

山地森林域における微地形の流出への影響

ON THE EFFECT OF THE GEOGRAPHICAL FEATURES TO THE RUN-OFF IN MOUNTAINOUS FOREST AREA

鷲見哲也¹・佐藤誠²・松林宇一郎³・高木不折⁴

Tetsuya SUMI, Makoto SATO, Uichiro MATSUBAYASHI and Fusetsu TAKAGI

¹正会員 工修 名古屋大学助手 工学研究科地圏環境工学専攻 (〒464-8603名古屋市千種区不老町)

²工修 (株)建設技術研究所 東京支社河川本部・技術第3部

³正会員 工博 名古屋大学教授 難処理人工物研究センター

⁴フェロー 工博 名古屋大学教授 工学研究科地圏環境工学専攻

Understanding of the terrain effects on hillslope runoff processes is important to formulate the accurate runoff model. In this study, observations were, therefore, made to understand the spatial distribution of volumetric water contents, thickness and hydraulic conductivities of various soil layers, and response of volumetric water contents considering both concave and convex configurations of land surface in Kanedaira catchment. Observations showed that the response of volumetric water content of all points in concave part and surface of the convex part were similar to runoff response. However concave configuration had produced faster runoff than that by convex one.

Key Words : Geographical Features, Run-off Process, Soil Layer

1. はじめに

近年、コンピューターの発達によりRichardsの式を基本とする飽和・不飽和浸透解析をはじめとする研究がなされ、この流域数値モデルによって対象流域内での各地点での水の流れを解析できるようになった。しかし、流域数値モデルは、解析結果と実際の流出ハイドログラフとがしばしば一致しないという問題を抱えている。このような相違の原因として、1) 斜面の微地形(凹凸型の地形)による地形自体(勾配)の違い 2) 各々の土層構成と縦断方向の分布、土層の物理特性の違い 3) これらによる初期水分分布の不適正 が挙げられる。

本研究で対象とする流域では、渡辺¹⁾が現地斜面を直線斜面にモデル化し、降雨に対する地中水の挙動を飽和・不飽和浸透解析を行って調べたが、計算による浸透流出量は実際と比べて極めて小さく流出ピークも遅れた。地形の形状による斜面からの流出応答の違いについては、金丸²⁾(1961)が流線が下方になるに従い広がる円錐型地形(発散型)と下方へ集まる椀型(収束型)に分け流出を比較し、長方形断面に対して収束型斜面では到着時間が早く、発散型斜面では遅くなることをKinematic Wave法を用いた数値解析で見出した。高棹・椎葉³⁾は、金丸の円錐形斜面より一般化した地形パターン関数を導入し、中

間流・地表面流理論をkinematic wave法で集水効果の表現する事を提案した。これらは、飽和・不飽和浸透流理論を用いていない。日野ら⁴⁾は、一様勾配断面と、S字形斜面について飽和・不飽和浸透流計算における浸透流出の特性を調べ、S字斜面の下端部で流出奇与域の発生を確認している。先に述べたように、斜面からの流出は、斜面の地形形成過程によって、地形形状、内部の土層構造、各層の土壌物理特性、水分量のあり方が決まってくるものであるから、各微地形ごとに同時にそれらを把握し、流出特性の形成を物理的に議論されるべきである。このような視点から、本研究では発散型地形と収束型地形の2つを取り上げ、実際の山地森林域において表層付近の層厚、透水性、水分分布を調べ、発散型と収束型地形の違いを調べ、そして早い流出はどの要因によるものなのかを降雨に対する体積含水率の観測を通じて検討する。また得られたデータをもとに、両地形の各要因が、流出特性にどのように影響を与えているのかを検討する。

2. 対象流域および観測地点

(1) 対象流域の概要

本研究は、岐阜県恵那郡に位置する兼平試験流域を対象とした。流域面積は7.8ha、植生は杉やヒノキの人工

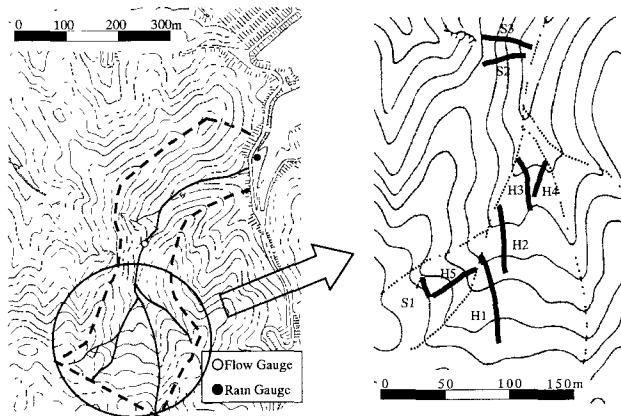


図-1 試験流域の概要

林、土壌母材³⁾は花崗岩Gr、土壌型は適潤性褐色森林土Bdである。試験流域付近で行われたボーリング調査によれば、土壌のかなり深部まで風化したマサとなっている。名古屋大学地圏環境工学専攻ではこれまでに、本流域において水文観測を行っており、土壌サンプルから測定された水文特性量を用いた流出解析では実際のハイドログラフを再現できないことが示されている^{1) 5)}。観測区域を図-1に示す。河道に近い部分や河道の頭部などでパイプ群が数ヶ所にて観察されている。図中のH1~H5, S1~S3は今回行った観測プロット群で、発散型地形(頭文字H)と収束型(同S)とに分け、微地形毎に最急勾配線(ライン)をとった。

(2) 各微地形での縦断形状

各ラインの内、H1,H4,S1における縦断形状と土壌水分観測地点や、土壌採取地点を図-2に示す。横軸は最急勾配線に沿った水平座標、縦軸は河道からの高さである。図中のA,B,C等は各ラインでの体積含水率の測定点である。その一部が次節で述べる土壌層位の調査地点でもある。またH1-L, H1-U等は土壌特性を測るためのサンプル採取地点である。

発散型斜面H1~H5は尾根からなだらかに下り、河道近くなると急激に勾配がきつくなる傾向が見られる。収束型斜面S2とS3はほぼ直線的な斜面形状となっている。収束型斜面S1は一般に言われる谷頭部の辺りで、河道近くの急勾配のところはすり鉢状の地形となっている。なだらかになっている部分は外見上、発散型斜面と同じような斜面である。

(3) 土層構造

山地森林域においては、観測点が多い場合などは実際に土壌を掘り起こして層位を確認することは困難である。そこで、恩田⁹⁾の行った簡易貫入試験を参考にし、層の強度から層位を調べることにした。直接層位を確認できていので予め貫入試験を行い、打撃回数と深さをグラフにプロットし(図-3)、層位とグラフの傾きを対応づける。この傾きをもって、多数の他地点で貫入試験を行う事で

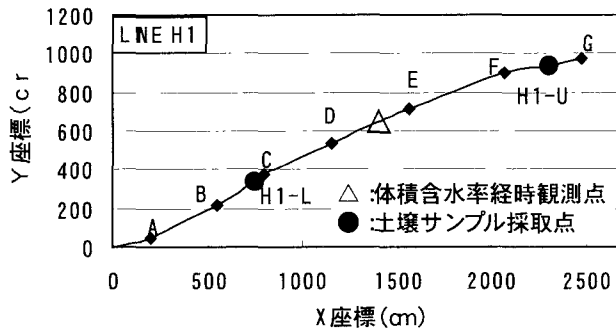


図-2 (a) LINE H1

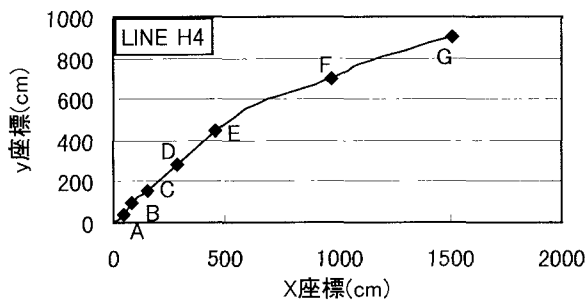


図-2 (b) LINE H4

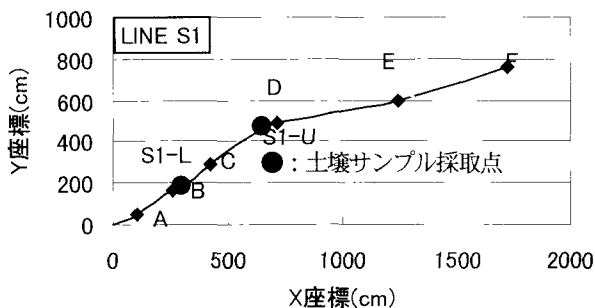


図-2 (c) LINE S1

A, B, C, ... : 体積含水率観測点
H1-U, H1-L, ... : 土壌サンプル採取点

図-2 観測斜面の縦断形状

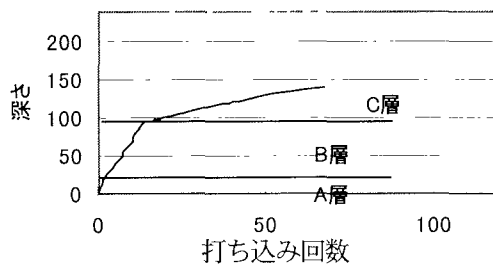


図-3 貫入試験の結果例(LINE H1-G)

層位を決定した。

この方法により求めた層位を図-4にまとめた。図中のA,B,C,D,...などは図-2の各ライン上の観測点に対応しており、斜面下端から上方に対応する。発散型斜面については、河道から尾根方向にかけて勾配が緩くなる辺りで

最も層厚が厚い傾向がある。また収束型斜面では、斜面上方へB層が厚くなり、河道付近でA層が厚くなっている。さらに、谷頭部となっているS1ではB層が殆どなく、また斜面上方でもC層までの層厚が薄い。これは、4で後述するように土壌が常に湿っており、また収束型の集水性により降雨時にも流出量が多く、C層より上の崩壊により、B層の発達に至らなかった⁹⁾と考えられる。発散型斜面においても、河道近くのポイントではB層が無いまたは薄いところがある。発散型斜面では尾根から河道に向かって勾配が急になり、A層が流れたか、崩れてしまったと考えられる。一方、斜面上方ではそのような土壌の移動がないことから土層が十分に発達したものと考えられる。このような土層構造の形成は、地形と、風化による鉱質土層の発達、植生による有機物層の拡大、水による表層の崩壊過程によるものであり、A層、B層といった分け方だけでは、土層の水分特性を一様に扱うのは危険であり、微地形ごとに土層形成の履歴に伴う土壌

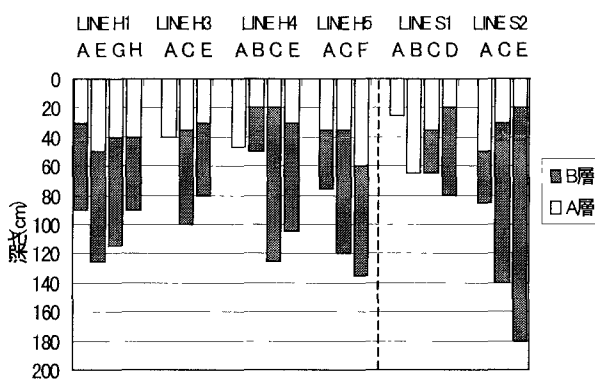


図-4 各観測ラインの層位

特性の違いを認識することが重要である。

3. 土壌の保水・透水特性

(1) サンプル採取法

微地形毎の層位毎の土壌特性（土壌水分特性、透水特性）を把握するため、以下のような土壌サンプル採取による測定をおこなった。サンプルは、図-2 (a)と(c)の土壌サンプル採取地点において、下端が鋭利に削工された内径10.8cm長さ80cm、厚さ0.3cmの塩化ビニール製のパイプに、不攪乱で取り出し、以下のような室内試験によって測定した。

(2) 不飽和透水性測定方法

測定方法は、土壌水分特性と、不飽和透水係数を同時に計測できる佐々木⁷⁾の方法を参考にした。図-5に測定装置を示す。表面を原点

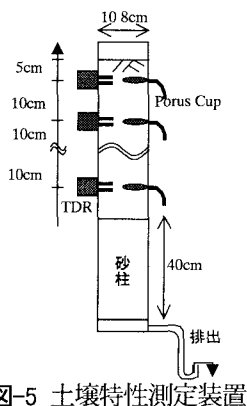


図-5 土壌特性測定装置

として深さ5cmから10cm間隔にテンシオメータに接続されたポーラスカップ(径8mm,長さ60mm)と、それと同位置に体積含水率測定用のTDR(Time Domain Reflector: TRIME社製TRIME-MUX6)センサを挿入する。大きな負圧までの計測と現象変化を目的に、サンプル下端に40cmの砂柱を継ぎ足した。各深さでの圧力水頭 ψ と、TDRによる体積含水率 θ を、満水状態からの排水過程において約12時間、2分間隔で同時に計測することにより、10cm毎のブロックでの、 $\theta - \psi$ 関係と不飽和透水係数とを同時に測定した。従来の測定方法に比べ効率よく測定できる。具体的な数値算定法については、参考文献⁷⁾に譲る。

(3) 測定結果

土壌パラメータ整理のため、 $\theta - \psi$ の関係式にはBrooks-Corey式を、不飽和透水係数には、一般化Kozeny式を取り上げた。

$$Se = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda, Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}, (|\psi| \geq |\psi_b|) \quad (3.1)$$

ここに S_e は飽和度、 θ_s : 飽和含水率、 θ_r : 残留土壌含水率、 ψ_b : 空気侵入圧、 λ : 空隙径分布指数である。また、不飽和透水係数には、一般化Kozeny式を用いた。

$$K(\theta) = K_s Se^\beta \quad (3.2)$$

ここに $K(\theta)$, K_s : 不飽和、飽和透水係数、 β : 定数である。

表-1 土壌特性測定結果

深さ(cm)	10	20	30	40	50
HI-U					
θ_s	0.660	0.462	0.450	0.500	0.521
θ_r	0.146	0.240	---	0.252	0.394
ψ_b (cm)	-0.19	-1.60	---	-11.20	-19.30
λ	0.30	0.24	---	0.23	0.40
β	4.65	7.82	---	12.85	11.01
K_s (cm/s)	2.00E-02	2.55E-02	2.64E-02	1.13E-03	8.20E-04
HI-L					
θ_s	0.482	0.357	0.381	---	---
θ_r	0.248	0.247	0.279	---	---
ψ_b (cm)	-1.65	-2.63	-1.78	---	---
λ	0.38	0.24	0.34	---	---
β	6.47	9.96	4.66	---	---
K_s (cm/s)	5.26E-02	4.21E-03	1.80E-03	---	---
S1-U					
θ_s	0.552	0.569	---	---	---
θ_r	0.359	0.357	---	---	---
ψ_b (cm)	-3.13	-3.29	---	---	---
λ	0.61	0.79	---	---	---
β	4.97	3.60	---	---	---
K_s (cm/s)	1.29E-02	7.76E-03	---	---	---
S1-L					
θ_s	0.670	0.426	0.378	---	---
θ_r	0.208	0.197	0.160	---	---
ψ_b (cm)	-1.74	-0.95	-1.98	---	---
λ	1.20	0.43	0.33	---	---
β	2.91	5.31	6.96	---	---
K_s (cm/s)	1.35E-01	1.85E-02	3.80E-03	---	---
S2-U					
θ_s	0.501	0.429	---	0.392	0.387
θ_r	0.273	0.288	---	0.336	0.359
ψ_b (cm)	-2.75	-4.53	---	---	---
λ	0.59	0.35	---	---	---
β	5.38	7.96	---	---	---
K_s (cm/s)	5.02E-02	4.99E-03	---	2.72E-05	4.73E-06
S2-L					
θ_s	0.466	0.477	---	0.439	0.378
θ_r	0.271	0.354	---	0.390	0.302
ψ_b (cm)	-1.76	-6.52	---	---	---
λ	0.29	0.43	---	---	---
β	8.37	17.64	---	---	---
K_s (cm/s)	1.44E-03	5.68E-04	---	5.28E-06	6.63E-06

S2-UとS2-Lでは、深い位置は激しく風化した粘性土層であり、透水性が悪かったため、サンプルを30cmずつに切断し、上部と下部に分けて行った。2つのサンプルの下部では透水性が非常に悪く、また飽和でありうる最大負圧 ψ_s も大きな値となり、この方法では計れなかった。

今回得られたデータはある程度のサクションまでを測定できたが、残留土壌含水率 θ_r を求められるところまで計測できておらず、 θ_r はデータを式(3.1)にフィッティングさせることにより得た。よってここ得られた θ_r は物理的な意味は薄い。今回の実験で得られた各サンプルのパラメータを表-1に示す。各パラメータを代表して飽和透水係数 K_s に注目する。10cm,20cmの深さでは、土壌はA層が支配的であり、透水性が非常に良い。しかし深くなるに従いB層が多くなっていくと次第に透水性が悪くなる。収束型斜面のサンプルS2-UとS2-Lでは先に述べたように下部が粘性土層になっており、透水性が非常に低い。サンプル間で比較すると、収束形斜面の下側S1-Lは全体的に他のサンプルと比較して透水性が良いことがわかる。また、同じ深さまで計測できたH1-UとS2-Uを比較すると、深部で透水性に大きな違いが見られ、同じB層でも、異なった土壌を示す。

4. 低水時における現地の体積含水率の分布

(1) 計測方法

土壌の体積含水率の初期状態は流出応答の予測において重要性を考え、無降雨時の体積含水率の分布を調べた。ここでテンシオメータを用いなかったのは、土壌となじませる必要性から、少ない機器で移動しての多点測定に向かず、TDRセンサを用いて後述する方法で短期間に多点測定できたからである。長い無降雨期間(1997年10月3日~11月12日)中の水分量経時的変動が殆どみられなかった10日間程度において、図-2でのA,Bなどで、10cm深さ毎の体積含水率 θ を測定し、空間分布を見ることとした。穴あけ用の塩化ビニルパイプを用いてハンマーでパイプをたたき、穴を開ける。この時パイプで抜いた土の性質を確認する。2本の計測用ロッドから成るTDRセンサを差し込むために、別の穴あけ用ロッドで刺して穴をあけ、そこにTDRセンサを挿入し、体積含水率を測定した(図-6, 図-7)。測定後センサを抜き、さらに同様に10cm穴を開けて計測した。最大深さ70cmまで続けた。

(2) 低水時の体積含水率の分布

図-8にH1,H4,S1での測定結果を示す。なお、図中のA,B等は図-2中での斜面上の位置を表す。これらの図から、発散型斜面では斜面下方に向かい θ が低くなるが、収束型斜面では大きくなる傾向がある。河道に水面があると斜面最下部の θ が最も大きくなる(図-8(b),(c))。発散型河道に近い急勾配部で θ が低いのは、河道付近の土層透水性が高く地下水面勾配から排水が促進している

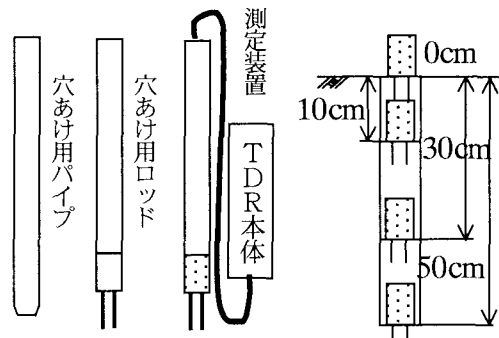


図-6 測定装置

図-7 挿入時の様子

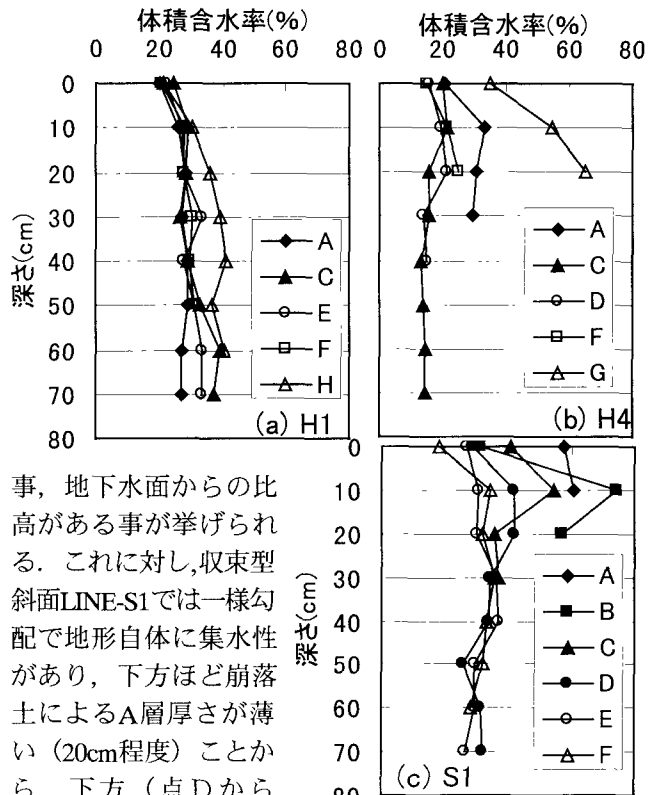


図-8 無降雨時の土壌水分分布

事、地下水面からの比高がある事が挙げられる。これに対し、収束型斜面LINE-S1では一様勾配で地形自体に集水性があり、下方ほど崩落土によるA層厚さが薄い(20cm程度)ことから、下方(点DからA)に向かって θ が増

大している。収束型のように斜面の下側の含水率が高い場合、降雨があると体積含水率が高くかつ透水性が大きいため、流出応答は敏感である。発散型において、勾配急変点付近の θ が低い所には降雨があっても透水性が低く、貯留性が高いため流出への貢献は遅い。河道付近の急勾配部は崩落土による表層が高い透水性をもち、 θ も比較的高いので、この部分への降雨は速い流出に貢献する事が考えられる。

5. 降雨に対する体積含水率の応答の比較

初期状態、透水特性、層の厚さが異なった、各微地形での実降雨での応答を見るため、発散型、収束型の斜面の土壌にTDRセンサを差し込み、降雨時の体積含水率の経時変化を観測した。発散型斜面LINE-H1と、収束型斜面LINE-S1を対象とした。発散型斜面での測定地点を図-2

(a)に示す点、つまり勾配急変部や斜面上方の点とし、先述した無降雨時に高い乾燥状態を示す部分を注目した。深さ約10cmまでA層、深さ約30cmまでA層、それ以深がB層である⁸⁾が、センサ設置は深さ0cm、10cm、30cm、50cm、70cmとした。収束型斜面では、30cmほどですでにC層と見られ、TDRセンサを挿入できない事から斜面に沿って4ヶ所とした(図-9)。1997年11月12日から4回観測されたうち、11月26日の降雨について、図-10に示す。図中(c)の流出量は、図-1左図中Flow Gauge(集水面積4.98ha)における流量ハイドログラフである。

両斜面では体積含水率の変化は大きく異なり、収束型斜面では何れの点も降雨にすぐに対応していることが分かる。大きい応答の幅は、高い間隙率を示している。降雨の後は減衰が早く、層厚は薄いもの高い透水性(排水性)により早い流出に影響していると考えられる。このような過程は、4で述べたような理由から発散型斜面でも河道のごく近傍の崩落土層をA層に持つ急傾斜部ではみられるかもしれない。これに対して発散型斜面では降雨に対して応答が速いのは10cmの深さだけであり、30cmや50cmの深さは降雨に対して数時間の遅れののち体積含水率が上昇している。70cmの深さは、降雨に対

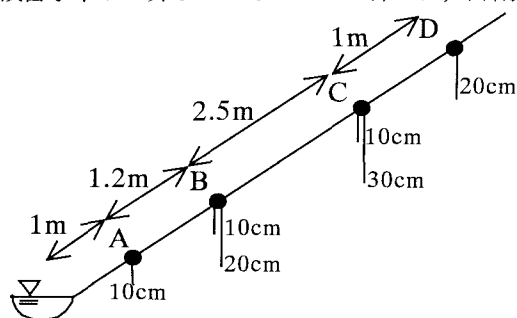


図-9 収束型斜面のTDRセンサ設置図

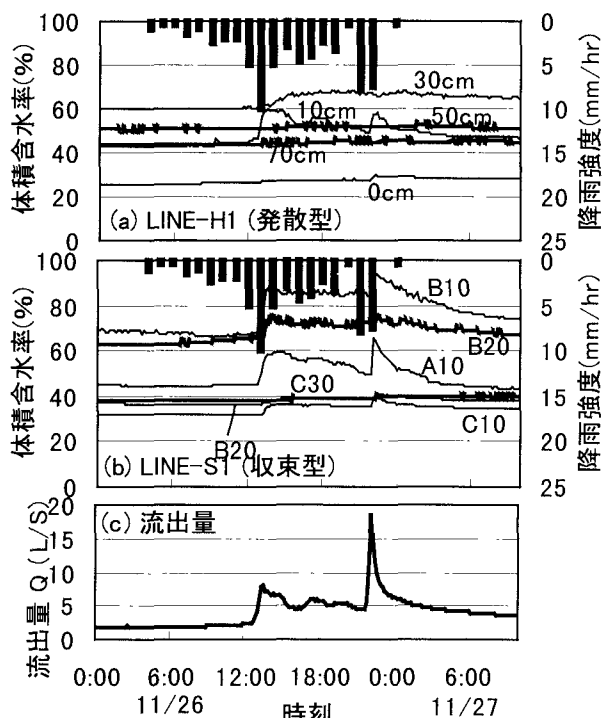


図-10 降雨時の体積含水率の経時変化

してピークを示さず、徐々に体積含水率が上昇している。実際の流出ハイドログラフ(図-2)は降雨の1時間後程度がピークとなっているが30cm、50cm、70cmの深さの応答を見ると数時間の遅れを示している。この地点の緩い傾斜と、深部にかけて小さくなる透水性により、短期的には雨水は鉛直浸透と表層への貯留に消費されていると言える。数値解析などで流出を計算する場合にも表層の透水性や、表層の厚さを考慮に入れる必要があると言える。

6. 微地形の情報をを用いた流出計算の試み

この章では、現地で得られたデータをもとに数値計算を行い、実際の現象を再現できるかを検討し、また発散型、収束型地形での流出形態の違いを検討する。不飽和浸透流の基礎式にはRichards式を用い、数値解析方法には大西・西垣の有限要素法による2次元の飽和不飽和浸透流解析プログラム⁹⁾を用いた。

(1) 解析モデル

斜面モデルの対象として、収束型斜面はLINE-S1とした。但し、速い流出に効くと思われる急勾配区間のみとし、その縦断形状及び層厚を図-11の様に置き、現地の地形を元に図の縦軸を軸に回転させた、軸対称の領域を対象とした。発散型斜面は、LINE-H1~LINE-H5の斜面を、一つの座標系にプロットし、3次曲線で回帰し、これも同様の軸対称の発散型地形の領域を斜面モデルとした(図-12)。土層厚さ、 θ - ψ 関係、 K - θ 関係は、収束型斜面ではLINE-S2のデータをそのまま用い、発散型斜面ではLINE-H1の値を用いた。 θ - ψ 関係、 K - θ 関係のデータが抜けている深さ区間はパラメータの上下区間の平均値で補間し、深部についてはそれぞれ得られたデータの最下端のデータをそのまま用いた。今回用いた解析プログラムは、鉛直平面2次元座標の鉛直方向の軸対称問題として解くことができる。

図-11、図-12における境界条件は次の通りである。a) 地表面DAには降雨浸透を与えた。短期応答を見るため、蒸発は考慮しない。b) 上端ABは分水界、底部BCについては基岩盤または難透水粘土層に接するとして、AB面、BC面に不透水の条件とする。c) 各々図中の河道水位を設定し、水没した境界では水位の水頭を与え、それより上の境界で不飽和なら不透過、飽和なら大気圧を与える。

初期状態は、今回計測したデータを用いることを試みたが、値に連続性が無く、すべての点での θ - ψ 関係が得られてはいないので、計測したデータでは初期条件を与えることは困難であった。したがって本研究では、池上⁵⁾に習い、5.2mm/dayの強度の降雨を、定常になるまで降らせ、その時の ψ の分布を初期条件とした。

(2) 解析結果と考察

1997年11月22~24日の降雨強度を与えた時の発散型斜面と収束型斜面の流出を、観測された流出量と比較した(図-13)。収束型斜面では、降雨の小さな変化にも応答している。発散型斜面でもわずかに降雨強度の変動に対応している。これまで本流域でのモデル化(直線、平面斜

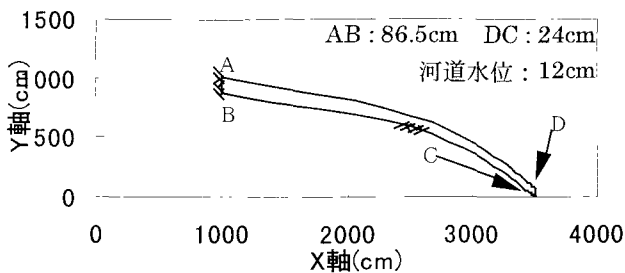


図-11 軸対称斜面モデル (発散型)

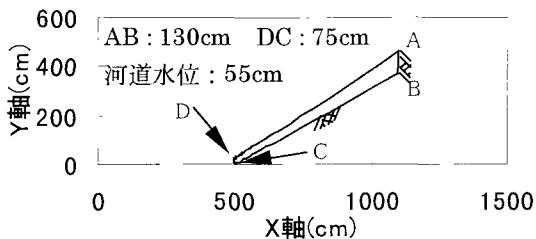


図-12 軸対称斜面モデル (収束型)

面, 参考文献 1, 2) では現われなかった速く敏感な時間応答特性である. 観測された流出量の形状と比較すると, 発散型斜面の形状のほうが近い. 実際には収束型斜面は発散型斜面の面積に比べて小さく, 低い降雨強度において流出の形状は発散型斜面の流出が支配するであろう. しかし, ピーク時の流出量は, 収束型斜面からの大きな流出が流出ピークを形成するものと考えられる. 計算では先行降雨イベントがない状態で与えたので, 降雨の初期は両斜面ともに敏感な応答を示していないが, 降雨の後期には土壌が湿って応答が敏感になっている. 本計算では, 初期状態が実態を反映できていないことがあり, 初期水分状態のありかたを考慮する余地がある.

今回の数値解析で実際の流出に近い応答結果を得られた要因として, 発散型斜面では, 河道付近の急勾配の重力効果と, その表層の比較的高い透水性がモデルに取り入れられた事がある. 収束型斜面では, 河道付近ではB層がない所があり, 同様に透水性が良いA層の影響によって早い流出(早い排水)を表している. しかし, 実流出においてより鋭いピークが現われ, 現地の谷頭部で発見されている土壌パイプの排水効果と考えられる. 収束型地形では, パイプの効果を何らかの方法(例えば参考文献10を参考)で取り入れる必要がある.

本計算は, 流出の時間特性の定性的説明の試みである. 上述した微地形の流出に対する効果をよりはっきりとした形で把握するには, 初期水分量の与え方, パイプの効果の検討の他に, 平行斜面も含めた微地形毎の流出を量的に実測して確認するが必要である. また, 古水成分の多い(短期流出の90%程度¹⁾)本流域で, 発散型地形上部で貯留された水の流出も合わせた流出過程の解明には, 新水との置換プロセスがどこでどのように起きているのかを, 水質情報などを用いて調べる事も求められる.

7. おわりに

山地森林域における微地形が流出に与える影響を, 測定された地形形状, 層の厚さ, 土壌特性, 水分分布を通して議論し, 得られた知見を以下に示す.

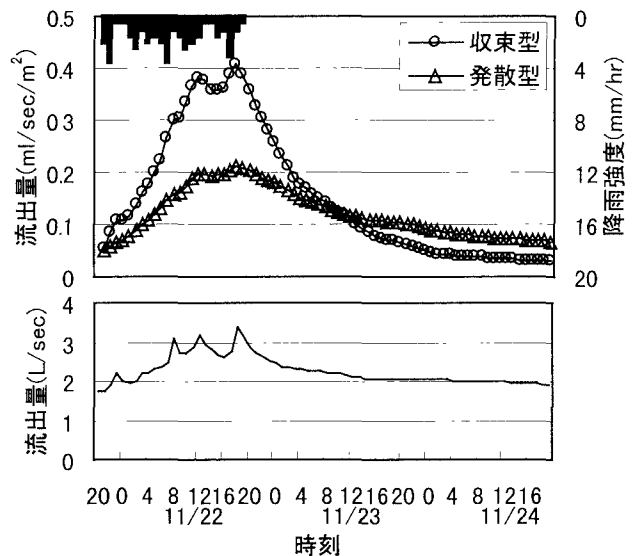


図-13 計算及び実測流量ハイドログラフ

- 1) 異なった微地形は, 異なった土層厚分布, 土壌特性(透水性等), 平時の水分分布を持っており, 発散型斜面と収束型斜面を平面斜面のような一つのモデルで取り扱うことは危険である.
- 2) 収束型斜面(谷頭部)では, 崩落土による薄い表層の高い透水性が, 早い流出に寄与している.
- 3) 発散型斜面では河道付近の急勾配部を除き, 降雨は短期的には表層付近の貯留に使われる.
- 4) 数値解析を行う際, 土層厚分布や土壌特性分布を考慮する事で実流出に近い時間的応答を得る.

参考文献

- 1) 渡辺 茂: 兼平試験流域における雨水の流出過程に関する基礎的研究, 名古屋大学大学院工学研究科修士論文, 1987
- 2) 金丸昭治: 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 No. 73, pp. 7-12, 1961
- 3) 高棟・椎葉: Kinematic wave法への集水効果の導入, 京大防災研年報 No. 24, B-2, 159-170, 1981
- 4) 日野幹雄ら: 洪水の数値予報, 森北出版, 1989, pp. 96-97, pp. 180
- 5) 池上 達夫: 透水性基岩を有する山腹斜面の流出特性とその集中化に関する研究, 名古屋大学大学院修士論文, 1996
- 6) 恩田裕一ら: 水文地形学 山地の水循環と地形変化の相互作用, 古今書院, pp. 208-216, 1996
- 7) 佐々木 恭: 山地森林域における土壌の不飽和透水特性の計測と評価に関する研究, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, pp. 25-26, 1997
- 8) 森林土壌研究会: 森林土壌の調べ方とその性質, 林野弘済会, 1982.
- 9) 大西 有三・西垣 誠: 有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析-手法とプログラム解説-, 1981
- 10) 姫野 潤子: 斜面流出解析へのパイプフローの導入およびその効果に関する研究, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, pp. 27-28, 1997

(1998. 9. 30受付)