

風化花崗岩山地源流域の地下水、 土壌水分変動の実態

窪田 順平・鈴木 雅一・福嶋 義宏

Observation of the behavior of soil water on a hillslope
consisting of weathered granite

Jumpei KUBOTA, Masakazu SUZUKI and Yoshihiro FUKUSHIMA

要 旨

山地流域の流出機構を解明し、森林を含む山地の環境が水循環過程に及ぼす役割を明らかにすることを目的として、滋賀県田上山地の川向Ⅱ沢流域において山腹斜面の流出量、地下水位、土壌水分量の観測を行った。得られた知見を要約すると以下のとおりである。

(1) 1979年より1985年までの7年間の川向Ⅱ沢流域の平均年降水量は1617.2mm, 平均年流出量は821.9mm, 平均年損失量は795.3mmであった。

(2) 直接流出率は降雨の増加にともなって増加する傾向がある。また初期流量によっても直接流出率は変化し、降雨直前の流域の水分状態の影響が認められた。

(3) ハイドログラフと地下水位の経時変化、また地下水位発生域等を検討した結果、降雨の継続にしたがって地下水位の発生域は下流から上流へと伸びて行く傾向にあり、発生域の広がり、直接流出量の間には対応関係が存在する。しかしピーク流量の発生後に地下水位のピークが生じること、必ずしも地下水位の発生しやすい場所が流域の谷底部とは限らないこと、地下水位の発生域と直接流出量が対応しない場合もあることなどの点を考慮するならば、地下水位発生域を直ちに直接流出の寄与域と結びつけることは困難であると考えられる。

(4) 斜面における土壌水分環境は上部と下部とは大きく異なる。斜面下部では、蒸発散と下流への移動により水分が失われるものの、より上流側の部分から水分が供給されるため、無降雨時でも水分の減少が比較的ゆるやかである。一方、斜面上部では下流への水分移動と蒸発散により水分は失われて行くだけであるため、無降雨が続くと土壌の乾燥が激しい。

(5) 流域からの流量は、流域下端の水分状態に強く影響されている。

以上の検討から、飽和、不飽和のいずれの状態においても、土壌水の移動に対して地形の3次元形状が強く影響を及ぼしていることが明らかになった。

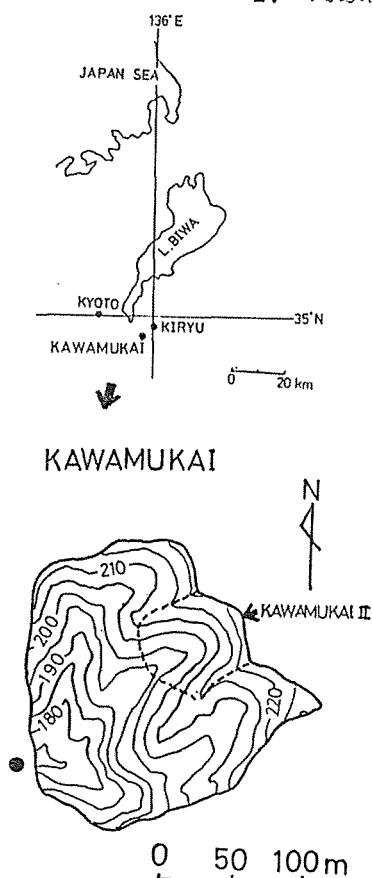
1. は じ め に

山地流域における降水、蒸発散、流出といった水循環過程を明らかにすることは、森林を含む山地の環境が果たす機能を評価する上で重要な課題であろう。とくに山腹斜面の土壌水の移動の

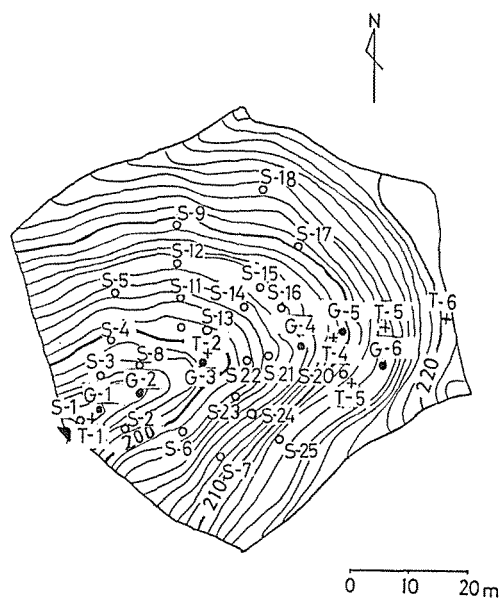
過程を把握することは、ハイドログラフの予測の面だけでなく、土壌水の移動と関わりの深い土砂移動の機構や物質循環機構を理解して行く上で、避けてとおることはできない課題といえよう。

近年、山腹斜面における土壌水の移動に関する研究は、いわゆる物理水文学的手法を取り入れることにより、大きく発展してきた。野外における観測においては、土壌水の流動を支配する水理ポテンシャルの分布を測定、解析する手法が取り入れられ、土壌内部の水の流動過程が物理的に把握されつつある。たとえば、田中らは、直接流出成分に対する地中水の役割の重要性を指摘し¹⁾、またその主体としてパイプ流を挙げている²⁾。太田らは斜面内で生起している飽和—不飽和流の実態を詳細に記述し、これに及ぼす基盤地質の重要性を指摘した^{3,4)}。著者らも土壌水の移動現象を把握するために、滋賀県東南部の田上山地にある桐生試験流域内において山腹斜面における流出、地下水位、土壌水分の変動を観測し⁵⁾、その結果に基づきハイドログラフのみではなく、斜面内の土壌水分変動を再現することのできる斜面流出モデルを提示した⁶⁾。しかし、この時の観測斜面は水収支の面で完全には閉鎖しておらず、水収支に関する十分な議論はできなかった。そこで、本研究ではこの点に留意して、既に流出量の観測が行われていて、水収支についても信頼できるデータが得られる斜面流域を対象として、土壌水分、地下水位等の土壌内部の水移動の観測を行い、その結果を検討した。

2. 対象流域の概況と観測方法



図一 試験流域の位置 (●:雨量計)
Location of the study area



図二 川向Ⅱ沢流域の地形と観測施設の配置

- : 雨量計
 - + T-1~T-6 : テンシオメーター測定点
 - G-1~G-6 : 自記地下水計
 - S-1~S-25 : 最高水位計
- Topographical map of the study area,
Kawamukai II and location of instruments

2-1 対象流域の概況

本研究では、滋賀県の琵琶湖東南に位置する川向流域内の一支流を観測および解析の対象とした。図-1に川向流域の位置および地形図を示す。

川向流域は、淀川に注ぐ大戸川水系の吉祥寺川の一支流であり、地質は風化花崗岩から成る。観測対象とした流域は、川向流域の源頭部を形成する3つの流域のうち、中央に位置する流域で、これを川向Ⅱ沢流域と称する。図-2に川向Ⅱ沢流域の地形図を示す。川向Ⅱ沢流域の面積は0.38ha、標高は190mから230mである。川向流域では、1951年にクロマツの砂防植栽が行われており、これ以前に施工されたと思われる石積等の山腹工が各所に見られるが、施工年度等の詳細は不明である。川向Ⅱ沢の植生は、砂防植栽されたクロマツと砂防植栽前より残存するアカマツが主体で、これに天然のアカマツが部分的に侵入している。1976年8月に行われた肥料の空中散布以後、生長は良くなる傾向にあり、樹冠は不完全ながらも閉鎖している。

2-2 表層土の分布

川向Ⅱ沢での観測を行うのに先立ち表層土厚の分布を測定した。表層土厚の測定には検土杖を用い、流域の谷底部中心線を起点として11本の測線を設け、測線上2m毎、全体で255のポイントを測定した。なお厚さは、鉛直方向に測定している。

図-3に川向Ⅱ沢における表層土の分布図を、図-4に谷部縦断面図を示す。また、図-5に、一辺5mのメッシュデータを作成して求めた表層土厚の頻度分布を示す。なお、図-5には同じ田上山地にある桐生

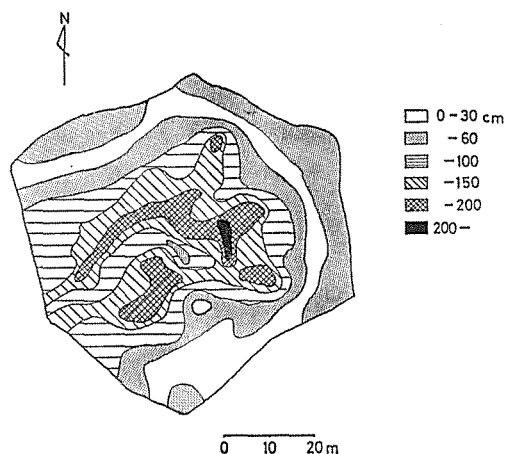


図-3 表層土厚の分布
Distribution of topsoil thickness

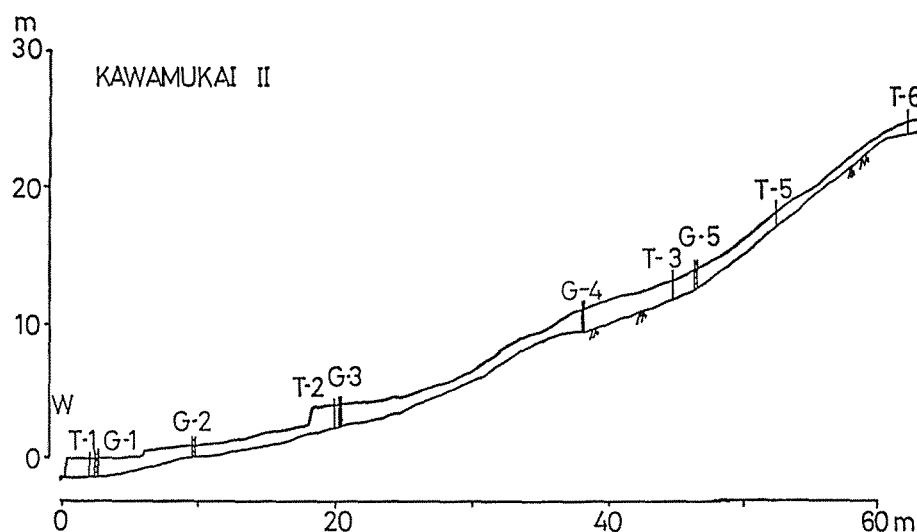
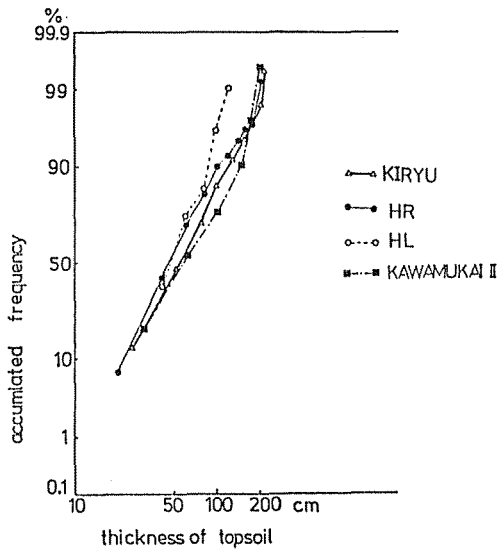


図-4 土層の縦断面図
Cross-section of the study area



図一五 表層土厚の頻度分布
 KIRYU : 桐生試験流域
 HR : 桐生試験流域内のヒノキ沢右俣
 HL : 桐生試験流域内のヒノキ沢左俣
 KAWAMUKAI II : 川向Ⅱ沢
 Accumulated frequency of topsoil thickness

試験流域、およびその内部の斜面流域での測定結果⁵⁾も併せて示した。

図一三によれば、川向Ⅱ沢の表層土厚分布の特徴は、谷底部に70から100 cm、またはそれ以上の厚い表層土が分布し、斜面の中部から上部にかけては薄い表層土が分布していることである。谷底部周辺の表層土の厚い部分は、空石積堰堤や山腹工等の砂防工事によって人工的に作られたものである。頻度分布を見ると、田上山地の他の流域と同様に対数正規確率紙上でほぼ直線で近似することができ、対数正規分布をなすものと考えられる。川向Ⅱ沢の平均表層土厚は75.0 cmで、測定された流域の中では最も大きい値である。

2-3 観測方法

本研究では、川向Ⅱ沢流域において(1)流量、(2)地下水位(自記計および最高水位計)、(3)土壌水分ポテンシャル(圧力水頭)、(4)土壌水分量(含水率)の各項目について測定を行った。観測施設の配置を図一二に示し、観測方法を以下に述べる。なお、川向Ⅱ沢におけるこれらの観測は

1983年より1985年まで行った。流量については1979年より観測が行われている。

(1) 流量および雨量

流量は、谷底部の基岩の露出部分にコンクリートの導水堤を作って集水し、60°Vノッチを取り付けた鉄製水槽で越流水深をフロート式水位計で測定、自記した。雨量は、川向Ⅱ沢から約150 m離れた地点に設置された転倒ます型自記雨量計の記録を用いている。

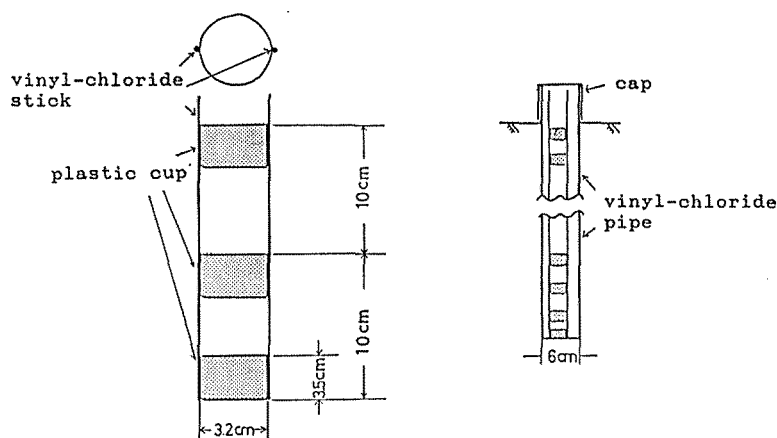
(2) 地下水位

地下水位計は、ハンドオーガにより直径8 cm程度の縦孔を基岩まで掘削し、側面に直径3 mmの

穴を千鳥状に開けた外径6 cm、内径5.6 cmの硬質塩化ビニールパイプを差し込んで周囲を埋め戻し、パイプ内の水位変化を直径4 cmの円筒型フロートを用いて測定した。各観測孔の深さを表一に示す。これらの水位記録はいずれも自記した。またこれらの自記地下水位計とは別に、流域内の25ヶ所に読み取り式の最高水位計を設置した。これは、自記計と同様な方法で埋設した塩ビパイプ内に深さ10 cmごとに直径3.2 cmのカップを取り付けた棒を置いたものである

表一 地下水位計の測定深(自記計)
 Depth of groundwater wells
 observed by automatic recorder

Point	Depth (cm)
G-1	109.0
G-2	72.5
G-3	158.0
G-4	209.0
G-5	121.0
G-6	80.0



図一六 最高水位計の構造
Structure of maximum groundwater level gauge

表一 二 地下水位計の測定深（最高水位計）
Depth of groundwater wells
measuring maximum water level

Point	Depth (cm)	Point	Depth (cm)	Point	Depth (cm)
S-1	109.0	S-11	94.5	S-21	60.5
S-2	63.0	S-12	147.0	S-22	82.0
S-3	147.0	S-13	43.0	S-23	158.0
S-4	43.0	S-14	154.0	S-24	60.5
S-5	100.0	S-15	84.5	S-25	23.5
S-6	146.5	S-16	210.0		
S-7	113.0	S-17	73.5		
S-8	31.0	S-18	159.0		
S-9	66.5	S-19	197.0		
S-10	52.5	S-20	158.5		

(図一六参照)。表一 二に 最高水位計の観測孔の深さを示す。最高水位計の観測は、1週間間隔を基本とし、大きな降雨があった場合など適宜観測を行った。

(3) 土壌水分ポテンシャル

圧力水頭の測定には2種類のテンシオメータを用いた。外径1.7 cm、長さ5.8 cmのポーラスカップを用いた水銀マンオメータによる読み取り式のものと、同じポーラスカップを用いた金属ベローを受圧部とする自記式のものとを併用した。測定は流域

表一 三 テンシオメータの測定深と測定方法
○：読み取り式
●：読み取り式と自記計の併用
Measuring depth of tensiometers and
measuring method

	10cm	30cm	60cm	100cm	150cm
T-1	○	●	●	○	—
T-2	○	●	●	○	○
T-3	○	●	●	○	—
T-4	—	○	○	○	○
T-5	○	○	○	—	—
T-6	○	●	●	—	—

表一4 川向II 沢の月雨量
Monthly precipitation in Kawamukai II

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
1979	59.0	70.5	96.5	164.0	143.0	285.0	65.5	67.5	144.0	81.5	115.0	36.5	1328.0
1980	78.0	1.5	140.5	234.0	194.0	157.0	339.0	360.0	138.0	167.0	127.5	67.5	2004.0
1981	21.0	78.0	144.0	194.0	171.0	214.5	189.0	155.0	186.5	245.5	79.5	22.5	1700.5
1982	25.0	38.5	131.5	120.0	136.5	110.0	227.5	548.0	176.5	26.5	120.5	46.5	1707.0
1983	45.5	46.0	156.5	193.5	122.5	192.5	209.5	142.5	292.5	153.5	31.0	16.5	1602.0
1984	29.0	109.0	76.5	69.5	123.0	253.0	203.5	73.5	95.5	62.0	42.5	10.5	1207.5
1985	18.0	96.0	201.5	177.5	115.5	443.0	186.0	23.0	315.5	62.5	82.0	50.5	1771.0

(mm)

表一5 川向II 沢の月流出量
Monthly discharge in Kawamukai II

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
1979	15.7	29.7	42.4	68.7	85.5	134.7	125.8	24.3	18.6	37.0	27.4	21.5	631.4
1980	31.6	23.1	56.8	133.6	94.5	86.5	189.4	256.7	223.1	88.0	62.7	52.6	1294.8
1981	34.4	32.7	59.3	115.9	86.7	75.9	166.1	48.0	67.6	156.3	46.7	30.3	919.1
1982	20.1	16.7	32.2	42.4	58.4	39.8	63.2	333.8	91.7	39.1	31.6	26.7	795.2
1983	24.6	17.1	55.7	94.4	65.7	69.1	74.1	51.2	95.4	103.8	40.0	22.7	713.9
1984	17.3	30.5	34.9	32.1	45.2	78.1	125.9	38.6	31.6	16.8	12.0	15.4	478.4
1985	9.4	15.7	80.1	97.2	47.4	212.0	253.2	28.8	76.9	46.9	28.8	24.2	920.2

(mm)

内の6地点で行い、表層土の厚さに応じて各地点3～5深度を組み合わせて1群とした。各テンシオメーター群の設置状況を表-3に示す。

(4) 土壌水分量

土壌水分量は、圧力水頭の測定値を土壌水分特性曲線により変換して含水率を求める方法を主として用いることにした。土壌水分特性曲線は、テンシオメーターの測定時に、直径2cmのハンドオーガーにより5～10g程度の土壌試料を採取し、恒乾(24時間)前後の重量差より含水率を求め、これをテンシオメーターで測定した圧力水頭値と比較することにより作成している。

また、テンシオメーター群の測定ではカバーしきれない土壌水分量の平面的な分布を求めるために、流域内25のポイントで深さ毎の土壌試料の採取を行って含水率を求める測定を観測期間中に1回(1983年11月1日)行った。

3. 観測結果と考察

3-1 水収支

川向Ⅱ沢では2-3で述べたように1979年より量水観測が行われているので、その結果も合わせて1979年より1985年までの月毎の降水量と流出量を表-4、5に示す。またこの結果より求められる水収支は表-6に示す。なお雨量は冬季に少ないので、1月から12月を1水年とした。

川向Ⅱ沢流域では1979年、1980年の損失量が700mm前後であるのに対し、1981年から1982年にかけて損失量が増加し、1982年以降は寡雨年であった1984年を除くとほぼ一定の値となっている。この点については、1976年8月に行われた化学肥料の空中散布により、植生が疎林状態からうっ閉した森林状態へと変化したことによる影響と推定されるが今後詳細な検討が必要であろう。

上記7年間の川向Ⅱ沢の平均年降水量は

1617.2mm、平均年流出量は821.9mm、平均年損失量は795.3mmであった。川向Ⅱ沢の平均年損失量は、琵琶湖南東部における他の流域の観測結果⁷⁾と比較してほぼ妥当な範囲にあり、流域からの流出はすべて量水堰を通過していると判断している。

3-2 直接流出特性

表-7に1983年より1985年までの間の川向Ⅱ沢で観測された出水の諸元を示す。なおこの表にはハイドログラフに明確な出水の立ち上がりが認められたもの、または自記地下水位計に水位の上昇が認められたものを地下水位計が欠測であった場合を除いてすべて取り上げている。なおG-6は観測期間中にまったく水位の発生が見られなかったので表-7より除外してある。ここではこれらの出水例により、総降雨量と直接流出量の関係、ハイドログラフと地下水位の時間的変化、地下水位の発生条件と発生域について検討する。

(1) 直接流出量

図-7に川向Ⅱ沢における総降雨量と直接流出量の関係を示す。ここで直接流出量とは、図-8に示したように降雨によるハイドログラフの立ち上がりから逓減時に生じる逓減勾配の変化点ま

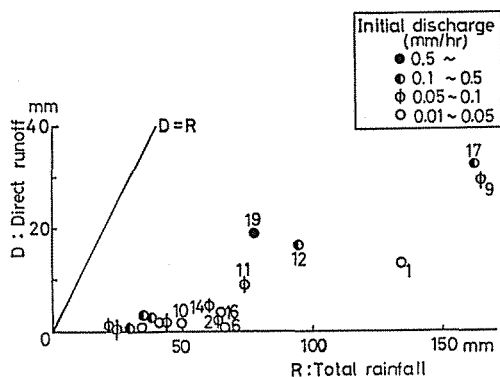
表-6 川向Ⅱ沢の水収支
Annual water budget in Kawamukai II

	Precipitation	Discharge	Loss
1979	1328.0	631.4	696.6
1980	2004.0	1294.8	709.2
1981	1700.5	919.1	781.4
1982	1707.0	795.2	911.8
1983	1602.0	713.9	888.1
1984	1207.5	478.4	729.1
1985	1771.0	920.2	850.8
Average	1617.2	821.9	795.3

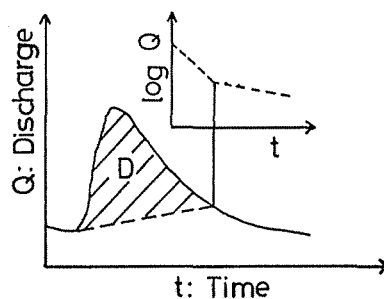
(mm)

表一7 観測された出水の諸元
Data of observed Floods

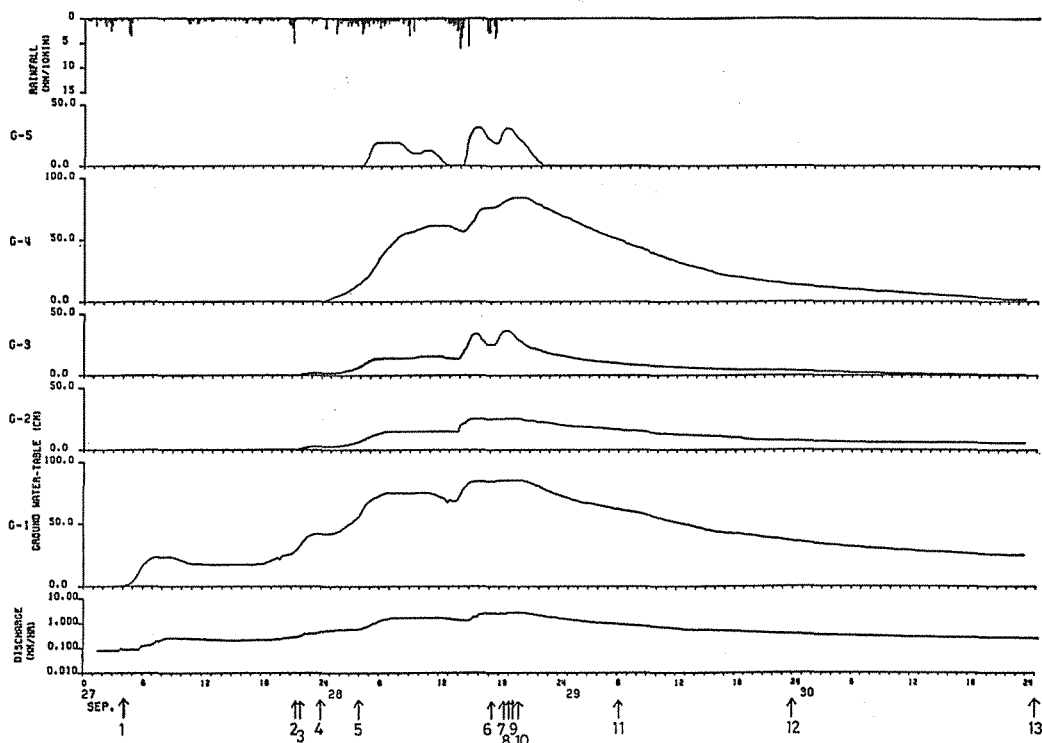
Flood No.	Date		Total rain fall (R : mm)	Max. rain fall intensity (mm/10min)	Direct runoff (D : mm)	D/R (%)	Initial discharge (mm/hr)	Water-table rising				
								G-1	G-2	G-3 (cm)	G-4	G-5
1	1983	6-20	134.0	5.5	12.69	9.5	0.037	83.5	19.1	22.6	59.3	39.6
2		7- 5	64.0	5.5	3.57	5.6	0.057	65.1	7.6	9.8	10.7	21.1
3		7-17	23.0	4.5	0	0	0.065	14.6	0	0	0	0
4		7-20	30.5	1.5	0	0	0.075	8.2	0	0	0	0
5		7-26	25.0	14.5	0.46	1.8	0.083	14.0	0	0	0	0
6		8-15	66.5	6.0	0.89	1.4	0.035	25.6	0	0	0	0
7		8-21	43.5	6.5	1.31	3.9	0.074	39.3	2.8	1.7	0	0
8		9- 1	33.5	4.5	0	0	0.040	0.1	0	0	0	0
9		9-27	167.5	18.5	29.06	21.8	0.079	85.1	25.2	35.9	84.0	30.9
10	1984	6-20	48.5	8.5	1.73	3.6	0.032	34.0	0	2.6	0	0
11		6-26	74.5	6.0	9.29	12.5	0.096	75.9	9.2	14.4	47.6	18.1
12		7-21	94.0	13.0	16.86	17.9	0.141	89.3	28.5	59.5	77.4	54.4
13	1985	9- 9	21.5	3.5	1.28	6.0	0.090	35.1	0	0.8	0	0
14		4-11	60.5	1.0	5.0	8.3	0.088	42.7	0	1.0	16.3	0
15		4-22	27.0	1.5	0	0	0.100	18.3	0	0	0	0
16		6-21	65.0	9.5	4.29	6.6	0.034	62.8	4.4	8.5	10.8	2.1
17		6-25	162.5	5.5	32.43	20.0	0.435	92.2	40.5	73.5	154.6	60.9
18		6-28	34.0	8.0	3.54	10.4	0.424	66.8	10.2	8.8	15.8	—
19		6-30	78.0	5.5	19.35	26.3	0.528	91.2	22.2	51.2	111.0	—
20		7-21	28.0	16.0	0.65	2.3	0.138	16.6	0	0	0	0
21		9- 7	40.5	18.0	1.80	4.4	0.030	37.0	1.1	4.9	0	4.2
22		9-18	33.5	3.5	0.62	1.9	0.048	20.3	0	0	0	0
23		9-29	37.0	2.5	2.75	7.4	0.128	52.3	0	0	0	0



図一七 総降雨量(R)と直接流出量(D)の関係
Relationship between the total rainfall(R)
and the direct runoff(D)



図一八 直接流出量(D)の定義
Definition of direct runoff(D)



図一九 降雨時のハイドログラフと地下水位変化の観測例. 図の下の方の矢印と
ナンバーは図一十と対応している(No.9 1983年9月27日)
An example of the storm hydrograph and the change in the
groundwater levels

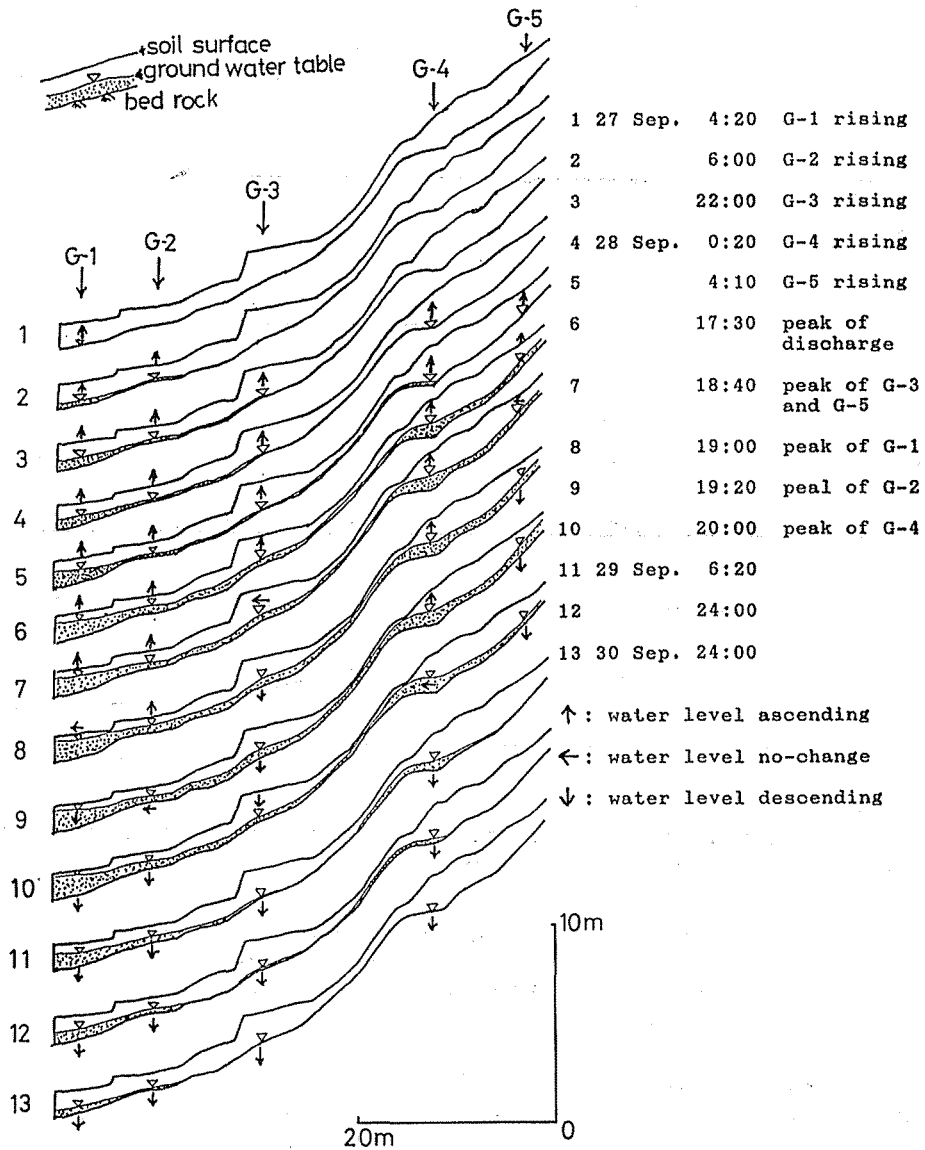
でを結んだ直線より上の斜線で示した部分の流出量である。これによれば、川向Ⅱ沢では直接流出量はそれほど多いとは言えず、多くの場合10%以下の直接流出率である。しかし、直接流出率は総降雨量の増加にともなって増大する傾向にあり、No.9, No.17等の出水は20%を越える流出率となった。

また、初期流量が大きい場合にも直接流出率が増大する傾向にある。降雨開始前10日間にわた

って約 250 mm もの降雨があり初期流量が極めて大きかったNo.19では、総降雨量は79.0mmであるにもかかわらず、観測期間中で最も大きい26.3%の流出率となった。その他No.11, No.12, No.17など初期流量が大きいと同程度の総降雨量で初期流量の小さいものに比べて流出率が高くなっている。

(2) 地下水位の経時変化

図一〇にハイドログラフと地下水変化の例を示す。川向Ⅱ沢のハイドログラフは緩やかなピークを成す。これは流域下部に存在する厚い表層土による、ハイドログラフの遅延効果であると考



図一〇 降雨時の地下水面形変化の観測例
図の左のナンバーは図一〇と対応している
Change in profile of groundwater table

えられる。地下水位は流域下端にあるG-1がもっとも早く立ち上がり、流出量にほぼ対応した時間変化をする。その後、累加雨量の増加につれてG-2、G-3に水位が発生し、最後にG-4、G-5の水位が生じる。基本的には降雨の増加につれて流域下部より上部へと地下水位の発生域が拡大しているものと判断される。図-10はNo.9の出水例の谷底部2次元断面での水面形の経時変化である。図-10によれば斜面下部より上部へと地下水位の発生域が広がること、斜面上部にあるG-5では水位変化が急激であること、減水時に斜面下端とG-4付近では水位低下が緩慢で、長時間地下水位が存在していることがわかる。また各地下水位計の水位のピークの発生時刻は流出量のピークの発生時刻よりも後である。G-4のピークの発生時刻はもっとも遅く、流量のピークから2時間半後であった。この例に見られる流出量のピークよりも地下水位のピークが遅れる現象は、降雨規模が大きい場合に生じる傾向があった。この流出量のピークよりも後に生じる地下水位のピークを形成した水が、ことにG-4のように量水堰から比較的離れた地点にある場合、直接流出に寄与していると考え難いであろう。

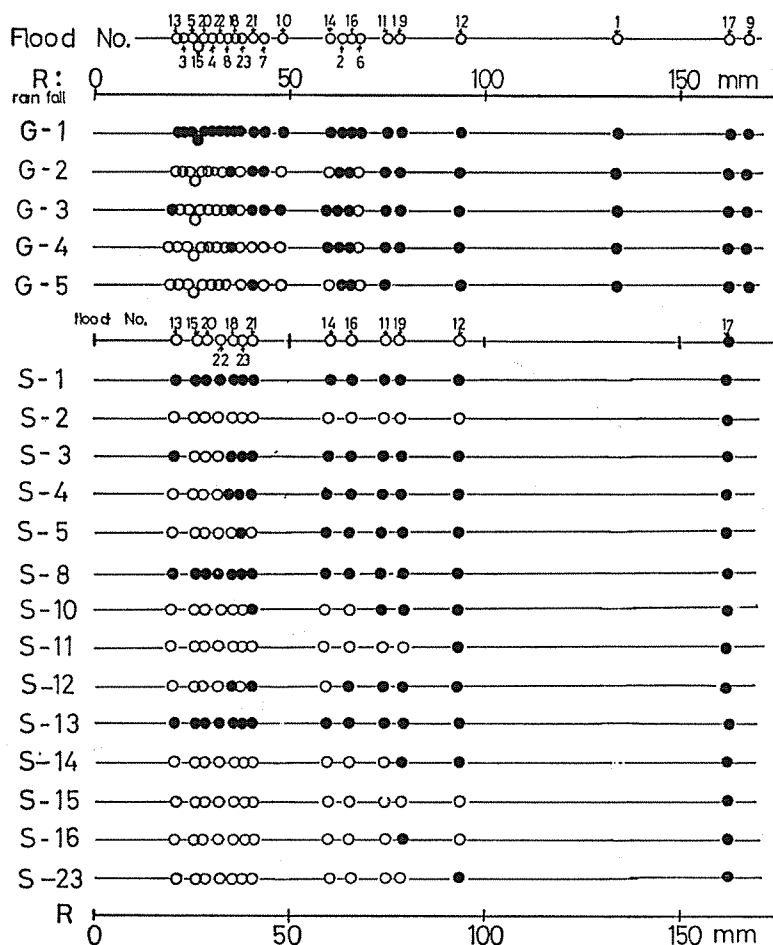


図-11 総降雨量(R)と地下水位の発生関係

●：地下水位発生

○：地下水位非発生

Relationship between the total rainfall(R)
and the rising of groundwater table

(3) 地下水位の発生条件と発生域の拡大

地下水位の発生条件と発生域の拡大について、最高水位計のデータも加えて検討してみよう。

図一11は総降雨量と自記および最高水位計毎の発生、非発生との関連を調べたものである。なおこの図に挙げていない最高水位計では、これらの出水例において水位の発生は観測されていない。

図一11によれば水位の発生、非発生はほぼ総降雨量により定まると考えられる。そして各水位計は発生する総降雨量により次の四つのグループに分けられる。

グループⅠ：G-1, S-1, S-8, S-13

すべての出水例で水位が発生したもの

グループⅡ：G-2, G-3, S-3, S-4, S-12

総降雨量 30³~40mm 以上の出水例で水位が発生したもの

グループⅢ：G-4, G-5, S-5, S-10, S-14, S-23

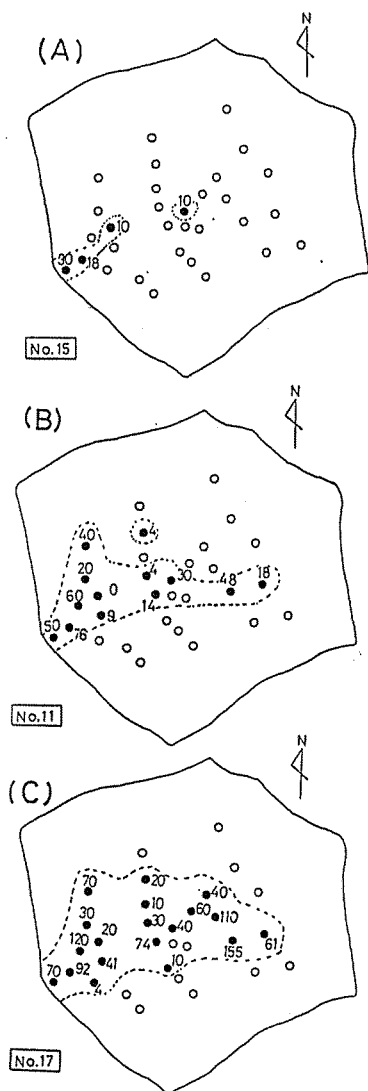
総降雨量 65~90mm 以上の出水例で水位が発生したもの

グループⅣ：S-2, S-11, S-15, S-16

総降雨量 160 mm 以上の出水例で水位が発生したもの

グループⅠはもっとも水位の生じやすい場所と言え、降雨があれば必ず水位の発生、上昇がある。グループⅡとグループⅢについては、G-4, G-5のように必ずしも明瞭に区別できないものもあり、両グループを合わせて中規模の降雨に対し水位が発生する場所と考えることができる。グループⅣは大規模な降雨の場合に水位が発生する場所である。ただし、100mmから150mmの間では資料がないので判断の基準とした総降雨量については、確かな値とは言えないかも知れない。

これらの降雨規模による地下水位の発生場所の分布の違いを比較したものが、図一12(A)~(C)である。(A)は小規模降雨の出水例(No.15)で、流域下部のG-1, S-1, S-8と流域中央のS-13で水位の上昇が



図一12 降雨規模と地下水位発生域

(A) No. 15 1985年 4月22日 総雨量 27.0mm

(B) No. 11 1984年 6月26日 総雨量 74.5mm

(C) No. 17 1985年 6月25日 総雨量 162.5mm

●：地下水位発生

○：地下水位非発生

点線は推定される地下水位発生域、

数字は最高水位(単位cm)

Extent of the area rising groundwater table

見られるが、S-13の地下水位発生域は流域下端の地下水位発生域とはつながってはいない。(B)は中規模降雨の出水例(No.11)で流域中央の谷底部に沿って流域上部のG-5まで地下水位発生域が広がり、さらに右岸側へも発生域が広がっている。またG-1付近、G-3付近、G-5付近では水位は50cmを越えた。(C)は大規模降雨の出水例(No.17)である。総降雨量は162.5mmに達し、この4日前にも65.0mmの降雨があったため、観測期間中ではもっとも広い範囲で水位が観測された。(B)と比較して右岸側の地下水位発生域がさらに広がり、左岸側でもS-23で水位が生じた。また最高水位もG-4、S-16で100cmを越えるなど全域で高くなっている。なお、S-21、S-22はG-3、S-13の近傍にあるにもかかわらずこの出水例でも水位が観測されなかった。この付近だけ水位が生じないという理由とはとくに見あたらず、これらの観測孔の底が基岩に達していなかったのではないかと考えている。

これらの出水例の直接流出率を見ると、(B)で12.5%、(C)で20.0%となり、地下水位発生域の拡大に応じて増加している。太田⁹⁾は、直接流出の定義として斜面内の飽和側方流の存在により定める考え方を示し、この飽和側方流の発生域の広がりが、降雨直前の斜面の土壌水分分布に影響されるとしている。今回の観測結果でも総降雨量に応じた地下水位発生域の拡大が見られ、また初期流量の直接流出量への影響も現れており、太田の指摘した傾向が見られる。しかしながら、No.1の出水例のように、初期流量はやや小さいが総降雨量は134.0mmに達し、G-5まで地下水位が生じていながら、直接流出率は10%に満たない例があること、ピーク流量の発生後に地下水位のピークが生じることなどの点を考慮するならば、地下水位発生域を直ちに直接流出の寄与域と結びつけることは難しいと思われる。地下水位発生域は、降雨の継続に従って下流側より上流へと単純に広がって行くと考えよりも、それぞれの場所の地形、表層土の厚さ等の個別の条件に強く影響されているものと推定される。

3-3 土壌水分の変化

(1) 土壌水分特性

土壌試料の採取により測定された含水率とテンシオメーター測定値による圧力水頭との関係を図-13に示す。なお、重量含水率を体積含水率に変換するために必要な間隙率は、同じ風化花崗岩よりなる桐生試験流域の表層土について実測を行った福島⁹⁾の報告を参考にして、0.55とした。

この体積含水率と圧力水頭の関係を示す式としては、Klute et al.¹⁰⁾により提示された以下のような経験式を用いた。

$$\theta = \theta_0 \times \frac{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^\alpha - \frac{\theta_0 - \theta_r}{\theta_0 + \theta_r}}{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^\alpha + \frac{\theta_0 - \theta_r}{\theta_0 + \theta_r}} \quad (1)$$

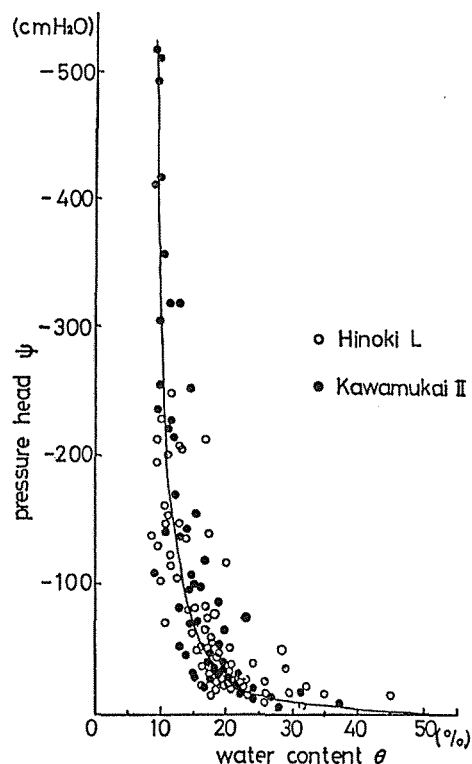


図-13 圧力水頭(ψ)と体積含水率(θ)の関係
Relationship between pressure head(ψ)
and volumetric water content(θ)

ここで、 θ ：体積含水率， ψ ：圧力水頭， θ_0 ：有効間隙率， θ_r ：気乾含水率， ϕ_0 ， α ：パラメーターである。

土壌の圧力水頭と体積含水率の関係は，湿潤過程と乾燥過程とが異なるヒステリシスを有するが，ここでは簡略化のために，ヒステリシスは無視することにする。以上より $\theta_0=0.55$ ， $\theta_r=0.05$ とし，実測値に適合するようにパラメーター ϕ_0 ， α を決定した。その結果は，

$$\phi_0 = -40.0$$

$$\alpha = -0.23$$

であった。この関係を図-14に実線で示した。これらの ϕ_0 ， α は著者ら⁵⁾ が桐生試験流域内のヒノキ沢で得た値と同じである。

なし，この間隙率を用いて表層土の間隙量を求めると，水高換算で 412.5 mm である。

(2) 土壌水分量の変化

ここでは圧力水頭の変化，および圧力水頭を(1)式の土壌水分特性曲線により変換して求めた

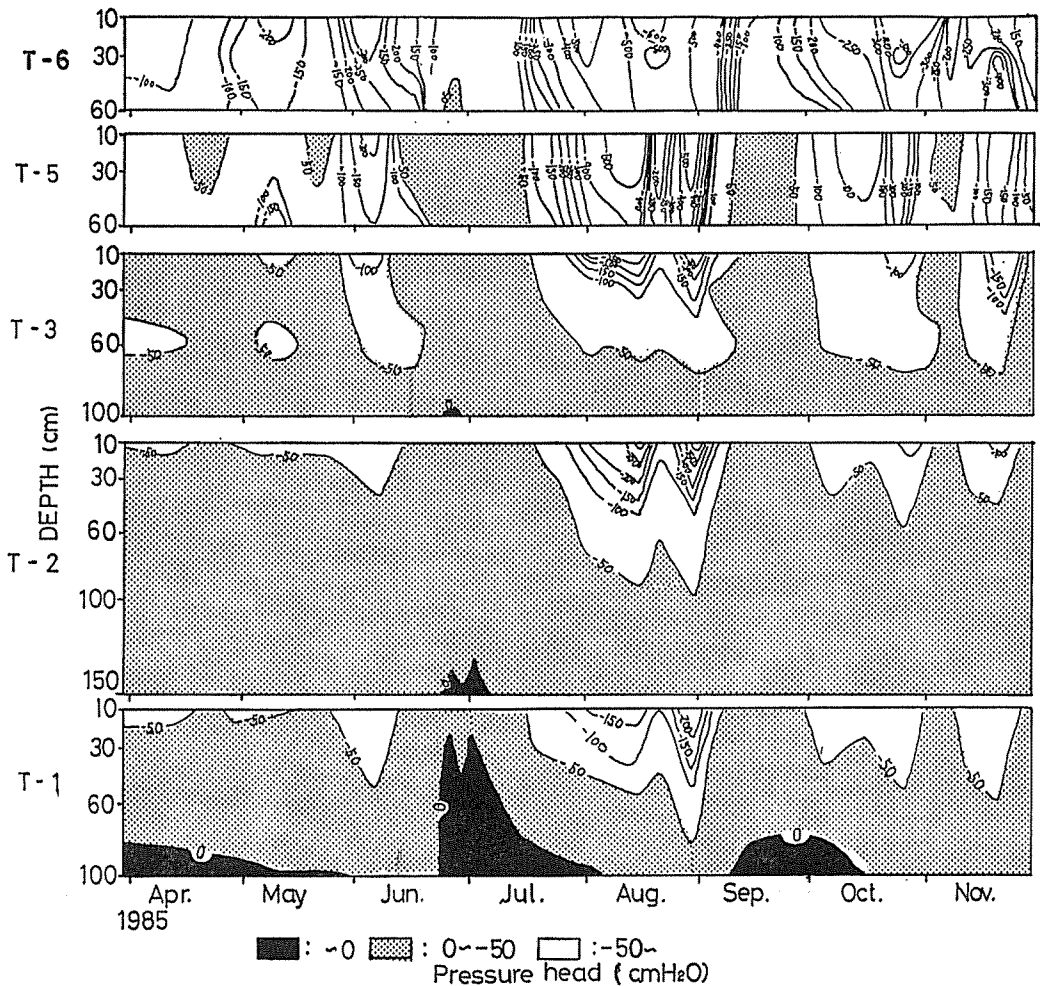
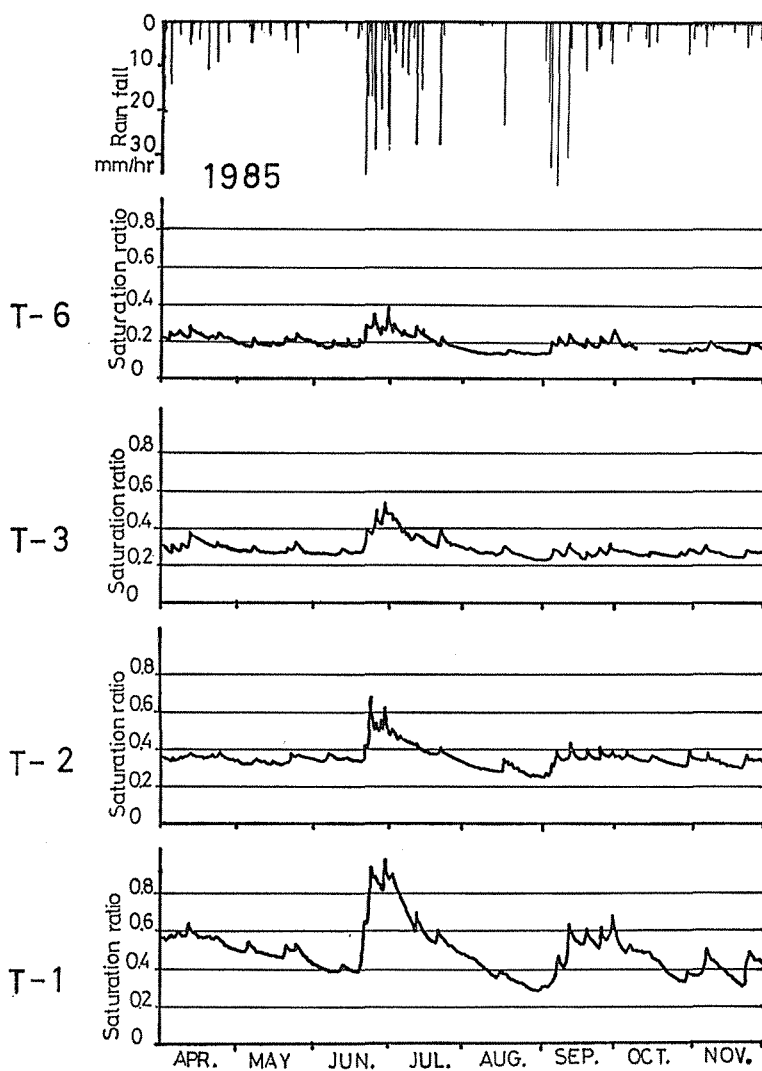


図-14 圧力水頭の経時変化 (1985年)
Change in pressure head with time

土壌水分量の変化とその斜面の部位による違いなどを検討する。

図一14に川向Ⅱ沢における1985年の圧力水頭の観測結果を示す。図一14によれば、斜面の部位により土壌の水分状態が大きく異なることがわかる。この期間の降雨状況の概況は、4月から5月は小規模な降雨が繰り返され、6月前半に無降雨期があった後、6月後半より7月にかけては大降雨が続いた。その後、8月は無降雨が続き、9月前半にまとまった降雨があり、9月後半より11月にかけては小規模降雨が間欠的に繰り返された。圧力水頭の変化も降雨状況に応じたものであるが各々の場所で大きく異なる。流域下部にあるT-1、T-2では全体に変化が緩慢で、土壌表面より60cm深までは表面付近で生じている蒸発散による乾燥化が進行するものの、それより深い部分まではこの影響が及びにくく、特にT-2の100~150cmにかけては極めて安定した水分量が続いていることがわかる。またT-3の60~100cmも同様である。T-1の60~100cmも



図一15 土壌水分量の経時変化 (1985年)
Fluctuations of saturation ratio at each tensiometer site

圧力水頭値は -50cm 以上であるが、ここは流域最下端にあることから水分が集中し、圧力水頭が正圧となる飽和状態となることも多い。

斜面下部の水分環境と上部のT-5、T-6のそれは大きく異なる。上部では下部に比べて周囲からの水分の供給が少なく、また表層土が 60cm 以下と比較的薄いこともあり、土層の深部まで乾燥化が進行する。また、T-3より下流側にあるテンシオメーター群では6月末の大規模な降雨の際に、圧力水頭が正圧を示し、飽和部分が生じているが、T-5、T-6では正圧が生じることはなかった。

次に土壌水分量を求めたのが図-15である。図-15によれば土壌水分量そのものの変化の幅は、圧力水頭の変化がそれほど大きくないT-1で最も大きくなっている。これは、(1)式に示した土壌水分特性曲線が、圧力水頭の負圧が小さい部分($0\sim-50\text{cm}$ 付近)で含水率(土壌水分量)が大きく変化する特性を持つためである。

なお、川向Ⅱ沢で行った流域全体の水分分布の調査(1983年11月1日)の結果を図-16に示す。

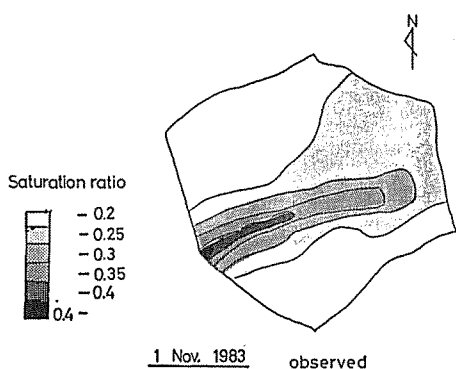


図-16 土壌水分量の平面分布(1983年11月1日)
Distribution map of saturation ratio

この時は測定前に降雨が少なかったため、谷底部が湿潤な状態にあるものの、流域の大部分で土壌水分量が少なく乾燥した状態であった。

(3) 流量と土壌水分量の関係

流域の流量には、著者ら⁹⁾、太田ら¹⁰⁾の斜面流出の観測結果より指摘されているように、斜面下部の水分状態の影響が強いことが指摘されている。そこで、(2)で求めた土壌水分量を用い、流量との関係を検討することにした。

図-17にT-1の貯留量と流量の関係を示す。流量とT-1の貯留量の関係は1対1対応はしているが、飽和度0.5を境界にして異なる関係となっている。これは川向Ⅱ沢の場合、(2)で指摘したように流域下端のT-1付近では降雨にともない直ちに水位の上昇があり、またその水位が降雨終了後も長期間にわたって生じている場所であり、その影響と考えられる。また、T-1

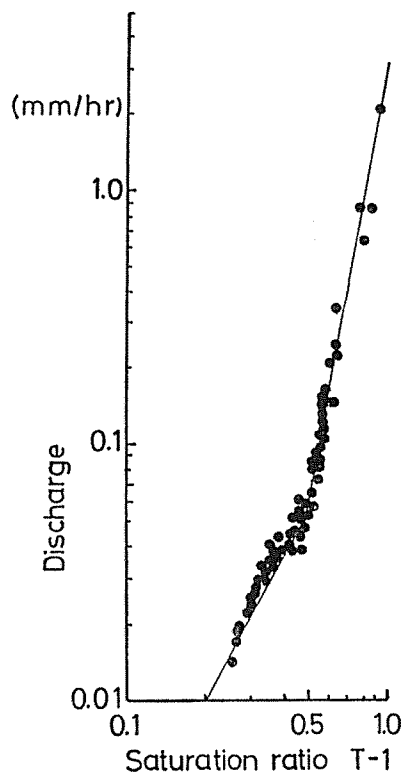


図-17 流量とT-1の土壌水分量の関係
Relationship between the discharge
and the saturation ratio at T-1

直下、量水堰との間には空石積堰堤があるのでこの影響も考えらる。ここで得られた関係は、この空石積堰堤の透水性を示すものであるとも言えよう。この関係を飽和度0.5を境として、次の2本の直線で近似することにした。

$$S_{T1} \geq 0.5 \quad Q = 3.2 \cdot S_{T1}^{6.0} \quad (2)$$

$$S_{T1} < 0.5 \quad Q = 0.17 \cdot S_{T1}^{1.76} \quad (3)$$

ここで、 Q ：流量 (mm/hr), S_{T1} ： $T-1$ の貯留量 (飽和度) である。

このように川向Ⅱ沢においても、空石積堰堤という人工構造物の影響はみられるものの、流量と斜面下部の土壌水分状態との間には密接な関係があるものと考えられる。

4. お わ り に

以上の検討によって、飽和、不飽和のいずれの状態においても、土壌水の移動に対して地形の3次元形状が強く影響を及ぼしていることが明らかになった。山腹斜面の土壌水の移動をモデル化する時、この点を充分に考慮する必要がある。

本研究を遂行するにあたって多くの方々のご助言、ご援助を得ている。まず、京都大学農学部武居有恒教授、小橋澄治助教授には終始適切な指導をいただいた。ここに心からの謝意を表します。また、京都大学農学部砂防学研究室の方々、とくに田井中治君 (現建設省) には現地観測、資料の整理等でご協力を得ており、感謝いたします。

なお、本研究の流量および雨量の資料は、建設省琵琶湖工事事務所によって観測されたものを用いている。関係各位とくに観測にあたられた北川益三郎氏に感謝します。

引 用 文 献

- 1) 田中正・安原正也・酒井均：丘陵性源流域における流出現象と地中水の挙動。京大防災研年報。25 B-2. 181~193, 1982
- 2) 田中正・安原正也・丸井敦尚：多摩源流域における流出機構。地理学評論。57-1. 1~19, 1984
- 3) 太田猛彦・塚本良則・比留間雅紀：丘陵性自然斜面における雨水移動の実証的研究(I) 鉛直浸透特性と基盤地質。日林誌。67. 311~321, 1985
- 4) 太田猛彦・塚本良則・城戸毅：丘陵性自然斜面における雨水移動の実証的研究(II) 斜面内地中流の実態。日林誌。67. 383~390, 1985
- 5) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一：山地小流域源頭部の表層土における流出特性と土壌水分変動について—滋賀県東南部の風化花崗岩山地における観測例—。京大演報。55. 162~181, 1983
- 6) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一：山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化。日林誌。69. 258~269, 1987
- 7) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷 誠・加藤博之：滋賀県東南部の花崗岩山地における3つの小流域の水文観測報告。京大演報。50. 115~127, 1978
- 8) 太田岳史：一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討(II) 初期水分条件と直接流出特性。日林誌。65. 448~457, 1983
- 9) 福嶋義宏：山腹斜面の流出機構について(2)—土壌水の挙動—。京大演報。48. 115~124, 1976
- 10) Klute, A. and Heermann, D.F.: Soil water profile development under a periodic boundary condition. Soil Sci. 117. 265~271, 1974
- 11) 太田岳史・高橋壮輔：山腹斜面における表層土壌水分の変動と流出特性。岩手大演報。17. 1~14, 1986

Résumé

A small forested watershed, Kawamukai II, consisting of weathered granite in Shiga

Prefecture was instrumented to clarify the behavior of soil water on a hillslope.

The following are new interpretations obtained from the observations ;

- (1) The annual precipitation is 1617.2 mm, the annual discharge is 821.9 mm and the annual evapotranspiration is 795.3 mm in Kawamukai II (average 1979-1985).
- (2) Direct runoff ratio increase with total rainfall and vary with initial discharge.
- (3) Usually a size of the area where water table rise in a storm depends on total rainfall and corresponds to direct runoff in quantity. It is, however, difficult to regard the area as the contributing area to storm hydrograph directly, because the area where water table rise does not always extend from the lower to the upper part of the slope and the change in time of water levels at each observed wells does not always correspond to the storm hydrograph.
- (4) Soil moisture conditions vary with the location in the slope. The change in soil moisture at the lower part of the slope is moderate because of the continuous supply of soil water from the upper part of the slope. But in the upper part of the slope, the soil moisture only continue to decrease by evapotranspiration and water movement to the lower part of the slope.
- (5) The influence of the soil moisture condition at the lowest part of the slope on discharge is quite important.

It seems that these results prove effects of three-dimensional topography on soil water movement to be very important.