

京都大学工学部 正員 植葉充晴
京都大学工学部 正員 高橋琢馬

§1. 概要

石原・高橋(1959, 1962 etc.)の中間流・地表面流理論は，“Variable Source Area Concept”(Betson & Marius(1969), Dunne & Black(1970) etc.)を説明する理論の一つであるが、矩形平面でモデル化される一様な山腹斜面での表面流起揚の変動を対象とするに比されている。本研究では、 “地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデルを提示し、その特殊な場合として、A層に被覆された円錐面上の中間流・地表面流の数値計算例を示す。

§2. “地形パターン関数”を導入した kinematic wave モデル

“地形パターン関数” $p(y)$ を導入した kinematic wave モデルとは、次のようす方程式系で記述されるモデルをいうものとする。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial W}{\partial y} = p(y)r(t) \quad (1)$$

$$y=0 \text{ で } W=S=0 \quad (3)$$

$$W=p(y)f(S/p(y)) \quad (2)$$

$$Q(t)=W(1,t) \quad (4)$$

ただし、 y は $0 \leq y \leq 1$ を無次元化された距離、 t は時刻、 $r(t)$ は有効降雨強度、 $W(y,t)$ 、 $S(y,t)$ は“流量”、“流積”、関数 f は流量～流積関係式、 $Q(t)$ は流出量である。二の方程式系は、つきのように 1-step a Lax-Wendroff スキームで解くことができる。

y 軸上に等間隔に設けた節点を y_0, y_1, \dots, y_N ($y_F=y_N=\Delta y, \Delta y=1/N$)とする。 $S(y_F, t_i)$ 、 $W(y_F, t_i)$ 、 $p(y_F)$ をそれぞれ、 S_F^i 、 W_F^i 、 p_F とかく。微小時間 Δt 後へ時刻 $t_{i+1}=t_i+\Delta t$ 、節点 y_F における流積 S_F^{i+1} は、 $j=1, 2, \dots, N-1$ のとき

$$S_F^{i+1} = S_F^i + \Delta t \left[-0.5 (W_{F+1}^{i+1} - W_F^i) / \Delta y - p_F r(t_i) \right] + 0.5 \Delta t^2 \left[f' \left(\frac{S_F^i + S_{F+1}^i}{p_F + p_{F+1}} \right) \times \left\{ \frac{p_F + p_{F+1}}{2\Delta y} r(t_i) - \frac{W_{F+1}^{i+1} - W_F^i}{\Delta y^2} \right\} - f' \left(\frac{S_F^i + S_{F-1}^i}{p_F + p_{F-1}} \right) \times \left\{ \frac{p_F + p_{F-1}}{2\Delta y} r(t_i) - \frac{W_F^i - W_{F-1}^i}{\Delta y^2} \right\} + p_F r'(t_i) \right] \quad (5)$$

として求めまる。 $j=0$ のときは境界条件を、 $j=N$ のときは1次の後退差分近似を用いる。差分時間間隔 Δt は、安定性条件 $\Delta t \leq \Delta y / C_F$ (C_F は節点 y_F での特性曲線の伝播速度) を満たすようにとる。

§3. 円錐面上の中間流・地表面流

金丸(1961)(Fig. 1)のような収束または発散する円錐面上の表面流を考え、連続式

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{b(x)} \frac{\partial}{\partial x} \{ u h b(x) \} = r(t) \quad (6)$$

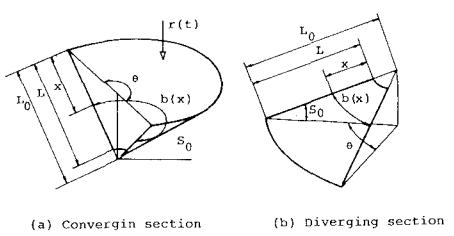


Fig. 1. Watershed surface models.

を与えている。ここで、 h は鉛直方向水深、 u は流下方向の平均流速、 $b(x)$ は位置 x での流域幅であり、円錐面では x の1次式である。

これと、高樟ら(1976)の中間流・地表面流系の流量～流積関係式とを用い
て、適当な変数変換の後、つきのような方程式系を得る。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial W}{\partial x} = p(y)r(t) \quad (7)$$

$$Q_R(t) = \omega(1, t) \quad (9)$$

$$\omega = p(y)f(s/p(y)) \quad (8)$$

$$p(y) = 2(1-p_0)y + p_0 \quad (10)$$

ただし、 $Q_R(t)$ は流出高であり、 $p(y)$ は“地形パターン関数”で、パラメータ p_0 、 $p_0 > 1$ へとき収束する円錐面を、 $p_0 < 1$ へとき発散する円錐面を、 $p_0 = 1$ へとき矩形平面を表す。また、(8)式中の関数 f は、

$$0 \leq s \leq D \text{ のとき } f(s) = ks, \quad s \geq D \text{ のとき } f(s) = ks + \alpha(s-D)^m \quad (11)$$

とする。ただし、 $D > 0$ はサカナ入A層厚、 $\alpha > 0$ は中間流流速を反映する定数、 $\alpha > 0, m > 1$ は表面流kinematic定数である。

(7)～(9)式は、(2)述べた方程式系と同形であるので、(2)述べた数値解法を適用できる。計算例として、 $D = 100\text{mm}$, $k = 0.5 \text{ hr}^{-1}$, $\alpha = 0.5 \text{ mm}^{-2/3} \text{ hr}^{-1}$, $m = 5/3$, $p_0 = 1.5$ を標準値とし、各パラメータを変化させたときの流出高の変化をFig. 2～4に示す。ただし、入力降雨は、継続時間が10時間、ピーク強度が 20 mm/hr^{-1} である2等辺三角形分布とした。サカナのA層厚Dが大きいがまたは降雨強度が大きくなると地表面流が発生しない場合は、 p_0 が大きいほど出水が緩やかになるが、そうではない場合は、地表面流の発生にF22、 p_0 が大きいほど逆に出水が急激になる(Fig. 2)。地表面流の発生により出水が急激化する現象は、 α が大きいほど、 α が小さいほど顕著である。Fig. 3, Fig. 4にこの傾向が表れている。

4. まとめ

本稿では、中間流出の生起場として末端生起場のみを考えたが、水門との流れを表す式を追加して水門も生起場を考慮することができる。

また、特に円錐面を考えて“地形パターン関数”を1次式としたが、“地形パターン関数”を導入したモデルを単に入出力系のモデルとしてみると、二項を必ずしも1次式とする必要はない、同定すべきパラメータとされせば可成り広範囲の入出力系モデルとして用いることができる。実際、横流入が一様なときには河道網系の統合的表現としても用いることができる(高樟・椎葉(1981))。

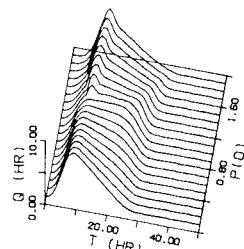


Fig. 2. Changes in the runoff height when parameter p_0 varies.

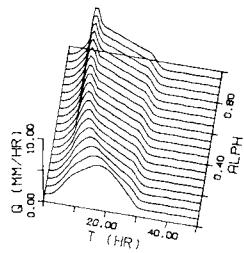


Fig. 3. Changes in the runoff height when parameter α varies.

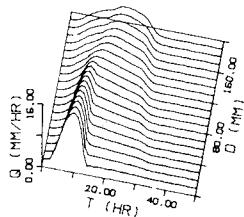


Fig. 4. Changes in the runoff height when parameter D varies.

- 1) 石原・高樟(1959): 単位圓法とその適用に関する基礎的研究、土木学会論文集第60号。
- 2) 石原・高樟(1962): 中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について、土木学会論文集第79号。
- 3) Betson & Marius (1969): Source area of storm runoff, Water Resources Research, Vol. 5, No. 3.
- 4) Dunne & Black (1970): Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed, Water Resources Research, Vol. 6, No. 5.
- 5) 高樟・椎葉・北村(1976): 分布型モデルによる流出のシミュレーションおよび流域の集中化スタイル、土木学会年譲概要。
- 6) 金丸(1980): 流出を計算する場合の山腹斜面の単純化について、土木学会論文集第73号。
- 7) 高樟・椎葉(1981): Kinematic Wave 法への集水効果の導入、京大防災研究所年報(投稿中)