

山腹斜面域の洪水流出過程における表層土壌水分の役割について

On the Role of Surface Soil Moisture in the Storm Runoff Process on a Hillslope

九州大学農学部 正員 瀬口 昌洋
九州大学農学部 田中 宏平
九州大学農学部 四ヶ所 四男美
九州大学大学院 学生員 平松 和昭

I. まえがき

従来、山地流域の流出現象は、ただ地表面全域を発生場とする雨水の流下現象であるという認識の下で、主にその運動学的側面に注目した多くの研究が行われてきた。¹⁾そして、流域の土湿状態の洪水流出現象への影響は、降雨損失や有効降雨生成の過程において反映されてきた。しかし、近年、欧米を中心に行われた実証的研究により、山腹斜面域での表層土壌水分の時空間的分布性と洪水流出機構、特に洪水流出発生域の消長過程との間に密接な関連性の存在することが明らかにされた。²⁾その結果、洪水流出現象に対する理解は大きく進歩した。しかし、現在のところ、この表層土壌水分と洪水流出現象との間の関連性は、必ずしも十分に理解されているとはいえず、両者の間には、今後さらに解決すべき点が残されている。

この研究は、試験流域での水文観測の結果と著者らの検討してきた確率-概念流出モデルを用いて、山腹斜面域での洪水流出過程における表層土壌水分の果たしている役割について明らかにし、洪水流出現象の本質的理解をより一層深めようとするものである。

II. 山腹斜面域の表層土壌水分³⁾

山腹斜面域での表層土壌水分の時空間的变化を調べることは、表層土壌水分の動態、さらには洪水流出現象の実態を理解する上で、非常に有意義である。ここでは、多々良川水系（福岡県）の源流域に位置する試験流域（九州大学粕屋演習林、Fig. 1）で得られた表層土壌水分の観測データについて検討してみる。

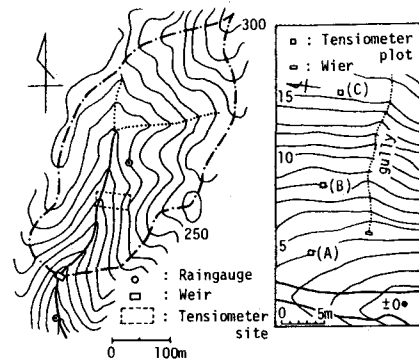


Fig. 1 Topography of the study basin.

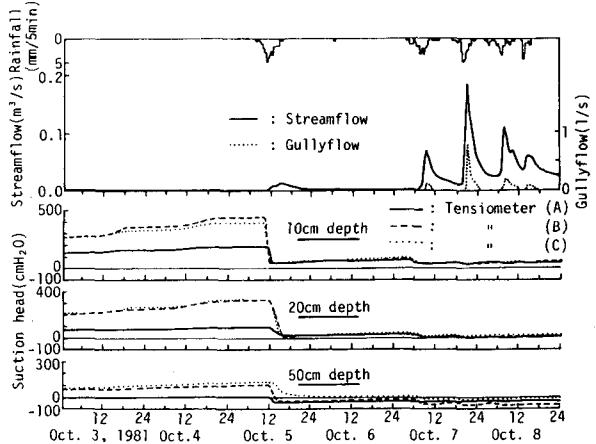
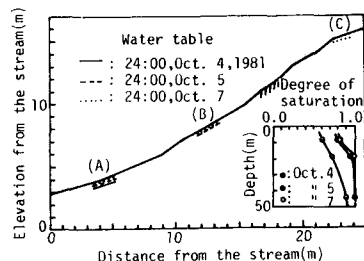


Fig. 2 Variations of soil moisture suction on the hillslope.

まず、Fig. 2は山腹斜面上の3地点A、B、Cの深さ10、20、50cmで測定された表層土壌水分圧（吸引圧）の経時的变化を示したものである。この図から明らかなように、山腹斜面域表層における吸引圧の経時的变化は、場所と深さによって大きく異なっている。例えば、10月3日～5日にかけての晴天日において、B、C地点の深さ10、20cmの吸引圧は波状的に急増している。これは、日射量の増加に伴って植生の蒸発散量が急増したためと考えられる。しかし、河道に近いA地点においては、Fig. 3 Growth of the saturated zone on the hillslope. その変動は非常に小さい。すなわち、晴天日が続いても、河道に近いA地点の表層土壌はかなり湿潤な状態にある。しかし、



河道から離れたB、C地点の表層土壌は、降雨終了後、蒸発散現象などにより急速に乾燥化している。

一方、A地点の深さ50cmの吸引圧は、10月5日の晴天日において0付近の値を示し、その後、降雨により負の値となっている。また、BおよびC地点の吸引圧は、それぞれ5日および7日の降雨により正から負の値に変化している。さらに、7-8日にかけて発生した一連の降雨により、A、B地点の深さ20cmの土層も負の値に達している。すなわち、A地点の深さ50cm付近に存在していた飽和域は、5日以後の降雨により下層から地表面に、また河道付近から斜面上方へと拡大している。このような飽和域の山腹斜面域での伸長過程を、Fig. 2の吸引圧データを基に図示すると、Fig. 3となる。

したがって、以上に述べた観測結果より、降雨の際には、まず常に湿潤な状態にある河道付近斜面域が流出発生域として寄与し、さらに降雨継続に伴って、その発生域は斜面上方に拡大するものと考えられる。

III. 確率-概念流出モデル⁴⁾

周知のように、近年、山腹斜面域での洪水流出現象やそれと密接な関連性のある土層内での浸透現象などに対する理解は大きく進歩してきた。また、一方では、計算機の大型化や高速化が進んでいる。ここでは、このような現状を踏まえ、著者らが洪水流出現象を理解するための手段として検討してきたホワイトボックス型かつ分布定数型流出モデル、すなわち確率-概念流出モデルの概要とその試験流域への適用結果について述べる。

1. 流出モデルの概要

この流出モデルは、流域（山腹斜面域）からの流出量と流域内の水文諸量、例えば表層土壌水分量や地表面のタン水深などの分布性の再現を追求したものである。したがって、このモデルでは、Freezeの研究⁵⁾と同様に、洪水流出過程に大きく影響すると考えられる山腹斜面域の地表面およびA層の特性値の空間的分布性（不均一性）が確率論的に評価、導入され、さらに表層土壌水分の動態と洪水流出機構との有機的な結合が図られている。そして、このモデルは、以下に示される5種類のサブモデルより構成される。

(i) 斜面特性値発生モデル：このサブモデルは、Fig. 4のようにメッシュ状に分割された山腹斜面域A層の各要素に統計的性質として正規あるいは対数正規分布、また確率過程的性質としてマルコフ過程を持った特性値 A_{ij} を、次式で示されるMejiaらの方法⁶⁾により発生、付与するためのものである。

$$A_{ij} = \mu_A + \varepsilon_{ij} \sigma_A \quad \dots\dots (1)$$

ここに、 μ_A は平均値あるいは決定論的成分、 σ_A は標準偏差、 ε_{ij} は正規分布 $N(0, 1 | \alpha_A)$ に従う確率変数で、次式で与えられる。

$$\varepsilon_{ij} = \left(\frac{2}{N_m} \right)^{1/2} \sum_{m=1}^{N_m} \cos \{ W_m (x_i \sin \gamma_m + y_j \cos \gamma_m + \varphi_m) \} \quad W_m = \alpha_A \left\{ \frac{1}{1 - G(W_m)} \right\}^2 - 1 \quad \dots\dots (2)$$

ここに、 $N_m \geq 50$ 、 $x_i = (i-1/2) \Delta x$ 、 $y_j = (j-1/2) \Delta y$ 、 γ_m および φ_m は一様分布 $U(0, 2\pi)$ に、また $G(W_m)$ は一様分布 $U(0, 1)$ に従う変数、 α_A はマルコフ過程の自己相関パラメータである。なお、ここで考慮される要素 (i, j) の斜面特性値は、土壌物理特性値を統一的に評価するscaling factor α_{ij} 、A層間隙率 n_{ij} 、A層厚さ D_{ij} 、等価粗度 N_{ij} および標高 L_{ij} である。また、これらの特性値は統計的に独立とする。

(ii) 地表面および側方浸透流モデル：これらのサブモデルは、Fig. 4の各要素における谷線方向の雨水の流れを表わすものである。まず、要素 (i, j) の地表流出高 Q_{ij} と滞留高 H_{ij} との関係は、次式で表わされる。

$$Q_{ij} = (H_{ij}/K_{ij})^m \quad \dots\dots (3)$$

ここに、 m は層流の場合3、乱流の場合5/3、 K_{ij} は層流の場合 $(3\nu \Delta y / g I'_{ij})^{1/3}$ 、乱流の場合 $(N_{ij} \Delta y / \sqrt{I'_{ij}})^{3/5}$ 、 ν は動粘性係数、 g は重力加速度、 $I'_{ij} = (L_{ij} - L_{ij+1}) / \Delta y$ である。したがって、地表流の流出系を状態変数表示すると、次式となる。

$$H_i = A_i H_i + B_i P_i \quad Q_i = C_i H_i \quad \dots\dots (4)$$

ここに、

$$H_i = [\Delta H_{i1} / \Delta t \quad \dots \quad \Delta H_{ij} / \Delta t]^t \quad H_i = [H_{i1} \quad \dots \quad H_{ij}]^t$$

$$P_i = [r - f_{i1} \quad \dots \quad r - f_{ij}]^t \quad Q_i = [Q_{i1} \quad \dots \quad Q_{ij}]^t$$

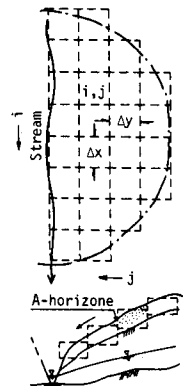


Fig. 4 Element mesh on the hillslope.

$$A_i = \begin{bmatrix} -\gamma_{i1}H_{i1}^{m-1} & & & \\ \gamma_{i1}H_{i1}^{m-1} & -\gamma_{i2}H_{i2}^{m-1} & & \\ & \ddots & \ddots & \\ & & \gamma_{i,j-1}H_{i,j-1}^{m-1} & -\gamma_{ij}H_{ij}^{m-1} \end{bmatrix} \quad B_i = \begin{bmatrix} 1 & & & \\ & \ddots & & \\ & & 1 & \end{bmatrix} \quad C_i = \begin{bmatrix} \gamma_{i1}H_{i1}^{m-1} & & & \\ & \ddots & \ddots & \\ & & \ddots & \ddots \\ & & & \gamma_{ij}H_{ij}^{m-1} \end{bmatrix} \quad \gamma_{ij} = \left(\frac{1}{K_{ij}}\right)^m \quad i=1 \sim I$$

一方、要素 (i, j) の側方浸透流出高 q_{ij} を次式で与える。

$$q_{ij} = \frac{2\alpha_{ij}^2 \alpha_{i,j+1}^2 K_m(s_{ij}) K_m(s_{i,j+1})}{\alpha_{ij}^2 K_m(s_{ij}) + \alpha_{i,j+1}^2 K_m(s_{i,j+1})} \frac{\Delta h_{ij} D_{ij} + D_{i,j+1}}{2 \Delta y} \quad \dots\dots (5)$$

ここに、 h_{ij} は容水量等価水深すなわち要素 (i, j) の平均的容水量 $\bar{\theta}_{ij}$ と等価水深 $\bar{\theta}_{ij}/(n_{ij} D_{ij})$ 、 s_{ij} は飽和度 h_{ij}/D_{ij} 、 $K_m(s_{ij})$ は透水係数の scale mean である。したがって、地表流の場合と同様に、側方浸透流の流出系を状態変数表示すると、次式となる。

$$\dot{h}_i = D_i h_i + E_i R_i \quad q_i = F_i h_i \quad \dots\dots (6)$$

ここに、

$$\begin{aligned} \dot{h}_i &= [\Delta h_{i1}/\Delta t \quad \dots\dots \Delta h_{ij}/\Delta t]^t & h_i &= [h_{i1} \quad \dots\dots h_{ij}]^t \\ R_i &= [f_{i1} - P_{i1} \quad \dots\dots f_{ij} - P_{ij}]^t & q_i &= [q_{i1} \quad \dots\dots q_{ij}]^t \\ D_i &= \begin{bmatrix} -\beta_{i1} & & & \\ \beta_{i1} & -\beta_{i2} & & \\ & \ddots & \ddots & \\ & & \beta_{i,j-1} & -\beta_{ij} \end{bmatrix} & E_i &= \begin{bmatrix} 1 & & & \\ & \ddots & & \\ & & 1 & \end{bmatrix} & F_i &= \begin{bmatrix} \beta_{i1} & & & \\ & \ddots & \ddots & \\ & & \ddots & \ddots \\ & & & \beta_{ij} \end{bmatrix} \end{aligned}$$

$$\beta_{ij} = \frac{2\alpha_{ij}^2 \alpha_{i,j+1}^2 K_m(s_{ij}) K_m(s_{i,j+1})}{\alpha_{ij}^2 K_m(s_{ij}) + \alpha_{i,j+1}^2 K_m(s_{i,j+1})} \frac{1}{\Delta y} \frac{D_{ij} + D_{i,j+1}}{2} \quad i=1 \sim I$$

なお、 P_{ij} は要素 (i, j) から基岩への深層浸透量である。

(iii) タン水発生モデル：このサブモデルは、各要素において Horton 型および飽和型のタン水深を算出するためのものである。まず、Horton 型の場合、 $r + Q_{ij-1} \gg |q_{ij-1} - q_{ij} - P_{ij}|$ として、Parlange らの浸透理論を適用するとき、要素 (i, j) のタン水発生時点 t_{ij}^0 は、次式の関係満足する。

$$\int_0^{t_{ij}^0} (r + Q_{ij-1}) dt = B_{ij}^0 n_{ij} \left(1 - \frac{h_{ij}^0}{D_{ij}}\right) \ln \left(\frac{r + Q_{ij-1}}{r + Q_{ij-1} - \alpha_{ij}^2 K_m^s}\right) \quad B_{ij}^0 = \frac{n_{ij}}{\alpha_{ij} K_m^s \int_{s_{ij}^0}^1 D_m(s) ds} \quad \dots\dots (7)$$

ここに、 $r + Q_{ij-1} > \alpha_{ij}^2 K_m^s$ 、 r は降雨強度、 K_m^s は飽和透水係数の scale mean、 $D_m(s)$ は土壌水分拡散係数の scale mean、 s_{ij}^0 は初期飽和度である。したがって、要素 (i, j) のタン水深 H_{ij} は、次式で与えられる。

$$t \leq t_{ij}^0 \quad \dots\dots H_{ij} = 0 \quad t > t_{ij}^0 \quad \dots\dots H_{ij} = \int_{t_{ij}^0}^t (r + Q_{ij-1} - Q_{ij} - f_{ij}) dt \quad \dots\dots (8)$$

なお、ここで f_{ij} として、次式で示される Smith の浸透能式を適用する。

$$f_{ij} = C_{ij} (t - t_{ij}^0)^{-1/2 + \alpha_{ij}^2 K_m^s} \quad C_{ij} = 0.5 \{ 2\alpha_{ij}^2 K_m^s B_{ij}^0 n_{ij} \left(1 - \frac{h_{ij}^0}{D_{ij}}\right) \}^{1/2} \quad t_{ij}^0 = t_{ij}^p - \left(\frac{C_{ij}}{r^p + Q_{ij-1}^p - \alpha_{ij}^2 K_m^s}\right)^2$$

ここに、 r^p および Q_{ij}^p は、それぞれ t_{ij}^p における r および Q_{ij} である。

$\dots\dots (9)$

一方、飽和型の場合、 t_{ij}^p は次式の関係満足する。

$$\int_0^{t_{ij}^p} (r + Q_{ij-1} + q_{ij-1} - q_{ij} - P_{ij}) dt = n_{ij} (D_{ij} - h_{ij}^0) \quad \dots\dots (10)$$

したがって、 H_{ij} は次式で与えられる。

$$t \leq t_{ij}^p \quad \dots\dots H_{ij} = 0 \quad t > t_{ij}^p \quad \dots\dots H_{ij} = \int_{t_{ij}^p}^t (r + Q_{ij-1} - Q_{ij} + q_{ij-1} - q_{ij} - P_{ij}) dt \quad \dots\dots (11)$$

(iv) 基底流出モデル：このサブモデルは、基底流出現象の基本的機能、すなわち各要素から帯水層への雨水補給機能と帯水層の遅延・流出機能を表わすものである。まず、地下水補給成分となる要素 (i, j) から基岩への深層浸透量 P_{ij} は、要素の

土壌水分状態と基岩の最終浸透能 P_c によって制御されるという観点から、Fig. 5 (A)に従って、次のようにモデル化される。

$$s_{ij} < s_a \dots P_{ij} = 0 \quad s_a \leq s_{ij} < s_b \dots P_{ij} = P_c (s_{ij} - s_a) / (s_b - s_a) \quad s_b \leq s_{ij} \dots P_{ij} = P_c \quad \dots (12)$$

ここに、 s_a および s_b は、それぞれA層の平均的吸着係数および最小含水量にほぼ対応する飽和度である。

一方、帯水層からの地下水の流出モデルとして、Fig. 5(B)に示されるタンク型モデルを採用する。なお、タンクへの入力は、基岩内での浸透過程に伴う平均化作用を考慮し、各要素からの深層浸透量の算術平均値を与える。なお、図中の Q_g は基底流出高、 H_g は地下水貯留高、 λ は流出係数を表す。

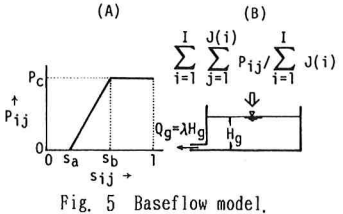


Fig. 5 Baseflow model.

2. 適用結果

まず、流出モデルの適用に先だち、対象流域（試験流域）の等高線分布、さらには解析精度と計算時間などを考慮し、Fig. 6のように山腹斜面域A層を一辺10.6mの要素に分割する。また、斜面特性値発生モデルの入力値として斜面特性値の統計量を現地測定および地形図を基に定め、Table 1のように与える。さらに、他のパラメータの入力値は $P_c = 0.5 \text{ mm/hr}$ 、 $s_a = 0.2$ 、 $s_b = 0.8$ 、 $\lambda = 0.08 \text{ hr}$ のように与えられる。一方、各要素の初期条件（初期飽和度）は不飽和層厚（ここでは、河道から各要素の平均的高さで近似）の関数とし、先行無降雨日数などを基に試行的に決定する。

以上の入力データの下で解析した結果の一例を示すと、Figs. 7、8となる。なお、これらの結果は、同一統計量の下で種々の斜面特性の分布パターンを発生させるために、10回の反復計算を行い、その平均値を図示したものである。図示されるように、ハイドログラフの解析値は、観測値を精度よく再現している。また、地表流発生域となる山腹斜面域A層の飽和域は、降雨の継続に伴って河道付近斜面域から斜面上方へと拡大している。すなわち、流出発生域の伸長過程は、この流出モデルによって再現される。したがって、この流出モデルは、山腹斜面域における洪水流出過程の本質的特性をほぼ満足するものと考えられる。

Table 1 Statistical properties of hillslope parameters

A_{ij}	μ_A	σ_A	α_A	pdf
$\ln \alpha_{ij}$	-0.22	0.58	*0.20	LN
n_{ij}	0.63	0.07	*0.20	N
* $N_{ij}(\text{m-s})$	3.00	0.30	*0.20	N
$\ln D_{ij}(\text{mm})$	5.60	0.56	0.50	LN
$L_{ij}(\text{m})$	0.00	0.50	*0.20	N

pdf : Probability density function
LN : Log normal distribution
N : Normal distribution

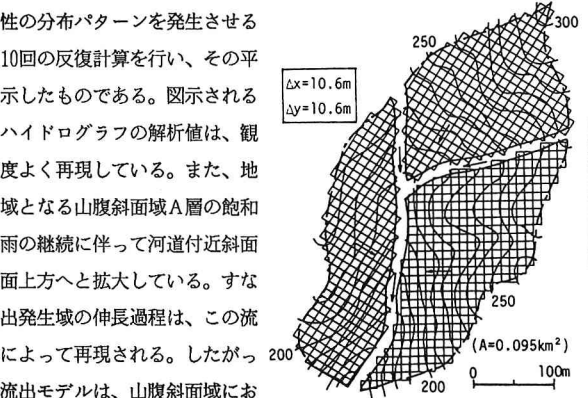


Fig. 6 Element mesh for the study basin.

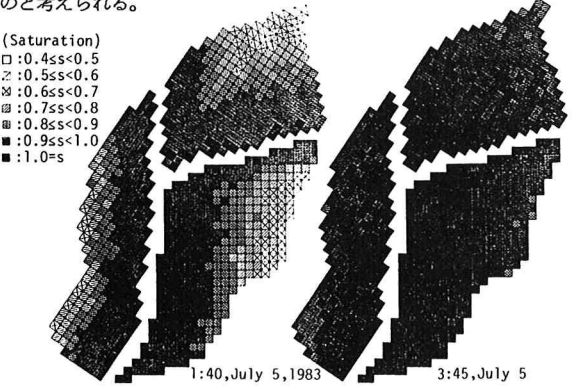


Fig. 8 Variation of saturated area in the A-horizon during a storm.

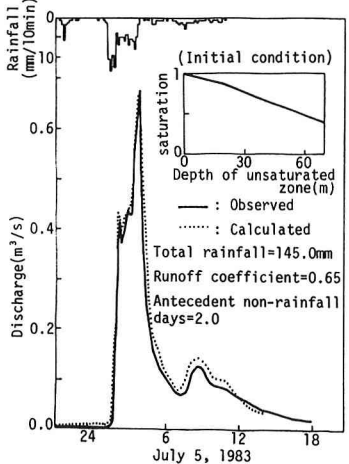


Fig. 7 Comparison of observed and calculated hydrographs.

IV. 表層土壌水分の役割

山腹斜面域の特性や降雨前の土湿状態は、降雨期間中の表層土壌水分の動態を直接的あるいは間接的に左右し、ひいては洪水流出現象に大きな影響を及ぼす。ここでは、まず斜面特性値の洪水流出過程における機能を、流出モデルの感度分析によって明らかにする。次いで、降雨前の表層土壌水分の分布状態と洪水流出特性との関連性について、流出モデルによるシミュ

レーションの結果を基に検討する。

1. 斜面特性値の機能

感度分析はTable 1の斜面特性を持つFig. 9の理想斜面域において、(1)式中の統計量(平均値と標準偏差)について行う。また、特性値の感度は次式の相対感度係数 S_i によって評価する。

$$S_i = \frac{H(P_i + \Delta P_i, P_{j \neq i}; r) - H(P_1, \dots, P_n; r)}{\Delta P_i} \frac{P_i}{H(P_1, \dots, P_n; r)} \quad \dots\dots (13)$$

ここに、 H は流出系(流出モデル)による降雨から流出量への変換関数、 P_i は(1)式中の統計量、さらに $\Delta P_i \ll P_i$ ($\Delta P_i/P_i = 0.1$) とする。なお、 S_i は流出モデルに組み入れた斜面特性値のうち、特に等価粗度 N 、scaling factor α 、 A 層厚 D および A 層間隙率 n について求める。

まず、分析に用いた降雨と流出モデルによって求められた理想斜面域からの流出量を図示すると、Fig. 10となる。ここで、Case(A)は、Table 1の斜面特性値のうち、平均値 μ_A のみを入力した場合のハイドログラフである。図示されるように、斜面特性値の空間的不均一性は洪水ピーク流量の低下と逓減時における流出量の増加をもたらす。

次に、各斜面特性値の平均値にたいする S_i を求めると、Fig. 11となる。図示されるように、 N の S_i は洪水ピーク時点をはさんで上昇時には一の値、逆に逓減時には一の値を示す。すなわち、 N の微増は上昇時に流出を抑制し、また逓減時に促進する効果を持つ。しかし、地表流出成分の減少に伴って、その効果は低下している。また、側方浸透流出と密接な関係にある α の S_i は、この流出成分の全流出量に占める比率が増大する上昇時初期と逓減時に一の値を、またその比率の低下する洪水ピーク時付近では0に近い値を示す。さらに、 D と n の S_i は比較的類似した変動を示し、地表流出成分の全流出量に占める比率の大きい期間内では一の値を、また地表流出成分と側方浸透流出成分との比率が逆転する時点以降では一の値を示す。すなわち、 D と n の微増は、側方浸透流出や雨水の滞留効果を増大させることにより地表流出、ひいては洪水ピーク流出量を抑制し、逆に低水時の流出量を増加させる。

一方、各斜面特性値の標準偏差に対する S_i を求めると、Fig. 12となる。図示されるように、 α と D の S_i のみが大きな値を示している。すなわち、 α の S_i は平均値の場合と同様に、上昇時初期と逓減時に一の値を示す。しかし、 D の S_i は上昇時初期には一の値、また、逓減時には一の値、さらに側方浸透流出成分と地表流出成分との比率が逆転する時点以降では再び一の値を示す。したがって、Fig. 10に示されたCase(A)とCase(B)とのハイドログラフの差異は、 α と D の空間的不均一性が大きく起因しているためと考えられる。

2. 表層土水分と流出特性

Fig. 9の斜面域において、7種類の理想化された初期条件(初期飽和度と不飽和層厚との関連性)と2種類の矩形降雨(総降雨量が90mmと60mm)の下で、流出モデルによってシミュレートされたハイドログラフの一例を図示すると、Fig. 13となる。また、この図には、特に初期条件(a)、(d)、(g)の場合の地表流発生面積率 A_s の経時の変化が揭示されている。一方、これらのシミュレーションの結果を基に、流域平均初期飽和度 $\bar{S}_0$ と洪水ピーク流量 Q_p 、流出率 f_r (地表流出量と

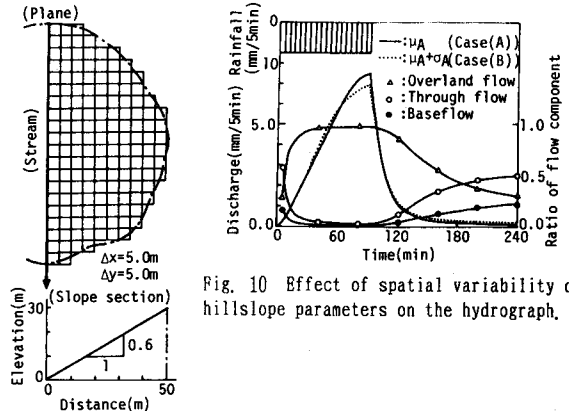


Fig. 9 Element mesh for an idealized basin.

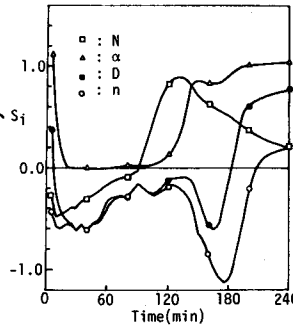


Fig. 11 Time variations of S_i for the mean value

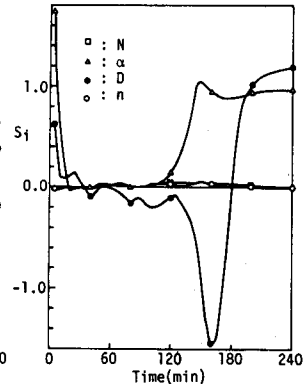


Fig. 12 Time variations of S_i for the standard deviation

側方浸透量との和と全流出量との比率)および流出期間中(降雨発生から5時間)の平均地表流発生面積率 $\bar{A}_s$ との関係、さらには $\bar{A}_s$ と f_r との関係を図示するとFigs. 14、15、16、17となる。これらの結果から明らかなように、降雨条件が同じでも、初期条件、すなわち降雨前のA層の湿潤状態によってハイドログラフの波形や洪水流出特性は大きく変化する。また、 $\bar{A}_s$ と f_r の間には、降雨条件に左右されない一義的な関連性が存在する。さらに、 A_s は初期水分状態によって大きく左右される。しかし、降雨終了後は、急速に遞減するハイドログラフに比べ、 A_s は徐々に減少している。これは、地表流発生域の消長過程がA層内の土壌水分の動態によって大きく左右されているためと考えられる。

したがって、以上から明らかなように、山腹斜面域の表層土壌水分、特にA層の初期土壌水分の分布性は、地表流発生域の消長過程を直接的に左右することにより、洪水流出特性に重大な影響を及ぼすと考えられる。

V. まとめ

この研究によって明らかとなった知見をまとめると、次のようになる。

1) 試験流域において、河道付近斜面域は、常に湿潤な状態にある。したがって、降雨発生の際に

は、まず河道付近斜面域が流出発生域として寄与し、さらに降雨の継続に伴って、その流出発生域は斜面上方に拡大する。

2) 確率-概念流出モデルは、ハイドログラフのみならず、洪水流出発生域の消長過程をも再現する。

3) 斜面特性値の空間的不均一性は、洪水ピーク流量の低下と遞減時における流出量の増加をもたらす。

4) 各斜面特性値の洪水流出過程における機能は、それぞれ異なった時間的変化を示す。

5) 山腹斜面域A層の初期土壌水分の分布性は、流出発生域の消長過程を通じて流出特性に大きな影響を及ぼす。

なお、この研究をまとめるに当たり、九州大学農学部 森 健博士より貴重な助言と助力を頂いた。また、この研究の一部は、文部省科学研究費(一般研究(B)、代表者:四ヶ所 四男美)の援助を受けた。ここに記して深謝致します。

参考文献

- 1) 例えば、石原藤次郎、高樺琢馬:単位図法とその適用に関する基礎的研究、土論集、60別冊3-3、pp.8-9(1959)
- 2) Kirkby, M. J. (Ed.) : Hillslope Hydrology, Wiley-Interscience, New York(1978)
- 3) 田中宏平、四ヶ所四男美、瀬口昌洋:山地小流域の土壌水分と流出特性、京大防災研年報、25(B-2)、pp.195-205(1982)
- 4) 瀬口昌洋、田中宏平、四ヶ所四男美、平松和昭:確率-概念流出モデルによる山地小流域の洪水流出解析、農土論集投稿中(1985)
- 5) Freeze, R. A. : A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope, Water Resour. Res., 16(2), pp.391-408(1980)
- 6) Mejia, J. A. and I. Rodriguez-Iturbe : On the synthesis of random field sampling from the spectrum: An application to the generation of hydrologic spatial processes, Water Resour. Res., 10(4), pp.705-711(1974)
- 7) Parlange, J. Y. and R. E. Smith : Ponding time for variable rainfall rates, Can. J. Soil Sci., 56, pp.121-123(1976)
- 8) Smith, R. E. : The infiltration envelope: Results from a theoretical infiltrometer, J. Hydrol., 17, pp.1-21(1972)

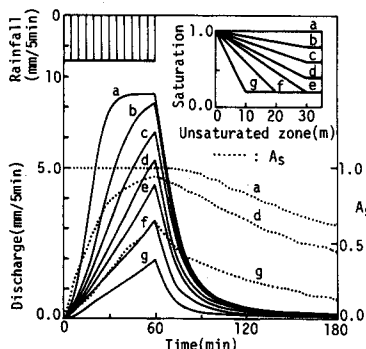


Fig. 13 Effect of initial conditions on the hydrograph.

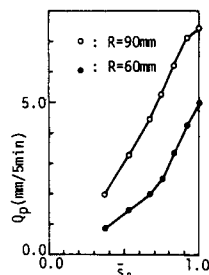


Fig. 14 $\bar{S}_0$ - Q_p relations.

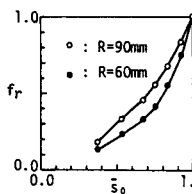


Fig. 15 $\bar{S}_0$ - f_r relations.

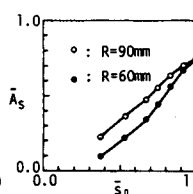


Fig. 16 $\bar{S}_0$ - $\bar{A}_s$ relations.

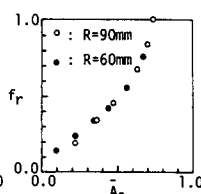


Fig. 17 $\bar{A}_s$ - f_r relations.