

山地小流域の斜面部分および谷頭部からの降雨流出の比較<sup>†</sup>

## A COMPARISON OF RUNOFF CHARACTERISTICS IN THE SIDE SLOPES AND THE HEADS OF VALLEYS OF SMALL FOREST BASINS

洪 廷芳\*・藤田 睦博\*\*・山田 正\*\*\*・長谷川和義\*\*\*\*

By Tin-fun HONG, Mutsuhiro FUJITA, Tadashi YAMADA and Kazuyoshi HASEGAWA

The present paper provides a summary of the runoff characteristics in four small neighboring experimental basins with deciduous forest located near Sapporo city. Topographically, these basins consist of V-shaped, about 6 m long, steep slopes along stream channels and the following gentle slopes in the middle of the mountain. Through field observation, it was found that the saturated area is apt to occur in the converging head of valleys more easily than in the non-converging steep slopes along the streams. Also the geographic effects on runoff coefficient, peak discharge, the characteristics of the rising or decending part of hydrograph, and storage-discharge relations are discussed. Finally, a synthesized numerical model of runoff is proposed and applied to each basins in order to verify the several results of the field observation stated above.

*Keywords*: runoff characteristics, convergence slope, steep slope, contributing area, kinematic wave model

## 1. はじめに

流域地形の違いは降雨流出の応答特性の相違に対して重要な因子である。近年、流出解析の分野において流出の物理機構が精力的に研究されており、中間流と表層流の流出特性・表面流の発生・発達およびそれらの河川流出に占める時間・空間の配分について重要な成果を上げている<sup>2)-4), 13), 14)</sup>。また流出に最も寄与する部分すなわち流出寄与域は河道上流端付近と河道周辺であることが報告されている<sup>5)</sup>。流域の地形特性はこの中の1つの重要な要素と考えられるが、地形の違いによる流出の変化を比較する目的で直接行われた研究例は塚本<sup>6)</sup>の研究を除き少ないようである。本研究においては異なる地形特性をもつ2つの近接した山地小流域の1次谷源流域に試験地を設け、流域を比較的均一な地形を示す谷頭部とその

他の流域斜面とに分けて流出をそれぞれ測定している。さらに、横斜面から河道への流入を分離する試みを行い、試験流域の基礎的な流出特性を検討したものである。

## 2. 対象流域

## (1) 対象流域の位置と地形特性

本研究において設定した試験地は札幌市北西部に位置し、標高220 mから340 mの間であって北東に走る隣合う2つの1次谷小流域からなる。それぞれの小試験地を以後A1, A2流域とよぶ。表-1は両試験流域の地形特性の相違を記している。試験流域の位置およびその地形の概要を図-1に示している。この2つの流域の地形上の特徴としては図-1(a), (b)からわかるように河道に沿う比較的勾配がきつく(約45°)V字形をした長さ6 m程度の急斜面部分とそれに続く山腹中央部の緩勾配斜面の存在である。急斜面部は土砂の滑落がみられる部分が多く、大きな木の多くは緩勾配の斜面にある。

## (2) 対象流域の土壌特性と植生

2つの流域は同じ植生および土壌組成を示す。植生はミズナラ、シラカバ、カツラ、イタヤ等の落葉広葉樹の混合林で、夏期には2~5 cmぐらいの枯葉に覆われる。A層といわれる表層土は腐植物に富み、約10~15 cm深であり、その下には場所により粘土質ローム (clay

<sup>†</sup> 本研究の一部は文献1)に発表済みであるが本論文はその後の研究成果を加えて取りまとめたものである。

\* 正会員 工博 (株)建設技術研究所

(〒103 中央区日本橋本町4-9-11)

\*\* 正会員 工博 北海道大学教授 工学部土木工学科

(〒660 札幌市北区北13条西8丁目)

\*\*\* 正会員 工博 北海道大学助教授 工学部土木工学科

(同上)

\*\*\*\* 正会員 工博 北海道大学助手 工学部土木工学科

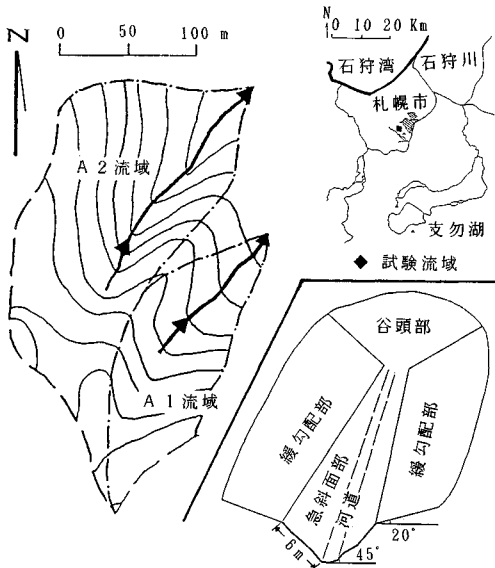
(同上)

表一 両試験流域の地形特性

	A 1 流域	A 2 流域
標高	245-330m 谷頭 275-330m	220-310m 谷頭 260-310m
面積	1.3ha(谷頭部0.735ha)	2.6ha(谷頭部0.973ha)
常時河道	延長 80m 平均勾配 20° 平均幅 0.7m	延長 100m 平均勾配 15° 幅 上流0.8m 下流2m漸拡
斜面	河道左右岸には斜面長5mの約40°-50°の急斜面があり、全流域の10%を占める。そのほかは20°以下の緩勾配斜面である。	河道左右岸には斜面長6mの約35°-40°の急勾配斜面があり、全流域の約5.5%を占める。そのほかは20°以下の緩勾配斜面である。

表二 流域の地質特性 (図一(b)の緩勾配斜面部分)

断面(層)	深	石礫	土性・色	構造	孔隙	湿り・根系
有機質	~2cm					
A層	0cm	直径 2-20mm 3-5%	clay loam 黒	粒状 5-10mm	多孔質	湿 細根多
	8cm	直径 2-20mm 2-3%	light clay 黄褐	垂角・塊状 10-15mm	<2mm 管状	湿 細根少 中・大根少
B層	23cm	直径 2-20mm 2-3%	clay loam 黄褐	垂角・塊状 15-30mm	<5mm 管状	半湿 細根少 中・大根少
	48cm	直径 (100mm) 約30%	clay loam 黄褐			半湿 根無し
C層						



(▲印はせきの位置)

図一(a) 流域の位置と地形 図一(b) 流域地形の概略図

loam)のB層または軽粘土(light clay)のAB層がある。約30%の安山岩と70%の粘土からなる難浸透層はC層を成し、地面から45~50cm以下にある。斜面にはザリガニによると思われる穴が多数分布してパイプ流の形成の大きな要因と考えられる。大降雨時には特に谷頭部で湧水が観察されている。表一はA2流域下流せきの左岸斜面で調査した地質特性の一例である。

### 3. 降雨流出の測定方法

流出量の測定では0次谷(谷頭部)および流域下流端にそれぞれ三角せきを計4つ設置し、これに差圧式水圧計を取り付けることにより上・下流における流量測定を行った。差圧計からの出力は10分おきにサンプリング

されICボード上にデジタル記録される。このICボードはパーソナルコンピュータに直接接続された後、各種の計算が行われる。次に述べる雨量記録においても同様の装置が使用されている。降雨量は流域下流端から約200m離れた開けた場所で転倒型雨量計を用いて測定されている。林内雨については樹間通過雨量を集水部150cm×20cmの半円形断面の塩ビパイプを用い、これを4か所それぞれ直交するようににおいて測定している。測定場所は代表性のある開けた、またそうではない林内の場所をそれぞれ2か所選んだ。樹幹流は樹幹に巻いたガーゼに雨水を吸い込ませ、木に巻いてある半円形断面のビニールホースに沿わせて流下させ、集水瓶に集めて測定している。

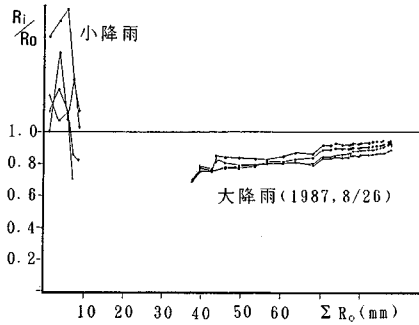
### 4. 流出ハイドログラフの概観

#### (1) 林内雨と林外雨の比較

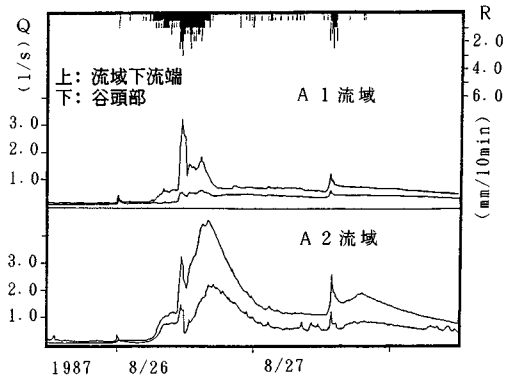
図一2の左辺は小降雨時の総雨量と林内降雨量/林外降雨量の比率の関係を示す。これらのデータはすべて降雨終了の翌日に測ったものである。この図より雨量が少ないほど見掛け上林内雨と林外雨の比率が大きい。小降雨の採水は翌日になるので、夜間または早朝の露を余分に集め、降雨量が少ないためにその量が無視できなくなり、林内雨/林外雨の比が1より大きい結果が得られたと思われる。また、大降雨時にはその比率がほぼ直線的に増大し、70mmを超えたあたりから林内雨量は林外雨量の90~95%になる。損失雨量は全降雨量の約10%になる。ΣR<sub>0</sub>が37mmまでは連続測定ではないので図一2は37mmから出発する。

#### (2) 小降雨時(40mm以下)の流出(図一3)

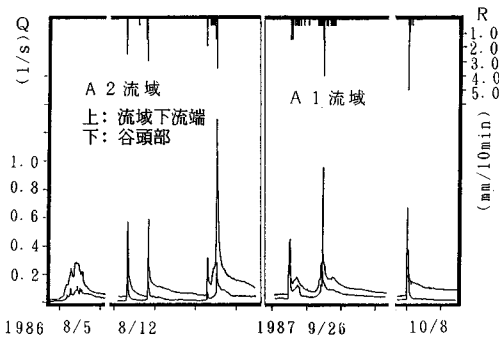
両領域とも雨量ピークと流量ピークの発生時間はほぼ一致し、降雨に対する流出応答は非常に速く、流量ピー



図一 林内降雨量と林外降雨量との比率  
( $R_i$ は林内,  $R_o$ は林外降雨強度 mm/h, 横軸は累積降雨)



図一 大降雨時のハイドログラフ



図三 小降雨時のハイドログラフ (横軸の目盛りは1日単位)

クは雨量ピークが発生後、データ観測時間間隔幅の10分以内に到達している。ハイドログラフ増水部の立ち上がりは急であるが比較的長い減衰部をもつ。A1流域の流出率はA2流域のそれより大きいが降雨量が40mm以下の小降雨の流出率は両流域とも0.1以下である。既述の急斜面部分の全流域に占める割合はA1, A2流域でそれぞれ10%と5.5%であることから小降雨における流出成分のうち大部分は河道に沿う急勾配斜面の表層付近からであり、また降雨の大部分は緩勾配斜面に貯留されたと考えられる。

(3) 大降雨時の流出 (図一4)

図一4は総降雨量102mmのハイドログラフである。A1流域は小降雨時とほとんど同じような速い応答を示すのに対してA2流域は雨量ピークに対する流量ピークの遅れ時間が30分にもなっている。この2つの流域は隣り合っており植生・土壌組成ともほぼ同じであると考えられるので流出応答の違いはその地形の相違に起因すると考えられる。すなわち流域A2は谷頭部が円錐形集水斜面であり、大降雨時に飽和域が発生しやすく流出寄与域の増大に伴う集中時間の延長により流出ピークが遅れて来る。一方流域A1はその谷頭部は常時流路が存在し起伏ある斜面になっていることから大降雨時でも小降雨時と同様に河道に沿う急勾配斜面からの流出が

全流出の大部分を占める。また現地での目視観察ではA1流域の河道は泥が多く堆積しているのに対しA2流域には小規模なすべり跡が多く見受けられたが、これらの事実も上に述べたような流出応答の違いの原因と考えられる。すなわちA1流域では大降雨時には急勾配斜面の表土層において側流が発達し、表層土壌の洗脱が多く、河道に粘土質土壌がたまっている。一方A2流域は50mm以上の降雨になると、ABおよびB層全体の飽和度が高くなり、降雨の継続によりまとまった地表の崩壊が発生していることが観察されている。

5. 斜面および谷頭部からの流出特性の比較

(1) 横斜面流出量の算定方法

この流域では上述のような谷頭部の流出と流域下流端で測定した流出に遅れ時間、流出率(後述)などの相違がみられる。主な原因は谷頭部と横斜面との地形形状の相違にあると思われる。ここで実測流域下流端ハイドログラフと実測谷頭部ハイドログラフから横斜面の流出を求めてみる。

河道に kinematic wave モデルを適用すると連続式および水位流量関係は式(1)と式(2)になる。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial X} = q_s \dots\dots\dots (1)$$

$$Q = ah^m \dots\dots\dots (2)$$

ここに、A: 流積, Q: 流量,  $q_s$ : 単位幅横流入量, h: 水深, a, m: 定数である。ここで貯留高 S (mm) と流出高 Q (mm/h) においては指数関係式(3)が成立するとし、

$$S = KQ^P \dots\dots\dots (3)$$

K, P は定数, m は P の逆数である<sup>7)</sup>。この関係を利用して m を求める。式(1), (2)を次の境界条件,  $x = L$  で  $Q = Q_a$ ,  $x = 0$  で  $Q = Q_u$ , 初期条件,  $t = 0$  で  $Q = Q_a$  のもとに解き,  $q_s$  を逆推定する。なおここに L: 上流せきから下流せきまでの距離,  $Q_a$ : 下流せきの

流量,  $Q_u$ : 上流せき(谷頭部)の流量, である.  $m \neq 1$  のとき基礎式は非線形になるので  $q_s$  を容易に求めることができない. そこで式(2)を最小二乗法で式(4)のような折線で近似し線形化する.

$$\left. \begin{aligned} Q &= ah & h < H_0 \\ Q &= bh+c & h > H_0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

式(1)と式(4)より特性曲線法を用いると横流入量  $q_s$  が求められる. 図-5は小降雨時と大降雨時の計算例である. この計算法では  $Q-h$  関係を最小二乗法で式(4)のように近似するので特性曲線法では“特性直線”になる. すなわち特性曲線上では  $dx/dt$  は定数になり, 到達時間は近似式(4)の定数  $a$  または  $b$  および河幅  $B$  の関数になる. 近似式(4)の定数  $a, b, c$  は式(2)の  $\alpha, m$  に影響される. 現地の実測データを参考に求めると到達時間は2分から8分まで得られた. 試しに到達時間を強制的に10分以上を与えると激しい振動結果が得られた. 流域の河道が短く, また到達時間は流量観測時間間隔10分より短いので流下時間を無視しても差し支えないと思われる. 以下の解析では流域斜面(横斜面)の流出は河道における流下時間を無視して求めたものである.

(2) 横斜面および谷頭部のピーク流量と流出率

a) ピーク流量

図-6は流域横斜面と谷頭部とのピーク流出高の比に対する流出ピークまでの最大降雨強度(◆)および累加雨量(●)の影響を示している. A1流域は降雨強度が大きくなるほど流出ピーク比は大きくなる傾向がある. しかしA2流域では累加雨量が大きいかほど流出ピーク比が小さく, 流出ピーク比が1より小さい例はすべて累加雨量が35 mm 以上の場合である. 要するにA1流域では累加雨量( $R_t$ )が大きくなるほど  $Q_{ps}/Q_{pu}$  も大きくなるが, 一方A2流域では逆にみえる. このことは以下のように説明される. 累加雨量が少ないあるいは大きい場合とも表層近傍からの流出生起が可能であるがその原因は異なっている. すなわち降雨強度は小さくとも累加雨量が多くなるにつれて河道近傍から斜面上流へ飽和域が拡大していくとともに速い中間流出が発達する.

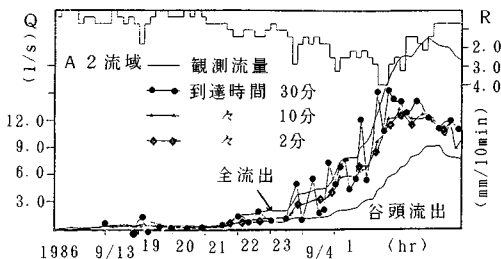


図-5 谷頭部からの流出と横斜面流出の分離

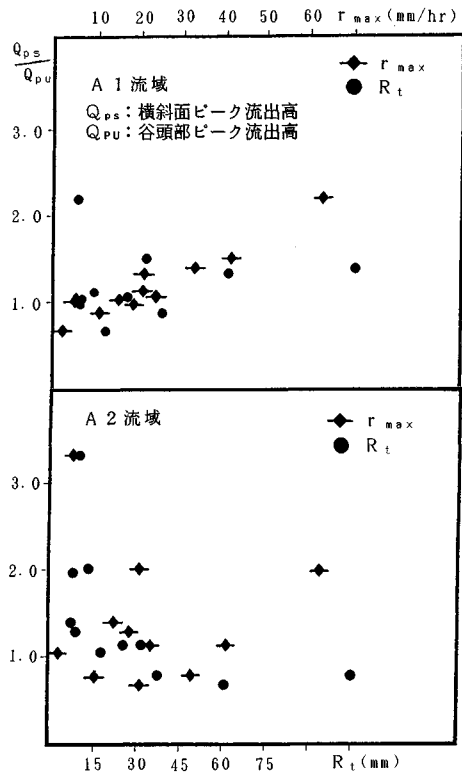


図-6 横斜面部分と谷頭部分からの流量のピーク流出高の比 (横軸は累積降雨量および最大降雨強度)

一方, 強い降雨強度のときには土壤深層に浸透しきれない雨水が河道近傍の広い範囲に現われ, 土壤の表層近くを河道に向かって流出する. A1流域では後者の形態をとりつつ流出し, 谷頭部より横斜面流域の方が流出ピークが高い. これに対しA2流域では累積雨量が多くなるほど谷頭部において表層流出または速い中間流出が発達するため流出ピーク比が小さくなると考えられる.

b) 流出率

図-7は一雨の累加雨量に対する流出率の関係を示している. 降雨量に対して流出量は特に降雨量40 mm 以下の例においてばらついているが, 全般的に流出量が大きくなるほど流出率が大きくなる傾向を読み取ることができる. 降雨量40 mm 以下の場合にはA1流域の流出率はほとんどの例ではA2流域より大きい. このことは河道に沿う急勾配斜面の全流域に占める割合の違いにあると考えられる. 降雨量が40 mm を超えると両流域の流出率はほぼ等しくなるが収束円錐形斜面を成しているA2流域の谷頭部流域は特に流出率が大きくなる傾向を示している. これは既述のように飽和域の増大による表層付近流出の発達によると思われる.

(3) 増水部の特性

図-8に流出の一雨ごとの累加雨量と累加流出量の関

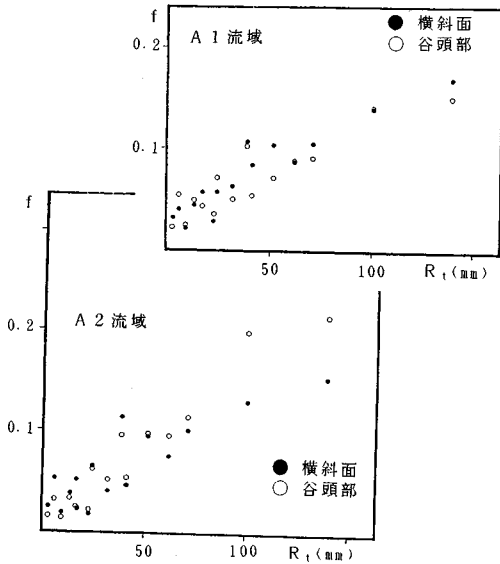


図-7 流出率と一雨累加雨量の関係

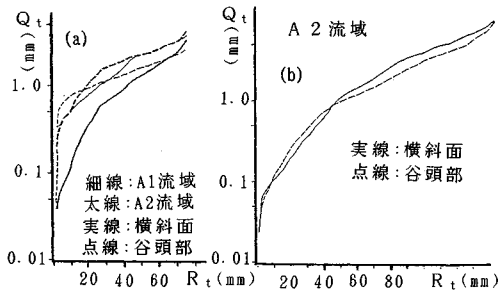


図-8 ハイドログラフ増水部の片対数表示  
( $Q_t$ : 累加流量,  $R_t$ : 累加雨量)

係を示す。縦軸の累加流出高を対数にとると流出の前半部を拡大したことになる。図の例はそれぞれ総雨量 140 mm の A2 流域と総雨量 75 mm の A1・A2 流域の流出である。A1 流域の例では降雨初期 (3 mm 以下) を除いて累加降雨量が 40 mm までは降雨量に対する流出高の増加率は横斜面部分の方が大きい。しかし雨量が 40 mm を超えると横斜面の方はその増加率が緩くなっている。A2 流域では降雨初期の基底流量の違いによって図-8(a) と (b) のように異なった結果が得られた。累積流出高に関しては降雨量 10 mm 以下を除いて降雨量 70 mm または 50 mm までは谷頭部流域の方が高い。しかしその後は横斜面流域の流出寄与域が緩勾配斜面上に延び、流出高は谷頭部流域より高くなっている。後に述べる貯留関係からわかるように降雨ピークを過ぎてからは谷頭部流域の方が貯留量は高く、降雨終了後にはピーク貯留高が高い谷頭流域は累積流出高がしだいに横斜面部分のものより大きくなっている。

(4) 逓減部の特性

図-9 は片対数で表示したハイドログラフの流出逓減部の例である。この図より流量逓減部はほぼ 2 本の折線で近似することができる。A1 流域の例では谷頭部流域と横斜面からの流量はほぼ平行になっているのに対し A2 流域の例では取東斜面の谷頭部流域からのハイドログラフの逓減部は比較的緩やかである。さらに図-10 に示すように時間を片対数でとると特に小さい流量では直線的に逓減していることがわかる。

(5) 貯留特性

図-11 は横軸が流出高、縦軸が貯留高を表わし、ともに対数で表わしたものである。図-11(a), (b) は総降雨量 102 mm の A1 流域と A2 流域の例である。A1 流域は全流出期を通して同一時刻では谷頭部流域と横斜面部分の貯留高が大きく違うことはなく、ピーク貯留高もほぼ等しい。これに対し A2 流域の例では谷頭部流域からの流出は流量ピークに向かうにつれて横斜面より貯留高が高くなる傾向を示している。また同じ貯留高で谷頭部流域と横斜面の流出高を比較してみると A2 流域の方が A1 流域より変化が大きいがわかる。その原因は A2 流域の谷頭部が A1 流域に比べてより発達した取東円錐形をしていることによる。図-11(c)

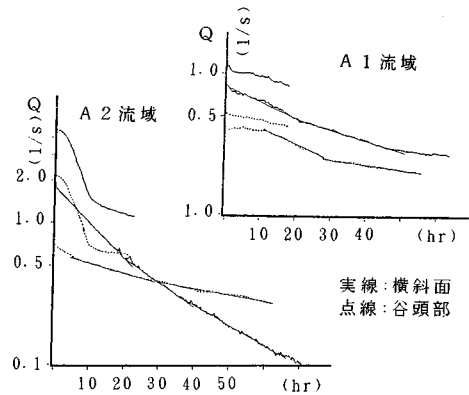


図-9 ハイドログラフ減水部の片対数 (流量) 表示

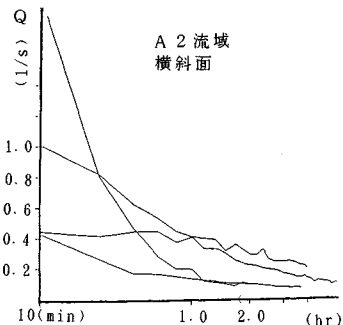


図-10 ハイドログラフ減水部の片対数 (時間) 表示

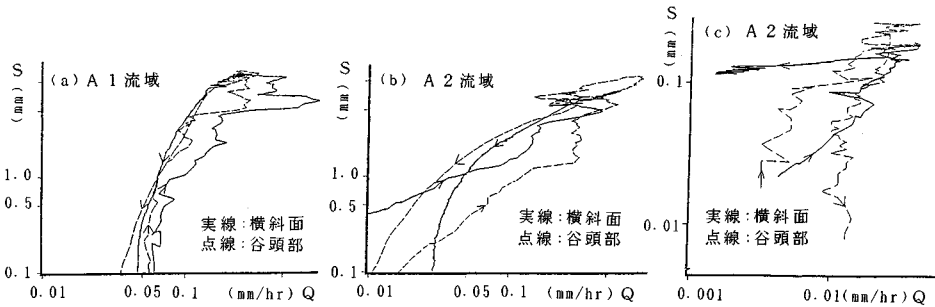


図-11 流域の貯留特性

は総降雨量が 25 mm で 10 時間ほど等強度の連続降雨があった場合の例である。式 (3) の貯留関係が成立するとすれば流出高と貯留高は 1 価関数になるが同じ流域における図-11 (b) と (c) を比較すると谷頭部においてはループを描いており、さらにそのループの方向が降雨ごとに違うことがわかる。雨水を貯留しやすい地形をもつ谷頭部において短時間に比較的強い降雨強度 (図-11 (b) の例では約 12 mm/h) がある場合には雨水は表層に滞り・流下し、降雨終了後にゆっくり流出するのに対し、長い継続時間・弱い降雨強度 (図-11 (c) の例で平均 2.5 mm/h) の場合には雨水が降雨期間内に流出してしまうので降雨終了後、貯留量は急速に減少すると考えられる。これが上記のループの方向の違いを生じさせていると思われる。すなわち流域の貯留特性は降雨のパターンに強く影響されると考えられる。

## 6. 流出シミュレーション

### (1) 単位図による計算

降雨の始点を時間の原点にとると雨量  $R$  と流出量  $Q$  の関係を式 (5) のように応答関数  $h$  を用いて表現される。

$$Q(t) = \int_0^t R(t-\tau) \cdot h(\tau) d\tau \dots\dots\dots (5)$$

単位図  $h$  を求める方法には各種の変換法や時系列解析手法を利用する相関法などがある。図-12 (a) はフーリエ変換法で求めた単位図および図-12 (b) はその再現シミュレーションの結果である。ここに有効降雨  $R(t)$  に関しては強度に流出率を一律にかける方法を採用している。この単位図を利用してほかの降雨の流出計算を行った例が図-12 (c) に示されている。ハイドログラフ前半では流出ピークの計算値はやや大きいほぼ実測流出を再現できる。しかし後半の降雨においては流出の計算値は実測値より著しく少ないことがわかる。このことは前半の降雨による土層の湿潤効果により後半の降雨に対する応答が速くなることを示し、流出現象の履歴効果を表わしている。

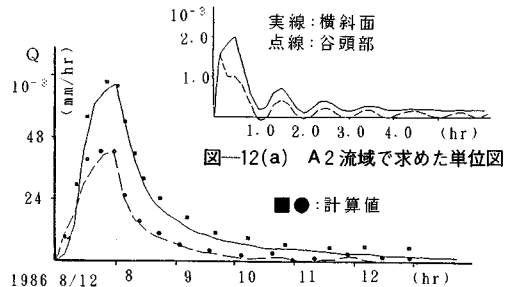


図-12(a) A 2 流域で求めた単位図

図-12(b) 図-12(a) の単位図を使用して再現したハイドログラフの計算値と実測値の比較

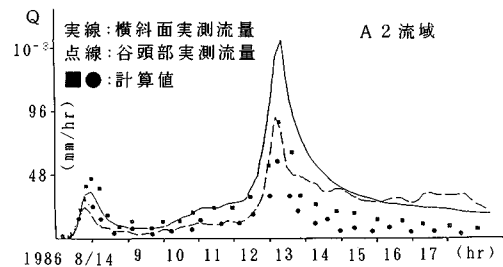
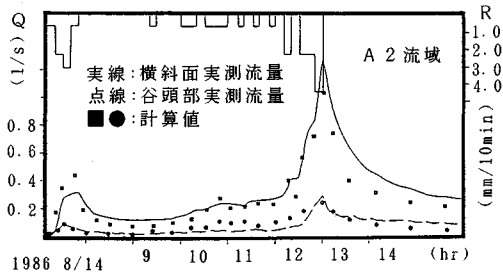


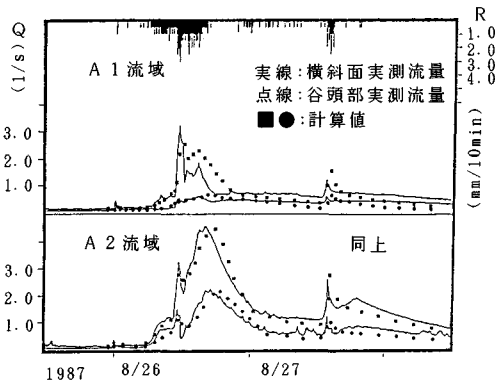
図-12(c) 図-12(a) の単位図による他の降雨例の流出シミュレーションの結果

### (2) kinematic wave モデルによる計算

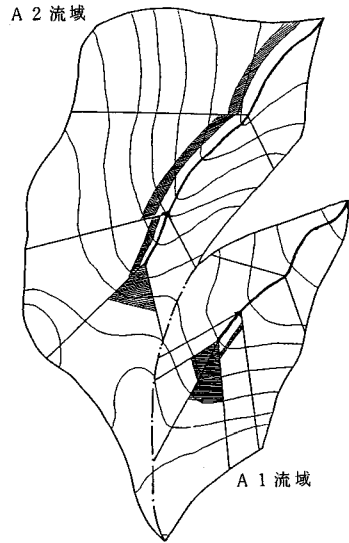
小試験地の降雨流出の実態を把握する目的で砂田・洪による手法<sup>8)</sup>に基づき、本流域の降雨流出をシミュレーションしてみた。この解析においては全流域を台形ブロックに分割し、斜面に降った雨は等高線に直交する最急勾配に沿って流下するものとし、土壌表面近くには kinematic wave 理論を用い、その下の浸透流には飽和ダルシー則を適用している。なお本計算では特性曲線法を用いている。これらの結果は図-13 (a)~(c) に示されている。このモデルでは 4. (1) で述べた実測林内雨量に基づいて有効降雨を計算している。さらに実測流量データから逆算した直接流出率に見合うように表層からより深層への浸透率を決めている。流域への分割は 1/2 500 地形図に基づいて図-13 (c) のように行っているが特に河道近傍の急勾配斜面はここでは 1 つの斜面要



(a) 小降雨の例



(b) 大降雨の例



(c) (b) 図に示すピーク流出等の表面流発生場所 (図中の斜線部分) (表面流という言葉は文字どおりの土壌表面の流れではなく、計算上のものであり、相対的に、飽和度の高い流れという意味)

図-13 kinematic wave モデルによるシミュレーション

素として扱われている。計算で使用したパラメーターの値は以下のようである。斜面部分および河道の流れのマニングの粗度係数：0.2, 斜面表層透水係数：1.22 cm/s, 表層厚：23 cm (AB 層も含む), 有効空隙率：0.5。図-13(a) より流出ピークおよび減水部では実測値と多少の不一致がみられるが計算結果は観測ハイドログラフをほぼ再現している。表層透水係数の 1.22 cm/s を表層土中を流れる雨水の流下速度のオーダーとみなすと 7.32 m/10 min になる。降雨流出のピークの遅れは約 10 分以内であることからこの値は急勾配斜面を流れる飽和流の到達時間と同じオーダーになっている。なおこの計算では表面流は発生しなかった。同じパラメーターを用いて総降雨量 102 mm の例に適用した結果が図-13(b), (c) に示されている。ピークの時間に多少の不一致がみられるが、A 2 流域の観測流出値は良く再現されていることがわかる。一方 A 1 流域では計算値は観測ハイドログラフの特徴を再現できなかった。これは A 1 流域の谷頭部に存在する不定時河道 (降雨のあったときだけ河道になる部分) を計算上取り入れていないことに起因すると思われる。A 1 流域と A 2 流域において計算流出量のピーク時に表面流の発生した場所が図-13(c) に示されているが、この図より計算上の表面流の発生場所は河道近傍の急勾配斜面部分ではなく、急勾配斜面とそれに続く緩勾配斜面との接続部付近と谷頭部流域である

ことを示している。

## 7. 結 論

本論文は 1 次河道をもつ谷の源流域における降雨流出の特性に関して現象を忠実に把握する立場から検討を行ったものである。特に本論文では夏期を通して地形の違いをもつ 2 流域の流出応答の相違に重点をおき研究を行った。その結果は以下のように要約される。

(1) 0 次谷流域とそれを含む 1 次谷流域の 4 つの小試験流域から得られたデータは 50 mm 以下の降雨の場合、4 流域ともに降雨に対する流出応答は非常に速く、流出率は 0.1 以下である。このとき流出に寄与するのはほとんど河道近傍の急斜面部分である。しかし 50 mm を超えると急勾配斜面をもつ流域の流出応答はそれほど変化しないのに対し、比較的緩勾配・出口が小さい収束斜面をもつ谷頭部流域においては流出ピークの遅れ時間が大きくなる。これは流出寄与域の発達により谷頭部の流出に寄与する斜面長が伸び、集中時間が增大することによると推察された。

(2) 急勾配斜面の占める割合が比較的大きい流域のピーク流量は降雨強度に対して敏感に反応する。一方飽和域を形成しやすい谷頭部の収束斜面域では累積降雨量が多くなるにつれてピーク流量がより大きくなる傾向を示し、流出率は他の流域よりかなり高い。すなわち急勾

配斜面は降雨強度に、一方収束斜面の谷頭部は累積降雨量により敏感に反応する。

(3) 降雨初期には谷頭部の貯留高は横斜面部分より小さいが累積降雨量が約 50 mm を超えると逆に谷頭部の方が高くなり、特に収束斜面の谷頭部は高いピーク貯留高をもたらす。流出高と貯留高の指数関係は降雨強度と継続時間により異なるループ方向が得られた。

(4) 片対数で表示すると流出遅減曲線は収束斜面の谷頭部の方が横斜面部分より緩やかな曲線を示す。これは流出に対する貯留量の関係においても見出される。

(5) 単位図法および kinematic wave 法により流出シミュレーションを行った。大降雨時には 1 次河道に接続する谷頭部および緩・急勾配斜面の接する付近に飽和域が発生する結果を得た。

謝 辞：流域の地質、土壌特性に関して著者らは北海道大学農学部農芸化学科 佐久間敏雄教授よりご指導を仰いでおり、ここに記して感謝の意を表わす。本研究は文部省科学研究費「春先の異常出水」(重点領域研究(1))、代表：藤田睦博(北海道大学)および「気象解析とレーダー雨量計を補完的に組み合わせた豪雨災害の予測手法に関する研究」(重点領域研究(1))、代表：山田正(北海道大学)の補助のもとに行われた。ここに記して深甚なる感謝の意を表わす。

#### 参 考 文 献

- 1) 藤田睦博・洪 廷芳・山田 正・長谷川和義：宮ノ森小試験地における流出特性と横流入に関する研究，土木学会北海道支部論文報告集，第 43 号，pp. 211~216, 1987.
- 2) 伊藤尚規・平野宗夫：到達時間の分布を考慮した流出解

- 析，第 22 回水理講演会論文集，pp. 197~202, 1978.
- 3) 山田 正：小流域における降雨流出機構に関する研究，東京工業大学学位論文，1981.
- 4) 椎葉充晴：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，1983.
- 5) Dunne, T. and Black, R. D. : Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed, W. R. R., Vol. 6, No. 5, pp. 1296~1311, 1970 (b).
- 6) 塚本良則：山地・森林からの流出，第 22 回水工学に関する夏期研修会講義集，pp. A-6-1~A-6-17, 1986.
- 7) 藤田睦博：確率流量の算定に関する総合的研究，文部省科学研究費，一般研究 C 成果報告書，1981.
- 8) 砂田憲吾・洪 廷芳：流域斜面特性の分布が直接流出に及ぼす影響，第 30 回水理講演会論文集，pp. 50~60, 1986.
- 9) 洪 廷芳・藤田睦博・山田 正：宮ノ森小試験地(札幌)における流出特性と横流入ハイドログラフに関する研究，第 31 回水理講演会論文集，pp. 53~57, 1987.
- 10) 洪 廷芳・藤田睦博・山田 正・長谷川和義：山地小流域における夏期流出と融雪流出の相違，第 6 回日本自然災害学会学術講演会要旨集，pp. 123~124, 1987.
- 11) 洪 廷芳・山田 正・亀井 翼・長谷川和義：宮ノ森小試験地の特性—E 260 及び E. C 発現成分をトレーサとした解析—，第 32 回水理講演会論文集，pp. 55~58, 1988.
- 12) 嶋田啓一・山田 正・藤田睦博・洪 廷芳：流域の地形特性が降雨流出に及ぼす影響について，第 32 回水理講演会論文集，pp. 43~48, 1988.
- 13) 福蔭義宏・武居有恒：山地小流域の短期流出に対するモデル，第 25 回水理講演会論文集，pp. 229~236, 1981.
- 14) Ando, Y., Musiaka, K. and Takahasi, Y. : Modelling of hydrologic processes in a small natural hillslope basin, based on the synthesis of partial hydrological relationships, Journal of Hydrology, 64, pp. 311~337, 1983.

(1988.10.13・受付)