

不飽和帯水分挙動に係わる現地土壌特性の評価法について

OKA, Yasumichi / 岡, 泰道

(出版者 / Publisher)

法政大学工学部

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

Bulletin of the Technical College of Hosei University / 法政大学工学部研究集報

(巻 / Volume)

28

(開始ページ / Start Page)

55

(終了ページ / End Page)

71

(発行年 / Year)

1992-02

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00003887>

不飽和帯水分挙動に係わる現地土壌特性の評価法について

岡 泰道*

Estimation of Soil Properties Relating to the Unsaturated Zone Moisture Behavior

Yasumiti OKA*

ABSTRACT

In this study, various models for the soil properties expressed by the relationships between the water content(θ), capillary head(ψ), and hydraulic conductivity(K) are reviewed, and three models for deriving unsaturated conductivity—suction relationship from moisture—suction data are assessed by comparison with laboratory experiment.

Also, a revised model to evaluate saturated hydraulic conductivity based on the $\psi - \theta$ relationship is proposed.

§ 1. はじめに

不飽和帯における水分の挙動に関する研究は、わが国では農学に関係した土壌物理学の分野において、植物の成長活動との関連で主に地表面に近い土壌層を対象として進められ、数多くの観測・実験例、研究成果がある。一方、水文学においては、主に雨水の浸透・損失・地下水涵養機構、あるいは蒸発散機構という、流域における水循環機構の素過程の究明といった面から研究が進展しつつある。また、近年注目を浴びている雨水浸透処理施設等などの応用面でも、設置地盤に即した浸透性能の評価などに関連して不飽和帯水分挙動の解明は不可欠のものとなっている。しかし、実流域における不飽和帯水分については計測手法も未だ不十分で、その挙動の評価は困難なのが現状である。本研究では、不飽和帯水分挙動を把握する上で不可欠な土壌の物理的特性について、その定式化手法、現地レベルでの特性値の評価手法について、現地採取資料に基づいて考察することを目的としている。この土壌特性は不飽和帯水分に関する数値シミュレーション等を行う場合にも前提となるものである。

*工学部土木工学科

2. 不飽和帯の水分保持特性

2.1 水分特性曲線

土壌中の吸引圧と含水率の関係は水分特性曲線（あるいはpF-水分曲線）と呼ばれ、単に両者の量の関係というだけでなく不飽和帯の水分保持の特性を支配する重要な要素となっている。一般に、現地土壌の内部における水分特性曲線を求めようとする場合、測定上の困難の他に自然の条件に支配されて、広い水分範囲にわたる関係を得ることができない¹⁾。また、土壌層が厚い場合には、同一時点においても土壌中のある部位では吸水が、また他の部位では排水が同時進行していることがあるので、ヒステリシスの著しい土壌では測定値の分散の程度が大きくなる²⁾。したがって、実際に水分特性曲線を作成する場合は現地で採取した不攪乱小サンプルに基づく室内試験によることが多い。本研究においても、室内における各種試験法による結果を用いる。

水分挙動を解析的に取り扱う場合、水分特性曲線に対して、曲線を当てはめる等の何らかの表現方法が必要となる。曲線を当てはめる手法は従来数多く提案されているが、主なものは西垣³⁾がまとめており、他にも含めて代表的なものを表1に挙げる。これらの式の中で S_e は有効飽和度となっており、次式で定義される。

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_o - \theta_r) \quad \dots\dots(1)$$

ここに θ_o は飽和含水率、 θ_r は残留含水率である。 θ_r としては、気乾状態の含水率をとる方法、水分特性曲線から推定する方法などがある。表1の各経験式はいずれもパラメータが3つ以上含まれているが、物理的な意味の不明確なものも多い。こうした $\psi - \theta$ 関係の表現方法はいずれも特定の土壌に対して提案されており一般性の少ないものも含まれているが、適合度に問題がない場合は数値計算等に組み込むうえで有用であると考えられる。具体的な適用方法については、いずれも $K - \psi$ 関係（飽和透水係数を含む）の取り扱い方法と不可分の関係にあるものも多く、透水特性と合わせて考察を行う必要がある。

2.2 本研究で用いた表現方法

本研究では、 $\psi - \theta$ 関係の表現について、次項以下に示す二つの方法を用いている。この節では自然林地の水分特性曲線（深度5～180cm）に対して適用した例を述べる。自然林地の水分特性曲線の例を図1に示す¹⁰⁾が、表層は非常にポーラスで空隙に富むため、重力水および毛管水が容易に移動できる範囲（pF3.0程度以下）での曲線の傾きが小さくなっているうえにヒステリシスもみられる。一方、深層では曲線の傾きが大きく、またヒステリシスはほとんど無視できる程度である。以下の議論では、地表面に近い深度35cmまでの $\psi - \theta$ 関係にみられるヒステリシスに対して、現地観測値の既往最大・最小値に基づく走査曲線をメイン・ループとし、脱水と吸水の平均曲線¹⁵⁾を用いている。

2.2.1 指数曲線近似による方法

水分特性曲線上で、飽和から除々にpF値を上げていくと、 θ が θ_0 (飽和含水率) から大きく異なり始める点がある。この点に対応する吸引圧の値は毛管水縁の上限を示し、空気侵入値と呼ばれる。Campbell¹³⁾ は、 θ/θ_0 と ψ/ψ_{cr} を両対数紙上にプロットすると直線に近いことから、これを直線と仮定し、 $\psi-\theta$ 関係を以下のように表現している。

$$\begin{aligned} \theta/\theta_0 &= (\psi/\psi_{cr})^{-1/b} && (\psi \leq \psi_{cr}) \\ &= 1 && (\psi > \psi_{cr}) \end{aligned} \quad \dots\dots(2)$$

ここにbは定数で、最小二乗近似により当てはめた直線の傾きとして求められる。また、 ψ_{cr} が空気侵入値である。ここでは ψ_{cr} を水分特性曲線から読み取り、対応する最大含水率を θ_0 とすることにより、上式を当てはめた。結果を図2に例示するが、 ψ_{cr} の絶対値は表層では10cmH₂O以下を示し、いわゆるA層より深くなり、土壌構造が緻密になるにしたがって大きくなる傾向にある。また、パラメータbの値は表層ほど小さく、水分特性曲線の傾きの大きい深層ほど大きくなり、 $b=7\sim30$ という結果を得た。ただし、図2からも推察されるように吸引圧の全範囲にわたって(2)式を当てはめることは適合度の点で問題があると考えられる。この指数曲線の当てはめによる近似方法は次節の3.1.3の方法に基づくK- ψ 関係の決定に際して用いられる。

2.2.2 区間折線近似による方法

数値計算を行う場合、水分保持特性に係わるパラメータとして比水分容量 $d\theta/d\psi$ を規定すれば、吸引圧変化の解析は可能となる。したがって、水分特性曲線自体を関数として表現する必要はなく、曲線を多区間で線形近似しても十分である。さらにK- ψ 関係についても、実験による水分特性曲線から得られる離散的なデータから推定する方法もある。このような観点から、曲線の当てはめを用いない区間折線近似による方法についても検討することとした。区間の境はpF値で0,0.5,1.0,1.3,1.5,1.8,2.0,2.3,となっており、現地採取試料による室内試験結果で得られた測定点に対応している。この近似方法は次節のK- ψ 関係の決定に際し、3.1.2の方法および3.1.4の方法に対して用いられる。

§ 3. 不飽和帯の水分伝達特性

不飽和帯の水分伝達特性すなわち透水特性を支配する、不飽和透水係数と吸引圧との関係 (K- ψ 関係) および飽和透水係数の決定方法について検討する。ここでは、室内試験による評価が比較的容易な水分特性曲線から得られる情報に基づいて透水特性を推定するという立場をとり、前節で述べた $\psi-\theta$ 関係の近似方法に基づき、室内不飽和透水試験結果との整合性をみる。

3.1 不飽和透水係数と吸引圧の関係

不飽和透水係数は間隙特性などに依存するとともに、含水率の大小によっても変化する。K- ϕ 関係を決定することは一般的に困難であるが、いくつかの手法が提案されている。ここでは、土壌の諸特性値から実験式等を推定する方法について検討を加えた。

3.1.1 K- ϕ 関係の表現方法

土壌の諸特性値からK- ϕ 関係を推定するために従来提案された実験式等は、Klute¹⁶⁾、八幡¹⁾、Ragab et al¹⁷⁾らがまとめている。これらを他の式も含めてまとめると表2のようになり、大きく分ければ、Kozenyタイプ(Irmay²⁴⁾など)とChilds and Collis-Georgeタイプ(Marshall¹⁹⁾、Jackson²²⁾など)の二つのタイプがある。前者は透水性が水で満たされた間隙の割合のみに支配されると考え、後者ではさらに間隙毛管半径の分布とその間隙の連結状態も考慮に入れた形でモデル化してある。Mualem²³⁾ではさらに曲折効果を考慮し自由度を増している。

本研究では、間隙径の分布関数を用いる方法のなかで上記の後者、Childs and Collis-Georgeタイプを採用する。この方法を用いる理由は、現地土壌の水分特性曲線のなかには間隙径の分布に関する情報が含まれており、この分布を求め、かつ透水に係わる間隙構造に対していくつかの仮定を設けることにより、ある程度物理的な意味を保持しながらK- ϕ 関係が推定可能なことによる。ここではさらに、Childs and Collis-Georgeの考えにそった方法のうち、① Childs and Collis-Georgeの方法、② Campbellの方法、③ Jacksonの方法、の三つを取り上げて検討した結果を述べる。これらの方法の利点として、モデル化において用いられる間隙径の分布関数が ϕ - θ 関係から直接求められること、モデルのパラメータの推定あるいはモデルの適用が比較的容易であること、などが挙げられる。

3.1.2 Childs and Collis-Georgeの式を用いた表現方法

この方法では、まず土の間隙を同じ水分特性曲線を持つ毛管の束で近似し、間隙径の分布をこの毛管径の分布によって評価することを考える。土壌内で毛管径が連続的に分布しているとして、半径が δ と $\delta + d\delta$ の間にある毛管の、全断面積に対する割合を $F(\delta)d\delta$ とすると、水で満たされている毛管の面積率すなわち含水率は次のようになる。

$$\theta = \int F(\delta)d\delta \quad \text{または} \quad d\theta/d\delta = F(\delta) \quad \dots\dots(3)$$

ここに、 r は断面高さ h に相当する毛管上昇高をもつ毛管半径である。一方、毛管上昇高 h と r の間にはいわゆるラプラスの式が成り立ち、接触角を 0 とすれば、 $h = 2\sigma/r$ となる。さらに、 h と θ が一価関係と仮定すると(3)式より、

$$F(r) = -h^2/2\sigma \cdot (d\theta/dh) \quad \dots\dots(4)$$

したがって、仮想毛管束の径の分布関数は水分特性曲線の勾配と直接の関係があり、曲線が与えられれば(4)式から分布関数を求めることができる。

次に、ある体積含水率を持つ土において、土中水が、ある大きさの間隙を境として、それより小さい径を持つ間隙のみに存在すると仮定する。さらに土のある一断面で間隙が大きさを変えた場合を考え、この断面を通過する水がどの間隙でも小さい方の間隙の断面に支配されると仮定する。このとき一つの連結している孔について間隙径をそれぞれ σ , ρ ($\sigma < \rho$) とし、不飽和透水係数が土中水の移動を支配している間隙の総断面積に比例すると考えることにより、Childs and Collis-George¹⁸⁾は(4)式の間隙径の分布関数を用いて不飽和透水係数 K を次式で表した¹⁸⁾。

$$K = M \sum_{\rho=0}^{\rho=R} \sum_{\sigma=0}^{\sigma=R} \sigma^2 F(\rho) \Delta r F(\sigma) \Delta r \quad \dots\dots(5)$$

ここに、 R は考慮する最大の半径、 M は定数である。

上式を当てはめた結果の例を図3に点線で示す。 $|\psi|$ の増大とともに K が減少する傾向は実験値にはほぼ沿う結果となっている。吸引圧値 $|\psi|$ の比較的低い部分に滑らかに変化していない箇所が見受けられるが、これは水分特性曲線の性質に起因するものである。この図で縦軸に K の値をとっているが、相対的な K/K_0 でみると、土層が緻密になるほど大間隙が消失し微細な間隙が卓越してくるため、吸引圧値の増大に対する K/K_0 の低下幅が減少する。

3.1.3 Campbellの式を用いた表現方法

2.2.1節で述べたようにCampbellは $\psi - \theta$ 関係を(2)式のように表現している。 $\psi - \theta$ 関係として(2)式を仮定すると(4)式を用いることにより(5)式に対応する次式

$$K = M \int_0^R \int_0^R r^2 F(r) dr F(r) dr \quad \dots\dots(6)$$

は容易に積分が実行でき、次のCampbellの式が得られる。

$$K/K_0 = (\psi_{cr} / \psi)^{2+2/b} \quad (\psi \leq \psi_{cr}) \quad \dots\dots(7)$$

ここに、 K_0 は飽和透水係数で、 ψ_{cr} , b は(2)式と同じ空気侵入値、定数をそれぞれ表わす。また、 $\psi > \psi_{cr}$ の場合は、 $K = K_0$ である。関東ロームに対する上式の適合性については既に検討されているが²⁰⁾、試験結果では傾きが直線的とならない例も多い。

3.1.4 Jacksonの式を用いた表現方法

Marshall¹⁹⁾あるいはMillington and Quirk^{20), 21)}は土壌間隙を同形断面と見なし、それらの幾何学的な連結を考慮に入れた推定式を提案している。この両者は本質的には同じもので間隙の連結状態に係わる項の係数が異なるだけである。Jackson²²⁾はこの考えに基づき、修正係数を飽和透水係数との関連で表現した。

Jacksonの式は水分特性曲線上で、対象とする水分域の水分量を m 等分し、間隙としては円形断面を仮想することにより得られ、次式のように表される。

$$K_i/K_0 = (\theta_i/\theta_0)^p \left\{ \sum_{j=1}^m (2j+1-2i) \psi_j^{-2} \right\} / \left\{ \sum_{j=1}^m (2j-1) \psi_j^{-2} \right\} \quad \dots\dots(8)$$

ここに、 θ_i は K_i に対応する含水率、 p は定数、 K_0 は飽和透水係数である。ただし、含水率 θ は透水係数に寄与する水分を表している。

関東ロームは微細で緻密な構造をもっているため、含水率が高いにもかかわらず移動が困難な水分を多く含んでいる。したがって(8)式を適用する場合にもその点を考慮し、通常の状態では到達しない乾燥状態を含水率の下限を θ_r として $\theta' = \theta - \theta_r$ を透水係数に寄与する水分としたほうが合理的と考えられる。このことは θ よりも θ' をとったほうが試験結果に対する適合性がよいことから裏付けられる。ここでは θ_r として農学の分野でしおれ点と称されるpF4.2をとる。

適用結果の例を図4に示す。室内試験データは前項3.1.3のCampbell式の当てはめに用いたものと同じである。これらの結果から、式中のパラメータ p は地表面に近い深度数十cmまでは2~4、深層の100cm以深では6~9、その中間では4~6程度となっており、 p の値は土壌の間隙特性と密接な関係を持っていることがわかる。これを水分特性曲線との関係でみると、曲線の傾きが全体的に大きい、言い換えれば構造が密な土壌ほど p の値が大きくなっている。

3.1.5 各方法による推定結果の比較・考察

3.1.2のChilds and Collis-Georgeの方法により得られた曲線と3.1.4のJacksonの方法に基づく結果を比較すると図3のようになっている。前者の方法で得られた曲線は後者と相似な傾向を示すとともに、土壌の特性に応じたパラメータ p の変動範囲と考えられる曲線群に含まれているとみなすことができる。もし、採取試料による試験値が現地の土壌特性を代表していれば、後者の方法はパラメータが少なくかつ簡単であることから、数値計算などへの適用上有利となる。しかし、現地サンプルのばらつきの問題が当然含まれており、またシミュレーションにおける実測値の再現性等も含めて検討する必要がある、その意味で一般的にはJacksonの方法のようにパラメータを含めた形で適用する方がよいと考えられる。

次に、3.1.3のCampbellの方法と3.1.4のJacksonの方法を比較した結果を図5に示すが、両者は曲線形が異なるうえに、基準とした $\psi-\theta$ 曲線の近似方法が異なるため、同列には比較できない。室内試験結果との整合性の点からは後者の方がよいと考えられるが、数値シミュレーション等において対象とする吸引圧の変動範囲に応じて判断する必要がある。

3.2 飽和透水係数の決定方法

飽和透水係数は温度、水の密度や粘性、土の密度、比表面積、粒子形状、間隙の屈曲等によって決まる土壤に固有の定数とされる。現地土壤に対するその測定値を得る方法としては大きく分けて、1) 現場透水試験による方法、2) 現地土壤の小試料を用いる方法、3) 土壤特性値から推定する方法、が挙げられる。ここでは基礎資料として、2) の方法による結果を用いるが、採取方法あるいは土壤特性の空間的分布の多様性等により通常ばらつきが大きく、代表的な値を規定することが困難な場合が多い。以下、本節では3) の方法の一つであり、水分特性曲線から得られる情報に基づいて飽和透水係数を推定する手法について検討する。

3.2.1 土壤の間隙径分布から飽和透水係数を推定する方法

ここでは物理的な土壤特性値から、実験式などにより飽和透水係数を推定する方法について述べる。飽和透水係数 K_o を推定するための実験式あるいは経験式は従来多くのものが提案されてきた。このうち K_o の規定要因として粒径に係わるパラメータが式中に組み込まれているものを表3に挙げる³⁰⁾。いずれの式においても粒径に係わるパラメータとしては代表粒径あるいは平均粒径に相当するものが用いられる。

ここでは、 $\psi - \theta$ 関係から得られる情報の一つである間隙径の分布特性に着目し、粒径分布特性を組み込むことのできる式として平均粒径に相当するパラメータを含むものについて考察する。具体的には、土壤間隙を円形毛管束と仮定し円管内の流れがPoiseuille流れに従うとした場合に導かれるKozeny式に基礎を置き、その修正として提案されているKozeny-Donat式を用いる。

$$K_o = \frac{C_1}{\mu} \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot D_w^2 \quad \dots\dots(9)$$

ここに μ は動粘性係数、 C_1 は土壤による補正係数、 n は間隙率で、 D_w は次式で定義される。

$$D_w = 1 / (\sum P_i / D_i) \quad \dots\dots(10)$$

D_i は粒径、 P_i はその粒径が全粒径に占める割合である。ここで r_i を粒径 D_i に対応する間隙半径と考え、両者が比例関係にあると仮定すれば、

$$r_w = 1 / (\sum P_i / r_i) \quad , \quad r_i \propto D_i \quad \dots\dots(11)$$

上式において P_i は間隙半径 r_i の分布を表しており、水分特性曲線より $\Delta \theta_i / \theta_o$ として置き換えることができる。 θ_i の区分点としてはpF試験の実験値を用いる。また(9)式の補正係数に r と D の比例定数および μ を含めて考えると、

$$K_o = C \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot r_w^2 \quad \dots\dots(12)$$

ここに、 C は土壤特性に依存する係数で、 r_w は(11)式で定義される平均間隙半径である。しか

し、(11)、(12)式を用いて平均的な r を求めると関東ロームのように微細な間隙の多い土壌では分母に対して r の小さい部分の寄与が卓越し、不合理な結果となる。したがってここでは r として次式のように水分特性曲線上の $\Delta \theta_i$ に関する加重平均を用いることとする。

$$r_w = \sum r_i \cdot (\Delta \theta_i / \theta_o) \quad \dots\dots(13)$$

ここで、 r_i あるいは θ_i の区分点は p F 試験の実験値をとる。なお(12)、(13)式をCampbellの方法に即して適用する場合は、(2)式および $\psi = -2\sigma / r$ の関係を用いることにより、

$$r_w = \frac{1}{1+b} \cdot \frac{2}{\psi_{cr}} \quad \dots\dots(14)$$

上式よりCampbell式を用いた場合の代表間隙半径は b と ψ_{cr} により決まることがわかる。

3.2.2 Kozeny-Donatの方法を用いた推定結果

自然林地斜面の各深度において採取した試料を用いた変水位透水試験結果を図6に示す³¹⁾。同じ深度でも透水係数がかかなりばらついていることがわかる。斜面部位による土壌構造の相違がこうしたばらつきとして表れている。この各試料の水分特性曲線を用い、(12)式に基づいて求めた飽和透水係数の値と変水位透水試験による結果とを比較したのが図7であるが、両者はよく対応しており、(12)式における係数 C はほぼ1と考えられる。次に、都市化地盤についてみると、水分特性曲線の形状およびサンプリング時の観察からおおまかに土壌タイプ別に分類すると、自然に近い関東ローム、転圧され締固められた盛土土壌、砂質土に近い土壌となっている。これらの水分特性曲線に基づき、区間近似による方法を用いて、自然林地の場合と同様にして求めた飽和透水係数と変水位透水試験結果とを比較したものが図8である。自然に近い関東ローム(●印)は、係数 $C=1$ とした場合の直線にはほぼ沿っており、自然林地の結果と一致する。一方、締固められた盛土土壌では(12)式における係数 C は約10程度となっている。また、砂質土に近いと推察される試料(▲印)については両者の中間的な位置にあり、係数 C の値は5前後である。

§ 4. まとめ

- ①不飽和透水係数と吸引圧の関係に対する提案式のなかで、水分特性曲線から得られる間隙径の分布に関する情報から $K-\psi$ 関係の推定が比較的容易にできる、(a)Childs and Collis-Georgeの方法、(b)Campbellの方法、(c)Jacksonの方法、の三つについて、室内試験結果との整合性および $\psi-\theta$ 関係の取扱い方法の観点から比較・考察を行った。
- ②(a)の方法は $\psi-\theta$ 関係の実験値さえあれば未知パラメータがないという利点を有しているが、実験値との整合性の面では必ずしも良好な結果が得られるとは限らない。ただし全体的には(c)の方法に準ずる結果が得られた。

- ③(b)の方法は $\psi - \theta$ 曲線の近似度がよければ、 $K - \psi$ 関係を推定する最も簡便な方法であるが、 $\psi - \theta$ 曲線へ指数曲線を当てはめる場合、広範囲の吸引圧値全体にわたって良い適合度を得るのは困難であることがわかった。
- ④(c)の方法は $\psi - \theta$ 関係への曲線の当てはめ等を必要とせず、離散的な実験データのみで $K - \psi$ 関係の推定が可能であるが、 $\psi - \theta$ 曲線から直接決定できない未知パラメータを有するという欠点を持っている。このパラメータは土壌特性により異なり、水分特性曲線の傾きが大きいほど、すなわち土壌が緻密になるほど大きくなる傾向にある。また、室内試験値との整合性の面では同法が最も良好な結果を示した。
- ⑤飽和透水係数の推定方法としてKozeny-Donat式を取り上げ、 $\psi - \theta$ 曲線から得られる間隙径に関する情報を組込める形に変形するとともに、現地小サンプルを用いた室内飽和透水試験との整合性について検討した。式に含まれる係数 C は土壌型により異なると考えられ、不攪乱の関東ローム土では1、砂質ローム土では5前後、攪乱された盛土ロームでは10程度という結果が得られた。ただし、 C を支配する要因については不確定となっており、今後の検討を要する。

謝辞

本研究は文部省科学研究費一般研究(C) (代表、岡泰道)の補助を受けている。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 八幡敏雄：土壌の物理、東京大学出版会、p.66、pp.106～108、1975.
- 2) 榎根勇：水文学、大明堂、p.149、1980.
- 3) 西垣誠：不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2,3の考察、土質工学会論文報告集、Vol.23、No.3、Sep.、pp.165-177、1983.
- 4) Brooks R.H. and A.T. Corey:Hydraulic properties of porous media,Hydraul. Pap.3, Colorado State Univ.,Fort Collins, 1964.
- 5) Jensen, M.E. and R.J.Hanks:Nonsteady-state drainage from porous media, ASCE.,IR(3),pp.209-231,1967.
- 6) Rogowski, A.S.:Watershed Physics:Model of the soil moisture characteristics, Water Res.Research, 7(6),pp.1575-1582, 1971.
- 7) King,L.G.:Description of soil characteristics for partially saturated flow, soil Sci. Soc. Am. Proc., pp.359-362, 1965.
- 8) Kroszynski, U.:Flow in a vertical porous column drained at its bottom at constant flux, J. of Hydrology, 24, pp.135-153,1971.
- 9) Rubin, J. et al: Soil Water Relations during Rain Infiltration, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28(1),pp.1-5, 1964.
- 10) Farrel, D.A. and W.E. Larson: Modeling of pore structure of porous media, Water Resources Research, 8, pp.699-706, 1972.
- 11) Haverkamp, R. and M.Vauclin: A Comparative Study of Three Forms of the Richards Equation Used for Predicting One-Dimensional Infiltration in Unsaturated Soil, Soil Sci. Soc. Am. J., 45, pp.13-20, 1981.
- 12) Van Genuchten, M.Th.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci, Soc. Am. J., 44, pp.892-898, 1980.
- 13) Campbell, G.S.: A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity from Moisture Retention Data, Soil Science, 117(6), pp.311-314, 1974.
- 14) 虫明功臣、岡泰道、小池雅洋：流域開発における保全林地の保水機能の評価、第3回水資源に関するシンポジウム、pp.583-588, 1987.
- 15) 虫明功臣、岡泰道、小池雅洋：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違(4) -ヒステリシスを考慮した不飽和帯水分変動量の解析-、生産研究、36(1),pp.21-24, 1984.
- 16) Klute, A.: The Determination of the Hydraulic Conductivity and Diffusivity of Unsaturated Soils, Soil Science, 113(4), pp.264-276, 1972.
- 17) Ragab, R. et al: Comparative Study of Numerical and Laboratory Methods for

- Determining the Hydraulic Conductivity, *Soil Sci.*, 131(6), pp.375-388, 1981.
- 18) Childs, E.C.: *An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena*, Wiley (Interscience), New York, pp.184-188, 1969.
 - 19) Marshall, T.J.: *A Relation between Permeability and Size Distribution of Pores*, *J. Soil Sci.*, 9(1), pp.1-8, 1958.
 - 20) Millington, R.J. and J.P.Quirk: *Permeability of Porous Media*, *Nature*, 183, pp.387-388, 1959.
 - 21) Millington, R.J. and J.P.Quirk: *Permeability of Porous Soils*, *Trans. Faraday Soc.*, 57, pp.1200-1207, 1961.
 - 22) Jackson, R.D.: *On the Calculation of Hydraulic Conductivity*, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36(2), pp.380-382, 1972.
 - 23) Laliberte, G.E., R.H. Brooks and A.T. Corey: *Permeability calculated from desaturation data*, *J. Irrig. and Drainage Div. ASCE.*, 94, pp.57-71, 1968.
 - 24) Irmay, S.: *On the hydraulic conductivity of unsaturated soil*, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 35(3), pp.463-467, 1954.
 - 25) Topp, G.C. and E.E.Miller: *Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media*, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, pp.156-162, 1966.
 - 26) Gardner, W.R.: *Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data*, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol.20, pp.317-320, 1956.
 - 27) Mualem, Y.: *A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media*, *Water Resources Research*, 12(3), pp.513-522, 1976.
 - 28) Mualem, Y.: *Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media: Generalized Macroscopic Approach*, *Water Resources Research*, 14(6), pp.325-334, 1978.
 - 29) 虫明功臣、山田邦博、田村浩啓、桑原衛：現地土壌特性の評価に基づく雨水浸透施設の浸透解析、土木学会第28回水理講演会論文集、pp.489-494, 1984.
 - 30) 地下水ハンドブック編集委員会 (編)：地下水ハンドブック、建設産業調査会、pp.285-287, 1979.
 - 31) 虫明功臣、岡泰道、小池雅洋：数値解析による不飽和帯水分挙動の再現性、土木学会第14回関東支部年次研究発表会講演概要集、pp.56-57, 1987.

表 1 $\phi - \theta$ 関係に対する当てはめ曲線の例
(主に、西垣⁹⁾による)

	提 案 式	提 案 者	対 象 土 壌
1	$S_e = (\phi_{cr}/\phi)^\lambda$	Brooks and Corey ⁴⁾ Jensen et al ⁵⁾	sand silty loam, sandstone
2	$\frac{\theta_0 - \theta}{\theta_0 - \theta_{15}} = \frac{\ln(\phi - \phi_{cr} + 1)}{\ln(\phi_{15} - \phi_{cr} + 1)}$	Rogowski ⁶⁾	clayey-loam loam silty loam
3	$S = \delta \cdot \frac{\cosh[(\phi/\phi_0)^\lambda + a] - b}{\cosh[(\phi/\phi_0)^\lambda + a] + b}$	King ⁷⁾	silty loam sand, clay
4	$S_e = \exp[a(\phi - \phi_{cr})]$	Kroszynski ⁸⁾	sand
5	$\phi = c_1 + c_2/\theta + c_3 \cdot \exp(c_4\theta) + \exp(c_5\theta + c_6)$	Rubin et al ⁹⁾	sand
6	$\phi/\phi_{cr} = \exp[a(1 - S_e)]$	Farrel et al ¹⁰⁾	sand silty loam
7	$S_e = a / (a + \phi ^\lambda)$	Haverkamp et al ¹¹⁾	sand
8	$S_e = \left[\frac{1}{1 + (a\phi)^\lambda} \right]^{(1 - 1/\lambda)}$	van Genuchten ¹²⁾	sand
9	$\theta/\theta_0 = (\phi/\phi_{cr})^{-1/b}$	Campbell ¹³⁾	sand

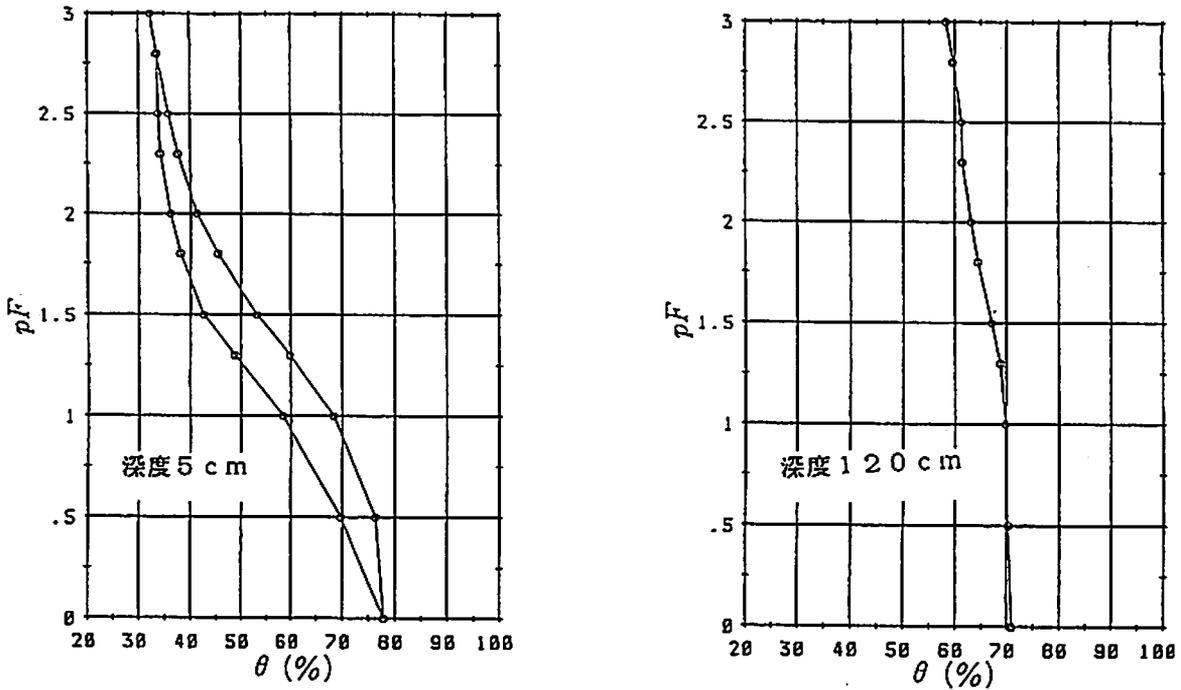


図1 水分特性曲線の例 (自然林地)¹⁴⁾

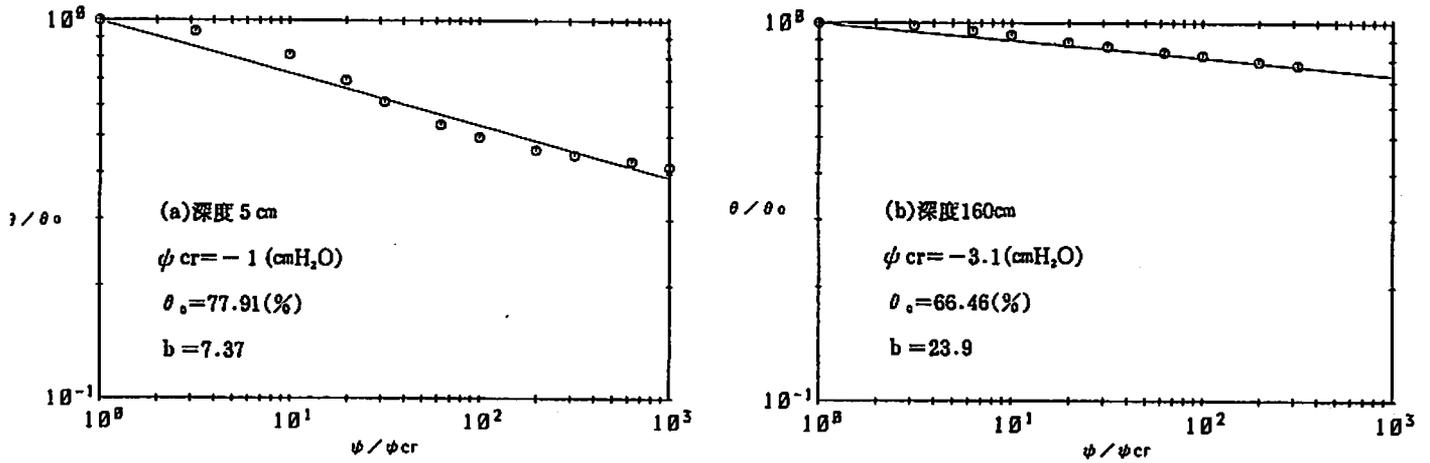


図2 水分特性曲線へのCampbell式の当てはめ (自然林地)

表2 K-φ関係に対する代表的な提案式

	提案式	提案者	パラメータ
1	$K = M \cdot \sum_{\rho=0}^{\rho=R} \sum_{\sigma=0}^{\sigma=R} \sigma^2 F(\rho) \Delta r F(\sigma) \Delta r$	Childs and Collis-George ¹⁸⁾	M = Ko/Koc
2	$K = \frac{1}{8} \cdot \frac{\varepsilon^p}{n^2} \sum_{j=1}^n (2j+1-2i) r_j^2$	Marshall ¹⁹⁾	p = 2 n : 分割数 ε : 含水率
3	"	Millington and Quirk ^{20) 21)}	p = 4/3
4	$K_i / K_o = (\theta_i / \theta_o)^p \frac{\{\sum_{j=1}^m (2j+1-2i) \phi_j^{-2}\}}{\{\sum_{j=1}^m (2j-1) \phi_j^{-2}\}}$	Jackson ²²⁾	p, m θo
5	$K/K_o = (\phi_{cr}/\phi)^{2+2/b} \quad (\phi \leq \phi_{cr})$ = 1 $(\phi > \phi_{cr})$	Laliberte et al. Campbell ^{13) 23)}	φcr, b
6	$K = K_o \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_o - \theta_r} \right)^3 \quad \text{or} \quad K = K_o S_e^3$	Irway ²⁴⁾	θo, θr
7	$K = K_o \left(\frac{S - S_r}{1 - S_r} \right)^m \quad \text{or} \quad K = K_o S_e^m$	Brooks and Corey ⁴⁾	θo, θr, m
8	$K = K_o \exp((S_e - 1)^m)$	Topp ²⁵⁾	Se, m
9	$K = a \theta^m$	八幡 ¹⁾	a, m
10	$1 - 1/K_o + 1/K = (1/S_e)^m$	Gardner ²⁶⁾	Se, m
11	$K = S_e^2 \left(\int_0^\theta d\theta / \phi^2 \right) / \left(\int_0^{\theta_s} d\theta / \phi^2 \right)$	Mualem ²⁷⁾	θs, Se
12	$K = S_e^x \left[\left(\int_0^\theta d\theta / \phi^{1+b} \right) / \left(\int_0^{\theta_s} d\theta / \phi^{1+b} \right) \right]^2$	Mualem ²⁸⁾	Se, x, b, θs

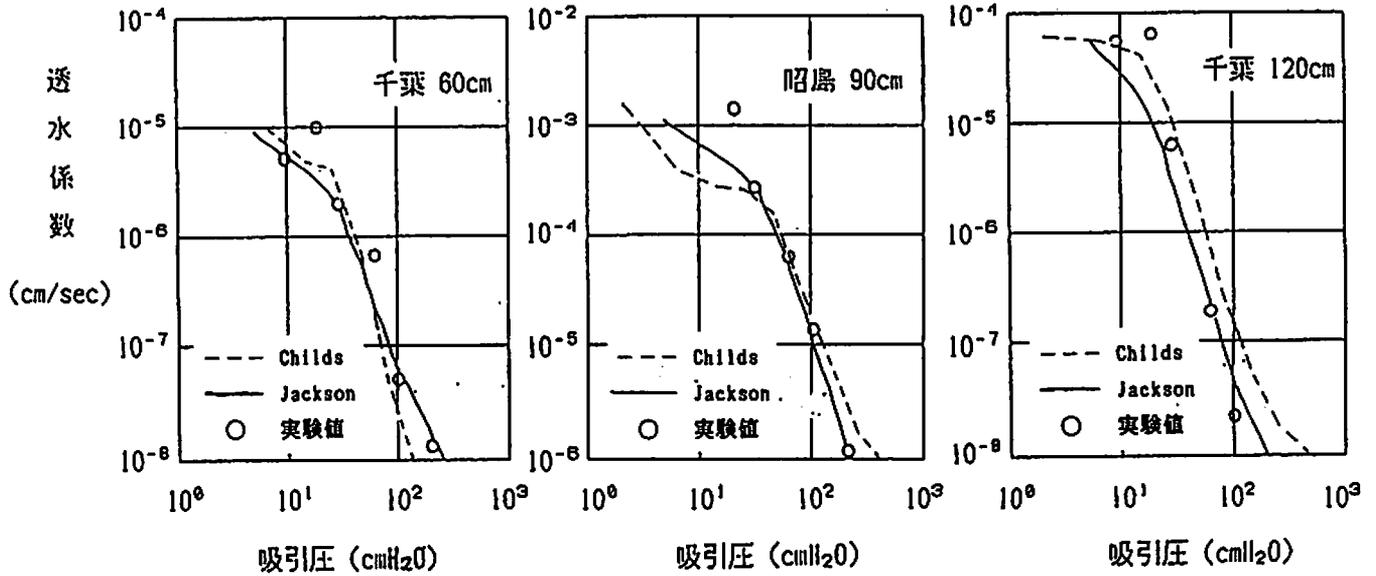


図3 Childs and Collis-Georgeの方法とJacksonの方法の比較

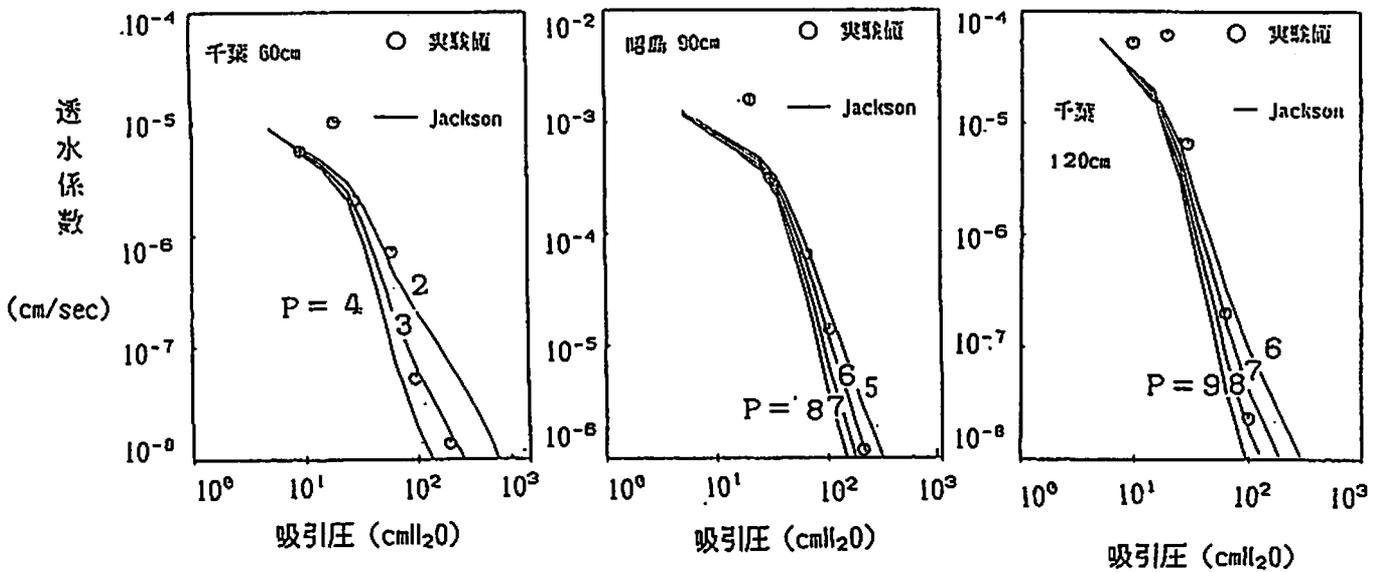


図4 不飽和透水系数と吸引圧の関係 (Jacksonの式を用いた場合)

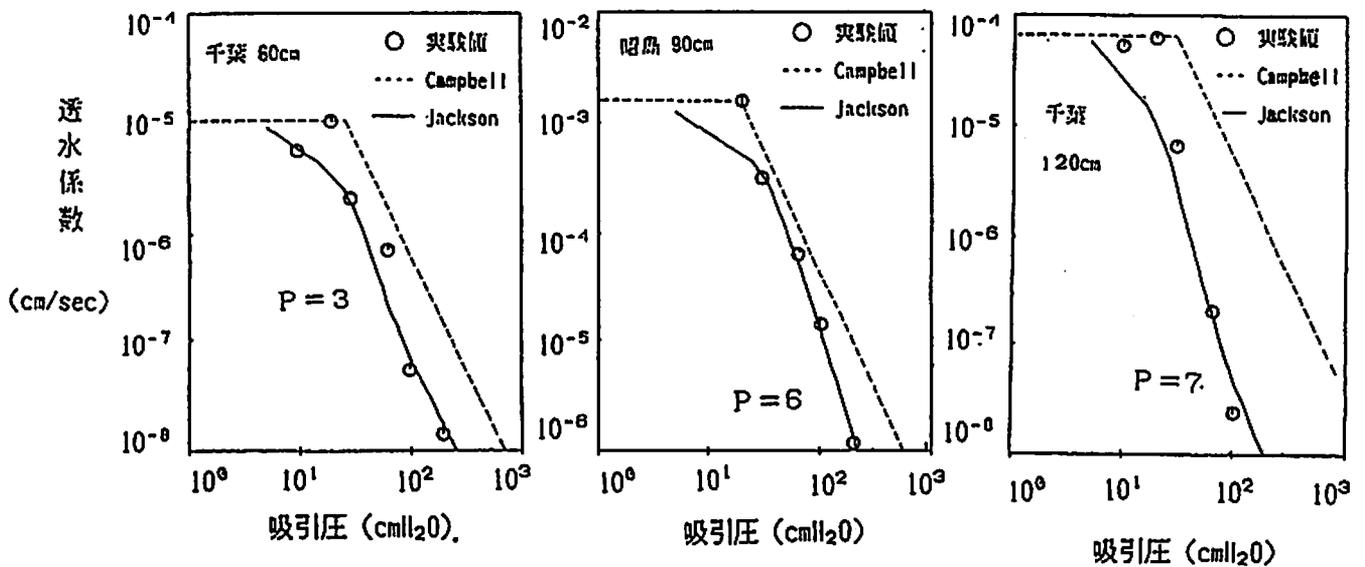


図5 Campbellの方法とJacksonの方法の比較

表3 飽和透水係数を求めるための実験式²⁰⁾

提案者	提案式およびパラメータ	間隙分布の効果	対象土壌
Hazen	$K = C_h(0.7 + 0.03 t) \cdot D_{10}^2$ (cm/sec) t: 水温, C_h : 土壌定数	D_{10} : 10%粒径 C_h : 土壌定数	洗浄砂
Terzaghi	$K = \frac{C_t}{\mu} \left\{ \frac{n - 0.13}{(1 - n)^{1/3}} \right\}^2 \cdot D_{10}^2$ μ : 水の粘性係数 ($\mu_{15} = 0.01145 \text{g/cm} \cdot \text{sec}$) n: 間隙率, C_t : 土壌定数	D_{10} : 10%粒径 C_t : 土壌定数	砂
Zunker	$K = C_z / \mu \cdot \{n / (1 - n)\}^2 \cdot D_w^2$ $D_w = 1 / \sum(P / D_i)$	D_w : 粒径分布 (平均的な粒径) C_z : 土壌定数	砂
Kozeny Donat	$K = C_k / \mu \cdot n^3 / (1 - n)^2 \cdot D_w^2$ D_w : 上と同じ	D_w : 粒径分布 (平均的な粒径) C_k : 土壌定数	砂
Rose Fair Hatch	$K = 0.937 \text{g} n^4 / C_0 d s / V$ $C_0 = 24 / Re + 3 / (Re)^{1/2} + 0.34$ $Re = V d / \nu$ $C_0 = 24 / Re$ と仮定すると $K = 0.039 \text{g} / \nu \cdot n^4 d s^2$ ただし、 $V = Q / A$		

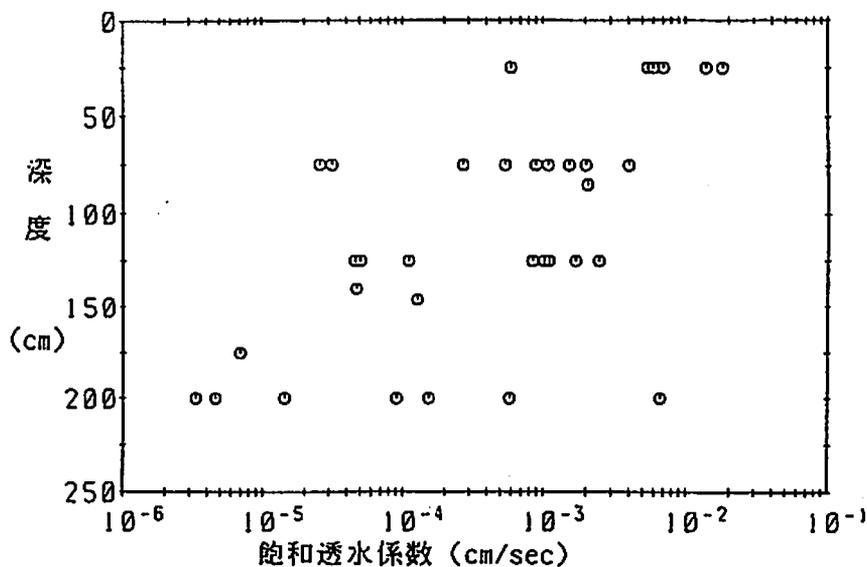


図6 深度方向の飽和透水係数の分布 (自然林地)

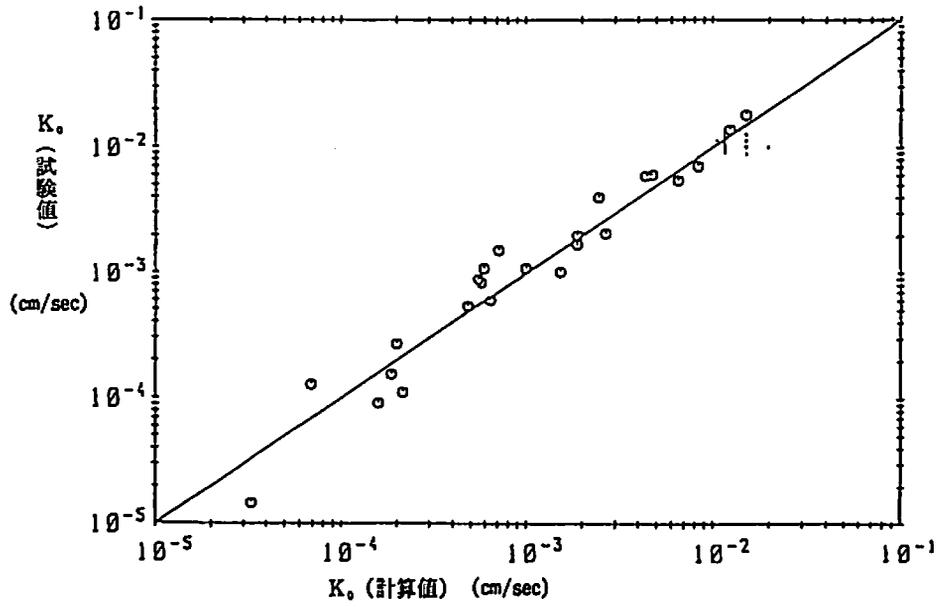


図7 飽和透水係数の試験値と計算値の比較 (自然林地)

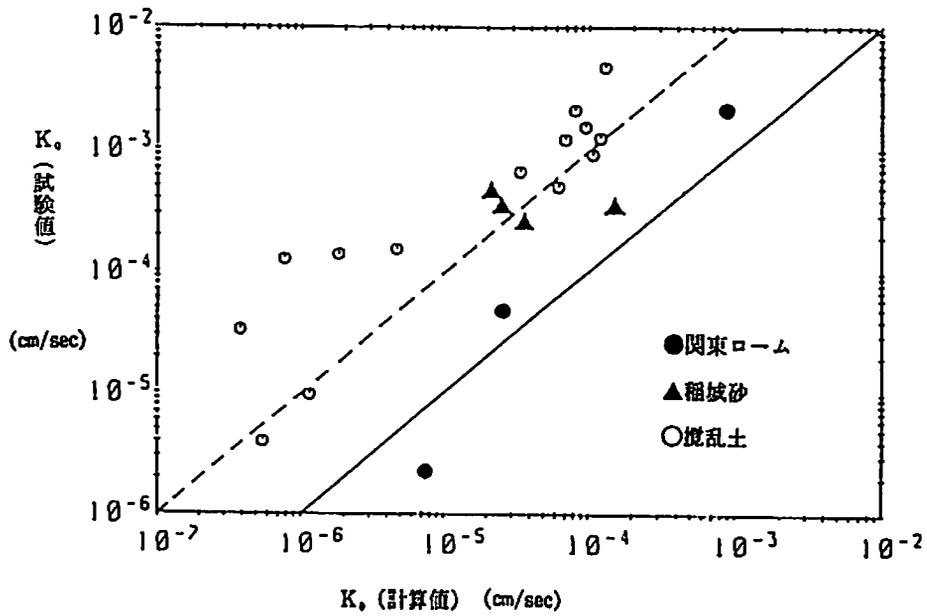


図8 飽和透水係数の試験値と計算値の比較 (都市化地盤)