

1. はじめに

山地流域において降雨を起因とする表層崩壊を予測するためには、流域内各点での土壤水分、地下水位の時間的な変動を予測する必要があり、この手法として3次元飽和不飽和浸透数値計算が適当であるとされている。飽和不飽和浸透現象はRichards式で表されるが、Richards式は強い非線形性を有しており、3次元的な数値計算を行うことは困難とされてきた。このため、流域内での土壤水分分布や地下水位の変動が、地形や土壤水分特性の相違によりどのような影響を受けるかという問題に対して、3次元飽和不飽和浸透理論に基づいた定量的な解析が試みられることはほとんどなかった。現在、浸透数値計算法の進歩によって流域単位でのRichards式の数値計算法が確立しつつある。本研究では流域内の地下水位変動を予測する手法を確立する第一歩として、地形の3次元性と土壤水分特性の相違が地下水位計算結果にどのように影響するかを実際の流域を対象とした数値計算を行うことにより検討する。今回の検討では土壤水分特性の相違として飽和透水係数に着目している。

2. 解析対象の流域

計算対象流域は東京大学農学部附属愛知演習林南谷谷頭部流域(図1)、0.45ha、地質は風化花崗岩、平均土層厚は1.32mである。

3. 計算手法

○計算の原理：浸透数値計算には、コントロールボリューム法+修正 Picard 法+完全陰解法を組み合わせ、空間刻み幅の選択については白木(1998)の指標に従い、土層厚方向に $0.8(-\psi_m)$ 、斜面長方向に $8.0(-\psi_m)$ (ψ_m は有効飽和度が0.5となる圧力水頭値を長さを読み替えたもの)を目安に分割した。計算の簡略化として鉛直方向には土層厚によらず一律5つのグリッドに分割して差分化し、おのおののグリッド間のフラックスを計算する方法を採用した(図2参照)。

○土壤水分特性： $\theta-\psi$ (体積含水率-圧力水頭)関係は100ccサンプルにより実測された関係を用いる。不飽和の透水係数として、 K_r (比透水係数)- ψ 関係を $\theta-\psi$ 関係よりMualem式を用いて算出した。比較する飽和透水係数として、大小二つの値(KS20: 4.5×10^{-3} cm/秒、KS80: 4.1×10^{-4} cm/秒)を用いる。

○流域末端からの流出量の計算：量水堰に相当する地点のグリッドを、飽和して圧力水頭の変化がないという境界

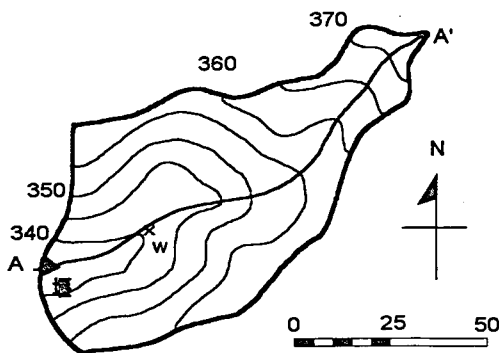


図1 南谷谷頭部 図中の×印は観測井の位置
A-A'は谷部2次元計算の断面

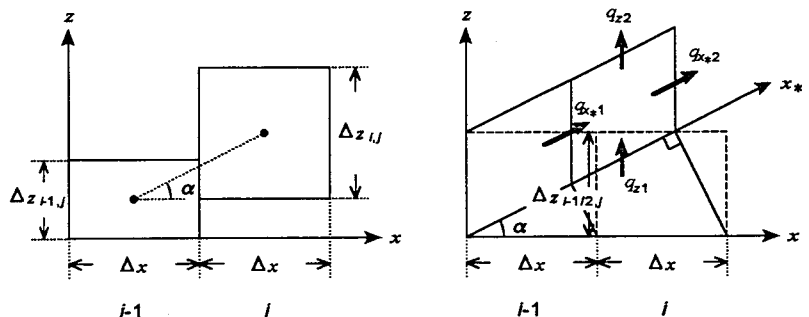


図2 隣接するグリッド境界のフラックス計算の座標変換
(左図に示されるような2つのグリッド間のフラックスを、右図のように2つの平均の Δz のグリッドを座標変換させたものとして計算する)

条件とし、隣接するグリッドとの流量を計算した。

○地表面流出の取り扱い：地表面に相当するグリッドが正圧になった場合、このグリッドを流出境界として再計算する。このグリッドからの流出量が負(グリッドへ流入)となったら、このグリッドは流出境界ではなくなったとして再計算する。今回の検討では河道の形成は考えず、地表面流出量は時間遅れなしで流域からの流出量に加算した。

○蒸発散量の計算：遮断蒸発が降雨の一定割合生じるものとし、植生による蒸散を1年を周期とするサインカーブで代用した。これらの値は、流域の水収支を再現するように、数回の試行計算より決定した。

○初期条件と計算期間：初期条件はあらかじめ流出通減状態を計算し、観測流出量と計算流出量がほぼ等しくなる土壌水分分布を初期条件として用いた。解析対象期間は1995年10月から14ヶ月間である

4. 検討結果と考察

4.1 2次元計算と3次元計算の比較

解析対象領域全体の3次元浸透計算と、図1のA-A'で示される谷部断面のみを2次元浸透計算した結果を比較した。例として図3にKS20の飽和透水係数で2次元および3次元で計算した点wでの地下水位変動計算結果を示す(KS80での3次元計算結果、実測した地下水位が併記してある)。図より、KS20での3次元浸透計算では常に点wに地下水位が存在しているが、2次元浸透計算では地下水位が存在しない期間もあり、両者に明瞭な差が現れている。この例では、地下水位変動計算において2次元計算と3次元計算の相違は、地下水位の大小が異なるだけでなく、地下水位の発生・非発生についても影響を与えていることが分かる。

4.2 飽和透水係数の相違による地下水位変動の比較

図3でKS20(飽和透水係数大)とKS80(飽和透水係数小)を用いた場合の点wでの地下水位変動の計算結果を比較する。図より、飽和透水係数が比較的小さい場合、地下水位レベルは飽和透水係数が大きい場合よりも高い位置で変動し、変動幅が小さいことが分かる。飽和透水係数が比較的小さいということは、流域外へ土中水を排水する能力が低いと考えることができる。このため流域貯留量の計算結果も、常に飽和透水係数の小さいKS80のほうが大きい値を示している。また、飽和透水係数が小さい場合、流域貯留量が多いため降雨によって谷底部の地下水面が速やかに地表面に到達し、降雨中の地表面流出量が比較的多くなっている。

現状では実測結果を精度良く再現するには至っていないが、飽和透水係数の相違による地下水位変動の定性的な傾向を飽和不飽和浸透流モデルを用いて把握することができたと言える。

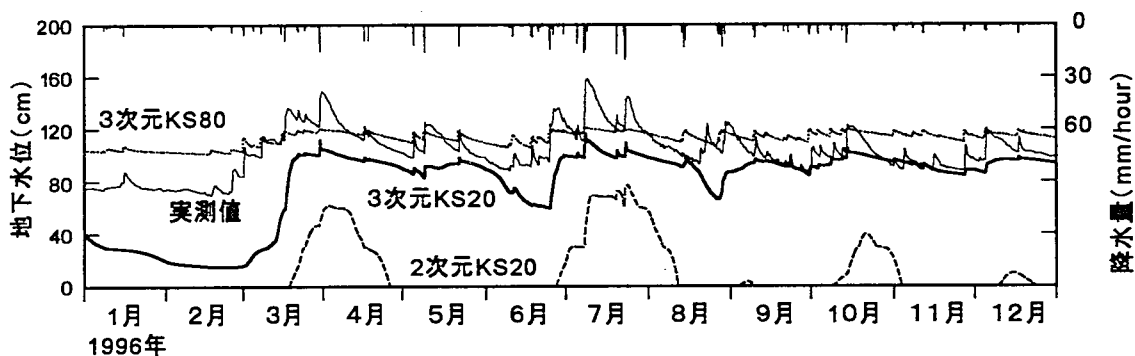


図3 点wでの各計算および実測の地下水位変動

引用文献

白木克繁(1998):山腹斜面を対象とした粗い空間刻みによる浸透数値計算法の提示、水文・水資源学会誌、11(6)、pp.586-598