HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	土の水平浸潤および不飽和透水係数に関する研究
Author(s)	長谷川, 周一; 前田, 隆; 佐々木, 清一
Citation	北海道大学農学部邦文紀要, 10(3), 183-205
Issue Date	1977-05-31
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/11891
Type	bulletin (article)
File Information	10(3)_p183-205.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

土の水平浸潤および不飽和透水係数に関する研究

長谷川周一・前田　隆・佐々木清一
(北海道大学農学部土質改善学教室)
(昭和51年5月11日受理)

Studies on Horizontal Infiltration and Unsaturated Hydraulic Conductivity of Soil

Shuichi HASEGAWA, Takashi MAEDA
and Seiichi SASAKI
(Institute of Soil Amelioration, Faculty of Agriculture,
Hokkaido University, Sapporo, Japan)
(Received, May 11, 1976)

I. 緒　　言

降水により土壌表面に供給された水は土壌中の水分不足を補いながら下層へ浸透してゆき，地下水の増加となる。この土壌中に保留された水分と地下水の一部は土壌面蒸発により再び大気にもどされる。下方へ流れゆく水の移動は浸潤，浸透，排水の3つの過程からなるが，浸潤とは，土壌中へ水が不連続面(浸潤前線)をもって侵入してゆく移動形態であり，浸透とは不連続面が地下水面または湿潤部分に到達し消滅した後の移動形態である。一般に土壌中の水分移動は水と空気の両者が間ゲキの中に共存する形，すなわち不飽和浸透流としておこることが多い。不飽和浸透は地表面の湛水から土中へ水が移動するところでさえおこる。浸透は浸潤過程の影響を強く受け，浸潤が間ゲキを水で飽和させるに到らずに終了した場合には，むしろこのような場合の方が一般的であるが，その後の浸透過程も不飽和状態で行なわれることになり，浸潤と浸透の両者は自然界において密接な関係がある。

浸潤現象，浸透現象とも土壌水運動の一形態であり，土の性質，土—水相互作用，浸透水に関係する様々な要因の影響を強く受ける。土の性質にもとづく要因としては土性，水分移動が行なわれる間ゲキの量，形，間ゲキ径分布，毛管屈曲度および間ゲキに含まれる水分量の多少，浸潤の際の毛管圧(土の水分ポテンシャル)などがある。また，土—水相互作用にもとづく要因としては湿潤熱，イオン濃度，土粒子に保持される水分子層の厚さ，土の膨潤性などがあげられる。浸透水に関する要因としては水の粘性や表面張力を変化させる温度，温度勾配，浸透水の密度，浸潤の際の湛水深，浸透の場合の動水勾配(圧力)などが考えられる。前述したように，浸潤，浸透は1つの連続した土壌水の移動形態としてとらえることが出来るが，本報では両者を区別して独立に取り扱い，上述の要因のうちの若干のものが浸潤および浸透におよぼす影響について明らかにしたものである。

本報の第1編では浸潤の中でも重力項の影響を受けない水平浸潤について論じた。第1の要因として給水水頭をとりあげた。NIELSEN ら[1]は砂岩を用い，給水水頭が−2 mb では Boltzmann 変換が成り立つが，給水水頭が−25 mb に変化すると Boltzmann 変換は成り立たないことを実験的に明らかにした。その原因として彼らは，土壌水分吸引圧と水分量の非一価関係およびダルシー則の適用性に問題が残ると述べている。一方 WONG ら[2]はカオリン系の粘土を用いた場合，給水水頭がマイナス数 100 mb でも Boltzmann 変換が成り立つと述べており，両者の見解は一致していない。そこで筆者らは給水水頭を正圧および負圧の条件下で変化させ，浸潤の式を展開することにより Boltzmann 変換と同様の関係が導びけることを示し，浸潤の式の前進毛管力に主眼点をおいてこの問題を解明し，浸潤理論の限界を明らかにした。第2の要因としては，土の乾燥密度をとりあげた。土の乾燥密度の変化が浸潤速度におよぼす影響については JACKSON[3], GUMBS ら[4]により研究が行なわれており，乾燥密度の増大が浸潤速度を急激に減少させること

がわかっているが，その原因については明らかにされてはいない。そこで本報では，乾燥密度の増大にともなう透水係数および前進毛管力の変化からこの問題を検討した。第3に水平浸潤実験より BRUCE ら[5] の方法で水分拡散係数を求め，給水水頭，乾燥密度，初期含水比の影響を論じた。BRUCE らの方法では給水水頭に関する規定はなく任意に用いられているが，給水水頭の増大は浸潤速度を増大させることから水分拡散係数も増大すると考えられる。そこで給水水頭がどの程度影響を与えるか，そして BRUCE らの方法を適用する場合給水水頭の増大により水分拡散係数が増大するのはいかなる要因によるのかを論じた。次に土の充テン密度が水分拡散係数に与える影響については GUMBS ら[4] により土の充テン密度が増大すると水分拡散係数が減少することが明らかにされているが，この原因についてはなんらの解明も与えられていない。そこで筆者らは水分拡散係数が比水分容量の逆数と透水係数との積で表わされることに着目して要因解析を行なった。また初期水分の減少は浸潤速度を低下させることが PHILIP[6] により明らかにされており，一方前田ら[7] は火山性ローム土では乾燥にともなう土の構造変化により初期水分の減少とともに浸潤速度が増加することを明らかにしている。そこで実験に供した土壌に対しこれらの指摘を考慮して考察を加えた。

第2編ではガラスビーズ，砂および充テン土を対象として不飽和透水係数について論じた。従来の研究ではガラスビーズ，砂または土，それぞれについて別個に研究されることが多く[8~10]，供試土による不飽和透水係数の相異点としては現象的に吸引圧の増加にともなう透水性の低下が砂のような粗粒の土の方が粘質土に比べ急激であるということが知られている[11]。しかしながら土の間ゲキはガラスビーズや砂のような粒状物質と異なり，大小さまざまの間ゲキで構成されているため，土の場合透水に関与する間ゲキ水はどの程度の間ゲキまでであるかについては現在のところ明らかにされていない。そのため飽和の場合でも Darcy 則より求めた透水係数を間ゲキ率で除してこの値をもって真の透水係数と呼ぶことが多い[12]。そこで，筆者らは乾燥密度を変化させた充テン土から透水に関与する流動水分の概念を考え，これをもとにしてガラスビーズ，砂および充テン土の類似点，相異点を明らかにした。また水分特性曲線，透水特性のヒステリシスについても検討を加えた。

最後に土の水平浸潤と不飽和透水係数に関する実験との関連性として水分拡散係数をとりあげた。従来水分拡散係数と不飽和透水係数は同一の実験により式のうえからの展開により並列的に求められることが多く，異なる方法で求めた水分拡散係数，透水係数の精度についてはあまり比較されていない[13]。そこで筆者らは BRUCE らの方法で求めた水分拡散係数と不飽和透水係数，水分特性曲線より求めた水分拡散係数を比較し，両者の値が良く一致することから，いずれの方法でも水分拡散係数が求め得ることを示した。

II. 水平浸潤

II-1　供試土および実験方法

実験に供試した土壌は，Table 1 に示したように2種の火山性土，沖積土および洪積土の4種である。

水平浸潤の測定には Fig. 1 に示すように，内径 3.2 cm，高さ 1.0 cm の透明アクリル製リングを 20 個接続した装置を使用した。供試土は 0.84 mm フルイ通過部分を用い，1リングづつ油圧ジャッキを用いて所定の乾燥密度になるように充テンした。供給水が試料を湿潤し始めた直後から測定を開始し，浸潤前線の前進速度を測定した。浸潤前線が 16～17 cm の距離に到達した後給水を止め，直ちに装置を分解して各リングの水分量を測定し水分分布曲線を求めた。

実験は給水水頭を変化させた場合，試料の乾燥密度を変化させた場合および試料の初期含水比を変化させた場合の3つについて行ない，これらの変化要因が水平浸潤におよぼす影響について検討した。

Table 1.　水平浸潤実験の供試土

試料名	土性	比重	起源
西舎 C	LiC	2.73	火山性土
芽室 B/C	SCL	2.80	火山性土
北大 B	SiC	2.68	沖積土
野幌 B	SiC	2.71	洪積土

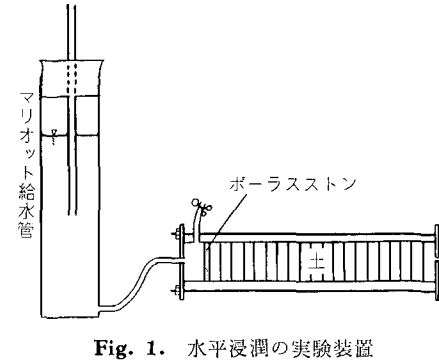

Fig. 1.　水平浸潤の実験装置

なお浸潤中に非浸潤部の空気の圧力が増大しないようにするため，コラムの端には開気孔をもうけた。

実験測定中の温度はほとんどが室温(22～26°C)で行ったが，WONG ら[2]によると浸潤における温度の影響は大きく，温度が 24.5°C から 11°C に変化した場合，カオリン系の粘土では 16 cm 浸潤するのに要する時間は約 1.4 倍の増加をみたと述べているため，一部の実験は 20°C の恒温室で行った。その結果，筆者らの行った室温の変化程度では実験精度にほとんど影響をおよぼさないことを確認した。

II-2 基本式とその導入法

浸潤過程の水分移動を表わす式としてここでは拡散方程式と浸潤の式の 2 つを用いた。拡散方程式は非定常熱伝導の式との類似による拡散理論をもとにしており，ダルシー式を連続の式に代入して得られる。重力項のない 1 次元流（水平浸潤）に対しては次式で示される。

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}\right) \qquad (1)$$

ここで θ は体積含水率，t は時間，x は距離，$D(\theta)$ は水分拡散係数を示す。水分拡散係数は次式で示されるものである。

$$D(\theta)=k(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial\theta} \qquad (2)$$

$k(\theta)$ は不飽和透水係数，ψ は毛管ポテンシャルを示す。(1)式は浸潤現象ばかりでなく，不飽和毛管流一般を表わす式である。(1)式の形で表わされる拡散方程式に対しては $x=\lambda(\theta)\sqrt{t}$ という Boltzmann 変換が成り立つことが知られている。ここで $\lambda(\theta)$ は水が浸潤してゆく過程で，土柱の水分量としていかなる値を用いるかによって変化する係数であるが，水平浸潤においては浸潤前線の土の水分量は浸潤前線が土柱のいかなる部分にあっても一定とみなせるため，θ として前線の水分量の値を用いた場合の関係をここでは Boltzmann 変換と呼ぶことにし，次式で表わす。

$$x=\lambda\sqrt{t} \qquad (3)$$

したがって(3)式において x は浸潤距離，t は浸潤時間である。この Boltzmann 変換は水平浸潤における初期条件つまり，$\theta=\theta_i$, $x>0$, $t=0$ から数学的に導入されることが SWARTZENDRUBER[14] により明らかにされている。θ_i は初期の体積含水率を示す。(3)式を(1)式に代入すると拡散方程式は常微分形となり，水分拡散係数は次式で表わされる。

$$D(\theta)=-\frac{1}{2t}\left(\frac{dx}{d\theta}\right)\int x d\theta \qquad (4)$$

この式は数値解析により水分拡散係数を求める際に用いられるが，BRUCE ら[5]は水平浸潤実験により実験的に水分拡散係数を求める方法を見出した。筆者らも水分拡散係数は BRUCE らの方法によって求めた。

浸潤の式はアレクセーエフら[15,16]により導びかれたもので，土壌中に水が侵入する際の作用力をもとに解析される。水平浸潤に対しては次式で示される。

$$q=k\frac{h_0+h_k}{x} \qquad (5)$$

ここで q は浸潤強度，h_0 は給水水頭，h_k は前進毛管力，k は浸潤時透水係数である。筆者らはこの式を次のように展開した。浸潤速度を u とすると，$q=u(\theta-\theta_i)$ であり，また $u=\frac{dx}{dt}$ であるから，(5)式にこれらを代入し積分すると次に示すように(3)式と同様の関係が得られる。

$$x=\sqrt{\frac{2k(h_0+h_k)}{\theta-\theta_i}}\sqrt{t} \qquad (6)$$

このように拡散方程式，浸潤の式のいずれからも Boltzmann 変換が導びかれる。更に(6)式において k, $(\theta-\theta_i)$ が一定，つまり浸潤部の水分分布が一定とみなせるとき，給水水頭を変化させることにより前進毛管力を求めることが出来る。

$$h_k=\frac{\lambda_2^2 h_{01}-\lambda_1^2 h_{02}}{\lambda_1^2-\lambda_2^2} \qquad (7)$$

ここで λ_1, λ_2 は給水水頭が h_{01}, h_{02} の時の勾配である。また前進毛管力が求まると，浸潤時透水係数は次式で与えられる。

$$k=(\theta_s-\theta_i)\lambda_0^2/2h_k \qquad (8)$$

λ_0 は給水水頭が零の時の勾配である。

以上のことから，給水水頭，土の乾燥密度が水平浸潤におよぼす影響を検討するためには，主として Boltzmann 変換をもとにして考察出来ることを示した。

II-3 実験結果および考察

II-3-1 給水水頭が浸潤におよぼす影響

Fig. 2 は初期含水比 17.3%，充テン密度 0.82 g/cm^3 の芽室風乾土について給水水頭を変化させた場合の浸潤前線の前進距離と時間の関係を示し，Fig. 3 はその時の土柱の水分分布である。給水水頭は 40 cmH_2O から −120 cmH_2O まで 7 通りに変化させた。負の給水水頭の場合，Fig. 1 の装置のポーラストンでは空気侵入値を超えるため素焼板に取り替えて実験を行った。素焼板はポーラストンに比べて非常に間ゲキが小さいため高い空気侵入値を持つ。一方間ゲキが小さいことは透水性の低下を生じるため，これが浸潤に対する抵抗として影響を与える

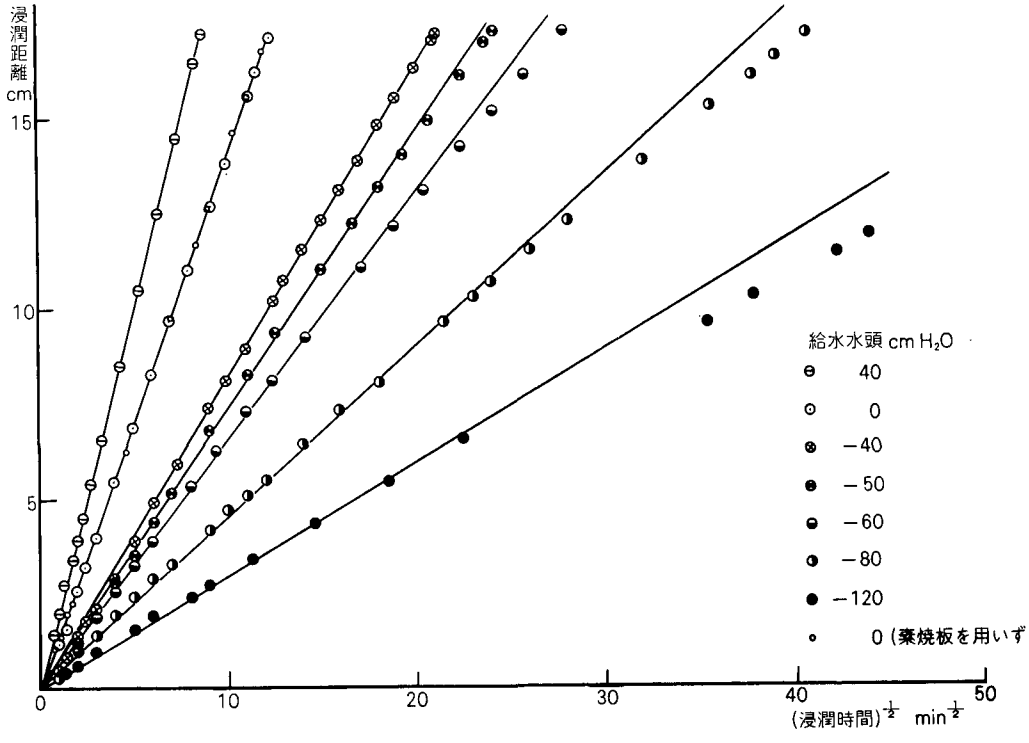

Fig. 2.　給水水頭を変化させた場合の $x=\lambda\sqrt{t}$ の関係 (芽室)

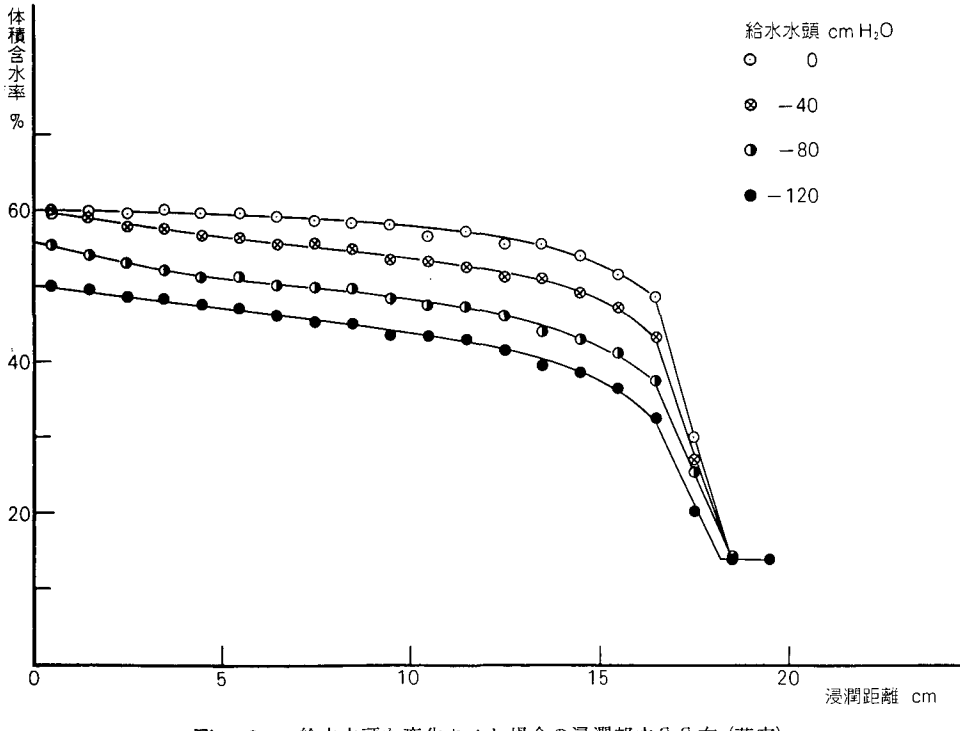

Fig. 3.　給水水頭を変化させた場合の浸潤部水分分布 (芽室)

恐れがあるので，この点については給水水頭が 0 cmH_2O の場合の浸潤実験で検証した。Fig. 2 の小さい丸印がポーラスストンの場合であり，素焼板の影響は無視し得ることが判った。

(7)式と給水水頭 0 および 40 cmH_2O を用いて前進毛管力を求めた結果，その値は 56 cmH_2O となった。正の給水水頭（正圧）の場合の前進毛管力は 56 cmH_2O であるが，負の給水水頭（負圧）の浸潤では吸引圧が前進毛管力の作用を減少させる方向に働き，浸潤速度を減少させるものと考えられる。そこで前進毛管力の値と対比して Fig. 2 をみると，負の給水水頭の絶対値が前進毛管力の値に近づくにつれ Boltzmann 変換は成り立たなくなってゆくことがわかる。しかし，負の給水水頭の絶対値が前進毛管力の値より大きくても浸潤が行なわれることから，この場合の前進毛管力は上記の値より増大しなければならない。更に負の給水水頭の浸潤実験において，給水水頭 −80 cmH_2O, −120 cmH_2O では浸潤距離の増加とともに浸潤前線の水分量が減じてゆくことが認められた。これは浸潤前線における土の水分量は土柱のいかなる部分でも一定という仮定が満足されないことを示す。以上により水平浸潤において負の給水水頭の絶対値が正圧の給水水頭の場合の前進毛管力の値に近づくと拡散方

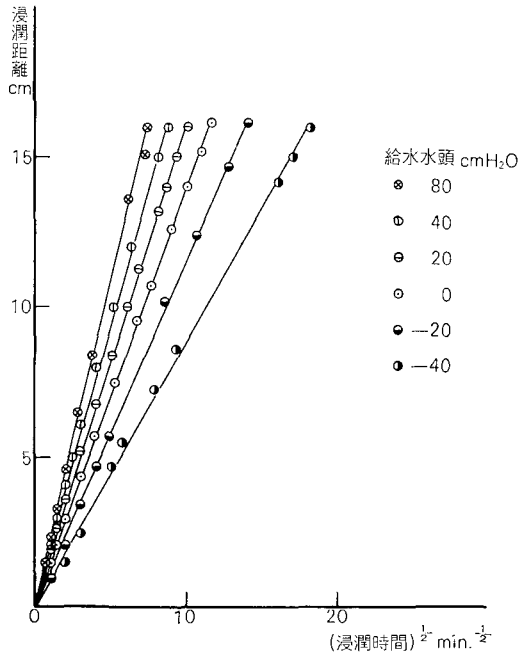

Fig. 4. 給水水頭を変化させた場合の $x=\lambda\sqrt{t}$ の関係（西舎）

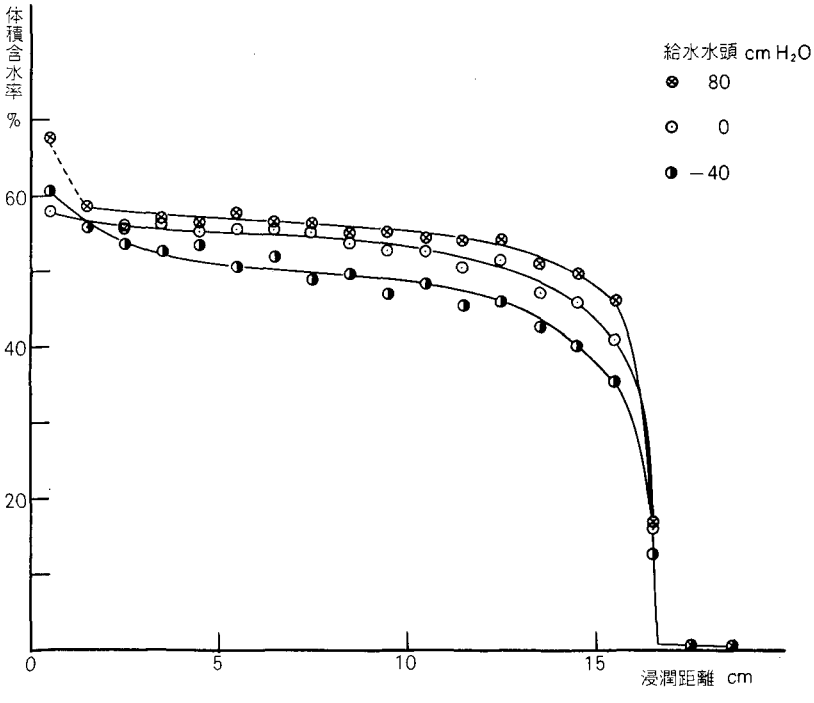

Fig. 5. 給水水頭を変化させた場合の浸潤部水分分布（西舎）

程式，浸潤の式が適用出来なくなると結論され，NIELSENら[1]が負の給水水頭では Boltzmann 変換が成立せず，この関係が曲線になるということを示しているが，この原因について筆者らは上記の論議より明らかにした。

Fig. 4は初期含水比0.7%の西舎炉乾土を乾燥密度0.99 g/cm^{3}で充テンし，前述と同じように給水水頭を変化させた浸潤実験の浸潤前線の前進速度を表わし，Fig. 5はその時の土柱の水分分布を示したものである。給水水頭は負の給水水頭でも-40 cmH_2O以下にしなかったため素焼板を使用する必要はなく，ポーラスストンを使用した。(7)式より求めた前進毛管力は61 cmH_2Oとなり，負の給水水頭でもすべてこの値より小であった。したがって Fig. 4に示されるように Boltzmann 変換は成り立つことがわかる。ただし，給水水頭が-40 cmH_2Oでは多少直線関係からずれる傾向を示しているようである。

そこで芽室土壌の土柱の水分分布 (Fig. 3) から負の給水水頭の絶対値が，前進毛管力より大なる場合になぜ Boltzmann 変換の直線関係からずれるかについて検討した。

Boltzmann 変換が成り立つためには浸潤の式からわかるように，浸潤部の水の流れが飽和に近いことが必要である。Boltzmann 変換は浸潤前線の前進距離が時間の平方根と1次関係であることを示すが，この関係が直線を示さず，曲線になるということは浸潤部が全体にわたり不飽和であり，かつ浸潤距離の増加とともに透水性が低下してゆかねばならないということである。このことをみるために，浸潤に用いた試料と同一の芽室風乾土の透水係数と土の水分量の関係を測定した。Fig. 32をみると，体積含水率54～55%を境として，それ以下の水分領域における透水性の低下は著しい。Fig. 3の土柱の水分分布から給水水頭-80 cmH_2Oでは，浸潤部のほとんどが体積含水率55%以下である。土の水分量が透水係数に関係することから，浸潤距離の増大とともに浸潤部の透水性が低下し，水の流れに対する抵抗が増大する。このことが Boltzmann 変換が直線関係よりはづれることの原因である。

一般に負の給水水頭下での浸潤では，土柱の水分分布の勾配が増大するということが認められている[2]。ここでは，給水水頭0と-40 cmH_2Oの間にその傾向がみられたが，芽室土壌の給水水頭-40 cmH_2Oから-120 cmH_2Oまでの間では勾配の変化はあまりなかった (Fig. 3)。土柱の水分分布の勾配が増大することについては，WONGら[2]は粘土—水系の力場の複雑性に帰因するのであろうと述べている。

芽室土壌は風乾状態の試料であり，給水水頭が0および-120 cmH_2Oの両者とも浸潤前線を境とする水分ポテンシャル勾配は非常に大きいと考えられるにもかかわらず，正圧の給水水頭の正圧の値が減少する場合，負圧の給水水頭が増大する場合とも浸潤速度が飛躍的に減少するという事実は，浸潤過程の水分移動が粒団間の比較的低吸引圧で不飽和となるような大間ゲキに左右され，浸潤水が粒団間の大間ゲキを通りながら土の粒団内微細間ゲキをぬらすという側面を持っていることを示している。

次に(8)式から浸潤時の透水係数の計算を行った。芽室土壌の場合の浸潤部の体積含水率を60%と仮定して算出した透水係数の値は1.5×10^{-4} cm/secであり，Fig. 32における土の体積含水率60%に相当する透水係数の値は1.0×10^{-4} cm/secであるから，この両者は良く一致している。同様に西舎土壌の浸潤時の透水係数は，1.5×10^{-4} cm/secであり，変水位の透水試験より求めた毛管飽和時の透水係数1.3×10^{-4} cm/secと一致した。

II-3-2　乾燥密度が浸潤におよぼす影響

Fig. 6は土の乾燥密度を変化させた場合の浸潤前線の前進距離と時間との関係を表わしたものであり，乾燥密度の増大とともに勾体λは減少してゆくことを示す。乾燥密度の影響についての研究は JACKSON[3]，GUMBSら[4]により行なわれており，JACKSON は一定距離浸潤するのに要する時間は，間ゲキ率が5%減少しただけで20数%から粘土含量の多いもので100%近くも異なることを指摘しており，一方 GUMBS らは乾燥密度の増大とともに勾配λは指数函数的に減少してゆくと述べている。いずれも乾燥密度の変化が浸潤速度に与える影響の大きいことを指摘している。ここでは浸潤において土の乾燥密度を変化させた場合に透水性が変化すること，および前進毛管力が変化することに注目し，以下にこの観点から論ずる。

土の乾燥密度が増大すると間ゲキ率の減少および間ゲキ半径の減少を生じ，間ゲキ径分布を変化させるが，これらの事実は浸潤現象において相反する2つの要因として影響する。その1つは土の透水性の低下という要因であり，これは浸潤に抵抗として働き，浸潤速度を低下させる。他の1つは前進毛管力の増大という要因であり，これは浸潤速度を早める方向に働く。粘土の間ゲキ比の減少は透水係数を指数函数的に減少させるということが知られているが，前田ら[7]はアロフェンを含む火山性土においても同様の関係があることを明らかにしている。このように，間ゲキ比の減少による透水性の低下は著し

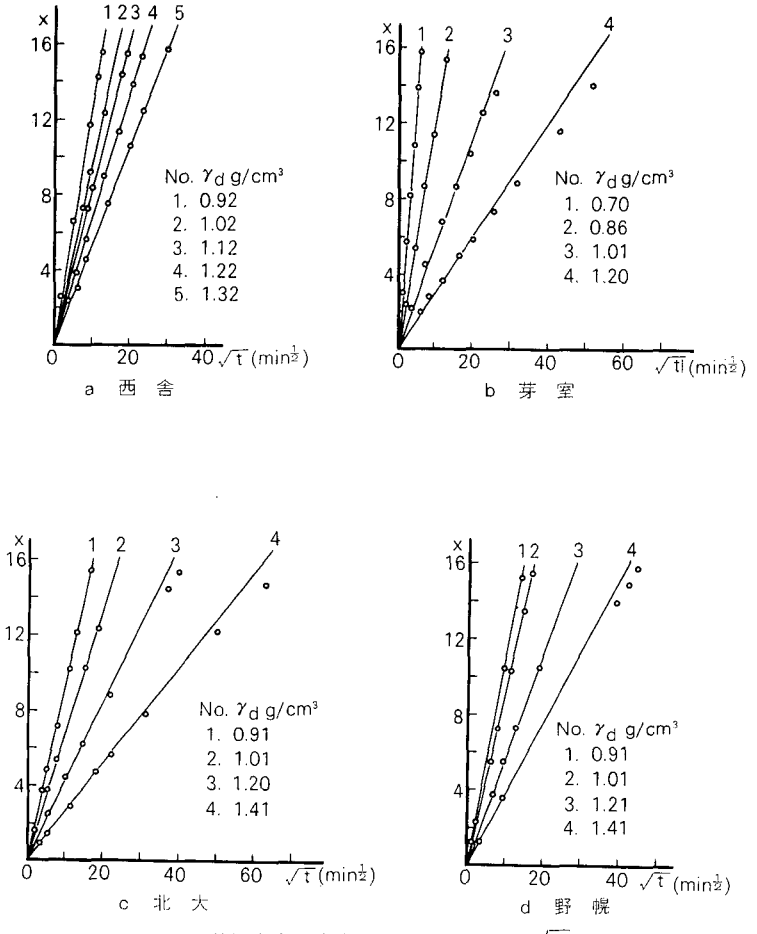

Fig. 6. 乾燥密度を変化させた場合の $x=\lambda\sqrt{t}$ の関係

く，西舎土壌の場合，乾燥密度 1.32 g/cm^3 の試料の透水係数は乾燥密度 0.92 g/cm^3 の試料の約 1/100 であった。一方，前進毛管力は後者の場合，前者に対して約 10 倍増加したにとどまった。したがって浸潤部における透水性の低下という要因が勾配 λ の減少に大きな影響をおよぼすと結論することが出来る。

高い乾燥密度に充テンした西舎土壌の場合を除く他の3土壌において，勾配 λ は一定とならず，浸潤時間の増加とともに低下してゆくことが Fig. 6 から認められる。YONG ら[17] は Boltzmann 変換の直線関係からのずれの原因を3つあげているが，筆者らの実験結果は体積変化を押えた場合の膨潤性試料における Boltzmann 変換の直線関係からのづれについて論じたものである。Boltzmann 変換が成立せず，この関係が曲線となる原因として，YONG らは膨潤圧が働き流れの特性が変化することを指摘している。この外の要因として，土を充テンするために要する高い荷重（高い充テン圧）が働き，このため土粒子の破壊を生じたり[18]，粒子の配列を変化させるので，Boltzmann 変換が成立しなくなるものと考えられる。これは以下のことより明らかになる。すなわち，乾燥密度 1.2 g/cm^3 の芽室土壌では Boltzmann 変換の関係は曲線を示すが，西舎土壌では Boltzmann 変換が完全に成立しこの関係は直線である。充テン圧力は前者が約 260 kg/cm^2 に対し，後者は 87 kg/cm^2 であって，前者の 1/3 であり，高い充テン圧が Boltzmann 変換の成立をさまたげる要因であることがわかる。

II-3-3 給水水頭，乾燥密度および初期含水比が水分拡散係数におよぼす影響

水分拡散係数は(2)式からわかるように，透水係数と水分容量 (specific water capacity) の逆数の積として定義される。ここでは(2)式の導入過程を検討し，また(2)式をもとにして水分拡散係数に影響をおよぼす給水水頭

および土の充テン状態（乾燥密度）の2つの因子を取りあげた。また初期含水比と水分拡散係数の関係についても若干検討した。

土柱の浸潤実験において給水水頭の増加は，(2)式の水分ポテンシャルに加えられるものと考えられる。したがって給水水頭 h_0 がある場合の水分移動の式は

$$v = k(\theta)\frac{\partial(\psi+h_0)}{\partial x} \qquad (9)$$

となる。上式を変形すると

$$v = k(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial x}+k(\theta)\frac{\partial h_0}{\partial x} = D(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial\theta}+k(\theta)\frac{\partial h_0}{\partial x} \qquad (10)$$

となる。一方，給水水頭が存在する場合もある範囲内でBoltzmann 変換が成立し，次式のように表わし得ると考えられる。

$$v = k(\theta)\frac{\partial(\psi+h_0)}{\partial x} = D'(\theta)\frac{\partial(\psi+h_0)}{\partial\theta} \qquad (11)$$

したがって，(10)式と(11)式を等価と置くと，給水水頭が0でない場合の水分拡散係数は(10)式右辺第2項だけ増大（負の給水水頭の場合は減少）した値となる。Fig. 7, 8 は BRUCE ら[5] の方法により(4)式から求めた水分拡散係数と給水水頭の関係を示したものである。主として飽

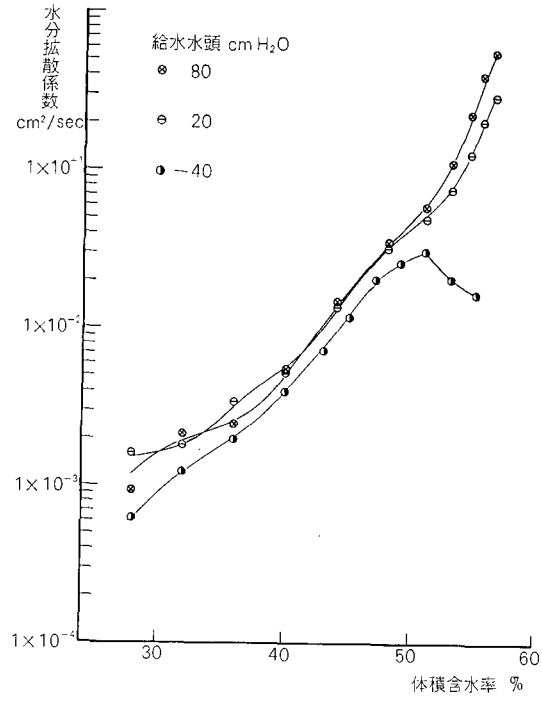

Fig. 8. 給水水頭を変化させた場合の水分拡散係数（西舎）

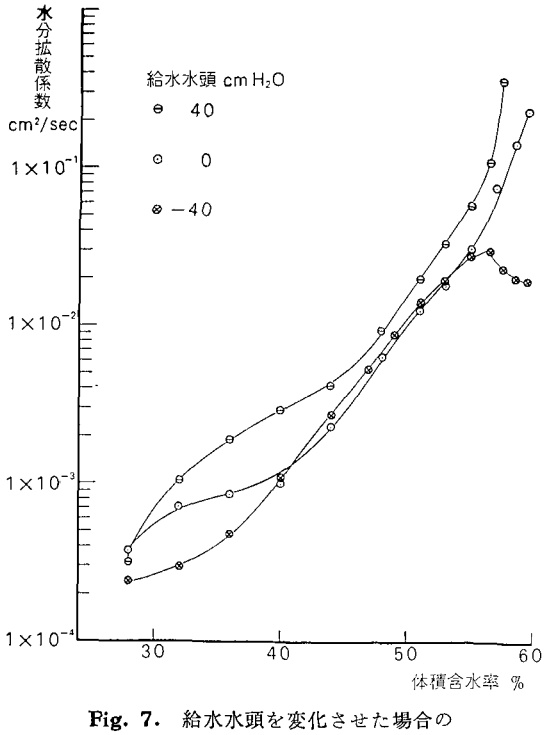

Fig. 7. 給水水頭を変化させた場合の水分拡散係数（芽室）

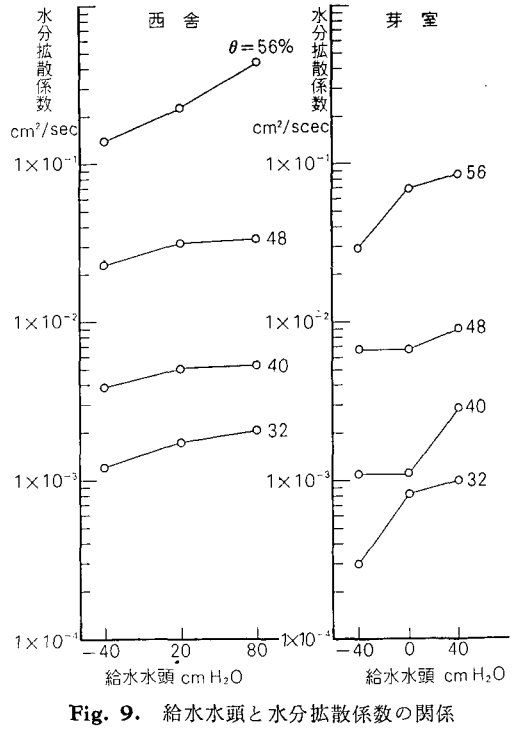

Fig. 9. 給水水頭と水分拡散係数の関係

和に近い水分領域の水分拡散係数をみると，上述のように給水水頭の影響が出ており，給水水頭が大になるほど水分拡散係数は大きくなる。このことをさらに明らかにするため，Fig. 7, 8 を用い任意の水分量における給水水頭と水分拡散係数の関係を示したものが Fig. 9 である。この図をみると，給水水頭の増大につれて水分拡散係数が明らかに増加することが示されており，(11)式の導入が実験的にも成立することが明らかになった。ここでまた，Fig. 7, 8 で示されるように，負の給水水頭で浸潤させた場合は，浸潤部の水分分布は給水端 ($x=0$) 近くで凹形を示す。これは飽和に近づくにつれ水分拡散係数を逆に減少さすことを示す。一般には水分拡散係数は不飽和透水係数と同様飽和水分量で最大となると考えられるが，BRUCE ら[5]，前田ら[7] も飽和水分領域近くで水分拡散係数が減少することを示している。

次に，土の充テンの状態，すなわち乾燥密度の増大は同一水分量における土の透水性の低下を招き，一方比水分容量は減少すると考えられるため，水分拡散係数には(2)式からわかるように，相反する要因として作用する。水分拡散係数と土の乾燥密度との関係をみたのが Fig. 10, 11 であり，水分拡散係数は試料の乾燥密度の増大とともに減少することがわかる。すなわちこの場合は透水性の低下という要因が非常に大きく作用している。このことは，GUMBS ら[4] によっても示されているが，その原因については触れられていない。

水分拡散係数と試料の初期含水比との関係を示したのが Fig. 12, 13 であり，初期含水比が増加すると水分拡散係数は低下することを示している。(2)式をもとに，上記のことを考察することは困難であるが，浸潤前線においては水分勾配が非常に大きく，そこではダルシー則が成り立たないという SWARTZENDRUBER[19]，THAMES ら[20] の実験結果を考慮するならば，初期水分の増加は水分拡散係数を低下させる要因であると考えることが可能であると思われる。BRUCE らは初期水分の増加につれて水分拡散係数が低下する原因として，(4)式の積分値 $\int xd\theta$ の値が初期水分の増加により減少するということを指摘している。一方前田らは，火山性ローム土の浸潤実験において，浸潤前線の前進速度は初期水分が低い程大きく，これは火山性ローム土では乾燥処理によって水の流れに関与する間ゲキの増加，すなわち乾燥処理によって粒子が粗粒化することが原因であるとしているが，水分拡散係数も初期水分が低い程増大していることを示している[21,22]。したがって筆者らの用いた西舎，芽室両土壌とも火山性ローム土であり，上記乾燥処理の影響が

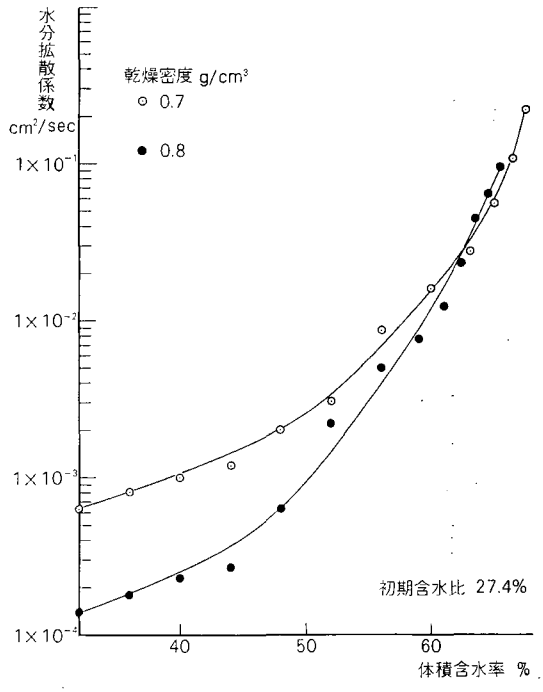

Fig. 10. 乾燥密度が異なる場合の水分拡散係数（芽室）

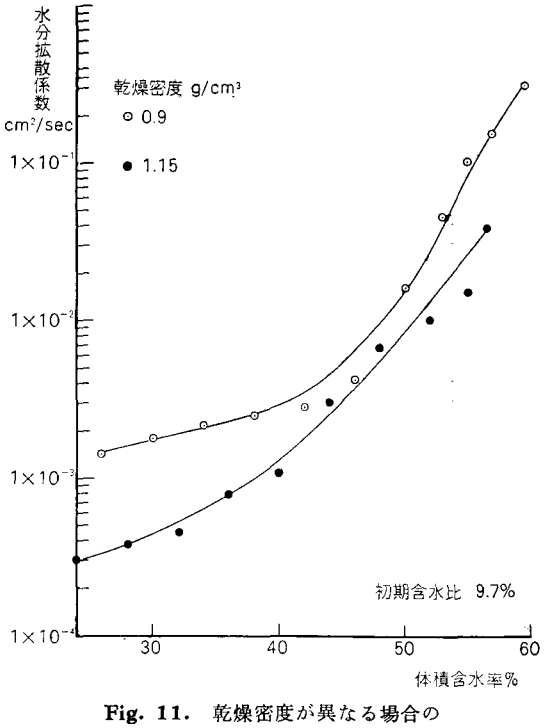

Fig. 11. 乾燥密度が異なる場合の水分拡散係数（西舎）

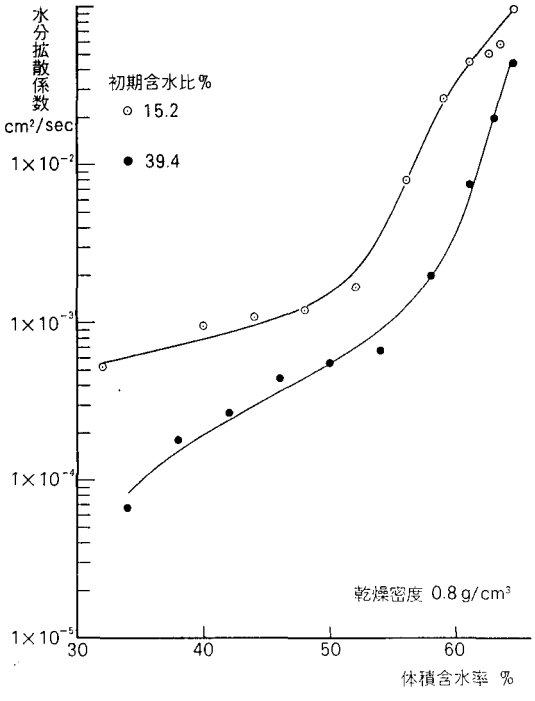

Fig. 12. 初期含水比が異なる場合の水分拡散係数（芽室）

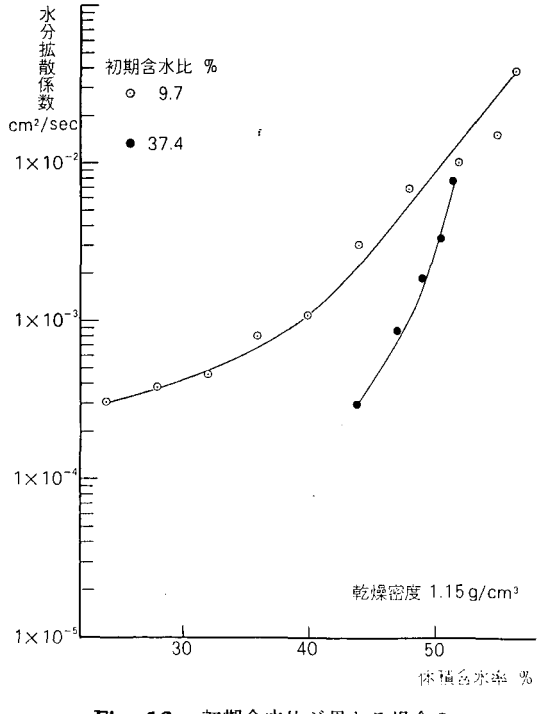

Fig. 13. 初期含水比が異なる場合の水分拡散係数（西舎）

初期水分の違いによる水分拡散係数の値の中に含まれると考えられる。

III. 不飽和透水係数

III-1 試料および実験方法

試料はガラスビーズ，砂，火山性土壌の充テン土である。その透水に関係する物理性を示すと Table 2 のようになる。豊平川の川砂は水洗後，フルイ分けによってガラスビーズと同一粒径の細粒部分と粗粒部分に相当するものに粒子をそろえた。また北大砂は北大農場下約 2 m にある砂質土壌を水洗いし，0.105 mm 以上の砂分を採取したものである。火山性の芽室 B/C 層土壌は，水平浸潤実験に用いたものと同一の試料であって，蒸留水のみやナトリウム系の分散剤添加では全く分散せず凝集反応を示し，0.074 mm フルイ残留部が 88.2% となって土性は砂となる。しかし分散剤に塩酸を用いで pH 3.6 で分散させた場合，砂質粘土ロームとなる[21]。有珠 b-1 層土壌は粗粒火山性土であるが，芽室土壌が現場含水比 89%，現場乾燥密度 0.62 g/cm³ であるのに対し，有珠土壌ではそれぞれ 30%，1.42 g/cm³ といずれも 2 倍以上のひらきがある。芽室，有珠両試料とも湿潤土をそのままフルイ分け，所定のフルイ通過部分を供試した。

不飽和透水係数は RICHARDS[23] の加圧型透水装置を用い，吸引圧—体積含水率の関係は加圧板法[24] を用いて測定した。装置の概略を Fig. 14 に示した。ここでいう土壌水分吸引圧 p とは，大気圧より水柱にして p cm 大きな空気圧を土壌空気に加えたことを意味する。

透水装置に用いた素焼板は，透水係数が約 1.5×10^{-4} cm/sec，空気侵入値が 200～250 cmH_2O であり，動水勾配を測定するためのポーラスカップは直径 6 mm，長さ 30 mm のものを製作して用いた。ポーラスカップ間の距離は 2.4 cm とし，試料円筒は透水係数測定用，吸引圧—水分量測定用とも内径 11.6 cm，高さ 4.0 cm のものを使用した。

試料円筒への試料の充テンはガラスビーズ，砂では乾燥状態で密度が均一になるように充テンしたが，残りの試料は湿潤土を 2 cm づつ所定の乾燥密度になるように油圧ジャッキで充テンした。

実験開始時の試料の水分状態は Table 2 に示す試料のうちガラスビーズ，北大砂および芽室土壌 No. 1, No. 2, No. 3 は減圧による脱気飽和であり，豊平川細砂，粗砂は脱気水の中に砂を落下させる飽和の方法であり，ほぼ完全飽和に近い。残りの試料については素焼板を通して毛管飽和させた。

Table 2. 透水実験供試土の透水に関係する物理性

試料名	記号	試料作製時含水比 (%)	乾燥密度 (g/cm³)	間ゲキ率 (%)	飽和透水係数 (cm/sec)	粒径 (mm)	土性	比重
ガラスビーズ	細粒	風乾	1.57	36.2	1.2×10^{-2}	0.125～0.149	S	2.47
	粗粒	〃	1.61	35.3	9.7×10^{-2}	0.297～0.40	S	2.48
砂	北大	風乾	1.31	51.8	1.4×10^{-2}	0.105～0.84	S	2.73
	豊平川細砂	〃	1.28	53.4	8.5×10^{-3}	0.125～0.149	S	2.75
	豊平川粗砂	〃	1.33	51.1	1.5×10^{-2}	0.297～0.40	S	2.71
芽室 B/C (火山性土)	No. 1	63.1	0.62	77.9	3.2×10^{-3}	0.84 以下	SCL	2.80
	No. 2	66.6	0.72	74.3	2.0×10^{-3}			
	No. 3	70.6	0.82	70.8	5.5×10^{-4}			
	No. 4	69.7	0.62	77.9	1.3×10^{-3}			
	No. 5	18.9	0.82	70.8	3.8×10^{-4}			
有珠 b-1 (火山性土)	No. 1	24.3	1.10	60.3	6.5×10^{-4}	0.84 以下	SiL	2.76
	No. 2	24.3	1.20	56.7	1.8×10^{-4}			
	No. 3	19.3	1.20	56.6	1.7×10^{-3}	2.0 以下		

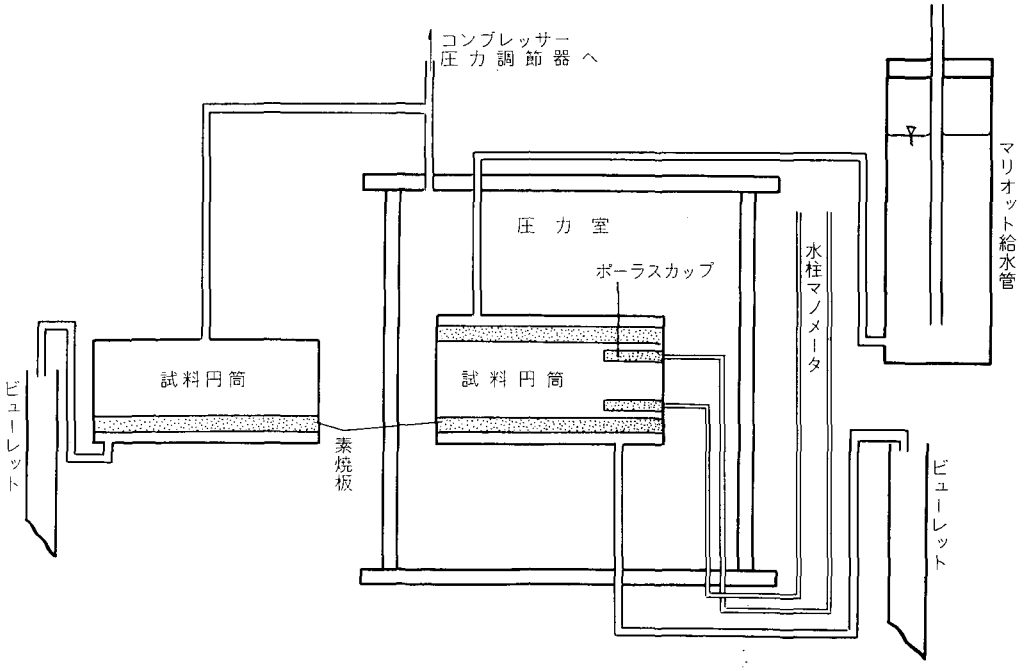

Fig. 14. 吸引圧—透水試験および吸引圧—水分量試験の装置

透水係数は流出，流入量が等しくなった定常状態時に測定を行った。供試土の透水係数は素焼板の影響を受けるため 10^{-4} cm/sec のオーダー以下を測定の対象とし，下限値は 10^{-7} cm/sec のオーダーまでとした。

温度変化は水の粘性や表面張力に影響を与えるし，またセル室の蒸気圧が変化することにより，土壌水分の蒸発，凝縮が生じ測定値を不正確なものとするため，実験はすべて 20°C の恒温室内で行い，これらによる影響を

防止した。

III-2　実験結果および考察

III-2-1　ガラスビーズ，砂および充テン土の不飽和透水特性

一般に土の不飽和透水係数は，吸引圧の増加とともに急激に低下し，たとえば，実験式として $k=ap^{-m}$ [25]，$k=\frac{c}{p^n+b}$ [26] のように表わし得る。また砂質土では，粘質土に比べ吸引圧の増加にともなう透水性の低下が著しいことがわかっている[27]。ここでは不飽和状態におけるガラスビーズ，砂および充テン土の透水特性を透水特性曲線（吸引圧と対数表示の透水係数の関係を示す）により表わし，それぞれの水分特性曲線と対比させつつ考察を加えた。

まず均一粒径の細粒と粗粒の2種のガラスビーズ，砂を比較するとFig. 15のようになる。飽和透水係数は粗粒ガラスビーズおよび砂では細粒のものより大きいが，この図からわかるように吸引圧の増大により不飽和透水係数は逆に細粒試料の方が大きな値となる。同様に最大粒径が同一で乾燥密度の異なる芽室No. 1, No. 2, No. 3試料および有珠No. 1, No. 2試料を比較するとFig. 16, 17のように，乾燥密度の小さい試料ほど透水係数の低下は急激であり，吸引圧の増大により乾燥密度の高い試料

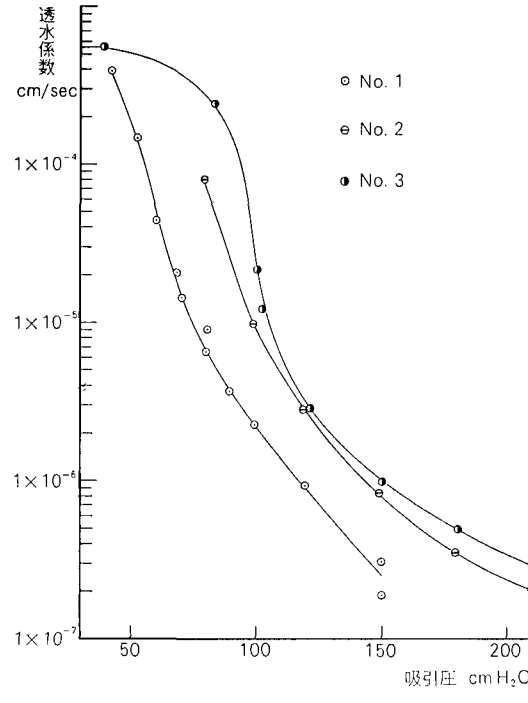

Fig. 16.　乾燥密度の異なる充テン土の不飽和透水特性（芽室）

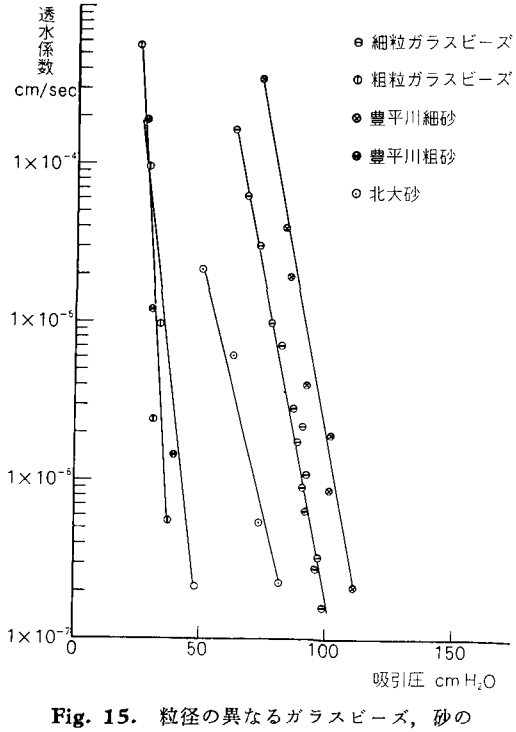

Fig. 15.　粒径の異なるガラスビーズ，砂の不飽和透水特性

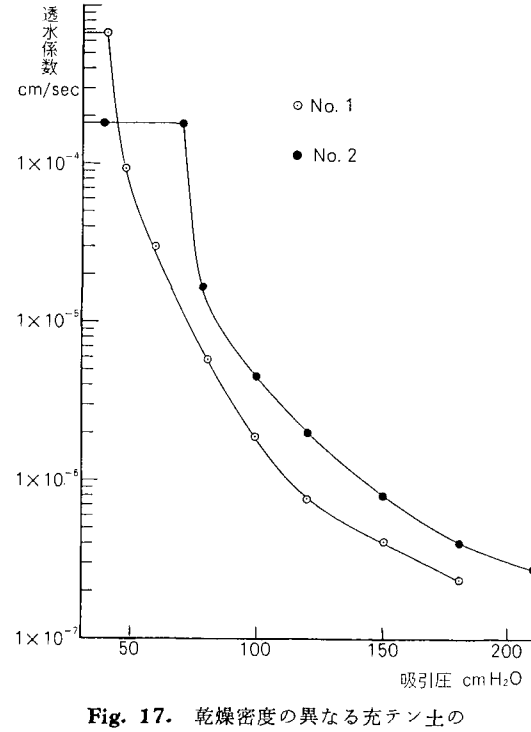

Fig. 17.　乾燥密度の異なる充テン土の不飽和透水特性（有珠）

の透水性が良好となり，飽和透水係数が乾燥密度の高いものほど小さいという関係とは逆の関係を示している。これらの現象を水分特性曲線 (Fig. 18, 19, 20) とガラスビーズおよび砂の間ゲキ径分布図 (Fig. 21) より考察すると，粗粒のガラスビーズ，砂および乾燥密度の小さい充テン土ほど間ゲキ径が低吸引側に多く分布していることがわかる。飽和透水係数は間ゲキの量，間ゲキ径に左右されるため粗粒の試料および乾燥密度の小さい試料ほど透水性は良好であるが，不飽和透水係数においては上記のように透水性が逆転するという事実は，試料の飽和

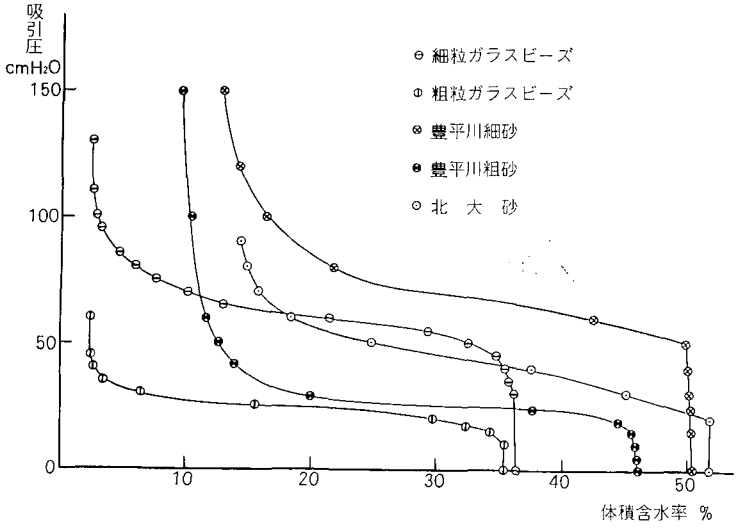

Fig. 18. 粒径の異なるガラスビーズ，砂の水分特性曲線

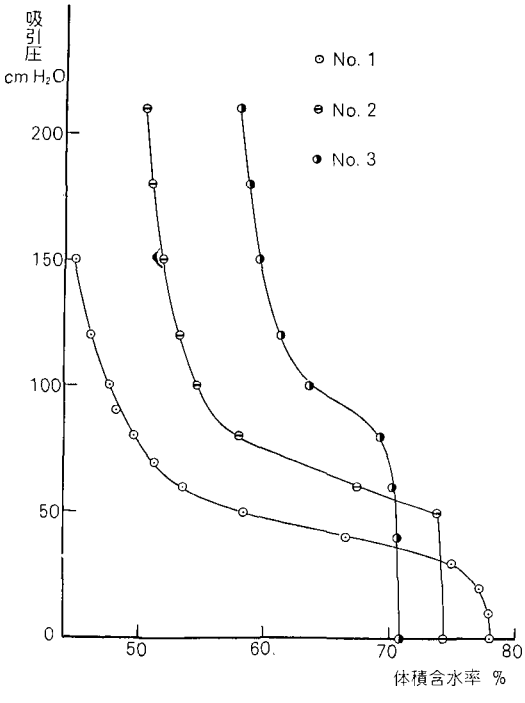

Fig. 19. 乾燥密度の異なる充テン土の水分特性曲線 (芽室)

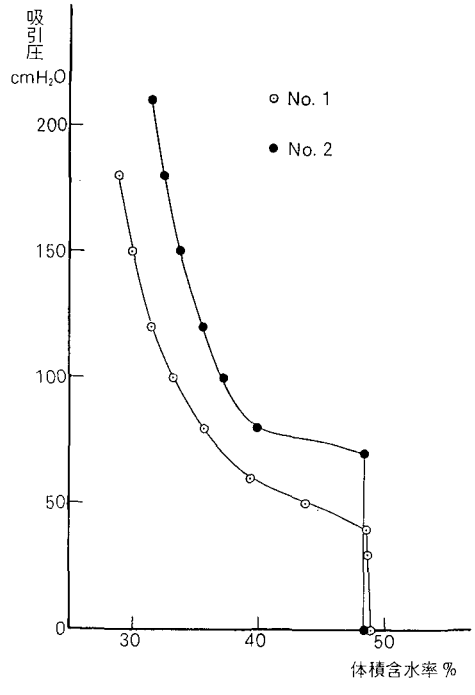

Fig. 20. 乾燥密度の異なる充テン土の水分特性曲線 (有珠)

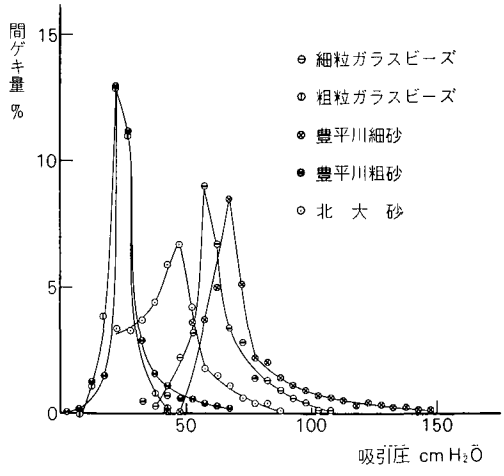

Fig. 21. 間ゲキ分布図（ガラスビーズ，砂）

度が透水性に非常に大きな影響を与えるということを示している。

ガラスビーズ，砂の透水特性曲線は測定を行った範囲内では吸引圧の増加につれて透水係数が直線的に減少するのに対し，充テン土では芽室 No. 3 試料にはっきり現われているように，逆 S 字曲線を描いて減少している。この違いは，水が流動する間ゲキ分布の範囲が充テン土ではガラスビーズや砂よりも大きいことが考えられる。

次に，実験結果より明らかとなった 2, 3 の点を項目別に記述する。

a）北大砂と均一粒径の砂の比較

水分特性曲線において，北大砂は均一粒径の砂に比べ間ゲキ径分布の幅が広がるが，連続する最大の間ゲキはその中の最も狭い部分に支配されるため，空気侵入値は粗粒の砂とほぼ同じであり，その後の水分特性曲線は細粒砂と粗粒砂の中間に位置した (Fig. 18)。また透水特性曲線も両者の中間に位置し，勾配はゆるやかであった (Fig. 15)。

b）均一粒径のガラスビーズと砂の比較

細粒試料の透水特性曲線をみると砂の方がガラスビーズより右側に位置している (Fig. 15)。これは砂では粒子形状が一定でないため，粒子間に出来る間ゲキのネックの部分がガラスビーズに比べ小さくなり，間ゲキ率が大きいにもかかわらず，間ゲキ径分布が高吸引圧側に移行するためである (Fig. 21)。細粒，粗粒試料ともガラスビーズでは吸引圧の増加により脱水がみられなくなる水分量が存在したが，砂では吸引圧 200 cmH_2O まではこのような点は存在しなかった。これは砂粒子表面に付着するシルト分以下の細粒部分を完全に除去することが出来ず，この部分に含まれる水分が水の伝達を行うためであると考えられる。しかしながらこのような部分に保持される水の移動は非常に遅く，透水係数は 10^{-8} cm/sec のオーダー以下である。そのため透水特性曲線 (Fig. 15) においては水分特性曲線 (Fig. 18) ほどガラスビーズと砂の差異はない。

c）水分特性曲線におけるガラスビーズの最小水分量のもつ意味

ガラスビーズで吸引圧を増大しても脱水がみられなくなった水分量は細粒で 2.66 vol. %，粗粒で 2.60 vol. % であり，水理学的連続が保たれる段階での液状水の流れの下限水分量と考えられる。このことを検証するために細粒のガラスビーズを試料とし，コラム（砂柱）の長さ約 50 cm，地下水位をコラムの上端から 80 cm にとり，0.1 規定の塩化ナトリウム溶液を用いて蒸発実験を行った。その結果液状水として移動し得る限界の水分量は 2.5～3.0 vol. % となり，上記加圧板法による脱水終了時点の水分量にほぼ等しい値を示した。

均一粒径の球を充テンした時 1 個の粒子が囲りの粒子と接触する接点の数は最密充テンで 12，最粗充テンで 6 である。ここで用いたガラスビーズでは間ゲキ率から接点数は 8～10 の間にあると考えられる。そこで接点数を 9 とし，粒径 0.135 mm の均一粒径と仮定して細粒ガラスビーズについて付着水とリンク水に関する概算を行い，上記の状態で保持されている水分形態を調べた。リング水の体積は次式より求めた。

$$V=2\pi\left[\left\{(r_1+r_2)^2+r_1^2\right\}\frac{r_1 r}{r_1+r}-r\left(\frac{r r_1}{r_1+r}\right)^2-2(r_1+r_2)\left\{\frac{r_1^2}{2}\sin^{-1}\frac{r r_1}{r_1+r}\cdot\frac{1}{r_1}+\frac{1}{2}\frac{r r_1}{r+r_1}\sqrt{r_1^2-\left(\frac{r r_1}{r+r_1}\right)^2}\right\}\right]$$

ここで V は 1 つのリング水の体積，r は粒子の半径，r_1, r_2 はリング水の曲率半径でラプラスの式から求められる。計算の結果，ほぼ半分の水分がリング水と考えられ，残りは約 0.5 ミクロンの厚さで粒子表面に付着するという結果となった。

d）最大粒径の異なる充テン土の不飽和透水特性の比較

Fig. 22, 23 は，充テン密度は 1.2 g/cm^3 であるが最大粒径がそれぞれ 2 mm および 0.84 mm である有珠 2 試料の透水特性曲線と水分特性曲線を示したものである。Fig. 23 から最大粒径 2 mm，試料の間ゲキ径が低吸引圧領域に多く分布することがわかり，そのため吸引圧の増加にともなう透水性の低下が最大粒径 0.84 mm 試料のものより著しい (Fig. 22)。

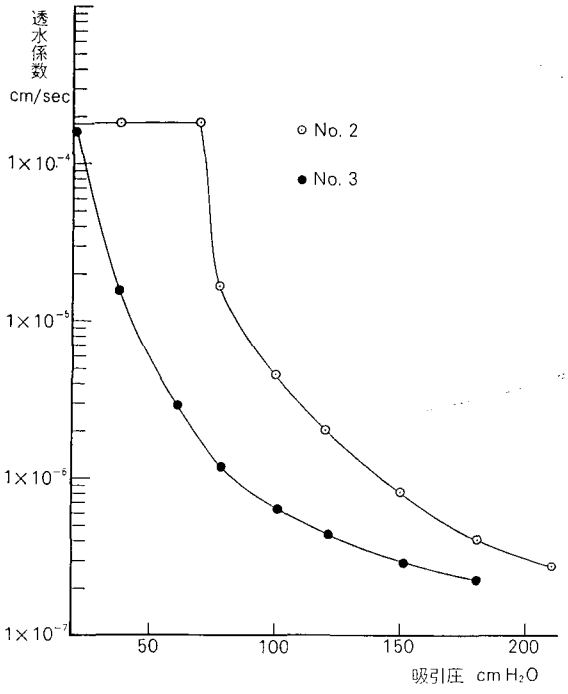

Fig. 22. 試料の最大粒径が異なる場合の不飽和透水特性（有珠）

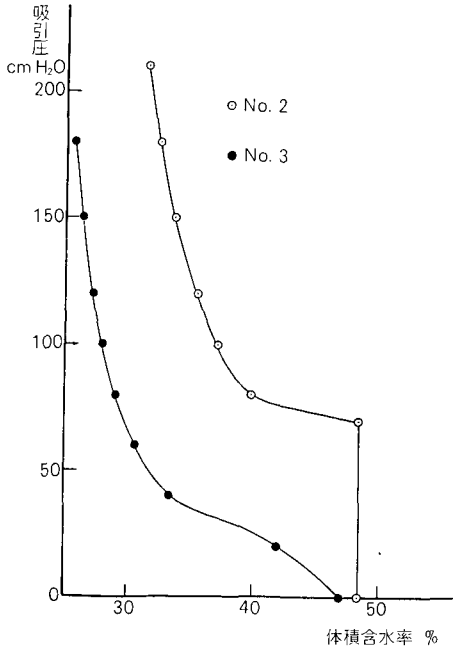

Fig. 23. 試料の最大粒径が異なる場合の水分特性曲線（有珠）

e） 試料の初期水分が透水特性曲線におよぼす影響

Fig. 16 と Fig. 31 をみると，湿潤土と風乾土の透水係数の相異が乾燥密度 0.82 g/cm³ の芽室試料に現われている。湿潤土 (Fig. 16, No. 3) は脱気飽和試料であり，風乾土 (Fig. 31) は毛管飽和試料であるため厳密な比較は出来ないが，水分特性曲線 (Fig. 19, No. 3 と Fig. 30) において吸引圧 100 cmH_2O 以上の部分を比較してみると，風乾土の方が吸引圧の増大にともなう水分減少率が湿潤土より大きく，風乾土は乾燥によりこの部分の間ゲキ量が湿潤土より増加したことがわかる。このような風乾による間ゲキ量の増大は，芽室土壌の場合，吸引圧 300 cm H_2O まで現われることが前田[21]の実験により明らかにされている。以上のことから透水特性曲線においても風乾試料の方が湿潤土より透水性が良好であることが Fig. 16 と Fig. 31 の比較より示される。土の水平浸潤のところで，初期含水比の低下は水分拡散係数を増大させることを述べたが，不飽和透水係数についても同様のことが言えるという結果となった。

III-2-2 充テン土の流動水分

前節でガラスビーズ，砂と充テン土の不飽和透水特性について述べたが，これらの試料の大きな相異点として次のことがあげられる。砂では間ゲキが個々の粒子の間に形成されるのみであるのに対し，土では個々の粒子間の間ゲキだけでなく，粒子が集合して生じた粒団と粒団の間にも大間ゲキが形成されるということである。更に芽室土壌に含まれる粘土鉱物アロフェンには個々の粒子の内部にも微細な間ゲキが存在すると言われている[28]。そして土の場合，液状水は粒団間に形成される間ゲキを主として流れると考えられることである。これらは透水係数が低下した段階においても土は依然として多量の水分を保持していること，および最大粒径が 2 mm と 0.84 mm の有珠試料の比較において同一間ゲキ率にもかかわらず，最大粒径 2 mm 試料の透水性の低下が著しいことから推測される。充テン土の場合，実際どの程度の間ゲキ水が透水に関与するかを定量的に把握出来るならば，土壌水の流れの本質をさらに明らかに出来ると考える。

粒団間間ゲキは土の充テン状態により決定され，粒団内間ゲキは粒団を形成する土粒子の大きさ，数量，配列状態および粒団を形成する物質（腐植や Al, Fe などの結合物質）などにより決定されるものである。粒団間の間ゲキ量を全間ゲキ量から分離する方法として SHARMA ら[29]は，2 種の土壌の耐水性粒団の分布を同一にして吸引圧—水分量試験を行い，2 本の水分特性曲線が異なる点をもとに全間ゲキから粒団間間ゲキを分離した。さら

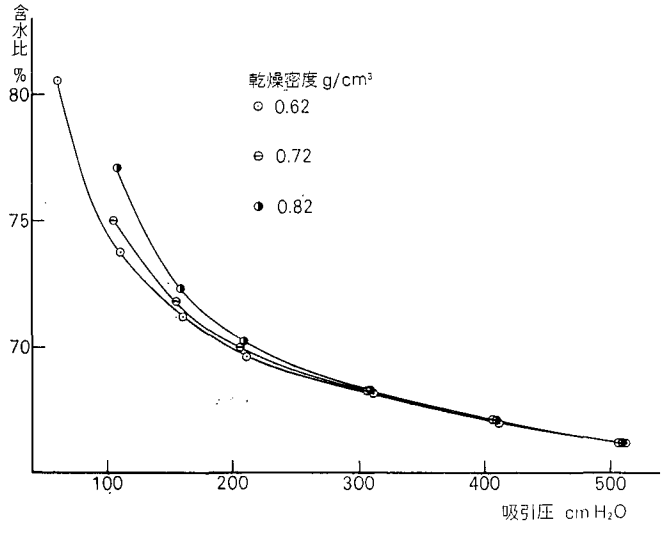

Fig. 24.　乾燥密度が異なる芽室3試料の吸引圧と含水比の関係

に不飽和透水試験から吸引圧200 mH_2O までは粒団間間ゲキ水が水の運動に大きな影響を与えるが，粒団内間ゲキ水は影響を与えないと述べている。筆者らは芽室土壌の乾燥密度を0.62, 0.72, 0.82 g/cm³ に変化させ，乾燥密度の違いによる吸引圧—含水比曲線の差異から粒団間間ゲキを分離する方法を考えた。

まず仮定として，充テン密度の異なる芽室3試料は，粒団の大きさの分布は同一であり，充テン数量のみが異なるとする。つまり土を充テンする時に粒団は破壊しないとする。充テン圧が大きいときは粒団の破壊，圧縮が起こるが，ここでは最大で7.2 kg/cm² の充テン圧力であるので，粒団の再配列のみが起こるものとする。この3試料の水分特性曲線を吸引圧—含水比で表わした場合，粒団間間ゲキ水が排水された段階では3試料の含水比は等しくなると考えられる。実験の結果はFig. 24に示すように3試料の含水比の差は吸引圧200 cmH_2O で1%，300 cmH_2O で0.2% となるので，ここでは吸引圧200 cmH_2O で粒団間間ゲキ水は排水されたとみなす。この粒団間間ゲキ水が排水された段階での単位重量の粒団が保持する水分を，粒団が持つ固有水分（粒団内間ゲキ水）とし含水比 ω_c で表わすと，一般に試料の有する全水分 θ（体積含水率）は次式で与えられる。

$$\theta = \theta_p + \gamma_d \omega_c \tag{12}$$

ここに θ_p は粒団間間ゲキに含まれる水分量であり，γ_d は充テン土の乾燥密度，$\gamma_d \omega_c$ は粒団に含まれる固有水分量である。Fig. 24より $\omega_c = 70\%$ となるが，これを体積含水率 $\gamma_d \omega_c$ で表わすとTable 3のようになり，土の充テン密度が0.1 g/cm³ 増加すると，粒団の固有水分量は7% 増加する。水分特性曲線における吸引圧0の時の θ は飽和水分量 θ_s とみなし得るから

$$\theta_s = \theta_{p_0} + \gamma_d \omega_c \tag{13}$$

とすることが出来る。(13)式を用いて粒団間間ゲキ水 θ_{p_0} を求めるとTable 4のようになる。したがって乾燥密度が0.1 g/cm³ 増加すると，粒団間間ゲキ水は10.5～10.6% 減少する。この粒団間間ゲキ水 θ_{p_0} は，粒団間間ゲキ量に等しい。Fig. 25は芽室3試料の粒団間間ゲキ分布をFig. 19と(12)式を用いて求めたものである。図から乾燥密度が大きい程粒団間間ゲキは高吸引圧側に移行することがわかり，前節で述べた吸引圧の増大により

Table 3.　乾燥密度の違いと固有水分量

乾燥密度 (g/cm³)	固有水分量 (vol. %)
0.62	43.4
0.72	50.4
0.82	57.4

Table 4.　乾燥密度の違いと粒団間間ゲキ水

乾燥密度 (g/cm³)	飽和水分量 (vol. %)	粒団間間ゲキ水 (vol. %)
0.62	77.9	35.4
0.72	74.3	23.9
0.82	70.8	13.4

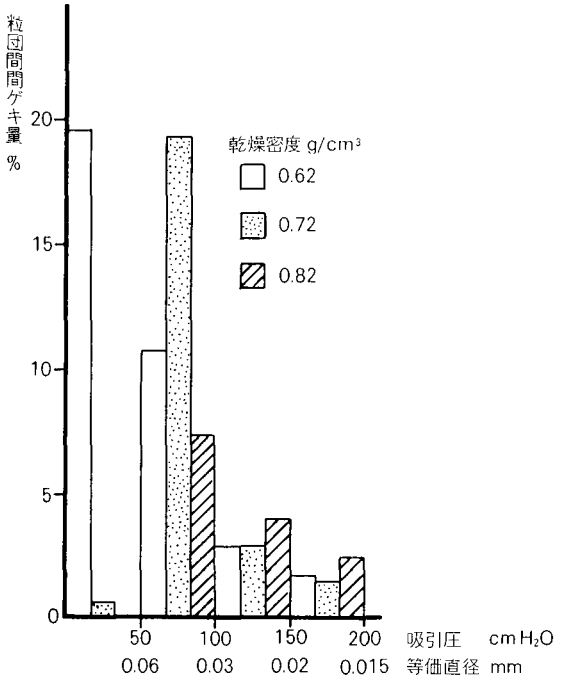

Fig. 25. 粒団間間ゲキ分布（芽室）

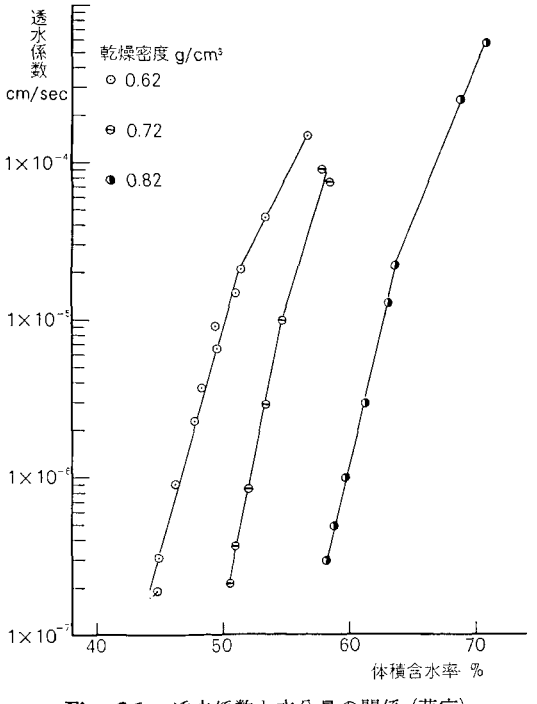

Fig. 26. 透水係数と水分量の関係（芽室）

不飽和透水係数は飽和透水係数と逆転するということの理由が一層はっきりする。

Fig. 26 は Fig. 16 と Fig. 19 を用いて上記芽室 3 試料の透水係数と水分量の関係を求めたものである。本節のはじめに述べたように，粒団間間ゲキ水が透水に関与するので，透水係数の値が非常に小さくなった部分，つまり粒団間間ゲキ水がほとんど排水された段階での透水係数—水分量図における水分量の差は固有水分量の差に等しいはずである。Fig. 26 をみると水分量の差は 6～8% となり，固有水分量の差 7% とほぼ等しいことがわかり上記仮説の正しいことが証明された。

上記の考え方は同一試料調整を行った有珠 No. 1, No. 2 に対しても適用出来るが，乾燥密度 1.2 g/cm³ で充テンした最大粒径の異なる 2 試料に対しては Fig. 20 から明らかなように固有含水比は求まらない。この原因は最大粒径の異なる同一試料では粒団の大きさが異なり，粒団の固有水分量が同一とは考えられないためである。また粒団の破壊をともなうような高乾燥密度で充テンした試料に対しても上記の考え方が適用出来ないことは明らかである。

以上のことから，飽和および不飽和状態における水の浸透は粒団間間ゲキを通して行なわれ，固有水分量で表わし得る粒団内の水分は事実上不動水分とみなして良いことがわかる。竹中ら[30]は吸引圧 300 cmH_2O 以上は団粒内水分であると述べているが，ここでも吸引圧 200～300 cmH_2O 以上は粒団内水分となった。今後不撹乱土を含めて多くの透水試験を行なわなければ明瞭な断定は出来ないが，ここで扱ったような動水勾配の小さい流れ，つまり浸潤後の浸透や排水に対しては液状水の流れの限界として，吸引圧 200～300 cmH_2O を基準として良いのではないかと判断される。しかしながら土壌面蒸発のように，非常にポテンシャル勾配が大きい場合は水分移動という観点からみると，吸引圧 200～300 cmH_2O 前後における水分移動は決して微小なものでなく，蒸発過程においては恒率乾燥期間に相当する。更に温度変化がある場合には水蒸気圧勾配を生じ，水蒸気の拡散が促進されるし，一部では液状水の形で温度毛管移動も行なわれていると言われている[31]。このように圃場における水分移動に対して，ここでの結果を応用するにはまだ数多くの検討すべき問題が残されていると言える。

III-2-3 透水特性におけるヒステリシス

土壌水分吸引圧（または pF）と土の水分量は一価の関係にはなく，脱水過程と吸水過程で異なるというヒステリシス現象を示す。そこで本節では透水特性の場合にも

ヒステリシスが存在するかどうかを検討した。

Fig. 27, 28, 29は乾燥密度0.62 g/cm³に充テンした芽室湿潤土の脱気飽和試料の脱水過程および毛管飽和試料の脱水過程と吸水過程の水分特性曲線，透水特性曲線，透水係数—水分量の関係を示したものである。Fig. 27において毛管飽和試料の脱水過程の曲線は吸引圧120 cmH_2O以上では脱気飽和試料のそれと一致することから，毛管飽和中に閉塞された空気は粒団間間ゲキ中に存在したと言える。したがってFig. 28の透水特性曲線も吸引圧120 cmH_2O以上では同一の曲線となる傾向を示す。Fig. 27, 28をみると水分特性曲線と透水特性曲線の吸水過程の曲線の形状は脱水過程と異なるが，Fig. 29では飽和の方法および脱水過程，吸水過程という差異があるにもかかわらず，同一水分量では透水係数の値はほとんど等しいことが示される。したがって透水係数—水分量の関係にはヒステリシスがないことがわかる。Fig. 30, 31, 32は芽室風乾土を乾燥密度0.82 g/cm³に充テンし毛管飽和させた試料の脱水過程，吸水過程の水分特性曲線，透水特性曲線および透水係数—水分量の関係を示したものである。水分特性曲線，透水特性曲線では前述と同様ヒステリシスがみられる。一方透水係数と水分量の間にも多少のヒステリシスがあることが認められた。これは測定点を多くとったため一連の実験に要する時間が3週間以上という長期間にわたり，実験中，土壌中の微生物の増殖等が透水係数に影響を与えたためこの誤差，あるいはヒステリシスが現われたと考えられる。したがって透水係数と水分量の間には事実上ヒステリシス

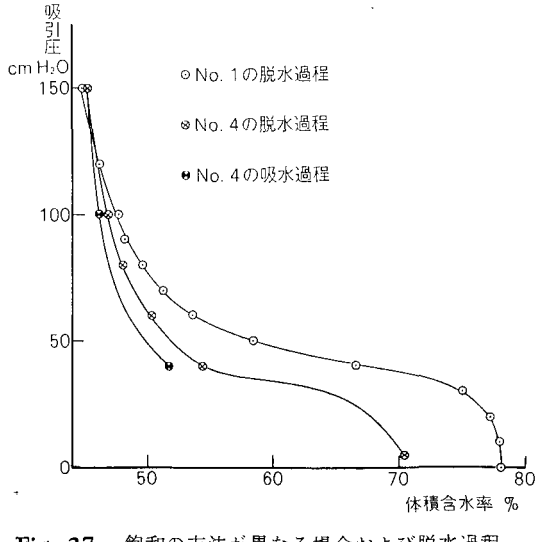

Fig. 27. 飽和の方法が異なる場合および脱水過程，吸水過程の水分特性曲線（芽室）

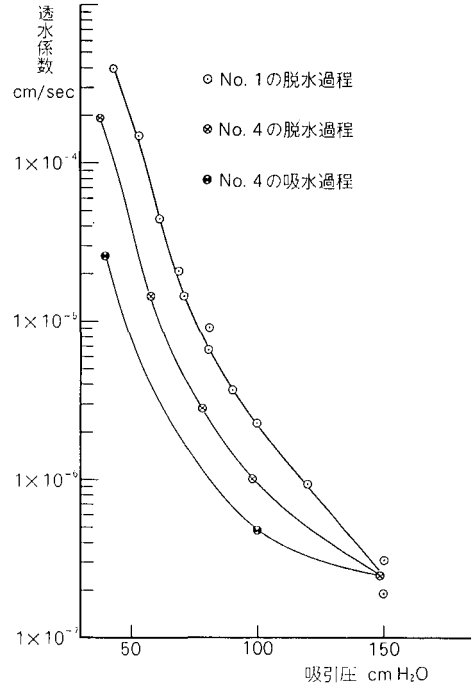

Fig. 28. 飽和の方法が異なる場合および脱水過程，吸水過程の不飽透水特性（芽室）

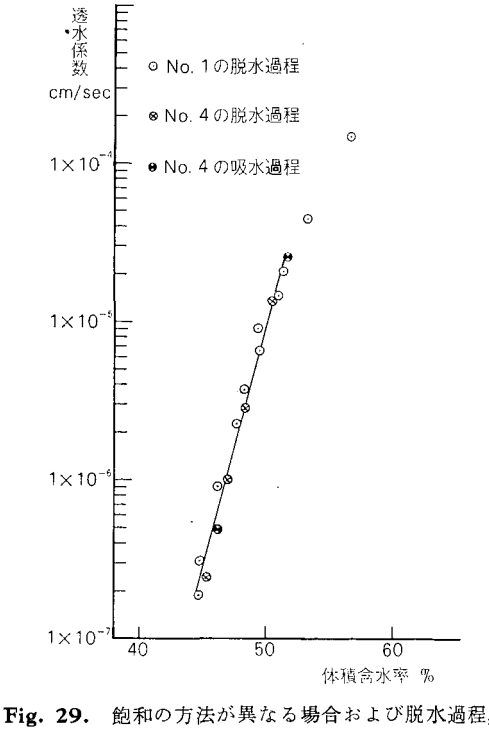

Fig. 29. 飽和の方法が異なる場合および脱水過程，吸水過程の透水係数と水分量の関係（芽室）

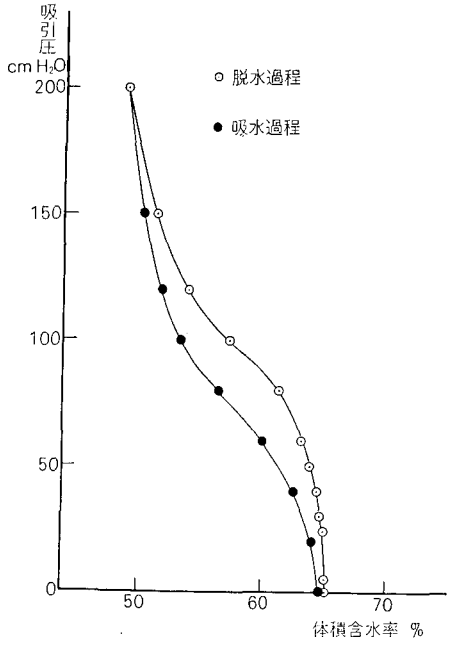

Fig. 30. 脱水過程と吸水過程の水分特性曲線 (芽室 No. 5)

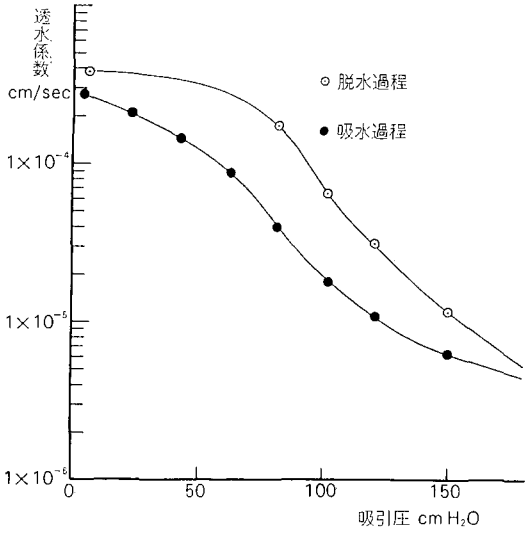

Fig. 31. 脱水過程と吸水過程の不飽和透水特性 (芽室 No. 5)

はほとんどないと考えて差支えない。

TOPP[8] はガラスビーズを用い，脱水過程と吸水過程の透水係数と水分量の間にはヒステリシスがないことを実験的に確かめている。一方，STAPLE[32] はローム質土壌を用い脱水過程において土粒子の構造変化を生じる点

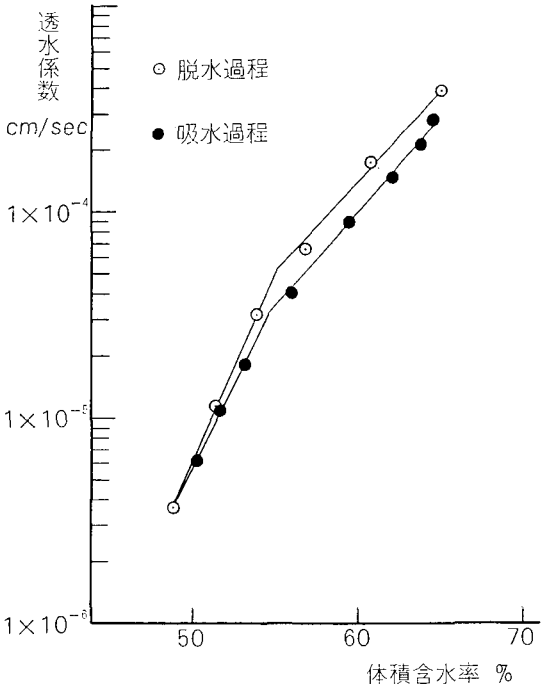

Fig. 32. 脱水過程と吸水過程の透水係数と水分量の関係 (芽室 No. 5)

まで水分量を減少させた脱水曲線と，この点から吸水させた吸水曲線において，透水係数と水分量の間にはヒステリシスが存在すると述べている。筆者らの実験は吸引圧 200 cmH_2O までであるため，脱水過程により試料が変質することはなく，ヒステリシスはほとんどない結果となった。

水分特性曲線のヒステリシスの原因としては，土・水界面における接触角の問題，インクボトル効果[33] などがあげられる。

IV. 水平浸潤と不飽和透水係数の結びつき

(土の水平浸潤実験および不飽和透水実験から求めた水分拡散係数の比較)

不飽和状態の質量力のない 1 次元ダルシー式は次式で与えられる。

$$v = k(\theta)\frac{\partial \psi}{\partial x} \tag{14}$$

上式を変形すると

$$v = k(\theta)\frac{\partial \psi}{\partial \theta}\cdot\frac{\partial \theta}{\partial x} = D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial x} \tag{15}$$

となる。$D(\theta)$ は (2) 式で表わされるものである。したが

って(15)式は水分勾配形式で表わしたダルシー式と考えられる。それゆえ透水係数は毛管ポテンシャル勾配下の水の流れ易さを示す係数であり，水分拡散係数は水分勾配下の水の流れ易さを示す係数である。そして両者の間には(2)式にみられるような関係がある。そこで，ここでは BRUCE らの方法から求めた水分拡散係数と不飽和透水係数に関する実験から得た透水係数，水分量，吸引圧の値を(2)式に代入して求めた水分拡散係数の比較を行った。

供試土は乾燥密度 0.82 g/cm³ で充テンした芽室風乾土を用いた。Fig. 33 に2つの方法で求めた水分拡散係数を示した。不飽和透水係数は吸引圧 200 cmH_2O に相当する水分量 50 vol. % の値以上の高水分領域のみを測定しているため，(2)式による水分拡散係数もこの領域の値だけである。しかしこの範囲内では両者の値の一致は比較的良好である。BRUCE らは彼らの実験方法によって求めた水分拡散係数は誤差が最大 200% に達すると述べているが，筆者らの BRUCE らの方法および不飽和透水係数の値から，(2)式を用いて求めた両者の水分拡散係数は良く一致した。このことは筆者らの両実験が精度が高いことを示すとともに両者の方法が有用であることを示している。BRUCE らの方法は低水分領域からの吸水過程であり，(2)式の計算に用いた吸引圧—水分量実験は，

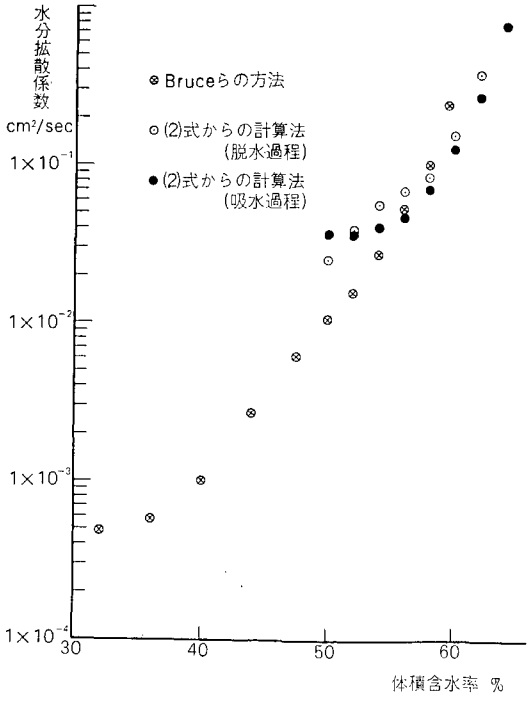

Fig. 33.　2種の方法で求めた水分拡散係数の比較

吸引圧 200 cmH_2O 以下の吸水過程であるため，両者の水分特性曲線の形状は異なると考えられるが，水分拡散係数の一致は良好である。また(2)式から求めた吸水過程，脱水過程の水分拡散係数にはあまり差異がない。以上のことから水分拡散係数も透水係数同様，水分量で表示した場合，ヒステリシスはほとんどないと言える。水分拡散係数においてヒステリシスが少ないことについては BEAR ら[34] も述べている。水分拡散係数は水分量の減少にともなう低下量が透水係数ほど急激でないことが特徴であると言われている[35]。

BRUCE らの方法は，試料の初期水分量近くの水分拡散係数まで求めることが出来，またヒステリシスが少ないと考えられることや実験が容易であることから非常に有効な方法である。しかしながら，拡散方程式がどの位の水分領域まで成り立つかは残された問題であり，今後さらに検討してゆく必要があると思われる。

V. 要　　約

土の水平浸潤と不飽和透水係数に関する実験から次のことが明らかとなった。

1. 水平浸潤

① 負の給水水頭の絶対値が前進毛管力の値に近づくにつれて Boltzmann 変換は成り立たなくなり，浸潤理論の限界が前進毛管力にあることを明らかにした。

② 乾燥密度の増大は浸潤速度を減少させるが，これは主として浸潤部の透水係数が低下するためである。

③ 初期含水比と乾燥密度の減少および給水水頭の増加はいずれも水分拡散係数を増大させる。火山性土の初期含水比の低下は土の間ゲキ構造を変化させるため，水分拡散係数が増大する。

2. 不飽和透水係数

①ガラスビーズ，砂などの粒状物質と充テン土の間ゲキ構造の相異は，粒状物質では粒子間間ゲキのみが存在することであり，土では粒子間間ゲキのみならず粒団間間ゲキが存在することである。そして液状水の流れは土の場合主としてこの粒団間間ゲキを流れる。

② 充テン土において粒団の構造が破壊しない範囲内で乾燥密度を変化させて試料を飽和から脱水させてゆくと，ある吸引圧 (200～300 cmH_2O) で異なる乾燥密度の試料の含水比はいずれも等しくなる。この段階で粒団間の間ゲキ水が脱水される。したがって液状水の流れはこの点で非常に小さくなる。

③ 水分特性曲線，透水特性曲線にはヒステリシスが存在するが，透水係数と水分量の間にはヒステリシスが

ほとんどなく，また飽和の方法による差異もない。

3. 水分拡散係数の比較

BRUCE らの方法により求めた水分拡散係数と水分特性曲線，透水係数—水分量の関係から求めた水分拡散係数は比較的良く一致する。水分拡散係数と水分量の間にはヒステリシスはほとんどない。

引用文献

1) NIELSEN, D. R.・他： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 26, pp. 107-111 (1962).
2) WONG, H. Y. and YONG, R. N.： Soil Science vol. 120, pp. 339-348 (1975).
3) JACKSON, R. D.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 27, pp. 123-126 (1963).
4) GUMBS, F. A. and WARKENTIN, B. P.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 36, pp. 720-724 (1972).
5) BRUCE, R. B. and KLUTE, A.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 20, pp. 458-462 (1956).
6) PHILIP, J. R.： Soil Science vol. 84, pp. 329-339 (1957).
7) MAEDA, T. and WARKENTIN, B. P.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 39, pp. 398-403 (1975).
8) TOPP, G. C. and MILLER, E. E.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 30, pp. 156-162 (1966).
9) ELRICK, D. E.： Aust. J. Soil Res. vol. 1, pp. 1-8 (1962).
10) GARDNER, W. R. and MIKLICH, F. J.： Soil Science vol. 93, pp. 271-274 (1962).
11) 寺沢四郎： 日土肥誌，第39巻，pp. 396-406 (1968).
12) 例えば，山口拍樹： 土質力学，p. 64，技報堂 (1960).
13) SELIM, H. M.・他： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 34, pp. 14-18 (1970).
14) SWARTZENDRUBER, D.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 30, pp. 7-11 (1966).
15) Алексеев, Г. А.： Динамика инфилтрация дождевой в почву (1948).
16) Будаговский, А. И.： Вниывание воды в почву (1955)，研究の資料と記録 (1964).
17) YONG, H. Y. and WARKENTIN, B. P.： Soil Properties and Behavior, p. 163, ELSEVIER (1975).
18) CHANG, R. K. and WARKENTIN, B. P.： Soil Science vol. 105, pp. 106-111 (1968).
19) SWARTENDRUBER, D.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 27, pp. 491-494 (1963).
20) THAMAS, J. L. and EVANS, D. D.： Water Resor. Res. vol. 4, pp. 817-828 (1968).
21) 前田 隆： 土壌肥料の研究，第3集，pp. 5-13，養賢堂 (1972).
22) 相馬尅之・前田隆： 農土論集，No. 49, p. 27 (1974).
23) RICHARDS, L. A. and MOORE, D. C.： Trans. A.G.U., pp. 531-540 (1952).
24) 例えば，DON KIRKHAM and POWERS, W. L.： Advanced Soil Physics, p. 31, Willey Interscience (1972).
25) WESSELING, J.： The Netherland Tech. Bull., 23 (1961).
26) GARDNER, W. R.： Soil Science vol. 85, pp. 228-232 (1958).
27) STAPLE, W. J.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 33, pp. 842-843 (1969).
28) 例えば，江川友治・他： 粘土科学の進歩 (2), p. 261 (1960).
29) SHARMA, M. L. and UEHARA, G.： Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 32, p. 165 (1968).
30) 竹中 肇・他： 農土研別冊7号，pp. 61-67 (1963).
31) PEBYT： 土壌物理，p. 198，畑地農業振興会 (1968).
32) STAPLE, W. J.： Canadian Soil Science (1961).
33) 例えば，TAYLOR, S. A. and ASHCROFT, G. L.： Physical Edaphology p. 174 (1972).
34) BEAR, J.・他： Physical principle of water percolation and seepage p. 233, UNESCO (1968).
35) 八幡敏雄： 土壌の物理，p. 108，東京大学出版会 (1975).

Summary

There are three main factors that affect the flow of water in soils. These are (1) properties of fluid (2) properties of soil (3) soil-water interaction. In this paper the authors studied on the mechanism of unsaturated flow by using some of these factors, mainly (1) and (2).

Part 1.

The authors treated the horizontal infiltration and examined the effect of these factors on infiltration by using Boltzmann transformation. The experimental results are as follows;

(1) Effect of inlet pressure

The relation between advance of wetting front (x) and sequare root of time ($\sqrt{t}$) (Boltzmann transformation) under positive and small negative inlet pressure was linear. But according to increasing of negative inlet pressure, this relation became curve (Fig. 2). This fact was first pointed out by NIELSEN *et al.* (1962), but they did not clarify the reason of this. By transforming the equation of infiltration (mainly developed in U.S.S.R.) and sub-

stituting the inlet pressure (h_0) and $\lambda(\lambda=x/\sqrt{t})$ on the equation, capillary head at the wetting front (h_k) is given by

$$h_k=\frac{\lambda_2^2 h_{01}-\lambda_1^2 h_{02}}{\lambda_1^2-\lambda_2^2}$$

where λ_1, λ_2, is the value when the inlet pressure equals to h_{01}, h_{02} respectively. The result of experiment showed that if negative inlet pressure became to $-h_k$, the relation between x and $\sqrt{t}$ was no more linear and the theory of infiltration was not valid at this point.

(2) Effect of soil bulk density

It is well known that the increasing of soil bulk density decreases the advance of wetting front (Fig. 6). In this paper, we considered two factors of hydraulic conductivity and capillary head at the wetting front. The increasing of bulk density makes a hydraulic conductivity of transmission zone decrease and a value of capillary head at the wetting front increase. These two factors act reversely to the advance of wetting front. For example, when bulk density increases from 0.9 to 1.3 g/cm^3 for light clay loam, hydraulic conductivity decreases to about 1/100 and capillary head increases to about 10 times. From the above facts, it is made clear that the decreasing of the advance of wetting front mainly depends on the decreasing of hydraulic conductivity of soil.

(3) Effect of inlet pressure, bulk density and initial water content on diffusivity

The diffusivities were calculated from the experimental results on infiltration according to the method of BRUCE and KLUTE (1956). The diffusivities for samples under high inlet pressure were higher than those of zero and negative pressure (Fig. 7, 8). This shows that h_0 is as if capillary potential increses for BRUCE and KLUTE method. Increasing of bulk density makes diffusivity decrease as like as the advance of wetting front (Fig. 10, 11). If pore structure were not change on drying soil, the advance of wetting front decreases as initial water content decreases. However, for volcanic ash soils used in this experiment, drying soil makes the state of pore change. By this reason, the advance of wetting front and diffusivity increase with decreasing of initial water content (Fig. 12, 13).

Part 2.

Here, unsaturated percolation for glass beads, sands and compacted soils were studied. The hydraulic conductivities were measured with the apparatus designed by RICHARDS (1952) and moisture characteristic curves were measured by using pressure plate. Results obtained are as follows.

(1) Hydraulic conductivities of glass beads and sands

In saturated state, samples consisted of large particles had higher conductivities than those of small particles. But increasing suction, hydraulic conductivities of the former became lower than that of the latter (Fig. 15). Because, at the same suction, degree of saturation of the former is higher than that of the latter (Fig. 18). By comparison of glass beads and sands consisted of same particle size, it is made clear that unsaturated hydraulic conductivity of sands was higher than that of glass beads at the same suction (Fig. 15). This fact depends on the shape of particle of both samples.

(2) Hydraulic conductivities of compacted soils

In unsaturated state, hydraulic conductivities of high density soils were higher than those of low density soils (Fig. 16). The reason of this phenomena is explained by the distribution of pores in these soils as like as (1). When maximum particle size differs in both samples, which have same bulk density, hydraulic conductivity of the sample containing larger particles decreases rapidly than another as suction increases (Fig. 22). This shows that inter-aggrigate pores contribute much to the flow of water.

(3) Comparison of hydraulic conductivities among glass beads, sands and compacted soils

When hydraulic conductivities became lower (10^{-7} cm/sec), compacted soils retained much water than glass beads and sands. This means that soils have much unmoved water. It is important to clarify how much water can move in soils. The authors used three soils with same properties beside density to solve this problem. If aggrigates are not destroyed by compaction, it is thought that water content (weight per cent) of these soils become equal as suction increases. The experimental results showed that at suction 200~300 cmH_2O, water content of these soils coinside together (Fig. 24). At this suction, water retained inter-aggrigate pores is seem to be drained and hydraulic conductivities are very low. From this fact macroscopic movement of water in soils occures at the inter aggrigate pores and unmoved water increases with increasing

of bulk density (Fig. 26).

(4) Hysteresis

Moisture characteristic curve and relation between hydraulic conductivity and suction showed hysteresis (Fig. 30, 31). But there was little hysteresis between hydraulic conductivity and water content (Fig. 32).

Part 3.

Diffusivities were obtained from different two methods, one was method of BRUCE and KLUTE and another one was calculated from hydraulic conductivity and specific water capacity. The results showed that the values obtained from two methods at high water content were fairly agreed (Fig. 33). This shows the validity of both methods. There was little hysteresis between diffusivity and water content like hydraulic conductivity.