

土壌の保水性・排水性と透水性について

—毛管ポテンシャル理論の観点から—

山 村 善 洋*

On the Soil Properties of Water Retention, Drainage and Seepage

—In view of a Capillary Potential Theory—

Yoshihiro YAMAMURA

Faculty of Agriculture, Kyushu University

1. はしがき

土壌の保水性および排水性は表裏一体の関係にあるが、両者に相関連するのが透水性である。これらについて、毛管ポテンシャル理論の観点から論じることとする。

毛管ポテンシャル理論およびその歴史については中野(1966)によって詳細に述べられ、かつ論評されているので、ここではその重複はできるだけ省くことにする。著者は毛管ポテンシャル理論と、土壌の保水性・排水性および透水性との関連性を概括し、毛管ポテンシャル理論の有効性の限界について提言する。

まず、2では土壌内水分量と間げき水圧、土壌水分吸引圧との関係、毛管ポテンシャル理論の概念の誕生について述べる。

3では、毛管ポテンシャルと水分量との関係を pF ~ 水分曲線、 pF ~ 水分分布曲線を用いて説明する。

4では、非粘性砂質土の場合に見られる排水特性について3で述べた *specific moisture capacity*: C の概念によって説明を試み、排水のメカニズムについて論じる。

5では、砂質土壌の透水性についての飽和透水係数、不飽和透水係数の特異性を毛管ポテンシャルと水分量あるいは水分分布との関係から検討する。また、不飽和の状態に2通りの存在形態があり、同一水分量、飽和度であっても不飽和透水係数は物理的に異なる意味をもつことを提言する。

全体を通して、砂質土の排水性・透水性の特徴(性)を、砂質土の毛管ポテンシャルによって保持される水分量との関連(即ち pF ~ 水分分布曲線)で説明を試みる。その結果、一般に、他の土性の土壌の場合の排水性・透水性との相違が生じることを考察する。

2. 土壌水分量と土壌間げき水圧

2-1 土壌水の存在形態と存在状態

土壌中の水分について議論するためには、水分の存在形態、存在状態を規定する必要がある。

まず水分は、土壌間げき中に飽和状態で存在しているのか、それとも不飽和状態で存在しているのか。さらに、水分は、どのような境界条件(領域)の中に存在しているのか。その領域内に自由水面が存在するのかわからないのか。

次に、水分は、静止・平衡状態にあるのかそれとも流動状態にあるのか。流動状態にある時、水分量は変動しているのかいないのか。水分量の変動しているならば、その過程は、湿潤過程なのか、それとも乾燥過程なのか、等々についてである。

以上のような土壌水分の存在形態・存在状態を示す物理量が、間げき水圧・土壌水分張力、含水比・容積水分率である。

2-2 土壌間げき水圧と土壌水分張力(土壌水分吸引圧)

土壌の間げきが、完全に水で飽和されている場合には、普通用いられている土壌間げき水圧の概念で、土壌水の静水圧分布、動水圧分布を論じることができる。飽和状態での間げき水圧の説明については Jacob Bear (1972, a) に詳しい。

ところで、土壌間げき内の水分が不飽和な状態になると、水と土壌粒子との間にメナスカスが形成され、毛管圧が作用する(注1)。この毛管圧を p_c とすると、 p_c は次式で表わされる。

$$p_c = -p_w = -2\sigma/r \quad (2 \cdot 2 \cdot 1)$$

ここで、 p_w は界面に直接接している水の圧力を表わす。この毛管圧は、メナスカスの大きさを表わす。

(注1) ここでの不飽和状態は厳密には 5-2 で述べている(1)の場合に相当する。

* 九州大学農学部

多孔媒体内には、種々の大きさのメニスカスがランダムに分布している。従って、(2・2・1)式を適用するためには、その様なメニスカスを平均して r を求めることが必要となる。また、その場合、 p_w は負値となる。一方、 r は均質等方な多孔媒体では土壌水分量で変動する、即ち、毛管圧は土壌水分量の関数として表わされることになる。

ここに毛管ポテンシャルの概念の誕生がある。

E. Buckingham (1907) は、毛管ポテンシャルを単位質量の土から、単位質量の水を引出すのに要する仕事であり、土壌の毛管力に抗して単位質量の水を自由表面から一定点まで動かすのに要する仕事と定義した。

一方、L. A. Richard (1931) は、 $\phi = \int dp/\rho$ を毛管ポテンシャルと定義し、もし流体の密度が一定かつ1に等しい時には、 ϕ は数値的には圧力に等しくなるとした。ところで、L. A. Richard の定義した毛管ポテンシャルは、M. K. Hubbert (1940) の定義した *force potential* (注2) の圧力水頭の項と本質的には同じものである。

毛管ポテンシャル ϕ は一般に、次の様に定義される物理量である。すなわち、

$$\phi = -p_c/\rho g \quad (2 \cdot 2 \cdot 2)$$

また、毛管圧力水頭は次の様に定義される。

$$h_c = p_c/r_w = -p_w/r_w \quad (2 \cdot 2 \cdot 3)$$

2-3 不飽和流におけるピエゾ水頭

全ての流れ領域に対してピエゾ水頭を

$$\varphi = z + p_w/r_w \quad (2 \cdot 3 \cdot 1)$$

と定義する。不飽和流では(2・2・1)式から、ピエゾ水頭を表わすために毛管水頭 φ_c が用いられる。すなわち

$$\begin{aligned} \varphi_c &= z + p_w/r_w, \\ &= z - p_c/r_w, \\ &= z - h_c \end{aligned} \quad (2 \cdot 3 \cdot 2)$$

ところで、飽和・不飽和領域内の浸透流解析において、「全水頭を圧力水頭と位置水頭の和と仮定し、飽和領域では、圧力水頭が正、不飽和領域では圧力水頭が負

であると仮定すると、自由水面は圧力水頭が零の点を連ねた面であるといえる」とする考えがある。しかし、実際には飽和水分領域であっても、圧力水頭が負の領域が存在する(例えば飽和毛管帯)ため、圧力水頭(正) = 飽和、圧力水頭(負) = 不飽和の関係は常に成立するとは限らない。

3. 毛管ポテンシャルと水分量との関係について (土壌の保水性)

3-1 pF の概念について

pF の概念を提唱したのは、R. K. Schofield (1935) であり、pF は(2・2・3)式で定義された毛管圧力水頭の対数值をとることによって、次の様に定義されていた。

$$pF = \log h_c \quad (3 \cdot 1 \cdot 1)$$

ところで、この h_c を用いると(2・2・1)式で、 $r = 2.87\mu$ で吸引圧水頭が1033cm(1気圧)となって r がこれ以下では「負圧」の物理的意味を失い、 $pF > 3$ の概念がなくなる。一方、このpF表示法では吸引圧がゼロの場合 $pF = -\infty$ となり、吸引圧が負数(正圧)の場合にはpF値で表わせない。

このような矛盾から、土壌水分の変化を停滞水の出現から(正圧)、排水、乾燥(負圧)まで連続した動的過程としてとらえるためには、土壌水分張力のpF表示は全く無意味であるとする論もあり、現在国際的には廃語となっている。

そこで、 h_c の代りに、純水におけるギブスの比自由エネルギー(化学ポテンシャル)を水頭(水柱高)に換算し、その絶対値の常用対数をとってその数値でpFを再定義することができる。

以下の章で用いるpFの概念は、上述の定義によるものとする。

3-2 土壌水分特性曲線

土壌水分吸引圧(毛管ポテンシャル、広義には化学ポテンシャル)と水分量との関係を表わす曲線を、土壌水分特性曲線あるいはpF～水分曲線という。

図3-1は、土性による違いを示す図であり、図3-2は、粒度組成の異なる2種の砂の土壌水分特性曲線を示すものである。一般に、pFと水分量とは一価の関係になく、脱水過程と吸水過程で異なるが、これらの曲線は全て脱水過程についてのみのものである。

これらの曲線は、当然のことながら、あるポテンシャルで保持されている水分量を示すものであるが、毛管ポテンシャルで保持されている水分量を見るには不十分である。

図3-2は、粒度組成の相違により、間げき構造が変化した、それに伴って毛管ポテンシャルの大きさが変動

(注2) 多孔媒体内での流れを支配するポテンシャルについては、*force potential** の立場をとる考え方と、*velocity potential*** の立場をとる考え方の2通りがあったが、現在では *force potential* の妥当性が確立されている。(黒田(1966), A. E. Scheidegger (1974))

* *force potential*: $\phi = gz + \int_{p_0}^p dp/\rho(p)$
 $q = -(K\rho/\mu)grad\phi$

** *velocity potential*: $\phi = Kp/\mu + \int_{z_0}^z K\rho g dz/\mu$
 $p = -grad\phi$

すなわち、*piezometric head*(ピエゾ水頭)とは流体のもっている *force potential* の水頭表示ということになる。

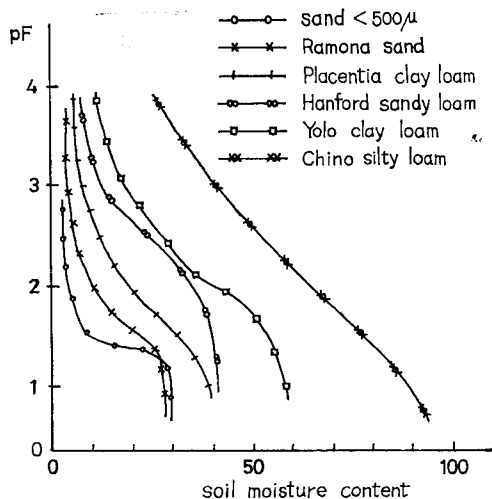


図3-1 典型的な水分特性曲線(脱水過程)
(Jacob, Bear (1972, a))

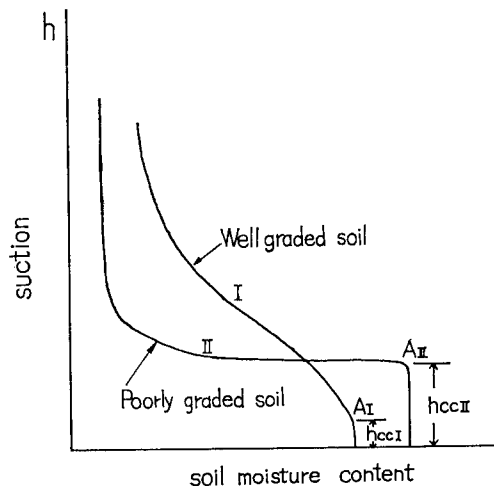


図3-2 土壌の保水特性を示す概要図
(Jacob, Bear (1972, a))

し、保水量が変化することを示すものである。

ところで、 $pF \sim$ 水分曲線は、 pF に対する水分量を表わす曲線であり、一定の pF に対応する保水量はわかるが、それぞれの単位 pF の増減による保水性の変化の状態は、わかりにくい。換言すれば保水力の異なる水分の分布状態を知るためには、一連の $pF \sim$ 水分曲線に微分操作を加えて得られる $pF \sim$ 水分分布曲線を用いると一目瞭然である。

このような単位 pF (あるいは h_c) の変化量、 ΔpF (あるいは Δh_c) に対する水分量の変化量 $\Delta \theta$ を微分容水量 (Differential water capacity: C) という。すなわち、

$$C = \frac{d\theta}{dpF} \quad (3.2.1)$$

一方、A. Klute (1952) は、土壌水の拡散運動理論を展開した中で、比容水量 $C(\theta)$ (Specific water capacity) を次の様に定義している(注3)。

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad (3.2.2)$$

ところで、水平一次元流れの一般式は、Darcy の法則と、連続の式から次の様に与えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] \quad (3.2.3)$$

ここで、マトリックサクション勾配 (matrix suction gradient) $\partial \psi / \partial x$ は次の様に表わされる。

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{C(\theta)} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (3.2.4)$$

(注3) 1962年、第7回国際土壌学会用語委員会では $C = d\theta/dpF$ と定義せず、 $C = d\theta/d\psi$ あるいは、 $C(\theta)/d\psi$ の値を術語として採用し微分容水量と名づけた。ただし、ここで pF と ψ の間には $pF = \log \psi$ の関係がある。

従って、Darcy の式は次の様に書くこともできる。

$$q = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (3.2.5)$$

ここで、 $D(\theta) = K(\theta)/C(\theta)$ とおき、これを *diffusivity* (土壌水分拡散係数) と称す。従って、(3.2.3)式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (3.2.6)$$

となり、これが不飽和水分移動 (水平一次元) を表わす拡散型方程式と称されている。

3-3 砂質土の土壌水分特性曲線ならびに $pF \sim$ 水分分布曲線

土壌の保水を論じる時、2通りの保水の形態を考える。その一つが土壌の固相表面の物体吸着能力であり、他の一つが、土壌の間げき構造に由来するもので、間げきに張る水面のメニスカスの毛管力や重力の作用力に因るものである。 $pF \sim$ 水分分布曲線は、この土壌の保水性が、毛管ポテンシャルによるものであるか、吸着ポテンシャルによるものであるかを明確に示している。

図3-3は、標準砂の水分特性曲線を示すがこの図をもとに、微分容水量 $C(\theta)$ を算定して $\psi \sim C(\theta)$ 曲線を決めると図3-4の様に表わされる。この図から明らかな様に吸引圧力水頭 (ψ) が約 40~50cm のところで $C(\theta)$ (Specific moisture capacity) は著しく大きい値を示しており、約 42cm 水頭のところにそのピークが見られる。このことは、この大きさ近くの吸引圧水頭値に相当する毛管ポテンシャルによって保持されている水分が集中して存在していることを示しているものである。逆の観点から見れば、間げき内でこの水頭値に相当する毛管ポテ

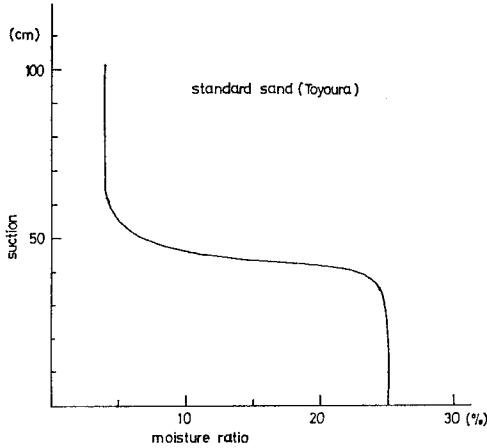


図 3—3 水分特性曲線 (豊浦標準砂)

ンシャルで保持されている水は、その水頭値で表わされる大きさの吸引圧が作用すると、容易に移動することを意味する。含水比 4~25%の水分領域に相当する水分が間げきの毛管性に基づく毛管ポテンシャルによって保持されているのに対して、含水比が 4%以下に相当する水分は、砂粒子の表面のもっている保水能、すなわち、吸着ポテンシャルによって保持されていることを示すものである。(図 3—3, 3—4 参照)

所謂、水理学的に連続な水分領域は、 $p^F \sim$ 水分分布曲線で $\psi \sim C(\theta)$ 曲線が連続して存在する範囲であって、標準砂の場合には含水比が 4%, 吸引圧水頭が約 70cm の点で水理学的連続性が断たれていることがわかる。

砂質土の場合には、毛管ポテンシャルによって保持される水分と吸着ポテンシャルによって保持される水分とを分離することができるが、粘土分が多くなるにつれて $C(\theta)$ の分布が ψ に対して一様になって、保水特性が砂質土の場合に比べて著しく異なることがわかる。この保水特性がまた排水特性と密接に関連しているのである。

4. 砂質非粘性土壌にみられる排水特性

4-1 標準砂の保水特性と排水特性

3—3 に述べた様に、標準砂の場合、毛管ポテンシャルで保持されている水分の殆んどは吸引圧水頭 30~60cm のところに集中している。このことは、標準砂の間げき構造が、この吸引圧水頭を作り出す相当毛管径を持っていることを示している。

従って、標準砂の排水性を見るとき、水分を保持している毛管ポテンシャル以上の吸引圧を土壌水に作用させると、毛管ポテ

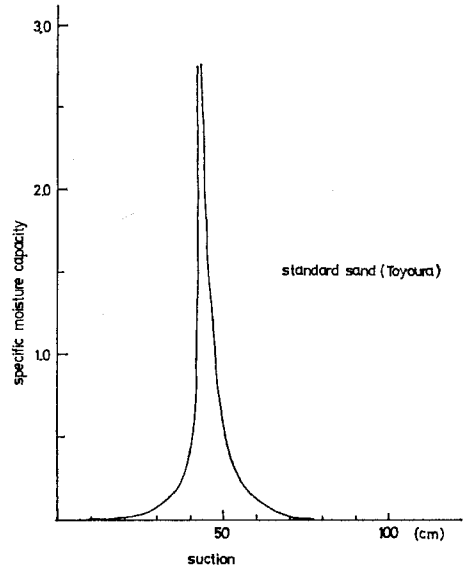


図 3—4 水分分布特性曲線 (豊浦標準砂)

ンシャルによる全保水量が排水されてしまうことを意味する。

一般に、飽和状態の土壌水に吸引圧 h を作用させて、脱水(排水)させると、その時の排水量 q (これは勿論、最終的に水分平衡に達するまでの全排水量である) は、Specific moisture capacity: C を用いると次式で表わされる。

$$q = \int_0^h C dh$$

ところで、鉛直柱内に飽和された土壌からの排水を考える時には、水面からの高さ z には $h=z$ の吸引圧が作用していることに相当するので、 z における排水量 q_z は

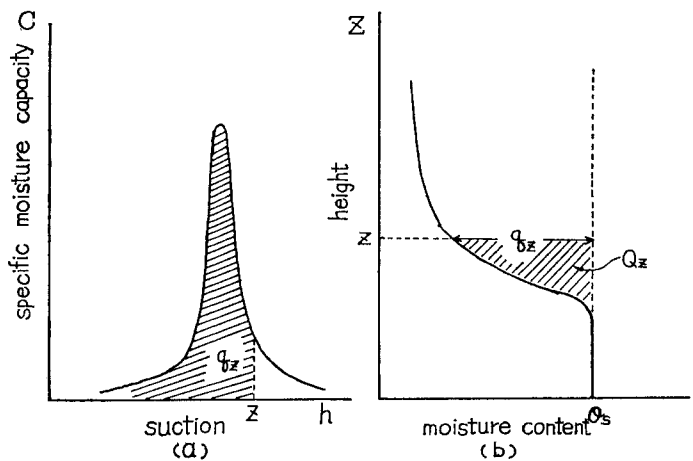


図 4—1 (a) C と q_z の関係を示す概念図、
(b) q_z と Q_z との関係を示す概念図

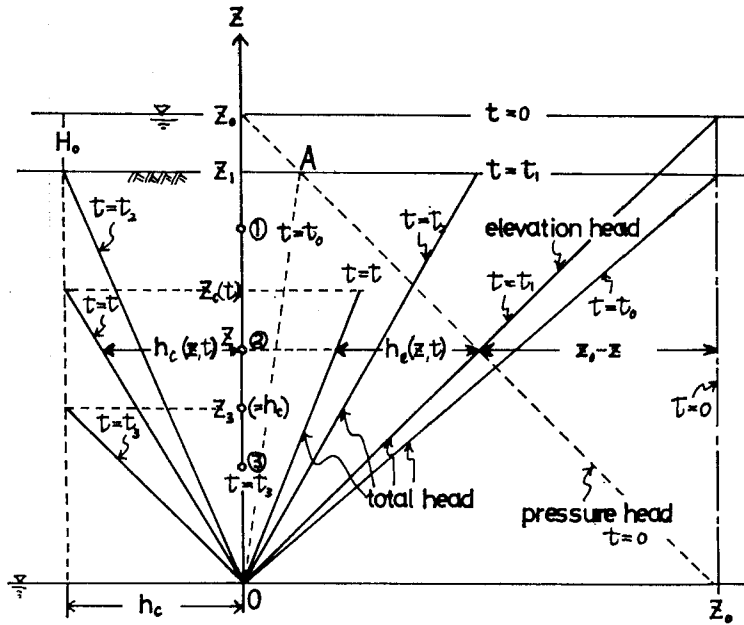


図4-2 排水のメカニズムを説明する概念図
後退毛管力の作用する位置の経時変化に伴う圧力水頭、全水頭の経時変化を示す

$$q_z = \int_0^z C dh$$

で表わされ、鉛直柱全体からの総排水量 Q_z は次式で表わされる。

$$Q_z = \int_0^z q_z dz = \int_0^z \int_0^z C dh dz$$

4-2 排水過程時に作用する間げき水圧の経時変化

4-1において、排水性について、*Specific moisture capacity* : C を用いて定量的に説明したが、排水が進行している際の間げき水圧の経時変化を見ることによって、排水のメカニズムを論じてみる。

図4-2は、T. W. Lamb (1951) を参照し、間げき水圧の測定結果をもとに、排水の進行時における間げき水圧勾配の経時変化、および全水頭勾配の経時変化を模式図化したものである。

$t=0$ で、タン水深 H_0 の静止状態における全水頭はどの点でも同じである。この状態で下端から排水を開始すると、その時刻 $t=t_0$ で、圧力水頭勾配は急激に浸透層内での流れ抵抗によって低下し、図でA-Oの様に変化する。排水の進行に伴って、タン水深が低下すると各点における圧力水頭は低下し圧力勾配も漸時低下する。タン水がなくなった ($H_0=0$) 瞬間に圧力勾配はゼロになる。さらに排水が進行して土壌粒子と間げき水との間にメニスカスが形成されると、間げき水圧はこの引張り力によって負圧となる。この間の間げき水圧の変化は急

激に起こる。

さらに、排水が進行するにつれて全水頭勾配も、 $t=t_2 \rightarrow t_3$ と経時的に変化していく。 $t=t_3$ の時点において、圧力水頭の絶対値が位置水頭に等しくなると、全水頭勾配が0となり排水が終了し、水分平衡状態に達する。

これと全く同様の鉛直一次元排水問題に関して Y. Fujioka and T. Kitamura (1964) は理論的考察を行っている。その中で、この問題に関する系列として、

1. Childs(1960), Youngs(1960) および Ligon ら(1962) と、
 2. Luthin and Miller (1953), Day and Luthin (1956) および Gardner (1962) の2グループあるとしている。
- Y. Fujioka らは、2つの理論のうち、次の様な理由で第2のグループの立場をとった。その理由とは、すなわち、

「第1のグループの理論を正しいものとすれば、土壌内の間げきは水面下は水で完全に飽和されているが、しかし、水面上の土壌は飽和されていない。それ故に、土壌水の相対的な圧縮性は、不飽和領域においてのみ存在しうる。それで、間げき圧力の伝播は、土壌水の飽和と不飽和の境界で急激に変化するはずである。しかしながら、我々の実験では圧力水頭の変動は認められなかった」

彼らが決定的理由として挙げている彼らの実験結果については、圧力水頭の測定方法に問題かあると考えられる。即ち、マンメーター法では、圧力水頭は、管内の流体の流入・流出を介して指示されるのであるから、非定常流れの場合のタイム・ラグは無視できないからであり、層内とマンメーターとの間の水の出入りにより層内の水が乱されることによる圧力測定の不確かさがある。

4-3 後退毛管力の概念を用いた排水現象のメカニズムの説明

間げき中の水分が排水され、土壌粒子と間げき水との間にメニスカスが形成されると、間げき水圧は、表面張力の作用によって負圧となる。ところで、間げき内においてこの力は毛管力と称せられ、水理学的連続性の保たれている水分領域内において、その最大値すなわち最大毛管力が存在する。この最大毛管力は、この水分領域で *Specific moisture capacity* : C がピーク値をとる吸引圧に相当し、後退毛管力と称せられる。この後退毛管力

が排水のメカニズムを支配することは実験結果によっても明らかである。(図4-2の h_c を参照)

すなわち、後退毛管力の大きさ、作用する位置によって、排水領域内の全水頭勾配が決定され排水量が定まる。この場合、飽和排水領域内での透水係数は、飽和透水係数がそのまま適用できる。

ところで、この後退毛管力の大きさは、土壌の保水性とどの様に関係するかを考えてみる。実験結果によると、標準砂の場合、この後退毛管力の大きさは pF ～水分分布曲線で、*Specific moisture capacity*: C が最大となる吸引圧水頭に相当する。

すなわち、標準砂の様な pF ～水分分布曲線において、 C にピークの存在する試料の場合には、4-2に示した様な間げき水圧の経時変化に特色が見られる。

他の土性の土壌、例えば、粘土の場合には pF ～水分分布曲線は、 C が砂質土の場合の様にピークを示さず、水分量の微小変化に伴う水分量の変化、あるいは吸引圧の大きさによって殆んど影響されないことを示している。このことは、後退毛管力が砂質土の場合の様に明確には作用しないことを意味する。

5. 砂質土壌の透水性

5-1 飽和透水係数、不飽和透水係数

図5-1はM.Nakanoら(1977)によって、sandおよびsandy loamについて得られた不飽和透水係数に関する実験結果を示すものである。これと同様な結果は、長谷川ら(1976)によっても報告されている。

R. H. Brooks and A. T. Corey (1966)の論文を参考にして、J. Bear (1972, b)は砂におけるこの関係(図5-2参照)を次の様に表わした。

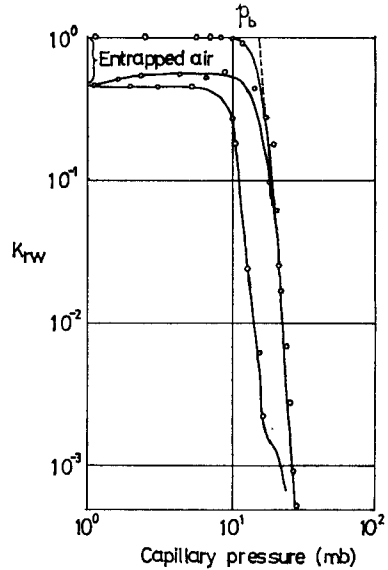


図5-2 毛管圧力と相対透水係数との関係 (Jacob, Bear (1972, a))

$$\begin{cases} k = k_0, & p_c \leq p_b \\ k = k_0(p_b/p_c)^n, & p_c > p_b \end{cases}$$

ここで、 k_0 は飽和透水係数、 p_b は *bubbling pressure* であり、指数 n は多孔媒体の間げき径分布の指数である。*bubbling pressure* とは *air entry value* のことを意味し、図3-2における h_{cc} に相当する。この h_{cc} は、 pF ～水分分布曲線において *Specific moisture capacity*: C がピーク値を持つ吸引圧、すなわち、後退毛管力の大きさに相当する。

ところで、この p_b の値までは間げき水は飽和状態である(*capillary stage*)。従って、不飽和状態は p_b 以上の毛管圧力が作用する領域(*funicular stage*)において存在する(注4)。この領域において水理学的連続性が維持された流れは、(2.3.2)式で表わされる毛管水頭勾配によって生ずるのであるから、不飽和透水係数の測定が可能なのは、高々、吸引圧水頭が100~200cmの大きさの範囲までである(例えばDe Wiest (1969), L. A. Richards & D. C. Moore (1952)参照)

ところで、図3-4の標準砂の pF ～水分分布曲線を参照すればわかる通り、標準砂の場合毛管ポテンシャルに相当する吸引圧で保持されている水分は、約70cm吸引圧水頭までである。従って、このポテンシャルよりも大きなポテンシャルで保持されている水分は、自然状態下では、温度勾配の存在のみによって移動が可能となる。これらの現象の説明については八幡の著書(1975, a)に詳しい。ちなみに著者の行った標準砂の実験結果によれ

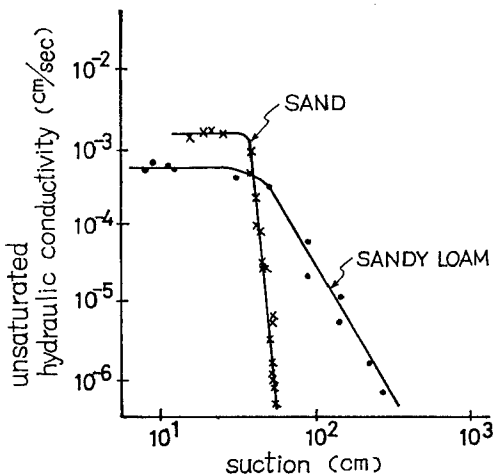


図5-1 吸引水頭と不飽和透水係数との関係 (M.Nakano and K.Ichii (1977))

(注4) 先に4-2, 4-3で述べた後退毛管力によって水分が維持できなくなった領域に相当する。

ば、この水分量は含水比4%に相当する(3-3参照)。

5-2 もう一つの不飽和透水係数

前に述べた不飽和透水係数は、所謂、毛管伝導度と称されるものである。ところで、土壌水分の不飽和状態は、(1)土壌水分が土壌粒子とメニスカスを界して存在する場合と、(2)土壌水中に空気が封入空気(*entrapped air*)の形で存在する場合の2つに分類して考えることができる。(例えば、八幡(1975, b))

後者の場合、封入空気量は、土壌水中では飽和水分量から *bubbling pressure* あるいは *air entry value* に相当する負圧までにおいてしか存在しえない。

従って、浸透層中での圧力低下による溶解気体の析出に伴う不飽和浸透流の場合においても、封入空気量はその限界に達すると定負圧帯が下層に伸び負圧の大きさが減少していく過程をとることが、黒田(1966)によって実験的に確かめられている。

従って、後者の場合の不飽和透水係数は、前者のそれとは物理的な意味を異にする。これらの相違について、岡本(1966)は「不飽和透水係数は、飽和度と、層内圧力の両者によって支配されている」と述べている。すなわち、同一の飽和度であっても不飽和透水係数の大きさは、圧力の相違によって異なった値を示すことになる。

田淵(1959)は、「不飽和≡毛管膜」、「毛管膜≡負圧」の関係が意味をもつのは、開放浸透の場合に限っており、閉鎖浸透の場合にはたとえ不飽和で層内圧力であっても浸透様相には殆んど変動を生じないと指摘している。前述の前者の場合が開放浸透に相当し、後者の場合が閉鎖浸透に相当する。すなわち、閉鎖浸透流で、封入空気が存在する場合には、封入空気も流体の一部と考えると、その流体の密度が間げき水圧によって変動することになる。従って、圧力水頭は

$$\int_{p_0}^p dp / g\rho(p)$$

で表わされる。

すなわち、M. K. Hubbert (1940) の唱えた *force potential* に従って流れが生じることを意味する。

一方、前者の場合には、圧力水頭は $\int_{p_0}^p dp / \rho$ であるから $(p-p_0)/\rho$ の形で表わされる。

6. むすび

毛管ポテンシャル理論の観点から、土壌の保水性、排水性と透水性について論評を試みた。そのうちの一部分について、これらは、特に著者が土壌物理の研究に際して、これまで興味をもった側面について論じたものであり、その内容については一面的なものである。読者諸賢の御批判、御教示を願いたい。

参考引用文献

- 1) Bear, Jacob (1972, a) dynamics of fluids in porous media, American Elsevier (Environmental Science Series) pp. 59-64.
- 2) Bear, Jacob (1972, b) dynamics of fluids in porous media American Elsevier (Environmental Science Series) pp. 492-493.
- 3) Brooks, R.H. and A. T. Corey (1966) Properties of porous media affecting fluid flow, Proc. Amer. Soc. Civil Eng. No. IR. 2. 92, pp. 61-87.
- 4) Buckingham, E. (1907) Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.
- 5) De Wiest, Roger J.M. (1969) Flow through porous media, New York & London, Academic Press, p. 254.
- 6) 土壌物理研究会編(1974), 土壌物理用語事典, 養賢堂
- 7) 土壌物理性測定法委員会編(1972), 土壌物理性測定法, 養賢堂
- 8) Fujioka, Y. and T. Kitamura (1964) Approximate Solution of vertical Drainage Problem, Journal of Geophysical Reserch vol. 69. No. 24.
- 9) 長谷川周一ら(1976), 不飽和透水係数に関する研究, 北大農学部邦文紀要, 第10巻, 第3号
- 10) Hillel, D. (1971) Soil and Water, Academic Press.
- 11) Hubbert, M.K. (1940) The theory of ground water solution J. Geol. 48. pp. 785-944.
- 12) Klute, A. (1952) A Numerical Method for Solving the Flow Equation for Water in Unsaturated Materials. Soil Sci. vol. 73.
- 13) 黒田正治(1966), 溶解気体による不飽和浸透の発生とその浸透性に関する研究, 九州大学農学部学芸雑誌第22巻, 第3号
- 14) Lambe, T.W. (1951) Capillary phenomena in cohesionless soils, Proc. of A. S. C. E. 76.
- 15) 中野政詩(1966), 毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論の歴史, 土壌物理研究 No. 3.
- 16) Nakano, M. and K. Ichii (1977) Measurement and Prediction of Hydraulic Conductivity in Unsaturated Porous Medium. Trans. of The Japanese Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering, vol. 69. pp. 29-34.
- 17) 農林水産技術会議編(1972), 畑地かんがい, 農林技術出版社, p. 63.
- 18) 岡本雅美 (1966), Porous Media を通る流れの特性, 土壌物理研究
- 19) Richards, L. A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, vol. 1.
- 20) Richards, L. A. and C. Moore (1952) Influence of capillary conductivity and depth of wetting on moisture retention in soil, Trans. Am. Geophys. Union, 33. pp. 531-540.
- 21) Scheidegger, A. E. (1974) The physics of flow through porous media, 2nd ed. University of Toronto Press, pp. 78-79.

- 22) Schofield, R.K. (1935) The pF of the water in soils. Trans. 3rd Int. Congr. Soil Sci. (Oxford) 2. pp. 37-38.
- 23) 浸透理論体系化研究グループ(1965), 土壌水運動理論の諸系列 1, II, 毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論, 土壌の物理性, No.13.
- 24) 田淵俊雄(1959), 負圧浸透について, 土壌の物理性, No. 1.
- 25) 八幡敏雄(1975, a), 土壌の物理, 東大出版会, pp. 108-117.
- 26) 八幡敏雄(1975, b), 同上書, p. 86.