

土壌の保水性及び透水性と作物根への水分供給力

田中, 明
九州大学農学部灌漑利水工学研究室

長, 智男
九州大学農学部灌漑利水工学研究室

<https://doi.org/10.15017/22233>

出版情報 : 九州大学農学部学藝雑誌. 41 (1/2), pp.63-70, 1987-02. 九州大学農学部
バージョン :
権利関係 :

土壌の保水性及び透水性と作物根への水分供給力

田 中 明・長 智 男

九州大学農学部灌漑利水工学研究室
(1986年7月12日 受理)

The Influence of Hydraulic Conductivity and Water Retentivity on the Water Supplying Power of Soil.

AKIRA TANAKA and TOSIO CHO

Laboratory of Irrigation and Water Utilization, Faculty of Agriculture,
Kyushu University 46-05, Fukuoka 812

緒 言

灌漑または降雨によつて土壌中に水分が貯えられた後、作物はまず根の近傍の水分を吸収する。この結果、根の近傍及び根群域の水分は減少するが、もしこの減少した水分が補充されなければ、作物はしおれ始める。

従つて、土壌中の有効な水分量が多い程、作物根への水分供給力は大きくなり、作物がうける水ストレスは小さくなる。このような場合は土壌の保水性の違いが収量の差をもたらす一因となる (James *et al.*, 1982)。

しかし、実際には、根群域の下方の土壌中に水分が貯留されていて、蒸発散による根群域の水分減少に伴つてこの水分が上昇し作物に利用されることが多い。この下方の水分を有効に利用することによつて必要灌水量を節約することが可能である。このような状況下では土壌の透水性も重要な役割を果たしている。また作物根による水分吸収に関する研究によると、低水分状態においては土壌中から吸水根内への水分の移動速度は根の中の通水抵抗よりも土壌中の通水抵抗、すなわち土壌の透水性に支配される (Lawlor, 1972)。このように作物根への水分供給力は土壌の保水性ばかりでなく透水性によつても支配されると考えられる。

水分供給力と保水性の関係についての研究は多くみられるが (額 纈, 1953; 木村・戸塚, 1977)、透水性の役割に関してはほとんど研究されていない。

一般に、土壌の保水性と透水性が作物に与える影響について調査する場合、不飽和透水係数—マトリックポテンシャル—土壌水分量の相互関係のみを把握して

も、その影響を評価することは容易ではない。従つて、土壌水分移動に関する非線形偏微分方程式の数値解析、または栽培実験を行う必要が生じる。

本研究では土壌の保水性と透水性が作物根への水分供給に与える影響を直観的に判断するために、土壌の保水性、透水性を表す簡単な指標を定義する。そして根群域内の作物による水分吸収と、根群域下方に貯留された水分の吸収の問題を巨視的なスケールで考え、土壌の保水性と透水性が作物に与える影響をこれらの指標に基づいて推定し、そしてこれらの推定結果を数値実験により確かめる。

なお本研究は昭和 58, 59, 60 年度文部省科学研究費 (一般研究 A, 代表者 長 智男) の補助を受けた。

保水性と透水性の評価指標の定義

作物が生育している土壌中の水分は、大量の水分が土壌中に供給された後、過剰水の排水が終了した時点の水分量 (すなわち圃場容水量) から、しおれ点に相当する水分量までの範囲内で変化することが多い。一般に圃場容水量からしおれ点までに含まれる水分量が多い程、土壌の保水性が良いと言われている。また適当に管理された畑地の土壌水分は主として pF 2 から pF 3 の間の範囲で変化することが多い。

保水性については従来から有効水分という用語で表されているように作物が有効利用可能な範囲の水分量が保水性を表す指標として用いられてきた。本研究では同様に pF 2 と pF 3 に相当する水分量 (それぞれ θ_2 と θ_3) の差を保水性の評価指標 (θ) とする (Fig. 1)。すなわち

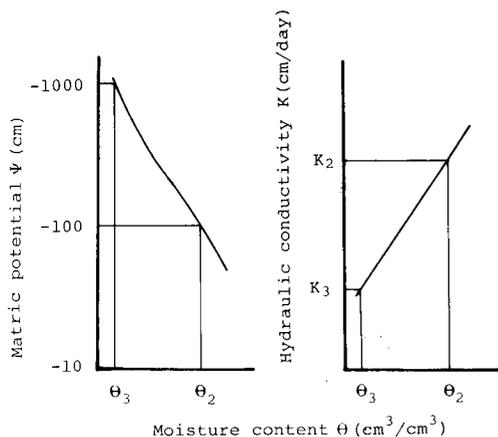


Fig. 1. Definition of hydraulic conductivity index and water retentivity index.

$$\Theta = \theta_2 - \theta_3 \quad (1)$$

次に透水性については従来、飽和透水係数の大小によつて評価されてきた。しかし、土壤中で水分が飽和状態となるのは大きな強度の降雨の後か、または地下水面下の土壤などごく限られた場合であり、畑地では一般に不飽和状態である。この状態での不飽和透水係数はマトリックポテンシャルの関数である。透水性についても、保水性と同様に pF 2 に相当する水分量から pF 3 に相当する水分量までの範囲の平均の不飽和透水係数を透水性の評価指標とする。不飽和透水係数と水分量の関係は片対数紙上で直線式で近似されるので、pF 2 と pF 3 のときの不飽和透水係数を各々 K_2 , K_3 としたとき、平均の不飽和透水係数を幾何平均で表して透水性の指標 (\bar{K}) と定義する。すなわち

$$\bar{K} = \sqrt{K_2 \cdot K_3} \quad (2)$$

ここで、 \bar{K}/Θ は次に述べるように応答性を表す指標 (RI) と考えられる。

不飽和土壌水分の移動についての基本式は次式によつて表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial \Psi}{\partial z} - K) \quad (3)$$

ここで θ は水分量 (cm^3/cm^3)、 Ψ はマトリックポテンシャル (cm)、 K は不飽和透水係数 (cm/day)、 t は時間 (day)、 z は鉛直下向きの座標 (cm) である。ここで次のような近似を行う。

$$\frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\Delta\theta}{\Delta\psi} = \frac{\theta_2 - \theta_3}{-100 - (-1000)} = \frac{\Theta}{900} \quad (4)$$

また $K = \bar{K}$ と仮定すると (3) 式は次式のように表

すことができる。

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = 900 \frac{\bar{K}}{\Theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (5)$$

または、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 900 \frac{\bar{K}}{\Theta} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (6)$$

係数 $900 \cdot \bar{K}/\Theta$ はマトリックポテンシャル及び水分量に関する拡散型方程式の拡散係数である。特に (6) 式におけるこの係数は土壌水分拡散係数と呼ばれている。ここでは統一的に \bar{K}/Θ は応答性を表す指標と考えることにする。この応答性評価指標は根群域内の水分不足の情報をいかに早く根群域下方の給水源に伝えるかを示す指標であるが、給水源からの補給速度の大きさを表す指標ではない。

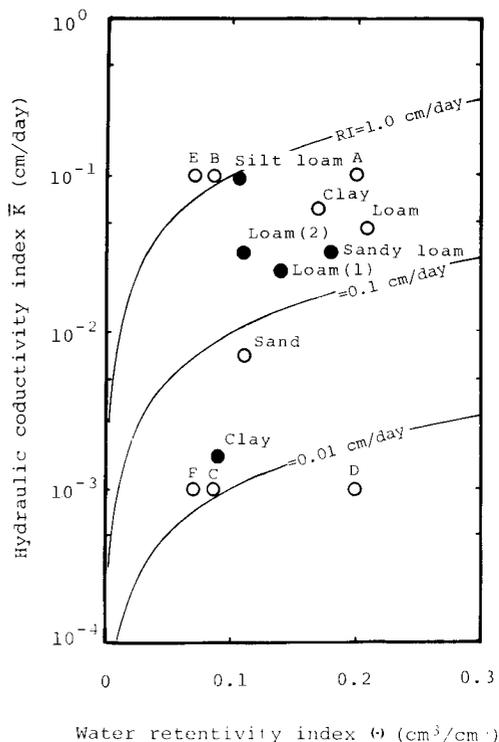


Fig. 2. Classification of real soils (●): Silt loam (Hanks and Ashcroft, 1980); loam (1) (Hanks and Ashcroft, 1980); loam (2) (Arya *et al.*, 1975), clay (Neuman *et al.*, 1975); sandy loam (Hillel *et al.*, 1976) and hypothetical soils (○): A, B, C, D, E, F, sand (Hillel, 1977); loam (Hillel, 1977); clay (Hillel, 1977).

数値実験による評価指標の役割の検討

水分特性曲線及び不飽和透水係数が既知の土壌について θ 及び \bar{K} を求めて、 $\theta-\bar{K}$ 図に位置づけると Fig. 2 のようになる。ここで使用した土壌は Hanks and Aschcroft (1980), Arya *et al.* (1975), Neuman *et al.* (1975) 及び Hillel *et al.* (1976) らの実際の土壌 (●印) と Hillel (1977) の仮想土壌 (○印) である。

Fig. 2 には、本研究で仮想した土壌、すなわち A, B, C, D, E, F 土壌 (○印) も示している。

本研究では異なった \bar{K} と θ を持つ土壌の特徴を調べるために、主として A, B, C, D の 4 種類の仮想土壌について数値実験を行う。

これらの仮想土壌の特徴は次の通りである。一般に砂土は、マトリックポテンシャルが小さくなると水分量は急激に減少する。一方粘土はマトリックポテンシャルが低下しても水分量はわずかしか減少しない。壤土はこれらの中間的な傾向をもつ。従つて、壤土は

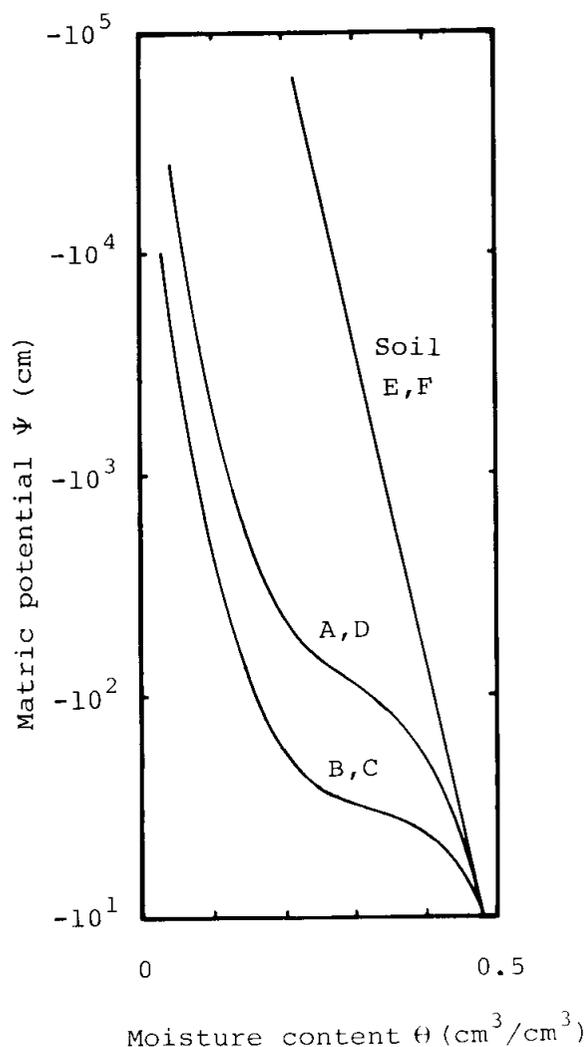


Fig. 3. Soil moisture characteristic curve for hypothetical soils.

砂土及び粘土に比べて保水性が大きいと考えられる。

Fig. 3 に A, B, C, D, E, F の各土壌の水分特性曲線を示しているが、A, D は壤土型、B, C は砂土型、E, F は粘土型である。

各土壌の不飽和透水係数は、水分特性曲線と飽和透水係数を持ちいて、Jackson (1972) の方法に従つて決定した (Fig. 4)。この方法では飽和透水係数と水分特性曲線から理論的に不飽和透水係数を求めることができる。従つて、飽和透水係数のみを変えることによつて、水分特性曲線すなわち θ は同じであるが、 \bar{K} が異なるような仮想土壌を考えることができる。A と D, B と C 及び E と F 土壌はいずれも θ は等しく \bar{K} が異なる。

これらの土壌に作物が栽培されている場合を考え、まず各土壌の θ と \bar{K} の値から土壌水分移動と作物の水ストレスの程度を推測し比較する。次に作物根によ

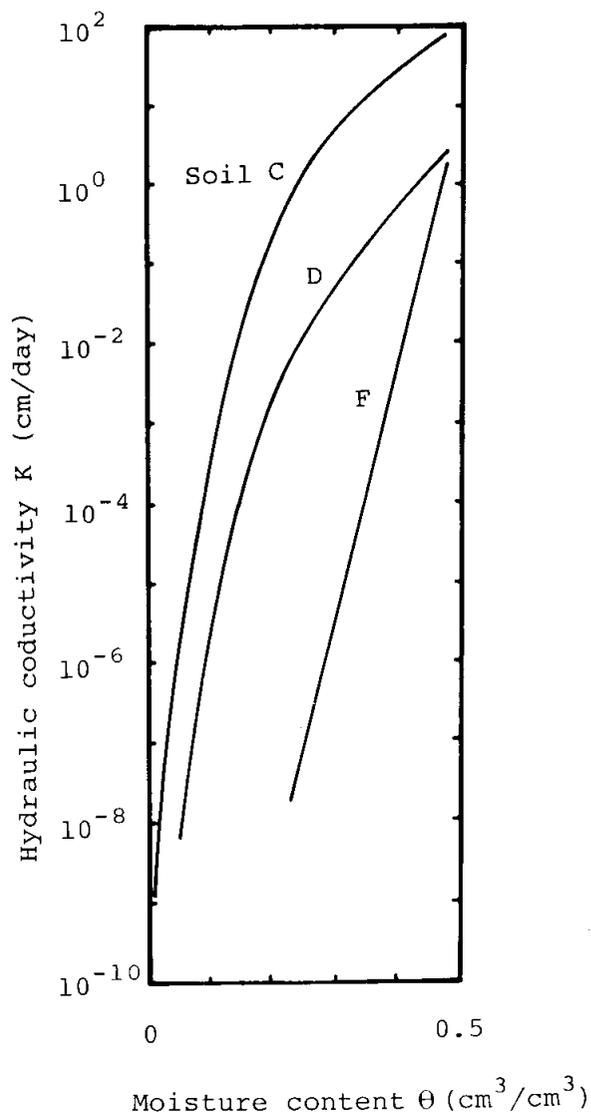


Fig. 4. Hydraulic conductivity as a function of moisture content for hypothetical soils.

る吸水作用を考慮した土壤水分移動を表す数値モデルを解析し、 θ と \bar{K} の値に基づく推測結果と比較する。

土壤の保水性と透水性が作物根への水分供給に果たす役割は気象条件、作物条件、そして特に水理学的土壤条件（地下水の有無、土壤の成層状態、水分に関する境界条件など）によつて異なる。そこで、本研究では、次のような場合について考えることにした。

地表下 185 cm まで均一に土壤が詰められているような土層を考え、この土層に作物が栽培されているとする。そして、蒸発散量、作物根の分布、通水抵抗等の作物条件は同じであるが、土層内に詰められた土壤のみが異なる場合の土壤水分の移動について解析し比較する。最初に、各深さの土壤水分は圃場容水量 (pF 1.8) に相当する水分であると仮定する。また土層下端の水分張力は pF 1.8 に維持されていると仮定する。すなわち土層下端においては、pF 1.8 の水分張力を持ちながら、かつ枯渇することのない給水源が存在するものとする。

まず、これらの指標が根群域内の水分状態に果たす役割について検討する。

作物が根群域内のみの水分を吸収する段階、すなわち初期段階では、Fig. 2 に示す A、D 土壤は B、C 土壤に比べて θ が大きいので作物の水ストレスが小さい。しかし、A と D 土壤を比べると、A 土壤の方が \bar{K} は大きいので降下浸透量が大きくなり、作物の水ストレスも大きくなると考えられる。同様に B と C 土壤を比較すると、B 土壤の方が作物の水ストレスは大きくなる。

次の段階では、根群域内の水分が消費されるに従つて根群域下方からの水分が上昇し始める。この後期段階になると、A、B 土壤の方が C、D 土壤に比べると \bar{K} が大きいので、下方の給水源からの補給が期待でき、結局作物の水ストレスは小さくなる。しかし、A と B 土壤を比較すると B 土壤の RI が大きいので、作物による水分吸収によつて減少した土壤水に対する水分補給が早く行われる。しかし、C と D 土壤のように \bar{K} が小さいと、下方の給水源からの補給が蒸散による水分減少に追いつかないために、土壤中に最初に貯留されていた水分量が多い D 土壤の方が作物の水ストレスは小さいと考えられる。

しかし、これらの指標だけから現象の一般的な傾向を予測することは困難である。例えば初期段階の降下浸透の役割、後期段階の応答性の役割、下方給水源からの補給が顕著となるのに必要な \bar{K} の大きさなどは、水理学的土壤条件によつて大きく異なるものである。

従つて指標の役割に関する見通しを得るためには、典型的な土壤に対する数値実験または栽培実験が必要になる。

次に根群域内の根による水分吸収に果たすこれらの指標の役割について検討する。この水分吸収機構における土壤中の通水抵抗は、低水分状態では根の通水抵抗よりも大きくなることは知られているが、根による水分吸収機構は土壤中の水分移動の機構ほどには明確ではない。従つて、数値実験を行う場合、使用したモデルによつて得られた結果が異なる。

本研究では、作物根による水分吸収のもとでの土壤水分移動を表す Hillel *et al.* (1976) のモデルを用いて数値実験を行い、土壤水分及びクラウンポテンシャルの変化を求めた。ここでクラウンポテンシャルとは作物の茎の下部における作物体内の水ポテンシャルである。

日蒸発散量、根の分布、根の通水抵抗などの各パラメータ及び数値計算に必要なその他の条件は Hillel のモデルに使用されたものと同じである。ただし、本研究では全土層の厚さは 185 cm とし、最下層のコンパートメントの厚さは 50 cm、このコンパートメント内の根の相対的な長さは 0.1×10^{-9} とした。根の相対的な長さはすべてのコンパートメントにおいてゼロではないが、地表下 50 cm より深い部分における根量は、これより浅い部分における根量に比べて非常に小さいので無視できる。従つて、このモデルにおいては主根群域の深さは 50 cm とみなすことができる。

またこのモデルでは、与えられた蒸散量を根から吸水するために必要なクラウンポテンシャルの大きさが求められる。作物体内の水ポテンシャルは作物の水ストレスの尺度として良く用いられているので、本研究ではこの Hillel のモデルにより求められたクラウンポテンシャルの日最小値で作物の水ストレスを表すこととした。

結果及び考察

Fig. 5 はクラウンポテンシャルの経日変化の計算結果である。

A と D 土壤の場合を比較すると、初期段階では D 土壤の方が作物の水ストレスは小さい。これは降下浸透量が小さいことによるもので、このことは Hillel のモデルにおいては根群域内の水分の根による吸収に対する土壤の透水性の役割は小さいことを示している。

しかし、A 土壤の場合、下方からの水分補給がみられるに従つて、11 日経過後からは D 土壤の場合に比べ

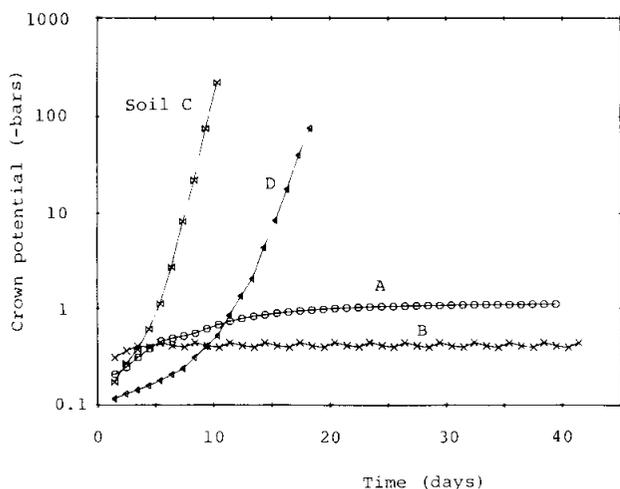


Fig. 5. Changes in crown potential in hypothetical soils (A, B, C, D).

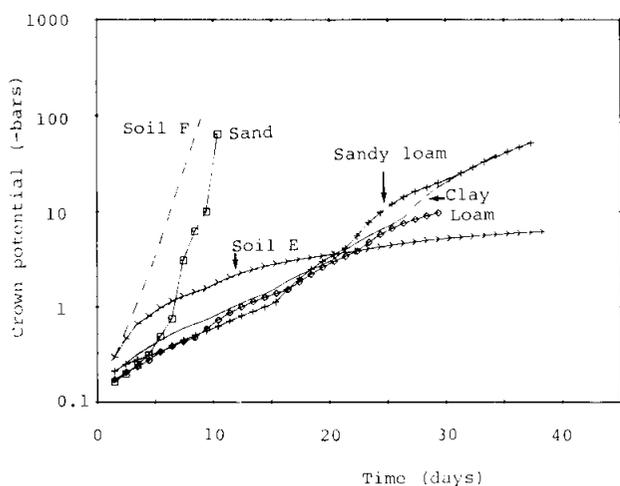


Fig. 6. Changes in crown potential in other soils: sand, loam and clay (Hillel, 1977) and sandy loam (Hillel et al., 1976).

て作物の水ストレスは小さくなる。BとC土壌について比較すると、同様に初期段階ではC土壌の方が作物の水ストレスは小さいが、3日目頃からはB土壌の方が下方からの水分補給が見られるようになり、作物の水ストレスは小さくなっている。

AとB土壌の場合、下方からの水分補給量が十分であるために、時間の経過に従って作物の水ストレスは一定値に近づく。初期段階では θ が大きなA土壌の方が作物の水ストレスは小さい。しかし、この後では、RIが大きいB土壌の方が、下方からの水分補給が早い時期で始まるので、作物の水ストレスは早い時期で一定となっている。

一方、CとD土壌を比較すると、両方とも \bar{K} の値が小さく下方の給水源からの水分補給が期待できないので、 θ が大きいD土壌の場合の方が作物の水ストレスは小さい。

本研究で用いた日蒸発散量は1 cm/dayである。AとB土壌の \bar{K} は日蒸発散量の約10分の1、CとD土壌では約1,000分の1である。従って、ここでの条件下では日蒸発散量の約10分の1以上の \bar{K} を持つ土壌であれば下方からの水分補給が十分期待できるので透水性が作物の水ストレスに与える影響は大きい。しかし、日蒸発散量の1,000分の1程度の \bar{K} をもつ土壌では、透水性の役割は小さいと考えられる。

Fig. 6はその他の土壌についての計算結果を示す。Fig. 2の $\theta - \bar{K}$ 図における各土壌の占める位置から予想される傾向と、Fig. 6に示すクラウンポテンシャルの変化の傾向との間には、大きな矛盾は見られない。例えば、F土壌はC土壌よりも θ は小さいが、 \bar{K} は同じである。Fig. 5に示した数値実験結果から、この程度の \bar{K} 土壌では透水性の役割は小さく、保水性の役割が大きいことが明らかとなっているので、F土壌の作物の水ストレスがC土壌と同様に大きくなることは十分に予想され、またFig. 6の計算結果においても、このことは明確である。

E土壌はB土壌に比べて θ の値は小さいが、 \bar{K} の値は同じであるので、降下浸透した分だけ土壌水分が少なくなり、作物の初期の水ストレスは大きくなる。この場合も、結局は下方からの水分補給に伴って作物の水ストレスは一定値に近づく。

一般的には、後期段階の作物の水ストレスを支配するのは下方からの水分補給の大小である。しかし、E土壌よりもさらに θ が小さい土壌の場合は初期段階だけで作物の水ストレスが大きくなることも考えられる。

砂土の場合の傾向がBとC土壌の傾向の間にあることはFig. 2の $\theta - \bar{K}$ 図における砂土の位置からも予想される。また砂壤土(●印)及び壤土、粘土(○印)は $\theta - \bar{K}$ 図において比較的に近い位置関係にあるが、Fig. 6のクラウンポテンシャルの経日変化においてもお互いに良く似た傾向を示している。

Fig. 7は、地表下185 cmにおける浸透速度の変化を示している。AとB土壌では \bar{K} が大きいので、最初は降下浸透量が大きい。その後は蒸発散作用に伴って上昇流が生じる。AとB土壌の \bar{K} は等しいので、時間の経過とともに両者の上昇速度は等しくなると考えられるが、一定になるまでに要する日数はRIの大きなB土壌の方が短い。この結果、B土壌の場合の作物の水ストレスはA土壌のそれよりも早い段階で一定となる。

CとD土壌の場合は、作物の水ストレスが非常に大

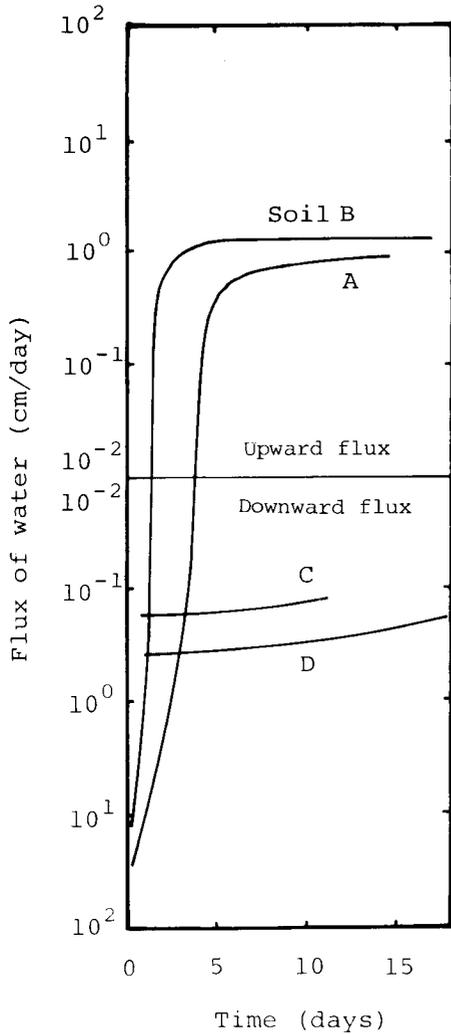


Fig. 7. Flux of water through the bottom of soil column as function of time.

きくなつた段階においても、上昇流はみられない。
 AとD土壌を比べると、 θ の値は同じであるが、A土壌では最初に根群域に存在した水分と下方の給水源から上昇した水分の両方が吸収されるのに対し、D土壌では最初に根群域に存在した水分だけが利用される。この結果同じ θ でも、 \bar{K} が異なると作物の水ストレスは異なることが明らかである。

Fig. 8a, bは土壌水分分布の計算結果で、AとD土壌については下方の給水源からの水分上昇量が蒸発散量にはほぼ等しくなつた14日目頃の水分分布であり、BとC土壌についてはクラウンポテンシャルが急速に低下している8日目頃の水分分布である。一点鎖線で示す

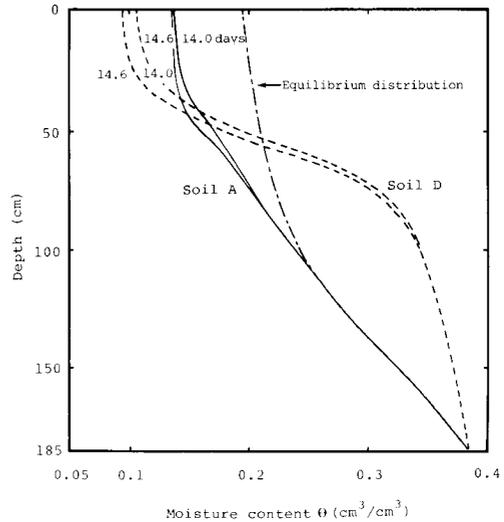


Fig. 8a. Changes of soil moisture distribution (Soil A and D).

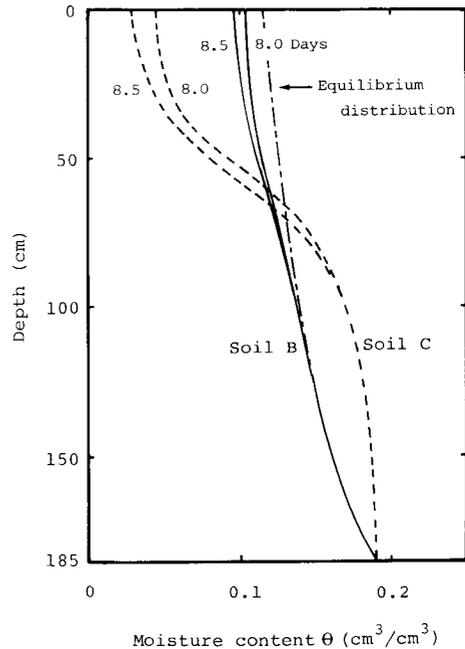


Fig. 8b. Changes of soil moisture distribution (soil B and C).

水分分布は地表から185 cmの深さのマトリックポテンシャルが -63 cm (pF1.8)でしかも土壌水分の移動がなく静止していると仮定したときの平衡状態の水分分布を示している。AとB土壌はCとD土壌に比べて平衡状態に近い分布を示し、またAとB土壌を比較す

ると、RI の大きなB土壌の方がより平衡状態に近い、このように RI が大きい程、ある場所の水分変化は早く他の場所に伝わり、下方の給水源からの補給を促すので、水分変化はすみやかに平衡状態に近づく、すなわち RI が大きい土壌では、土壌水分分布は場所的には変化するが時間的な変化は少ない。

土壌の保水性及び透水性と作物の状態との関係を定量的に調べるために、クラウンポテンシャルが -10bars に達するまでの日数 (t_c) を求めて比較する。この日数が長いほど、作物が受けた水ストレスは小さいと考えられる。この t_c の値と θ と \bar{K} の関係を等値線で表すと Fig. 9 のようになる。

\bar{K} が小さい土壌では t_c は θ のみの関数になる。一方 \bar{K} が大きい場合には、 t_c は \bar{K} にも依存するようになるが、この場合においても、 θ が小さすぎると、下方の給水源からの水分補給が始まる以前に作物の水ストレスが大きくなることがある。従つて \bar{K} が大ききとも θ が小さい場合には、 t_c は θ にも依存するものと考えられる。

水管理条件は同一で、土壌条件のみが異なるような隣接した圃場において、同一作物を栽培したときの作物の生育は、これらの指標と関係があると考えられる。

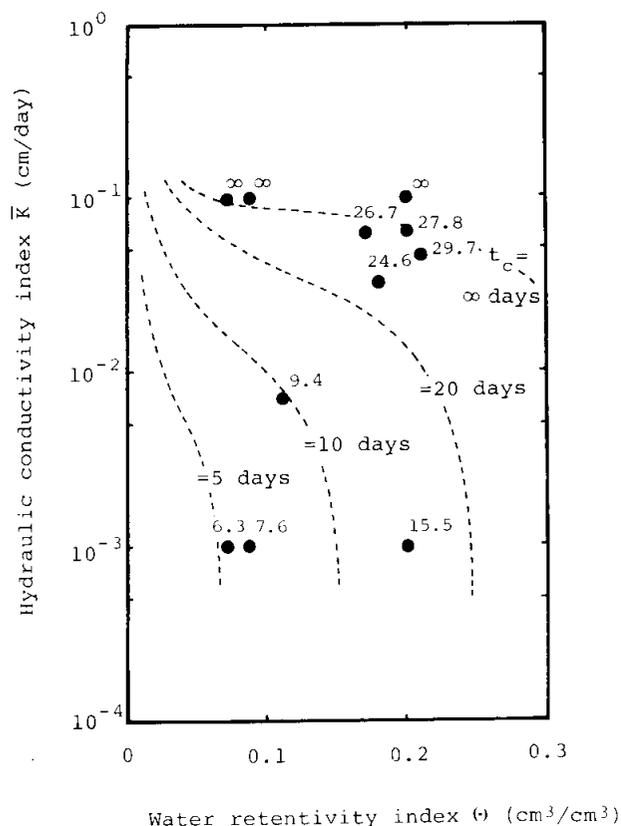


Fig. 9. Days (t_c) until crown potential reaches at -10 bars as function of indices. The numbers near the dots are the t_c values of respective soils.

しかし、このことを詳しく調べるためには栽培実験が必要である。

以上で明らかになったように、本研究で定義した保水性と透水性の評価指標、すなわち θ , \bar{K} を用いることによつて、土壌の保水性及び透水性が作物に与える影響を推測することが可能である。しかし、これらの指標だけから土壌の保水性と透水性、水理学的土壌条件の影響を完全に予想することは出来ない。例えば、下方の給水源からの水分補給が期待できるような \bar{K} の大きさを決定する場合、数値実験を行わずに決定することは困難である。しかし、作物が受ける水ストレスの程度に関する数値実験の結果と、本研究で定義した指標の値から直覚的に予想した傾向との間には、大きな矛盾は見られなかった。

また水理学的土壌条件が異なれば、保水性、透水性の果たす役割も異なってくる。従つて、この土壌条件を適当な指標（例えば地下水位、成層状態など）で表現することができれば、さらに実際的な問題に対応することが可能になると考えられる。

これらの指標の重要な役割の一つは作物生産に関わる土壌の保水性と透水性を容易に識別できることである。従つて、土壌の保水性及び透水性と作物生育との関係について研究を行う場合、典型的な土壌の選択が容易となる。また与えられた条件のもとで、いくつかの典型的な土壌について数値実験または栽培実験を行つておけば、他の土壌が作物に及ぼす影響を予想することが可能である。

要 約

作物の生育に土壌水分が大きな影響を与えることは良く知られている。土壌の成層状態、地下水位などの水理学的土壌条件、根系分布、群落構造などの作物条件及び気象条件が一定であれば、土壌が作物の根に水分を供給する能力は主として土壌の保水性と透水性に依存する。この保水性と透水性は一般には不飽和透水係数—マトリックポテンシャル—土壌水分量の相互関係によつて表される。しかし、これらの相互関係についてのデータのみから、土壌の保水性と透水性の特徴を把握し、作物生育に与える影響を予想することは、土壌水分動態のシミュレーションをおこなわないかぎり困難である。

本研究では、土壌の保水性と透水性が作物生育に果たす役割を直覚的に評価するために、土壌の保水性、透水性及び応答性を表す簡単な指標を定義した。そして、これらの指標を用いることによつて、土壌が作物

に水分を供給する能力を推測できることを数値実験の手法を用いて明らかにした。

文 献

- Arya, L. M., D. A. Farrell and G. R. Blake 1975 A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots (1) *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **39**: 424-430
- Hanks, R. J. and G. L. Ashcroft 1980 *Applied Soil Physics*. Springer Verlag, Berlin, pp. 43
- Hillel, D., H. Talpaz and H. Van Keulen 1976 A Macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Soil Sci.*, **121**: 242-255
- Hillel, D. 1977 Computer simulation of soil-water dynamics. *International Development Research Center, Ottawa, Canada*
- Jackson, R. D. 1972 On the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **36**: 380-382
- James, D. W., R. J. Hanks and J. J. Jurinak 1982 *Modern Irrigated Soils*. Wiley-Interscience Publication, New York, pp. 20-21
- 木村 充・戸塚 績 1977 植物の生産過程. 共立出版, 東京, 18-22 頁
- 瀧野理一郎 1953 植物水分生理概要. 明文堂, 東京, 48-54 頁
- Lawlor, D. W. 1972 Growth and water use of *Lolium perenne* (1) *J. appl. Ecol.*, **9**: 79-98
- Neuman, S. P., R. A. Feddes and E. Bresler 1975 Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots (1) *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **39**: 224-230

Summary

The water supplying power of soil to crop roots depends on its physical properties. These properties are described by the hydraulic conductivity-matric potential-moisture content relationships. Without dynamic analysis of soil water movement, it is difficult to predict intuitively the effects of these physical properties on crops.

In this study, 3 indices were defined: hydraulic conductivity index (\bar{K}), water retentivity index (θ) and responsivity index (\bar{K}/θ) of soil. Using these indices, the effect of the water supplying power of soil on soil water movement and crown potential of crop were estimated.

It is proved by numerical analysis that these indices are useful in estimating intuitively the water supplying power of soil to crops.