

流出解析の方向 —斜面流出過程の表現—

The trends of runoff analyses -How to express hillslope runoff process-

松 林 宇 一 郎

Uichiro MATSUBAYASHI

1. まえがき

流出解析手法は洪水防御という治水や水資源の確保を目的とする利水の事業を適切に実施するための最も基礎となる流量の推定を行う手法として、流域の水管理を行ううえで重要な役割を担ってきた。したがって、流出解析法としてはこれまで数多くのモデルが提案されてきた。一時は1年間に何十というモデルが提案された時代もあったが、自ずと整理され、目的に応じて実用に供されている。

その主なものは、それぞれ若干のバリエーションはあるが、合理式、単位図法、貯留関数法、タンクモデル、特性曲線法といったものである。これらのモデルには決定すべき未知のパラメータが含まれているが、その取り扱いをなるべく物理的に行うべく、モデルの構造やパラメータに物理的意味づけをするという努力が払われてきた。これらのモデルは、流域を部分流域に分割するなどの取り扱い上の工夫はあるが、基本的には流域をマクロに取り扱うことを前提としている。

一方、近年、計算機の大容量化、演算の高速化により、大きな流域を細かに分割し取り扱うことが可能となった。さらに、数値地図、リモートセンシングによる情報、レーダー雨量計による降雨データ等、細かなメッシュに対して与えられる流域の情報が増えて来ている。また、それらの取り扱いを容易にするためのソフトウェア(GIS)等が開発された。このような外的環境の整備の追い風を受け、流域を細かなメッシュで分割し、各メッシュの勾配の算定、河道網の作成のモデル(DTM: Digital Terrain Model)が構築され、メッシュをベースとした流出解析手法がさかんに研究される様になった。この解析法は、流域地形の詳細な記述、地質、植生等の空間的に分布する情報モデルへの取り込み等、精緻な流出予測の可能性を秘めている。

ところで、この形のモデルでは、一般に河道による集水のプロセスは比較的に明瞭で現実の河道との対応がつき易いが、メッシュ内、すなわち斜面での流出プロセスの取り扱いの現実との対応がまだ十分にとれていない。流域の幾何学的な表現の細かさに応じた、実際の斜面流出プロセスを考慮した物理的モデル化が必要といえる。

一方、斜面スケールあるいは1つの沢を含む流域での実証的研究は、我が国でも活発に行われ多くの試験流域が設置され観測が行われた。その結果地表面流は生じにくいこと、飽和浸透流だけでなく不飽和の挙動が重要であること、降雨による流出水はその雨水そのものではなく、以前に降った雨が大きなウェイトを占めること、流域内の不均一性や、パイプなどによる片寄り流れにより流出は斜面規模でも様でないこと等々が明らかになってきた。又、それに応じて、数学的モデルも、斜面規模、プロット規模、実験室規模の実験に基づいて、地表面流の kinematic wave 理論、斜面深部の基岩や難透水層上に形成される Darcy 則に基づく飽和浸透流理論、表層付近の不飽和な挙動も取り扱える Richards の式で表される不飽和浸透理論等々の発達を見せ、斜面スケールではその数値解析も行われて来ている。さらに、直接流出の発生に対しては、飽和表面流、復帰流、押し出し流、ground water ridging などの、河道近辺におけるより細かな流出形態の存在が明らかにされている。

こうした斜面スケールの流出現象についてのこれまでの研究成果は、数値地図情報に基づくメッシュ化された新しい流出解析法を開発する上で重要な示唆を与えるものであり必要不可欠である。そこで、本稿では、これまでの斜

面流出に関する研究をふり取り、又、メッシュに基づく流出解析法にどのような工夫がされているかを紹介したい。それにより、流出解析の将来の方向を考える一助となれば幸いである。

2. 早い流出成分の発生メカニズム

降雨による早い流出成分(直接流出)の発生メカニズムとして、これまで様々なタイプのものが観測に基づいて示されてきた。

最も古典的考え方は Horton(1933)によるものである。彼は浸透能に着目し、降雨強度が浸透能を上まわる時、余剰降雨(rainfall excess)が表面流出を生じさせると考えた。これは Hortonian overland flow といわれ、これに関する多くの実証的研究が行われた。その結果、このタイプの流出は乾燥地域など植生のごく薄い地域に生ずるだけで、我が国のような流域ではほとんど生じないと結論されている。

その後、早い流出を生ずるメカニズムとしていくつかのタイプが提示された。その1つは、Kirkby and Chorley(1967), Kirkby(1969)によって示された。飽和表面流(saturated overland flow)である。これは透水性の低い基盤上に形成された飽和地下水面が降雨とともに上昇し、ついに地表が飽和することにより、降雨が地表流として流出するというものである。これらは沢の岸近くで生じ、降雨とともに上流へ発達する。これは Betson(1964)の部分流出寄与域の概念に対応するものである。

復帰流(return flow)も表面流の1形態である。これは、地下水流により地下水面や毛管水縁が地表近くにあるとき、少量の雨によって飽和し地下水流が地表流として流出するものである。

一方、地表流ではなく地中流として速やかに流出する形態もいくつか示されている。その1つに押し出し流(transitory flow)がある。土壌水は field capacity (圃場容水量)以上で流出する。斜面中腹もしくは下端などで地下水面が高く土壌水が毛管飽和の状態にあると、少しの降雨で圃場容水量以上となりただちに流出する。これが押し出し流である。ただしこれは地中流としての流出であり表面流でない点異なる。

地中流としての早い流出のもう1つの形態として、パイプ流もしくはマクロポア流が考えられている。(北原曜, 1996)マクロポアは地中の動物のつくる孔、植物の根が腐った穴、基岩や粘土層上での集中した速い地中流による浸食による穴などがその成因として考えられる。マクロポアへの流入は周辺が飽和状態である必要がある。したがって、マクロポア流は地表流の成因で述べた原因による地下水面や毛管水縁の上昇によりパイプへの飽和水の流入があり、それが速やかに流出することにより早い流出を生じさせる。ただ、マクロポアの発見は困難であり、また出口が見つかることもそれが地中でどのようにつながり、広がっているかを知ることが難しくこれがモデル化を困難にしている。

Sklash & Favolden(1979)は沢近傍の地下水面上の毛管水縁が降雨により飽和すると、地下水面のマウンドが生じ、河道に向かって大きな動水勾配が生じ、早い地下水流出が生ずることを発見した。これを ground water ridging といい、河道からかなり離れると逆の動水勾配となる。中程度もしくは急な斜面では ground water ridging を発生させる飽和のパターンは地形に強く依存し、ゆるやかな斜面の場合には透水係数の分布が飽和水面の上昇に影響を与えたとされている。

以上のように、早い流出を生じるメカニズムには様々なものがあり、発生させる条件にも多様性がある。降雨前の状態としては、いずれの場合も地下水面や毛管水縁がどれだけ高いかが早い流出を生じさせる条件であり、これは先行降雨の影響や地形による地下水の集中が影響する。降雨中は、速やかな鉛直流れによる雨水の地下水への到達が必要であり、このためには、降雨の樹木(樹幹流など)による集中、土壌の透水性の空間的不均一、保水特性の差による土湿不足の不均一、フィンガリング、片寄り流れ(preferential flow)などが大きな役割を果たす。又、先に述べたメカニズムのうち、どのタイプの流れが生ずるかは、表層の厚さ、勾配、有効斜面の長さ、地形のアンデューレーションによる集中効果など様々な条件により決まってくる。この様に、実現象から見ると流出のモデル化は一筋縄ではいかぬ複雑性を有していることが分かるが、これが事実である以上これに目をつむっては正しいモデル化は出来ないことに注意すべきである。

3. 水質水文の果たす役割

以上述べた斜面スケールで見た流出メカニズムに対するモデル化を議論する前に、こうしたメカニズムの評価に関して水質水文の果たす役割について少し述べておきたい。

2節で述べたメカニズムは、主に降雨－流出現象の物理的手法による観測を基礎にしている。すなわち、雨量計、流量堰、テンショメーター等々である。しかし、多くの場合、斜面の流れに対して十分な細かさで観測することは不可能である。そこで水質の観測により、斜面内部の流れの構造を推察しようという考えが出てくる。物理的計測が縦系とすると、こうした水質の利用は、流出現象の全く別の側面からのアプローチであり、いわば横系ということが出来る。すなわち、流出水や斜面の土壌水の水質の変化を見ることにより、物理的観測結果により洞察されたメカニズムが正しいかどうかを判断することが出来る。例えば、図-1は、兼平流域で自然の安定同位体 ^{18}O をトレーサーに用いて、流出水を event 水と pre-event 水に分けたものである。これを見ると pre-event 水が大半を占め、とうてい降雨がそのまま流出しているとは考えられない。これを例えば 2 節の飽和地表流で説明しようとする矛盾が生ずることが分かる。又、他のメカニズムにおいても鉛直浸透流(event 水)がどの程度卓越しているか、水質のデータを見ることにより初めて判断が出来る。

このように水質データの利用の有効性は認められるが、水質のデータがあくまで補助的であり、定性的であることも事実である。すなわち、水質の挙動を詳細に議論するためには、水の流れと、水質すなわち溶存イオンの物質移動を連立して解く必要があるが、イオンの挙動は、移流分散現象、他のイオンとの相互反応、土粒子への吸脱着などのメカニズムが含まれており、結局、新たな未知パラメータを同定する必要が生じ、流れと物質の挙動をモデルで表現しパラメータフィッティングにより実測と計算と合わせるこの意味が弱くなってしまうからである。

しかしながら、そうしたことに注意しておけば、水質データはそれなりに大切な情報を提供してくれることになる。

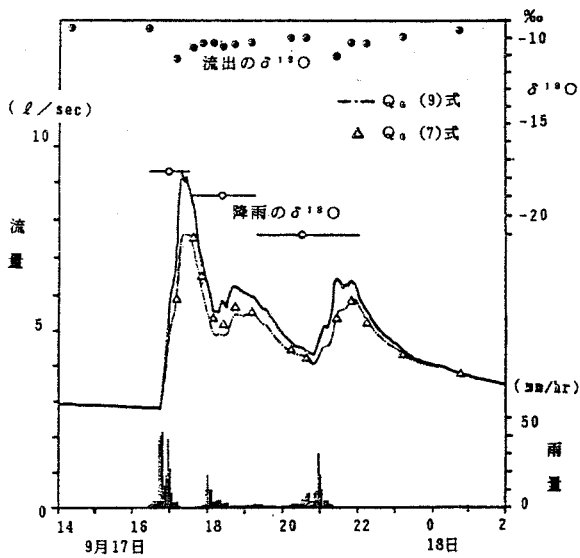


図-1 トレーサによる流出成分の分離例

4. 流れの基礎式

2節で述べた斜面の流出メカニズムを物理的な数値モデルで表す場合、流れの特性に応じていくつかの形態がある。ここではそれをまとめておく。

(1) 自由水面を有する流れ:

地表面流など自由水面を有する流れは開水路流と同じであるから、連続式と運動方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hv}{\partial x} = r_e \quad \cdots(1) \quad \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v^2}{\partial x} + g \left(\frac{\partial h}{\partial x} - i + \frac{N^2 v^2}{h^{4/3}} \right) = 0 \quad \cdots(2)$$

ここに h :水深, v :流速, i :斜面勾配, r_e :有効降雨, N :等価粗度係数である。

ここで、斜面は急勾配であるので慣性項や圧力項が無視され摩擦項が卓越する Kinematic wave 近似が適用できるとすると、連続式と合わせて、次式が基礎式として与えられる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha h^{m-1} \frac{\partial h}{\partial x} = r_e \quad \cdots(3) \quad \text{ただし,} \quad \alpha = \frac{m\sqrt{i}}{N}, \quad m = 5/3$$

この方程式を用いたモデルが Kinematic wave 法である。2節で述べたように、通常、斜面全域にわたる表面流は生じないことが分かっており、このモデルは斜面の側方流をマンニングの型の抵抗則で表現したものと解釈できる。それゆえ、この場合の粗度係数は等価粗度係数と呼ばれ通常のもものと区別される。一方、斜面に沿うパイプの流れは、地中流ではあるが自由水面を有する流れであり、土壌水との相互干渉の取り扱いが難しいものの Kinematic wave で表現でき、しばしばそうした取り扱いがされる。

(2) 飽和浸透流:

比較的浅い表層が難透水性の層の上にある場合、飽和側方流が生じ、復帰流等として早い流出をもたらすことは先にのべた。この場合毛管水縁も含んで飽和水面と考えることにより、この流れを飽和浸透流として扱うことが出来る。流れの基礎式は連続式に Darcy 則を代入し次式であらわされる。

$$\gamma \frac{\partial h_g}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k h_g \frac{\partial (h_g + z)}{\partial x} \right\} = r_e \quad \cdots(4)$$

ここに、 γ :有効空隙率, h_g :飽和水深, k :飽和透水係数である。

なお、この場合も、水深の勾配は斜面勾配に対して無視すると、線形の簡単な形になる。又、パイプやマクロポアがこの飽和領域にある場合は、Kinematic wave ではなく飽和浸透流として扱う必要がある。又このときの透水係数はマクロポアの存在の程度に応じて非 Darcy 的に扱う必要もある。

(3) 不飽和浸透流:

表層が比較的厚い、もしくは地下水面の位置が深い場合、また河道近傍での飽和地表流、押し出し流れ、Ground water ridging 等のメカニズムが重要となる場合には、不飽和現象が大切な役割を果たす。

不飽和浸透流の基礎式は、連続式と不飽和に拡張された Darcy 則を用い、未知数として毛管ポテンシャルで表現した Richards の式で表される。

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right\} \quad \cdots(5)$$

ここに、 ψ :毛管ポテンシャル, $k(\theta)$:不飽和透水係数, ϕ :全ポテンシャル ($= \psi + z$) である。

不飽和浸透流解析には土壌の不飽和特性すなわち保水特性と透水特性の評価が重要である。これには、これまで多くのパラメタリゼーションが行われてきた。主なものを挙げると以下の通りである。

水分特性曲線:

$$\text{Brooks Corey 式} \quad S_e = (\psi_b / \psi)^{\lambda} \quad (|\psi| > |\psi_b|) \quad \cdots(6) \quad \text{ただし} \quad S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$$

$$\text{Van Genuchten 式} \quad S_e = \left[1 / \left\{ 1 + (\alpha |\psi|)^n \right\} \right]^m \quad \cdots(7)$$

$$\text{谷 式} \quad S_e = (|\psi / \psi_0| + 1) \exp(-|\psi / \psi_0|) \quad \cdots(8)$$

不飽和透水係数:

$$\text{一般化 Kozeny 式 } K(\theta) = K_s S_e^\alpha \quad \cdots (9)$$

$$\text{Van Genuchten 式 } K(\theta) = S_e^{1/2} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad \cdots (10)$$

ここで, ψ_b : bubbling pressure, ψ_0 : 水分特性曲線の変曲点の毛管ポテンシャル, θ_s : 飽和含水率, θ_r : 残留含水率, S_e : 有効飽和度, K_s : 飽和透水係数, m, n, α, λ は定数である.

不飽和特性に関する問題として不均一な場の代表値の推定, また鉛直方向の透水性の変化の推定がある. また, 境界条件とくに斜面の基盤の深さを以下に推定するかなど困難な問題も多い.

(4) 鉛直方向のマクロポア流れ

表層での鉛直流れには不飽和浸透流で表現できるマトリック流だけでなくマクロポアを流れる不飽和状態のパイプ流れが生じる. これはパイプ壁の相互干渉, パイプ内での水と空気の相互作用等, 複雑な現象である. 細かいパイプを用いた実験では, 流量が増加するにつれて図-2に示すように状態が変化する. Beven & German(1981)は図-3に示されるパイプ内の不飽和流れを層流として理論的に解き, 流量を表す式として式(11)に示した.

$$Q_L = \frac{\pi g}{8\nu} \left\{ (r^2 - f^2)(r^2 - 3f^2) - 4f^2 \ln \frac{f}{r} \right\} \quad \cdots (11)$$

驚見他は乱流の場合, 流れに偏りがある場合, パイプが鉛直から傾く場合等について検討を加えている. また, German(1985)はこうした理論解析から取り扱いの簡易な概念モデルとして式(12)を提案している.

$$q = b \cdot w^a \quad \cdots (12)$$

ここに, w はパイプ内の含水率, a, b は定数である.

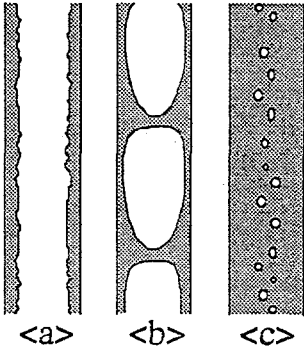


図-2 細いパイプ内の流れの変化

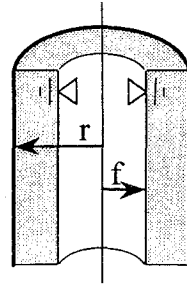


図-3 細いパイプ内の一様不飽和流れ(層流)

5. 斜面流モデルの集中化

前節で取り上げた流れの基礎式はいずれも斜面の各点で満たすべき支配方程式であり, 流れの全体を知るためには適切な初期, 境界条件の下で積分する必要がある, これには計算の格子点間隔, 時間間隔とも極めて小さく取る必要がある, いかに計算機が発達してきたとはいえ, 実用的ではないと考えられる. そこで, こうした微視的解析を空間的に積分することにより, 斜面全体としての集中化されたモデルの構築が行われてきた. こうして導かれたモデルはもとの基礎式に含まれる場の特性はパラメータを陽に含んでいるため, 集中モデルといえどもその物理的意味が明確である点に特徴がある.

(1) 地表面流の集中化

藤田(1980)は Kinematic wave 法の基礎式(3)を無次元化した上で矩形降雨, 三角形降雨を与えた水深分布を斜

面上で積分し(矩形降雨は特性帯の理論に基づく解析解, 三角形については数値解)得られた貯留量 S と下流端流出量 Q の関係を求めた. $S \sim Q$ 関係は図-4(矩形降雨)のようにループを描くが, そのピークを連線 $S \sim Q$ 関係として次元を持った形で式(13)のように導いた. これは三角形降雨の場合も同様である. 藤田はさらに斜面点が対数正規分布する場合に拡張し, 水流域スケールでの $S \sim Q$ 関係を式(14)のように導いた.

$$S_u = \frac{m}{m+1} l \alpha^{-1/m} q^{1/m} \quad \dots (13)$$

$$s_h = \frac{m}{m+1} \exp \left[\frac{m+1}{2m^2} \log \left\{ \left(\frac{\sigma_l}{\bar{l}} \right)^2 + 1 \right\} \right] \left(\frac{\bar{l}}{3.6 \times 1000^{2-m} \alpha} \right)^{1/m} q_h^{1/m} \quad \dots (14)$$

ここに, l は斜面長, $\bar{l}$, σ_l はそれぞれその平均, 標準偏差である.

(2) 飽和浸透流の集中化

松林(1981)は斜面の基盤上に形成される飽和浸透流の基礎式(4)式を2つのパラメータ α , β を含む無次元式に直し, 数値解析によって流出特性を議論した.

$$\frac{\partial h'}{\partial t'} + \alpha \frac{\partial}{\partial x'} \left\{ h' (1 - \beta \frac{\partial h'}{\partial x'}) \right\} - r_e' = 0 \quad \dots (15)$$

$$\text{ただし, } \alpha = \frac{k i t_r}{\gamma l}, \quad \beta = \frac{r_e t_r}{\gamma l i}$$

ここに, i は斜面勾配, $(\cdot)'$ のついた記号は無

次元化された値を示す. r_e , t_r は降雨強度と継続時間, l は斜面長である.

その結果, 単一の斜面での $S \sim Q$ 関係は極めて大きなループを描き, 実流域で観測される一価関係とはならないことを示した. そこで, 斜面長や透水係数の分布を考慮し各斜面からの流出を合成し $S \sim Q$ 関係を調べたところ, 斜面の物理量の分布すなわちパラメータ α , β の分布が大きいほど一価に近く(図-5), 式(16)で表されることが分かった. 高木他(1985)はこうした結果を踏まえて, 基礎式の拡張項(水深勾配の項)を無視して解析的に斜面分布のある流域の集中化を行い, 線形な $S \sim Q$ 関係の係数として式(17)を得た.

$$Q = \frac{\exp(\frac{\sigma_A^2}{2})}{1 - \frac{1}{2} \exp(\frac{\sigma_A^2}{2})} \frac{\bar{k} \bar{i}}{\bar{r} \bar{l}} \cdot S = K S \quad \dots (16)$$

ただし, $A = \log \alpha$

$$\lambda_s = \exp \left(\overline{\ln i / l} + \frac{1}{2} \sigma_{\ln i / l}^2 + \overline{\ln k / r} + \frac{1}{2} \sigma_{\ln k / r}^2 \right) \quad \dots (17)$$

なお, 松林の扱った透水係数の範囲は 0.01-1.0 cm/sec であり, 流出も比較的遅く(遅い中間流)したがってここで扱おうとしている早い流出への貢献度は低い.

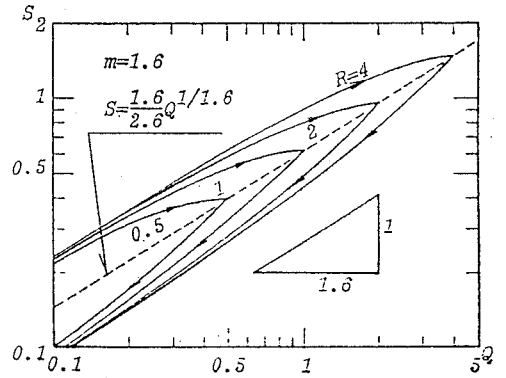


図-4 矩形降雨波形の $S \sim Q$ 関係¹⁰⁾

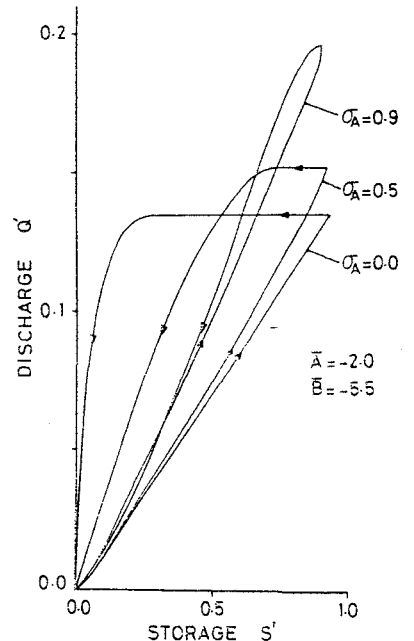


図-5 斜面特性分布と $S \sim Q$ 関係

以上、2つの集中化では、斜面特性の分布を考慮しているが、メッシュを基本とする流出解析の1つのメッシュ内での流出解析として、メッシュサイズが斜面スケールより小さければ分布を考慮した集中化まで必要とはしないかもしれないが、メッシュサイズをそれほど小さくできない場合にはこうした斜面分布も考慮した集中化が必要となつてこよう。

(3) 不飽和浸透流の集中化

Kinematic wave 流や飽和浸透流は斜面の深さ方向に既に積分された基礎式を用いるため、斜面に沿った1次元の問題を扱っているが、不飽和の浸透流は、深さ方向の変化が重要であり、少なくとも2次元場で取り扱わなければならない。したがって計算量は前二者にも増して膨大なものとなり、集中化の必要性が高い。

まず谷(1985)は鉛直1次元の下端が大気に開放された土柱(長さ D)の飽和・不飽和浸透現象に対して貯留量と下端からの流出量の間の関係を数値解析結果を利用して式(18)を導いた。

$$Q_s = mV_*^n \quad \cdots (18) \quad \text{ただし、} Q_s = Q/K_s, \quad V_* = V/V_m$$

ここに、 Q_s は Q を飽和透水保存で無次元化したもの、 V_m は平衡状態での空隙の体積、 V は土壌水分から平衡状態の水分量を差し引いた有効水分量で、 V_* はさらに V_m について無次元化したものである。 m, n は定数である。

松林(1994)は不透水基盤上の厚さの一樣で長さ L の斜面を対象にして降雨(三角形分布)による不飽和水分の分布と斜面下端からの流出量を数値計算し、貯留量 S と流出量 Q の関係への集中化を試みた。

不飽和保水特性は(7)式で $m=1$ として得られる Ahuja & Swartendruder 式、透水特性は一般化 Kozeny 式を用いた。様々なパラメータを変化させた計算結果をもとに、まず鉛直断面での積分された貯水量 S_i と側方流量 q_i の関係を式(19)のように導いた。

$$S_i = \frac{f_i D (\theta_s - \theta_r)}{(K_s D \sin \alpha)^{1/\beta}} q_i^{1/\beta} \quad \cdots (19)$$

ここに、 D は斜面の厚さ、 $\sin \alpha$ は斜面勾配である。
この式で f_i は補正係数であるが 0.98~1.0 とあまり変化しないことが分かった。また、この関係は斜面上流部の断面でも下流部の断面でもほぼ同一の関係が用いられることを認めた(図-6)。この関係は kinematic wave 法の水深と流量の関係に相当し、不飽和浸透流も kinematic wave 近似が上流部を除いて可能であることを示している。

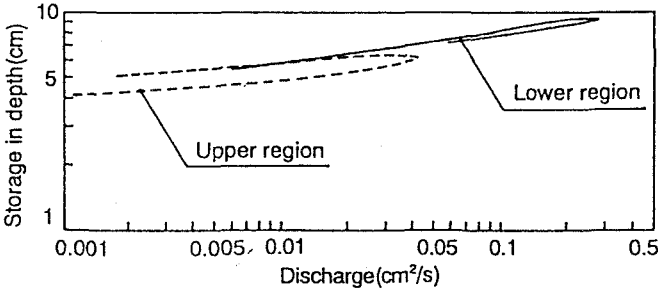


図-6 斜面上、下流部の S_i - q_i 関係

そこで、次に、この関係を流下方向に積分することにより全貯留量 S と下流端流量 Q との関係として式(20)の関係を導いた。

$$S = kq^p \quad \text{ただし、} k = \frac{fLD(\theta_s - \theta_r)}{(K_s D \sin \alpha)^{1/\beta}}, \quad p = \frac{1}{\beta} \quad \cdots (20)$$

ここに係数 f は f_i と流下方向の貯留量分布の効果を合わせ示す補正係数であり、パラメータによって 0.7~0.9 程度の変動を示すことが分かった。図-7は2次元不飽和モデル1次元 kinematic モデル、lumped モデルを比較したもので、よく対応していることが分かる。

これらの成果は斜面スケールの流出が貯留関数で近似でき、しかもそのパラメータが斜面の幾何学的、水理学的特性のみから推定できることを示している。なお、同様の研究は S.Bodaghpour 他(1995)によっても行われ、この S - Q 関係を用いた流出計算を試験流域の斜面で行い、実測と比較しよい結果を得ている。

以上のように不飽和浸透の鉛直、斜面方向の集中化は一定の条件下であれ成功しているように見える。しかしながら、積分したことで分布情報が失われてしまう。例えば、降雨は斜面の表面から浸透するが、集中系ではそれは表現できない。(なお集中系モデルとしてタンクモデルがあるが、この場合降雨はまずタンクの底にたまり上昇してくるといふ実現象とは逆になっている。)

こうした斜面での水の流れをより忠実に現すため、松林他(1996)は、不飽和浸透流の数値計算で得られた水分分布の時間変化から、図-8に示されるグリーン・アンプトの浸透モデルを改良したモデルを構築した。詳細については省略するが、これを流れ方向に積分してモデル化した。単層の斜面モデルによる解析結果は数値計算をほぼ再現している(図-9)。

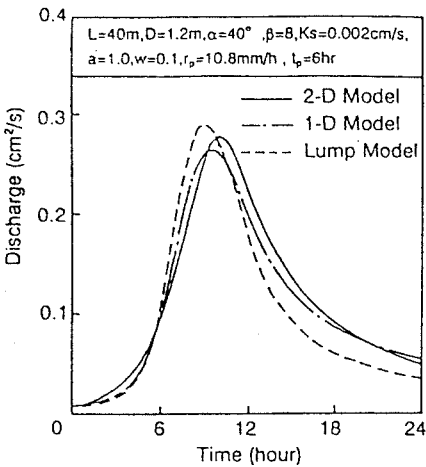


図-7 集中化モデルの比較

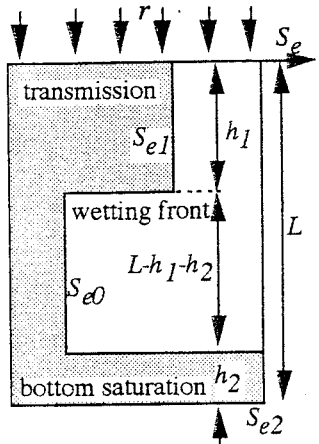


図-8 鉛直浸透のモデル

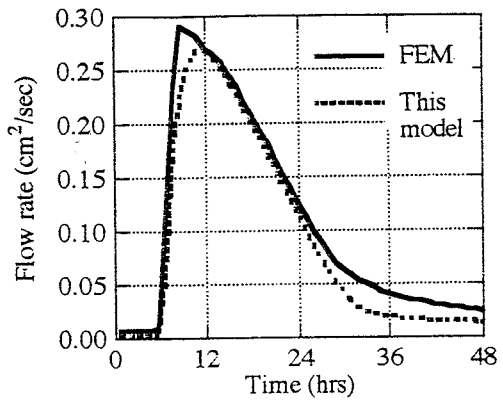


図-9 単層斜面の FEM とモデルの結果の比較

6. メッシュを基礎とする流出モデルでの斜面流の取り扱い

メッシュを基礎とした流出モデルでは、メッシュの大きさがそれほど小さくないにもかかわらず、斜面の流出過程を考慮せず、メッシュサイズを空間増分とした2次元の kinematic wave 流としての解析等も行われた。最近ではメッシュ内での流出プロセスに工夫をしたものも出てきており、そのいくつかを紹介する。

(1) 新安江モデルの考え方

陸(1998)は融雪流出解析において、メッシュからの流出モデルとして新安江モデルを適用した。新安江モデルは部分流域を単位として流出量を算定し、流出地点までの時間遅れを考慮してたし合わせ、流量を算定するものであるが、陸らの解析はこの部分流域をメッシュに置き換えたものである。

新安江モデル(Zhao,1992)は図-10で示される。点線で囲んだ部分が、部分流域の計算でありそのうち一点鎖線で囲んだ部分は蒸発散の計算である。ここでは斜面の流出過程のモデルの部分のみを説明する。枠の中の文字は計算すべき量で枠外の文字はパラメータである。このモデルは、2節で述べた飽和表面流や押し出し流を概念的にモデル化したものと考えられる。図-11は部分流域のある時点貯留量(縦軸)とその時(表面・中間・地下水流)の流出寄与域の面積率 f/F の関係を示したものである。不浸透域は IM 、浸透域のうち FR は毛管飽和している領域である。したがって、この時刻の有効降雨 $(P-K*EM)$ のうち FR に降ったもの R が浸透流域からの流出成分となるといえるものである。不浸透域からの流れは RB である。一方、 $1-FR$ への有効降雨は土壤中に貯留され、これは蒸発散の源となる。

次に R が表面流出、中間流出、地下水流へとどのように配分されるかを示したものが図-12である。縦軸は自由水の貯留量、横軸はその寄与面積率である。ある貯留量 BU で、有効降雨(全量は先述の R)のうち x より左の面積への降雨は直接流出、右の面積への降雨は中間及び地下水流となり、後者はそれぞれ貯留量 S に比例して(係数 K_i 、 K_G)で中間流、地下水流に分配される。これら表面、中間、地下水流はそれぞれ異なった遅れ時間で流れ点に到達するとされている。

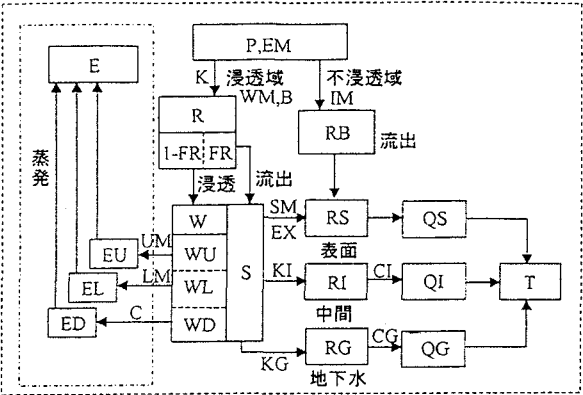


図-10 新安江モデルのフローチャート

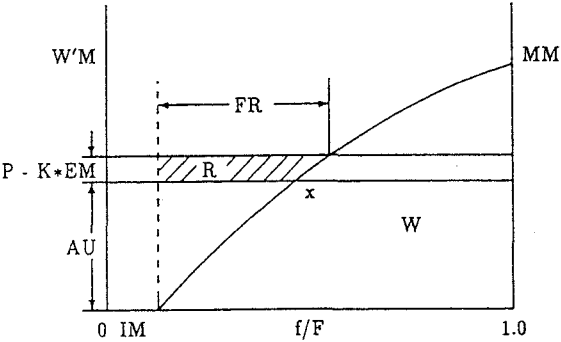


図-11 有効降雨の、浸透・不浸透域への分配

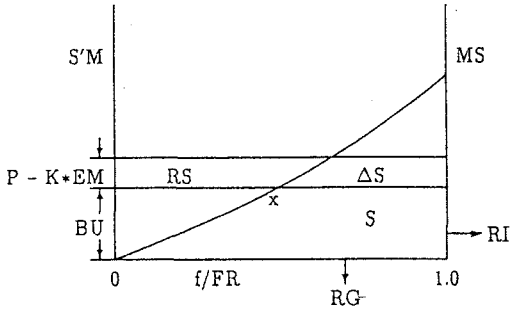


図-12 毛管飽和浸透域での流出成分の分離

(2) TOP モデルの考え方

TOP MODEL(TOPography based hydrological MODEL)は、現在様々なバージョンがあるが、基本的には2節で述べた飽和表面流、復帰流という、変動流出寄与域からの流出メカニズムによるものと、斜面基盤上の飽和側方浸透流の時間・空間変動を計算するものである (Wolock,1993)。全流出量 q_{total} は飽和表面流出 q_{direct} と復帰流 q_{return} および飽和側方流 $q_{subsurface}$ から構成されている。(各々単位面積当りの流量)

$$q_{total} = q_{direct} + q_{return} + q_{subsurface} \quad \dots(21)$$

TOPMODEL の最も大きな仮定は、「地下水面への上方からの recharge は定常かつ空間的に一様である」というもの

である。図-13は2本の流線で囲まれた斜面の流れの帯を示したものである。ここで、ある地点 x を通過する流量とその上流集水面積への recharge との関係は次式で表わされる。

$$A_x R = T_x \tan B_x C_x \quad \dots (22)$$

ここに、 A_x , T_x , B_x , C_x はそれぞれ x 点の集水面積、透水量係数、斜面勾配、等高線方向の幅であり、 R は地下水面への recharge である。

流域の透水性に関して TOP MODEL では飽和透水量係数の深さ方向の分布を次式のような指数低減関数でモデル化している。

$$K(z) = K_0 e^{-fz} \quad \dots (23)$$

ここに、 K_0 は地表面での透水量係数、 f は空間的減衰のパラメータである。

これから、透水量係数 T_x は $K(z)$ を地下水面 z_{wt} から斜面の基盤の深さ z_D まで積分することにより(図-14)。

$$T_x = \int_{z_{wt}}^{z_D} K_0 e^{-fz} dz = \frac{K_0}{f} (e^{-fz_{wt}} - e^{-fz_D}) \cong \frac{K_0}{f} e^{-fz_{wt}} \quad \dots (24)$$

と表わされる。この式を式(21)に代入し、 $a_x = A_x / C_x$, $T_0 = K_0 / f$ を用いて整理すると、

$$z_{wt}(x) = -\frac{1}{f} \ln(R) - \frac{1}{f} \ln\left(\frac{\alpha}{T_0 \tan B}\right) \quad \dots (25)$$

となり、流域平均地下水深 z_{wt} と $\ln(a/\tan B)$ の流域平均値 Λ を用いて再整理すると

$$z_{wt}(x) = \bar{z}_{wt} + \frac{1}{f} \left(A - \ln\left(\frac{\alpha}{T_0 \tan B}\right) \right) \quad \dots (26)$$

となる。ここで、 z_{wt} の代りに土壌間隙率 n_{drain} を考慮した実質の土中水欠損(地表から地下水までの空隙量)

$S (= z_{wt} n_{drain})$ を用い、また、 $m = n_{drain} / f$ を用いると

$$S_x = \bar{S} + m \left[A - \ln\left(\frac{\alpha}{T_0 \tan B}\right) \right] \quad \dots (27) \quad \text{となる。なお } \bar{S} \text{ は } S_x \text{ の流域平均値である。}$$

ここで、 $S_x \leq 0$ で地下水面が地上に到達もしくは溢れている状態であり、この条件を満たすメッシュからは飽和表面流 q_{direct} や復帰流 q_{return} が発生する。降雨強度を i とすると、これらは次式で与えられる。

$$q_{direct} = \frac{\sum a_x i}{A} \quad \dots (28)$$

$$q_{return} = \frac{\sum a_x |S_x|}{A} \quad \dots (29)$$

飽和側方流 $q_{subsurface}$ は斜面末端で $q_x = (T_0 \tan B)_x e^{-\frac{S_x}{m}}$ (30)

となり、これを河道に沿って積分し、単位面積あたりで表わすと次式となる。

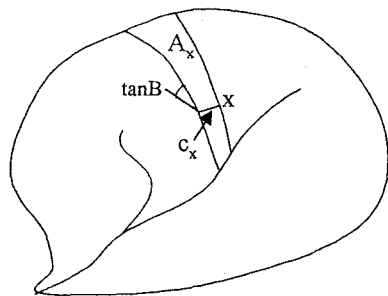


図-13 TOPMODEL の斜面の概念

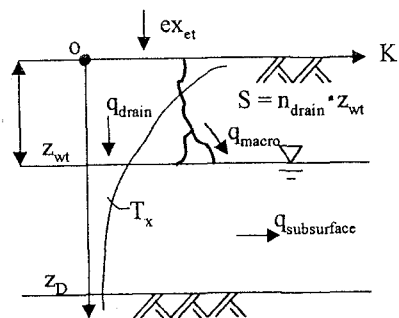


図-14 透水量係数分布

$$q_{\text{subsurface}} = \frac{\int (T_0 \tan B)_x e^{\frac{-S_x}{m}} dL}{A} = e^{-A} e^{\frac{-\bar{S}}{m}} \quad \dots (31)$$

ところで、(28) (29) (31) 式で時間的に変化する量は $\bar{S}$ である。これは、地下水面への供給量 q_{drain} を用いると

$$\frac{d\bar{S}}{dt} = -q_{\text{drain}} + q_{\text{subsurface}} \quad \dots (32) \quad \text{で記述される(図-14参照)}.$$

ここに、 q_{drain} は地下水面から地表面までの保水量 w_{drain} により、 $q_{\text{drain}} = \frac{K w_{\text{drain}}}{S_x} \quad \dots (33)$ で表わされ、

w_{drain} はまた、次の水収支式により逐次計算される。

$$\frac{dw_{\text{drain}}}{dt} = ex_{et} + q_{\text{macro}} - q_{\text{drain}} \quad \dots (34) \quad (\text{図-14参照})$$

ここに、 ex_{et} は蒸発散を差し引いた有効降雨、 p_{macro} は i のうち macropore を通じて直ちに地下水面に供給される水である。

以上のように、流域出口での流量 q_{total} が計算される。このモデルで重要なパラメータは $\ln(a/\tan B)$ もしくは $\ln(aT_0 \tan B)$ であり、このモデルは、これらの値が同一の斜面要素は同一の挙動を示すという、水文の相似性の考えに基づいていることになる。このパラメータはメッシュ毎に地形データから算定される。

なお、TOPMODEL の実際の適用例を見ると、メッシュサイズは 50m であり、非常に細かな分割が必要であることを付記しておく。

6. あとがき

近年の計算機の演算能力の急速な向上を見るにつけ、これからの流出解析法は DTM をベースにした手法がますます発達していくという印象を受ける。しかしながら、一方で、流出現象は斜面での変換が重要な役割を占め、しかも、その応答はきわめて多様性の高いものである。本稿では、その基本的なメカニズム、流れの基礎式と、それらをモデルに組み込む方法について紹介した。かなり、巧妙に構築されている TOPMODEL でさえも、日々新しい改良、新しい流れのメカニズムの導入が計られていると聞く。わが国でも、この方面の研究が今後さらに深まることを期待したい。

なお、本稿では触れられなかったが、モデルが物理的に厳密になればなるほど、透水係数など水文物理特性が重要になるが、実際の流域はきわめて不均一性が高く、流域を代表する値をどのように選べばよいかも大きな問題として残っていることを最後に指摘しておきたい。

参考文献

- 1) Horton, R.E. (1933); The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 14, pp.446-460
- 2) Kirkby, M.J. and Chorley, R.J. (1967); Throughflow, overland and erosion. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 12(3), pp.5-21
- 3) Kirkby, M.J. (1969); I. Infiltration, throughflow and overland flow; II. Erosion by water on hillslopes. In. R.J. Chorley (Editor), Water, Earth and Man. Methuen, London, pp.215-238
- 4) Betson, R.P. (1964); What is watershed runoff? J. Geophys. Res., 69, pp.1541-1552
- 5) 北原 曜 (1966); パイプ流と大孔隙に関する研究史, 「水科学」別刷, No.227(第39巻第6号), pp.80-114
- 6) Sklash, M.G. and Farvolden, R.N. (1979); The role of groundwater in storm runoff, J. Hydrology, 43, pp.45-65
- 7) Beven, K. and P. Germann (1981); Water flow in soil macropores II. A combined flow model, Jour. Soil Sci. Vol.32, pp.15-29
- 8) 鷲見哲也, 松林宇一郎, 高柳俊伸, 高木不折 (1996); 鉛直パイプ内の不飽和流に関する基礎的研究, 水工学論

- 文集, 40巻, pp.419-424.
- 9) Germann, P. (1985); Kinematic wave approach to infiltration and drainage into and from soil macropores, Trans. ASAE, Vol.28 No.3, pp.745-749.
- 10) 藤田陸博(1980); 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究, 土木学会論文報告集, 14号, pp.75-86
- 11) 松林宇一郎(1981); 河川流域における雨水流れ特性の平均化過程に関する基礎的研究, 名古屋大学学位論文
- 12) 高木不折, 松林宇一郎, 片山正巳(1985)流出現象の平均化過程に及ぼす地形特性の影響, 名古屋大学総合研究資料館報告, No.1, pp.107-122.
- 13) 谷誠(1985); 山地流域の流出特性を考慮した1次元鉛直不飽和浸透流の解析, 日林誌 67(11), pp.449-460
- 14) 松林宇一郎, 高木不折, 古田直(1994); 不飽和浸透理論に基づく斜面流出モデルの集中化について, 土木学会論文集, No.497/II-28, pp.11-20.
- 15) Bodaghpour, S., M. Fujita, Y. Simizu (1995); Lumping process based on unsaturated infiltration theory. Annual Jour. Hydraulic Engg. JSCE, Vol.39, pp.209-214.
- 16) Matsubayashi, U., T. Ikegami, F. Takagi (1996); On the lumping of runoff processes in two-layered elemental hillslope, Proc. Int. Conf. on Water Resources and Environmental Res., Vol I, pp.93-100
- 17) 陸旻皎, 小池俊雄, 早川典生(1998); アメダスデータと数値地理情報を用いた分布型融雪解析システムの開発, 水工学論文集, Vol.42, pp.121-126.
- 18) Zhao Ren-Jun (1992); The Xinanjian model applied in China, Jour Hydrology, 135, pp.371-381.
- 19) Wolock, D.M. (1993); Simulating the variable -source area concept of stream flow generation with the watershed model TOPMODEL. Technical Report 93-4124, WRIR