

花崗岩山地源流域における降雨流出機構

——側壁斜面及び谷頭部の寄与——

浅野志穂*・新藤静夫**・佐倉保夫**・西尾邦彦***

Mechanism of Storm Runoff in a Small Watershed in Granitic Mountain

—Contribution of Side Slope and Valley Head to Storm Runoff—

Shiho ASANO*, Shizuo SHINDOU**, Yasuo SAKURA** and Kunihiko NISHIO***

I. はじめに

山地源流域における降雨流出機構に関する研究は、水保全的、防災的観点あるいは地形発達プロセス解明の観点などから重要な研究である。特に流出機構を検討する上で重要な地中水の挙動は、地形や地質など多くの要因により影響を受けて複雑化しているため、これを解明するために定性、定量的に多くの研究例が現在蓄積されつつある。これまで例えば、安原ら(1985)は洪水流出の形成プロセスの検討を行い、また土壌水分フラックスに注目して太田・高橋(1986)、窪田・鈴木(1988)、辻村(1993)らは地中水と流出の関係を定量的に検討するなど、水の挙動について数多くの研究が行われている。こうした研究は、流域内の一斜面を取り出して代表としたり、あるいは流域全体を単一のモデルに置き換えて取り扱う場合が多い。しかし、田村(1977)が地形学的見地から流域を微地形単位に区分して水の挙動を考察しているように、流域はいくつかのタイプの斜面の集合体であり、それぞれの斜面において水の挙動を明らかにする必要がある。望月・松本(1986)や寺嶋・諸戸(1990)らはこのような観点から地中水の観測を行っているが流出との関係を見据えた地中水の定量的な評価としては十分ではないと思われる。

そこで本研究では、花崗岩山地の源流域において、まず地形的に河川の湧水点より上流の谷頭部と下流側の河川側面の斜面とに区分した。その上で降雨時の各斜面での水の挙動を明らかにし、それぞれの流出の機能を流域全体として総合化することで、降雨流出機構について定量的な検討を試みることにした。

II. 研究流域の概要

1. 流域の地形、地質

研究流域は愛知県瀬戸市の東京大学農学部附属愛知演習林赤津事業区の白坂試験地内に設け

* 千葉大学大学院理学研究科 (現: 森林総合研究所)

Graduate Student, Department of Earth Science, Chiba University. (Present Address: Forestry and Forest Products Research Institute.)

** 千葉大学理学部

Department of Earth Science, Chiba University.

*** 東京大学農学部附属愛知演習林

The University Forest in Aichi, Faculty of Agriculture, University of Tokyo.

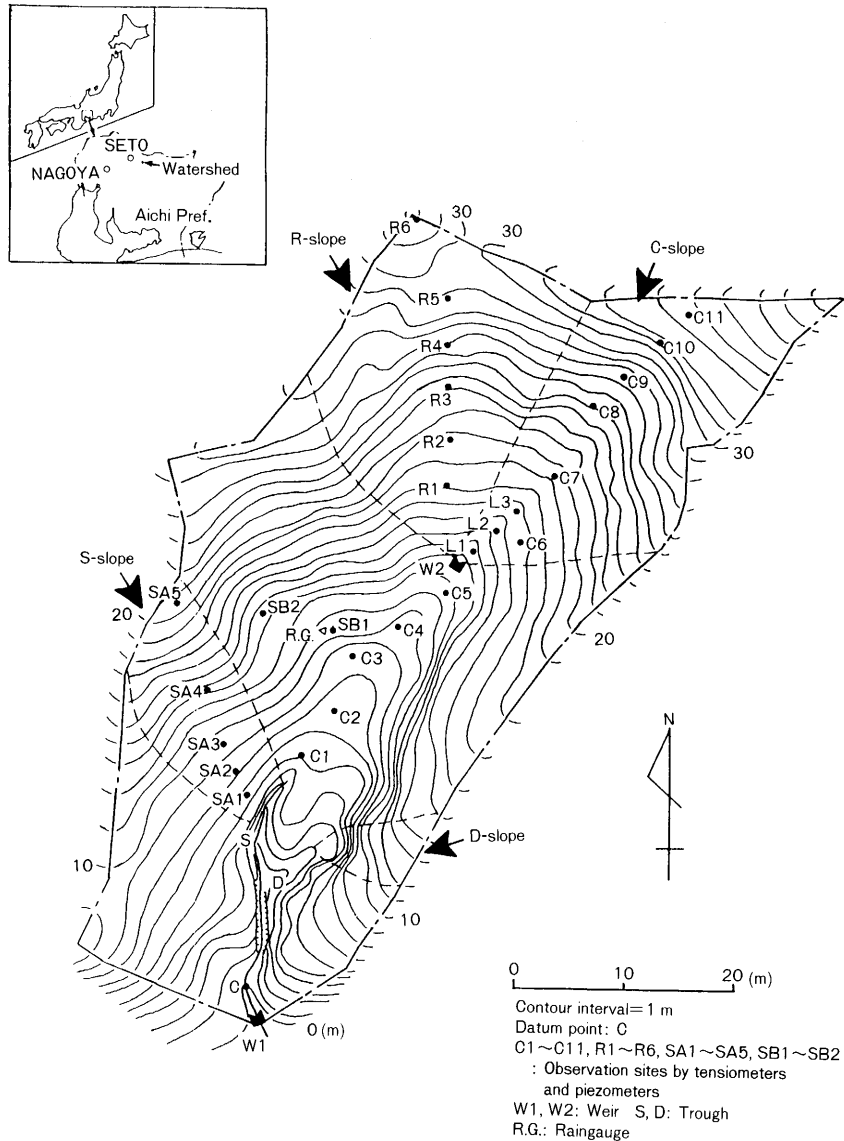


図-1 研究流域地形図.

Fig. 1. Topographic map of the experimental watershed.

た、長さ約 80 m、平均の流域幅 32 m、比高 38 m、流域面積 2550 m² の北東-南西に細長い流域である (図 1)。

周辺の地質は、領家変成作用終息後、濃飛流紋岩形成期以降の白亜期後期 (約 90 Ma~65 Ma) に形成された新期の領家花崗岩類で構成されており、伊那川岩体と呼ばれる粗粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩の風化帯に当たる (仲井, 1970)。伊那川岩体の化学組成上の特徴としては、低 MgO 含有量の性質が明瞭で、帯磁率は低く、イルメナイト系火成岩類に属している (原山ほか, 1985)。また、新第三系鮮新統の瀬戸層群の堆積や火山灰の被覆などは見られない (寺嶋・諸戸,

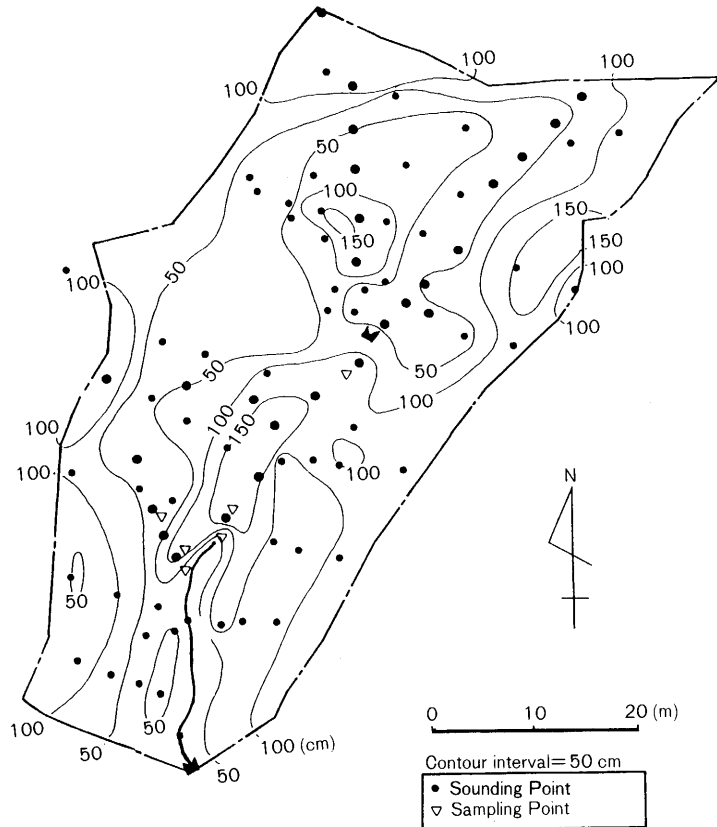


図-2 土層調査地点と土層厚分布.

Fig. 2. Isopach map of regolith zone and surveyed points.

1990)。また、流域の北西には猿投北断層、東方には猿投-境川断層が存在し（愛知県防災会議地震部会，1979），この断層に由来する亀裂が基盤である花崗岩には多く存在すると考えられる。

植生は、アカマツなどの針葉樹を上木、コナラやカシなど落葉広葉樹を下層木として、下草はごくわずかである。流域内は、倒木古枯立木なども多くいわゆる天然林である。地表には樹木の落葉層及び腐植土層が10 cm程度堆積しており、その下層には花崗岩の風化物であるマサ土が、更に下層には未風化の基盤である花崗岩が存在している。

本流域は、河床勾配がおよそ17°の恒常河川をもつ一次流域である。河川源流の上方には平均勾配が約10°の細長い谷底があり、これを三方から勾配が30°以上の急斜面が囲んでいる。更に上方は尾根につながっており、尾根の反対側には別の流域が存在する。また河川の両側にある斜面は、勾配が30°以上の急斜面でそのまま水流に接しており、Penck, A. の分類による欠床谷の形態を示す。このように本流域の河川部は両側を急斜面、伸長方向を緩斜面の谷底とで囲まれている。

2. 土質調査方法

本研究では、研究流域が水文地質学的に花崗岩及びその風化土で構成される単純な二層構造で

あると考えることから、奥西・飯田(1978)の分類による軟弱層と漸移層とを合わせて土層と呼び、基盤と土層の二層に分類することとした。

流域の土層構造を把握するため、簡易貫入試験器によるサウンディングを行った。貫入試験では、5 kgのおもりを50 cmの落差で落下させたときの運動エネルギーによってロッドの先端のコーンを土層中に貫入させるときに、10 cm貫入するのに必要な打撃数を N_{10} 値として、土の強度を表す指標とする。本流域においてサウンディングを行った寺嶋・諸戸(1990)に従い、貫入時のコーンの仕事量と実際のトレンチの土層観察とを考慮して風化土層と基盤の境界を決定した。本研究では N_{10} 値が40以上を基盤とする。

また、100 ccの採土円筒により各深度別に土の不攪乱資料を採取して(図2)室内試験を行い、土層の物理特性を明かとした。室内分析項目は、自然含水比、土壌の比重、飽和透水係数である。含水量試験はJIS A 1203-1978に従った。比重試験はJIS A1202に準拠して真比重を求めた。透水試験はJIS A1218 T-1979に準拠し、変水位法により飽和透水係数を求めた。またこれらの測定結果から、乾燥密度、湿潤密度、間隙比、間隙率、飽和度を算出した。

3. 土層分布

研究流域における簡易貫入試験の結果から以下のような土層の平面的な分布傾向が明らかとなった(図2)。

土層厚は約5 cmから190 cmまで変化している。土層の特に厚い区域は、河川伸長方向にある谷底と、その上流の急斜面部の右岸寄りの部分、及び尾根部である。それぞれの区域は連続していない。土層の厚い区域は、地表面勾配も比較的緩くなっている。その他は土層が薄く、谷底部分を取り囲む急斜面の中で右岸とリルの部分が特に薄い。右岸は多数の節理の入った基盤が露出しており、またリルの部分では元々土層の薄い急斜面にリルが形成されることによって更に薄くなったと思われる。

4. 水文地形区分

本研究では、洪水流出に関わる機能を斜面単位で分けて考えるために、河川との位置関係・地形・地質を考慮して、流域を斜面区分した。

流域を

- ① 河道部(channel): 恒常的に水流の維持されている部分
- ② 側壁斜面(side slope): 恒常河川の源流より下流側、河川両岸の斜面。河道に接する面積は大きく、河幅の拡大に関係が深い。
- ③ 谷頭部(valley head): 河川源流より上流側、いわゆる0次谷の部分。源流点でのみ河道に接し、今後河川が伸長すると想定される斜面。

とに区分した。更に谷頭部については、

- ③-i) 谷底面(valley head floor): 河川の延長上にあたり、水流に直接接する緩斜面
- ③-ii) 谷頭斜面(valley head slope): 谷底面を三方から取り囲み、水流には接しない急斜面とに区分した(図3)。

それぞれの斜面について詳細を述べる。

- ① 河道部: 流域の約1/4程度の長さで、面積はおよそ18 m²である。河床堆積物はわずか

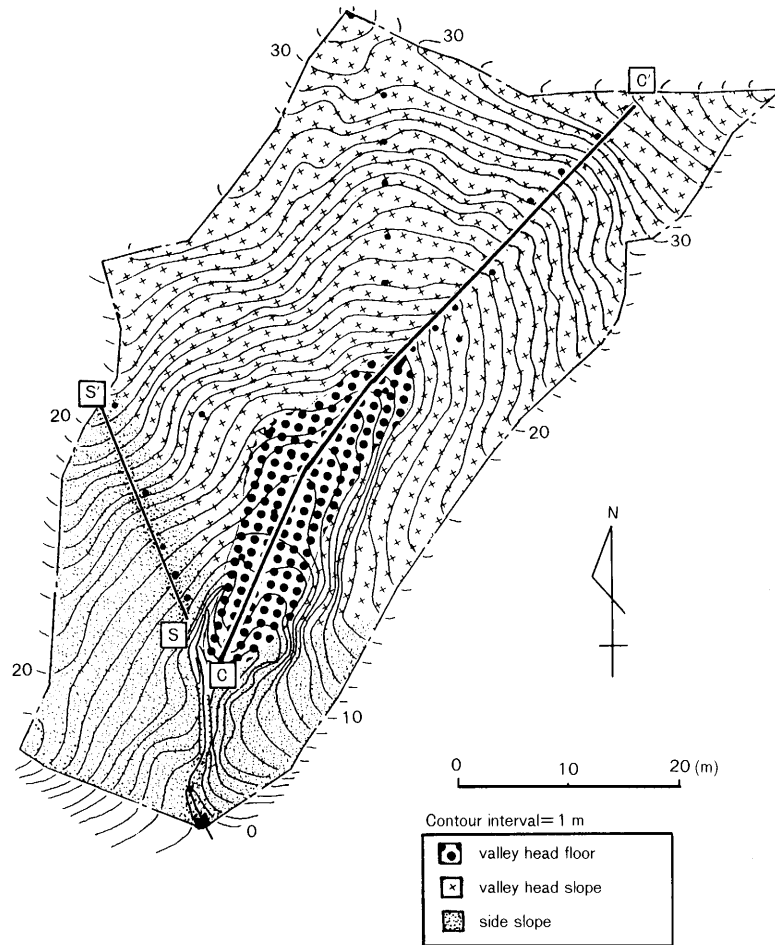


図-3 水文地形区分

Fig. 3. Division diagram of slope-units in the experimental watershed.

で、基盤が露出している。

② 側壁斜面：河川兩岸にあり水流に広く面している。面積は河川の右岸で 215 m^2 ，左岸で 140 m^2 で合わせると流域面積の 18% となる。

地形的には縦断面型がおおよそ直線の斜面で、傾斜が 40° 以上あり斜面上部では 60° を越える。末端部には崖錘などの崩落堆積物などはなく、小崖となって直接水流に接している。小崖表面は多くの部分で腐植土に覆われており、このことから近年では小崖部分での崩壊は頻繁には発生していないと思われる。側壁斜面での降雨流出特性を明かとするために右岸に S 斜面，左岸側に D 斜面を設定し，側壁斜面を代表する観測斜面とした。それぞれの集水面積は， 150 m^2 ， 44 m^2 である。

簡易貫入試験によって明らかにした S 斜面の土層プロファイルを示す (図 4)。縦断面はほぼ直線形であるが，若干 SA4 付近で凹型となっている。貫入抵抗値によると土層は薄く，土層と基盤

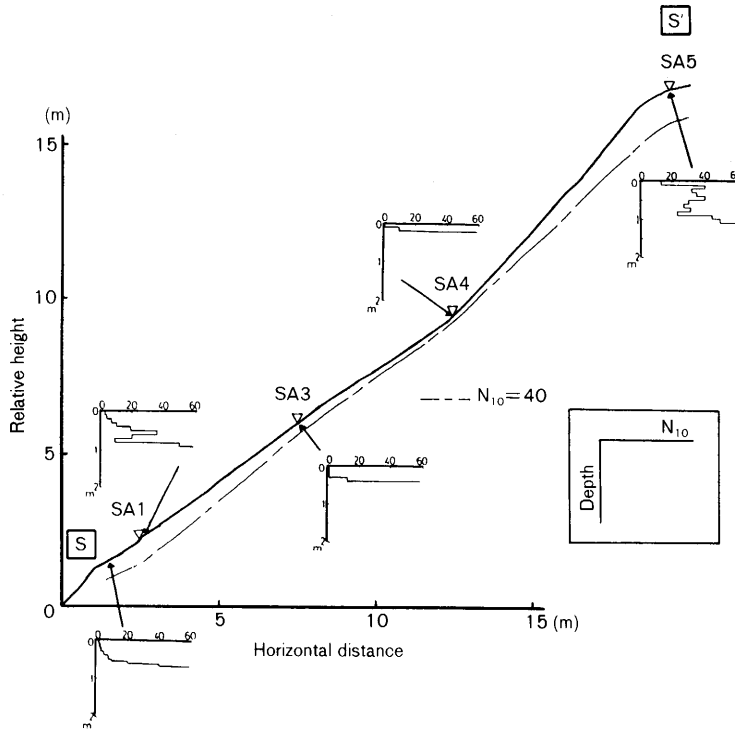


図-4 側壁斜面 (S 斜面) の土層構造

Fig. 4. Logitudinal slope profile and subsurface structure in the side slope.

の境界は明瞭である。尾根部と斜面下部で若干土層が厚く、特に下部の SA1 では N_{10} 値の比較的高い漸移層が厚く堆積する。深度 80 cm 付近の N_{10} 値の小さい部分は、ボーリング調査から無降雨時においても常に飽和帯が存在し、土層の間隙が大きくなっている部分であると思われる。斜面末端部からは無降雨時においても地中水の流出がみられる。

D 斜面は、S 斜面同様に急傾斜であるが、土層が若干厚く、斜面下部では N_{10} 値が 5 以下の軟弱な層が堆積している。

③-i) 谷底面: 面積は 230 m^2 で、平均傾斜は 10° の緩やかな斜面である (図 5)。流域内でも特に土層の厚い部分であり、特に周囲の斜面からの崩落堆積物と考えられる軟弱な層が厚い。水流に接する末端面は側壁斜面と同様に、表面を腐植土が覆っており、直径が 2~3 cm の土壌パイプが見られる。特に最下部には直径が 7~8 cm の大きな土壌パイプがあり、一年を通じて多くの水が流出する。また C1 の土層深部には、軟弱な土層の中でも特に N_{10} 値が小さく、最下部の大きな土壌パイプとつながっている間隙の大きいゾーンがあると考えられる。

③-ii) 谷頭斜面: 谷底面を囲む急斜面で、面積は 1650 m^2 と流域の 70% を占める。平均の傾斜は 30° 以上あり、 45° を越える部分もある。また土層は尾根部などを除いて非常に薄く、基盤も急傾斜である。面積が広く、各部分での水の挙動も異なることから、寺嶋 (1990) に従って、土層の厚さの違いから C 測線 (L1~C11) と R 測線 (R1~R6) を設けて、土層構造や地中水の挙動を観測した。

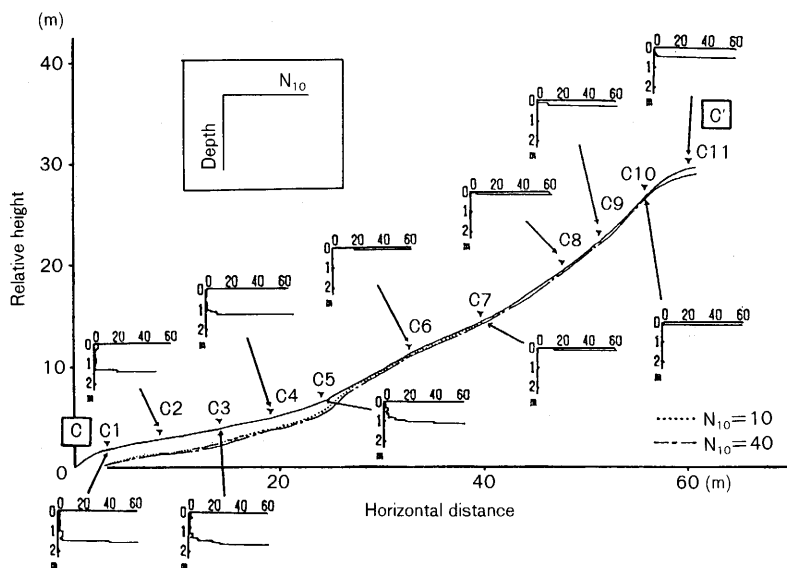


図-5 谷頭部の土層構造 (寺嶋(1990)より).

Fig. 5. Logitudinal slope profile and subsurface structure in the valley head.

C 斜面は土層が薄く、リルが L1 から C8 にかけて延びており、豪雨時には地表流が発生する。この地表流は、虫明(1991)、宮下(1992)によると、リルの部分に厚く堆積している腐植土層で発生した飽和地表流であると考えられる。

R 斜面は、R1 から R3 にかけて土層の厚い部分があり、寺嶋・諸戸(1990)によると、土層は周辺の崩落土砂の堆積で占められていると考えられる。

5. 土層の物理的特性

明かとなった各地点の土層の物理特性を示す(表1)。これによると、真比重はほとんど等しい値を示す。また間隙率については、谷底面の方が大きく側壁斜面で小さい。このことは谷底面を構成する土粒子は粒径の揃った細粒のものが多く、側壁斜面は相対的に粒径の揃わない粗粒の土粒子が多いことを示している。透水係数については、斜面末端部(C-cliff, S-cliff)で比べるとやや側壁斜面で高く、特に側壁斜面下部の土層深部(SA3-40)で高い透水性を示す。

III. 水文研究手法

研究流域における降雨流出過程を明かとするために、流域への人為的影響が最小限になるよう木道など設けて各種の調査、水文観測を行った。水文観測地点は図1に示す。また各観測点における水文観測器材の詳細を示す(表2)。

水文観測は、流出量、降雨量、地中水分状態、及び河川水と地中水の電気伝導度の計測、サンプリングを行い水質分析を行った。

表-1 各斜面の土層の物理特性

Table 1. Physical characteristics of the regolith zone in the valley head floor and the side slope

	Sample name	Specific gravity	Water content (%)	Porosity (%)	Hydraulic conductivity (cm/s)
Valley head floor	C-cliff	2.60	21.9	44.5	8.7×10^{-3}
	C1-50	2.61	14.6	41.2	5.6×10^{-3}
	C1-150	2.62	22.7	37.1	1.8×10^{-4}
	C5-50	2.61	24.4	40.1	—
Side slope	S-cliff 1	2.61	17.4	31.4	1.1×10^{-3}
	S-cliff 2	2.62	16.7	30.6	—
	SA1-40	2.67	11.3	30.4	2.3×10^{-4}
	SA1-60S	2.64	11.1	29.8	—
	SA1-60B	2.62	9.6	31.8	—
	SA3-40	2.62	12.5	36.2	1.2×10^{-2}

表-2 観測器材と埋設深度

Table 2. Observation tools in the experimental watershed

Site	C1	C2	C3	C4	C5	L1	L3	C7	C8	C9	C10	C11	R1	R2	R3
	20	20	20	20	20	L	5	5	5	5	5	20	20	5	20
Tensio meter	50	50	50	50	50	5		35	20	20	15	40	50	20	40
	100	100	100	100	100	30			30			60	100	50	
													130	100	
Piezo meter	100	100	100	100	100										
	170	B170	170	B170	B170										
				B200	B200										
Well	○	○	○	○	○										

Site	R4	R5	R6	SB1	SB2	SA1	SA2	SA3	SA4	SA5
	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Tensio meter	40	50	50	40	40	50	50	40		
		80	100	110		90				
			150							
			190							110
Piezo meter						90				
Well										

B: In the basement rock, L: In the litter

(cm)

W1・W2・S-l: Weir, S-u・S-m・D-u・D-l: Trough, Raingauge

1. 流出量

流出特性を把握するために、流域末端(W1)で総流出量を、また豪雨時に谷頭斜面で発生する地表流(W2)を、60°Vノッチの堰により計測した。なお水位流量変換式は次のものを用いた。

$$Q = k(h/100)^{5/2} \cdot 10^3 \quad (1)$$

$$k = 1.363(0.573 + 0.00183/(h/100)) \quad (2)$$

Q: 流量 (l/sec), h: 水位 (cm)

また、側壁斜面からの流出として S 斜面の末端部において、上から順に S-u, S-m, S-l の三段のトラフを設置して流出量を計測した。S-u は腐植土層, S-m は土層中間部, また S-l は土層と基盤の境界部付近からの流出を主に計測する。同様に D 斜面の流出量を計測するために二段のトラフ (D-u, D-l) を設置した。D-u, D-l, S-u, S-m は、転倒升式流量計により計測した。また、S-l では 15° V ノッチの堰により計測した。水位流量変換式は以下のものを用いた。

$$Q = k(h/100)^{5/2} \cdot 10^3 \quad (3)$$

$$k = 0.3108(0.5936 + 0.0080/(h/100)) \quad (4)$$

Q: 流量 (l/sec), h: 水位 (cm)

2. 降雨量

流域内の谷底面上に転倒升式自記雨量計（一転倒 1 mm）を設置して降雨量を計測した。計測量は樹冠遮断量を除外した林内雨量であり、実際に地表にもたらされた降雨を代表すると考えた。

3. 地中水分状態

降雨時に各観測点においてテンシオメータ、ピエゾメータ、浅井戸などで目視により 2~3 時間おきに観測を行った。

谷底面、側壁斜面については、それぞれ 1 測線 (C1~C5, SA1~SA5) 設定した。谷頭斜面については、C 斜面 (L1~C11), R 斜面 (R1~R6), の 2 測線を設定して観測した。

4. 電気伝導度

降雨観測時に、流域末端の堰 (W1) で河川水、S-l で側壁斜面の流出水、各ピエゾメータで地中水の電気伝導度を測定した。ここでは河川水や地中水のイオンの総量を示す電気伝導度を指標として、水の流動経路について考える。

5. 水質分析

また現地観測した電気伝導度の有意性を検討するため、電気伝導度を計測すると同時に水のサンプリングをいくつか行い、室内においてイオンクロマトグラフィにより溶存イオン濃度の分析を行った。ここでは特に水の流動経路を探る目的から、他のイオンに比べて濃度が高く土壤に吸着されることの少ないとされる塩素イオンに注目した。

IV. 観測結果

1. 流出特性

1992 年 9 月 24 日から 26 日にかけて観測した総降雨量 76 mm, 最大降雨強度が 14 mm (/30 min) の降雨 (観測 I) の流出ハイドログラフについて示す (図 6)。

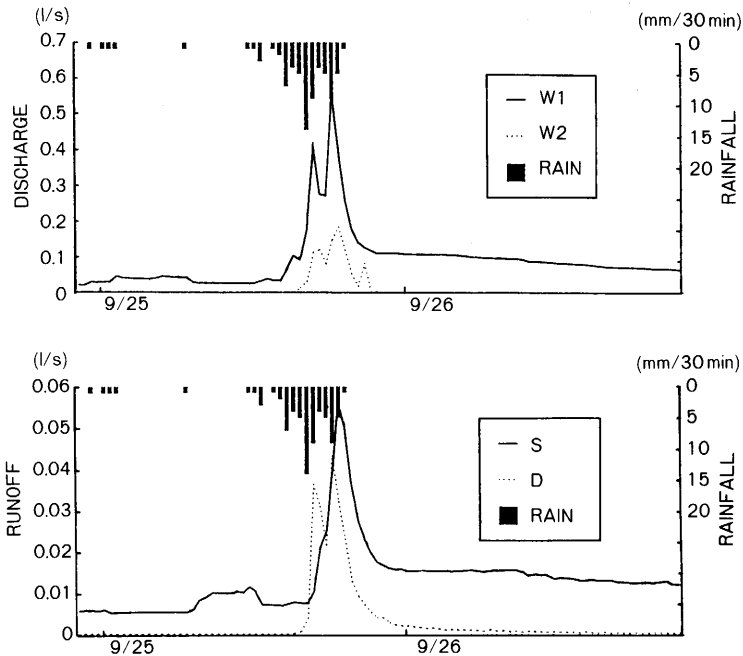


図-6 降雨流出ハイドログラフ W1: 総流出, W2: 地表流, S, D: 側壁斜面.

Fig. 6. Hydrograph of the experimental watershed.

W1: Total discharge, W2: Overland flow from the C-slope

S: Runoff from the S-slope, D: Runoff from the D-slope

1-1. 総流出量

総流出量は降雨に対して応答がよく、降雨量と流出量のピークの数が一致する。降雨強度は第一のピークで最大となったが、流出量は第二のピーク時に最大値を示した。降雨初期では流出の増加はごくわずかである。これは土層の先行水分が少ないために降雨初期は流出に余り寄与しなかったためと考えられる。

1-2. 側壁斜面の流出量

S斜面では、無降雨時において斜面脚部のS-1から基底流出が見られる。降雨に対して流出は速やかに応答している。しかし、流出初期は総流出に比べて若干応答が遅れ、流出ピークは総流出の最大流量とほぼ同時にみられる。また、D斜面においては、S斜面に比べて、より降雨強度の変化に対応した流出特性を示している。これは、D斜面下部の軟弱な腐植土層が常に高い水分状態を保っているためと考えられる。

1-3. 地表流量

地表流は観測によると、リルの下流(L1)付近で発生して河道に達することなくすべて谷底面でも再び浸透した。地表流は降雨強度に対応した2つのピークとその後に小さな流出ピークを示し、降雨終了後は速やかに消滅した。

2. 降雨時の地中水の挙動

谷頭斜面、谷底面、側壁斜面のそれぞれにおける地中水の挙動について述べる。まず各観測線

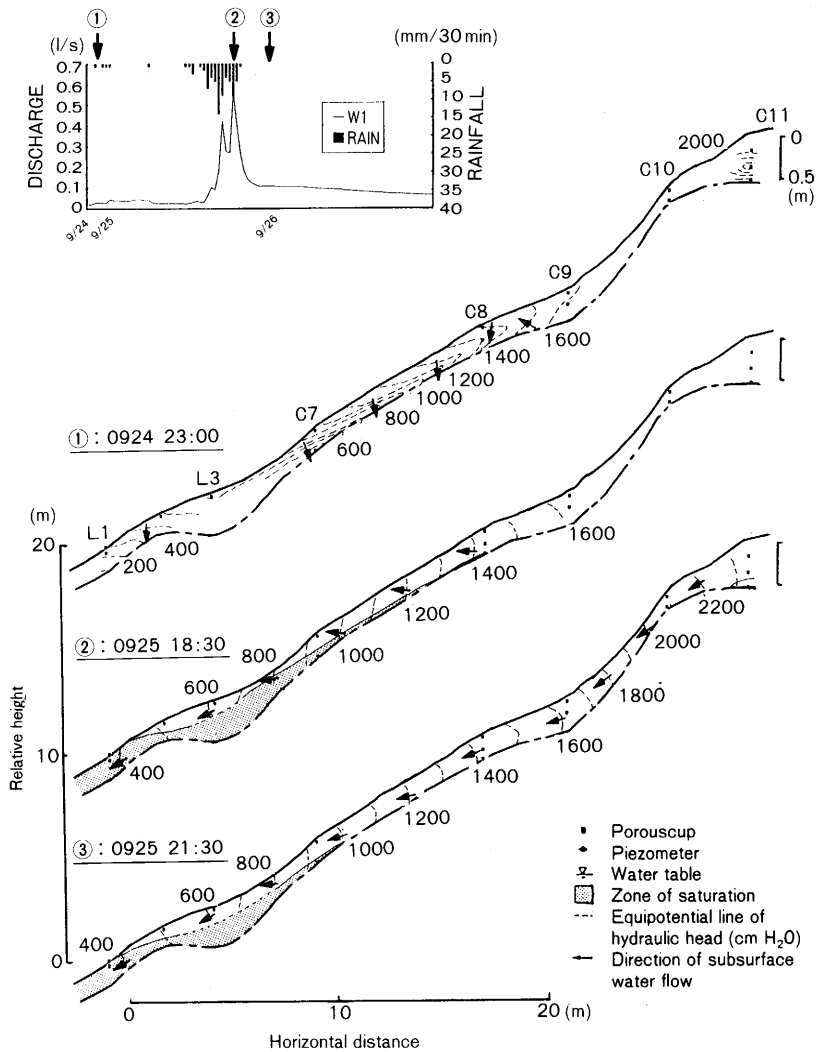


図-7 降雨時の飽和帯および水理水頭値の経時変化（谷頭斜面 L1～C11）。

Fig. 7. Hydraulic head distributions, directions of subsurface water flow and saturated area distributions in the valley head slope.

の鉛直二次元断面における飽和帯と水理水頭値の経時変化について述べる。なお各観測点の圧力水頭値が 0 cmH₂O 以上を飽和帯とした。水理水頭値のプロファイルから不飽和、飽和帯ともに地中水の流向が明らかとなる。ただし観測器材の故障により谷頭斜面の上部（尾根部付近）の水頭値データは欠損となった。

2-1. 谷頭斜面の地中水の挙動

C 斜面について示す（図 7）。降雨前（①）は土層全体が非常に乾燥状態であり、鉛直下向きの不飽和浸透が見られる。流出ピーク時（②）には飽和帯は急激に拡大したが、地表付近が飽和したのは L1 付近のみである。また地中水は C8 にかけて一様に上向きに流動している。このこと

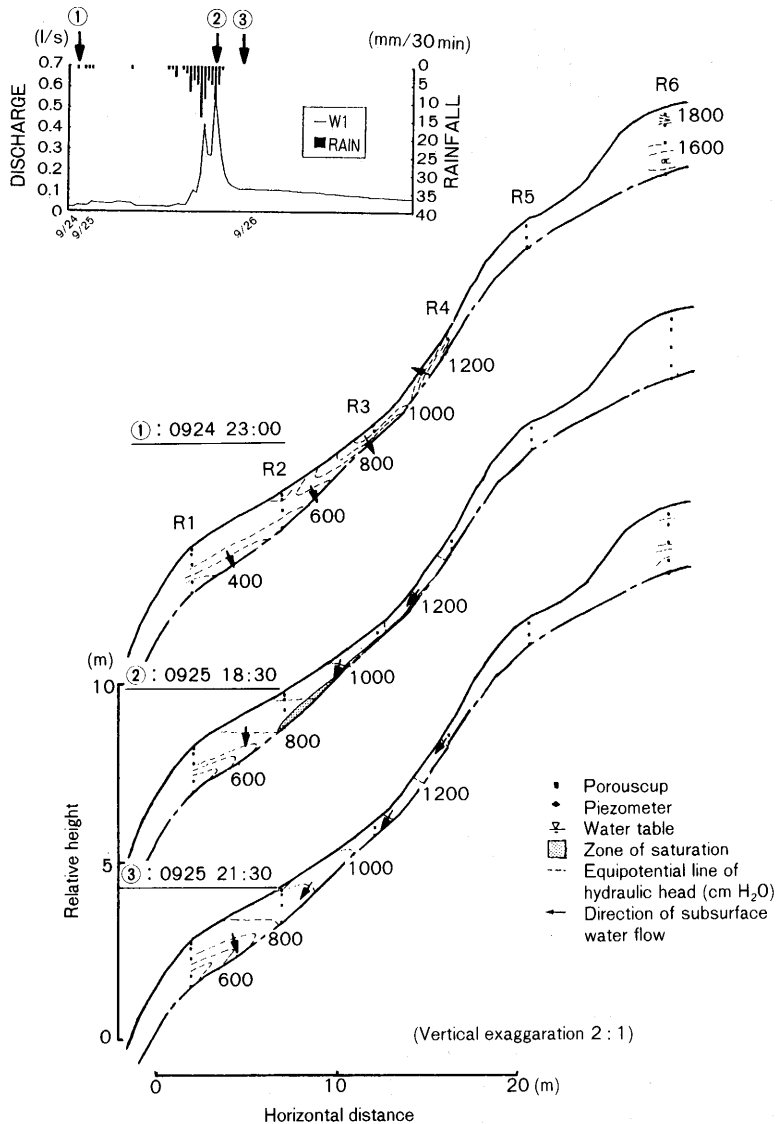


図-8 降雨時の飽和帯および水理水頭値の経時変化 (谷頭斜面 R1~R6).

Fig. 8. Hydraulic head distributions, directions of subsurface water flow and saturated area distributions in the valley head slope (R1~R6).

から虫明(1991)等が述べているように、この時発生している地表流は主に復帰流(return flow)によると考えられる。C斜面からの河川流出への寄与は、地表流による直接的な寄与と、飽和側方流で谷底面へ水を供給することによる間接的な寄与とが考えられる。また降雨流出終了時(③)には、飽和帯は速やかに縮小している。地中水は斜面方向の流れが卓越するが、地表面付近では再び鉛直下向きの流れが見られる。

また土層の厚いR斜面(R1~R6)(図8)では、降雨前(①)には土層は非常に乾燥状態で地中

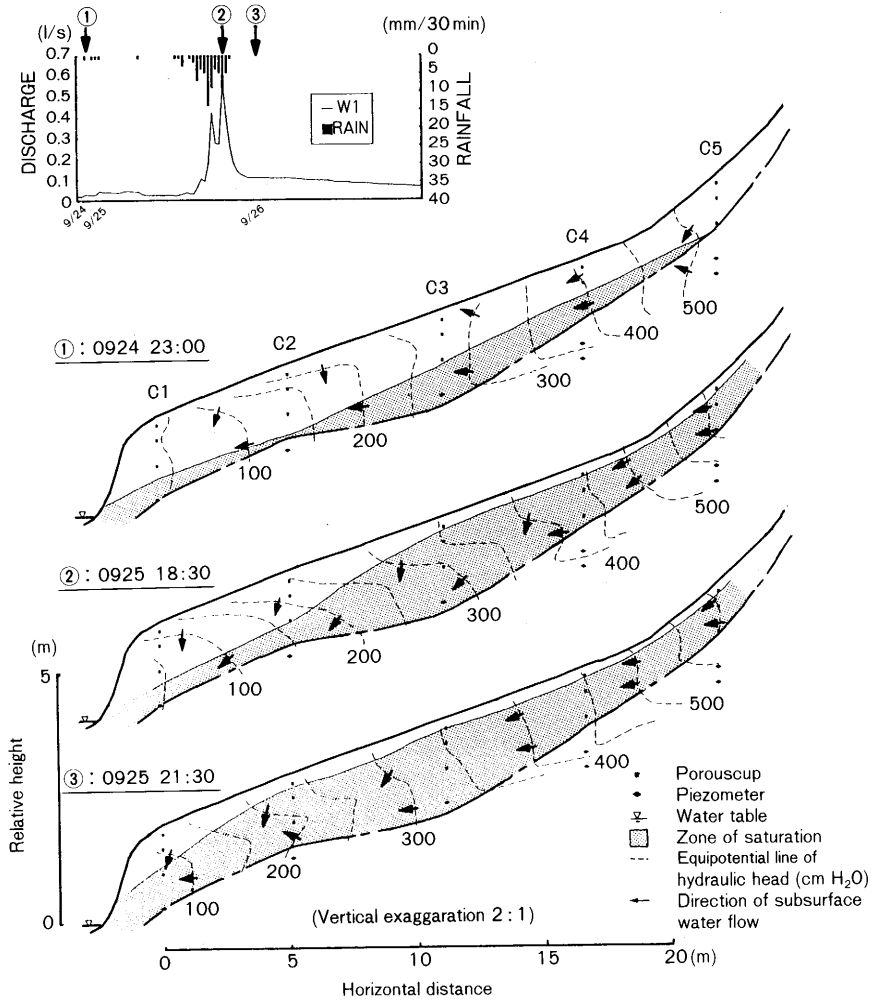


図-9 降雨時の飽和帯および水理水頭値の経時変化 (谷底面 C1~C5).

Fig. 9. Hydraulic head distributions, directions of subsurface water flow and saturated area distributions in the valley head floor.

水は下向きの流れが卓越している。また R4 付近では蒸発の影響によると思われる鉛直上向きの流れがみられる。流出ピーク時 (②) には飽和帯が R2 付近のごく浅い部分と R2 から R4 にかけての土層深部に薄く形成された。しかし R2 の深度 50 cm の土層中間部では飽和することはなかった。このことから土層の厚い R2 付近では降雨が鉛直浸透して飽和帯が形成されたと考えるのは難しく、土層の薄い R3 上部付近で形成された飽和帯が、基盤との境界部付近を斜面方向に拡大してきたものと考えられる。さらに降雨流出終了時 (③) には、R2 の土層深部の飽和帯は速やかに消滅したが、R1 の土層深部では降雨期間中には飽和することはなかった。このことから R 斜面から谷底面への土層を経由した地中水の供給は多くなく、地中水の多くは基盤内に緩やかに浸透したと考えられる。

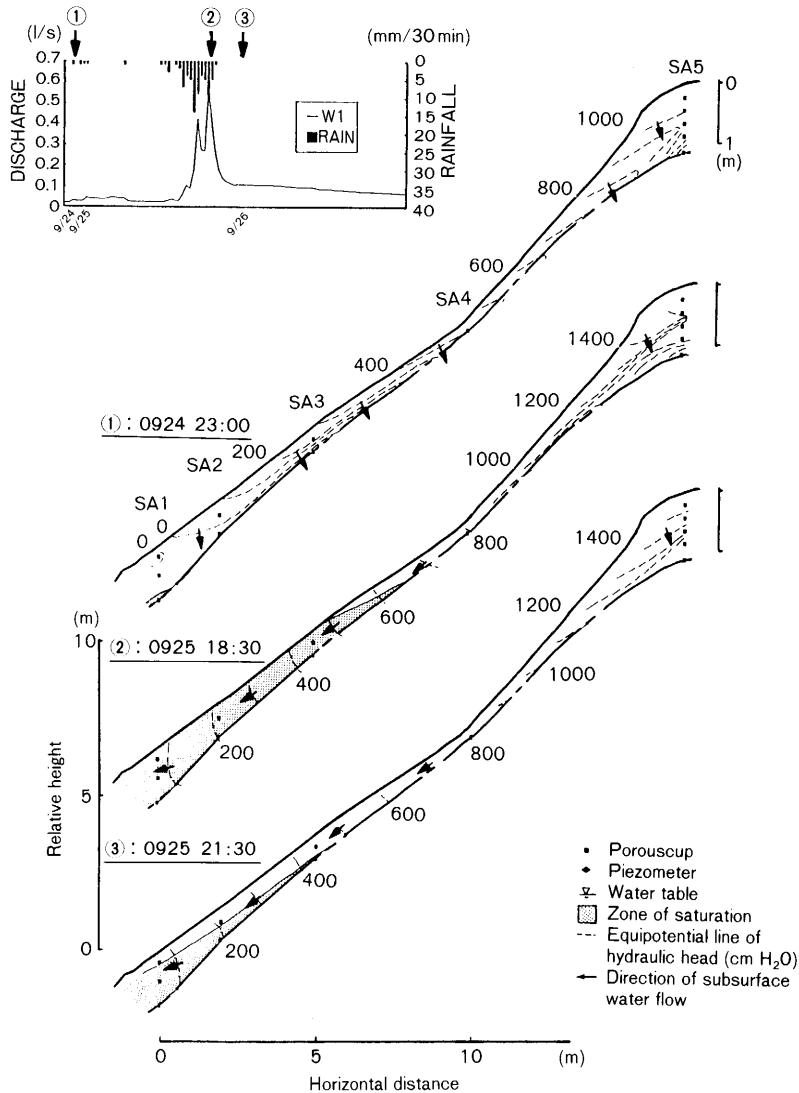


図-10 降雨時の飽和帯および水理水頭値の経時変化(側壁斜面 SA1~SA5).

Fig. 10. Hydraulic head distributions, directions of subsurface water flow and saturated area distributions in the side slope (SA1~SA5).

谷頭部においては、谷頭斜面の水はすべて谷底面を介して河川に流出することから、谷頭部からの流出を評価する際には谷底面の地中水に注目するのが重要であると思われる。

2-2. 谷底面の地中水の挙動

谷底面(C1~C5)(図9)では、降雨前(①)から飽和帯は土層内に存在し、地下水面勾配は地表面の勾配に近い。飽和帯の地中水は側方流として河川に流出している。土層浅部では不飽和側方流が主である。流出ピーク時(②)には飽和帯は拡大し、特にC3からC5にかけての谷底面上流側で地下水面が上昇しているが、これは降雨の鉛直浸透と谷頭斜面からの地中水の供給によ

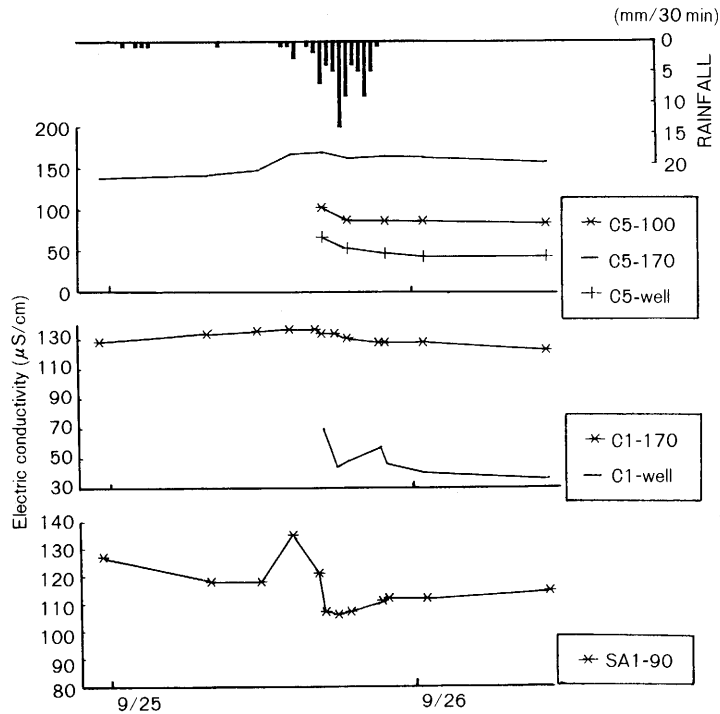


図-11 地中水の電気伝導度の経時変化 (谷底面 (C5, C1), 側壁斜面 (SA1)).

Fig. 11. Changes in electric conductivity of soil-water at Site C5, C1 (the valley head floor) and Site SA1 (the side slope).

と考えられる。また C1 付近で地下水面は上昇せず，C2 から C3 にかけて地下水面勾配が大きくなっており，この時点では C5 から C2 にかけて地中水が土層内に貯留される傾向にあるといえる。地中水の流向は，土層浅部で鉛直下向きに卓越し，深部でもやや下向きに卓越する。降雨流出終了後 (③) に飽和帯は最大となり飽和側方流が卓越する。また地下水面勾配は C1 から末端部で最も大きくなっている。また C1 の土層深部では地中水の流向が集まるゾーンが見られる。

2-3. 側壁斜面の地中水の挙動

側壁斜面では (図 10)，降雨前 (①) には土層はかなり乾燥しており，斜面下部の SA1 のみに飽和帯が存在する。この飽和帯は無降雨時においても存在し，側壁斜面からの基底流出に寄与していると思われる。この飽和帯が維持される要因として，土層内の不飽和帯の水が徐々に飽和帯に付加されるためと，山体内部から基盤の割れ目を通して徐々に地中水が湧出するための二つが考えられるが，その確認を行うことはできなかった。また SA1 の地表付近では蒸発の影響による上向きの流れがみられる。流出ピーク時 (②) には飽和帯は最大となり SA3 の地表付近にまで飽和帯が拡大した。水理水頭値から飽和側方流が卓越していることがわかる。降雨流出終了時 (③) には側方流が依然卓越し，飽和帯は速やかに縮小を始めている。これは地表面及び基盤が急勾配であるため，エネルギー勾配が大きいことによると考えられる。

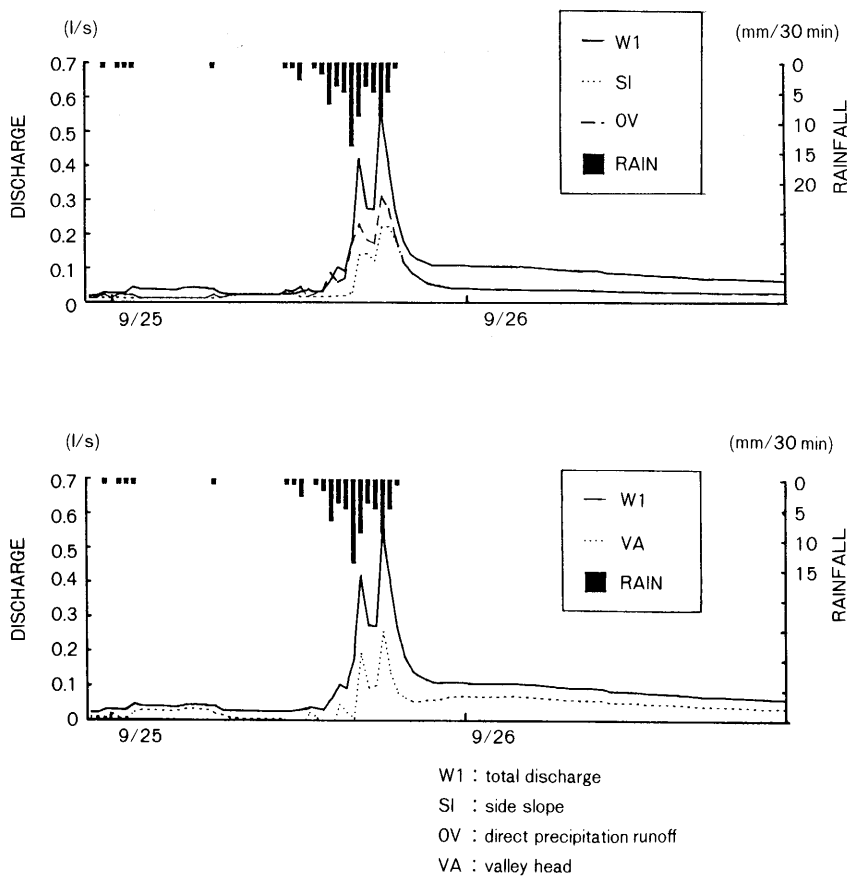


図-12 各斜面からの流出量.

Fig. 12. Variations in computed runoff from each slope-unit.

3. 地中水の水質変動特性

各観測点における地中水の電気伝導度の変化を示す(図 11)。土層深部ほど電気伝導度の値は高くなっており、貯留期間が長く土粒子から溶出したイオン濃度の高い“古い”水であることがわかる。したがって降雨との対応から、圧力水頭が上昇する際には土層内で初めに電気伝導度の高い“古い”水が動き、後に降雨が混合した電気伝導度の低い水が流動すると考えられる。側壁斜面は谷底面に比べて水質の変動が早いことから、土層内での雨水の流動は側壁斜面で速いといえる。

V. 考 察

1. 各地形区分からの流出量

流出量の観測結果から、河道部、側壁斜面、谷頭部の各地形区分からの流出量について試算を行った。

水収支の考え方から、総流出量 Q_t 、河道への直接降雨成分 Q_p 、側壁斜面からの流出量 Q_s 、谷頭部からの流出量 Q_c として

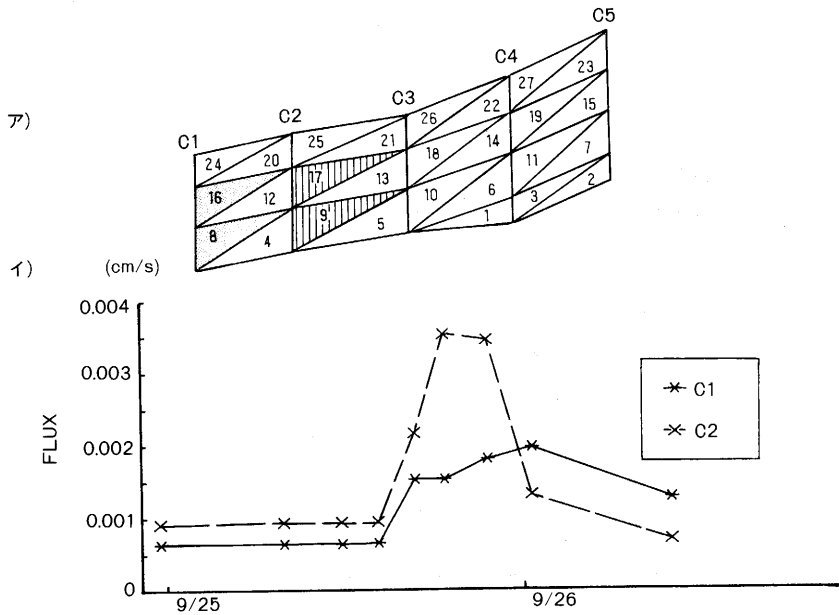


図-13 地中水の流速の経時変化。C1：谷底面下流部 (No. 8, 16)。C2：谷底面中部 (No. 9, 17)。

Fig. 13. Changes in groundwater flux at Site C1 (triangle 8 and 16), and Site C2 (triangle 9 and 17) in the valley head floor.

$$Q_t = Q_p + Q_s + Q_c \quad (5)$$

が成立するとした。 Q_t は実測値から、また Q_p については観測時に地表流の河川への流入がないことから河道部の面積に降雨強度を乗じて求めた。 Q_s は S 斜面及び D 斜面からの流出量を側壁斜面の面積比に換算して求めた。残差から Q_c を求めた。また、基盤のレッカ水による山体内部からの湧出量は、浅野 (1991) が検討を行ったように短期間の降雨時では、無降雨時の基底流出量とほぼ同じく一定で少量であると考えられる。したがって基盤からの湧出量は降雨時の洪水流出量に比べて無視できると考えた。以上のようにして求めた各斜面からの流出量は、厳密な量であるとするのは困難であるが流出傾向は明らかにできたと思われる。結果を (図 12) に示す。これによるとハイドログラフの初期からピークにかけては河道への直接降雨成分 Q_p 及び側壁斜面の流出 Q_s が相対的に多く、ピーク後の減水期では谷頭部の流出 Q_c が多くなっている。また Q_p と Q_s を比較すると前述のように S 斜面の初期流出が遅れることから、流出初期では河川の直接降雨成分 Q_p が多く、ピーク時で側壁斜面の流出 Q_s が多いと言える。この傾向はその他の降雨イベントについても同様にみられる。

2. 地中水の流束

谷底面及び側壁斜面の地中水の流動を定量的に求め、流出特性との関係を明らかにすることを試みた。解析は佐倉 (1989) の三角形要素法を考慮した方法に従い、地中水の流向と流束 (flux) を求めた。

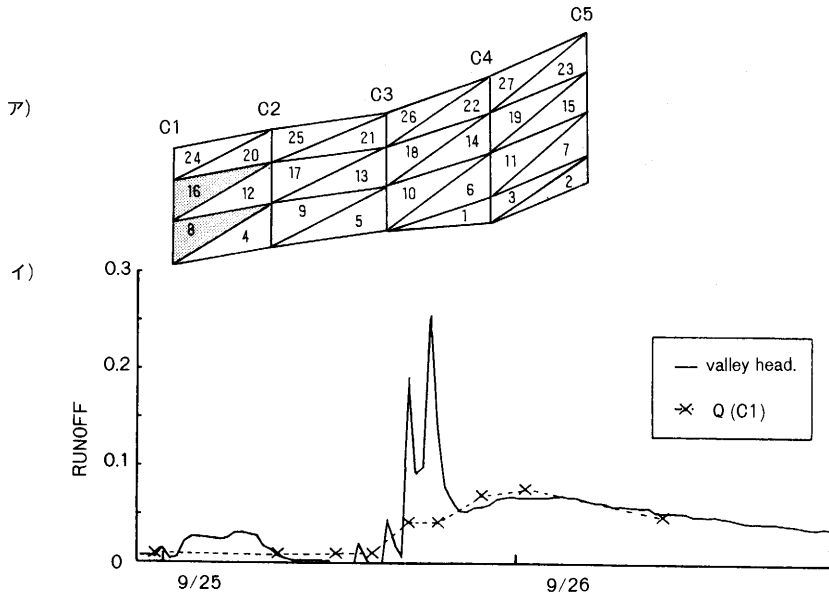


図-14 谷底面の土層中の飽和断面流量と流出量。(Q(C1): Site C1 の飽和断面流量)

Fig. 14. Changes in groundwater quantity through Site C1 and runoff from the valley head.

解析手法について詳しく述べると、土層内の各テンシオメータ、ピエゾメータの観測点の配置によって決まる鉛直二次元断面内の三角形(図 13-ア, 15-ア)に注目し、3つの頂点の水理水頭値から流束の水平成分、垂直成分 (V_x, V_y) を求めた。不飽和透水係数を計測するのは困難であったため、計算においては飽和透水係数を用いた。そのため観測期間中に不飽和であった地点では、算出した流束が実際よりも大きい値であることに注意しなければならない。ただし本研究では流出を考える上で経時変化をする飽和帯の水に注目するため、飽和帯中にある三角形の流束に注目することとした。求めた (V_x, V_y) より地中水の流向 (θ [rad]) と流束 (f [cm/s]) を

$$\theta = \tan^{-1}(V_y/V_x) \tag{6}$$

$$f = \text{SQR}(V_y^2 + V_x^2) \tag{7}$$

から求めた。なお θ は水平面から左回りの角度である。

2-1. 谷底面

谷底面において、流出量の変化に最も大きく影響すると思われる①最下流部(C1) (三角形 8, 16) と②中間部(C2) 付近 (三角形 9, 17) の地中水の流束について示す(図 13)。これによると、中間部(C2)では降雨に対する流束の応答は比較的良く、谷頭斜面からの急速な地中水の供給によりピークは形成されたと考えられる。それに対して最下流部(C1)では、流束の降雨応答がかなり遅れ、ピークは洪水流出終了後に見られる。このことは前述の地下水面の変動からもいえる。また流束のピークは中間部から最下流部にかけて小さくなることから、流束の差分に相当する地中水が土層内に貯留されたかあるいは流束として観測されない別の経路を経て流出してピークが平均化したと考えられる。

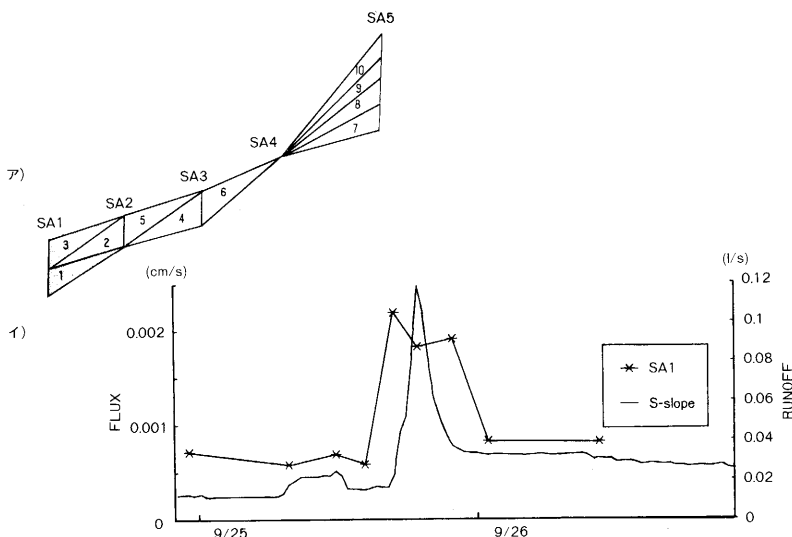


図-15 地中水の流束の経時変化。(SA1: 側壁斜面下部)

Fig. 15. Changes in groundwater flux at Site SA1 (triangle 1 and 3) and runoff from S-slope.

谷底面内での流束ピークの遅れと低下について考えるため、最下流部(C1)での地中水の飽和断面流量と谷頭部からの流出量とで比較を行った。ここで飽和断面流量とは、土層内で河川に向かう地中水の流向に垂直な面内の飽和帯の断面を飽和側方流として単位時間通過する水の量とする。最下流部C1での流束の大きさを $f(t)$ とすると、飽和断面流量 $q(t)$ は次式より求められる。

$$q(t) = S(t)f(t) \tag{8}$$

ここで S は飽和帯の断面積で、側方と下方は基盤、上方は飽和面とで区切られる断面積を長方形で近似して求めた。また、 t は各項が時間の関数であることを示す。

計算の結果、飽和断面流量と谷底面の流出量はそれぞれ観測データから求めた値であるが、降雨応答は同様の傾向を示している。太田・高橋(1986)の研究例と同様に、飽和断面流量が流出量に比べて多く、特に飽和断面流量を約 1/7 にすると両者は非常に良く合致する(図 14)。ここで流量の差についてはオーダー的に等しいことと透水係数の精度の問題を考慮すると、谷底面の流出後半については最下流部の C1 を経由する飽和側方流により説明することがほぼ可能と考えられる。しかし流出初期のピーク部は飽和側方流で説明することができない。そこで次のように考えた。求めた流束はダルシー則が適用されるマトリックス流(matrix flow)を示している。しかし前述の地中水の観測や貫入試験の結果から、谷底面の河川近傍から C2 付近にかけての土層深部に地中水が集中する土壌パイプがあると思われる。したがって鋭いピークを持つ流出初期は、圧力水頭の上昇によりパイプ内の大気圧の場所に隣接する不飽和状態の土層が飽和正圧状態に転化した時に、地中水がパイプ内にパルス的に流出することにより生じているのではないかと考えられる。また初期流出は河川ごく近傍からの降雨の速やかな流出によることも考えられるが、後述する電気伝導度の観測からはこのパイプによる流出を示唆した結果となっている。このように谷底面では、河川洪水流出のピーク時にはこのパルス的な流出が寄与し、流出量の大部分を占める流出後半時では C1 の流束で示されるマトリックス流が大きな役割を果たすと思われる。ま

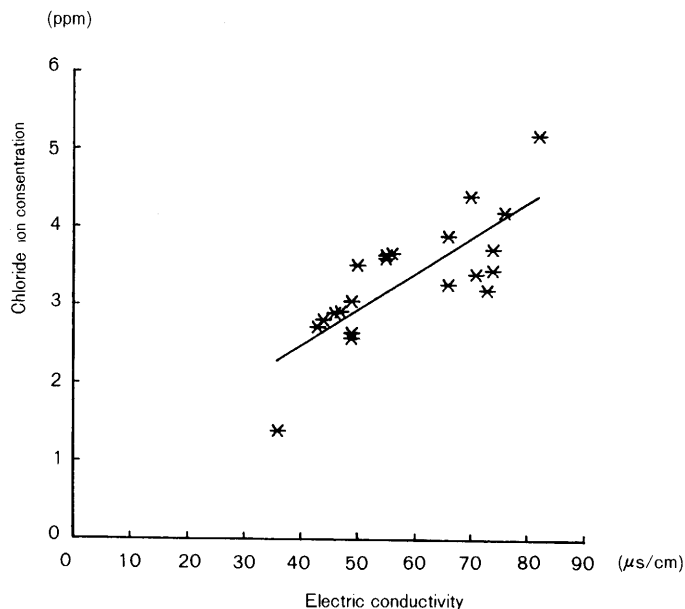


図-16 電気伝導度と塩素イオン濃度の相関図。

Fig. 16. Relationships between electric conductivity and chloride ion concentration of channel water.

た、中間部 (C2) から最下流部 (C1) にかけての流束ピークの低下と遅れは、C1 から C2 の土層内の地中水が透水ゾーンから急激に流出して一時的に減少した部分に、C2 側から流入する地中水が貯留されるためと考えられる。

したがって、谷底面における地中水は、一部には速い流出があるものの、貯留される傾向が強いと考えられる。

2-2. 側壁斜面

S 斜面の流出に影響する最下流部 (三角形 1, 3) について、流束の経時変化を示す (図 15)。側壁斜面については飽和帯の断面積 $S(t)$ を明らかにすることができなかつたため、ここでは流束の経時変化で検討する。流出ピーク前では、計算上で不飽和の部分がかかり含まれるため、実際の流束よりも大きい値となっていると考えられる。これによると流束の変化と流出量の変化は良く対応していることから、側壁斜面では地中水のマトリックス流が主な流出経路となっていることがわかる。したがって側壁斜面での前述のような洪水流出のピーク形成に大きく寄与する速い流出は、マトリックス流によると考えられ、このことは間隙率や透水係数の結果とも矛盾しない。

3. 流出成分の分離

3-1. 電気伝導度と溶存イオン濃度

河川水の物質収支を考える際に電気伝導度の有効性を明らかにするため、河川水について室内分析を行い、溶存イオン濃度と電気伝導度の関係について調べた。これによると塩素イオンは濃度が高く、電気伝導度との相関も高い (図 16)。従って電気伝導度は塩素イオンによって大きく影響を受けると考えられる。また塩素イオンは降雨起源で、また土壌への吸着が少ないイオンと

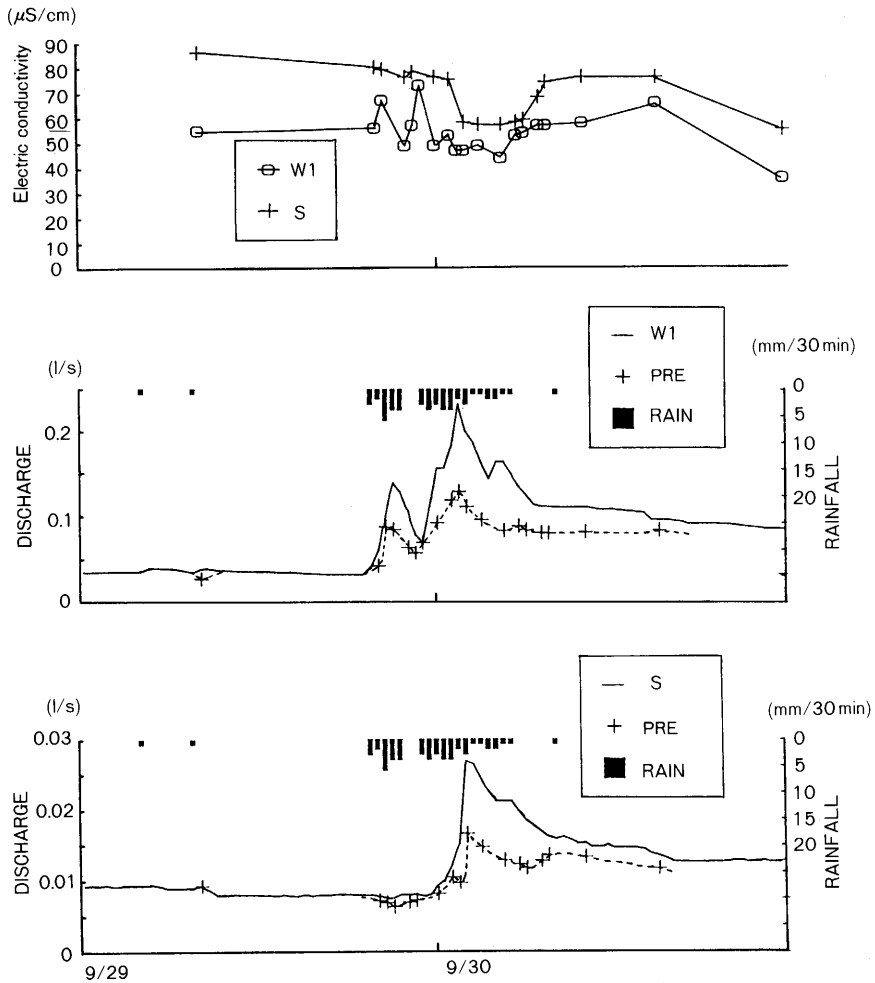


図-17 電気伝導度の変化及びハイドログラフの分離.

Fig. 17. Variations in electric conductivity of runoff water (A), the separation of total discharge (B) and runoff from S-slope (C). Pre-event water is shown by the broken line.

されることから、流域内での雨水の挙動を把握するためのトレーサーとして用いるのに有効であると考えられる。したがって塩素イオンに相関の高い電気伝導度をトレーサーとして用いることは有効であると考えて、電気伝導度を本研究流域の水質特性を代表するものとして扱うことにする。

3-2. ハイドログラフの分離

降雨流出機構を考える際には流出経路を定量的に解明していくことが必要である。そこで側壁斜面及び谷底面において水質特性を利用して流出ハイドログラフの分離を行った。降雨時に流出する水は、降雨に伴なって流域に新しく付加された“新しい水(event water)”と降雨以前に流域内に貯留されていた“古い水(pre-event water)”とに分けることができる。降雨時の側壁斜面と谷頭部を比較しながらその流出経路について考えていくことにする。

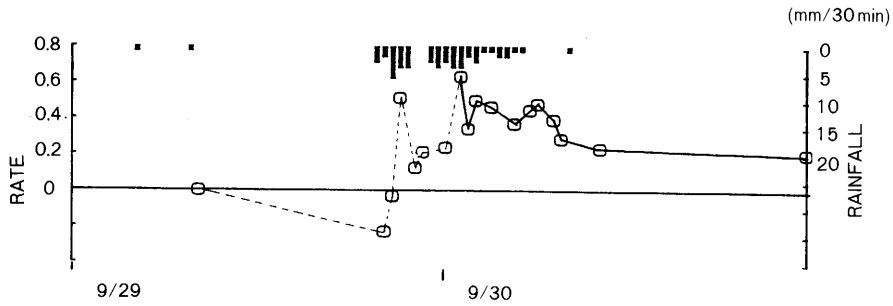


図-18 Event water 成分中の側壁斜面からの流出割合の経時変化.

Fig. 18. Changes in ratio of event water from the side slope to event water from the side slope and the valley head.

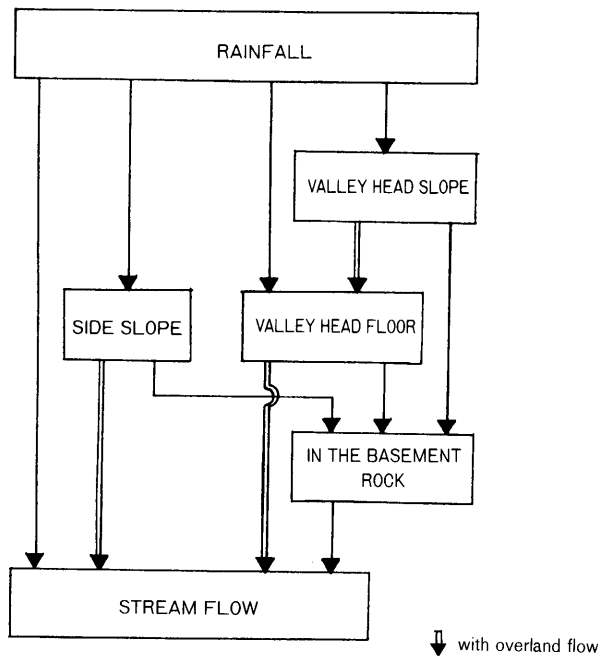


図-19 流出モデルの概念図.

Fig. 19. Conceptual runoff model in the experimental watershed.

“新しい水”と“古い水”の二つの性質の異なる水について物質収支の考え方から次の二式が成り立つ。

$$Q_{tot} = Q_{pre} + Q_{ev} \tag{9}$$

$$Q_{ev} = Q_{tot}(C_{pre} - C_{tot}) / (C_{pre} - C_{ev}) \tag{10}$$

Q は流量, C はそれぞれの化学特性, tot は実測値, ev, pre はそれぞれ“新しい水”, “古い水”であることを示す。なお, 物質収支式が成り立つためには化学特性である電気伝導度が流動中においても保存されることが必要条件であるが, 前述のように電気伝導度は土壌への吸着の少ない塩素イオンと相関が高いことから条件は満たされていると考えられる。

側壁斜面と谷頭部とで“新しい水”の流出の経時変化について解析を行った(図17)。さらに総

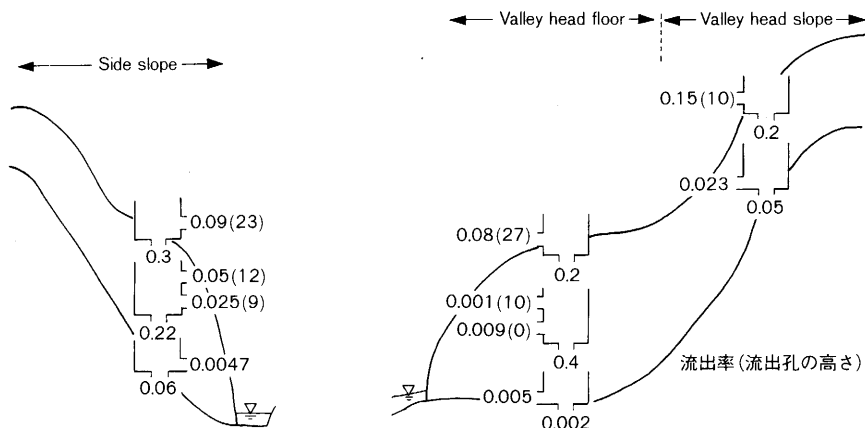


図-20 流出モデル.

Fig. 20. Constitution of the tank model.

流出及び側壁斜面の“新しい水”成分と河道への直接降雨成分から、谷頭部からの“新しい水”の流出量を求めた。各斜面からの“新しい水”成分のうち谷頭部に対する側壁斜面からの割合について示す(図18)。これによると谷頭部、側壁斜面ともに流出量の24%が“新しい水”として流出するが、流出の時期として側壁斜面では、総流出ハイドログラフのピーク時に“新しい水”が6割以上と多く流出している。いくつかの降雨についても同様の解析を行った結果、洪水流出量が多い降雨イベントほど側壁斜面の“新しい水”の割合は増大する傾向がみられ、側壁斜面では“新しい水”が速やかに流出して河川洪水流出のピーク形成に大きく寄与すると考えられる。それに対して谷頭部では、ピーク後の減水期に“新しい水”が多く流出し、ピーク時には“古い水”の流出が多い。したがって、谷頭部の流出初期は前述のような透水ゾーンを經由して土層深部からの“古い水”のパルス状の押し出しによる流出が卓越し、減水期においてはマトリックス流により“新しい水”の流出が卓越すると考えられる。なお降雨初期の点線部については“新しい水”の流出量が実際にはほとんどないため有意な値ではないと思われる。

4. 流出モデル

流域の各地形単位の流出特性について定量的に検討するため、ここでは実際の流出特性を考慮したタンクモデルを各斜面について構築して流出解析を行う。タンクモデルは多成分系非線型モデルで、各斜面からの流出がいくつかの経路による多成分から構成されるとした本研究の考え方に近いモデルであることから採用した。またタンクモデルの構造が流出経路の特性に対応しており、実際にはかなり複雑な要素を持つ斜面を一つのタンクに置き換えることで流出特性を組み込み易い利点があると考えられる。タンクの各流出孔は流出経路の特性を示す指標として考える。

計算に先立って、まず本流域の流出モデルの概念図を構築した(図19)。側壁斜面、谷頭斜面、谷底面のそれぞれについて面積に応じて降雨を分配して計算する。水の経路を矢印で示す。なお地表流成分を含む経路は二重線で示した。これを基に貯留型タンクモデルを考えて(図20)流出解析を行った。各斜面の第1段目のタンクは不飽和帯と地表流発生を考慮して設けた。2段目、3段目のタンクは側方流を考慮して設けた。流出率、流出孔の高さは流量低減曲線から求めた。地

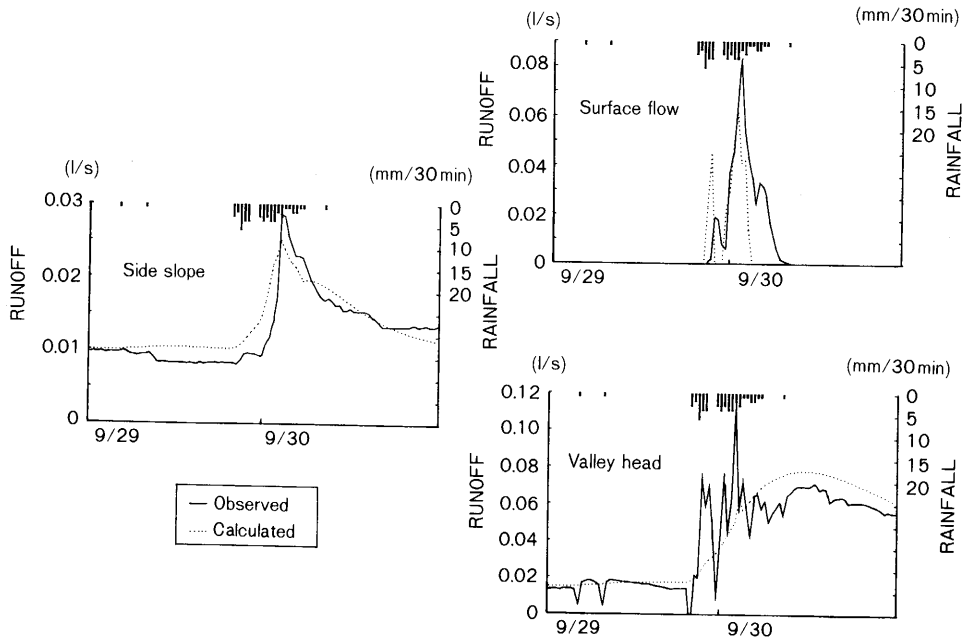


図-21 各斜面のモデルによる流出解析.
Fig. 21. Hydrological analysis.

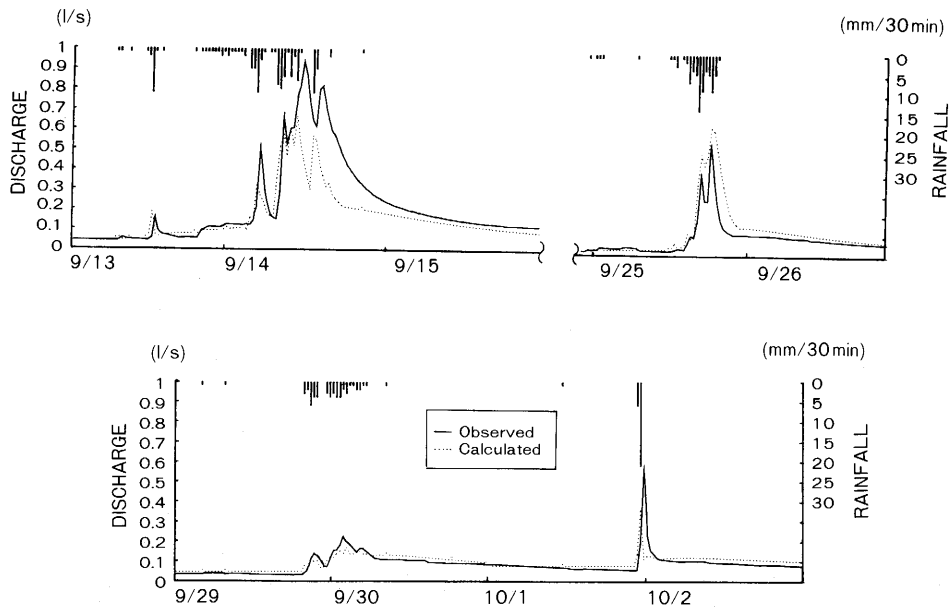


図-22 総流出ハイドログラフの流出解析結果.
Fig. 22. Comparison between calculated and observed hydrographs of total discharge.

表流については、観測から検討してリル付近の面積を寄与面積とした。各斜面には山体内部に向かう浸透孔を設けたが、谷頭斜面では谷底面への側方流の量が明かでないため流出率や浸透率を実際に見積もることは困難である。しかし地中水の観測から、尾根部や土層の厚いR斜面などかなり広い面積で多くの水が緩やかに基盤内へ浸透し、谷頭斜面の河川洪水流出への直接の寄与はあまり多くないと考えられる。そこで、側方流の寄与面積を考慮しておよその値として流出孔の約2倍の浸透率と仮定した。側壁斜面や谷底面については基盤への浸透の他に基盤からの流出が考えられるが、その量は無降雨時の基底流出量とした。また降雨期間中を対象としているため蒸発の影響はないものとした。解析結果を示す(図21)。これによると、各斜面での流出傾向はこのモデルによりおよそ再現できたといえる。したがって当初考えた流出モデルの概念は実際の流出特性を示したものであると考えられる。

しかし、地表流の減水期及び谷頭部の流出初期を再現することが困難であった。地表流については観測やこれまでの研究により、降雨が腐植土層中に一旦貯留された後に復帰流として流出するために時間的な遅れが生じたと考えられる。また谷頭部の流出初期の急激な増水部を再現することが困難であった理由の1つとして、前述したように透水ゾーンを経由するパルス的な速やかな流出経路が存在するためと考えられる。また、側壁斜面と谷頭部の中間流にあたる2段目、3段目の流出率を比較してみると、側壁斜面の流出率が約2倍ほど高いことがわかり、側壁斜面が地中水を排出し易い状態であることがモデルによっても示されている。また、谷頭部の流出ピークは総流出より遅れることがわかる。

このように得られたモデルを利用して、その他の降雨イベントについて総流出の計算値と、実測値を比較した(図22)。総流出量の計算値は各斜面からの流出の総量とした。これによると計算結果は条件の異なる降雨においても観測結果と概ね一致し、本流出モデルが有効であることが示された。また降雨量の多い流出については実測値は計算値に比べて減水が緩やかであり、計算値以上に流域では水の貯留能力が高いことが考えられる。

VI. ま と め

花崗岩山地源流域において河川との位置関係を考慮した斜面区分を行い、各斜面の降雨流出機構を検討することで、降雨時の河川流出に対する各斜面の役割について明らかにすることを試みた。その結果次のことが明かとなった。

①: 流出ハイドログラフへの寄与

流出初期においては河道への直接降雨成分が主である。流出ピーク時には側壁斜面からの流出及び豪雨時に谷頭斜面で発生する地表流成分が多い。流出ピーク後の減水期では谷頭部からの流出成分が多くなる、というように降雨流出のステージにより流出ハイドログラフの主要な構成成分が変化する。

②: 地中水の挙動

各斜面によって地中水の挙動は異なっている。側壁斜面では地中水は速やかに流下しマトリックス流として流出する。谷頭斜面では、側方流や復帰流として谷底面へ速やかに地中水を供給するが、尾根部や土層の厚い部分では基盤内に地中水が緩やかに浸透するため河川の洪水流出への寄与は小さい。谷底面においては谷頭斜面から流入した地中水が一時的に土層に貯留され、緩やかにマトリックス流として流出する。流出ピーク時の谷頭部からの流出は、谷底面内に存在する

透水ゾーンを経由した水により形成された可能性が考えられる。

③：流出経路

側壁斜面では“新しい水”が速やかに流出し、河川洪水流出のピーク形成に大きく寄与する。

谷頭部では、流出初期は土層深部からの“古い水”が透水ゾーンを経由して流出すると考えられる。“新しい水”は谷底面に一旦貯留されて、降雨終了後に流出することが水質特性から明らかとなった。

④：流出モデル

源流域の河川洪水流出は、流出特性を考慮して区分した側壁斜面・谷頭斜面・谷底面のそれぞれの斜面において構築した流出モデルにより説明することができた。

流出モデルによる計算結果と観測結果がおよそ一致することから、本流出モデルは流出に対する各地形区分の機能の把握が適切であることを意味している。流域での流出機構を考える際には、このように流域について流出機構を基にした地形区分をして総合的に評価をする事が有効であることが明らかとなった。

今後このようなモデルを豪雨時に適用して斜面の応答を見ることによって、土砂移動による地形変化を考える上でも有効な1つの手段になり得ると期待される。

VII. おわりに

本研究を進めるにあたり、東京大学愛知演習林の原 孝秀技官、井上 淳技官、渡部 賢技官を初めとして同演習林の職員の方々には研究流域の提供や整備などで大変お世話になりました。千葉大学理学部助手宮内崇裕氏には貴重なご意見をいただきました。研究流域整備には千葉大学理学部応用地学講座の院生、学部生諸氏に多大な協力をいただきました。以上の方々に感謝の意を表します。

要 旨

本研究では、まず最初に花崗岩山地の源流域を、地形の形態的特徴から谷頭斜面、谷底面と側壁斜面に区分した。次に、それぞれ区分された場所において、洪水流出機構を明らかにするため、降雨時の河川流出と地中水の挙動の観測を行った。そして、地形区分単位でタンクモデルを作成し、それらを総合化することにより、観測結果の再現を試みた。その結果、以下のようなことが明らかとなった。

(1) 河川流出の構成成分として、降雨初期には河道への直接降雨、流出のピーク時には側壁斜面からの地中水の流出、そしてピーク後の減水期では谷頭部からの地中水の流出が卓越することが観測結果から明らかとなった。

(2) 地中水の挙動では、側壁斜面では降雨に対応して飽和帯の拡大・縮小が速やかに進行するのに対して、谷底面では、一部の地中水は河川近傍の透水ゾーンを経由して速やかに流出するが、多くは土層内に貯留される傾向を示し、(1)で述べた流出成分の時間的変化を暗示している。

(3) 電気伝導度を指標としたハイδροグラフの成分分離からも、(2)と同様な地中水の挙動が裏付けられた。

(4) 谷頭斜面、谷底面と側壁斜面での地表流や地中流の観測結果に基づき、各斜面単位の流出の特徴を組み込んだタンクモデルを構築し、降雨に対する流出を計算した。その結果が観測結果

と概ね一致することは、上述の流出に対する各地形区分の機能の把握が適切であることを示唆している。

キーワード：谷頭斜面，谷底面，側壁斜面，洪水流出機構，タンクモデル

引用文献

- 愛知県防災会議地震部会，1979，愛知県の地質・地盤（その4）活断層。
- 浅野志穂，1991，花崗岩山地小流域谷頭部における水流発生機構—側壁斜面の役割—，千葉大学理学部地学科卒業論文。
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫，1985，中部地方における白亜期～古第三期火成活動の変遷，地球科学，39，345-357。
- 窪田順平・鈴木雅一，1988，山腹斜面における2次元土壌水分ポテンシャル分布とフラックスの実態，ハイドロロジー，18，62-73。
- 宮下弘道，1992，花崗岩地域源流部の水流発生機構—特に腐植土層に関連して—，千葉大学理学部地学科卒業論文。
- 望月倫博・松本栄次，1986，山地谷頭部の土層中における地中水の挙動，筑波大学水理実験センター報告，10，81-94。
- 虫明成生，1991，花崗岩山地谷頭部における地表流発生機構，千葉大学理学部地学科卒業論文。
- 仲井 豊，1970，愛知県三河地方の花崗岩類，地球科学，24，139-14。
- 太田岳史・高橋壮輔，1986，山腹斜面における表層土壌水分の変動と流出特性，岩手大学農学部演習林報告，17，1-15。
- 奥西一夫・飯田智之，1978，愛知県小原村周辺の山崩れについて(1)斜面形，土層構造と山崩れについて，京都大学防災研究所年報，21，297-311。
- 佐倉保夫，1989，二次元型差温式微流速計の開発，昭和62，63年度文部省科学研究費補助金試験研究(1)研究成果報告書，研究代表者，開発一郎，24-26。
- 田村俊和，1974，谷頭部の微地形構成，東北地理，26，189-199。
- 寺嶋智巳，1990，花崗岩山地小流域での水流発生機構および，その地形変化プロセスに及ぼす影響，千葉大学大学院理学研究科地学専攻修士論文。
- 寺嶋智巳・諸戸清一，1990，花崗岩山地小流域における水流発生機構，地形，11，75-96。
- 辻村真貴，1993，厚い土層からなる急激な森林斜面における土壌水の挙動について，ハイドロロジー，23，3-18。
- 安原正也・丸井敦尚・田中 正・高山茂美，1985，森林小流域における streamflow の形成に果たす地中水的作用，ハイドロロジー，15，67-77。

(1993年4月30日受理)

Summary

In this study, we have classified a small watershed in a granitic mountain into three geomorphic units which are "valley head slope", "valley head floor" and "side slope". Hydrological observations in three units have been carried out to clarify the mechanism of stream flow generation. Furthermore, we have made up a tank model of each geomorphic unit and compared it with the observational results. As a result, we find the following;

(1) The dominant component of discharge is direct precipitation on the channel in the early stages of precipitation, subsurface flow from the side slope in the peak stage and subsurface flow from the valley head floor in the recession stage.

(2) From the observation of subsurface flow, the saturated zone in the side slope expands and contracts quickly corresponding to the start and cessation of rainfall. On the other hand, in the valley head floor a little subsurface water discharges rapidly through the preferential pathway near the river and most of the subsurface water tends to be stored. These facts suggest that the dominant component of discharge changes as described in (1).

(3) Hydrograph separations by electric conductivity also indicate the behavior of subsurface water as shown in (2).

(4) On the basis of hydrological observations, we produced a tank model considering the discharge mechanism in each geomorphic unit and calculated the discharges. Close agreement between the computational and observational results suggests that the hypothesis of the discharge mechanism in each geomorphic unit was verified.

Key words: Valley head slope, Valley head floor, Side slope, Mechanism of stream flow generation, Tank model