

丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動

田中 正・安原 正也・酒井 均

RUNOFF PHENOMENA AND SUBSURFACE WATER BEHAVIOR DURING A STORM EVENT IN THE HEADWATERS OF THE TAMA HILLS

By *Tadashi* TANAKA, *Masaya* YASUHARA and *Hitoshi* SAKAI

Synopsis

The study describes overland flow phenomena in relation to dynamic responses of subsurface water in a small forested watershed located in the western suburbs of Tokyo (Fig. 1). The field evidence showed that the major portion of overland flow was produced by outflowing water from the soil surface through decayed stumps and soil piping outlets. Outflowing points were found in small restricted areas on the valley floor where hydraulic gradients of subsurface water showed upward flow toward the ground surface. These phenomena were largely controlled by dynamic conditions of the flow system within the subsurface zone.

1. はじめに

山地森林流域における流出機構あるいは水流発生機構 (mechanism of streamflow generation) を明らかにすることは、流域の水循環機構を考察する上で、また、治水・利水計画を考える上で重要である。この研究課題は古くから水文学の中心課題と考えられてきた¹⁾が、わが国では理想的な試験流域を確保することの困難さと、現場における水文観測のむづかしさのため、この種の解析に耐え得る十分な資料の蓄積はなく、従来までの解析の多くはブラックボックス的な性格を有していた。しかし、複雑な流域の水循環機構を解明するためには、まず流出現象を解析し、その機構を的確に把握することがきわめて重要である。

近年における森林流域での研究結果は、水流発生に果す地中水の役割の重要性を明らかにしつつある^{2)~9)}。流出機構の解明は単に地表面上に生起する降雨一流出の把握のみならず、地表面下に生起する地中水の挙動をも含めて、地表水と地中水を一体とした一つのシステムとして捉え、これを明らかにする必要があるものとする。

本論文ではこうした観点から、多摩丘陵の一角に設定した試験流域を例に、降雨流出時の野外観測結果に基づいて丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動との関連について述べる。

2. 試験流域および観測施設の概要

2.1 試験流域の概要

試験流域は東京都八王子市堀の内、東京農工大学波丘地利用実験実習施設内に設置されている (Fig. 1)。流域は多摩丘陵の北縁に位置し、多摩川の支流大栗川の一源流部を構成している。流域の標高は 144~183 m、流域面積は 0.022 km² である。流域谷底面の地形勾配は約12%、山腹斜面のそれは約50%である。

試験流域付近の地質は、下位から上位に平山砂層、三沢泥岩層、連光寺互層、御殿峠礫層および関東ロー

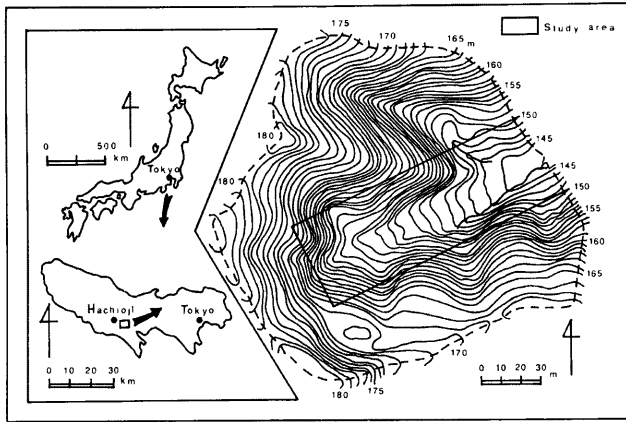


Fig. 1. Location of the study area.

ム層が分布する¹⁰⁾が、本流域の主たる構成層は連光寺互層 (標高 140~160 m)、御殿峠礫層 (標高 160 m 以上) および関東ローム層である。

谷底における表層堆積物の粒度組成を JIS A 1204 に基づいて分析した結果を示したのが Fig. 2 である。表層約 2 m はシルトおよび粘土分を主体とした埴壤土 (clay loam) およびシルト質埴土 (silty clay) から構成されている。これら谷底の堆積物は粒度組成の上からオリジナルな関東ローム層とは異なり、いわゆる二次堆積物であるものと思われる。観測井掘削時のボーリング資料に基づき、谷底面における表層堆積物の縦断プロファイルを示したのが Fig. 3 である。

植生はクヌギ、コナラを主体とする落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占めている。斜面では背丈 2~3 m の竹が密生し、谷底では春から夏にかけてシダ類が繁茂する。人工の構造物はなく、全くの自然流域である。

2.2 観測施設の概要

観測施設は谷底を中心に配置されている (Fig. 4)。流域からの流出量は、谷底の最下流端に設置した 90° の三角堰によって測定される。三角堰を設置した場所は、流域末端の谷頭侵食を受けたところであり、流域末端の谷底面よりは約 1.5 m 程低くなっている。降水量は谷底のほぼ中央に設置した転倒ます型自記雨量計によって測定される。

降雨流出時の地中水の挙動を明らかにするため、テンシオメータ群およびピエゾメータ群を設置した。土壌水の圧力水頭はテンシオメータ群により、地下水の圧力水頭はピエゾメータ群によって測定される。テンシオメータ群は合計10地点に設置され (Fig. 4)、1地点に3~8本のテンシオメータが埋設されている。テンシオメータの読みとりはマニュアル方式による。ピエゾメータ群

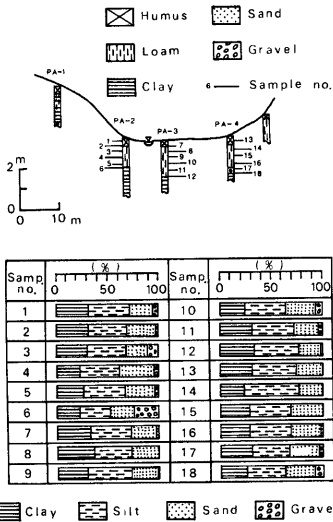


Fig. 2. Grain size analysis.

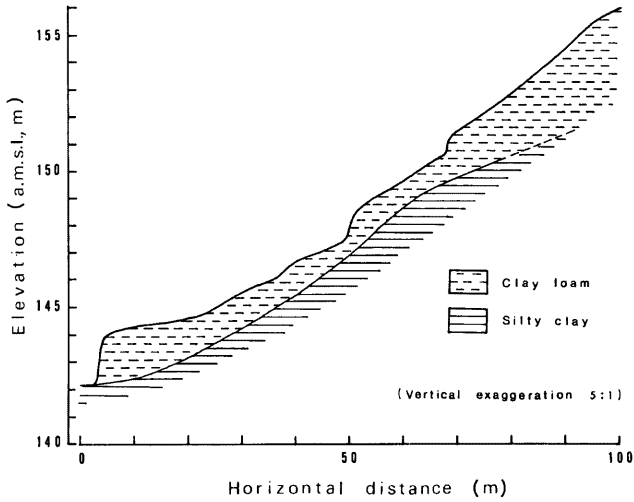


Fig. 3. Longitudinal profile and geological section of the valley floor.

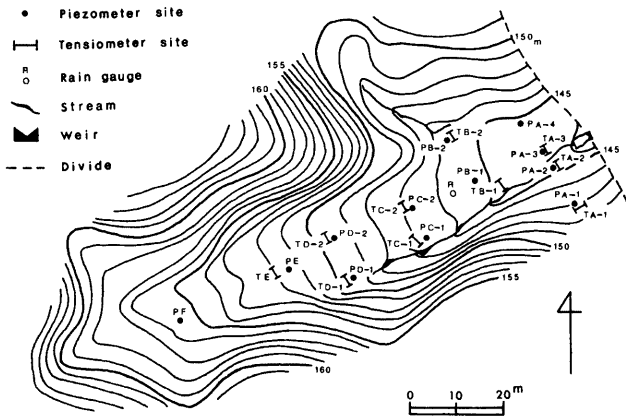


Fig. 4. Map of the valley floor studied.

は合計12地点に設置され (Fig. 4), 1地点に1~3本のピエゾメータが埋設されている。圧力水頭の測定は測水による方法とリシャル式自記水位計による自記方式とを併用した。テンシオメータとピエゾメータの設置状況を模式的に示したのが Fig. 5 である。これらの埋設方法および各地点での埋設深度についてはすでに報告した¹⁾通りである。

出水時における地表流の発生・拡大・縮小については、谷底面に設置した 2 m 間隔四方の測量杭を指標として、野外観測により随時その状況をスケッチし、これを地形図上に転写した。

3. 観測結果および考察

観測は1980年8月から10月にかけて実施した。この間、(1) 8月26日～27日の総降水量 64.0 mm (以下 R-1 と記す。)、(2) 9月9日～12日の同 195.0 mm (R-2)、(3) 9月26日～27日の同 58.0 mm (R-3)、(4) 10月14日～15日の同 60.5 mm (R-4) の4回の主な降雨を対象にして、それぞれについて流出量、地下水位、土壤水の圧力水頭、地表流の発生状況等の野外観測を実施した。ここでは、最も代表的な R-2 の観測結果を中心に述べる。

3.1 出水時のハイドログラフ

Fig. 6 はR-2に伴うハイドログラフを示したものである。降雨は9月9日14時より降り始め、12日1時までに総降水量 195.0 mm を記録した。この間、2回の休止期をはさんで3回のピークを記録している。ピーク時における時間雨量はそれぞれ 17.5 mm, 21.5 mm, 26.0 mm であった。

Fig. 6 から明らかなように、ハイドログラフは降雨の不規則な変動を敏感に反映し、降雨の3回のピークに対応した流量のピークを記録している。流量のピークは降雨のピークから10分程度の遅れ時間を持って出現している。

ハイドログラフの一部に欠測を含むが、10日1時から15日0時までの総流出量は約 1800 m³、18日0時までのそれは約 2000 m³ と推定される。現時点においては **Fig. 6** のハイドログラフ上で、直接流出と基底流出を分離する確固たる方法がないため、出水時の基底流出成分を無視してこの全量が直接流出に相当するものとすれば、直接流出率は15日0時の時点で42%、18日0時の時点で47%となる。この値は他の3回の降雨の場合もほぼ同様であり、本流域においては総降水量の約40%前後が降雨直後の直接流出として流出するものと推定される。

3.2 表面流出の役割

これまでの流出解析においては、大雨時の出水に表面流出の果す役割が重要視されてきた。そこで、本流域において出水時における表面流出がどのように生起しているかを以下に考察する。

4回の観測結果のうち、地表流の発生が観測されたのは R-1、R-2、R-4 の3回の降雨についてである。このうち地表流の発生から消滅に至るまでの全過程を追跡することができた R-4 に伴う谷底表面の状態の経時変化を示したのが **Fig. 7** である。降雨開始前10月12日の時点 (**Fig. 7** の1) では、谷底中央部のパイプ状の穴からの湧き出し水と、左谷底からの流水が一部地表流となって存在している。この2カ所の地表流は無降雨時でも常に存在し、その末端は再び地表下に浸透して消失している。降雨に伴う流出が開始した14日16時10分の時点 (**Fig. 7** の2) では、窪地貯留は観測通路となっている踏みあとに沿って生じ、降雨量の増大とともに逐次拡大する。**Fig. 7** の3は降雨ピーク1時間15分後の地表流の発生状況である。窪地貯留域が拡大し互いに連続することによって窪地貯留されていた水は地表流となって表面流出する。すな

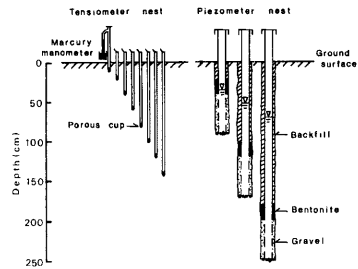


Fig. 5. Schematic diagram showing the installation of a tensiometer and a piezometer nest.

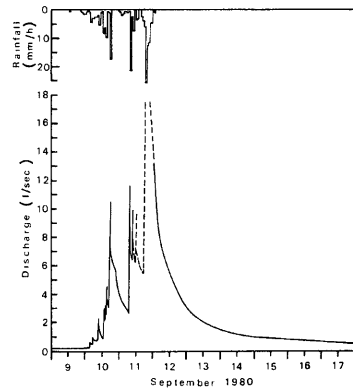


Fig. 6. Discharge hydrograph for the storm event, 9-12 Sept. 1980.

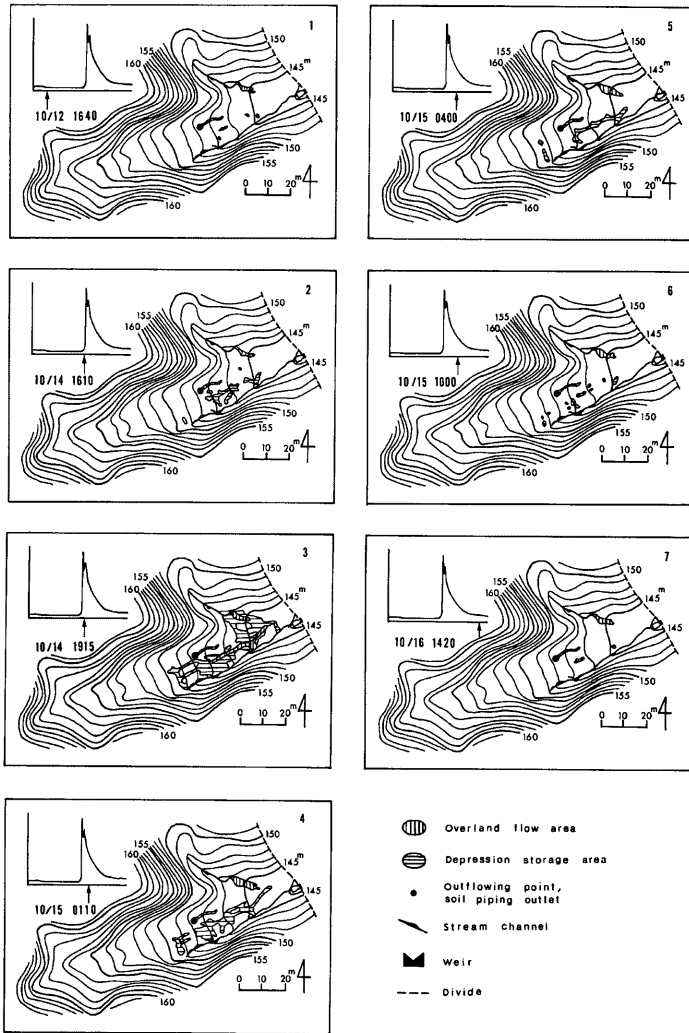


Fig. 7. Occurrence, expansion and contraction of overland flow area and depression storage area during the storm event, 14-15 Oct. 1980.

わち、水みち流が発生するが、その範囲は狭く、ごく限られた部分であることがわかる。この時点において水みち流と窪地貯留域が占める面積は約 380 m^2 であり、主谷底面積の24%、流域面積の1.7%を占めるにすぎない。R-4 と総降水量においてはほぼ同様であった R-1 の場合もその面積は約 300 m^2 であった。

Fig. 7 の4 は降雨終了時の状況を示しているが、この時点において降雨ピーク時に見られた水みち流は消失し、窪地貯留域もすでに縮小し始めている。以後、時間の経過とともに窪地貯留域は逐次縮小し (Fig. 7

の5~7), 降雨開始後約2日を経過した時点で降雨開始以前の状態に回復している。

こうした水みち流の発生は, 上述したようにこの流域においては谷底の一部に見られるだけであり, 山腹斜面においてはいずれの降雨の場合も地表流の発生は確認されなかった。これらの観測結果から, 本流域においては総降水量が60mm前後の場合には, 降雨時だけに出現する水みち流が表面流出の主体を占めているものと考えられる。

3回の観測例のうち, 谷底における地表流の範囲が最も拡大し, 顕著な表面流出がR-2の降雨の時に観測された。**Fig. 8**はこの時の地表流の発生状況(9月12日2時時点)を示したものである。R-2は9月11日19時から12日1時までの6時間の間に合計60mmの降雨を記録し, 総降水量の約1/3がこの時間内に流域にもたらされたことから考えて, **Fig. 8**は地表流が最も拡大した時の状況を示しているものと考えてさしつかえないであろう。

R-1, R-4の地表流の発生時に比較して, **Fig. 8**ではその発生域が谷底の上流側に拡大しているのが特徴的である。地表流の発生の初期には, 前述した様な水みち流がその主体をなしていたと思われるが, この流出ピーク直後の時点での地表流をその上流側へと追跡したところ, その発生源はパイプ状の穴を通しての地表面からの水の吹き出し, あるいは朽ちた木の切り株からの水の吹き出しであった。**Fig. 8**で●印はパイプからの吹き出しの位置を, ×印は木の切り株からの吹き出しの位置を示している。**Fig. 8**で特徴的なことは, パイプや木の切り株を通して地表面から水が吹き出す位置が, ある一定の等高線上に分布していることである。すなわち, 標高147.5m, 150mおよび160m付近の3カ所である。標高150m付近に分布する朽ちた木の切り株の長軸径および短軸径を示したのが**Table 1**である。これら朽ちた木の樹令は約35年程度と言われ, 平均30cm前後の長軸径を有している。

Fig. 8に示された地表流の発生域と窪地貯留域を含めた面積は約700 m^2 である。これは主谷底面積の約43%, 流域面積の約3%に相当する。R-2の直接流出量は前述のように1800~2000 m^3 と推定された。仮に, **Fig. 8**に示された地表流域がR-2の開始直後から形成され, この範囲に降った降雨がすべて表面流出するものとする, その総量は約137 m^3 である。流域内の表面流出成分としては他に直接河道降雨が含まれるが, これを含めてもその総量は140 m^3 前後であり, R-2の総流出量の7~8%を占めるにすぎ

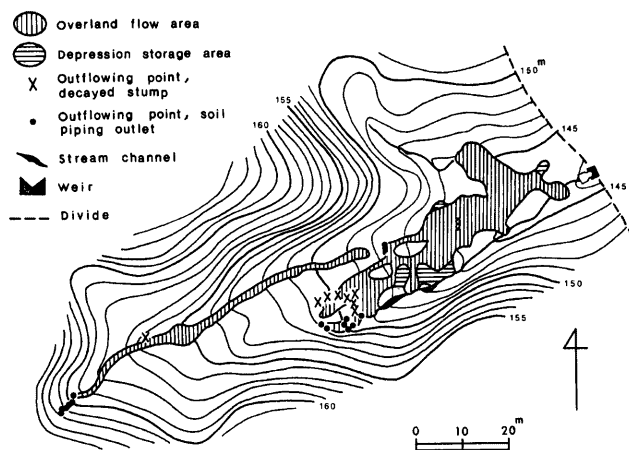


Fig. 8. Areas contributing stormflow and the distribution of outflow points at 0200 h, 12 Sept. 1980.

Table 1. Measured values of major and minor axes of decayed stumps.

Decayed stump No.	Major axis (cm)	Minor axis (cm)
1	30	15
2	18	12
3	25	18
4	25	19
5	50	30
6	25	18
7	30	15
8	9	9
9	45	22
10	42	22
11	22	22

ない。表面流出としての直接流出成分は、実際にはこれよりもはるかに少ないはずである。Fig. 6 に示された降雨と流量のみかけ上の対応関係からは、表面流出による直接流出がハイドログラフの形成に大きく作用していることが予想されるが、上述のように表面流出による直接流出成分だけではこの流域からの流出量を説明することができない。

Fig. 8 に示した地表流の発生源は、パイプ流 (pipe flow) ないしは復帰流 (return flow) と呼ばれるものである。R-2 程度の規模の大雨時のみある場所に限定されて集中的にこの種の流れが発生することは、大雨時における地中水の挙動がこの種の現象発生に大きく関与していることを示唆している。

3.3 水理水頭の時間的変化

Fig. 9~12 は R-2 の降雨前後における土壌水の水理水頭 (全水頭, h) の時間的変化を示したものである。それぞれの測定地点は Fig. 4 に示されている。圧力水頭 (ψ) はテンシオメータで測定し、重力水頭 (z) は、Fig. 9 では深さ 140 cm を基準面とし、Fig. 10~12 では深さ 100 cm を基準面とし、いずれもそこからの高さで表わしてある。図中に示した各測定時点での地下水面の位置 (▽印) は、それぞれの測定地点に隣接した観測井の水位を示したものである。ただし、Fig. 10 に示した B-1 地点においては隣接する観測井がないため、地下水面の位置は記入されていない。

Fig. 9 は谷底の最下流端、量水堰の右側に位置する場所での水理水頭プロファイルを示したものである。降雨開始以前の地下水面は地表面下 138 cm に位置し、流域の谷底内では土壌水帯が最も厚く分布する地域である。9月6日10時30分のプロファイル (○印) では深度 40 cm から毛管水縁上部の深度 120 cm までの動水勾配はほぼ 1.0 に近く、圧力水頭に対応した土壌水の下向きフラックスが存在している。流出比

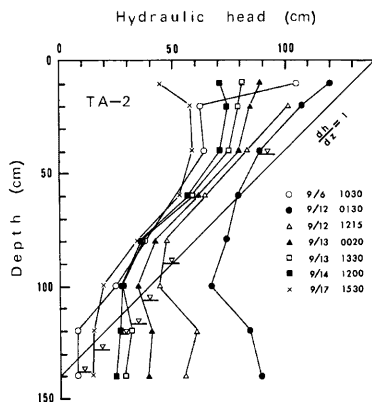


Fig. 9. Time variations of the hydraulic head profile at TA-2 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

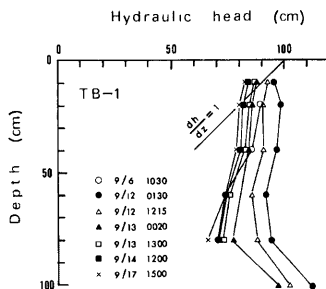


Fig. 10. Time variations of the hydraulic head profile at TB-1 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

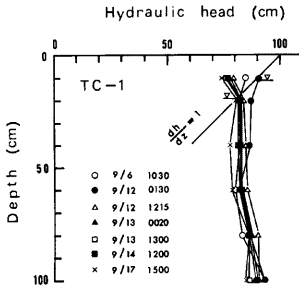


Fig. 11. Time variations of the hydraulic head profile at TC-1 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

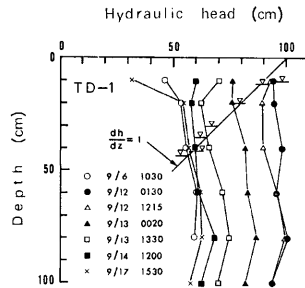


Fig. 12. Time variations of the hydraulic head profile at TD-1 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

ーク直後の12日1時30分時点(●印)の地下水面は地表面下 41 cm のところまで上昇している。地下水面より上部の動水勾配は1.0の値を維持し、土壌水帯では降雨の浸透に伴う下方への排水が行なわれている。この時点のプロファイルにおいて特徴的なことは、深度 1 m 以深において逆傾度の動水勾配が形成されていることである。このことは、この時点において地下水の上向きの流れが存在していたことを意味している。この傾向は13日0時20分のプロファイル(▲印)まで続き、降雨終了後約1日を経過した時点においても地下水の流出域が形成されていたことがわかる。地表面付近では降雨終了後深度 40 cm までの圧力水頭は徐々に低下し、降雨終了後2.5日を経過した以降のプロファイル(■, ×印)では深度 20 cm 以浅において土壌水の流れは上向きに変わっている。

Fig. 10 は河川に最も近く位置する場所での時間的変化であり、この図からは河川水と周辺地下水との交流関係により、深度 80 cm 以浅の地中水の流れ方向は変化することを読みとることができる。また、深度 80 cm と 100 cm の間では流出ピーク前後において地下水の上向きの流れが存在していることがわかる。

Fig. 11 は標高 147 m に沿って埋設されているテンシオメータ群のプロファイル変化である。この地点においては、降雨前後における地下水位の変動幅が小さく、また表層部を除けば、圧力水頭の値も降雨前後であまり大きく変動しない。全体的には絶えず上向きの水の流れが生じている場所である。降雨終了後の地下水面の低下と同時に、深度 20 cm 以浅の圧力水頭は減少し、水理水頭は逆傾度を示す。

Fig. 12 は R-2 の降雨に伴って地表流の発生源となったパイプ流および朽ちた木の切り株からの水の吹き出しが集中していた場所での水理水頭の時間的変化である。降雨前(○印)の地下水面は深度 40 cm 付近に存在し、これ以浅において土壌水の流れは上向きであった。流出ピーク直後(●印)においては、深度 80 cm 以浅の範囲において上向きの水の流れが存在している。その後の時間的変化を見ると、降雨の有無にかかわらず深度 80 cm から地下水面の範囲にわたって常に上向きの水の流れが

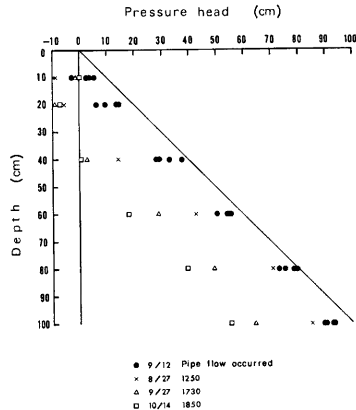


Fig. 13. Pressure head distributions at TD-1 site at the time of maximum discharge for each storm event. Blacken circle indicates pipe flow occurred and other symbols indicate no pipe flow occurred.

生じている。Fig. 12に見られる水理水頭プロファイルの特徴は、他の測定地点に比較して降雨前後における圧力水頭の変化が大ききことである。この地点における R-1, R-3, R-4 の流出ピーク時の水理水頭プロファイルでは、Fig. 12に見られるような降雨に伴う圧力水頭の急激な増加は認められない。また、R-2 以外の降雨では、この地点周辺において地表流を発生させるようなパイプ流ないしは復帰流は観察されていない。

Fig. 13 はこの地点における各降雨時の流出ピーク時における 圧力水頭のプロファイルを示したものである。図中の●印は R-2 時のパイプ流が継続していた期間中の圧力水頭のプロファイルである。Fig. 13 より、この地点周辺においてパイプ流が発生していた時の圧力水頭が、他の降雨の流出ピーク時に比較してどの深度においても異常に増加していたことが明らかである。R-2 規模の大雨時において、この地点周辺の圧力水頭が急激に増加する原因については明らかではないが、この地点が流域に見られる表流河川の最源流部に相当していることから考えて、地中水が集中し易い場所であることがその原因の一つに考えられる。

Table 2 は R-2 の降雨開始以前と流出ピーク直後の各ピエゾメータ埋設位置における地下水水面下約 1 m の範囲での水理水頭値と、これに基づいて計算された鉛直方向の動水勾配の値を示したものである。圧力水頭はピエゾメータ中の水位を測水によって測定し、重力水頭は平均海水面を基準面としてそこからの高さで表わしてある。降雨の有無にかかわらず、量水堰近傍の A-2, A-3 地点および標高 147 m 付近の C-2 地点の動水勾配はいずれも逆傾度を示し、これらの地点においては常に地下水の流出域が形成されていることがわかる。

D-1 地点は無降雨時には涵養域となっているが、R-2 規模の出水時には流出域に変化する。他の地点は降雨の有無にかかわらずいずれの場合も地下水の涵養域に相当している。

Table 2. Hydraulic head measurements and vertical hydraulic gradient calculations.

Piezometer nest	Symbol	Depth (m, b.g.s.)	1000 h, 6 Sept. 1980		0130 h, 12 Sept. 1980	
			Hydraulic head (m, a.m.s.l.)	Vertical hydraulic gradient (m/m)	Hydraulic head (m, a.m.s.l.)	Vertical hydraulic gradient (m/m)
P A-1	a	0.9	146.37	0.100	146.88	0.082
	b	2.0	146.26		146.79	
P A-2	b	1.5	143.10	-0.021	144.07	-0.029
	c	2.9	143.13		144.11	
P A-3	b	1.8	142.72	-0.143	142.74	-0.229
	c	2.5	142.82		142.90	
P A-4	b	1.9	142.99	0.075	144.24	0.175
	c	2.3	142.96		144.17	
P B-1	a	0.6	144.56	0.000	145.16	0.067
	b	1.2	144.56		145.12	
P B-2	a	0.6	145.48	0.050	145.64	0.017
	b	1.2	145.45		145.63	
P C-1	a	0.8	146.77	0.110	146.85	0.130
	b	1.8	146.66		146.72	
P C-2	a	0.8	146.33	-0.100	146.47	-0.100
	b	1.4	146.39		146.53	
P D-1	a	0.8	148.95	0.017	149.29	-0.033
	b	1.4	148.94		149.31	
P D-2	a	0.8	149.01	0.017	149.49	0.000
	b	1.4	149.00		149.49	

3.4 谷底縦断面におけるポテンシャル分布

これまでに述べた観測結果から、大雨出水時の流出現象に地中水の挙動が大きく関係していることが推察される。地中水の流動は三次元的であり、このことは地表面下に三次元のポテンシャル場が存在していることを意味している。降雨前後における地中水のポテンシャル場がどのように変化しているかを明らかにすることができれば、出水時に果す地中水の役割をより明確にすることが可能であろう。

地中水の流動を支配するポテンシャルは水理水頭 (h) である。この水理水頭の空間分布、すなわち等ポテンシャル線図が得られれば地中水の流動方向を知ることができる。

Fig. 14, 15 はテンシオメータとピエゾメータの測定値に基づいて作成された R-2 降雨前後における谷底縦断面の等ポテンシャル線図である。各図中の上方には圧力水頭の空間分布も示されている。Fig. 14, 15 に示した地中水の流動方向は、図の縦横の縮尺比を考慮して記入してあり¹²⁾、図の断面線における実流動方向を示している。

Fig. 14 は降雨開始前9月6日10時の時点におけるポテンシャル分布および地中水の流動方向を示している。10日前に約 62 mm の降雨があり、この影響を受けて土壤水帯は湿潤の状態にあった。このため、土壤水帯の範囲では鉛直下方への水の流動が行なわれている。わずかに標高 150 m 付近において蒸発散作用に起因する上向きの水の流れが生じている。地下水帯においては、主な流出域が3カ所の地点において形成されている。その一つは標高 145 m より下流域で、この範囲では地下水の流出域が形成され、景水堰への

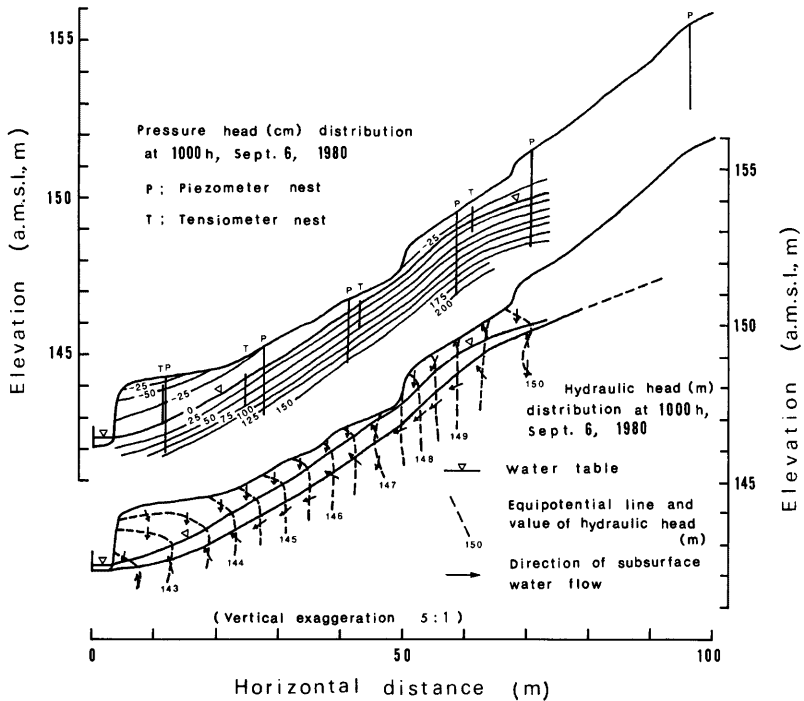


Fig. 14. Pressure head distribution and flow pattern of subsurface water determined by field evidence at 1000 h, 6 Sept. 1980.

基底流出としての地下水流出の存在を示唆している。標高 147 m 付近にも流出域が形成されている。これはこの付近において無降雨時にも存在するパイプを通しての地下水流出の存在を裏付けている。また、標高 150 m 付近においても流出域が形成されており、この付近においては蒸発散の形で地下水流出が行なわれているものと推察される。全体的には飽和側方流が主体となっており、この時点でのポテンシャル分布は比較的単純である。

Fig. 15 は流出ピーク直後における圧力水頭および等ポテンシャル線の空間分布を示している。**Fig. 14** と比較して、この時点でのポテンシャル分布はかなり複雑に変化していることがわかる。特に、谷底の下流側においてこの傾向は顕著である。土壌水帯においては降雨の浸透の影響を受け、どの部分においても鉛直下方への流動成分が支配的であり、この図からは土壌水帯における降雨直後の側方浸透流の存在をうかがい知ることはいかなる。標高 150.5 m から下流側においては、ほぼ深度 1.5 m 付近に存在する粘土層 (**Fig. 3**) を境に地下水流は上向きの流れと下向きの流れに二分されているのが特徴的である。大雨出水時には多量の浸透水を排出するため、粘土層上面に沿った地下水の流れが卓越し、より透水性の良い地層中に上向きの流れとなって排水をうながすため、このようなポテンシャル場が形成されるものと思われるが、この点については今後さらに検討を要する。いずれにしろ、こうしたポテンシャル場の形成には表層堆積物の下部に形成される粘土層の存在が大きな意味を持っているようである。

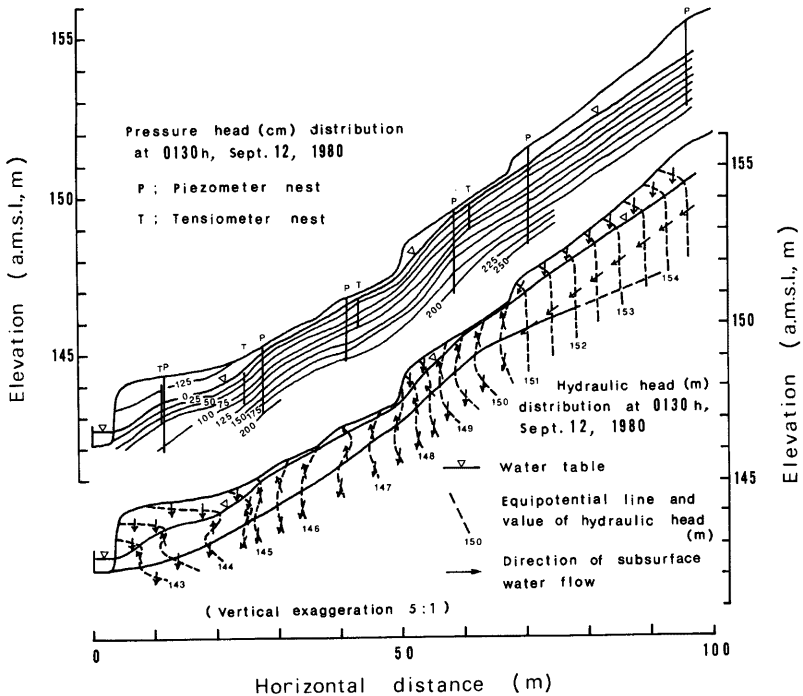


Fig. 15. Pressure head distribution and flow pattern of subsurface water determined by filed evidence at 0130 h, 12 Sept. 1980.

地下水面下約 1 m までの地下水の流れは標高 150.5 m より下流側において全域流出域を形成し、その傾向が標高 145.5~147.5 m および 149~151 m 付近において特に強く現われている。この範囲は、Fig. 8 に見られるパイプ流ないしは復帰流の発地点標高にほぼ一致し、地表面で観察された流出現象が、地中水の挙動と密接に関係していることがわかる。Freeze (1974)¹³⁾ の定義に従えば、こうした形での地中水の地表面への流れは exfiltration と呼ばれ、大雨出水時の表面流出に地中水の exfiltration が大きく関与していることになる。

なお、Fig. 8 において標高 160 m 付近に存在したパイプ流の発生機構については、これを考察するためのデータが充分でないため、現時点ではその機構を明らかにすることができない。本流域においては、この標高 160 m 付近が御殿峠礫層とその下位の連光寺互層の地層境界に相当しており、こうした地質構造がこの地点でのパイプ流の発生に関与しているものと考えられるが、この点については今後さらに検討を要する。

Fig. 15 で興味ある事実は、地形縦断プロフィールに見られる地表面の凹凸状の微起伏と大雨出水時に形成される地下水の流出一涵養域がよく対応していることである。この点についてはすでに一部言及した¹⁴⁾ が、これらの詳細な関連性については今後の研究課題である。

4. ま と め

本研究の結果明らかとなったことがらをまとめると以下のようなになる。

- 1) 本試験流域においては Horton 地表面流は発生せず、表面流出の主体は水みち流である。総降水量が 200 mm 前後の大雨出水時にはパイプ流ないしは復帰流がその主体をなす。
- 2) パイプ流等の発生時には地中水の圧力水頭の増加が顕著であり、この種の流れの発地点付近においては地下水の流出域が形成されている。
- 3) 表面流出が生じる地域は谷底のごく一部分に限られ、窪地貯留域を含めてもその面積は流域全体の 1~3% を占めるにすぎない。この地域から地表面流として流出する水量は流域からの直接流出量の数%程度にすぎず、表面流出が出水時に果たす役割は小さい。

本論文では、出水時のハイドログラフを量的に吟味することができなかった。今後、量的な吟味を行なうとともに、大雨出水時における多量の直接流出の主体が何であるかを追求していく予定である。

謝 辞

本研究は著者の一人、田中が水資源研究センターの客員として在任した期間中に実施したものである。本研究を実施する機会を与えて下さった石原安雄主任教授、池淵周一教授をはじめとする水資源研究センターの諸先生方に心から御礼申し上げます。また、現地調査を実施するにあたり、快く施設を提供して下さいました東京農工大学農学部丹下 勲教授に深く感謝の意を表します。

本研究は昭和55年度文部省科学研究費補助金一般研究(B) (研究代表者：高山茂美、課題番号：546205) による研究費の一部を使用した。記して感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 梶根 勇：水文学，大明堂，昭55，pp. 245-257.
- 2) Whipkey, R. Z.: Subsurface storm flow from forested slopes. Bull. IASH, Vol. 10, 1965, pp. 74-85.
- 3) Whipkey, R. Z.: Storm runoff from forested catchments by subsurface routes. IAHS Publ., no. 85, 1969, pp. 773-779.
- 4) Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R.: Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid areas. In Sopper, W. E. and Lull, H. W. ed.: International Symposium of Forest Hydrology, Pergamon Press, Oxford, 1967, pp. 275-290.
- 5) Weyman, D. R.: Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. Bull. IASH,

- Vol. 15, 1970, pp. 25-33.
- 6) Dunne, T. and Black, R. D.: An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 6, 1970, pp. 478-490.
 - 7) Dunne, T. and Black, R. D.: Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 6, 1970, pp. 1296-1311.
 - 8) Pilgrim, D. H., Huff, D. D. and Steel, T. D.: A field evaluation of subsurface and surface runoff. II. Runoff processes. *J. Hydrol.*, Vol. 38, 1978, pp. 319-341.
 - 9) Mosley, M. P.: Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 15, 1979, pp. 795-806.
 - 10) 寿田晋吾, 原田静男: 波丘地試験地の地下水探査. 波丘地農業研究所報, No. 3, 1961, pp. 50-56.
 - 11) Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M.: Detection of dynamic responses of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. *ハイドロロジー*, No. 11, 1981, pp. 1-7.
 - 12) van Everdingen, R. O.: Groundwater flowdiagrams in sections with exaggerated vertical scale. *Geol. Sur. Canada*, Paper 63-27, 1963, 21pp.
 - 13) Freeze, R. A.: Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 12, 1974, pp. 627-647.
 - 14) Tanaka, T.: The role of subsurface water exfiltration in soil erosion processes. *IAHS Publ.*, no. 137, 1982, pp. 73-80.