

圃場容水量・パイプ流を考慮した斜面流出計算モデルの開発

椎葉充晴*・立川康人・市川 温・堀 智晴*・田中賢治*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

山腹表層付近の流れのモデルの基礎として、多孔質媒体内の不飽和/飽和流れのモデルが考えられる。しかし、実際の流域斜面の流れは、場の形態と媒体の性質の構造的不均一性の強い影響を受けるので、一般的な多孔質媒体内の流れのモデルよりも、流域場の構造的不均一性を考慮したモデルの方が、流出の特徴をよりよく表現できる可能性がある。

本研究では、圃場容水量を導入した kinematic wave モデルで飽和/不飽和流れを表現し、パイプ/みずみち流れを指数法則 kinematic wave モデルで表現し、これらを結合した形の計算モデルを構築する。

キーワード：圃場容水量、パイプ流、kinematic wave model、流出モデル

1. 序 論

山腹表層付近の流れのモデルの基礎として、多孔質媒体内の不飽和/飽和流れのモデルが考えられる。しかし、実際の流域斜面の流れは、場の形態と媒体の性質の構造的不均一性の強い影響を受けるので、一般的な多孔質媒体内の流れのモデルよりも、流域場の構造的不均一性を考慮したモデルの方が、流出の特徴をよりよく表現できる可能性がある。

例えば、山腹の表土層内の流れを考えると、巨大間隙を考慮することが重要である。こうした巨大間隙を含めて、多孔質媒体内の流れとして連続的に取り扱うのは非常に難しい。むしろ、土層が、巨大間隙と、いわゆるマトリックス部分とからなるとしてモデル化する方が、実際の流れの機構の表現が容易になり、実現象を反映しやすい。谷 (1992) は、森林土壌表層流れにおける巨大空隙の役割についてつぎのように述べている。飽和浸透の場合は、巨大間隙などすべての間隙が水の通りみちとして機能し、土壌の不均質性の効果が大きくでる。これに対し、不飽和浸透の場合には、巨大間隙は水みちとして機

能しないから、これを除いた土壌間隙の透水性が浸透現象を支配する。このため、不飽和浸透の場合は、巨大間隙の存在を無視して土壌を均質と仮定し、リチャーズの式による取り扱いを行なっても、それほど問題がない。しかし、降雨直後、飽和地中流の卓越するような場合には、巨大間隙を含む不均質性を問題とする必要性が大きい。特に、斜面方向の流れにおいては、パイプ状の連続した巨大間隙の流れ、すなわち、パイプ流を重要視しなければならない。

もうひとつ例を上げる。高樟 (1975) は、透水性の高い表土層 A 層を持っている流域では、直接流出の基底は中間流出であるとした上で、中間流出には、A 層にいったん保留された雨水が水みちへ浸出し、それが水みちを流下するものと、A 層内を流れて直接溪谷や河道に流入するものとのふたつがあると述べ、これらの2つの中間流出機構を分析している。福島 (1992) もまた、流域を不浸透斜面 (地表流発生場) と森林土壌層を有する林地斜面 (中間流発生場) から構成されているとして、流出モデルを構成している。これらは、特性が異なる流れを抽出して、これらを組み合わせて、流出現象を表現するものとなっ

ている。

このような例に見られるように、支配的な流れの型を抽出し、その構造を反映したモデルを構成することが重要であるというのが本研究の立場である。

その上で、特に、従来の表面流・中間流モデルに圃場容量の考えかたを導入したモデルを提案する。それにより、低水時の計算も可能になり、kinematic wave による流出計算が、洪水時だけでなく、低水時へも、あるいは、低水時から洪水時へ連続的に接続できるようになる。さらに、平面的な構造を考慮して、パイプ/みずみち流を考慮した計算モデルを提示する。これらの計算モデルは、筆者らが提案している水文モデル構築システム OHyMoS (1995) の要素モデルとして実現される。

2. 一般化された kinematic wave モデルの数値計算アルゴリズム

本節では、流れの幅が流れに沿って変化するような一般化された kinematic wave モデルの数値計算アルゴリズムを与える。圃場容量、パイプ流・みずみちを考えモデルも、基本的には、本節で与える数値計算法を用いて計算される。

2.1 差分計算アルゴリズム

まず、斜面の位置 x での単位幅当りの流量 q と水深 h と間に、

$$q = f(h, \beta(x)) \quad (1)$$

なる関係があるとする。ただし、 f は、水深 h と流量 q との関係を表す既知の関数であり、 $\beta(x)$ は、場の性質を表すパラメタベクトルである。場の性質が流れ方向に変化する場合も考慮して、パラメタベクトルは、位置 x に依存するものと表現している。

流れは、幅 $w(x)$ にわたって一様であると仮定する (Fig. 1)。そうすると連続式は、

$$\frac{\partial}{\partial t}(wh) + \frac{\partial}{\partial x}(wq) = wr \quad (2)$$

と表される。ただし、 r は、降雨強度である。簡単のため、ここでは、浸透を無視する。式 (1)、(2) で記述される kinematic wave モデルを本研究では、一般化された kinematic wave モデルと呼ぶ。

式 (1) を h について解いた式

$$h = g(q, \beta(x)) \quad (3)$$

を、式 (2) に代入して、

$$\frac{\partial h}{\partial q} \frac{\partial}{\partial t}(wq) + \frac{\partial}{\partial x}(wq) = wr \quad (4)$$

¹ 本研究では、特に断らなければ、水深は、鉛直方向に計測されるものとする。

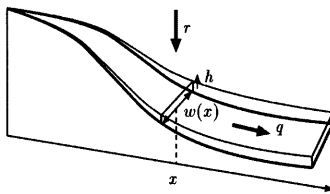


Fig. 1 Schematic diagram of a generalized kinematic flow

が得られる。ここで、 $Q = wq$,

$$c = \frac{\partial q}{\partial h} \quad (5)$$

とおけば、式 (4) は、

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \left(\frac{\partial Q}{\partial x} - wr \right) = 0 \quad (6)$$

と書ける。

そこで、Beven (1979) と同様に、式 (6) を、

$$\begin{aligned} & \frac{Q_i^t - Q_{i-1}^{t-1}}{\Delta t} \\ & + \theta c_{i-1/2}^t \left(\frac{Q_i^t - Q_{i-1}^t}{\Delta x} - w_{i-1/2} r^t \right) \\ & + (1 - \theta) c_{i-1/2}^{t-1} \left(\frac{Q_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1}}{\Delta x} \right. \\ & \left. - w_{i-1/2} r^{t-1} \right) = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

と差分化する (差分化のための記号の定義については、Fig. 2 参照)。

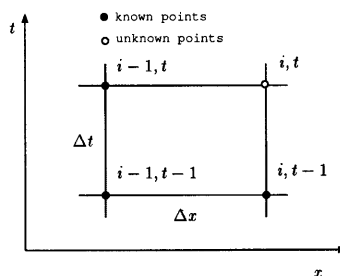


Fig. 2 Finite difference mesh used in kinematic routing

ただし、 $0 \leq \theta \leq 1$ は、重み係数である。 $w_{i-1/2}$ は、格子点 $i-1$ と格子点 i の中間点の流れの幅であつて、 $w_{i-1/2} = (w_{i-1} + w_i)/2$ として求める。

また、伝播速度 $c_{i-1/2}^{t-1}$, $c_{i-1/2}^t$ は、格子点 $i-1$ と格子点 i の中間点のパラメタベクトル $\beta_{i-1/2}$ を $(\beta_{i-1} + \beta_i)/2$ によって求め、

$$q_{i-1/2}^{t-1} = (Q_{i-1}^{t-1} + Q_i^{t-1}) / (w_{i-1} + w_i) \quad (8)$$

$$c_{i-1/2}^{t-1} = \left. \frac{\partial q}{\partial h} \right|_{q=q_{i-1/2}^{t-1}, \beta=\beta_{i-1/2}} \quad (9)$$

$$q_{i-1/2}^t = (Q_{i-1}^t + Q_i^t) / (w_{i-1} + w_i) \quad (10)$$

$$c_{i-1/2}^t = \left. \frac{\partial q}{\partial h} \right|_{q=q_{i-1/2}^t, \beta=\beta_{i-1/2}} \quad (11)$$

で求めるものとする。

Beven (1979) と全く同じ方式を採用すれば、

$$c_{i-1/2}^{t-1} = \left(\left. \frac{\partial q}{\partial h} \right|_{i-1}^{t-1} + \left. \frac{\partial q}{\partial h} \right|_i^{t-1} \right) / 2, \quad (12)$$

$$c_{i-1/2}^t = \left(\left. \frac{\partial q}{\partial h} \right|_{i-1}^t + \left. \frac{\partial q}{\partial h} \right|_i^t \right) / 2 \quad (13)$$

とすることになるが、収束する円錐面の下流端で $w=0$ となるケースでは、下流端で $\partial q / \partial h$ が定義できないという難点に対応できないので、式 (9), (11) を採用した。

時刻 $t-1$ での各格子点での流量の値 Q_0^{t-1} , Q_1^{t-1} , Q_2^{t-1} , ..., 時刻 $t-1$, t での降雨強度 r^{t-1} , r^t , 上流端での時刻 t での流入量 Q_0^t が既知であるとする、 $i=1, 2, \dots$ の順で、式 (7) を順次 Q_i^t について解けば、時刻 t での流量 Q_1^t , Q_2^t , ... が求められる。

式 (10), (11) から明らかなように、 $c_{i-1/2}^t$ は、これから求めるべき値 Q_i^t に依存するので、実は、式 (7) は、 Q_i^t に関する非線形形式方程式である。そこで、この方程式を反復法によって解く。すなわち、まず、式 (10) の右辺では、例えば、

$$Q_i^t \simeq Q_i^{t-1} \quad (14)$$

と近似して、 $q_{i-1/2}^t$ を求め、これから、 $c_{i-1/2}^t$ を求める。この $c_{i-1/2}^t$ を使えば、式 (7) は、 Q_i^t に関する一次式となつて、 Q_i^t を容易に計算できる。こうして求めた Q_i^t を用いて、式 (10), (11) から $c_{i-1/2}^t$ を再計算し、再び式 (7) から Q_i^t を計算する。このようにして求める Q_i^t の計算値の系列の収束値を Q_i^t の値として採用する。

Q_i^t の初期設定法として、式 (14) を示したが、実際には、後で示す別の設定法 (21) を採用した方がよい。

2.2 伝播速度の計算法

前項で述べた計算法では、一般に単位幅流量 q が与えられたときに、伝播速度

$$c = \frac{\partial q}{\partial h} \quad (15)$$

を計算する必要がある。

(1) 指数法則 kinematic wave モデルの伝播速度の計算

Manning 則が成立する表面流では、粗度係数を n 、斜面勾配を θ とすると、平均流速 v が、

$$v = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n} (h \cos \theta)^{2/3} \quad (16)$$

と表されるので、単位幅斜面流量 q は、

$$q = v h \cos \theta = \frac{\cos \theta^{5/3} \sqrt{\sin \theta}}{n} h^{5/3} \quad (17)$$

と表される。よって、 $\alpha = (\cos \theta)^{5/3} \sqrt{\sin \theta} / n$, $m = 5/3$ と表すと、

$$q = \alpha h^m \quad (18)$$

と書ける。このように書ける kinematic wave モデルを指数法則 kinematic wave モデルという。

この場合は、与えられた q に対する水深 h 、伝播速度 c は、容易に計算できて、

$$h = (q/\alpha)^{1/m} \quad (19)$$

$$c = \alpha m h^{m-1} \quad (20)$$

である。

この場合、流量 q が 0 ならば、 $c=0$ となることに注意しなければならない。このため、式 (14) による初期設定法が適切でない場合が生じる。

特別に、時刻 $t-1$ で、すべての格子点で、流量が 0 であり、時刻 t まで、上流端からの流入量もない場合を考えよう。降雨強度 r^t は、ある正の値をとるとする。特に、 $i=1$ の場合を考える。式 (14) によって、 Q_1^t を初期設定すると、初期流量も上流端流量も 0 と仮定したので、式 (10) より、単位幅流量 $q_{i-1/2}^t$ も 0 となり、式 (11) によって計算する伝播速度も 0 となる。そうすると、式 (7) で、 $c_{i-1/2}^{t-1}$, $c_{i-1/2}^t$ が 0 なので、たとえ、 r^t が正であっても、 Q_1^t は 0 となる。したがって、全ての格子点で、 Q_i^t は、0 となる。したがって、すべての格子点で流量が 0 であるという初期条件で計算を開始すると、いつまでたっても、流量は 0 のままである。

この困難は、式 (14) によって、 Q_i^t を初期設定することから生じている。そこで、

$$Q_i^t \simeq \max \{ Q_{i-1}^t, +w_{i-1/2} (r^{t-1} + r^t) \Delta x / 2, Q_i^{t-1} \} \quad (21)$$

によって初期設定するのがよい。

(2) 中間流と地表面流が共存する流れの伝播速度
高樺ら (1976)、椎葉 (1983) は、中間流と地表面流が共存する流れの流量・流積関係式として、

$$q = \begin{cases} a H, & H \leq d \\ a H + \alpha (H-d)^m, & H \geq d \end{cases} \quad (22)$$

を導いている。ここで、 $a > 0, \alpha \geq 0, d \geq 0, m \geq 1$ は定数で、 d はみかけの A 層厚、 H は斜面に垂直な方向の斜面単位面積当りの水分保留量である。 $H > d$ のとき、表面流が発生している。

本研究では、水深 h は鉛直方向に測ることにしたので、 $H = h \cos \theta$ とおき、 $a \cos \theta, \alpha (\cos \theta)^m, d / \cos \theta$ をあらためて、 a, α, d とおくと、斜面単位幅当りの流量 q と斜面単位面積当り鉛直方向の水分保留量 (これも以後簡単に水深と呼ぶ) h との関係式として、

$$q = \begin{cases} a h, & h \leq d \\ a h + \alpha (h - d)^m, & h \geq d \end{cases} \quad (23)$$

が得られる。

$q \leq ad$ のときは、与えられた q に対して、水深 h 、伝播速度 c を求めるのは容易で、

$$h = q/a \quad (24)$$

$$c = a \quad (25)$$

である。

$q \geq ad$ のときは、Newton 法による (Fig. 3 参照)。Fig. 3 には、式 (23) で表される流量流積関係のほか、 $h > d$ のところに、曲線 $q = ad + \alpha(h - d)^m$ を追加していることに注意されたい。

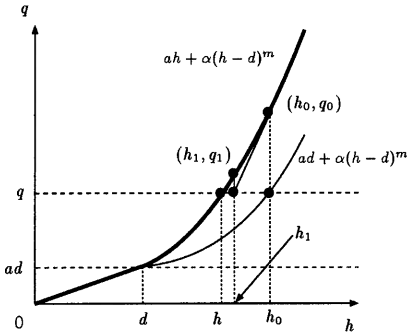


Fig. 3 Newton method for calculating h which corresponds to q

Fig. 3 より、与えられた流量 q に対して、

$$q = ad + \alpha(h_0 - d)^m \quad (26)$$

となる h_0 を求めれば、 $h_0 > h$ であるから、 h_0 を出発値として、

$$q_i = a h_i + \alpha (h_i - d)^m \quad (27)$$

$$h_{i+1} = h_i - \frac{q_i - q}{a + \alpha m (h_i - d)^{m-1}} \quad (28)$$

によって、 $q_0, h_1, q_2, h_2, \dots$ を再帰的に求め、系列 $\{h_i\}$ の収束値を h とする。伝播速度 c は、

$$c = a + \alpha m (h - d)^{m-1} \quad (29)$$

として求められる。

3. 圃場容水量を考慮した中間流・地表面流モデルとその数値計算法

3.1 圃場容水量を考慮した中間流・地表面流モデル

前節で述べた中間流・地表面流モデルでは、表土層に浸入した雨水は、ただちに、中間流あるいは表面流として側方に流れる。実際には、表土層に雨水が浸入しても、直ちの側方流れが発生するわけではない。

乾燥した山腹の土層に雨水が浸透すると、浸透した雨水は、最初は土粒子の周りに吸着されるが、さらに含水率 θ が増大していくと、やがて、自由水として流動するようになる。浸透した雨水が自由水として流動したす境目の土層の保水量を圃場容水量 (field capacity) という。普通、圃場容水量はこのように土層全体に対する水量であるが、本研究では、圃場容水量に対応する含水率も圃場容水量と呼び、 γ_C と表すことにする。土層の空隙率を n とするとき、

$$\gamma_E = n - \gamma_C \quad (30)$$

は、有効空隙率と呼ばれる。自由水として流動する水の割合を θ_f と表すと、上に述べた関係は、

$$\theta_f = \begin{cases} 0, & \theta \leq \gamma_C \\ \theta - \gamma_C, & \theta \geq \gamma_C \end{cases} \quad (31)$$

と表わされる。この関係を Fig. 4 に図示する。

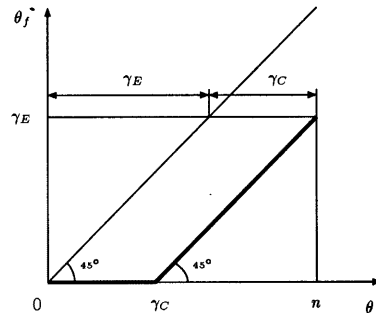


Fig. 4 Relation between θ_f and θ

前節で述べた中間流・地表面流モデルは、土層の含水率が圃場容水量 γ_C に達した後の流れのモデル

である。

実際には圃場容水量以下でも雨水は流動するので、 $N > 1$ なるパラメタを導入して、

$$\theta = \theta_f + \gamma_C \left(1 - \left(\frac{\gamma_E - \theta_f}{\gamma_E} \right)^N \right)^{1/N} \quad (32)$$

と表されるとする。式 (32) を θ_f で微分すると、

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{d\theta_f} &= 1 + \frac{\gamma_C}{N} \left(1 - \left(\frac{\gamma_E - \theta_f}{\gamma_E} \right)^N \right)^{-\frac{N-1}{N}} \\ &\times \frac{N}{\gamma_E} \left(\frac{\gamma_E - \theta_f}{\gamma_E} \right)^{N-1} \end{aligned} \quad (33)$$

が得られる。これから、 $\theta_f \rightarrow 0$ のとき、 $d\theta/d\theta_f \rightarrow \infty$ となり、 $\theta_f \rightarrow \gamma_E$ のとき、 $d\theta/d\theta_f \rightarrow 1$ となることがわかる。 $\theta_f = 0$ のとき、 $\theta = 0$ 、 $\theta_f = \gamma_E$ のとき、 $\theta = \theta_f + \gamma_C = \gamma_E + \gamma_C = n$ となるので、式 (32) で表される曲線は、 $\theta = 0$ の付近と、 $\theta = n$ の付近で、式 (31) で表される折線に接することが分る (Fig. 5) 参照。 $N \rightarrow \infty$ のときには、式 (32) で表される曲線は、式 (31) で表される曲線に近づく。したがって、式 (32) は、圃場容水量モデルの一般化といえる。

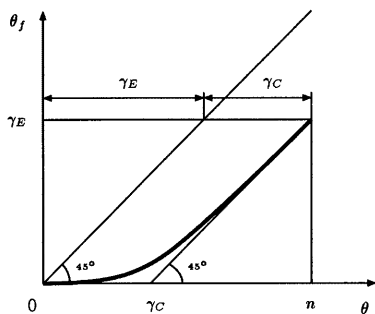


Fig. 5 Generalized relation between θ_f and θ

A 層の厚さを D として、A 層の単位面積あたりの保水量を h 、自由水水分量を h_f と表し、 $d = \gamma_E D$ 、 $h_c = \gamma_C D$ (圃場容水量) と置くと、

$$h = h_f + h_c \left(1 - \left(\frac{d - h_f}{d} \right)^N \right)^{1/N} \quad (34)$$

が得られる。A 層の上に表面水が存在する場合に拡張するには、

$$h_f > d \quad \text{のとき} \quad h = h_f + h_c \quad (35)$$

と定義すればよい。すなわち、A 層を越えた後は、 h_f と h の関係は、傾き 1 の直線で表され、水深の増分は、そのまま自由水の増分となる。

式 (34), (35) で表される h_f と h の関係を Fig. 6 に示す。

前節で述べた中間流・表面流の $q \sim h$ 関係式の h に自由水量を表す h_f を代入すると、圃場容水量を導入した表面流中間流モデルが得られる。こうして得られた新しい $h \sim q$ 関係を Fig. 7 に示す。

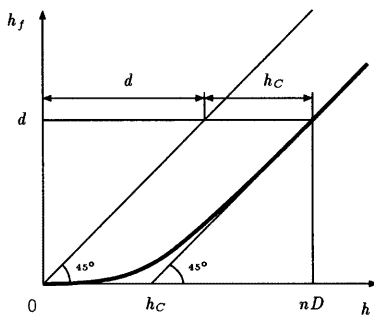


Fig. 6 Relation between h_f and h

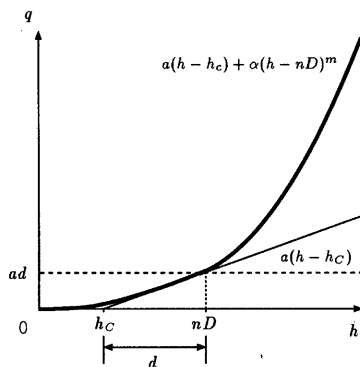


Fig. 7 $q \sim h$ relation of a new surface-subsurface flow model which considers field capacity

3.2 圃場容水量を考慮した中間流・地表面流モデルの伝播速度の計算法

前節で導いた中間流・地表面流モデルに、2 節で提示した数値計算アルゴリズムを適用すれば、圃場

容量を考慮した中間流・地表面流を追跡計算することができる。

この場合の伝播速度は、つぎのようにして計算できる。

2.2 で述べたように、一般に、単位幅斜面流量 q が与えられたときに、伝播速度 $c = dq/dh$ を求めることができないといけない²。

まず、地表面流が発生していないとき、すなわち、 $q \leq ad$ のときを考えよう。この場合、

$$h_f = q/a \quad (36)$$

なる関係がある。水深 h と自由水量 h_f の間の関係式 (34) を見やすくするために、

$$\mu = \frac{d - h_f}{d} \quad (37)$$

とおく。そうすると、式 (34) は、

$$h = h_f + h_c (1 - \mu^N)^{1/N} \quad (38)$$

と表される。これを h_f で微分すると、

$$\frac{dh}{dh_f} = 1 + \frac{h_c}{d} \mu^{N-1} (1 - \mu^N)^{-(N-1)/N} \quad (39)$$

となる。式 (37) と合わせて、 dq/dh の値は、

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dh} &= \frac{dq}{dh_f} \frac{dh_f}{dh} \\ &= \frac{a (1 - \mu^N)^{(N-1)/N}}{\mu^{N-1} + (1 - \mu^N)^{(N-1)/N}} \end{aligned} \quad (40)$$

から計算できる。

つぎに、地表面流が発生している場合を考える。この場合は、

$$q = ah_f + \alpha(h_f - d)^m \quad (41)$$

なる関係がある。与えられた q に対応する h_f の値は、2.2 (2) で述べた方法で計算できる。式 (29) から、

$$\frac{dq}{dh_f} = a + \alpha m (h_f - d)^{m-1} \quad (42)$$

であり、式 (35) から、 $dh_f/dh = 1$ なので、

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dh} &= \frac{dq}{dh_f} \frac{dh_f}{dh} \\ &= a + \alpha m (h_f - d)^{m-1} \end{aligned} \quad (43)$$

を得る。これから、 dq/dh を計算できる。

2 節では、連続式として、式 (2) を示した。この場合、A 層の底からの浸透を考えていない。最も簡単なモデルとして、A 層底からの浸透強度 i_g が、自由水 h_f に比例すると、

$$i_g = a_g h_f \quad (44)$$

と表されるモデルが考えられる。ただし、 a_g は比例定数である。

4. パイプ/みずみち流モデル

パイプ/みずみち流は、指数法則 kinematic wave モデルでモデル化されるとして、A 層の流れとともにつぎのようにモデル化できるのである。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(wh) + \frac{\partial}{\partial x}(wq) &= \\ w((1 - a_p)r - i_{sp} - i_{sg}) \end{aligned} \quad (45)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(wh_p) + \frac{\partial}{\partial x}(wq_p) = w(a_p r + i_{sp}) \quad (46)$$

$$i_{sp} = a_{sp} n_p h_f \quad (47)$$

$$i_{sg} = a_{sg} h_g \quad (48)$$

$$q_p = (\alpha_0 / n_p^{m_p - 1}) h_p^{m_p} \quad (49)$$

ただし、 h は中間流表面流域 (A 層域) の水分量、 q は中間流表面流域 (A 層域) の単位幅流量、 r は降雨強度、 a_p はパイプ/みずみち面積率、 i_{sp} は A 層域からパイプ/みずみちへの浸出強度、 i_{sg} は土層から地下水帯への浸透強度、 n_p はパイプ/みずみち密度、 h_p 、 q_p は、パイプ/みずみち流の水分量、単位幅流量、 a_{sp} 、 m_p 、 α_0 は定数である。

式 (45) は、A 層域の中間流地表面流の連続式であり、右辺に、降雨による雨水供給 $(1 - a_p)r$ 、パイプへの雨水供給 (A 層からみずみちへの流出) i_{sp} 、A 層域から地下水への浸透 i_{sg} の項を置いている。パイプへの雨水供給強度 i_{sp} 、A 層域から地下水への浸透 i_{sg} のモデルとしては、式 (46)、(48) のように、A 層域の自由水 h_f に比例するというのが最も簡単なモデルであろう。

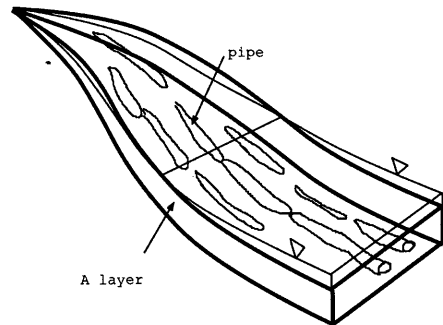


Fig. 8 pipe flow model

² 本節では、パラメタは固定して、 q は、 h だけの関数とみなす。

5. 結論

本研究では、まず、幅が流れにそつて可変な場の kinematic wave モデルの数値計算アルゴリズムを提示した。つぎに、圃場容量を考慮した中間流・地表面流モデルを導き、その計算法を示した。最後に、パイプ/みずみち流を考慮した計算モデルを提示した。

本研究はモデルの提示とその計算法の提示にとどまり、実流域の流出計算に適用するには至らなかった。今後、小流域での流出観測を含め、具体的なデータの収集を図り、実際への適用を検討していきたい。

参考文献

椎葉充晴 (1983) : 流出系のモデル化と予測に関する基礎的研究、京都大学学位論文。

高棹琢馬 (1975) : 流出現象の生起場とその変化、in 金丸昭治、高棹琢馬、水文学、朝倉書店、pp. 125-135。

高棹琢馬・椎葉充晴・北村英和 (1976) : 分布型出水モデルによるシミュレーションと集中化スケール、土木学会関西支部年次学術講演会講演概要、II-74
谷誠 (1992) : 森林斜面での雨水流動、in 塚本良則編、森林水文学、文永堂出版、pp. 102-157。

福寫義宏 (1992) : 山地流域における雨水流出の予測、in 塚本良則編、森林水文学、文永堂出版、pp. 171-190。

Beven, K (1979) : On the Generalized Kinematic Routing Method, Water Resources Research, Vol. 15, No. 5, pp. 1238-1242。

Development of Slope Runoff Models Which Consider Field Capacity and Pipe Flows

Michiharu SHIIBA, Yasuto TACHIKAWA, Yutaka ICHIKAWA, Tomoharu HORI and Kenji TANAKA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

As a model of flow near mountain slopes, a saturated-unsaturated flow model in porous media can be considered. However, since actual runoff process in mountain slopes is affected strongly by the shape of the flow field and structural nonhomogeneity of the media, those models which consider those effect explicitly may express the characteristics of runoff better than a general model of flow in porous media.

In this study, saturated-unsaturated flow is expressed by combining field capacity model and the surface-subsurface kinematic wave model, pipe flow is modeled by the power-law kinematic wave model, and a model which combines those model is presented. Numerical calculation methods of those models are also presented.

Keywords: field capacity, pipe flow, kinematic wave model, runoff model