

II-21

連続式分解型地中水計算モデルの応用

東北大学大学院工学研究科 学生員 ○琴浦 毅
東北大学大学院工学研究科 正 員 真野 明

1. はじめに

洪水時における流出解析において地中水を物理現象に正確に計算機で解くことは複雑であるが、流出解析を利用して物質輸送などの現象を再現する場合、流出解析は出来る限り物理現象に基づいて正確に計算を行う事が望ましい。以前、著者らは簡易的な地中水計算を組み込んだ擬似 3 次元流出解析を提案したが¹⁾、地中水の支配方程式を不飽和、飽和域を連続して表現できるものに変更することで精度向上を目指した。

2. 連続式分解型地中水計算モデルの概要

洪水などの短期的な出水時においては、土壌中の飽和層の側方流量が大きく、不飽和層の側方流量は小さいので側方流量は飽和層の中だけの量で近似し、不飽和域では鉛直方向の流れのみが生じると近似する計算法を提案する。

この仮定に基づき不飽和域では鉛直 1 次元の計算、飽和域では水平 1 次元の計算を行い、それぞれの結果を組み合わせることで 2 次元の計算としての計算結果を得ることできる。この計算法は 1 次元計算の組み合わせで 2 次元の計算結果を得るために、従来の計算方法よりも計算回数が少なく済み、特に大流域を計算する時に計算時間の短縮化が図られると考えられる²⁾。

3. 支配方程式

3. 1 地中水分計算の支配方程式

鉛直方向の地中水分量を計算するための支配方程式は Richards の式(1)式、Van Genuchten の式(2)、(3)式を Crank-Nicolson 法により差分計算を行った。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial Se} \frac{\partial Se}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (1)$$

$$Se = \frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_r} = \left\{ 1 + (\alpha \psi)^N \right\}^{-M} \quad (2)$$

$$k_z(\psi) = k_{so} \times Se^{\frac{1}{2}} \left\{ 1 - (1 - Se^{\frac{1}{M}})^M \right\}^2 \quad (3)$$

ここで、 ϕ : 圧力水頭、 $k_z(\psi)$: 不飽和透水係数、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 最小体積含水率、 k_{so} : 飽和透水係

数、 Se : 有効飽和度、 α 、 N は土壌特性を表す定数、また、 $M=1-1/N$ である。

水平方向は飽和域でのみ浸透が起こると考えるためダルシー則(4)式を用いて求める。

$$Q_g = -k_{so} h i \quad (4)$$

ここで、 h は飽和層の厚さ、 i は動水勾配である。

3. 2 表面流の支配方程式

表面流の計算は河道流や表面流は kinematic wave 法を用いて計算を行い、擬河道網を通じて河口まで追跡計算する。任意断面形状の流路における洪水移動速度を表す Kleitz & Seddon の式を利用すると支配方程式は(5)、(6)式になる。

$$\frac{1}{w} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = r B_d \quad (5)$$

$$w = \frac{Q}{A} \left(\frac{5}{3} - \frac{2}{3} \frac{A}{B^2} \frac{\partial B}{\partial y} \right) \quad (6)$$

ここで、 w は洪水の移動速度、 Q は流量、 t は時間、 x は流下方向の距離、 y は水深方向の距離、 A は流域断面積、 r は降雨量、 B は水面幅、 B_d は降雨を与える幅である。等流を仮定すると、 A 、 B はマンニングの公式により Q を使って表現できる。この式を差分化して流出計算を行う。

4. 阿武隈川流域への適応

国土数値情報により阿武隈川流域の擬河道網を作成し、土地利用情報により擬河道網を河道メッシュ、山地メッシュ、平地メッシュに分割する。本研究が提案する地中水の簡易計算法は山地斜面に適応し、山地斜面においてのみ降雨の地中への浸透を計算する。また、流出率は用いず、実降雨を用いて計算を行う。

1998 年 8 月下旬の出水の再現計算を行い、本計算法を用いた時の再現性を検討する。このとき、再現性を検討した流量観測職の位置を図 1 に示す。阿武隈川流域の右岸は古い花崗岩からなっていて風化土が厚く、左岸は火山による火山岩やレキ、砂、泥の堆積物からなっているため、左岸と右岸の土壌パラメーターは異

なると考えられる。そこで、これらの土壌特性を計算に組み入れるために左岸の透水係数は $k_{so}=5.0\text{cm/sec}$ で土壌厚さは 1m、右岸の透水係数は $k_{so}=0.5\text{cm/sec}$ で土壌厚さは 2m として計算を行い、その結果を図 2 に示す。これらの図中にはそれぞれの流量観測所における地下水流出成分も同時に示している。

船岡大橋は左岸の流量観測所であるが、全流出成分に対する地下水流出成分の比率が高い。これは地中に浸透した水分が高い透水係数により早期に流出をするためと考えられる。移川は右岸の流量観測所であるが、全流出成分中に対する地下水流出成分の比率が低い。これは地中に浸透した水分が低い透水係数により流出しにくく、土壌中に保水されるためと考えられる。これらの結果より右岸左岸の土壌特性にそった出水時の特徴が確認された。本流部の流量観測所である福島でも良好な再現性が確認できる。福島の高ドログラフにおいて流量ピーク時における地下水流出成分の比率は小さいが、ピーク間の地下水流出成分の比率は大きい。また、地下水流出は降雨変化に対する反応が遅いことが確認でき、流量の立ち上がり部分やピーク後の減少部分の再現性が良いことが確認できる。

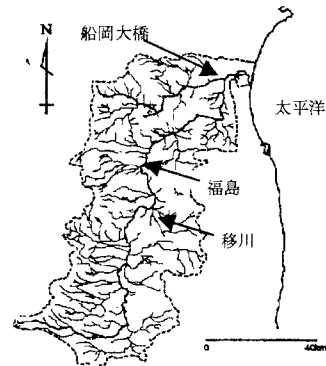
5. まとめ

計算で用いた透水係数は小田らにより計測された値よりも大きい²⁾、実流域の流出解析に対する土壌ではパイプフローなどが生じるため実験で求められる値よりも大きくなると考えられる。つまり、実流域の浸透の物理現象を計算するためには実験室の値よりも大きい値を与えることで阿武隈川流域全体の出水を精度良く再現できることが確認され、出水時における地下水流出成分の右岸左岸の特徴も検討できた。

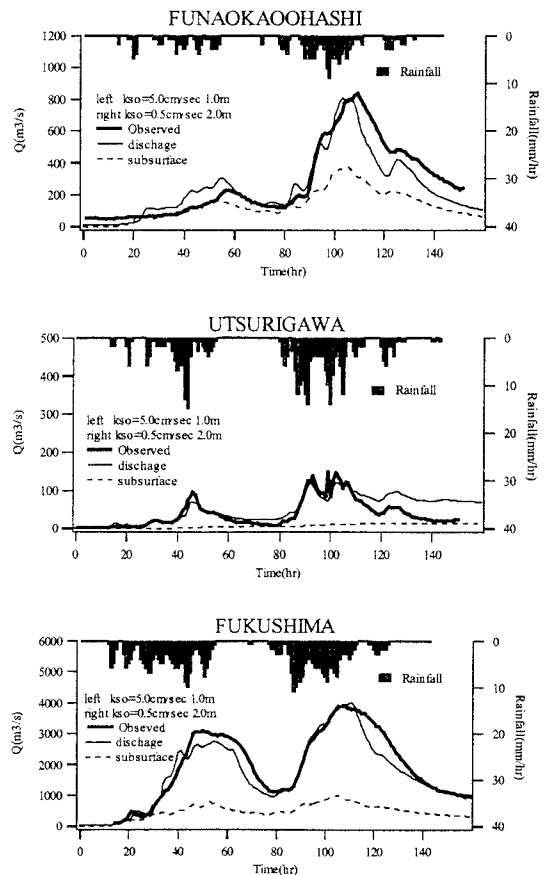
また、地中を 2 方向の 1 次元計算することにより計算時間の短縮化がはかれ、地中を含めた阿武隈川流域全体(横 180×縦 320×地中 20 メッシュ)の計算に対して 1 時間あたりの計算を 1 分程度で行えるようになった。この流出モデルを使うことで阿武隈川流域全体における物質輸送、土砂生産が評価でき、降雨予想分布を用いれば流量予測にも活用できると期待できる。

参考文献

1. 琴浦毅, 真野明: 地表および地下水流に対する擬似 3 次元洪水流出モデル, 水工学論文集, 第 45 巻, pp.121-126, 2001.
2. 小田匡寛, 鈴木輝一, 川本健: 1998 年南東北・北関東の集中豪雨による土砂災害の実態調査, 1998 年南東北・北関東の集中豪雨災害に関する調査研究, 平成 10 年度科学研究補助金(基盤研究(B)(1))研究成果報告書, pp.163-181, 平成 11 年 3 月.



図・1 流域図と流量観測所



図・2 船岡大橋, 移川, 福島における計算値と実測値との比較