

山地小流域の土壌水分と流出特性

田中 宏平*・四ヶ所四男美**・瀬口 昌洋***

SOIL MOISTURE AND RUNOFF CHARACTERISTICS IN A SMALL MOUNTAIN WATERSHED

By *Kohei* TANAKA, *Shiomi* SHIKASHO and *Masahiro* SEGUCHI

Synopsis

This research aims at the study of the occurrence of runoff phenomena and its characteristics through the dynamic (in terms of time and space) behaviors of soil water flow in the mountainous watershed.

In this paper, the study of the runoff problems was carried out, mainly using the various soil moisture suction data of sub-surface soil water observed at 3 points in a study watershed.

After some careful examinations and study of these data, the results are summarized as follows.

- 1) On the dynamic behaviors of soil water in the surface layer, there is a great difference between the surface soil on the foot slope close by the mountain stream and the other points.
- 2) It seems that when the surface soil of the slope is dry or in the initial stage of runoff, the wet soil of the slope in the proximity of a stream or the stream itself contribute considerably to the area producing runoff.

It is inferred that the area producing runoff expands in the direction of the slope as raining prolonged.

- 3) The results of this observation made in the study watershed proved the propriety of the model of "Partial Area Concept".
- 4) In this watershed the flow in the surface layer can be divided into sub-surface flow and laminar surface flow, by border of about 7 mm of storage depth.
- 5) The parameters P and K in the storage function equation (1) are closely related to the behaviors of the flow on the surface layer and the average scale of the area producing runoff for each occurrence.

1. ま え が き

一般に流出現象は表層付近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、その現象の運動学的側面に注目した多くの研究が行われてきた。その結果、流出現象の物理性、さらには各流出モデルの有する物理的意義あるいは各流出モデル間の相互関連性などが次第に明確にされてきた。しかし、表層付近が流出現象の発生場である以上、表層付近の水文諸量の時空間的な変化は流出特性に重大な影響を及ぼしているものと考えられる。このように、発生場の持つ重要性は近年、次第に認識され、特に最近、欧米の地質学者を中心とした山腹表層の土壌水分の動態と流出現象との関連性に関する実証的研究は、多くの貴重な成果を提供した¹⁾。しかし、わが国においては、特に観測施設の不備、さらには複雑な地形、地質学的状況が災して、この方面の観測や研究は非常に立ち遅れている。

* 九州大学教授農学部（前水資源研究センター併任）

** 九州大学助教授農学部

*** 九州大学助手農学部

本研究は、特に山腹の表層での土壌水分の時空間的な変化が流出現象の発生機構、さらにはその特性にどのような影響を及ぼしているか明らかにしようとしたものである。すなわち、流出現象の実態をその発生場を通して把握しようとしたものである。

ここでは、この研究を遂行するために、新たに設置された試験流域の概要を説明するとともに、入手した観測資料について若干の検討と考察を加えたので報告する。

2. 御手洗水試験流域の概要

2.1 流域の概況

Fig. 1 に示されるように、九州大学粕屋演習林内に設置された御手洗水試験流域は、福岡市の東方約15 km の地点に位置する流域面積 0.1 km² 程の山地小流域である。この流域の主な地形特性は Table 1 のようにまとめられる。特に流出現象の主要な発生場となる山腹の斜面長を河道に沿って 10 m 間隔ごとに谷線法で測定し、対数確率紙にハーゼン・プロットすると Fig. 2 となる。図示されるように、この流域の斜面長分布はほぼ対数正規分布に従う。

また、この流域の基岩の大部分は三郡変成岩を構成する緑泥片岩より成り立っている。さらに、基岩の上部に存在する表層土壌は黄褐色森林土壌より成り、その土壌断面の1例（後述するテンシオメータ設置地点 B 付近）を示すと Fig. 3 となる。図示されるように、深さ約 50 cm の所にC層が存在している。特に、この層の飽和透水係数（10⁻² cm/hr のオーダー）は深さ 10~20 cm の土層の値（10 cm/hr のオーダー）に比べ、非常に小さい。したがって、この層は不透水層としての役割を果しているものと推測される。また、地表面から深さ 40 cm の土層において、多くの木の根やその腐朽によってできたと推定される比較的大きな孔が存在している。

一方、この流域の植生は河道に沿った低位部では樹令約30年のヒノ木林で、また中腹から尾根に至る中、高位部ではカシ、マツ類を中心とした雑木林で被れており、これらの流域面積に占める割合は、それぞれ35%および65%である。

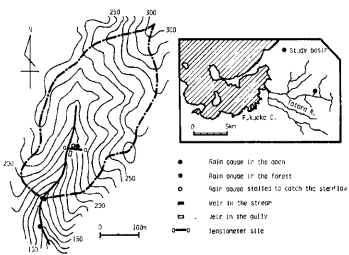


Fig. 1. Location and topography of the study basin.

Table 1. Characteristics of the study basin.

Area	0.095km ²
Stream length	265m
Mean stream gradient	0.22
Catchment width	179m
Mean slope gradient	0.37

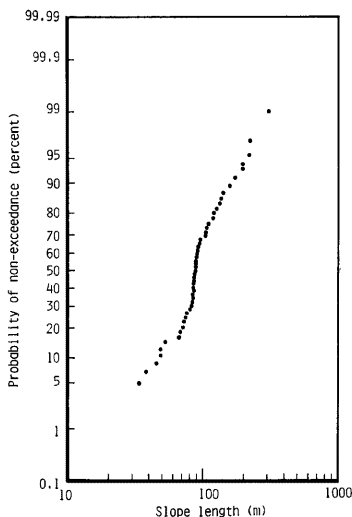


Fig. 2. Hazen plots on the lognormal probability paper of slope length.

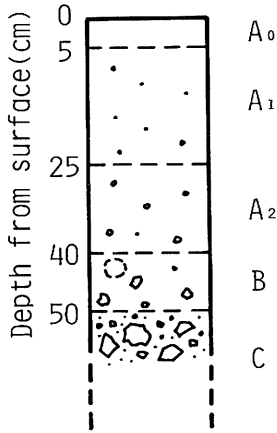


Fig. 3. Soil horizon.



Photo. 1. A view of tensiometer site.

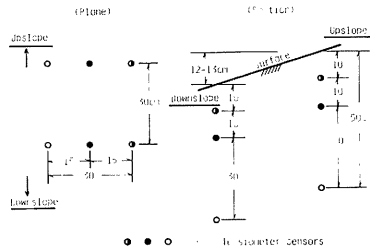


Fig. 4. Arrangement of tensiometer sensors.

2.2 観測施設

まず林外、林内および樹幹流下雨量を測定するために、**Fig. 1** に示される3地点に雨量計が、また山腹の表層土壌水分の動態を把握するために、a-a線上の3地点A、B、Cにそれぞれ3台ずつの自記テンシオメータが設置されている。ここで、A地点は河道付近の斜面尻に位置しており、またA地点からC地点に進むにつれて、これらの位置は斜面尻から尾根に向っている。このようなテンシオメータ設置区域の全景を示すと **Photo. 1** のようになる。なお、各地点におけるテンシオメータの受感部は **Fig. 4** に示されるように、10、20、50 cm の深さにそれぞれ2個ずつ埋設されている。

さらに、流域および水みちからの流出量を測定するために、**Fig. 1** に示される地点に自記水位計を備えたセキが設けられている。特に河道に設置したセキは低水位から高水位にわたって流出量を精度良く測定するために、直角三角ゼキと四角ゼキを組み合わせさせた複断面型のセキとした。なお、水みちは **Fig. 5** に示されるようにテンシオメータ設置区域に隣接しており、また水みちのセキは地表面から深さ約 20 cm の土層までの流出量を捕水できるように設置されている。

3. 観測結果および検討

3.1 解析資料

試験流域での水文観測は昭和56年8月中旬から順次開始された。各測定項目の観測状況を一覧すると **Table 2** のようになる。なお、昭和56年12月2日～昭和57年4月6日の期間においては、凍結によるテンシオメータの破損を避けるために、土壌水分吸引圧の観測を一時休止した。

特に今回の解析には、林外での雨量が約 25 mm 以上に達した資料を選択して用いた。また、雨量および水位のデータは洪水の到達時間および記録紙の目盛間隔を考慮し、20分間ごとに記録紙から読み取ったものである。ここで使用した資料の概要をまとめると **Table 3** となる。この表に示されるように、解析に供

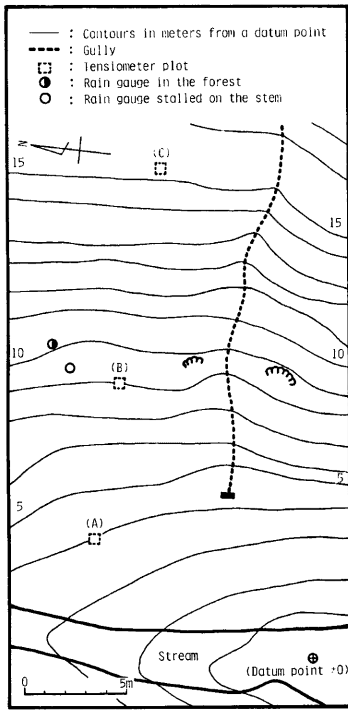


Fig. 5. Topography of tensiometer site.

3.2 表層土壌水分と流出現象

流出現象に影響を及ぼす山腹表層の因子として、種々のものが考えられる。たとえば、植生、土性、地質、地表面の凹凸さらには土壌水分など。これらのうち、表層の土壌水分状態は最も重要な因子の1つである。このことは Table 3 に示された流出率からも十分認識される。ここでは、表層土壌水分の時空間的な変化と流出現象との関連性について、観測データをもとに検討する。

まず、Fig. 6 は10月3日～8日にわたって発生した一連の降雨に対応する流域および水みち流出量、さらにはA、B、Cの各地点の深さ 10 cm、20 cm および 50 cm における土壌水分吸引圧の時間的変動を示したものである。

図示されるように、表層の土壌水分吸引圧は時空間的にかなり複雑な変動を呈している。まず、10月3日～4日にかけての晴天日において、B、C地点の深さ 10 cm と 20 cm の土壌水分吸引圧は波状的に増加している。特に10時～19時にかけて、その増加率は大きい。これは、日射量の増加に伴って樹林からの蒸発散量が急増し、その結果、土壌水分量が急減したためと考えられる。しかし、河道に近い斜面尻に位置するA地点においては、土壌水分吸引圧の変動は小さく、100 cmH₂O 前後のほぼ一定値を保持している。また、10月5日の12時前後に発生した降雨により、土壌水分吸引圧は急減している。しかし、その減少率は地点および深さによって大きく異なっている。特に 10 cm、20 cm、50 cm と土層が深くなるにつれ、この減少率は小さくなっており、雨水の浸透状況が推察される。さらに、10月7日～8日にかけて発生した降雨により、

Table 2. Measurement period.

Measurements	Period
Rainfall in the open	Aug. 17, 1981-
Rainfall in the forest	Sept. 16, 1981-
Stemflow	Sept. 21, 1981-
Streamflow	Aug. 17, 1981-
Gullyflow	Sept. 16, 1981-
Soil moisture suction	Aug. 17, 1981-Dec. 1, 1981 Apr. 7, 1982-

した資料は梅雨期以後に観測されたため、大出水のデータは含まれていない。

また、Table 3 から明らかなように、林内雨量 (R_i) および樹幹流下雨量 (R_f) は、それぞれ林外雨量 (R_o) の約75%および40%と比較的大きな割合を占めている。ここで、 $R_i + R_f$ が R_o よりも大きな値を示しているのは、樹幹流下雨量計が平均よりもかなり大きな樹木 (樹幹の平均幹回り = 44 cm, 樹幹流下雨量計が取り付けられた樹木の幹回り = 52 cm) に取り付けられたためと考えられる。しかし、いずれにしても、この林内においては樹葉しゃ断損失量は比較的小さく、雨量の多くが地表面に達していることが伺われる。

さらに、この表に示されるように、解析に用いた出水の流出率は数%～数10%の範囲に散在しており、高い流出率の出水のデータは、今回の解析には含まれていない。

Table 3. Summary of Hydrologic data.

DATE	R_s (mm)	R_t (mm)	R_f (mm)	r_m (mm/hr)	Q_s (m ³ /sec)	Q_0 (m ³ /sec)	f	Yes or No for the occurrence of gully runoff	P_A (cmH ₂ O)		P_B (cmH ₂ O)		P_C (cmH ₂ O)				
									Depth 10cm 20cm 50cm	Depth 10cm 20cm 50cm	Depth 10cm 20cm 50cm	Depth 10cm 20cm 50cm					
Aug. 26-31 1981	97.5	—	—	13.5	0.0996	4.66×10^{-4}	0.27		222	130	22	—	650	303	828	592	—
Sept. 18-21	53.0	43.5	—	10.0	0.0039	4.00	0.03	No	191	86	1	574	420	171	524	516	205
Oct. 5-6	39.0	32.5	14.5	12.5	0.0127	3.47	0.06	No	175	90	-1	458	335	93	465	313	135
Oct. 7-12	113.0	86.0	40.5	14.5	0.1853	10.60	0.37	Yes	68	27	-33	69	34	-22	72	47	-5
Oct. 28-30	29.0	20.5	11.5	9.5	0.0018	4.17	0.02	No	195	121	1	441	335	116	358	299	116
Nov. 1-4	44.0	35.5	19.5	8.0	0.0612	5.04	0.28	Yes	89	52	-14	97	57	-11	113	87	27
Nov. 25-30	24.5	20.0	11.5	5.5	0.0159	5.98	0.31	Yes	73	33	-13	97	47	1	99	73	27

R_0 : Total Rainfall in the open
 R_s : Total stemflow
 Q_p : Peak discharge
 f : Runoff coefficient
 R_i : Total rainfall in the forest
 r_m : Hourly-maximum rainfall
 Q_0 : Initial discharge
 P_A, P_B, P_C : Soil moisture suction at plot (A), (B), (C)

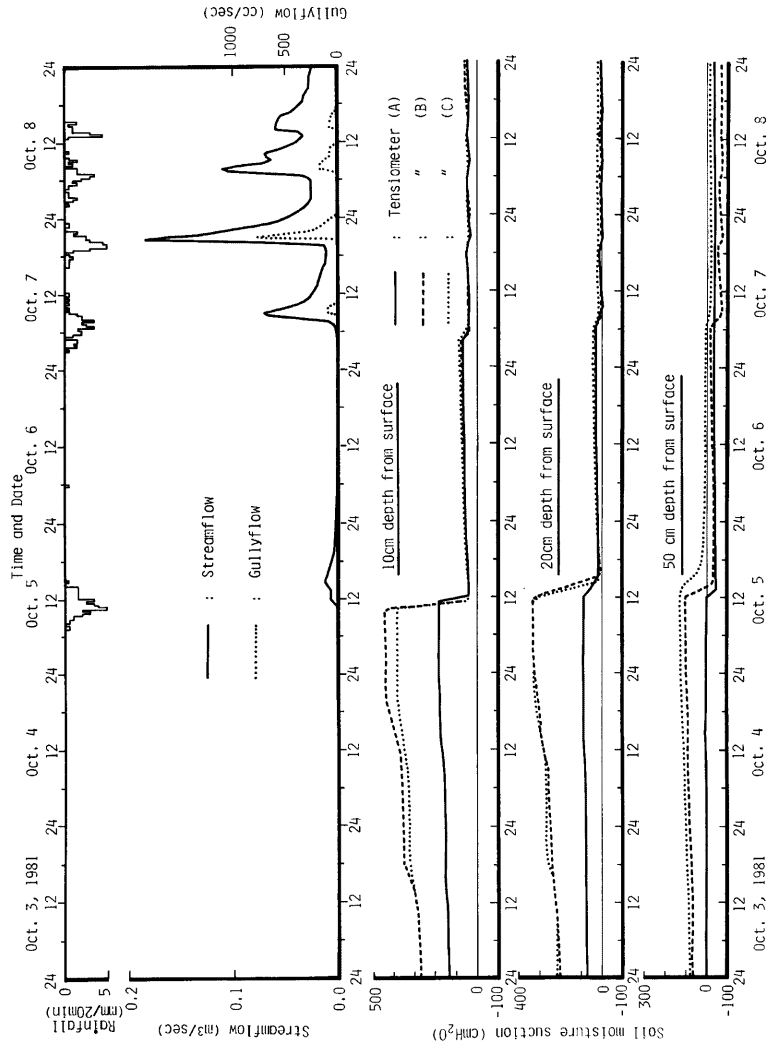


Fig. 6. Variations of soil moisture suction, streamflow and gullyflow with rainfall.

土壤水分吸引圧の変動が見られる。しかし、その変動は比較的小さい。

一方、A地点の深さ 50 cm の土層は常に飽和状態となっている。この飽和領域の形成は、Fig. 3 に示されるC層上に雨水が帯水したためと考えられる。しかし、A地点より尾根方向に位置するB、C地点においては、10月5日12時以後の降雨期間中に初めて飽和領域の発生が認められる。さらに、10月7日～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 20 cm の土層も飽和状態に達している。このような飽和領域の伸長の過程を、Fig. 6 に示したデータをもとに図示すると、Fig. 7 となる。図示されるように、湿潤状態にある河道付近の斜面尻に存在する飽和領域は、降雨の継続に伴って、斜面尻から尾根、さらに下層から上層へと伸長する傾向にある。したがって、表層土壌が非常に乾燥している時、あるいは出水の初期においては、河道およびその付近の斜面域からの流出成分が出水に大きく寄与し、さらに降雨の継続に伴って、流出の発生領域は山腹斜面に沿って拡大してゆくものと考えられる。このことは、試験流域において、“Dynamic watershed concept”あるいは“Partial area concept”の妥当性を示唆しているものといえる。

なお、B地点の深さ 50 cm の土層の土壤水分吸引圧は、他の地点のそれとかなり大きく異なった変動を示している。すなわち、降雨に対する応答性は比較的小さい、むしろ深さ 10 cm および 20 cm の土層の土壤水分吸引圧の変動傾向と類似している。さらに、10月7日～8日にかけての降雨期間中に、土壤水分吸引圧は 80 cmH₂O の正圧となっている。これは、B地点の深さ 50 cm 付近に、尾根側の地表面付近と相通じる易透水性の土層あるいは前述した木の根の腐朽による孔が存在しているためと推測される。

ところで、10月7日～8日にかけての降雨期間中に、比較的大きな出水と水みち流出が発生している。また、図示されるように、河道のハイドログラフと水みちのハイドログラフのピーク時点および形状は良く一致している。さらに、水みちの発生時点は、A、B地点の深さ 20 cm の土層がほぼ飽和状態に達した時点に対応している。したがって、この水みち流出成分はA、B地点付近の深さ 20 cm の土層からの側方浸透成分によって占められており、また比較的大きな出水においては、水みちが非常に重要な役割を果たしているものと考えられる。なお、10月5日には、小さな出水が発生している。しかし、水みち流出の発生は認め

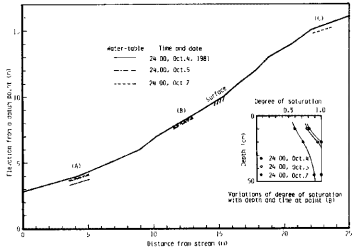


Fig. 7. Growth of the saturated zone on the hillslope.

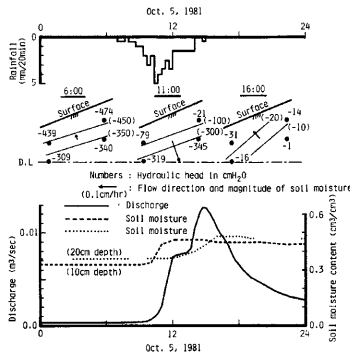


Fig. 8. Variations of flow direction and magnitude of soil moisture with time.

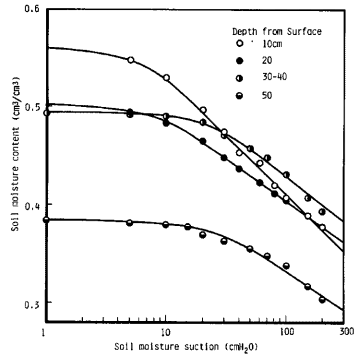


Fig. 9. Soil moisture characteristic curves.

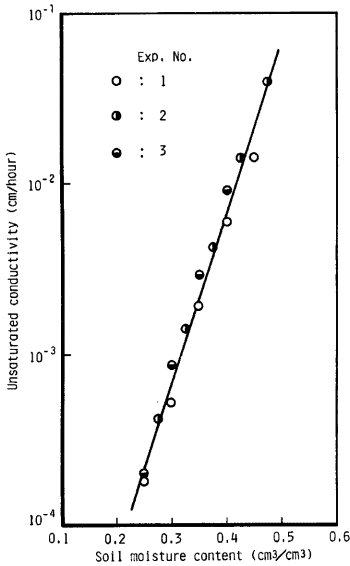


Fig. 10. Relationship between unsaturated conductivity and soil moisture content at 10 cm depth from surface.

られない。したがって、この2つの出水の発生機構および流出特性は大きく異なっているものと考えられる。

最後に、Fig. 8 は降雨の発生により、山腹表層 (B地点の深さ 10 cm~20 cm の土層) の土壌水分の流れがどのように変化するか推定したものである。なお、この土壌水分の流れは、吸引圧法および Forced air drying 法⁹⁾によって推定された土壌水分特性曲線 (Fig. 9) および不飽和透水係数 (Fig. 10)、さらには土壌水分吸引圧から求めた等ポテンシャル線を用いて推算された。

Fig. 8 に示されるように、10月5日6時の晴天時には蒸発散量を補給するために、下層から上層への土壌水分の移動が認められる。しかし、降雨時の11時においては、逆に上層から下層への浸透流が見られる。さらに、降雨終了後、間もない16時においては、再び下層から上層に向う土壌水分の移動が認められる。しかし、この流れは、土壌水分の増加に伴って発生した斜面に沿う浸透流に起因しているものと考えられる。したがって、流出現象の複雑さの一面は、このような山腹表層での土壌水分の動きと非常に密接に関連しているものと考えられる。

3.3 貯留関数から見た流出特性

3.2 で述べたように、山腹表層の土壌水分は時空間的に非常に複雑に変化する。したがって、当然、ここを発生場とする流出現象も、これを反映して時空間的に複雑な変動を呈するものと考えられる。

このような流出現象の実態、さらには特性を把握することは容易なことではない。ここでは、このような流出現象の複雑さ、さらには入手した降雨、流量データの数が十分でない点を考慮し、流出現象を流出量と流域貯留量との関連性から検討してみる。

一般に流出量 (Q_i) と流域貯留量 (S_i) との関係、すなわち貯留関数は木村の方法⁹⁾を準用するとき、

$$S_i = KQ_i^P \tag{1}$$

$$S_i = \int_0^{t-T_i} r_e dt - \int_0^t Q_i dt \tag{2}$$

で表される。ここに、 T_i は遅れ時間、 r_e は有効降雨量である。また、Fig. 11 のような雨水流の発生領域が設定され、さらに河道での貯留効果が無視されるとき、Kinematic wave 法から定数 K 、 P の物理的意義は次式のように明らかとなる。

(a) 表面流

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{乱流 (Manning 則)} \\ K = \frac{2BL}{(P+1)} \left(\frac{n}{2L\sqrt{T}} \right)^P, P=0.6 \end{array} \right. \tag{3}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{層流} \\ K = \frac{2BL}{(P+1)} \left(\frac{3\nu}{2L\sqrt{gT}} \right)^P, P=0.3 \end{array} \right. \tag{4}$$

(b) 中間流 (Darcy 則)

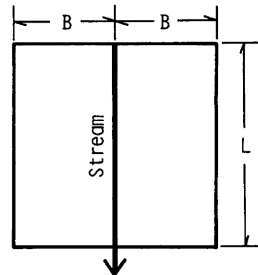


Fig. 11. Schematic representation of the area producing runoff.

$$K = \frac{B\gamma}{2K_s I}, P = 1, 0 \quad \dots\dots(5)$$

ここに、 n は Manning の粗度係数、 I は斜面勾配、 ν は水の動粘性係数、 γ は表層土壌の有効間ゲキ率、 K_s は飽和透水係数である。すなわち、貯留関数を決定する定数のうち、特に P の値は流れの抵抗則のみにより決定される。また、 K の値は流れおよび発生場の特性により、左右される。したがって、逆に P と K の値は流域内での平均的な流れの特性や発生場の状態をマクロ的に把握する上で、非常に都合がよいと言える。

Fig. 12 は **Table 3** の資料について流出高と流域貯留高との関連性を示したものである。なお、この貯留関数を算定する際に用いた有効降雨量は保留量曲線から推定した。また、**Fig. 13~15** は P と K の値の妥当性を検証するために、貯留関数法により解析した結果の一例を示したものである。**Fig. 12** に示

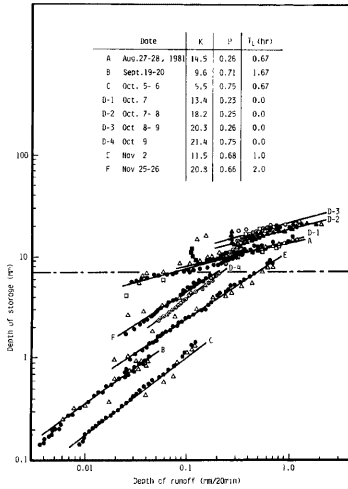


Fig. 12. Relationships between depth of storage and depth of runoff.

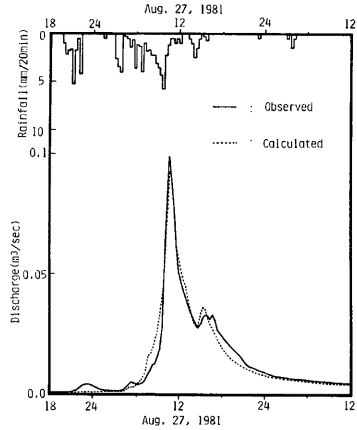


Fig. 13. Comparison of observed discharge with discharge calculated by storage function method.

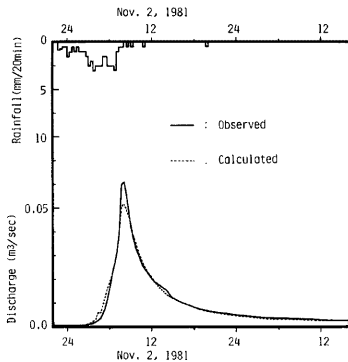


Fig. 14. Comparison of observed discharge with discharge calculated by storage function method.

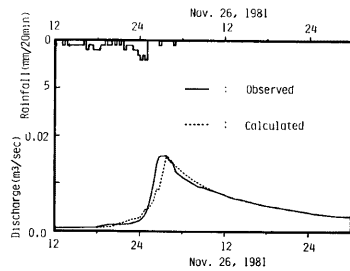


Fig. 15. Comparison of observed discharge with discharge calculated by storage function method.

されるように、貯留関数は流域貯留高 7 mm 前後を境に大きく変化している。すなわち、 P の値は 7 mm 以上で0.2~0.3の範囲に、また 7 mm 以下では0.7~0.8の範囲に存在している。そこで、いまこれらの P の値を(3)式~(5)式の値と比較してみる。この結果から明らかのように、7 mm 以下の P の値は数値的には Manning の抵抗則に従う表面流の値に近い。しかし、出水の規模が小さいこと、さらに(B)、(C)に水みち流出の発生が認められないことを考慮するとき、この P の値はむしろ Darcy 則に従う中間流の値に近いと見る方が妥当である。一方、7 mm 以上の P の値は数値的に0.3に近いこと、さらに水みちの発生、出水の規模を考慮するとき、層流状態の表面流の値と考えられる。すなわち、Table 3 に一覧されている出水については、流域貯留高が 7 mm 以下の場合、中間流が、また 7 mm 以上の場合、層流状態での表面流が卓越していると推定される。しかし、さらに大きな出水の場合には、(3)式の $P=0.6$ 、すなわち乱流状態での表面流が卓越する貯留領域が存在するものと考えられる。

一方、 K の値は P に比べ、各出水ごとに大きく異なっている。これは(3)式~(5)式から明らかのように、 P に比べ、 K には多くの因子が含まれている点から当然とも言える。しかし、 K に係わる因子のうち、発生場の平均的なスケールを規定する B の値以外はほぼ一定と考えられる。すなわち、 K の値の変化は各出水の発生場の平均的な大きさを反映していると考えられる。このことは、流域が比較的乾燥し、出水規模が小さい場合に K の値が小さく、逆に流域が湿潤で、出水規模が大きい場合に K の値が大きくなっている事実からも十分推測される。すなわち、 K の値の変化は“Partial area concept”の妥当性を裏付けているものと言える。なお、永井・角屋⁴⁾は K の値が各流域の平均斜面長の関数として表されることを明らかにしている。

また、流域貯留高 7 mm という値は、中間流出の発生場の厚さ、すなわち水文活性層の見かけ上の厚さに対応する値と考えられる。

4. ま と め

この研究は山腹表層での土壌水分の時空間的な動態を通して、流出現象の発生機構やその特性を把握しようとしたものである。

本報では、主に山腹表層の3地点で観測した土壌水分吸引圧のデータを中心に、若干の検討と考察を加えた。ここで明らかになった知見をまとめると、次のようになる。

- (1) 河道に近い山腹斜面況と他の地点とでは、表層土壌水分の時空間的な変動が大きく異なっている。
- (2) 河道および湿潤状態にある河道付近の斜面域は、山腹表層が乾燥しているとき、あるいは出水の初期において、流出現象の発生場として大きく寄与する。また、この発生場は降雨の継続に伴って、山腹斜面に沿って伸長する。
- (3) 試験流域における観測結果は“Partial area concept”の妥当性を実証している。
- (4) 試験流域においては、流域貯留高 7 mm 前後を境に山腹表層での流れは、中間流と層流状態での表面流とに分割される。
- (5) 貯留関数(1)式中の定数 P 、 K は、各出水における山腹表層での流れの状態やその発生場の平均的なスケールと密接な関連性がある。

5. あとがき

御手洗水試験流域において、表層土壌水分の動態と流出現象との関連性を、入手した資料をもとに検討した。しかし、観測施設設置後、まだ7カ月程しか経過しておらず、大きな出水も経験していないため、本報では定量的な検討を割愛した。今後は観測資料の蓄積をはかると同時に、表層土壌水分の面的な把握に尽力し、より詳細な検討を行う予定である。

なお、本研究を遂行するに当たり、京都大学防災研究所水資源研究センターおよび九州大学農学部附属演習

林の関係各位に多大の援助を受けた。また、観測施設の維持、管理、さらには現地調査に際しては、九州大学大学院生平松和昭君の労をおしまぬ協力を得た。ここに厚くお礼申しあげる。なお、本研究の一部は文部省科学研究費補助金（一般研究(c)）によったことを付記する。

参 考 文 献

- 1) Kirkby, M. J. (Editor): Hillslope Hydrology, John Wiley & Sons, 1980.
- 2) Arya, L. M., Farrell, D. A. and G. R. Blake: A Field Study of Soil Water Depletion Patterns in Presence of Growing Soybean Roots: I. Determination of Hydraulic Properties of the Soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 39, 1975, pp. 424-430.
- 3) 木村俊晃：貯留関数法，河鍋書店，1975，pp. 10-20.
- 4) 永井明博・角屋 睦：洪水流出モデルの最適定数，京大防災研年報，第24号 B-2, 1981, pp. 183-196.