

抄 録

551.491.5

地下水の不安定運動方程式における μ 係数の決定方法について*

G. N. Kamenskii

小 西 善 治 訳

含水層中では地下水水準が変化するために地下水の不安定な運動が起きるので、地下水の運動方程式には μ 係数が導入される。 μ 値は、地下水面が上昇する場合には、毛管作用帯の界面上の通気帯を構成する土壤の飽和度の不足量に等しい。すなわち μ 値は、完全に飽和(水)されてから土壤の単位容積(上述地帯)に吸収される水の量に対応する。反対に地下水面が低下する場合には、 μ 値は自由状態の静水の滴下によって起きる土壤単位容積あたりの含水量の減少量に対応する。

飽和度の不足は、土壤の完全飽和による水分(孔隙水量に等しい)と、毛管作用帯界面上の上述地帯の自然水分の差とみなされている。

A. F. Lebedev によれば、揚水量は、完全滯水量(孔隙量)と極大分子力滯水量(被膜水)の差とみなしている。3 m以下の深部の通気帯を構成する土壤の天然の滯水力値は、蒸発によって土壤の乾涸化が起らないので、普通極大分子力滯水値に近似している。したがって μ 値は、地下水面の上昇する場合も、また下降する場合も同一とみなされる。

しかし Lebedev の導入した極大分子力滯水性(maxim molecular humidity)は、特に粘土質土壤に対してはあてはまらない。この場合には、土壤の滯水性、いわゆる場の滯水性を考慮に入れる必要がある。すなわちこの滯水性は、通風帯層に自由静水の型で保持される水の量で表わされる。この種土壤層の乾涸後には、水は分子力(吸着力)で保持されるが、重力の支配は受けない。さらに自由水の若干量は毛細管作用で保持される。したがってこの土壤層には、毛細管水が残留するとともに、メカス面が形成される。

地表面からきわめて深い地帯では、土壤層の乾涸化は考えられないから、自然の滯水量は、上述の場の滯水性(field moisture)に等しいものとみなしてもよいであろう。しかし、Lebedev のいう極大分子力滯水性に等しいとは考えられない。

この平衡関係は、比較的浅いところの土壤層では、強度の蒸発期に水分の乾涸化によって擾乱される。さらに平衡関係は、大気中の水分(雨水)の滲透期にも起きる。すなわちこの期には、水分が自由に滲透しうる状態にある通気帯では、静水量の過剰が起きるからである。

したがって地下水面の変化を流体力学的に取り扱う場合には、地下水の運動方程式の μ 値は時間の変数とみなすことが必要である。この種の変化は、地下水位の変化を精確に計算する際には考慮に入れるべきである。しかし近似的計算、特に長期間の地下水位の予測にあたっては、静水(水分)の滲透に基づく過剰滯水現象は、土壤層の乾涸化が起らない期間における自然滯水量の値を決定するだけで充分である。与えられた土壤層では“ノルマル”と考えられるこの自然滯水量は、土壤層の滯水能力、すなわち(最低)の場滯水性に近い値をもっている。すなわち自然滯水量で決められる飽和度の不足量は、揚水量に(ほとんど正確に)等しているものと考えられる。したがって地下水位の上昇ならびに下降が起きる場合でも、 μ の値は、近似的に一定で、同一値をもっているものとみなしうるであろう。

上述の点から次のことがらが当然考えられるであろう。まず μ 値を決定するには、土壤層から地下水面—毛管作用帯を含む—にわたる通気層の自然滯水度を組織的に研究することが必要である。このような観察で求められたデータによれば、上述の大気中の水分の非滲透期と滲透

* 水理地質学の諸問題に関する研究報告集, 1955

水の強烈な滲入期とを確かめることができるであろう。したがって最も信頼度の高い平均 μ 値を決定するために、時間モーメントを選択する基礎が与えられる。すなわち揚水量と飽和不足量とが等しいと考えられる場合の μ 値が決定できる。この平均値が求められると、その値の偏差から中間期を判断するデータが自然に求められる。厳密に言えば、通気帯の滞水様式に相関関係をもつ同一含水層中においては μ 値は“時間”の変数値とみなすべきである。さらに μ 値は、構成の異なる各層—地下水位の変動が起きる範囲内の深所に存在する—によつて異なる値を示す筈である。特に地下水位の低下を計算する場合には、 μ 係数値を正確に求めるために、揚水量を決定することが必要である。

これを決定するためには野外と実験室で地層の滞水能力を研究して求めている。

実験を行うために、研究対象の砂層を充填した長さ 5~10cm の円筒柱を作り、その円筒に上方から数時間の間水を流す。次いで送水を停止し、静水過剰の状態におく。円筒中の水の下方へ滲入するのが止まるのをまつて、円筒柱を分解し、各円筒中の滞水量を決定する。このようにして求められたデータは、円筒柱における水分の垂直分布を示している。この実験によれば、毛管作用の働く垂直断面の下部帯には“完全滞水度”に近い極大滞水帯が一般に求められる。すなわち下部帯には毛管水が存在する。

下部帯上には移行帯があり、その上部には最小滞水帯、すなわち土壤の滞水保持力に対応する滞水帯が分布している。

粘土層では、毛管作用による吸上高が大きく、自由状態の静水がきわめて緩慢に流動するので、この方法は適用できない。したがって遠心分離方法と圧力法とが使用されているが、現実の状態と一致しない。粘土層の滞水能力を決定する方法としては、土壤学で採用されている方法を採用すればよい。

まず研究対象の深度(毛管作用帯面まで)までは過剰の滞水層ができることを考慮に入れて、灌水地帯を約 1 m^2 に分ける。次いでポーリングを行つて帯水層の水分を決定する。水分の決定は、始めは1日おきに、次いで5—10—20日おきごとに行う。水分を決定する期間は、含水層の性質およびその厚さによつて決める。したがつて水の滲透がきわめて緩慢な、著しく粘土質の地層では長い時間的間隔をおいて水分決定を行う。

これらの実験と平行的に、灌水(揚水)までの初期自然滞水量と極大吸着水量も決定しておくべきである。

これらの方法は、自然滞水量または滞水度を完全滞水度と比較して、間接に μ 係数を決定する方法である。

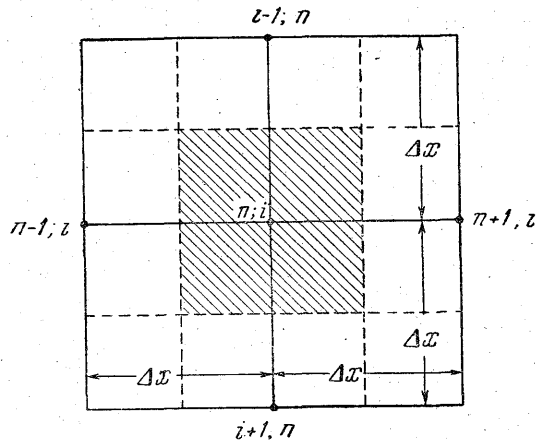
したがつて地下水の不安定運動過程で起きる地下水面の変化を観察して μ 値を直接決定することが問題となる。この種の直接決定方法は著者の指導の下で行われている。

計算にあつては、地下水の供給または蒸発を表わす方程式中の W 値は、0かあるいは類似地質条件の下にある隣接地域の観察データによつて既知であるとみなす。

次に示す計算は、 W 値が0とみなすことができる冬期における地下水の運動様式の観察データによつて行われている。

μ の値の計算にあつては、含水層は均質な構造を示し、基盤は不透水層(非水平状)からなるものとみなし、次の一般式により差分法で計算した。

$$\begin{aligned} \frac{H_n, i, s + 2 - H_n, i, s}{2\Delta t} = & \frac{k}{\mu \Delta l} \left[\frac{h_n - 1, i, s + 1 + h_n, i, s + 1}{2} \times \right. \\ \times & \frac{H_n - 1, i, s + 1 - H_n, i, s + 1}{\Delta l} - \frac{h_n, i, s + 1 + h_n + 1, i, s + 1}{2} \times \\ \times & \frac{H_n, i, s + 1 - H_n + 1, i, s + 1}{\Delta l} + \frac{h_n, i - 1, s + 1 + h_n, i, s + 1}{2} \times \\ \times & \frac{H_n, i - 1, s + 1 - H_n, i, s + 1}{\Delta l} - \frac{h_n, i, s + 1 + h, n, i + 1, s + 1}{2} \times \\ \times & \left. \frac{H_n, i, s + 1 - H_n, i + 1, s + 1}{\Delta l} \right] + \frac{\omega}{\mu} \end{aligned} \quad (1)$$



第 1 図

この方程式では、四角形測線網中に分布されている5点の地下水位が含まれている。4測点は隅に、1測点は中央に設けられている(第1図参照)。これらの諸測点は、相互に垂直な2方向 n と i とで決められている。各方向線に沿って3ボーリング孔がおろされ、各2個の指数で示されている。すなわち1方向に沿う試掘孔は $n-1, i; n, i; n+1, i$ 、他方向のものは $n, i-1; n, i; n, i+1$ で表わされている。

この試掘孔と対応し、各点の地下水位を示すために、同一指数が用いられている。さらに地下水水位は時間によつて変動を示すので、3個の時間指数が使用されている。

各時間モーメント— Δt 時の中間期が区分される—は、 $s; s+1, s+2$ 、指数で示される。S時間モーメントの観測点における含水層の水位は次の型で表わされる。すなわち $n, Hn-1, i, s; Hn, i, s; Hn+1, i, s$; 方向と $i-Hn, i-1, s; Hn, i, s; Hn, i+1, s$ 、方向で示される。

Δt と $2\Delta t$ の中間期を経つた次時間モーメントは、 s 指標とともに同一記号を使用して、 $s+1$ と $s+2$ で表わされる。

滯水量も同一記号で表わす。たゞしその量が対象地域内の測定値—時間の函数—と比較して著しく大きい場合には、各測点の厚均滯水量をとる。

平均滯水量の括弧を外すと、さらに簡単な方程式が求められる。

$$\frac{Hn, i, s+2 - Hn, i, s}{2\Delta t} = \frac{kh}{\mu\Delta l} \left(\frac{Hn-1, i, s+1 - Hn, i, s+1}{\Delta l} - \frac{Hn, i, s+1 - Hn+1, i, s+1}{\Delta l} + \frac{Hn, i-1, s+1 - Hn, i, s+1}{\Delta l} - \frac{Hn, i, s+1 - Hn, i+1, s+1}{\Delta l} \right) + \frac{\omega}{\mu} \quad (2)$$

$\frac{1}{\Delta t}$ の括弧を外し、括弧内の項の通分を行う。

$$\frac{Hn, i, s+2 - Hn, i, s}{2\Delta t} = \frac{kh}{\mu\Delta l^2} (Hn-1, i, s+1 + Hn+1, i, s+1 + Hn, i-1, s+1 + Hn, i+1, s+1 - 4Hn, i, s+1) + \frac{\omega}{\mu} \quad (3)$$

上述の各方程式は、 $\omega=0$ か、あるいは ω が既知の場合には μ の計算に利用できるであろう。例えば(3)方程式では $\omega=0$ に等しいとすれば、次の計算式で μ 値が求められる。

$$\mu = \frac{2kh\Delta t}{(Hn, i, s+2 - Hn, i, s) \Delta l^2} (Hn-1, i, s+1 + Hn+1, i, s+1 + Hn, i-1, s+1 + Hn, i+1, s+1 - 4Hn, i, s+1) \quad (4)$$

計算の基礎データは、上述のように配置された観測孔における地下水の運動によるものである。しかしさらに詳しく地下水の運動を観察するためには、地下水が相互に連絡のある地域または連絡のない地域で観察を行うことが必要である。この場合には、各観測孔間の距離は充分大きくとり、隣接観測孔間の水位の差が著しく小さくならないようにすべきである。これは距離差が縮小するとそれに比例して計算の精度がおちるからである。

さらに観測孔間の距離は、その地点の開折度、植物の繁茂度および河川網によつて異なってくる。

地下水位 H および滞水層 h は、指数 s で示され、 $2\Delta t$ 持続時の初期時間モーメントに対応する (中間期を区分された場合)。 $s+2$ 指数をもつ同一地下水水位と滞水量とは終期の時間モーメントに対応する。 $s+1$ 指数をもつ同一値は、初期モーメント後 Δt を経つた時間モーメントで決定される地下水位の中間期の状態に対応する。 $s+1$ 指数をもつ中間期の水位と滞水量をおさえるのには、初期値と終期値の平均値で決める。

透水係数 k は種々の方法で決定されている。まず第1には上述のように滞水層の試料を採取して、実験室で平均値を求める。この場合に、滞水層が均質な砂層からなる際には、この値は相当正確に決められる。

さらに研究対象の含水地層の透水係数を決めるのには、地層を構成する岩石の諸性質を考慮に入れて、ボーリングによつて試料採取を行うことが必要である。

定時観測によつて μ 値を決定する場合には、湧水期における地下水の流動様式と収支バランスとに関する一般的な研究を考慮に入れて決定すべきである。

滞水層が不均質な構造を示す場合には、さらに複雑な差分方程式で μ 値が計算できる。この場合には透水係数は各試掘孔ごとに異なる値をもっている。不均質地層の (差分法による) 地下水運動方程式は次の型をとる。

$$\begin{aligned} \frac{H_{n, i, s+2} - H_{n, i, s}}{2\Delta t} = & \frac{1}{\mu\Delta t} \left[\frac{(kh)_{n-1, i, s+1} + (kh)_{n, i, s+1}}{2} \times \right. \\ & \times \frac{H_{n-1, i, s+1} - H_{n, i, s+1}}{\Delta t} - \frac{(kh)_{n, i, s+1} + (kh)_{nH, i, s+1}}{2} \times \\ & \times \frac{H_{n, i, s+1} - H_{n+1, i, s+1}}{\Delta t} + \frac{(kh)_{n, i-1, s+1} + (kh)_{n, i, s+1}}{2} \times \\ & \times \frac{H_{n, i-1, s+1} - H_{n, i, s+1}}{\Delta t} - \frac{(kh)_{n, i, s+1} + (kh)_{n, i+1, s+1}}{2} \times \\ & \left. \times \frac{H_{n, i, s+1} - H_{n, i+1, s+1}}{\Delta t} \right] + \frac{\omega}{\mu} \end{aligned} \quad (5)$$

以上の場合は、試掘孔間の距離 Δl が等間隔に配置されている場合である。試掘孔間の距離が等間隔でない場合には、上述の地下水運動の差分方程式の法則を利用して、新しい方程式を導入することが必要である。この場合にはまず現在の試掘孔から求められたデータを基にし、時間的モーメントを考慮に入れて地下水循環図を作成する。次いで正方形の測点網内に5点または5点以上の試掘孔をおろし、そのうち若干点は、以前の試掘孔中の2孔または2孔以上に重なるようにすべきである。地下水位の計算にあつては、この観察データを利用し、他のとびとびの測点に対しては、地下水循環図から内挿法で求める。

この方法は、地下水の供給源が積雪だけであつて、雨水から供給されない冬期の観測データに適用される。したがつて冬期に融雪によつて出水をみない地域では、この方程式は項数が増加するので複雑となる。しかしこの方程式は、蒸発もまた地表から多量の雨水の供給も起こらない深所地下水の夏期乾燥期における地下水の循環様式に適用できる。