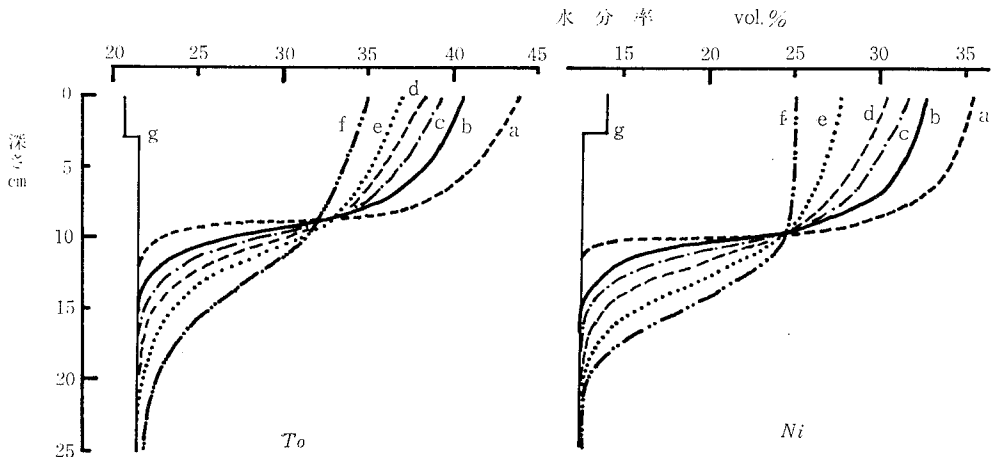
	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	10	20	5.0
c :	30	68	4.5
d :	50	82	16.0

E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分

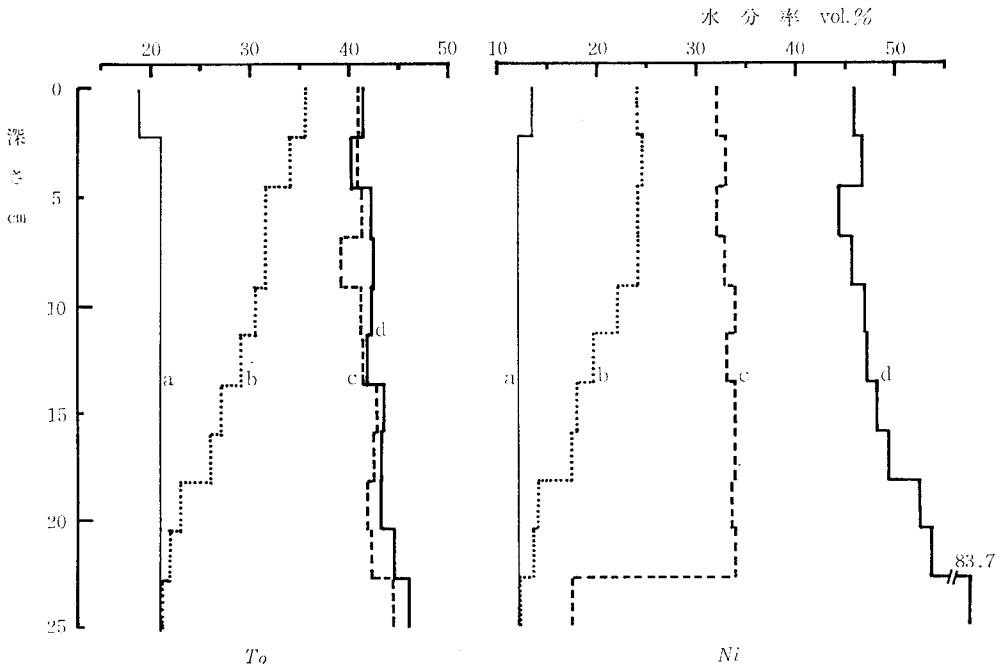
3 不飽和水分状態における塩の移動 (その 2)

これまで、比較的小さいカラムで、飽和、不飽和水分状態の水、塩の移動について述べてきたが、いずれも条件を制限した純系に近いものである。すなわち、飽和の場合の単一なイオン組成、不飽和の場合の水分移動を無視しうる条件における拡散などである。

ここでは、より現実に近い状態の比較的大きなカラムを用いて実験を行なった結果についてみる。その際、土壌カラム内の水の移動は毛管孔隙が水分で充たされているか、否かで大きく変わってくる。毛管水不足の状態に順次かん水して、不足の状態と充たされている状態の水分分布をみる⁷⁾。すなわち、内径7.5cm、高さ25cmの有底カラムに初期水分率をpF3.5相当に調節した土壌を均一に充填する。最上層2.3cmにCa、Mg、K、Naの塩化物



第12図 かん水終了後の水分率分布の推移 (18.3mmかん水)
 a : かん水終了後0時間目, b : 同0.5時間目, c : 同1時間目, d : 同2時間目,
 e : 同8時間目, f : 同24時間目, g : かん水前



第13図 かん水終了後24時間目の水分率
 a : かん水前, b : 18.3mmかん水, c : 55mmかん水, d : 110mmかん水

各5 meを添加する。かん水はカラム上面から、1回かん水量約20mmを目標に24時間間断でおこない。表面にたん水を生じないように、かん水速度は平均約 2×10^{-3} cm/secとする。かん水にともなう水分率変化の追跡には γ 線透過法と重量法を併用した。

毛管水不足の状態におけるカラム中の水分分布の変化を第12図に示す。図は初期水分率 pF3.5相当のカラムに18.3mmかん水した時の水分分布の経時変化である。よく知られているように、かん水にともなって、水は明瞭な浸潤前線を形成して急速に下降する。かん水停止後は、下降速度の急減と浸潤前線の拡散をともなう再分配の過程に移行する。

かん水量が増加すると、浸潤前線の下降が速くなり、浸潤部がカラムの末端に達すると、流出水が観測されるようになる。この段階になるとカラム内の水分率はほぼ一定になる。第13図に各かん水後24時間目の水分率分布を示す。

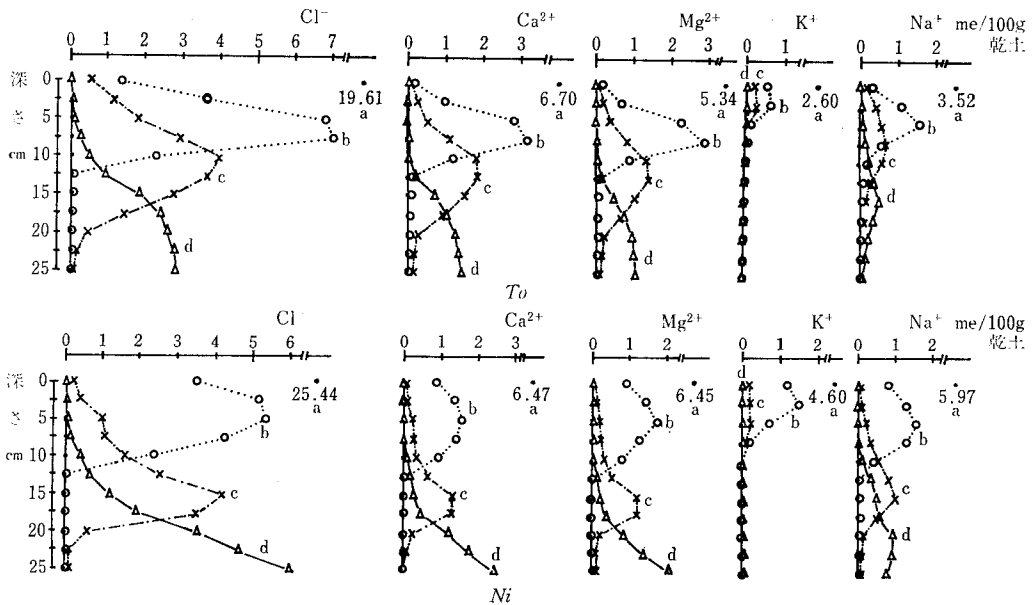
T_0 は、55mmかん水で平均約41% (pF1.7~1.8相当の水分率に達してカラム上下の水分率勾配が消失し、流出水がみられる。それ以上、かん水量が増加しても、水分率の絶対値、分布様式ともにほとんど変化せず、流出水量のみが増加する。これに対して、 N_i では、55mmかん水で10層目までの水分率が33% (pF2.0相当)になるが、110mmかん水ではさらに水分率が増加して、10層目までの水分率は平均47.5% (pF1.7相当)になる。この際、11層目の水分率は約84%という高い値になり、下端

からの流出水が観測される。

両カラムの水分率とその分布パターンは、粗毛管孔隙領域 (pF1.8~2.2)の孔隙分布と初期水分率の相違を反映している。すなわち、 N_i はこの張力範囲に約23%の孔隙が集中しており、とくにpF1.9~2.0相当の容水量が多いのに対して、 T_0 のそれは約7%にすぎない。一方、 T_0 は高張力領域の毛管水が多くpF3.5相当の初期水分率が21%で、 N_i のその約2倍になっている。このために、初期条件における毛管水不足 (pF1.8水分率-初期水分率)は、 $N_i=376$ ml、 $T_0=206$ mlとなって、前者が90mmかん水に相当するのに対し、 T_0 のそれは45mmかん水にしか当たらない。したがって、 T_0 では55mmかん水で、平均水分率が46~47% (pF1.6~1.7)に達し、急速な重力流出に移行するのである。このことは毛管水不足の多少が水の移動距離と密接な関係にあることを示している。

このような水分移動にともなって、塩の移動も先に述べたコンベクションと拡散の組み合わせられた状況になる。毛管水不足の水分状態においては、浸潤時にはコンベクションが、そして再分配過程では相対的に拡散が塩の移動に大きく寄与していると考えられる。毛管水が飽和になった状態では、水の移動は重力によるものが主となるので、コンベクションが塩の移動の主たる機作となると考えられる。

第14図に第13図の水分分布に対応する溶存イオンの分布を示した⁹⁾。



第14図 かん水にともなう溶存イオン分布の変化

a : かん水前 b : 18.3mmかん水 c : 55mmかん水 d : 110mmかん水

表層に添加された Cl^- は、かん水による浸透水の下降につれ、ピーク濃度の低下と分布幅の拡大をとまいつつ下層に移動していく。分布パターンは T_0 55mm かん水のように、上下対称になる場合もあるが、通常非対称形をなし、 Ni 55mm かん水のように低い副次的なピークが現われることもある。また、かん水量が増加してくると、カラム末端への水の集積傾向を反映して、非対称性が強くなり、曳尾現象も顕著になる。このような傾向は、 T_0 よりも Ni のほうにより強く現われる。

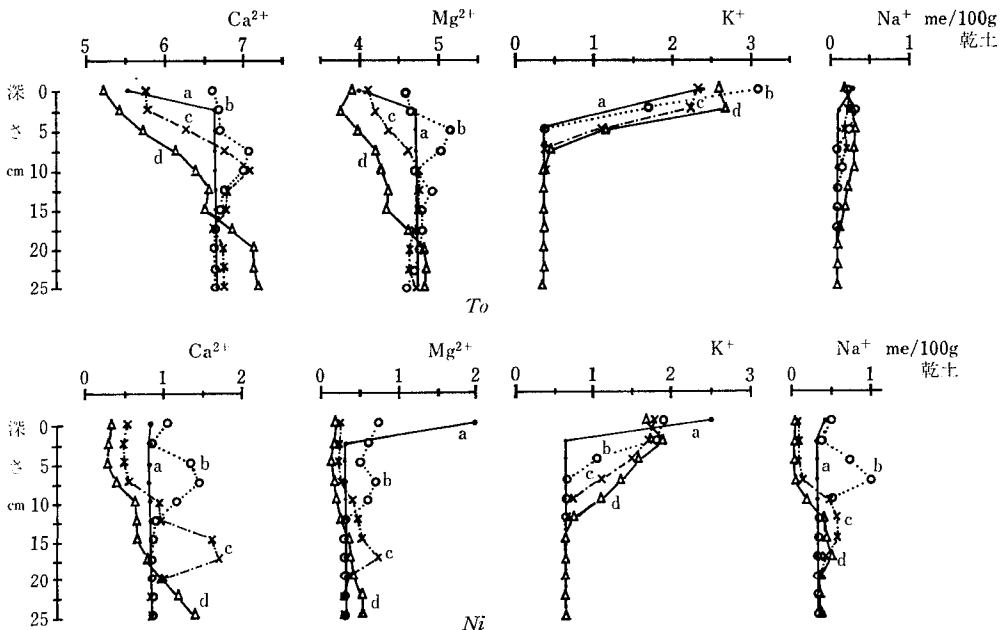
溶存陽イオンのうち Ca^{2+} と Mg^{2+} の分布パターンは Cl^- のそれと酷似しているのに対し、 K^+ の挙動は特異的で、かん水による分布位置の変化がほとんどみられないままに急激に濃度の低下を起す。 Na^+ の分布は Ca^{2+} 、 Mg^{2+} と K^+ の中間の形態を示す。この間、溶存イオンの電気的中性は保たれており、 K^+ のような特異な挙動を示す陽イオンによる陽電荷の不足は固相からの他の陽イオンの放出によって完全に補償されながら溶脱が進む。この際、放出される陽イオンが主として2価陽イオンであることは第14図から明らかである。

次にかん水にともなう交換態陽イオンの分布についてみる。上述の溶存イオンに対応する交換態陽イオンの分布を第15図に示した。交換態陽イオンは、両カラムともかん水量によって変化している。第14、15図を比較すると、全般的傾向として外液のイオン濃度が高い層位で、該当する交換態陽イオンも多くなっているが、とくに Ca^{2+} 、 Mg^{2+} で溶存-交換態両者の分布がよく対応

していることがわかる。すなわち交換態の Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は外液の Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の濃度変化に応じてその量がかん水により容易に変化する。これに対して交換態の K^+ は上層1~5層に局在しており、かん水量を増しても分布域の下層への拡大は極めて緩慢である。この傾向はとくに T_0 で顕著であり、 Ni ではかん水量の増加につれてわずかながら下層に移動していく傾向を示す。

このようにかん水量が多くなるにつれて交換態 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の多い層が下層に移っていき、 K^+ がそのあとに取り込まれる結果、カラム表層部の交換態2価陽イオンは塩添加前よりも少なくなる。以上のように表層添加塩の溶脱が進む過程では、溶存イオンの濃度変化だけでなく、固相に保持されている交換態陽イオンの組成にも変化が起こり、富化されるものと溶脱されるものができてきている。

以上、述べてきたように、不飽和水分状態、非定常流を含むカラム内の水、塩の移動においても、小カラムの純系に近い条件下の水、塩の移動と同様のことが組み合わさって起きていることがわかる。すなわち、前者においても、水の浸潤過程では、水は毛管孔隙を充たしながら、粗孔隙を通る速い移動になり、塩は拡散による移動を含みながらも、コンベクションによる移動が主となる。続く再分配過程では、水は拡散による緩やかな移動になり、塩もそれにともなうコンベクションと塩の拡散による移動になる。毛管水飽和の状態になると水の移動は粗孔隙を通る速い移動になり、塩の移動もコンベクシ



第15図 かん水にともなう交換態陽イオン分布の変化

a : かん水前 b : 18.3mmかん水 c : 55mmかん水 d : 110mmかん水

ンによるものがほとんど全てになってくる。

4 圃場における塩の移動

実際の系では、上述のような系が組み合わさっていると考えられる。大筋では、水が通る土層における溶相への塩の溶解、あるいは固相から液相への脱着、次いで拡散によって液相の塩濃度が平衡になろうとする。その平衡液へ新たな水分流が入ってきて、平衡液中の一部の塩はそれとともに土層を去る。

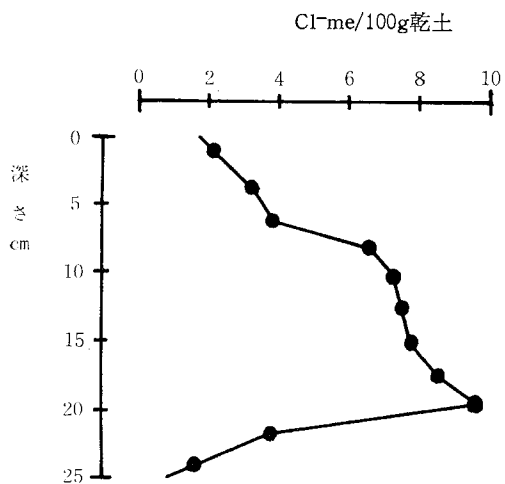
一例として、最も単純な孔隙分布を示す砂について塩多量添加の場合を第16図に示す。塩はカラム上部部に添加され、過飽和状態にあり、結晶が析出している。図は18.3mmかん水時の分布を示したものである。これまで述べてきたカラムでは、Cl⁻の分布に明瞭なピークが認められていたが、この例ではプラトー状の高濃度域を示している。これは水の移動速度と塩の溶解平衡によると考えられる。砂の場合、粗孔隙が大部分を占るので、水分流は著しく速くなり、塩の溶解平衡に関与する水量、時間も不充分である。そのため塩と水の移動は、必ずしも、これまでのカラムのように一致せず、分布のピークの形成も不明瞭になる。

このような粗孔隙を通る重力水の速い流れと微細孔隙を通る拡散による遅い流れの対比は構造が発達した土壌で顕著である。第17図は構造の発達度が強い3種の土壌におけるNO₃⁻の流出曲線を示したものである⁹⁾。

なお第17図には、これまで述べたTo, Ni, Baについてのものも示してある。

Sd: 粒状~亜角塊状構造で極めて強い発達程度のも、Hd: 強い発達程度の粒状構造のもの、Rd: 発達程度極強の粒状~亜角塊状構造のものである。

図の碎塊一飽和カラムからのNO₃⁻の流出曲線の形か



第16図 Cl⁻の分布 (Ba, 18.3mmかん水)

ら、次の3群に類別できる。第1群は砂質試料のBad, Nid, 第2群は粗大な粒団を含むSd, Rd, そして第3群はTod, Hdである。

これらの流出曲線について、NO₃⁻の積算流出率Rを求め、流出液量Vとの関係に対数-正規確率紙上にプロットし、流出曲線ごとに構成成分を分けてみた。

1) 第1群に分けられたBad, Nidの流出量分布は、単一な対数正規分布になる。

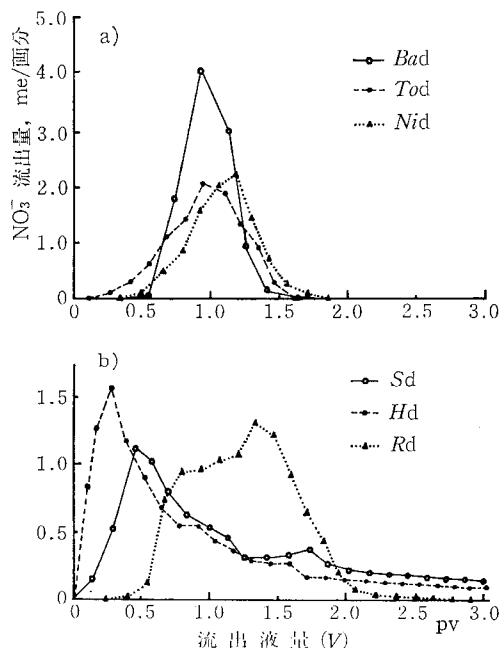
2) 第2, 3群の流出量分布は、いずれも2つまたはそれ以上の副成分が重なり合った複合型分布をなす。

3) 第3群の流出量分布は、曳尾現象が弱く、2つの対数正規分布が複合したものとみなせるが、第2群のそれは、初期の流出量が著しく多い反面、曳尾現象も顕著で、少なくとも3つの副成分に分割できる。

これらの3つの成分は次のような流出機構によると考えられる。

第1成分は、流出が速いこと、最大値が大きいこと、減衰が速いことなどから、粒団間の粗孔隙に沿った急速なコンベクションによるものと考えられる。この形で流出するNO₃⁻は、粒団内の細孔隙に取り込まれないままに流出されてしまうものと考えられる。この意味で、この成分を直接流出と呼ぶ。

第3成分は、直接流出とは逆の性質を示し、流出曲線の尾の部分構成している。流出がかなり進んだ段階で現われること、最大値が小さいこと、Tod, Hdなどには認められないことなどから、この成分は、一度粗大粒団



第17図 碎塊一飽和系列のNO₃⁻流出曲線

の内部に取り込まれた溶質が、徐々に流出する過程を示すものと解される。この意味で、第3成分は遅延流出と呼ぶことができる。

この2つの中間の性質を示すのが第2成分である。 $V_{0.5}$ が1 pv内外以上の値を示すことなどから、この成分は小粒団とその内外の毛管孔隙を主な場とする相互拡散、および低流速のコンベクションによる流出を示すものと考えられる。第2成分は性格づけがむずかしいので、とりあえず中間流出と呼んでおく。

Badのように、極端に大きな孔隙がなく、単粒状で、溶質を粒子に包蔵しない試料の場合、直接流出、遅延流出がともに少なく、一様な流れによる中間流出が優占して、典型的な単一对数正規型の分布曲線を与える。一方、小粒団が多いTod, Hdなどでは、粒団間孔隙の径が小さく、曲路率(tortuosity)が比較的大きいために、直接流出が中間流出と類似の性格をもつようになる。また粗大粒団が少ないために、遅延流出はほとんど認められない。

カラム表面に層状に加えた水溶性物質の分散、移動について、孔隙径別に拡散モデルを適用し、これを積分する形で解析値を求めたLindstromら¹⁰⁾の結果によれば、孔隙径が単一な場合には、Badと類似した濃度分布になる。しかし孔隙径がある幅をもつときには、一般に非対称な複合分布になる。とくに孔隙径が2~3水準で、その間の差が大きいときには、Tod, Hdなどと類似の分布が現われる。そして先に現われる山は、粗大な孔隙中の速い輸送によるものであり、後にくるものは細孔隙による遅い輸送を示している。これが極端な形で現われたものが、Rd, Sdの流出量分布と考えられる。すなわち、この種の試料では、径の大きい粒団間孔隙が連続した水みちを形成し、浸透水の大部分がこれによって急速に流出される。一方、粒団はち密で粗な内孔隙に乏しいために、これを經由するコンベクションはきわめて遅く、結果的に直接流出の比率が極めて大きくなる。

以上のように、粗粒団を含むカラムの NO_3^- 流出機構には、いくつかの性格のことなる輸送現象が関与しており、これを包括した形で拡散モデルを適用することには疑問がある。

以上、動水勾配、重力ポテンシャルおよび拡散による水及び塩の挙動について述べて、現実の土壤においては、これらによる水、塩の移動が複雑に組み合わさったものと考えられることを指摘した。しかし、これらはいずれも等温条件下におけるものであった。実際の圃場においては、さらに温度勾配、浸透圧勾配などの条件が関与してくるものと考えられる。そのなかの温度勾配下における土壤中の水、塩の挙動については、別に報告しているので参照されたい¹¹⁾。

5 要 約

1) 豊平埴壤土(T_0)と西の里砂壤土(N_i)を主として供試したカラム実験によって、土壤中の水と塩について述べた。

2) Cl⁻排除水は中粒質の T_0 では約10%であったが、 N_i では認めがたかった。

3) 陰イオンの移動にともなう固-液相間の陽イオンの交換平衡は、 T_0 の同位体交換の場合を除いて成立しがたく、カラム・クロマトグラフィーの理論値からのズレも大きかった。

4) 拡散による塩の移動は T_0 で速く、 N_i で遅くなり、この差は水分条件(pF 3)における両カラムの水分量の差異によるものと考えられた。

5) コンベクションによる塩の移動では、流入水量と塩の移動はほぼ直線関係にあり、塩の移動は土壤の透水性によって左右されていた。

6) 水の移動は毛管水不足がかん水量より多い条件では遅く、初期条件での毛管水不足が少ないほど、またかん水量が多いほど、水の移動は速くなる。

7) 塩の移動は、水分流にともなうコンベクションによるものが主であり、拡散によるものの比率は小さかった。

8) 土壤中の水、塩の通路の違いから、塩の流出過程を、粗大孔隙を通る速い流れによる直接流出、一度粗大粒団に取り込まれ、徐々に流出する遅延流出、及び小粒団とその内外の毛管孔隙における拡散と低流速による流出の組み合わせだった中間流出の3つに分けて考えた。

引 用 文 献

- 1) Bresler, E.: Control of Soil Salinity. in Optimizing the Soil Physical Environment Toward Greater Crop Yields, ed. D. Hillel, p.102~128, Academic Press, New York. (1972).
- 2) Aylmore, L. A. G. and Karim, M.: Leaching of Fertilizer Ions in Soil Columns. Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci., 1, 143~153. (1968). など多数.
- 3) Biggar, J. W. and Nielsen, D. R.: Miscible Displacement: V. Exchange Processes. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27, 623~627. (1963).
- 4) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫: 畑土壌における水分と無機塩類の挙動(第2報), イオン交換をともなう流出過程の検討, 土肥誌, 47, 470~476. (1976).
- 5) Kemper, W. D. and van Schaik, J. C.: Diffusion of Salts in Clay-Water Systems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 30, 534~540. (1966).
- 6) G. H. Bolt, M. G. M. Bruggenwert 編著, 岩田ら訳: 土壤の化学, p.141, 学会出版センター, (1980).
- 7) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫: 畑土壌における水分と無機塩類の挙動(第1報), カラム中の水と塩素イオンの移動, 土肥誌, 46, 126~132. (1975).

- 8) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壤における水分と無機塩類の挙動(第3報), 表層添加中性塩の溶脱経過と陽イオンの挙動, 土肥誌, 49, 75~81. (1978).
- 9) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀夫：粗大粒団を含むカラムからのNO₃⁻の流出, 土肥誌, 50, 17~24. (1979).
- 10) Lindstrom, F. T. and Boersma, L.: A Theory on the Mass Transport of Previously Distributed Chemicals in a Water Saturated Sorbing Porous Medium. Soil Sci., 111, 192~199. (1971).
- 11) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壤における水分と無機塩類の挙動(第4報), 温度勾配下の水分と塩の挙動, 土肥誌, 50, 133~137. (1979).
- 12) Glueckauf, E.: Theory of Chromatography, Part VI, Precision Measurements of Adsorption and Exchange Isotherms from Column-elution Data. J. Chem. Soc., 1949-4, 3280~3285. (1949).

(昭和56年12月11日受理)

耳納山麓土壌の理工学的性質

太田 弘 毅*

The physical and engineering properties of Mino soil

Kouki OHTA

National Research Institute of Agricultural Engineering, Saga Branch

I はじめに

生活の場、生産の場として近代文明発展の基盤となってきた沖積平野は、近年、宅地・工場・道路・鉄道などの非農業用地への転用が進んでいる。

土地生産性と労働生産性からみても有利なこれら平野部農地のかい廃にともない、新しい農地として中山間山麓地の農地化の動きがあり、広大な農地開発が実施されつつある。これら中山間、山麓地は程度の差こそあれ傾斜地であるが故に、開発にともなうデメリットも大なるものがある。

特に土壌侵食問題は避けて通るわけにはいかない。開発行為に先立って土壌の性質を調べることによって、侵食の大小を予測しようとする試みが耐水食性試験の意義である。そこで室内実験によって種々の方法を試みた。

あわせて、昭和54年6月末の梅雨によるノリ面崩壊の発生にかんがみ、代表的な土壌について三軸圧縮試験を実施し、土壌物理と土質工学の両面より降雨災害を検討した。

II 調査地区の概況

1 位置

本地区は図-1に見られるように、西は福岡県久留米

市から、田主丸町、吉井町、浮羽町へ至る東西約30kmに位置し、耳納山地北斜面に分布している。造成地は西から藤山、隈、麦生、富永、上尾谷、荷取、前迫の7団地に大別される。

2 気象

本地区は西九州内陸型気候区に属し、年平均気温は16℃程度であり、最高気温は8月に、最低気温は1月に生起している。気温の較差は4、5月が最も大きく、霜害を受けることもあるが概して温暖な気候といえる。年降水量は1,900mm強と全国的にみて多い方であり、これを季節的にみると6～9月の梅雨・台風期に相当する雨期と冬の乾期に大別される。

3 地形及び表層地質

造成地は標高50～350mに所在し、平均傾斜は20度内外であり、地区東部の荷取、前迫団地にかけて傾斜は幾分緩くなっている。

図-1の地質分類¹⁾によれば、地区西部の藤山から限団地にかけては結晶片岩類が、麦生から富永団地は花崗岩類が、地区東部の上尾谷から前迫団地にかけては安山岩類が分布している。

4 営農栽培状況

筑後川沿いの平野部は米麦作を主体とする純農業地帯として発達した地域であったが、近年に至り福岡都市圏の拡大、久留米、鳥栖を中心とする内陸工業の発達などによって背後地帯としての地位が高まり、近郊都市に供給するためのキュウリ、トマト、タマネギ、ニンジン、ナスを主体とする野菜生産の拡大が期待されている。

一方、事業実施地区に隣接する山麓部では九州一円はもとより中国地方にまで出荷されているカキ、ブドウ、ナン、チャなどに加えて、観賞樹の国内

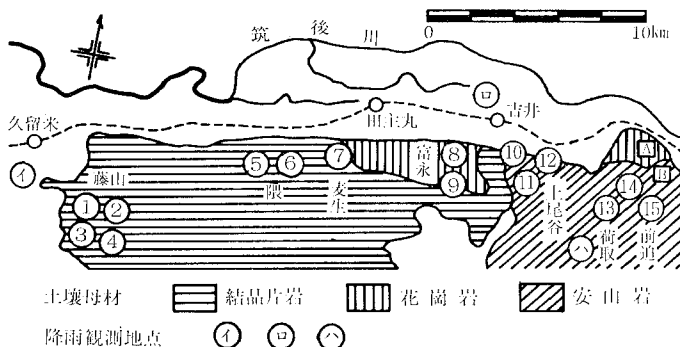


図-1 調査地区の概況

*農業土木試験場佐賀支場

三大産地の一つとして古くから有名であり、苗木の栽培が行われている。

Ⅲ 調査方法

1 土壌の理化学的性質

いずれも特に説明しない限り、土質試験法²⁾に準拠した。

- a 土粒子の比重試験
- b 粒度試験

分散剤としてヘキサメタリン酸ソーダ0.5N液を20ml加えた。

- c 液性限界・塑性限界・フォールコーン試験

フォールコーン試験に使用した貫入コーンの先端角度は60度、コーン重量は60g、容器容量は約60mlである。試験には0.42mmフルイ通過試料を供試し、貫入量10mmに相当する含水比をファインネスナンバーとした。

- d 有機物含有量試験

0.42mmフルイ通過試料を供試し、強熱減量法によった。

2 土壌の耐水食性

土壌物理性測定法に準拠した。

- a Middletonの分散率
- b Middletonの侵食率
- c 耐水性集合体の風乾率
- d スレーキングテスト

規格化された試験法は無いが、軟岩や水田土壌などで実施されている2mmフルイ通過試料を、おおむね最適含

水比において内径5cm、高さ13cmのモールドに一層当たり25回で3層に突固め、高さ10cmに成型して室内で風乾した。その後、水深10cmの水中に浸して崩壊に要する時間と崩壊状況を調査した。

3 昭和54年6月豪雨による災害の調査

昭和54年6月末の梅雨前線の停滞に起因する集中豪雨によってノリ面崩壊が発生したことから、現地踏査による災害の概況は握と土壌母材別に災害規模の大きかった地点より試料を採取して三軸圧縮試験を行った。試料採取地点を図-1に示したが、結晶片岩系として藤山④と隈⑥、花崗岩系として富永⑧と浮羽山道路ノリ面[A]、安山岩系として浮羽山畑面[B]の全体で5カ所となっている。

試料は斜面崩壊が起った箇所の近隣で未だ崩壊していない部分より採取した。同時に水置換法によって現場の湿潤密度を測定した。三軸圧縮試験用の供試体は2mm通過試料をモールド(内径5cm、高さ12.5cm)に3層に充てんして作成した。側圧は0.5、1.0、1.5、2.0kg/cm²の4段階とし、非圧密非排水試験によった。

Ⅳ 調査結果と考察

1 土壌の理化学的性質

- a 土壌粒子の比重

2mmフルイ通過試料と4.76mmフルイ通過試料の2種類について行い、結果を表-1に示した。

- b 粒度試験

表-1において土性をみると、結晶片岩系と花崗岩系

表-1 土壌の物理的性質

団地名	地図No.	土壌母材	比重		粒度分布(%)			均等係数	土性	
			2mm以下	4.76mm以下	粘土	シルト	砂			
藤山	1	結晶片岩	2.735	2.769	43.7	22.9	33.4	26.8	粘土	
	2		2.721	2.778	33.2	34.7	32.1	10.9	〃	
	3		2.774	2.709	17.3	30.8	51.9	13.5	砂質ローム	
	4		2.795	2.756	22.4	24.2	53.4	16.4	砂質粘土ローム	
	隈		5	2.703	2.711	16.2	32.2	51.6	6.8	砂質ローム
			6	2.711	2.728	18.8	37.8	43.4	4.5	粘土質ローム
麦生	7	花崗岩	2.657	2.669	33.2	23.3	43.5	26.5	粘土	
	8		2.693	2.703	12.7	26.0	61.3	6.9	砂質ローム	
	9		2.699	2.702	22.9	30.1	47.0	14.5	粘土質ローム	
上尾谷	10	安山岩	2.644	2.686	24.2	32.1	43.6	5.2	〃	
	11		2.651	2.702	29.5	34.5	36.0	13.0	〃	
	12		2.634	2.687	32.7	24.7	42.7	20.6	粘土	
荷取前	13	〃	2.638	2.666	43.8	31.4	24.8	10.3	〃	
	14		2.717	2.741	37.5	24.5	38.0	19.5	〃	
	15		2.683	2.682	41.9	28.0	30.1	14.3	〃	

は砂質ローム～粘土，安山岩系は粘土質ロームないしは粘土となっている。両者の粒度分布を比較するとシルト分はほぼ等しく，粘土分は安山岩系土壌に多い。均等係数は両者ともほぼ良といえる。

c 液性限界・塑性限界・フォールコーン試験

結果を表一2に示した。これによると液性限界，塑性指数のいずれにおいても安山岩系土壌が大きく，次いで結晶片岩系であり，花崗岩系が最も小さい。従って可塑性に関しては，安山岩系土壌区>結晶片岩系土壌区>花崗岩系土壌区といえる。

また，液性限界 (W_L) と塑性指数 (I_p) の関係は，I_p=0.75 (W_L-25.2) の一次回帰で表され，相関係数は0.902で非常に有意であった。

ファイネスナンバー (F) の平均値は結晶片岩系48.6%，花崗岩系38.2%，安山岩系55.6%と液性限界におけると同様な傾向を示しており，両者はF=0.78W_L+12.03で表され，極めて有意な相関関係にある。このことはフォールコーン法による液性限界測定の有用性を示唆している。

以上，アッターベルグ限界に関する試験結果を述べたが，JISによると試験には0.42mmフルイ通過試料を用

いることになっている。すなわち粒径区分では粘土，シルト，細砂が混在した細粒土ということになる。これら土粒子の含有割合が異なるとアッターベルグ限界も異なってくることは十分予想される。そこで，各々の粒子含有量とアッターベルグ限界の相関を表一3に示した。これによると粘土含量と液性限界，塑性指数，ファイネスナンバーの間には非常に有意な正の相関がある。また，シルト含量と塑性指数，細砂含量と塑性指数ならびにファイネスナンバーの間には有意な負の相関がある。

これらのことは，粘土含量が増えると液性限界，塑性指数，ファイネスナンバーは増加して可塑性が増すことを示しており，逆に，シルトならびに細砂量が増えると塑性指数とファイネスナンバーは低下して可塑性に乏しくなることを意味している。すなわち，個々の粒子含量とアッターベルグ値の相関性を調べることから，土壌中の微細粒子が土壌の可塑性に大きく影響していることが裏付けられたといえる。

d 有機物含有量

結果を表一4に示した。平均値では結晶片岩系8.0%，花崗岩系7.3%，安山岩系が11.1%であった。

また，有機物含有量とアッターベルグ限界の相関を表一5に示した。これによると有機物含有量と液性限界，塑性指数，ファイネスナンバーの間には非常に有意な正

表一2 アッターベルグ限界

団地名	地図No.	液性限界 W _L (%)	塑性限界 W _p (%)	塑性指数 I _p	ファイネス ナンバー	
					F (%)	平均
藤山 隈	1	55.7	30.9	24.8	58.8	48.6
	2	52.1	30.7	21.4	51.7	
	3	42.2	30.5	11.7	45.3	
	4	50.0	34.2	15.8	51.1	
	5	NP	—	—	40.0	
	6	39.5	29.7	9.8	44.5	
麦生 富永	7	47.7	30.3	17.4	48.5	38.2
	8	NP	—	—	31.7	
	9	31.7	24.7	7.0	34.5	
上尾谷	10	55.2	40.9	14.3	58.6	55.6
	11	38.3	26.5	11.8	42.2	
	12	55.4	35.4	20.0	58.2	
荷取 前迫	13	62.1	29.3	32.8	57.4	55.6
	14	61.1	29.9	31.2	55.7	
	15	61.3	36.1	25.2	61.2	

表一3 粒径組成とアッターベルグ限界

	液性限界	塑性限界	塑性指数	ファイネス ナンバー
粘土含量	0.699**	-0.026	0.855**	0.754**
シルト含量	-0.490	0.029	-0.605*	-0.352**
細砂含量	-0.517	0.008	-0.626*	-0.700**

表一4 有機物含有量

団地名	地図No.	有機物含有量	
		(%)	平均
藤山 隈	1	8.8	8.0
	2	9.7	
	3	6.8	
	4	8.4	
	5	7.0	
	6	7.2	
麦生 富永	7	10.5	7.3
	8	4.6	
	9	6.9	
上尾谷	10	11.3	11.1
	11	7.6	
	12	11.6	
荷取 前迫	13	12.5	11.1
	14	11.6	
	15	12.3	

表一5 有機物含有量とアッターベルグ限界の相関

	液性限界	塑性限界	塑性指数	ファイネス ナンバー
有機物含有量	0.890**	0.525	0.795**	0.878**

の相関があり、有機物の親水性による土壤中の拘束水の増大、ひいては可塑性の増強がうかがわれた。

2 土壤の耐水食性

a Middletonの分散率

土壤の分散率は土壤集合体の水に対する安定度を量的に示すものであって、土壤の受食性の大小に正比例することから、このもの単独で侵食性の指標になるとされている³⁾。

この場合、基準粒径のとり方がいろいろあり、Middletonは0.05mm、菅野は0.02mm、川村とPuriは0.002mmを採用している。著者は基準粒径として3種類全てを採用し、結果を表-6に示した。

表において基準粒径別の分散率をみると、Dr (0.05)は76~100%、Dr (0.02)は47~100%、Dr (0.002)は29~99%の間に分布しており、基準粒径が小さくなるほど分散率は小さくなっている。これは土壤集合体が大きくなるほど土壌粒子の結合が弱くなり、浄水によって容易に分散されることを示唆している。

また、Middletonの判定基準を本地区に適用するといずれの調査地点においても受食性土壤であった。

b Middletonの侵食率

侵食率は上記の分散率を更に土壤のコロイド含量と水分当量の比で除した値であり、この場合、水分当量としてpF2.7含水比を用いた。

侵食率についても分散率と同様に基準粒径として、0.05、0.02、0.002の3種類を採用し、結果を表-6に示した。侵食率の算出式の分子には分散率が用いられて

おり、先に述べたように分散率は基準粒径が小さくなるにつれて値は小さくなっていることから、侵食率においても基準粒径が小さくなるほど値は小さくなる傾向にある。

分散率と同様に Middleton の耐水食性指標を本地区に適用すると、いずれの地区においても受食性土壤であった。

c 耐水性集合体の風乾率

基準粒径として0.25mmと0.5mm以上の2種類について調査し、結果を表-6に示した。川村の風乾率に関する指標を本地区に適用すると受食性は中ないし小であり、先に述べた分散率や侵食率における判定結果と異なっている。

風乾率は、土壤集合体の耐水性が毛管飽水状態を頂点として、これを遠ざかるほど低下し、風乾状態で最低の値になる⁴⁾という仮説に基づいている。従って、風乾率の値が大きいほど風乾状態での耐水性集合体の量が多いことを意味し、ひいては耐水食性土壤であることを示している。

ところが目視したところでは、風乾によって土粒子が固結して結合が強化したり、毛管飽水時に集合体の分離も見受けられた。これらの現象はいずれも風乾率を相対的に増加させる作用をしており、この結果、本地区における風乾率の判定において耐水食性となった原因と考えられる。

一方、事業実施地区を踏査したところでは、畑面の侵食状況はおおむね軽微であり、その理由として次のこと

表-6 土 壤 の 耐 水 食 性

団地名	地図 No.	分 散 率			コロイド 水分当量	侵 食 率			風 乾 率		
		Dr(0.05)	Dr(0.02)	Dr(0.002)		Er(0.05)	Er(0.02)	Er(0.002)	0.5mm以上	0.25mm以上	
藤 山	1	92.3	85.4	64.2	0.63	146.5	135.6	101.9	67.2	74.3	
	2	82.3	76.1	60.9	0.64	128.6	118.9	95.2	79.8	86.3	
	3	100.0	90.8	29.4	0.37	270.3	245.4	79.5	125.0	117.5	
	4	89.3	46.6	58.8	0.44	203.0	105.9	133.6	102.0	100.0	
	隈	5	76.3	73.3	74.1	0.37	206.2	198.1	200.3	88.3	98.7
		6	83.6	75.5	77.3	0.40	209.0	188.8	193.3	80.9	87.9
麦 生	7	98.1	92.7	83.4	0.64	153.3	144.8	130.3	69.5	73.5	
	富 永	8	95.1	100.0	62.5	0.35	271.7	285.7	178.6	84.4	91.4
		9	98.4	94.3	78.0	0.61	161.3	154.6	127.9	72.7	82.2
上尾谷	10	100.0	100.0	92.4	0.27	370.4	370.4	342.2	105.5	104.3	
	11	100.0	100.0	98.9	0.55	181.8	181.8	181.8	56.9	67.4	
	12	91.7	91.7	88.9	0.47	195.1	195.1	189.1	86.2	92.2	
荷 取	13	100.0	99.8	89.2	0.67	149.7	149.5	133.6	75.9	79.0	
	14	100.0	100.0	92.9	0.56	178.6	178.6	165.9	63.7	73.0	
前 迫	15	96.2	93.8	73.7	0.63	152.7	148.9	117.0	81.8	86.6	

が挙げられる。

① 畑面の標準断面において、階段畑は畑面傾斜8度で畑面幅4~6m、広幅階段畑の場合は畑面傾斜12度で畑面幅15~28mと、いずれの造成方法においても畑面は緩傾斜に造成され、水切帯が設置されていた。

② 畑面は深さ50cm位深耕されており、保水性の増強がはかられていた。

③ 畑面の多くは敷草が施されていた。ことなどが考えられる。

d スレーキングテスト

結果を一括して表-7に示した。

室内で風乾した土柱を水浸すると、初めは表面はく離が起り、その後三層に突き固めたいずれかの層から折れることが多かった。全層がほぼ均等に崩壊して円錐状になったのは富永⑨であった。

また、はく離した土が残存している土柱近傍に崩落する場合と土柱から離れた場所に崩落する場合では、その後の崩壊状況は異なった。すなわち、土柱近傍に崩落すると既に崩積した土壌が周囲にあるため、それに妨げられてその後の崩壊は緩慢になった。藤山②、富永⑨、上尾谷⑩、⑫の崩壊時間が他に比して長いのはこれらの理由による。今回は土柱を水そうの底に立てて実験を行ったが、土柱を金網などの上に置いて底から離し、崩積した土壌の影響を除去することが必要であろう。

3 昭和54年6月豪雨による災害

a 降雨状況

6月26日、梅雨前線は対馬海峡付近に停滞しながら活動を強め、27日には九州北部から中部へ南下した。それ

表-7 スレーキングテスト

団地名	地図No.	スレーキング時間 分 秒	崩壊状況
藤山	1	4 13	上層から折損
	2	18 30	"
	3	3 00	"
	4	4 00	下層から折損
	5	6 00	上層から折損
	6	0 35	下層から折損
麦生 富永	7	3 30	"
	8	4 09	中層から折損
	9	14 56	上層から折損
上尾谷	10	39 20	"
	11	4 10	下層から折損
	12	44 15	上層から折損
荷取 前迫	13	7 00	中層から折損
	14	5 05	下層から折損
	15	9 50	"

に伴って前線の活動も活発となり、当地域、とりわけ山間部には30日までに700~800mmと昭和28年以来の記録的な豪雨となり、この期間の日雨量を表-8に、観測地点を図-1に示した。

b 災害の発生経過

山間部における事業実施地区のほぼ平均標高といえる浮羽町栗木野(標高200m)での、26日からの毎時降雨の観測結果を図-2に示す。

雨は26日昼過ぎから降り始め、20時頃までは平均降雨強度2.5mm/hr、累計15mmと比較的弱かった。20時以後27日の7時頃まで平均時間強度12.3mmと強く、累加雨量で150mmに達した。その後、小康状態をはきんで、9時頃から再び30mm/hr前後の特に強い雨が断続的に17時頃まで降り続いた。

山間部における崩壊は2度目の強雨が降り始めた9時半過ぎから発生し始め、累加雨量が220mmを越えた14時以降は崩壊が多発した。

表-8 日雨量

観測地点	地図No.	標高(m)	日雨量(mm)					合計
			6月26日	27日	28日	29日	30日	
久留米市	イ	7	57.0	133.0	19.0	135.0	97.0	441.0
吉井町	ロ	28	128.0	96.0	85.5	106.5	24.0	440.0
浮羽町栗木野	ハ	200	149.5	132.5	57.5	189.0	45.0	573.5

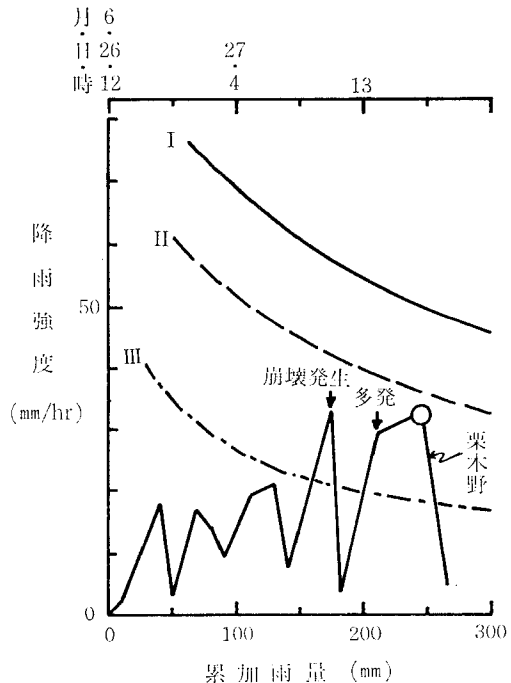


図-2 崩壊発生雨量

小野寺らは、関東平野周辺の山地部の自然斜面で、降り始めてからある時刻までに降った累加雨量（横軸）とその時刻での時間雨量強度（縦軸）及びその時に崩壊が生じたか否かを図-2の3本の曲線で分類している⁵⁾。

これによるとⅡの線より下の降雨条件下では崩壊はほとんど発生せず、ⅡとⅠの線の間で崩壊が発生し始め、Ⅰの線より上側では崩壊がひん発すると指摘している。

図の中に当地区における今回の降雨経過と崩壊の発生状況を示したが、崩壊の発生ならびに多発ともⅡの線以下で起っている。

関東地区と当地区では土質条件などが異なるために一概には言えないが次の理由が考えられる。

当地区の斜面崩壊の多くは盛土と切土ノリ面で発生した事、一般に切土ノリ面は自然斜面よりも豪雨時には崩壊しやす傾向にある。それは切り取りは支持物を除去し、切取ったノリ面が表流水の侵食を受けやすくし、ノリ面からの浸透水の浸出を促す⁹⁾とされている。

c 災害の発生状況

市町村別の発生数を表-9に示した。ここで大規模災害とはブロック積などの崩壊を、中小規模とはノリ面の土砂崩壊や水路などの小施設の被災をいう。

造成された斜面の傾斜度、長さ、集排水状況は地区によって異なるため一概には言えないが、前出の表-8からみて降雨量の場所的な相違は少なかったと仮定して災害の発生状況を見ると、その規模を問わず吉井町を中心とした花崗岩土壌地帯に多発している。

このことは先に述べた土壌の可塑性の指標としてのアッターベルグ限界における、花崗岩系<結晶片岩系<安山岩系であったことと合致している。すなわち室内における物理的性質の試験結果から対象地区の降雨災害に対

する耐性は握の可能性を示唆しており、今後の事例蓄積が望まれる。

d 崩壊過程の推察

小規模な斜面崩壊は6月27日以前にも発生していたが、大規模なものは27日の昼過ぎに発生した。

雨水は地面に達すると土壤中へ浸入し、降雨強度が浸透能より小さい場合は表面出水を発生することなく、雨水は下方へ浸透していく。浸透能は降雨初期は大きい、雨が降り続くにつれて土壤中の孔ゲキは水分の増加、微細な土粒子や空気などの封入によって閉鎖され、浸透能は次第に低下する。そして降雨強度が浸透能を越えると両者の差は降雨余剰となって地表面を流出し始める。

今回、この流出水は斜面の凹部へ集中してノリ面崩壊の原因となった。

一方、土壤中へ浸入した雨水は孔ゲキを伝わって下方へ浸透していくが、表-10にその一例がみられるように、盛土部と地山では透水係数が異なっている。そのため地山に沿った横浸透流がパイピング現象を起こし、雨水を多量に含んでせん断抵抗力が低下した盛土部を滑落崩壊させたといえる。

そしてこの崩土は、その下部に設置されている承水溝や道路側溝を閉そくし、あふれ出した水は畑面や道路を侵食した。

オーバーフローが造成地高位部で発生すると、崩壊土砂は土石流となって低位部へ連鎖崩壊を引き起して災害を大きくした。また、道路を流れた水はノリ面ブロック積の裏面へも流入して基礎を洗掘し、ひいては倒壊の原因になったと考えられる。

e 災害地点土壌の力学的性質

(1) 現場の湿潤密度

湿潤密度は含水比によって変化するが、表-11によると花崗岩系>結晶片岩系>安山岩系の順で大きい。富永は地山と思われ密度は極めて大きい。浮羽山道路(A)は切土面のため密度は大きく、藤山、限、浮羽山畑面(B)はいずれも盛土面であり構造がルーズなため密度は小さくなっている。

(2) 三軸圧縮試験

前述のとおり湿潤密度は水分変化によって値が変わるため、三軸圧縮試験用の供試体は湿潤密度から算定された乾燥密度に合わせて充てん作成されたことから、以下においては密度として現場の乾燥密度を用いる。

(i) 現場の乾燥密度、自然含水比の場合

表-11によると粘着力は藤山の 0.09kg/cm^2 から浮羽山道路(A)の 0.88kg/cm^2 に分布しており、平均で 0.44kg/cm^2 である。せん断抵抗力は浮羽山畑面(B)の $3^\circ 50'$ から、富永の $23^\circ 40'$ まで広範囲に分布しており、平均

表-9 災害カ所数

市町名	土壌母材	大規模カ所	中小規模カ所	計カ所	開墾面積 ha	災害カ所 ha
久留米	結晶片岩	0	81	81	160	0.5
田主丸	〃	0	30	30	90	0.3
吉井	花崗岩	6	116	122	91	1.3
浮羽	安山岩	1	158	159	259	0.6
計		7	385	392	600	0.7

表-10 盛土と地山の透水係数

団地名	土壌母材	部位	透水係数 (cm/sec)
浮羽山	花崗岩	道路	1.99×10^{-5}
		地山	3.05×10^{-7}

表-11 三軸圧縮試験結果

団地名			藤山	隈	富永	浮羽山	浮羽山
地 図 No.			4	6	8	A	B
現場の湿潤密度 (g/cm^3)			1.558	1.329	1.793	1.780	1.216
(i) の場合	含水比 ($\%$)		30.81	34.55	19.74	26.76	37.94
	飽和度 ($\%$)		71.24	46.21	61.36	64.65	49.44
	Cu (kg/cm^2)		0.09	0.38	0.66	0.88	0.17
	ϕu (度, 分)		5°10'	9°30'	23°40'	23°00'	3°50'
(ii) の場合	含水比 ($\%$)			60.52		37.98	
	飽和度 ($\%$)			82.53		90.81	
	Cu (kg/cm^2)		0.00	0.00	略	0.12	0.00
	ϕu (度, 分)		0°00'	0°00'		15°10'	0°00'
(iii) の場合	含水比 ($\%$)		40.41	43.11	30.13		47.87
	飽和度 ($\%$)		80.88	92.80	81.85	略	94.70
	Cu (kg/cm^2)		0.18	0.04	0.37		0.63
	ϕu (度, 分)		9°30'	17°00'	4°30'		11°40'

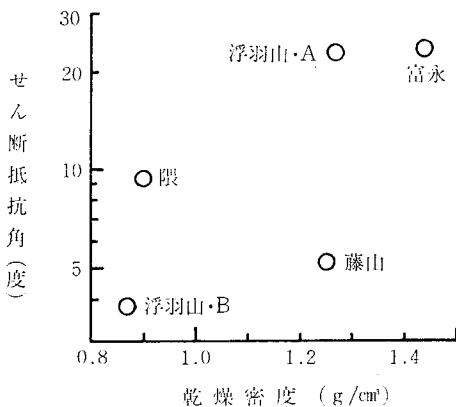


図-3 乾燥密度とせん断抵抗角
(i) の場合

13°18'である。また、乾燥密度とせん断抵抗角の関係が図-3であり、密度の増加に伴ってせん断抵抗角は増強する傾向にある。

(ii) 現場の乾燥密度、飽和の場合

藤山、隈、浮羽山畑面(B)の場合、飽和すると試料は崩れて自立不能となり、一応、粘着力、せん断抵抗角ともゼロと判断された。また、(i)の場合で粘着力とせん断抵抗角が最も大きかった浮羽山道路(A)の場合でも粘着力は1/7に、せん断抵抗角は4割方減少している。

(iii) 乾燥密度1.35 g/cm^3 、飽和の場合

(i)において、密度の増加はせん断抵抗角を増強させる傾向にあったことから、盛土の施工に際しては締固めることが降雨時の崩壊を防ぐ上で有効といえる。一

方、植生生育の面では過度に締固めがなされると植生根の伸長が阻害されて不都合を生ずる。

三好ら⁷⁾は果樹の根群伸長を良好にする土層の条件として乾燥密度に関しては1.35 g/cm^3 以下を設定している。このことが、当地区で植栽が予定されているカキ、ブドウ、ナシ、チャなどにもいえるとして、締固め乾燥密度を1.35 g/cm^3 を目途に供試体を作成した。更に、降雨災害を対象としていることから、飽和状態で試験を行った。

その結果(ii)の場合に比較して、いずれの団地とも粘着力とせん断抵抗角は増強しており、特に結晶片岩系と安山岩系土壌区において顕著であった。

V 要 約

以上の調査結果をとりまとめると次のようになる。

1. 土壌の可塑性に関しては、安山岩系土壌区>結晶片岩系土壌区>花崗岩系土壌区の順で大きく、土壌の可塑性と降雨災害の間には一定の相関がみられた。

2. 液性限界とファイネスナンバーの相関は高く、フォールコン法による液性限界測定の有用性が明らかになった。

3. 土壌の耐水食性の判定に際しては、土壌自体の性質のみならず、傾斜度、集水状態などの自然条件も考慮に入れた総合的判断の必要性がうかがわれた。

4. 盛土の施工に際して締固めを行うことは、粘着力とせん断抵抗角を増強させて降雨災害を防止する上で有効といえ、一応、締固め密度の目標としては乾燥密度で1.35 g/cm^3 が想定された。

最後に、本調査を遂行するにあたり、いろいろと教示いただいた高知県農業者大学校・川村秋男博士、九州農政局耳納山麓農業水利事業所各位、当場・宮原吉秋支場長、村岡嘉邦主任研究官、実験にご協力いただいた吉田俊美技官に心から謝意を表する次第である。

引用文献

- 1) 通産省地質調査所：福岡県地質図。
- 2) 土質工学会編（1976）：土質試験法，土質工学会，22～161。
- 3) 土壌物理性測定法委員会編（1972）：土壌物理性測定法，養賢堂，426。
- 4) 同上，427。
- 5) Onodera et al. (1974) : Slope failures caused by heavy rainfall in Japan, 2nd International Congress of the International Association of Engineering Geology, 41～50.
- 6) 土質工学会編（1980）：切土ノリ面，土質工学会，205。
- 7) 三好 洋・丹原一寛（1977）：土の物理性と土壌診断，日本イリゲーションクラブ，74。

（昭和56年12月18日受理）

沖積転換畑における耕盤の透水性について

桜井 一 男*

Hydraulic Conductivities of Plowsol Layers in Conversional Upland Fields from Alluvial Fields

Kazuo SAKURAI

Kennan Branch, Iwate-ken Agricultural Experiment Station

Present Address: Iwate Horticultural Experiment Station

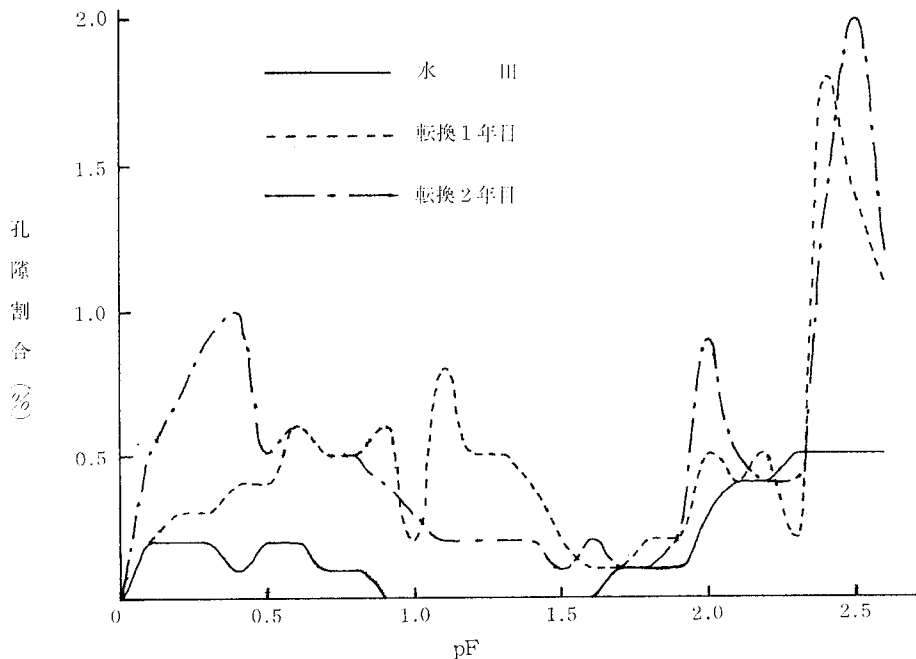
1 はじめに

岩手県南部の北上川沖積地帯の水田の多くは、地表下60~90cmまでの土層がCL~LiCと細かく、そのうえ緊密な耕盤を有する¹⁾。そのため、畑地転換した場合に、地表水の地下排除が阻害される心配があるだけでなく下層からの水分供給も妨げられるおそれがある。これらの土層は、転換後、乾燥と湿潤のくり返しによるキ裂の発達に伴って、透水性も経年的に向上するであろう²⁻⁴⁾。本報では土壌条件、地下水位条件の同一な水田と転換畑における耕盤の透水性について検討し、二三の知見を得たので報告する。

2 供試試料および測定方法

1) 試料採取場所

転換畑は、江刺市稲瀬地区の転換1年目と2年目のほ場で、両者は隣接している。土壌型は褐色低地土で、地下水位は5月中旬から9月上旬のかんがい期間には深さ20~30cmに上昇するが、非かんがい期間には1.5m以下に低下する(中干し期間にも地下水位の低下がみられる)。土性はLiC、作付作物は大豆である(転換2年目のほ場は連作)。対照区として用いた水田は、同市愛宕の岩手農試県南分場ほ場で、土壌条件、地下水位条件は転換畑とほとんど同じである。



第1図 孔隙分布曲線

*岩手県農業試験場(現在、岩手県園芸試験場)

2) 試料採取方法

転換畑では畦肩下の、水田では畦間下の耕盤を、それぞれは場中央部約3mの直線上から不攪乱状態で5~10点採取した。採取年月日は転換畑が昭和55年7月4日、水田が同年8月10日である。

3) 測定項目および測定方法

各採取試料について、三相分布、吸引圧-水分曲線、飽和透水係数および不飽和透水係数を測定した。測定方法は土壌物理性測定法⁹⁾に従った。凍結と融解の土壌処理は、コアに充填された土壌を、そのまま冷凍室に放置して完全に凍結させたのち、常温室内にもどして融解させた。凍結は-15~-18℃で6時間凍結させ、室温で融

解させる処理を3回くり返した。処理時の土壌水分はpF1.7相当量(推定含水比は転換1年目が38.7%, 2年目が41.9%)である。不飽和透水係数の測定には、加圧型装置を用いた。

転換畑の孔隙状態を調べるために、ポリアクリルアミド固化剤で薄片を作成し、顕微鏡法で微細形態を観察した。

3 結果と考察

1) 耕盤の孔隙分布

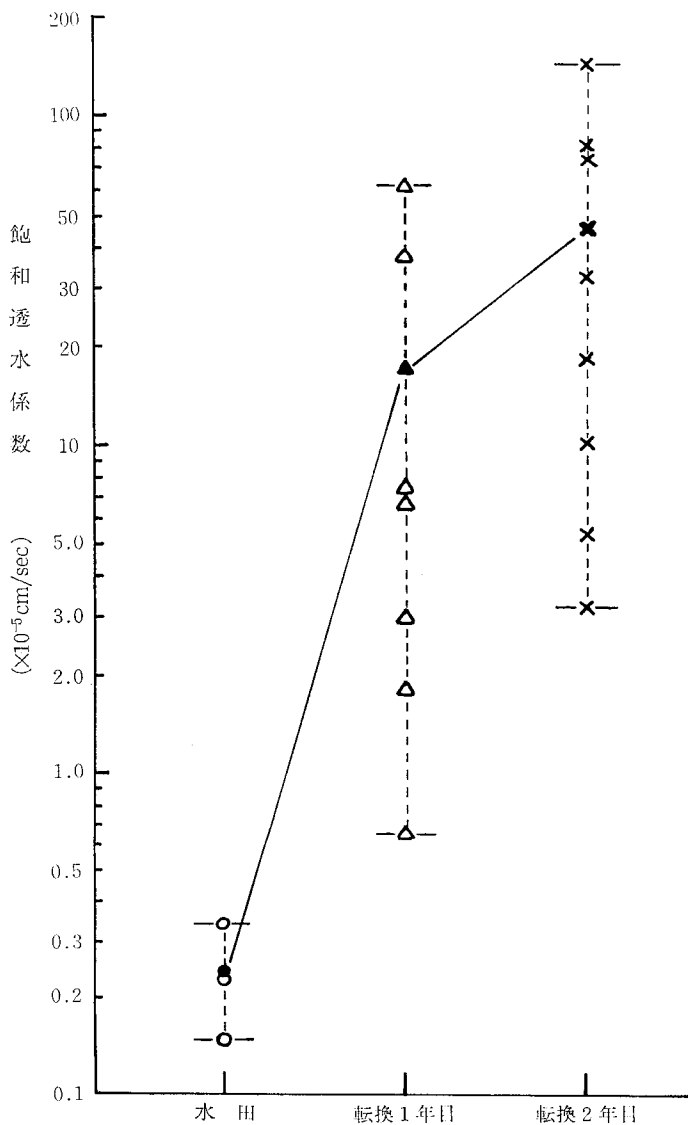
第1図は、pF-水分曲線から求めた、耕盤の孔隙分布曲線を示す。この図から転換畑の耕盤の孔隙分布は、

水田に比べてpF0~2.5の範囲で高くなっている。とく、pF0~1.5の粗孔隙量が増加しているが、水田では、ほとんど認められない。転換後の経過年数と孔隙分布の変化について、転換2年目の方が転換1年目に比べて、pF0~0.5の範囲が多くなり、逆にpF1.0~1.5の孔隙量が減少する傾向が認められる。経年的な孔隙の変化を予測するには、さらに年数を長くし、しかも測定点数をふやして、広がりをもった耕盤層の孔隙分布の変化を検討する必要がある。

pF0~2.5の孔隙のほとんどは、おそらく乾燥亀裂による孔隙と考えられる。しかし、土壌薄片による微細形態をみると、水田の耕盤には、植物根跡と思われる管状孔隙が所々に存在している。これが透水のさいの水みちの役目を担っているものと思われる。転換畑の場合は、もともとあった管状孔隙に放射状に亀裂が生成している。したがってこの場合は乾燥亀裂がちな構造の中に生成して水みちを増大することも考えられる。

2) 耕盤の飽和透水係数について

第2図の飽和透水係数をみると、水田では 10^{-6} オーダーであるのに対し、転換畑では 10^{-4} オーダーの高い値を示している。しかも、水田では測定値のバラツキは小さいが、転換



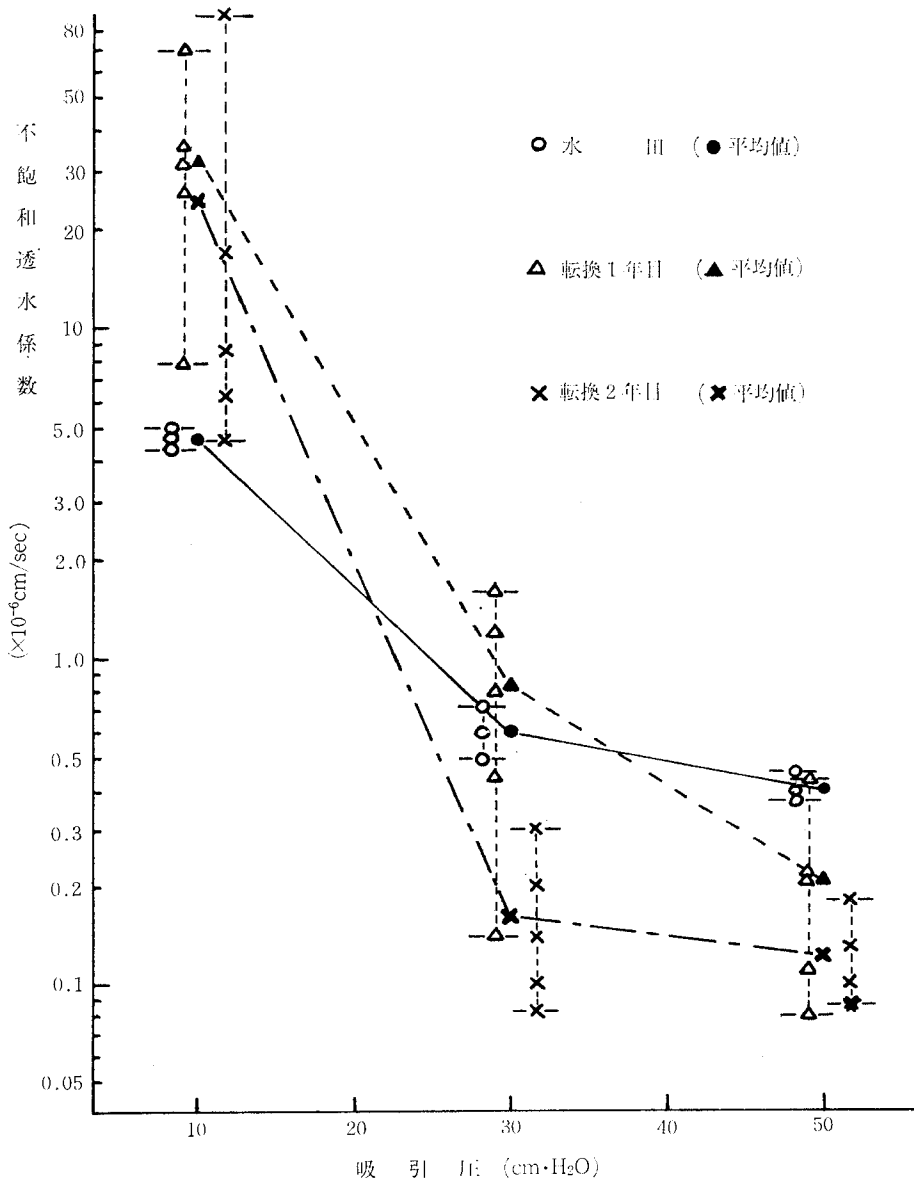
第2図 飽和透水係数の平均値と分布範囲

畑では大きなバラツキを示している。飽和透水係数に関する水みちは大孔隙が主要なものであるから、転換によってpF 0~1.5に相当する粗孔隙が増大していることが透水性の面からも予測される。

転換畑が水田に比べて測定値のバラツキの大きいのは、おそらく乾燥亀裂による水みちの生成によるものと推察される。このさいの飽和透水流は、亀裂面に沿って流れるので、小面積のコアサンプルの中に含まれる亀裂の数が、採土する場所により異なるため、飽和透水係数に大きなバラツキが起り易くなるものと考えられ

る。第2図にみられるように、転換1年目の透水係数のバラツキは、 10^{-4} ~ 10^{-6} の広い範囲にあるし、転換2年目では 10^{-3} ~ 10^{-5} の範囲にあって、やや後者の方がバラツキの幅が減少している。透水係数の平均値で見ると、転換2年目の方が1年目に比べて、増大の傾向にあることから、転換後経年的に亀裂の生成が進展しているように思われる。

以上のことから、降雨やかんがいなどで生じた余剰水の地下排水は、水田よりは転換畑の方が容易におこなわれることが予想される。



第3図 不飽和透水係数の平均値と分布範囲

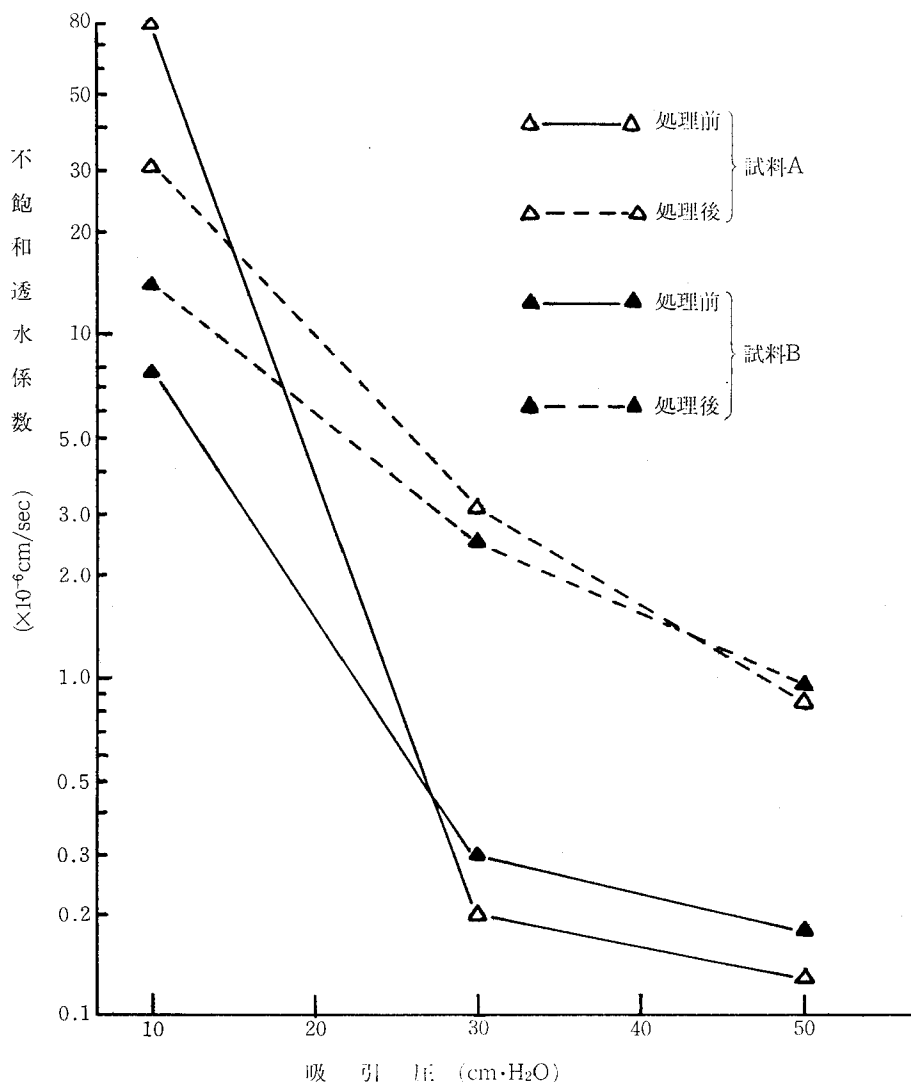
3) 耕盤の不飽和透水係数について

第3図に示した不飽和透水係数は、加圧型装置で測定した結果である。この値をみても、吸引圧が増加するにつれて、不飽和透水係数は急速に低下する。吸引圧水柱20cm以下では転換畑が 10^{-5} オーダーで水田よりも1桁大きい値を示すが、吸引圧水柱30~50cmでは転換畑と水田は同程度か転換畑の方がやや低い傾向を示し、オーダーも 10^{-7} と著しく低下した。これらの不飽和透水係数の値は、既往の普通畑下層土の測定値^{6,7)}と比較しても1桁以上小さく、透水性のきわめて悪いことがうかがえる。

測定値のバラツキは、飽和透水係数の場合と同様、転換畑の方が水田に比べて大きい。しかも、吸引圧が増加するにつれて測定値のバラツキ幅が減少している。これ

は、おそらく吸引圧の当量孔隙に含まれる乾燥亀裂の量が、吸引圧の増加に伴って急速に減少し比較的均一な孔隙分布を示すものと予想される。しかし、吸引圧水柱50cmでは水田の方が転換畑に比べて、やや不飽和透水係数が増加する傾向がうかがわれる。これは、吸引圧水柱50cmの当量孔隙量が転換畑で起こる耕盤の乾燥収縮によって、亀裂生成前よりも減少していることを示している。

このような不飽和透水係数の異なる耕盤層上の作土で、土面蒸発と作物の蒸発散による水分損失が続き作土が乾燥した場合、はたしてどれほどの水が地下水面から上昇補給されるであろうか。転換畑作物の蒸発散が旺盛な時期には、地下水位が比較的浅いにもかかわらず、作土の水分欠乏が進み易いことがいわれている。これは、



第4図 凍結-融解処理による透水性の変化(転換2年目)

前述の耕盤層の不飽和透水係数が小さいために、作土の吸引圧が増加しても密な耕盤層が水分補給の機能を果たし得ないことを示すものである。大亀裂は毛管上昇の働きをもたないが、小亀裂は毛管孔隙として水の上昇移動を助け、かつ作物根が小亀裂の中に拡大して吸水域を広げ干ばつに対する抵抗性を増すことが考えられる⁸⁾。

4) 凍結—融解処理による透水性の変化

転換畑における土壌の乾燥は、排水と蒸発散による水分減少の外に、寒地では土壌の凍結—融解によっても進むことが考えられる。土壌の凍結は、土壌中の拘束水を自由化して脱水を促し、これが蒸発して乾燥を助長し、土層内に亀裂や孔隙の形成をもたらすことが考えられる。凍結—融解は、寒冷地で実際に起きる可能性が大きいので、これが土壌の透水性にどのように影響するかを検討した。供試土壌は、転換畑2年目の耕盤から採取した2ヶの試料を、それぞれ試料A、試料Bと呼ぶことにした。

第4図は、転換2年目の不飽和透水係数の結果であるが、他の転換1年目の試料についても同様な傾向が認められた。吸引圧水柱30~50cmの範囲では、凍結処理前は 10^{-7} オーダーときわめて低い透水係数を示すが、処理後は 10^{-6} オーダーに増大する。吸引圧水柱10cmのところでは、試料Aは無処理の方が凍結処理に比べて高い透水係数を示すが、試料Bと転換1年目の試料では凍結処理によっていずれも透水係数が増大することが認められた。

Georgeは、土壌水分と凍結速度が適当であれば、凍結と融解のくり返しにより透水性が増大することを報告している⁹⁾。筆者の実験でも、ほ場容水量附近での凍結処理で不飽和透水係数が明らかに増大しており、とくに吸引圧水柱30cm以上の範囲でその影響が大きく現われている。これは、土壌の凍結・融解処理によって、小さな孔隙が増大されると同時に、比較的大きな孔隙が押しつぶされることによって、吸引圧水柱30cm以上の不飽和透水係数の増加をもたらしているものと推察される。

3 ま と め

岩手県江刺市稲瀬地区の沖積転換畑(転換1年目と2年目)で、最も透水性の悪い層である耕盤の透水性について検討し次の結果を得た。

1) 転換畑の耕盤の孔隙分布をみると、水田のそれに比べてpF 0~2.5の範囲で明らかに増加しているが、と

くにpF 0~1.5の当量孔隙の増加が顕著である。このことは、畑転換によって耕盤にも乾燥亀裂が生成することを暗示している。

2) 転換畑の不飽和透水係数は水田に比べて大きく、余剰水の地下排水は、水田より転換畑の方が容易におこなわれることが推察された。また、転換畑の測定値のパラッキは水田に比べて大きいことから、乾燥亀裂による水みちの生成が推察された。

3) 不飽和透水係数については、吸引圧水柱10cmでは、転換畑の方が水田に比べて高い値を示すが、吸引圧水柱50cmでは逆に水田の方が高い値を示す傾向が認められた。このように転換畑の不飽和透水係数は必ずしも水田に比べ高くないことから、作土層の乾燥に伴う地下水面からの毛管上昇補給は、きわめて少ないことが予測された。

4) 土壌の凍結—融解処理による不飽和透水係数の増加は、とくに吸引圧水柱30cm以上において顕著に認められた。

謝辞：この研究は、農技研土壌物理研究室で研修のさいにおこなったものであり、そのさい終始適切な御指導をいただいた、農士試岩田進午室長、農技研寺沢四郎室長はじめ研究室の各位に深く感謝いたします。

引用文献

- 1) 佐々木信夫・外12名：水田利用の近代化に関する研究，岩手農試報告，19，1~122。(1975)。
- 2) 富士岡義一・佐藤晃一：粘質土壌水田の乾燥とキ裂について(III)，農土論集，26，8~14。(1968)。
- 3) 竹中 肇：転換畑における土壌水分と土壌構造の変化，土壌の物理性，31，24~28。(1975)。
- 4) 河野英一：転換畑における土壌水分の変化とキ裂の発達，段丘水田を例として，農土誌，44，369~376。(1976)。
- 5) 土壌物理性測定法委員会編：土壌物理性測定法，P. 24~51，P. 134~145，養賢堂。(1972)。
- 6) 岩田進午：不飽和透水係数の測定について，土肥誌，42，441~442。(1971)。
- 7) 長谷川周一・前田 隆：土壌構造の破壊が水分保持特性および不飽和透水特性に及ぼす影響について，農土論集，72，25~28。(1977)。
- 8) 寺沢四郎：転換畑土壌の物理。水田転作，日本土壌肥科学会編，博友社，23~45。(1979)。
- 9) George, R. Benoit: Effect of Freeze-Thaw Cycles on Aggregate Stability and Hydraulic Conductivity of Three Soil Aggregate Sizes, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 37, 3~5.(1973)。

(昭和56年12月21日受理)

携帯用土壌物理性測定器の構造

美 園 繁*

A New Poatable Apparatus for Measurements of Soil physical Properties

Shigeru MISONO

Taiyo Consultants Co., Ltd.

1 はじめに

筆者は、1978年から農業に係るコンサルタンツ業務にたずさわり、たびたび国内外の農業開発地域の土壌調査に参加してきた。そのたびごとに現場で使える携帯用の土壌物理性測定器の必要を感じてきた。1980年12月から試作をはじめ、1981年11月にはほぼ完成することができた。本報はその構造と機能について述べる。

土壌物理性の測定および表示に容積法の適用が大切であり、容積法の中では実容積法がすぐれた方法であることについては、これまでも再三報告してきたところであり^{5,7)}、実容積測定装置の導入もこのような考え方に基づくものであった。^{1,2)}

実容積の測定にはボイルの法則が利用されているが、実際の測定器を組みたてていくときの原理的な考え方には、既に報告したように⁴⁾、単一空気系を利用する方法（単子型とよぶ）と二空気系を利用する方法（双子型とよぶ）とがある。実容積測定装置^{1,2)}は二空気系を利用する双子型測定器の一種である。

2 携帯用土壌物理性測定器の構造

このたび試作のおわった測定器は、全容積100ccの土壌試料を用いて、全重量Wを測定する部分、実容積Vを測定する部分および固相率 S_v を求めるための数表の三部で構成されている。

全容積100ccの試料を使用することは圃場状態における土壌物理性を現場で測定しようとするとき、とくにすぐれているからである。

全重量を測定する部分は、本器が現場用・携帯用を目指していることを考え、また安定性を重視して、復秤式・無錘式上皿付秤秤を利用した。測定範囲は0~350gである。上秤と下秤の二秤よりなる復秤式で、下秤は0~300gの範囲を50gごとに設定され、上秤は0~50gの範囲を0.5gごとの目盛りなきぎまれている。

実容積を測定する部分は、単一空気系を利用する単子型測定器である。測定操作には圧縮過程の利用が採り入れられ膨脹過程の利用はなされていない。圧縮操作のためのシリンダーの内径は40mm、圧縮圧力の表示と測定には0~1 kg/cm²の範囲を0.01kg/cm²ごとに目盛りした圧力計を利用している。測定操作中のピストンの位置は、0~50mmの範囲を0.01mmごとに目盛りしたストロークゲージ（ダイヤルゲージ）で測定できるようになっている。

固相率を求めるための数表は、全重量と実容積との差および真比重の値を知って、それに対応する固相率を読みとれるように作られている。すなわち（1）式の内容を数表にしたものである。

$$(W - V) / (d - 1) = S_v \dots\dots (1)$$

W：全重量，V：実容積，d：真比重，1：土壌水分の比重， S_v ：固相率，

数表のかわりに計算図表^{8,9)}を利用することもできる。

固相率が求めれば、孔隙率・水分率・空気率・固相重量（容積量）・水分重量・含水比・飽水度・容気度・土層内の水分含量など、圃場状態における基礎的な土壌物理性は簡単な計算によって求めることができる。

なお、実容積法では土壌水分の密度を1 g/ccとし、試料の全容積を100ccとすることを前提として数値計算をおこない、デイメンションを合せるための厳密な手続きを省略している場合がある。たとえば（1）式は浮力の式であるから土壌水分の密度を1 g/ccとすれば、 $(W - V \cdot 1)$ とするとを単に $(W - V)$ としている。また、固相・液相・気相の占める容積の数値を、そのまま固相率・水分率・空気率の数値によりみかえるようにしている。

3 単子型実容積測定器の組みたての原理

単一空気系を利用する実容積測定器を組みたてていく上での原理的な考え方は二つに大別できる。一つは圧縮圧力を一定にし、圧縮容積の変化量から試料の実容積を

*太陽コンサルタンツ

求める方法であり、他の一つは圧縮容積を一定にし、圧縮圧力の変化量から試料の実容積を求める方法である。

もとよりボイルの法則を利用しているのであるから理論的には圧縮圧力と圧縮容積の両方を同時に変化させながら試料の実容積を求めることは可能である。しかし実際の測定操作や測定器の構成などはかなり複雑になることが予想されるので、測定器の実用性を考え合せると前述の二つの方法に大別できる。とくに現場用・携帯用測定器を旨とする場合には、小型・軽量・簡便な操作・安定性のなどを要請されるので、測定器組み立ての原理的な考え方は、前述の二つの方法のうちのいずれかを採用することとなる。

なお、こゝでは測定操作を圧縮過程の利用に限定して記述をすゝめているが、膨脹過程の利用も可能であることはいうまでもない。

このたび作られた測定器は、前者すなわち圧縮圧力を一定にして圧縮容積の変化量から実容積を求める方法によったものであるが、後者すなわち圧縮容積を一定にして圧縮圧力の変化量から実容積を求めることも可能となっている。但し、測定結果の精度は前者がはるかにすぐれている。

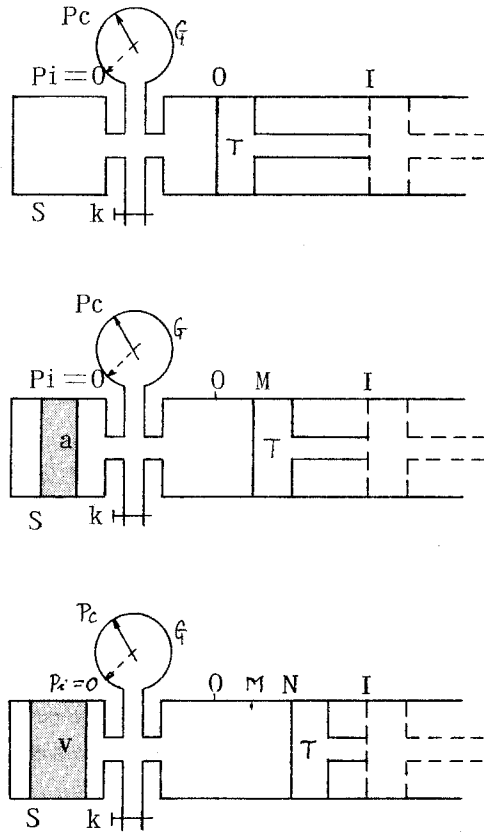
前者の場合には、ストロークゲージのよみ、すなわちピストンの位置—圧縮容積量を示している—のよみが、後者の場合は圧縮はじめの大気圧に付加される圧縮圧力の大きさを示す圧力計のよみが、求める測定値に係るデータを与えてくれる。

4 圧縮圧力一定・圧縮容積変化による方法

この方法による測定操作の概要を図-1を参考にしながら説明する。

S : 試料室, G : 圧力計, K : コック, T : シリンダー内のピストン, IO : ストロークゲージ, a : テストピース, V : 試料, である。

- pi : 圧縮前の圧力 (大気圧, Gのよみ0)
 - vi : 試料室空, ピストンの位置Iのときの器内空気容積
 - pe : 定められた圧縮圧力 (任意)
 - vo : 試料室空, ピストンの位置Oのときの器内空気容積
 - I : 圧縮はじめのピストン位置
 - O : 試料室空, 圧縮圧力peまで圧縮したときのピストンの位置
 - M : 試料室にテストピースaccをいれ, 圧縮圧力peまで圧縮したときのピストンの位置
 - N : 試料室に実容積Vの試料をいれ, 圧縮圧力peまで圧縮したときのピストンの位置
- とする。試料室にテストピースaccをいれたとき、圧縮



註 S : 試料室 G : 圧力計
K : コック T : ピストン

図1 圧縮圧力一定・圧縮容積変化量から実容積を求める方法

はじめおよび圧縮終りの状態で器内空気容積はそれぞれ $(v_i - a)$ および $(v_i - a + v_{OM})$ となる。 v_{OM} はピストンの移動量 \overline{OM} に相当する容積で、MはOからIの方向に後退するので符号は正となる。

ボイルの法則が成立するとして、

$$p_i \cdot v_i = p_e \cdot v_o \dots\dots\dots (2)$$

$$p_i (v_i - a) = p_e (v_o - a + v_{OM}) \dots\dots\dots (3)$$

を得る。(2)と(3)より

$$a \cdot p_i = a \cdot p_e - p_e \cdot v_{OM} \dots\dots\dots (4)$$

となる。定められた圧縮圧力と大気圧との比を n とする

$$p_e / p_i = n \dots\dots\dots (5)$$

(4)と(5)より

$$n \cdot v_{OM} = a (n - 1) \dots\dots\dots (6)$$

を得る。シリンダーの断面積を a' とすれば

$$v_{OM} = a' \cdot \overline{OM} \dots\dots\dots (7)$$

となり、(6)と(7)より

$$a = \{ n / (n - 1) \} a' \cdot \overline{OM} \dots\dots\dots (8)$$

となる。

$$\{n / (n - 1)\} \alpha' = \alpha$$

とすれば (8) 式は

$$a = \alpha \cdot \overline{ON} \dots \dots \dots (9)$$

となる。

α は圧縮圧力・大気圧およびシリンダーの断面積のみで定まる 常数である。これを計測常数とよぶことにする。

計測常数は試料室にとりこむ容積とピストン移動量一圧縮終りの状態における移動量一との比例常数に当る。また単位長さのピストン移動量を生ずるのに必要な実容積数を示している。

計測常数 α が定まれば試料の実容積 V は

$$V = \alpha \cdot \overline{ON} \dots \dots \dots (10)$$

で得られる。

簡単な説明を加えるならば、試料室に試料をとりこんだとき、圧縮はじめおよび圧縮終りの状態で、器内空気容積はそれぞれ $(v_1 - V)$ および $(v_0 - V + v_{ON})$ となっている。 v_{ON} はピストンの後退量 \overline{ON} に相当する容積量である。ボイルの法則が成立するとして、

$$p_1 (v_1 - V) = p_0 (v_0 - V + v_{ON}) \dots \dots \dots (11)$$

を得、(11) と (2) 式より

$$p_1 \cdot V = p_0 \cdot V - p_0 \cdot v_{ON} \dots \dots \dots (12)$$

となる。(12) と (5) 式より

$$V = n \cdot V - n \cdot v_{ON}$$

を得るが、 $v_{ON} = \alpha' \cdot \overline{ON}$ であるから前式は

$$(n - 1) V = n \cdot \alpha' \cdot \overline{ON} \dots \dots \dots (13)$$

となり、計測常数 α を代入することにより

$$V = \alpha \cdot \overline{ON}$$

を得る。

したがって、計測常数を定めておけば実容積はピストンの移動量より求められる。

5 圧縮容積一定・圧縮圧力変化による方法

この方法による測定操作の概要を図-2を参考にしながら説明する。

S: 試料室, G: 圧力計, K: コック, T: シリンダー内のピストン, \overline{IO} : ストロークゲージ, a: テストピース, V: 試料, である。

p_i : 圧縮前の圧力 (大気圧, Gのよみ0)

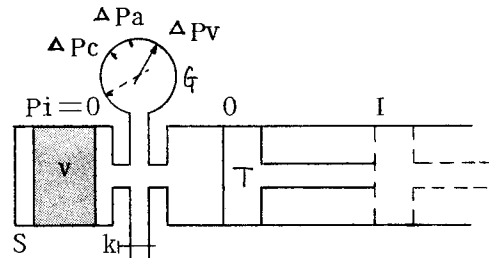
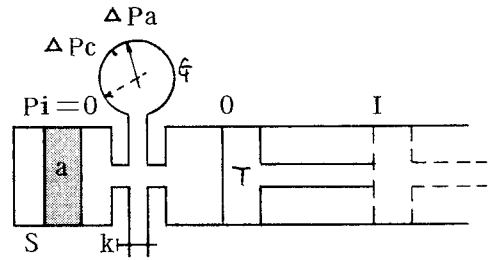
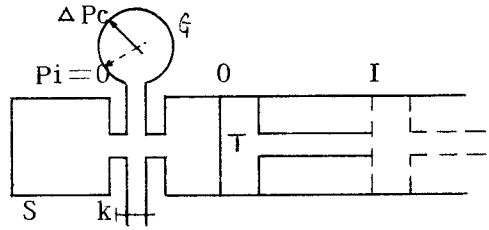
v_i : 試料室空, ピストンの位置 I のときの器内空気容積

I: 圧縮はじめのピストンの位置

O: 圧縮終りのピストンの位置

C: 定められた圧縮容積 (任意), $C = \alpha' \cdot \overline{OI}$, α' はピストンの断面積

p_c : 試料室空, 圧縮終りの状態における圧力



註 S: 試料室 G: 圧力計
K: コック T: ピストン

図2 圧縮容積一定・圧縮圧力変化量から実容積を求める方法

p_a : 試料室にテストピース a ccをいれて圧縮終りの状態になったときの圧力

p_v : 試料室に試料をとりこみ圧縮終りの状態になったときの圧力

とする。

圧力計のよみ0は大気圧 p_i に相当するので

$$p_c = p_i + \Delta p_c \dots \dots \dots (14)$$

$$p_a = p_i + \Delta p_a \dots \dots \dots (15)$$

$$p_v = p_i + \Delta p_v \dots \dots \dots (16)$$

とすると、 $\Delta p_c \cdot \Delta p_a \cdot \Delta p_v$ はそれぞれの操作時点における圧力計のよみを示している。

試料室を空にしたときとテストピース a ccをいれたときおよび試料をとりこんだときのそれぞれの場合に、圧縮操作の前後を通じてボイルの法則が成立するとすれば、

$$p_i \cdot v_i = p_c (v_i - C) \dots \dots \dots (17)$$

$$p_i (v_i - a) = p_a (v_i - C - a) \dots \dots \dots (18)$$

$$p_i (v_i - V) = p_v (v_i - C - V) \dots \dots \dots (19)$$

となる。

(17) と (18) および (14) と (15) から

$$a \cdot p_i = (\Delta P_c - \Delta P_a) (v_i - c) + a (p_i + \Delta P_a)$$

となり、

$$v_i - c = a \cdot \Delta P_a / (\Delta P_a - \Delta P_c) \dots\dots\dots (20)$$

を得る。さらに (16) と (19) 式より、

$$p_i (v_i - V) = (p_i + \Delta P_v) (v_i - V) - c (p_i + \Delta P_v)$$

$$\Delta P_v \cdot V = \Delta P_v (v_i - c) - c \cdot p_i$$

$$V = (v_i - c) - c \cdot p_i / \Delta P_v \dots\dots\dots (21)$$

を得る。また (14) と (17) 式より、

$$p_i \cdot v_i = (p_i + \Delta P_c) (v_i - c)$$

となるので、

$$c \cdot p_i = \Delta P_c (v_i - c) \dots\dots\dots (22)$$

が得られる。したがって (21)、(22) および (20) より、

$$V = \{ a \cdot \Delta P_a / (\Delta P_a - \Delta P_c) \} (1 - \Delta P_c / \Delta P_v)$$

または、

$$V = a \cdot \Delta P_a (\Delta P_v - \Delta P_c) / \Delta P_v (\Delta P_a - \Delta P_c) \dots\dots\dots (23)$$

を得る。

(23) 式の形は複雑にみえるが、右辺の各項はすべて圧縮操作終りの状態における圧力計のよみとテストピースの容積値から得られる値である。したがって、試料の実容積は圧力変化量にもとづいて求めることができるといえる。

6 考 察

1) 圧縮容積一定・圧縮圧力変化量から実容積を求め る方法について

すでに述べたように、単一空気系を利用して実容積を測定するには、圧縮圧力一定・圧縮容積変化による方法と圧縮容積一定・圧縮圧力変化による方法がある。理論的には、これら両者の方法は全く対等にとり扱われるべきものである。

しかし実用的には、圧縮圧力一定・圧縮容積変化による方法が、圧縮容積一定・圧縮圧力変化による方法よりもはるかにすぐれている。それは主として変化量を追跡するセンサーの精度の優劣にもとづいている。

圧縮容積変化量は、すでに述べたようにピストンの位置で示され、それを測定するストロークゲージの精度は 0.01mm である。ピストンの内径は 40mm であるから、0.01mm の移動量にもとづく容積の変化は約 0.01cc となる。

他方、圧縮圧力変化量は最小目盛 0.01kg/cm² の圧力計で測定される。0.01kg/cm² の圧力変化量に対応するピストンの移動量は、ピストンの位置によって変化しているが、試料室に 60cc のテストピースをとりこんだ場合、さ

きに述べた操作過程では約 1~1.5mm の範囲にわたっている。1~1.5mm のピストン移動量に対応する容積の変化は、約 1.2~1.9cc の範囲を示す。

このように変化量を追跡するセンサーの精度が、前者の場合は後者の場合の 100 倍以上になっている。圧力センサーの精度がきわめて低いことが、理論的には対等にとり扱われるべき二つの方法であるにもかかわらず、実用的には両者の間に著しい差を生じていることの原因である。

圧縮容積一定・圧縮圧力変化による方法が実用の可能性を得るためには、圧力センサーを改良し、その精度を前述の値のすくなくとも 10 倍以上にする必要があると考えられる。

2) 圧縮にともなう被圧縮空気 of 発熱・器内空気の温度上昇について

本器による実容積の測定は単一空気系の圧縮操作を通じておこなわれる。測定操作のはじめに大気圧を示していた器内空気は、操作終りの時点で約 1.5kg/cm² までその圧力を上昇する。ところで本器はボイルの法則が成立するという前提をもって作られているので、器内空気の温度は測定操作の全過程を通じて一定であると考えていることを意味している。

しかし圧縮の進め方によっては、それにともなう被圧縮空気 of 発熱量は器壁を通じての放熱量をうわまわり、器内空気の温度上昇を生ずるようになる。このような温度上昇は、前提としているボイルの法則からの逸脱となり、誤差の原因となることは明らかである。

この種の誤差はさけることのできないものであると考えてよいが、圧縮速度をできるだけ小さくすることによって実用上さしつかえない程度に小さくすることは可能である。もちろん、圧縮操作上の注意のみならず、測定器の放熱効率を大きくするような製作上の注意も必要である。

3) 膨脹過程の利用について

本器は圧縮過程の利用を前程にして製作されたので、本報告では測定操作としても圧縮過程を利用する方法だけを述べた。しかし、ボイルの法則の利用は圧縮過程のみでなく、膨脹過程についても可能である。

膨脹過程の利用についての実験は、本器については行なわれていないが、実容積測定装置についてはすでに行なわれ、圧縮過程の利用と全く同等であることが報告されている⁴⁾。本器の構造・機能は、実容積測定装置のそれとは違っているが、両者ともにボイルの法則を利用したものである。本器の場合にも、圧力計を負圧計におきかえ、操作ははじめのピストン位置を前述の I から O へ置きかえることによって、実容積の測定は可能となるであろう。しかも、膨脹過程の利用は、操作のしかたにもよ

るが、圧縮過程を利用する場合よりも器内空気の温度変化を小さくし、それにもとづく誤差を小さくすると思われる。

引用文献

1) 美園 繁：土壌物理性の新しい測定法，農業技術誌11, 465～469, 1956.
 2) -----：実容積法による土壌物理性の測定，日土肥誌29, 67～70, 1958.
 3) -----：実容積法の計算図表について，日土肥誌30, 113

～116, 1959.
 4) -----：土壌の履歴現象に関する研究，農技研報告B11, 1～197, 1961.
 5) -----：圃場水分の表示法について，日土肥誌31, 216～210, 1960.
 6) -----：土壌物理性の簡易計算図表について，日土肥誌32, 19～22, 1961.
 7) -----：容積法と土壌の物理性，日土肥誌33, 48～58, 1962.

(昭和56年12月24日受理)

土 壤 の 役 割

— 有害ガス浄化機能 —

陽 捷 行*

人間生活をとりまく自然環境の中で、土壌ははるかなる太古から人間と深いかかわりをもってきた。土と人間生活とのきずなは風土という言葉にもみられるように、その土に生きる人々の風俗の側面にも大きな影響を与えてきた。

自然科学の面からこのかかわりを考えてみると、多くの人々がこれまで指摘してきたように、植物生産の場、構造物の基礎としての役割、環境保全の役割などがあげられる。環境保全の役割としては従来の広い意味での生活環境の保全のほかに、人間活動の飛躍的な進歩および消費の質的变化、量的な伸びによってもたらされる生態学的平衡の破壊から自然を保全するものがある。前者の例としては、河川水の涵養、熱の貯蔵、水資源の保全、自然搬入物の分解・吸着などがあげられる。後者の例は“浄化”という言葉に代表される土壌の役割であり、汚濁水の浄化、畜産廃棄物や生活廃棄物の浄化機能があげられる。なお、ここではこれらの物質の過剰投棄によってもたらされる土壌汚染の問題についてはふれない。

これらの浄化機能の他に、土壌は「大気有害ガス成分の浄化」という別のすぐれた機能を持ち合わせていることをここでは強調したい。

土壌がガスを吸収する能力をもつという事実は、近代土壌学の創始者のひとりである Raman (1905) の書にすでに記載されている。しかし、土壌のもつこの特性は近年の環境科学の中で見落されてきたきらいがある。人間活動の質的かつ量的な変化にともなって増加した大気有害ガス成分、火山活動などにより発生する有害ガス成分は、主として海岸によって浄化されると考えられてきた。しかし、土壌もこの浄化に重要な役割を果たしているという認識をもたなければならない。大気汚染物質の代表にあげられる SO_2 の例をとってみよう。土壌の SO_2 浄化能は土壌の pH、粘土鉱物、水分含量によって大きくことなる。沖積土壌の浄化能は砂質土壌にくらべてきわめて大きい。

その他の含硫ガス成分の土壌吸収能も明らかにされている。吸収能の順位に次のような例がある。 $\text{H}_2\text{S} > \text{CH}_3\text{SH} > (\text{CH}_3)_2\text{S} > (\text{CH}_3)_2\text{S}_2 > \text{CS}_2 > \text{COS}$ これらの

ガスのうち H_2S 、 CS_2 、 CH_3SH は大気汚染防止法第 2 条第 5 項の政令で定める物質に入っている。

土壌は CO も吸収する。Inman ら (1971) の土壌による CO 吸収活性値 (8.44 mg/hr/m^2) を利用して、日本の土壌による CO 吸収量を推計してみよう。日本の畑面積は $2,377,000 \text{ ha}$ である。一方、日本の年間 CO 発生量は $1,014,400 \text{ トン}$ と推定されている。したがって畑土壌で浄化される CO は $1,756,603 \text{ トン/年}$ ということになる。この値は年間 CO 発生量より $74,2203 \text{ トン}$ 多い。この数字のあそびからでも土壌が大気の CO を浄化させるのに大きな役割をしていることがわかる。

窒素の例をみよう。大気中には少なくとも 4 種の窒素化合物が存在する。そのうち NO 、 NO_2 、 NH_3 は土壌にふれるとたちどころに吸収される。 N_2O は大気中では非常に安定な物質とみなされている。平均滞留時間は約 4 年といわれ、土壌への吸収はないと考えられている。しかし、この考えを支持しえないデータを我々はおもっている。

大気圏から土壌圏へのガスの移動には 2 つの物理的なメカニズムが関係している。そのひとつは全圧の勾配があるため、ガスの全成分が同時に移動する mass flow である。もうひとつは分圧の勾配によって、個々のガス成分が移動する diffusion である。この 2 つのメカニズムで土壌に入った大気有害ガス成分は物理的、化学的、生化学的反応を通して浄化されるであろう。浄化機能の解明は今後に残された課題である。いずれにしても土壌のもつこの機能を大切に考えたいと思う。

フグ毒にあたった人間の体を顔を残して全身土や砂のなかに埋め、数時間放置し、毒の危険から身を守った古人の知恵は、この土壌の機能を十分に熟知していたあらわれであろうか。

真夏の新聞には必ず都会での光化学スモッグの犠牲者の記事がでる。犠牲者の大部分が運動場や公園にいた人達だ。ここには土壌がある。コンクリートで舗装された都会の大地においては、大気有害ガス成分の土壌への mass flow や diffusion は運動場や公園でしかありえないのだろうか。

*農技研化学部

昭 和 56 年 度 予 算

項 目	予 算	備 考
収 入 の 部		
線 越 金	1,657,606	
賛 助 会 費	60,000	15,000円×4口
購 読 会 費	220,000	4,000円×55口
一 般 会 費	2,142,000	3,000円×708口(正会員)+2,000円×9口(学生会員)
出 版 物 売 上	10,000	バックナンバー, レジメ
雑 収 入	20,000	利息, 印税等
計	4,109,606	
支 出 の 部		
会 誌 製 作 費	2,800,000	43~46号(各700,000)
総 会 費	200,000	ポスター, 案内, 資料, シンポジウム運営費
通 信 費	250,000	会誌発送(4回), 事務連絡
文 具 類	20,000	消耗文具類
賃 金	40,000	会誌発送(4回), 事務整理
文 通 費	100,000	事務局会議, 評議員会
会 議 費	30,000	評議員会
幹 事 手 当	16,000	4,000円×4人
編 集 委 員 会 費	120,000	交通費, 郵送料, 査読料
選 挙 管 理 委 員 会 費	280,000	57.58年度評議員選挙費
予 備 費	253,606	
計	4,109,606	

昭和56年度事業計画

- 1) 会誌「土壌の物理性」発行, 第43, 44, 45, 46号
- 2) 評議員会, 昭和56年11月及び57年4月
- 3) 総会及び第24回シンポジウム, 昭和57年11月
- 4) 滞納会費の督促及び新入会員の勧誘
- 5) 57・58年度評議員選挙

氏 名	会 員 種 別	専 門 分 野	連 絡 先
永 井 嘉 和 正			521-13滋賀県蒲生郡安土町大中 滋賀県農試
名古屋大学 農学部図書館	購読		464名古屋千種区不老町
石 田 朋 靖 学		農 業 土 木	113東京都文京区弥生 1-1-1 東大農学部農業工学科
太 田 弘 毅 正		"	840-01佐賀市日の出 2-1-1 農業土木試験場佐賀支場
石 倉 一 憲 正		土 肥	693出雲市芦渡町2440 島根県農試

会員の動向(昭和56.4.1~昭和56.10.31)

1. 会員数(昭和56.10.31現在)
 - 正および学生会員 717
 - 賛 助 会 員 4
 - 講 読 会 員 50

3. 退 会 者

内原国際農業研修センター(購読会員), 渡辺敏(岩手), Dang Jan Tren (外国), 出浦隆一郎(大阪), 今井富蔵(東京), 平方康夫(熊本), 生島芳雄(佐賀)

2. 新 入 会 員

氏 名	会 員 種 別	専 門 分 野	連 絡 先
吉 岡 龍 馬 正			611京都市左京区岩倉西河原町35-1(自宅)

4. 住 所 変 更 者

氏 名	(旧)	新 し い 連 絡 先
平 井 義 孝 堤 聰	— (東 京)	099-14 北海道常呂郡訓子府町弥生52 道立北見農試 034 青森県十和田市大字三本木字前谷地149-1 北里大学獣医学部畜産土木工学科
赤 塚 惠 川 洋	(茨 城)	943-01 新潟県上越市稲田1-2-1 北陸農試 979-25 相馬市成田字五郎右衛門橋100 福島県農試相馬支場

氏 名	(旧)	新 し い 連 絡 先
山 森 鉄 郎	—	930 富山市新総曲輪1—7 富山県庁農産普及課
谷 山 一 郎	(北海道)	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3—1—1 農技研
前 田 要	—	069-03 北海道岩見沢市上幌向町 北海道立中央農業試験場稲作部
佐 藤 辰 四 郎	—	099-14 北海道常呂郡訓子府町弥生 道立北見農試専技室
白 石 道 夫	(秋 田)	273-01 千葉県鎌ヶ谷市初富1000—9
桜 井 一 男	—	024 岩手県北上市飯豊町成田20—1 岩手県園芸試験場
岩 本 保 典	—	879-49 大分県以珠郡九重町大字田野 大分県農技センター 九重高原野菜試験地
豊 田 久 承	(茨 城)	247 鎌倉市関谷366-17 (自宅)
野 山 芳 夫	(広 島)	893-16 鹿児島県肝属郡串良町細山田 鹿児島県農試大隅支場
松 崎 健	(愛 知)	079-15 北海道富良野市山部町東大演習林
橋 本 武	—	739-02 東広島市志和町志和堀209
中 鉢 富 夫	—	981-12 宮城県名取市高館川上字東金剛寺1 宮城県園芸試験場
今 野 雄 治	—	052 岩手県花巻市葛第1地割68 県立花巻農業高校
石 幡 信	—	023-11 岩手県江刺市岩谷堂字根岸116 岩谷堂農林高校
松 尾 良 満	—	847-01 佐賀県唐津市枝去木石原3044—1 佐賀県畑作試験場
小 倉 力	(茨 城)	721 広島県福山市西深津町450 中国農業試験場
中 江 克 己	(福 岡)	879-11 大分県宇佐市橋津535—1
石 渡 輝 夫	—	080 帯広市西4南8 北海道開発局帯広開発建設部土地改良課
徳 永 美 治	—	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3—1—1 農技研
岩 田 進 午	—	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台2—1—2 農土試
大 山 信 雄	(埼 玉)	014-01 大曲市四ッ屋下古道3 東北農試
林 直 幹	(佐 賀)	254 平塚市御殿2—17—28
塚 本 明 美	—	301 茨城県竜ヶ崎市長砂町5137
木 村 重 彦	—	305 茨城県新治郡桜村並木3—644
平 峯 重 郎	(静 岡)	898 鹿児島県枕崎市別府14041 茶業試枕崎支場
塚 本 吉 郎	—	729-17 東広島市高屋町松山532 (自宅)
*農 事 試 験 場	(埼 玉)	305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3—1—1 農業研究センター
志 賀 一 一	(“)	“ “ “ “
長 野 間 宏	(“)	“ “ “ “
増 島 博	(“)	“ “ “ “
諸 遊 英 行	(“)	“ “ “ “
横 井 肇	(“)	“ “ “ “
田 原 虎 次	—	187 東京都小平市栄町2485—62
*琉 球 大 学 附 属 図 書 館	—	901-24 沖縄県中城村字南上原葦山原858
小 川 和 夫	—	061-01 札幌市豊平区羊ヶ丘1番地 北海道農試
*野 菜 試 験 場	—	514-23 三重県安芸郡安濃町大字草生
小 濱 節 雄	—	“ “ “ “ 野菜試験場
西 宗 昭	—	“ “ “ “
湯 村 義 男	—	“ “ “ “
吉 沢 孝 之	—	“ “ “ “
松 下 研 二 郎	—	899-66 鹿児島県始良郡牧園町高千穂3598—4

*購読会員

事務局からのお知らせ

バックナンバー在庫状況は以下のとおりです。

在庫なし：No.1～6, No.11, 12

その他は在庫がありますので、御希望の方は事務局へ御連絡下さい。(1冊1,500円)

— 編 集 後 記 —

44号をお届けします。今号には報文および資料を4編ずつご投稿いただきました。著者の皆様方に厚くお礼申し上げます。

会誌をできるかぎりすみやかに発行することを目標にして、頑張っていきたいと思っておりますので、今後ともより一層のご投稿をお願いします。

次号はシンポジウム特集となります。第23回シンポジウムは、その主題「土壌・水・作物」が示すように、講演内容、総合討論が多方面にわたりました。現在、その編集作業を進めていますが、むずかしい術語、耳新しい用語などについては演者の方々に解説をお願いするなどして、親しみやすい内容にしたいと思っています。

(高橋義明)