

膨潤性粘土における水の浸潤

中野政詩*

Infiltration in swelling clays

Masashi NAKANO

Faculty of Agriculture, Tokyo University

1. はじめに

膨潤性粘土の表面に澁水を与えると、粘土中には水分分布の時間的変化が観察される。同時に、粘土自身に構造的な変化が生じる。すなわち、非拘束の状態であれば、体積膨張を起して固相の場所的な分配がおこなわれる。剛体の壁等で周囲が拘束されている場合には、局部的に膨張と圧縮を起こして固相の再分配がおこなわれる。土壌物理学におけるこの研究は、前者のような体積膨張を起こす場合についての研究が多く、Zaslavsky の報告¹⁾が契機となって Philip²⁾, Smiles and Rothenthal³⁾のグループによって精力的に進められる一方で、Yong⁴⁾によってもひとつの見解が示されている。また、後者のような場合は Nofziger and Swarzendruber⁵⁾のグループによって報告されている。その出発点は固相の分配なり再分配が粘土鉱物粒子の移動によっておこなわれると見るところにあって、報告の主眼はいずれも水分の移動則に粘土鉱物粒子の移動則がいかように関係するか明らかにすることに置かれている。著者等も、主に不飽和状態にある粘土への水の浸潤を考察し^{10,11)}、もってこの課題に向い合ってみたい。

2. 水分移動則について

(i) 水の流束の分析からのアプローチ

Zaslavsky (1964)¹⁾に従えば、空間に任意に静止座標系を設定し、空間の微小体積を基準にして水分と固相の量を表すとき、水の流束は、2つの成分の和として考えねばならない。

$$q_w = q + \theta u_s \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 q_w : ある静止座標系における水の流束、 q : 粘土鉱物粒子に相対する水の流束でダルシー則で与えられる。 u_s : 粘土鉱物粒子の平均流速、 θ : 体積含水率である。従って、 θu_s は粘土鉱物粒子の移動によって付加的に発生する水の流束を表す。

水の保存則は、一次元流では、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_w}{\partial Z} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 t : 時刻、 Z : 位置を表す。

これを更に展開するには $\text{div } u_s$ に何らかの定式を与えねばならない。Zaslavsky は、この点についてはその報告の中で完全に述べることはしなかった。Philip (1968)²⁾に従えば、 u_s は、律則として微分形で表すことは困難であるが、積分形で表すことは容易である。すなわち、試料底面に静止座標系の原点を置いて上向きに座標軸をとれば、

$$u_s = -\frac{1}{\sigma} \int_0^Z \frac{\partial \sigma}{\partial t} dZ \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 σ : 固相率、 Z : 試料底面からの位置を表す。

従って、(2)式も積分形で表現して(1)式および(3)式を適用すれば、底面の物質の出入りがない場合

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = -q + \frac{\theta}{\sigma} \int_0^Z \frac{\partial \sigma}{\partial t} dZ \quad \dots\dots(4)$$

重力を無視したダルシー式は、

$$q = -k \frac{\partial \psi}{\partial Z} = -D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(5)$$

ただし $D = k \frac{d\psi}{d\theta}$

ここで、 ψ : 水分ポテンシャル、 k : 透水係数、 D : 水分拡散係数である。

これを適用すれば、

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ - \frac{\theta}{\sigma} \int_0^Z \frac{\partial \sigma}{\partial t} dZ = D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(6)$$

間隙比 e (間隙体積/固相体積) で σ を表すと、 $\sigma = 1/(1+e)$ であるから、

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ - (1+e)\theta \int_0^Z \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{1+e} \right) dZ = D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad (7)$$

となる。従って、固相率 σ と体積含水率 θ との関係ないしは間隙率 e と体積含水率 θ との関係のどちらかが得られれば体積含水率 θ についての解が得られる。飽和状態の粘土に水が浸潤する場合は、 $e = \theta/(1-\theta)$ であるから、

* 東京大学農学部

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = (1-\theta) D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(8)$$

となって、これで解が得られる。

(ii) 水の保存則の再構成によるアプローチ

ところで、Hartley and Crank (1949)⁹⁾ の 2 相拡散理論に従って、粘土中の水の量について固相の微小体積を基準にして保存則を書き表すと、一次元流では

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial m} \quad \dots\dots(9)$$

ここで、 ϑ : 体積含水比 (水の体積/固相の体積), m : Philip, Smiles, Rosenthal 等が物質座標と呼んだもので、空間座標との関係は、 $dm = \sigma \cdot dZ$ となる。 q : ダルシー則で与えられる水の流束である。すなわち、固相体積が一定に保存されているところで水の保存をダルシー則でまかなう見方をする。そこで、Philip (1969)⁷⁾ が言うように、微分のチェイン・ルールを用いて、 $\theta = \vartheta / (1+e)$, $\sigma = 1 / (1+e)$ を適用しながら(5)式のダルシー式を m で表すと、

$$q = -D_m \frac{\partial \vartheta}{\partial m} \quad \dots\dots(10)$$

ただし、 $D_m = \frac{(1+e - \vartheta \frac{de}{d\vartheta})}{(1+e)^3} \cdot D \quad \dots\dots(11)$

これで(9)式と結合すると、

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(D_m \frac{\partial \vartheta}{\partial m} \right) \quad \dots\dots(12)$$

となり、この場合も通常の拡散を表す方程式の形に表せる。

飽和状態の粘土に水が浸潤する場合には、 $\vartheta = e$ であるから、

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(D_m \frac{\partial e}{\partial m} \right) \quad \dots\dots(13)$$

ただし、 $D_m = \frac{D}{(1+e)^3} \quad \dots\dots(14)$

この(13)式は Smiles and Rosenthal (1968)⁸⁾ が最初に示している。また、(12)式および(13)式は、Philip and Smiles (1969)⁹⁾ によれば、各々次のように体積含水率 θ に関する方程式に書き直せる。

$$\left(1+e + \theta \frac{de}{d\theta} \right) \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(\frac{D}{1+e} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial m} \right) \quad \dots\dots(15)$$

$$\frac{1}{(1-\theta)^2} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left\{ (1-\theta) D \frac{\partial \theta}{\partial m} \right\} \quad \dots\dots(16)$$

Philip (1968)²⁾ によれば、この(16)式は若干の演算の後には前の(8)式の形に書き換えられる。

従って、このような扱い方をしても、間隙率 e と体積含水率 θ との関係が与えられるか、または $\sigma = 1 / (1+e)$ であるから固相率 σ と体積含水率 θ との関係が与えられるかすれば、体積含水率 θ についての解が与えられる。

(iii) 固相の移動則の提案によるアプローチ

さて、Zaslavsky (1964)¹⁾ のような扱い方のときも、こうした $e \sim \theta$ 関係ないし $\sigma \sim \theta$ 関係が必要であった。Hartley and Crank (1949)⁹⁾ の扱い方にしたがっても然りである。すなわち、これまでの考察の中では、特に $e \sim \theta$ 関係が重要とされる。この $e \sim \theta$ 関係については、Groenevelt and Bolt (1972)⁹⁾ が、膨潤圧と間隙比との間に成立する実験的關係、間隙比と上載荷重との關係に関する仮定、上載荷重と膨潤圧の關係の定義等を組合せて、これが上載荷重をパラメーターとして持つことを示している。要するに、 $e \sim \theta$ 関係が与えられた。そこで(15)式または(16)式が解かれ体積含水率 θ の分布が得られた。さらに、 $e \sim \theta$ 関係によって、 e の分布すなわち固相率 σ の分布が得られるという構図で理論体系が構成されている。

ところで、浸潤中の粘土中のある地点の固相率 σ は、粘土鉱物粒子の移動により変化する。従って、粒子の移動を積極的に定式化すれば、 $e \sim \theta$ 関係を媒介にしなくても固相率 σ の分布変化が直接に得られる可能性がある。また、粒子移動を表す定式が前の(1)式に結合するようであれば、同じく $e \sim \theta$ 関係を媒介にしなくても体積含水率 θ の分布変化が得られる可能性がある。

Yong (1973)⁴⁾ に従えば、粘土粒子の流束は、重力が無視しうるとして、一次元流では

$$q_s = -k_s \frac{\partial \psi_s}{\partial Z} = -D_s \frac{\partial \sigma}{\partial Z} \quad \dots\dots(17)$$

ただし、 $D_s = k_s \frac{d\psi_s}{d\sigma} \quad \dots\dots(18)$

のように表せると仮定される。

ここで、 q_s : 粘土鉱物粒子の流束、 ψ_s : 固相ポテンシャルと呼ぶ、 k_s : 粘土鉱物粒子の移動係数、 D_s : 固相の拡散係数である。

$q_s = \sigma u_s$ の関係を用いれば、(3)式は

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = - \frac{\partial q_s}{\partial Z} \quad \dots\dots(19)$$

これに(17)式を結合すると、

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_s \frac{\partial \sigma}{\partial Z} \right) \quad \dots\dots(20)$$

すなわち、固相拡散係数 D_s が固相率 σ の関数として与えられると固相率 σ の解が得られる。

ここから、著者等はさらに次のように展開する。すなわち、(1)式を改めて次のように表す。

$$q_w = q + \frac{\theta}{\sigma} q_s \quad \dots\dots(21)$$

(5)式のダルシー則および(17)式の粒子移動則を用いると、

$$q_w = -k \frac{\partial \psi}{\partial Z} - \frac{\theta}{\sigma} k_s \frac{\partial \psi_s}{\partial Z} \quad \dots\dots(22)$$

さてここで水を動かすポテンシャル勾配と粘土粒子を

動かすポテンシャル勾配との間に

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial Z} = -\nu \frac{\partial \psi}{\partial Z} \quad \dots\dots(23)$$

なる関係があると仮定されるならば、(23)式は

$$q_w = -D_w \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(24)$$

ただし、

$$D_w = k_w \frac{d\psi}{d\theta} \quad \dots\dots(25)$$

$$k_w = k - \nu \frac{\theta}{\sigma} k_s \quad \dots\dots(26)$$

ここで、 $\nu: (\partial \psi_s / \partial Z)$ を定義する係数である。(2)式と結合すれば、次のような通常の拡散を表す形の方程式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_w \frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) \quad \dots\dots(27)$$

この場合の D_w と D_s の関係は、(18)式と(25)式から

$$\frac{D_s}{D_w} = - \frac{\nu k_s \frac{d\theta}{d\sigma}}{k - \nu k_s \frac{\theta}{\sigma}} \quad \dots\dots(28)$$

すなわち、 D_s および D_w を知って、(20)式および(27)式を解けば、固相分布および水分分布を知ることが出来る。

飽和状態の粘土に水が浸潤する場合は、微小体積の中で $(\partial \theta / \partial t) = -(\partial \sigma / \partial t)$ が成立するため、 $\sigma = 1 - \theta$ を用いると、(20)式および(27)式から $D_w = D_s$ となる。すなわち、(20)式および(27)式は等価となって、(20)式を解いて固相率 σ を知れば、それで体積含水率 θ を解いたことになる。また、その逆のことも言える。

さて、(28)式は、よく見ると、後に示すような実験をおこない水分分布および固相分布の時間的変化を調べて D_w および D_s が求められたならば、(28)式と連立して k および k_s を定める式となっている。その際、 ν の値が必要とされるが、これは今後の検討に待つところ大なるものがある^{10,11)}。

なお言えば、体積変化がない場合すなわち粘土粒子移動がない場合は $k_s = 0$ と見ることにすれば、通常の土中水分移動論がこの理論の中に含まれてしまう。すなわち、本論から見ればそれは本論の中のひとつの特異的な形態にすぎないと位置づけられてくる。

3. 水分分布と固相分布の変化について

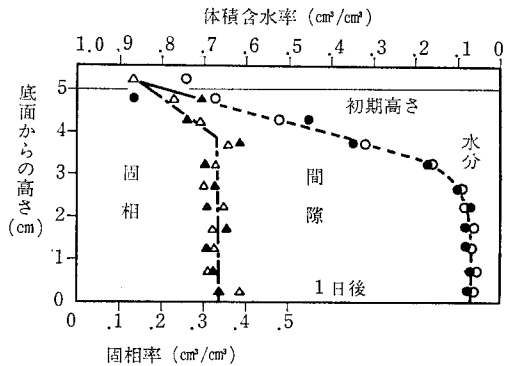
粒径が $53 \mu\text{m}$ 以下に調製された粉末のベントナイトについて、風乾状態のまま直径 5 cm 、高さ 5 cm の円筒容器に乾燥密度 0.846 で一様に充填し、表面に湛水を与えたときの試料中の水分分布および固相分布の変化を Fig. 1 に示す^{10,11)}。膨潤土の浸潤には、始めに述べたように、表面が何の制限も受けないで体積膨張が自由に進むような非拘束の状態のときの浸潤と表面が剛体壁で抑

えられているような拘束状態のときの浸潤とがある。

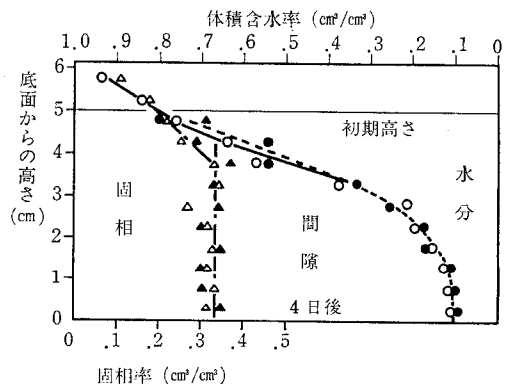
Fig. 1 には、非拘束の場合が白抜きで示され、水通しのための小孔があいているリン青銅板で表面を抑さえて拘束した場合が黒抜きで示されている。

水分分布について見ると、非拘束、拘束いずれも上部に飽和域、下部が不飽和域と分かれ、ともに時間の経過にしたがって水分が増加する。1日後では非拘束のときも拘束のときも水分分布はあまり変わらない。時間がたつにつれて不飽和域上部で非拘束と拘束で水分分布が異なってくる。しかし、不飽和域の下部の水分分布は、あいかかわらずほぼ同じようである。26日後に、やっと非拘束と拘束でまったく異なる水分分布となる。しかし、曲線を平行移動したような相似の形になっている。

固相分布の変化は、非拘束では飽和域から不飽和域上部にかけて主に表れる。不飽和域下部にはほとんど見られない。拘束では飽和域にわずかに発生する。不飽和域



(a) 1日後の状態



(b) 4日後の状態

Fig. 1-1 水分分布と固相分布の変化

(○印は非拘束の水分、●印は拘束の水分、△印は非拘束の固相、▲印は拘束の固相、実線は非拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ、点線は拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ)

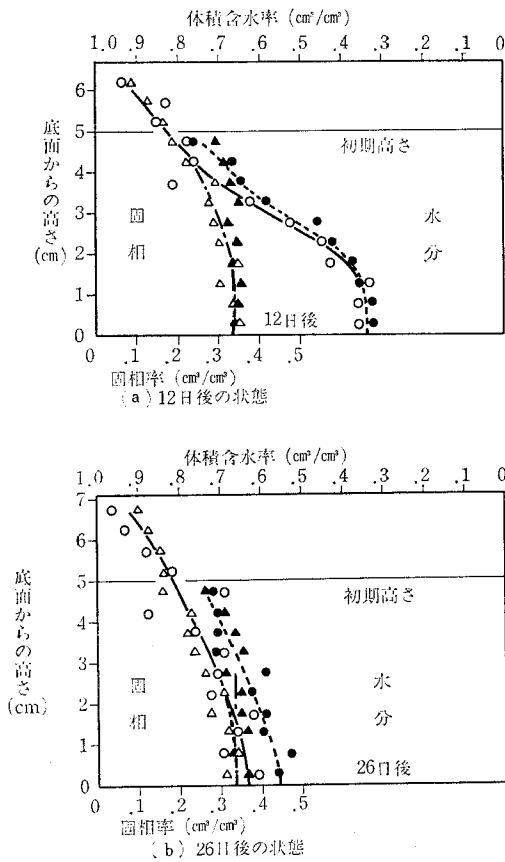


Fig. 1-2 水分分布と固相分布の変化

(○印は非拘束の水分, ●印は拘束の水分, △印は非拘束の固相, ▲印は拘束の固相, 実線は非拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ, 点線は拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ)

では12日目以降になってわずかな変化ではあるが発生する。

このような変化は水の移動によってもたらされたことであるが、非拘束の場合、飽和域では粘土粒子個々の膨潤によって粘土粒子が表面の湛水中に拡散していく。その体積分だけ水で置きかえられる。この厚さが次第に厚くなり、その下部境界が次第に降下していった結果として表れたものである。従って、水の侵入の意味あいは、不飽和域との境界にある極く薄い土層についてだけ考えられる。水の侵入および移動は、従って、下部の不飽和域内に本来的に発生するのである。それに対して、拘束の場合は、飽和域、不飽和域を通して水が移動して、水分分布が変化する。この間に、飽和域にある粘土粒子の膨潤により、飽和域の固相率の減少が発生し、不飽和域が圧縮されてその固相率の若干の増加が発生する。それで、わずかな固相分布の変化が表れるのである⁵⁾。積算

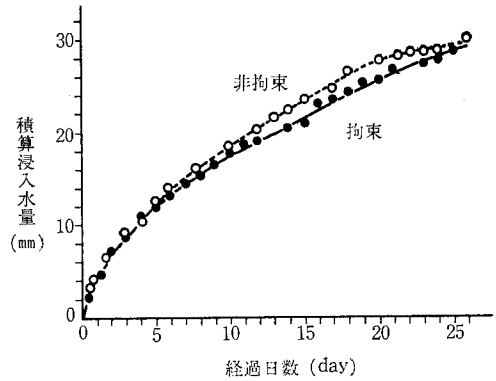


Fig. 2 積算浸入水量の変化

(○印は非拘束, ●印は拘束, 線はアイ・フィッティング・カーブ)

浸入水量の変化を Fig. 2 に示したが、これは5日目位までは非拘束も拘束もほとんど同じ経過をたどる。それ以後は非拘束で大きくなり、20日を過ぎたあたりでその変化が小さくなる。26日後に再び両者が同じ浸入量に近くなる。すなわち、前にみた飽和域の生長の速さの差違や水分移動の不飽和域における発生等がこうした非拘束と拘束の積算浸入水量の差異となって表れている。逆に、これからこうした膨潤性粘土の浸潤の性格がまたよくうかがい知れる。

4. 移動式の適用について

(i) 水分拡散係数 D_w と固相拡散係数 D_s

いま示した水分分布および固相分布の変化は、時間がかかるが単純な実験手順で容易に知ることができる。また、単純に移動論を展開するには、(2)式および(3)式の適用が最も適している。それには、水分拡散係数 D_w と固相拡散係数 D_s が与えられていればよい。これは水分分布および固相分布の変化から容易に知ることができる。すなわち、底面を座標原点にして、次の量を計算すればよい。

$$D_w = - \frac{\frac{\partial}{\partial t} \int_0^z \theta dz}{\frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad D_s = - \frac{\frac{\partial}{\partial t} \int_0^z \sigma dz}{\frac{\partial \sigma}{\partial z}} \quad \dots (29)$$

著者等^{10,11)}が求めた D_w と D_s について Fig. 3 に示す。水分拡散係数については、比較のために3種類の異なった条件のもとで得たものを示してみた。すなわち、気乾試料を用いた非拘束下の水分分布から得たもの、少し湿らせて pF 5.0 程度の水分状態にした試料を用いた拘束下の水分分布から得たもの、この2種の試料について得た水分ポテンシャル ψ と体積含水率 θ の関係を用いて、(2)式および(24)、(25)式から導かれる式 $k_w = - \int_0^z (\partial \theta /$

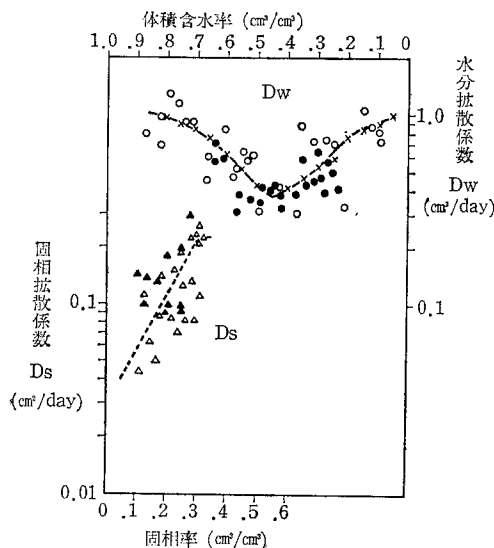


Fig. 3 水分拡散係数 D_w と固相拡散係数 D_s
 (○は非拘束の D_w , ●は拘束の pF 5.0 水分試料の D_w , -×-×-は k_w と $d\psi/d\theta$ から求めた D_w , △は非拘束の D_s , ▲は pF 5.0 水分試料の非拘束の D_s , ---はアイ・フィッティング・カーブ)

$\partial t) dZ / (\partial \psi / \partial Z)$ から k_w を計算して求めたものを示してある。いずれも、1本の曲線に収斂する傾向にある。また、体積含水率の大小により変化の傾向が丁度逆向きに表れ、中間で最も小さい値を示している。固相拡散係数についても、比較のために、非拘束下で気乾試料を用いて求めたものと pF 5.0 水分試料を用いて求めたものを示した。これも1本の曲線に収斂している。

(ii) 移動式の解法

こうした D_w および D_s を使って水分分布の変化を知るには、拘束の場合はほぼ(2)式だけを解くことで十分である。非拘束の場合は(1)式、(2)式を同時に解く必要がある。簡便には差分法で解くが、その際非拘束では試料の長さが時間により変わるので少し工夫がいる。すなわち、ある時間幅の間は、試料長さが一定であるとして計算を進める。その間、時々刻々に表面からの粘土粒子の流出の流束を計算し、

$$E = \frac{q_{so}}{\sigma_L} \dots (30)$$

によって体積膨張速度を計算しておく。ここで、 E : 体積膨張速度、 q_{so} : 粘土粒子の表面における流束、 σ_L : 試料表面の固相率である。そうして、これから計算される膨張量が丁度差分計算に用いている長さきざみに等しくなったときに、その長さを加えて試料長を伸ばして次の計算を進めることにする。従って、試料表面での境界条件の設定が重要である。著者等¹⁰⁾ の例では非拘束の場

合 $\sigma_L=0.05$ が決定されている。拘束の場合でも、試料表面における境界条件の設定は重要である。同様に、決して初期の固相率ではありえない。それよりも少し小さい値を与えなければならない。差つきざみは、長さ 2.5 mm, 時間 1時間程度が全体の計算時間と精度からみて適当のようである。

5. おわりに

以上、水分移動則の定式化についてのこれまでの扱い方をまとめ、不飽和粘土の水の浸潤例を紹介してきた。膨潤性粘土における水分移動は、粘土の固相変化すなわち乾燥密度変化を必ず伴う。これは、別の見方をすると、水分移動に伴って粘土に膨潤圧が発生し、これによる粘土の膨張または圧縮ないし圧密が起る現象といつてよい。力学的には、力と歪の或る関係を満しながら力の釣り合いを保ちつつ決っている現象である。この結果がまた、逆に水分移動に関係している。こうした扱いは、入江等 (1982)¹²⁾ によって泥岩を例にして報告されている。これも含めれば、水の浸潤の扱いは4種の型があるといえる。ここではまったく触れていないが、さらに、粘土鉱物粒子のオリエンテーションを考慮した解析等^{10,11)} も考えられる。従って、この研究にはその体系を整えるにより一層の時間と努力がいま求められている。

謝 辞

この研究は多くの方々の協力と共同作業のもとで進められた。実験の工夫と遂行、理論の整理や問題点の指摘と解決の討論等々に特に次の諸氏の力が大きい。東京大学の雨宮悠氏、藤井克己氏、井本博美氏、山形大学の石田朋靖氏、塩沢昌氏、住友建設株式会社の石井裕二氏、鹿島建設技術研究所の石井明俊氏である。ここに記して感謝の意を表したい。

引用文献

- 1) Zaslavsky, D.: Saturated and unsaturated flow equation in an unstable porous medium, Soil Sci. 98, 317-321, (1964)
- 2) Philip, J.R.: Kinetics of sorption and volume change in clay-colloid pastes, Aust. J. Soil Res., 6, 249-267 (1968)
- 3) Smiles, D.E. and M.J. Rosenthal: The movement of water in swelling materials, Aust. J. Soil Res., 6, 237-248 (1968)
- 4) Yong, R.N.: On the physics of unsaturated flow in expansive soils, Proc. 3rd Int. Conf. on Expansive Soils, Haifa, 2, 1-9 (1973)
- 5) Nofziger, D.R. and D. Swarzendruber: Water

- content and bulk density during wetting of a bentonite-silt column, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 345—348 (1976)
- 6) Hartley, G.S. and J. Crank: Some fundamental definitions and concepts in diffusion processes, *Trans. Faraday Soc.*, 45, 801—818, (1949)
- 7) Philip, J.R.: Hydrostatics and hydrodynamics in swelling soils, 5, 1070—1077 (1969)
- 8) Philip, J.R. and D.E. Smiles: Kinetics of sorption and volume change in three-component systems, *Aust. J. Soil Res.*, 7, 1—19 (1969)
- 9) Groenevelt, P.H. and G.H. Bolt: Water retention in soil, *Soil Sci.*, 113, 238—245 (1972)
- 10) 中野政詩, 雨宮 悠, 藤井克己, 他 2 名: 不飽和粘土の浸潤と膨潤, *農土論集*, 100, 8—16 (1982)
- 11) 中野政詩, 雨宮 悠, 藤井克己, 他 2 名: 拘束された不飽和粘土の浸潤と膨張圧, *農土論集*, (印刷中)
- 12) 入江恒爾, 荒井克彦, 竹内成和: 不飽和泥岩の吸水膨張機構, *土質工学会論文報告集*, 22, 142—148, (1982)

Summary

Water movement in swelling soils can be analysed by three treatments; one is that of Zaslavsky (1964) who separated the water flux into two components in a space coordinate system at rest, the second is that of Philip (1969) who set up the equation of continuity for water movement under the condition that the soil mass of system is conserved. The third is that of Yong (1973) and of authors (1982) who proposed the flow equation of soil particle movement in a space coordinate system at rest.

This report shows the experimental water and solid profiles during the infiltration into the unconfined and confined unsaturated swelling bentonite and discusses the third treatment refined and revised.

The apparent water diffusivity defined and calculated from water profiles tends to be minimum at a mid-point of the whole volumetric water content region. The solid diffusivity tends to decrease when the volumetric solid content decreases.

The theory developed describes the relation between the apparent water and solid diffusivity and suggests the relation between the Darcy's hydraulic conductivity and solid conductivity assuming that the potential responsible for the movement of soil particles is related to the water potential.

Finally, the mathematical method to solve the diffusion equation of swelling soils is represented in case that there is an overall change of volume during infiltration into the unconfined soils.

質疑応答

岩田 (農土試) 飽和粘土の場合だと、浸潤に伴って、深さ方向に膨潤圧なり、膨潤圧の大きな勾配が出てくることはよく理解できるが、不飽和粘土の場合は解りにくかったので、解り易く説明してほしい。

中野 粘土のシートの間隔が決まっています、数分子の水が入っている時には、その間隔の距離、およびその水分量が決まるとすると、土としてみるとそれはそのままであるが、それに水が入ってくると、このシートの間隔が広がる。その時に膨潤圧、膨潤が発生する。そうした状態は飽和粘土の場合でも不飽和粘土の場合でも同じように発生する。最初、水が来るのは、浸潤の場合だと表面からだから、表面にある粘土シートが水を吸い、膨張し、何かを押そうとする。その時に膨潤圧が発生する。このように膨潤圧を働かせる層が表面にうすくできる。そして浸潤が進むにつれ、次第に下の方に進んで行く。その時、下方の膨潤圧が上の層よりも高い場合、1度ふくれたものが、下の層の膨潤圧が高いからといって小さ

くなるだろうか。この時、土壌を拘束しておく、どこにも体積変化が生じないのだから、ある点で体積が膨張すると、その近傍では、粒子の orientation の変化がおこって、粘土粒子の配向が表面と平行になってしまう。また浸潤前線より下では、まだそういうことが生じていない。膨潤により生じる力は、粘土板の方向の力であり、それが鉛直方向に全部集った時に全体としての膨潤圧が出てくる。この方向性の様子が各層位によって違うのではないかと思う。また、表面付近が飽和で、それより下層が不飽和の場合、飽和ができていますので、全部の厚さが、膨潤圧を出しているのかというと、そういうことはなく、この場合も表面だけが、膨潤圧を出しており、下ではやはり、回転とか移動をおこし、また、下方の不飽和層の空気間隙圧縮をおこして、エネルギー的には、逸散している。そう考えないと、固相分布勾配が逆なのに固相が移動して行くという現象の説明ができない。固相勾配が逆な方向に固相が動くように見えるのは、当然下層での圧密または、圧縮が大きききいているために他ならない。その上で、移動論的に考えるとすれ

ば、述べたような考え方をしないと1つの纏まった体系にはなり得ないと思う。

須藤（茨城大） 題が「粘土中の水移動」となっているが、土壌物理、土質工学の面から見ると「二次圧密」というような題にした方が有効な題と思うが。

中野 おっしゃる通りだと思う。全ての実験期間が26日間とってある。実はもっと長期間とりたいのだが、長期に亘ると、試料中にカビが生えたり、計測や記録に支障をきたしたりするようなおそれがあり26日が限度だ。

このような期間（26日位）の変形を考えるのだから、確かに、一次圧密に次ぐ二次圧密を、水の化学ポテンシャルの低下量と土の構造（配向）変化とから考えているという問題と全くパラレルだと考える。題をなぜこのようにしたかと言うと、会長の方から、粘土中の水移動でという要請だったのでこういう題としたいきさつもあるが水移動が初めにあって表われる現象であるので、この考察を十分理解したいという考えも私にはあったからである。