

降雨に対する地下水位の確率応答特性

名古屋大学工学部 正員○原田守博, 学生員 高田 篤, 正員 高木不折

1. はじめに

現地の多くの地点において不圧地下水観測を行なうと、降雨に対し地下水位は概して鋭敏に反応するが、その水位の変化幅は、流れ場の不均質性を反映して、井戸によって大きく異なっていることが多い。こうした観測水位の空間的ばらつきは、広域の地下水状態を考える上でしばしば厄介な問題となるため、そのランダム性を定量的に把握しておくことが必要である。本研究は、不均質場における降雨時の地下水挙動の特性を、不飽和帯での雨水浸透過程を考慮しつつ、確率・統計的な立場から検討したものである。

2. 現象のモデル化

不均質場での降雨に伴う地下水挙動は、水位上昇量に対し不飽和土壌帯が十分長い場合には、不飽和帯での雨水浸透とその結果としての地下水帯での水位変動を別個に扱うことにより、図-1のように考えることができる。すなわち、地表に与えられた雨水(降雨強度 $Ra(t)$)は土中に鉛直浸透し、不飽和帯において変換を受けた後、涵養強度 $Re(t)$ として地下水帯に供給される。このとき、場の不均質性のために、 $Re(t)$ は空間的に一様ではなく、分散 σ^2_{Re} をもつものとする。こうした水供給により、地下水位は場所的にまちまちに上昇しようとするが、帯水層のもつ水平方向の水頭拡散能力によって水位分布のランダム性は緩和され、結果として分散 $\sigma^2_n(t)$ の水位変動量の分布が各地点で観測される。

3. 不飽和帯における雨水の鉛直浸透過程

降雨強度 $Ra(t)$ から涵養強度 $Re(t)$ への変換過程は、不飽和浸透理論を用いて解析できる。ここでは、土壌の透水性および保水性の違いによって $Re(t)$ への変換過程がどのような影響を受けるかについて検討する。不飽和帯での流れを鉛直一次元流とみなすと、Richardsの方程式は、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi(\theta)}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1)$$

ここに、 θ :体積含水率、 $\phi(\theta)$:圧力水頭、 $K(\theta)$:不飽和透水係数、 Z :鉛直座標(上向きを正)である。上式を解くために、 $\phi \sim \theta$ 関係として Hillelの式(2)、 $K \sim \theta$ 関係として Brooks & Coreyの式(3)を採用した。

$$\phi = A\theta^{-B} \quad (2), \quad K(\theta) = K_s \left[\frac{\theta - \theta_o}{\theta_s - \theta_o} \right]^{-\beta} \quad (3)$$

ここに、 K_s :飽和透水係数、 θ_s :飽和含水率、 θ_o :最小含水率、 β, A, B :定数である。不飽和土壌の長さを2m、降雨を100mm/hr×1時間とした場合の差分法による解析結果を図-2, 3に示す。図-2は土の透水性の影響をみたもので、 $K_s \rightarrow$ 小、 $\beta \rightarrow$ 大となるにつれて(土壌の粒度が細くなるにつれて)、 $Re(t)$ は時間的に緩やかなものになることがわかる。一方、図-3は土の保水性の効果をみたもので、図中のVは上記の降雨強度で浸透が進んだ場合の土壌中に貯留される最大水分量を表している。Vは式(2)のパラメータ A, B によって違った値となるが、一般に粗粒土より細粒土の方が小さい。図から、Vが小さくなるにつれて $Re(t)$ は鋭いものになることがわかる。このように土の透水性と保水性は、 $Re(t)$ に対し逆向きの影響を与えるため、実際には両者のどちらの効果が卓越するかによって $Re(t)$ の時間的変化特性が決まっているのである。

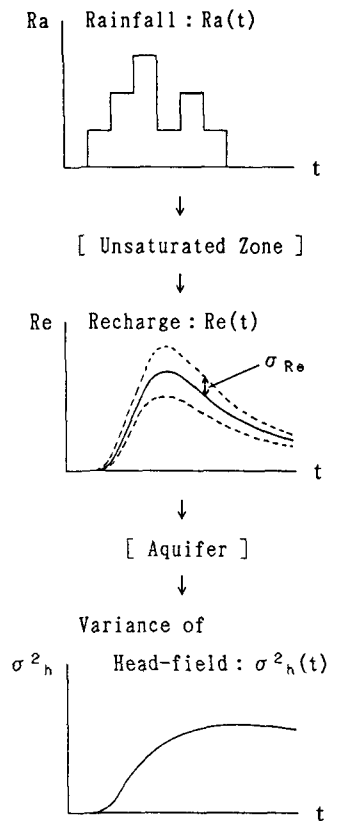


Fig. 1 Head variation model

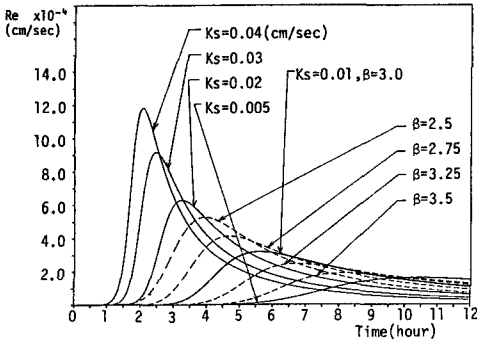


Fig. 2 Influence of Permeability (V=34.7cm)

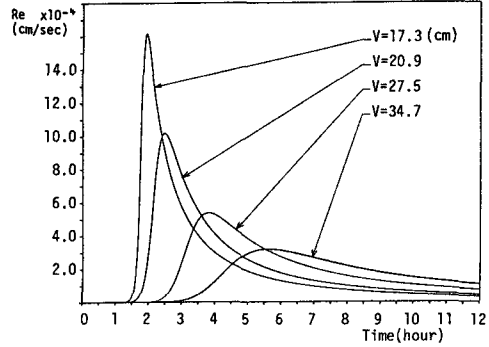


Fig. 3 Influence of Storativity (Ks=0.01cm/sec, beta=3.0)

4. 不均質帯水層における水位の変動過程

いま、不飽和帯における透水性と保水性の相互作用の結果として、図-4の破線のような $Re(t)$ が地下水帯に与えられたとする。場が等方均質であれば $Re(t)$ は空間的に一樣であるが、不均質な場合にはランダム変量 $Re(x, t)$ となる。ここでは、 $Re(x, t)$ に起因した水位変動の統計的特性を物理則に基づいて解析しよう。水平基盤上の一次元不圧地下水の基礎方程式は、代表水深 $Ho(=const.)$ を用いて線形化できる場合には、

$$S(x) \frac{\partial H'(x, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[Ks(x) Ho \cdot \frac{\partial H'(x, t)}{\partial x} \right] + Re(x, t) \tag{4}$$

ここに、 $H'(x, t) = H^*(x, t) - Ho$, $H^*(x, t)$: 不透水基盤上の地下水深, $|Ho| \gg |H'(x, t)|$.

$S(x)$: 有効間隙率, $Ks(x)$: 飽和透水係数である。流れ場が空間的にわずかに不均質で、 $S(x)$, $Ks(x)$ は、

$$S(x) = So + S'(x), \quad |So| \gg |S'(x)|$$

$$Y(x) = Yo + Y'(x), \quad |Yo| \gg |Y'(x)|, \quad \text{ただし、} Y(x) = \log_e [Ks(x)Ho]$$

と表すことができるとする。 $H'(x, t)$, $Re(x, t)$ についても、場が均質なときの値のまわりで変動すると考え

$$H'(x, t) = ho(x, t) + h_1(x, t), \quad Re(x, t) = Reo(t) + Re'(x, t) = [1 + a(x)] \cdot Reo(t)$$

これらの関係を式(4)に代入し、微小項を省略する。無限領域において $ho(x, 0) = const$, $h_1(x, 0) = 0$ として解くと、 $h_1(x, t)$ の分散は、 $b(x) = a(x) - S'(x)/So$ の空間相関を white noise 近似することにより、

$$\sigma^2_{h_1}(t) = \frac{\sigma^2_b \rho_0}{(4\pi \cdot e^{Yo})^{0.5} So^{1.5}} \int_0^t \int_0^{\tau} \frac{Reo(\tau') Reo(\tau'')}{(2t - \tau' - \tau'')^{0.5}} d\tau' d\tau'' \tag{5}$$

ここに、 σ^2_b は $b(x)$ の分散、 ρ_0 は定数である。種々の $KsoHo(=e^{Yo})$, So に対する式(5)の計算結果を図-4に示す。各実線は、破線のような $Reo(t)$ に起因した水位変動量の分散を表しており、帯水層の平均的な透水係数、有効間隙率が共に小さい、すなわち $KsoHo, So \rightarrow$ 小の場合の方が分散が大きく、水位は乱れ易いことがわかる。言いかえれば、不飽和帯での変換によって同じパターンで雨水の供給が生じたとしても、地下水位の応答は、砂礫質の帯水層よりも細粒土から成る帯水層の方が、場所的に変動し易く、観測値はばらつく傾向にあるといえよう。

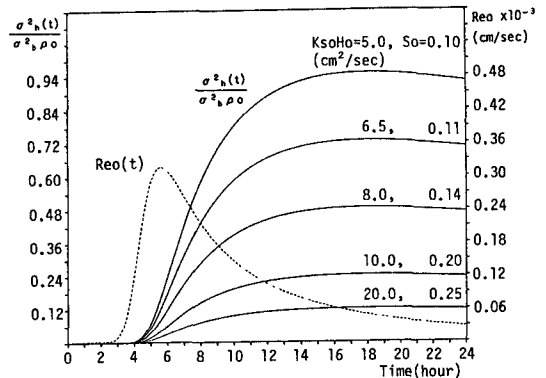


Fig. 4 Variance of Head

5. おわりに

今回は、降雨パターンを固定して解析したが、集中豪雨時とそうでない長雨の場合では、不飽和帯での浸透過程が随分異なる。したがって、今後は降雨パターンをも考慮に入れた解析を行なう予定である。