論　文

芦生演習林内トヒノ谷における地下水位、パイプ流量、流域流量の関係

内田太郎*・小杉賢一朗*・水山高久*

Analysis of the relationship between groundwater level, discharge rate of pipeflow and stream flow at Toinotani watershed in Kyoto University Forest in Ashiu.

Taro UCHIDA*, Ken'ichirou KOSUGI* and Takahisa MIZUYAMA*

山地源流域の洪水流発生機構を明らかにすることを目的とし、降雨量、地下水位、パイプ流量、流域流量の観測を京都大学芦生演習林内の0次谷流域で行った。その結果、流出が生じる部位は降雨量の増大にともない変化し、以下のように雨水流出段階は3つに分類することができた。

ステージ1；流域末端の湧水点からのみ流出が見られ、地下水位の上下に従い流域流量の増減が生じ、地下水位－流域流量関係は直線的である。

ステージ2；湧水点と流域末端から6m の地点のパイプから流出が見られ、増水過程においては地下水位の変動が小さいにもかかわらず流域流量は増加し、減水過程では地下水位の低下にともない流域流量は減少する。

ステージ3；流域末端から10m の地点のパイプ群からも流出が生じ、流域末端から6m の地点のパイプ流量やパイプ群より下流側の地下水位の変動はほとんどないにもかかわらず、流域流量は大きく変動した。

以上のことから、山地源流域の雨水流出現象は降雨量の増大にともない流出経路が段階的に増大し、その結果、流域流量がオーダーで変化し、洪水流発生機構も変化することがわかった。

キーワード：パイプ流、洪水流発生過程、山地源流域、流域スケール、斜面水文

In order to clarify the storm runoff process at headwater catchments, the measurements of precipitation, the amount of pipeflow, the discharge rate from catchment, and the groundwater levels were conducted at a headwater catchment in Kyoto University forest in Ashiu. Results showed that the storm runoff process can be classified into three stages based on the paths which contribute to the water discharge.

1. Water discharge occurs only at a perennial spring situated at the end of the catchment. The groundwater levels and the discharge rate from catchment had a linear correlation.

2. As a magnitude of rainfall increases, water comes out from a soil pipe (Pipe A) located at 6 m upstream from the end of catchment. In the process of rising stream flow, even a slight change in groundwater level caused a large change in the discharge rate from catchment. On the other hand, in the recession process, the discharge rate from catchment decreased as the groundwater level dropped.

3. Under heaviest rainfall, the additional discharge occurs from a group of soil pipes (Pipe group B) located at 10 m upstream from the end of catchment. In this stage, the groundwater levels which were measured between Pipe A and Pipe group B, and the discharge rate from Pipe A did not affect the change of the discharge rate from catchment.

From these results, the change of the flowpath causes the change of the discharge rate from catchment and the change of the relationship between the groundwater and the discharge rate from catchment.

Key words: pipeflow, runoff generation process, headwater catchment, watershed scale, hillslope hydrology

1．はじめに

トレーサーを用いたパイプ流速の観測（Mosely，1982など）やパイプ流量の観測（Jones，1987; Tsukamoto and Ohta，1988など）から、山地源流域の雨水流出現象を解明する上でパイプ流の影響を解明することは非常に重要な課題であることが指摘されてきた。この指摘に従いパイプ流の流出過程や発生機構を解明すべく、近年多くの研究が行われてきた。例えば、パイプ流水質と渓流水質の同時観測からパイプ流の渓流水に対する寄与度を検討した研究（Muscutt et al.，1990; Elsenbeer et al.，1995）、水の安定同位体比を用いたパイプ流の成分分離

*京都大学農学研究科

* Graduate school of Agriculture, Kyoto University

(Sklash et al., 1996)、原位置トレーサー実験によるパイプ流発生機構の解明 (Tsuboyama et al., 1994; Navar et al., 1995)、パイプ流が発生する流域における地下水位と流域流量の関係に基づく流域の洪水流発生機構に関する研究 (McDonnell, 1990; 寺嶋ら, 1996)、パイプ流下過程における抵抗則の解明 (北原, 1989)、地下水位、パイプ流量の同時観測に基づくパイプ流発生機構の解明 (内田ら, 1997) などが挙げられる。

これらの研究により、パイプ流の流出機構や流域レベルでみた雨水流出現象に及ぼすパイプ流の影響の理解は進んではいるが、降雨量、地下水位、パイプ流量、流域流量を同時に観測された例は非常に少なく、パイプ流が流域レベルでの洪水流発生過程に寄与する機構に関しては依然未解明の点も多い。これまで著者らは降雨量、パイプ流量、流域流量の同時観測により洪水流出にパイプ流が寄与する山地源流域の雨水流出過程について検討してきた (内田ら、1998a; b)。その結果、流出が生じるパイプは降雨量の増大にともない段階的に変化し、その変化によって流域流量はオーダーで変化することが明らかにされた。この結果を基に、雨水流出段階は流出に寄与する経路の変動から分類できることを示した。

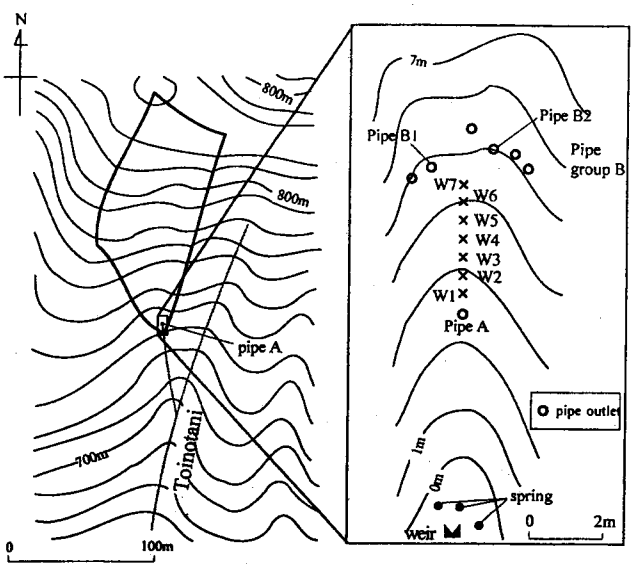
ただし、これまでは、著者らは地下水位－パイプ流量関係 (内田ら, 1997)、パイプ流量－流域流量関係 (内田ら, 1998a; b) に絞って議論を行ってきた。そこで、本研究では降雨量、パイプ流量、流域流量、地下水位の観測データを用いて、各雨水流出段階の地下水位－流域流量関係を明らかにする。その上で、観測結果を基に各段階の洪水流発生機構を解明する。

2. 方　法

2.1 試験流域の概要

観測は、京都大学芦生演習林トヒノ谷流域内の0次谷で行った。図－1にトヒノ谷流域の地形図及びパイプの分布を示す。なお、流域の概要に関しては、既報 (内田ら、1998a) に詳しく記したのでここでは省略する。

次に、これまでの研究を基にトヒノ谷0次谷流域の流出機構について簡単にまとめる (内田ら, 1995; 1998a; b)。本流域では雨水流出現象は、流域末端の湧水点からのみ流出が見られるステージ1、流域末端の湧水点及びパイプAから流出が生じるステージ2、湧水点、パイプAおよびパイプ群B (パイプ群Bに属するパイプの流出が生じるタイミングはほぼ一致する) から流出が生じるステージ3に分類できる。そして、この雨水流出段階は降雨規模が大きくなるに従い、ステージ1から2、3へと変化する。さらに、ステージの変化により



図－1．トヒノ谷の地形図および観測装置

ピーク流域流量は段階的に、かつオーダーで変化することがわかっている。ピーク流域流量は、ピーク時の流出段階がステージ1で0.1mm/hr 以下、ステージ2では0.1～1.0mm/hr、ステージ3では1.0mm/hr 以上であった。そこで、本研究においてもこの3段階に分類して雨水流出現象を検討する。

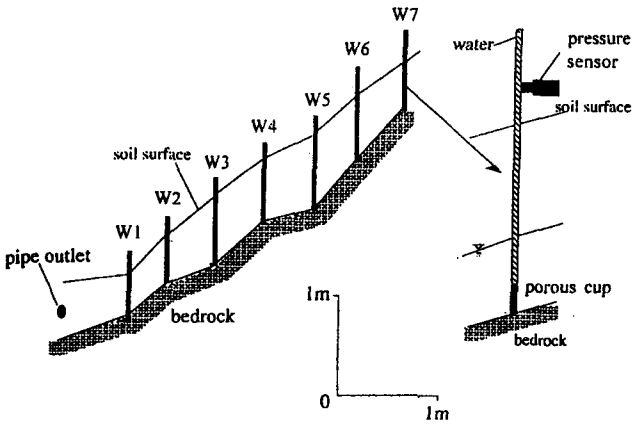
2.2 観測方法

観測項目はパイプ流量、流域流量、降雨量の3項目である。また、観測期間は1995年6月21日から11月16日まで及び1996年4月27日から11月26日までの2期間である。

パイプ流量の観測は、1995年はパイプA、B1で、1996年はパイプAで行なった。パイプ出口に塩化ビニル製の樋を差し込み、周囲からの水漏れを防ぐために粘土で固定した上で、樋を1転倒500ml の転倒升に接続し、転倒回数を10分間隔で自記した。なお、1996年はパイプ群Bのうち、パイプB1、B2のそれぞれの出口に同様に塩化ビニル製の樋を差し込んだ上で、樋に温度センサーを取り付け10分間隔で自記し、温度の変化からパイプB1、B2の流出時刻を特定した (内田ら, 1998b)。

0次谷流域出口において、流域からの流出量 (以下流域流量と呼ぶ) を1995年9月12日以降、45度ノッチの3角堰を用いて観測した (図－1右)。なおこれ以降、パイプ流量、流域流量は流域面積である0.64ha で除した値を用いる。また降雨量は、流域内では樹木の影響で観測できないため、約300m 離れた地点で観測した。

さらに、パイプAの出口から上流側3.5m の区間で0.5m おきに7点で地下水位の観測を行った。この際、



図－２．地下水位観測点の縦断図

検土杖で基岩の分布を調べ、基岩の谷部に観測点を設けるように注意した。図－２に各観測点の地下水位の観測点および地表面、基岩地形の測量結果の縦断図を示す。観測点は下流からW1、W2…W7と名づける。これらの観測点において、先端に素焼きのポーラスカップがついたテンシオメータを用いて基岩直上の正圧を地表面付近に設置した圧力センサーで計測し（図－２）、10分間隔で自記した。

3．結　果

降雨量の異なる３例の降雨イベントについて検討する。なお、ここでは12時間以上の無降雨期間で区切られるものを独立した降雨イベントとしている。降雨量の小さい降雨イベントから大きくなるに従い、イベント１、イベント２、イベント３とした。各降雨イベントの諸元を表－１に示した。

3.1　降雨量が小さいとき（総降雨量23mm）

イベント1の降雨波形、流域流量の流出波形、地下水位の変動を図－３に示す。時間は降雨イベントの開始時を０とした。また、地下水位は基岩から地下水面までの高さを示した。本イベントでは降雨量が小さく、パイプＡからの流出が生じなかった。このことから、イベント１は、期間を通じて雨水流出段階はステージ１だったといえる。このようにステージ１においては、パイプＡより上流側の土層には降雨前には見られなかった飽和地下水帯が生じるにも関わらず、流域流量の変動は小さかった。

次に、地下水位と流域流量の関係をより詳しく検討する目的で、10分間隔で得られた地下水位と流域流量の関係を図－4にプロットした。なお、図中のプロットは増水過程と減水過程で区別した。図に示すように、流域流量と地下水位の関係には増水過程と減水過程の間でヒステリシスはなく、図－3からもわかるように、地下水位のピーク時刻と流域流量のピーク時刻はほぼ一致した。また、0.005mm/10min 以下の範囲では、いずれの観測点においても地下水位と流域流量の関係は直線的であるが、0.005mm/10min を超えると、地下水位の増大にともなう流域流量の増大量は徐々に大きくなった。

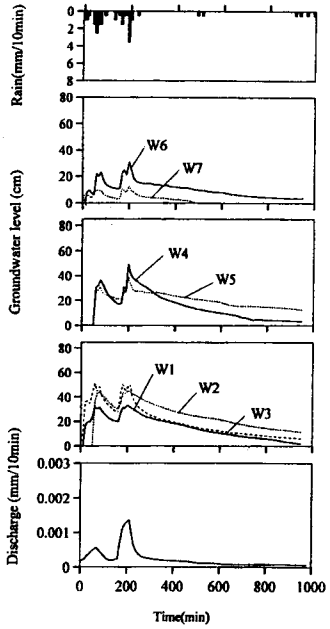
3.2　降雨量が大きいとき（総降雨量63.5mm）

イベント２の降雨波形、流域流量、パイプＡ流量の流出波形、地下水位の変動を図－５に示した。なお、本イベントではパイプ群Ｂからの流出は観測されず、ステージ３への移行は生じなかった。パイプＡからの流出開始までは、飽和地下水帯の形成、地下水位の変動が見られるものの流域流量の変動は極めて小さい。ただし詳しく見ると、降雨開始から50分のときでは、地下水位の上昇にともない流域流量は増大した。これらの傾向は、イベント１と共通していた。

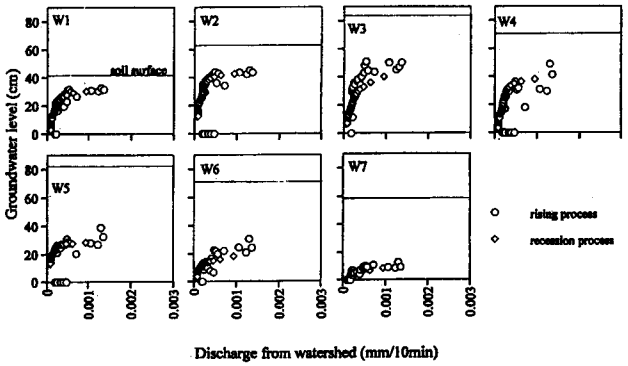
図に示すように、パイプＡからの流出の発生とほぼ同時に流域流量は急激に増大した。降雨開始から500～800分の地下水位はイベント１のピークの地下水位や本イベントの50分の地下水位とほぼ同程度であるにも関わらず、流域流量は10倍以上大きくなった。しかし、ピーク時の地下水位の変動パターンには違いが見られた。すなわち、イベント１及びイベント２の降雨開始から50分の地下水位の波形は降雨に応じて鋭いが、ステージ２に移行したイベント２の降雨開始から500～800分や1100～1250分の地下水位のピークは比較的緩やかで台形型であった。また、地下水位のピーク時刻はパイプＡ流量

表－１．降雨イベントの諸元

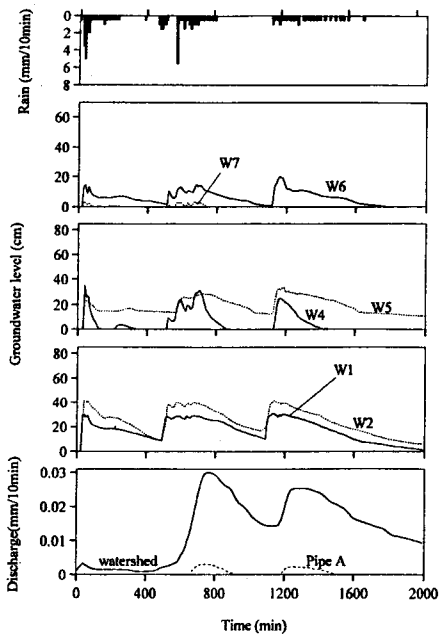
Event	Date	Total rainfall (mm)	Duration (hr)	Max. 1-hr intensity (mm/hr)	Antecedent rainfall (mm/5 days)
1	24 Sep. 1995	23.0	17.3	7.5	0.0
2	14-15 Nov. 1995	63.5	31.0	13	11.0
3	27-29 Aug. 1996	193.5	64.0	28.0	0.0



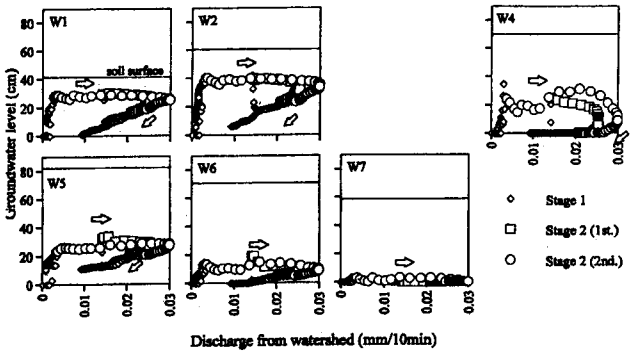
図－３．イベント１の降雨波形、地下水位の変動および流域流量の波形



図－４．イベント１の地下水位と流域流量の波形



図－５．イベント２の降雨波形、地下水位の変動、パイプＡからの流出波形および流域流量の波形



図－６．イベント２の地下水位と流域流出の関係

や流域流量のピーク時刻に150～200分先行し、降雨強度のピーク時刻とほぼ一致する降雨開始から600分の時点であった。この傾向は1150分以降の２度目の流出に関しても共通している。

次に、図－４同様、イベント２の流域流量と地下水位の関係を図－６にプロットした。ただし、2.1で述べたステージ１とステージ２でプロットの種類を分類した。さらに、ステージ２に関しては１度目の流出（600分から910分）と２度目の流出（1170分から1520分）でプロットの種類を変えた（１度目の流出を□で、２度目の流出を○で示した)。ただし、図に示すように地下水位－流域流量は２回の流出において差はほとんど見られなかった。また、図中の矢印は時間の経過を示す。W3では、計器の故障のため地下水位データが得られず、空欄とした。なお、図－８、10のW5、図－９のW3も同様の理由で空欄としてある。

図に示すように、パイプＡからの流出以前のステージ１では、イベント１同様、地下水位の上昇にともない流域流量が増大し、その関係は直線的であった。また詳しく見ると、イベント１同様、流域流量の増大にともない地下水位の上昇にともなう流域流量の増加量が増大する傾向が見られる。

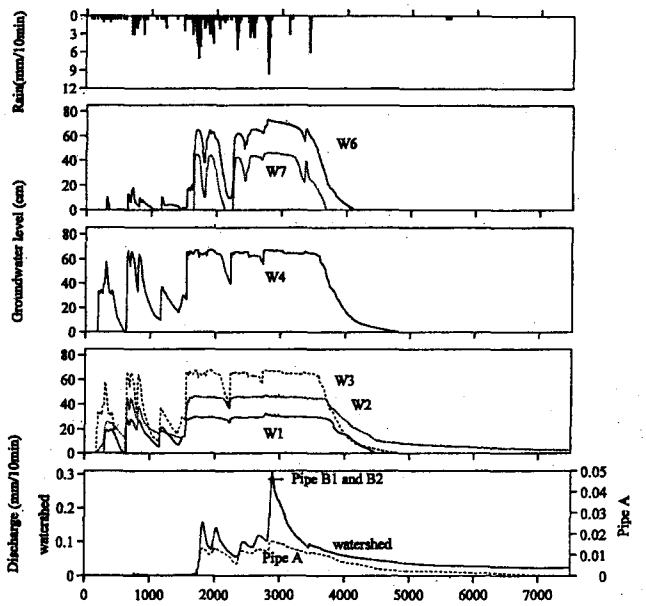
ステージ２へ移行すると、地下水位はいずれの観測点においてもほとんど一定かわずかに低下するにも関わらず、流域流量は急激に増加し、ピークではパイプＡからの流出開始時と比べて、約10倍にも達した。一方、流域流量がピークに達した後の減水過程においては、地下水位の低下に従い流域流量は減少した。さらに、パイプＡからの流出が停止した後は、イベント１同様、地下水位の低下に従い流域流量は減少し、地下水位－流域流量関係は直線的であった。しかし、直線の傾きは減水過程の方が増水過程に比べて小さく、同じ地下水位のとき、流域流量は減水過程で増水過程に比べて大きくなった。

この結果、降雨イベントをとおして見ると、地下水位—流域流量関係には図－6中で時計回りの明瞭なヒステリシスが見られた。これらの現象はすべての観測点でほぼ共通に見られた。このことから、イベント1と異なり、イベント2では地下水位から一義的に流域流量を決定できないことが指摘できる。

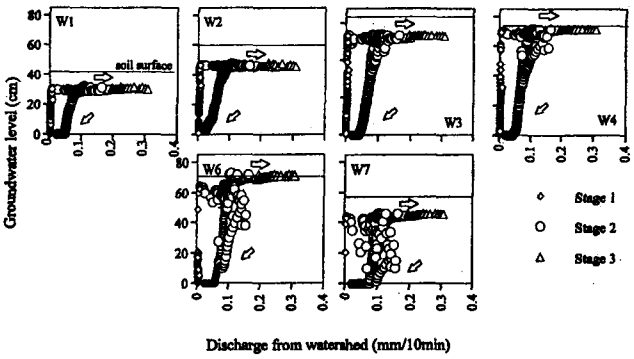
3.3 降雨量が非常に大きいとき（総降雨量193.5mm）

図－7にイベント3の降雨波形と流域流量、パイプA流量の流出波形および地下水位の変動を示した。さらに、パイプB1、B2からの流出が生じていた時間帯を矢印で示した。パイプAからの流出が生じると流域流量は急激に上昇し、そのときの地下水位の波形は比較的緩やかな変化を示し、イベント2と共通した傾向を示した。さらに、イベント3では、パイプB1、B2からの流出の発生（ステージ3への移行）にともない、流域流量は一段と大きくなった。そのときの地下水位の変動は小さいが、地下水位、パイプA流量、流域流量のそれぞれのピーク時刻は一致し、イベント2におけるピークの応答とは異なる傾向を示した。

さらに、図－8に図－4、6同様、イベント3の地下水位－流域流量関係をプロットした。図に示すように、増水過程においてはステージ1ではイベント1、2同様、地下水位の上昇に従い流域流量は増大した。また、ステージ2へ移行すると、イベント2同様地下水位の変動がほとんど生じないにも関わらず、流域流量は増大し、ステージ3へ移行した後もこの傾向は継続された。その結果、地下水位はほとんど差がないにも関わらず、



図－7．イベント3の降雨波形、地下水位の変動、パイプAからの流出波形および流域流量の波形



図－8．イベント3の地下水位と流域流量の関係

流域流量はステージ1から2への移行時とピーク時を比較すると2オーダー異なった。ただし、地下水位のピークは、イベント2の地下水位と比較すると、W1、W2では差がないが、W4より上流ではイベント3の方が大きく、特にW6、W7でその差が顕著である。

一方、減水過程においてもステージ3のときは、地下水位の変動がほとんど生じないにも関わらず、流域流量は減少する。その結果、ステージ3の範囲ではヒステリシスは見られなかった。しかし、ステージ2へ移行後は、上流から順次地下水位は低下し始め、地下水位の低下にともない流域流量が減少した。この傾向はイベント2と共通しており、増水過程と減水過程の間には図中で時計回りのヒステリシスが見られた。ただし、ステージ2から1へ移行した際の地下水位がイベント3ではイベント2と比べて小さく、同じ地下水位のとき流域流量はイベント3の減水過程の方がイベント2の減水過程と比べて大きかった。

4．考　察

4.1 各ステージの流出機構

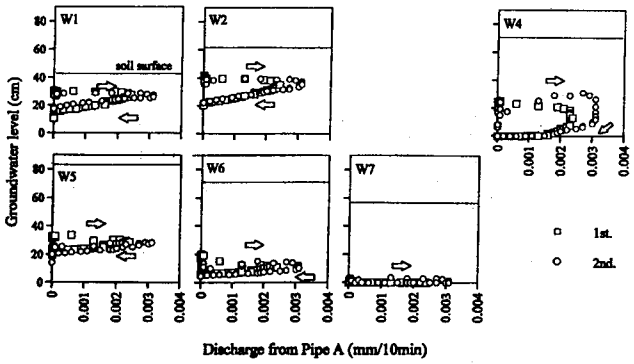
4.1.1 ステージ1

前章で示したように、ステージ1では地下水位の上下に従い流域流量は増減し、地下水位－流域流量関係は直線的である。この結果は、流出形態がダルシー則に従うときと一致すると考えられる。また、地下水位が上昇するに従い、地下水位の上昇に対する流域流量の増加量が増大するのは、表層において下層より飽和透水係数が大きいこと（内田ら，1995）によると考えられる。

パイプ流が生じないイベント1では、地下水位に対応する流域流量は増水過程と減水過程で差がないのに対して、イベント2で同じ地下水位のとき減水過程の方が増水過程に比べて流域流量は1オーダー大きく、イベント3では2オーダー大きかった。さらに言えば、各観測点

間での地下水位の差は小さいことから、流域末端の地下水面形にも差はほとんどなかったにもかかわらず、流域流量には大きな差が見られたとも考えることができる。このことから、ステージ1においてダルシー側に従う流れが支配的であると仮定すると、パイプ流の発生の前後で土層全体の透水性が変化し、パイプ流出後の減水過程では1～2オーダー大きくなると考えられる。しかも、降雨規模が大きかったイベント3でより顕著に土層全体の透水性の増大が見られる。

これまで、飽和地下水帯の体積と流域流量の関係にはヒステリシスがあること（太田（猛），1990など）が示されてきており、本研究（イベント2、3）とほぼ同じ現象を指摘していると考えられる。この機構を説明する1つの機構として、土層の飽和度が上昇するに従い、排水システムとして働く部位が拡大することが考えられる（Tsuboyama et al., 1994; Navar et al., 1995）。



図－9．イベント2の地下水位とパイプA流量の関係

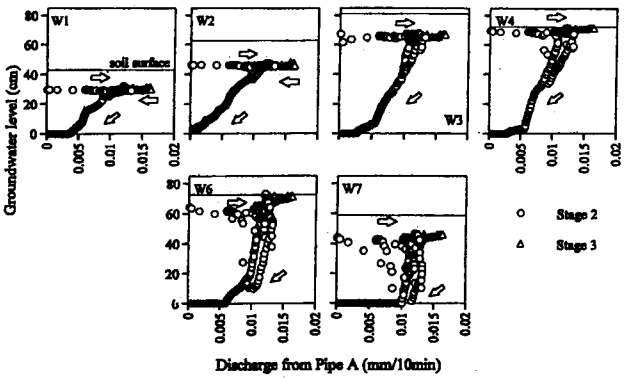
4.1.2 ステージ2

ステージ2における流出現象に関してこれまでの研究から明らかにした点をまとめると以下の2点である（内田ら，1997; 1998a; b）。

1）ステージ2に移行すると、流域流量はステージ1に比べて、急激に増加するが、その増加分はパイプAからの流出だけでは十分に説明することはできない。このパイプA以外の成分として、パイプAと同じパイプ網を経由し、湧水点から流出するという経路を通過する可能性が高いことが示された。

2）増水過程において地下水位はほとんど変動しないにも関わらずパイプA流量は増加し、減水過程においては地下水位の低下に従い減少した（図－9参照）。この結果から、パイプ流量は地下水位のみでは決定できないことが明らかにされた。著者らは（内田ら，1997）、「土層の不均一性」や「浸透過程の不均一性」の影響を受け、パイプ～土壌マトリックスの境界面が不飽和になっている可能性を指摘した。この不飽和の部位が飽和に達することによって、パイプ～土壌マトリックス境界面のスムーズな水移動の生じる面積に変化が生じうることを指摘し、この面積の変化がパイプ流量の変動に影響することを示唆した。

これらの知見に加えて、本研究からステージ2の増水過程は地下水位の上昇がほとんど生じないにも関わらず流域流量は増大し、減水過程においては地下水位の低下にともない流域流量は減少した。この傾向は、2）にまとめた地下水位とパイプA流量の関係と共通する。そこで、図－9、10はイベント2、3の10分間隔で得られた地下水位－パイプ流量関係を示し、図－6、8と比較



図－10．イベント3の地下水位とパイプA流量の関係

してみると、ズテージ2の範囲に関しては地下水位－パイプA流量関係と地下水位－流域流量関係は極めて似ている。このことは、1）にまとめたようにステージ2の洪水流出にパイプAおよびパイプAにつながるパイプ網を経由した流れが流出に大きく寄与することを考えると、矛盾なく説明できる。すなわち、ステージ2においてはパイプAからの水流の流出機構が流域全体の洪水流発生機構に大きく影響する。

4.1.3 ステージ3

ステージ3の流出現象に関しては、これまでの研究から明らかになった点を以下にまとめる（内田ら，1998b）。

1）ステージ3においてはパイプA流量の変動は小さく、流域流量の変動分は、パイプ群Bからの流出によって賄われていると考えられる。

さらに、本研究の結果（図－8、10）から、ステージ3においてはパイプA流量のみならず、パイプAからパイプ群Bまでの地下水位もほとんど変動しないにも

かかわらず、流域流量は0.15mm/10min 変化することが示された。つまり、ステージ3ではパイプA流量、パイプA～パイプ群B間の地下水位のいずれも、流域流量をコントロールする要因とはなり得なず、流域流量はパイプ群Bの流量によってコントロールされると言える。

4.2 従来の研究との比較検討

4.2.1 地下水位－流域流量関係

数多くの山地源流域におけるこれまでの観測結果は、流域末端の土壌水分量、地下水位、飽和地下水帯の体積の増減に従い流域流量が増減することを示している（窪田ら，1983; 1988，太田（岳）・高橋、1986; 太田（猛），1990; 寺嶋ら，1996など）。更にこれらの研究の多くは、流域流量が増大するに従い、小さな土壌水分量、地下水位、飽和地下水帯の体積の変化で、流域流量が大きく変化する結果を示している。このことから、本研究で示した、流域流量の増大に連れて、地下水位の変動が小さいにもかかわらず流域流量が急激に増加する傾向はかなり多くの流域で一般的に見られる現象であると考えられる。

また、寺嶋ら（1996）はこのような現象はパイプが流出過程に寄与することによって生じることを示唆した。従来、パイプ流量、流域流量、地下水位を同時に観測した例がほとんど見られなかったことから、地下水位－流域流量関係に及ぼすパイプ流の影響は実証的に解明されてこなかった。これに対して、本研究においてはパイプ流量、地下水位、流域流量を同時観測した結果、地下水位変動が小さいにもかかわらず流域流量が急増する現象はパイプ流の発生と同時に生じることが示した。

しかし、一方で、前述の研究結果の多くは、土壌水分量や飽和地下水帯の体積の増減に従い流域流量が増減することを示している。このことは、本研究で示した地下水位の変動がほとんどないにもかかわらず、流域流量がオーダーで変化した結果とは矛盾する。このような違いが生じた可能性として、排水能力の大きい流出経路の有無が考えられる。

4.2.2 流出経路の変動

Wilson and Smart（1984），Muscutt et al.（1990），Mulholland（1993），Elsenbeer et al.（1995）などは、降雨量の増大にともない流出経路が変化し、流域からの流出特性や流域流量が大きく変化することを指摘してきた。これらの研究の多くは、基底流出時は地下水流出（マトリックス流）が卓越し、降雨量の増大にともない選択的な流れ（表面流、パイプ流）が卓越するようになることを共通に示している。本研究における、ステージ1から3へと移行する過程は、前記の研究（Wilson and Smart，1984; Muscutt et al.，1990; Mulholland，1993; Elsenbeer et al.，1995など）と非常によく似ている。

一方でこれらの研究の多くは、流出経路の変動を検討する際に、パイプ等の選択的な流出経路の空間分布については十分に考慮していなかった。しかし、本観測結果によると、マトリックス流から選択的な流れに移行する際に、選択的な流れの発生場が降雨量の増大にともない拡大していくことが示した。また、流出経路に関する研究の多くは地下水位や渓流水の水質から流出経路及びその変化に関しては非常に詳細に記述されている。その一方で、流出経路の変化に伴なう流出機構の変化について検討した例はほとんどなかった。それに対して、本研究では地下水位－流域流量関係を基に、流出経路の変化にともなう、流出機構の変化について検討した。

4.2.3 変動寄与域概念

山地源流域の流出機構に関して、降雨の増大に伴ない流出に寄与する飽和帯の面積や体積が変動するとした概念がこれまで提唱されてきた（Hewlett and Hibbert，1963; 太田（猛），1990; Sidle et al. 1995; Anderson et al.，1997）。さらに、太田（猛）（1990）は、流域流量の増減は、飽和帯の体積の増減に従うことを示した。

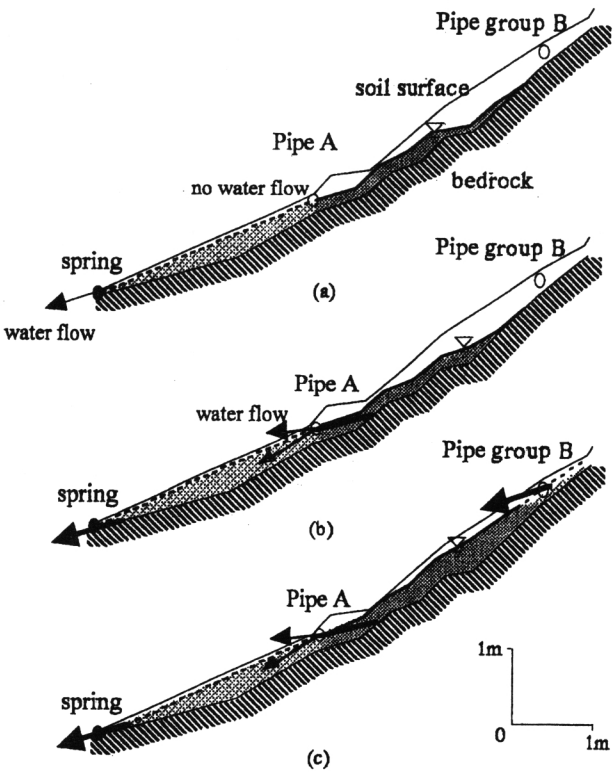
そこで、これらの概念と4.2.1、4.2.2の考察結果を比較してみる。本観測結果においても、飽和帯地下水帯は変動し、飽和地下水帯の増大にともない、流域流量が増大する傾向は見られる。さらに、流出経路の変化は流出寄与域の変化を示しているといえ、これらの点で本観測流域の流出現象もある程度前述の概念で説明できる。しかし、本研究で示した結果は流出に寄与する経路の変化により流域流量はオーダーで変化し、洪水流流出機構も同時に変化することを示している。このことは、山地源流域の流出現象には流出寄与域や飽和地下水帯の大きさといった指標以上に流出経路が大きく寄与することがあることを示していると考えられる。すなわち、山地源流域の流出現象は新たに変動流出経路概念（variable flow-path concept）といったような概念を採り入れて、流出経路の変化の実態・機構及びそれにともなう流出機構（地下水位－流域流量関係など）や流域流量の変化を多くの流域で検証していく必要があろう。

以上、従来の観測結果と比較してきたが、本研究で見られた現象は個別には多くの流域で同じ現象が観測されていることから、かなり山地源流域の普遍的な現象を示している可能性が高い。Dunne（1978），Anderson and

Burt (1990), Jones (1997) は豪雨時のピーク流量やピーク降雨強度からピークの流出が生じるまでの時間は、ホートン型地表流、飽和地表流、パイプ流、地中流等の流出形態の違いと流域面積で表現できることを示しているが、既に著者らが示してきたように（内田ら, 1998b）本流域のステージ3の流域流量は洪水流出にパイプ流が卓越する流域の一般的な値であった。このことも、本研究の成果の普遍性を示唆していると考えられる。

5. まとめ

山地源流域の流出現象を解明する目的で、京都大学芦生演習林内トヒノ谷流域において降雨量、流域流量、パイプ流量、地下水位の観測を行った結果、流出現象は流出経路の変化で3段階に分類でき、段階ごとで流域流量、流出機構が変化した。すなわち、本流域における雨水流出現象は以下の3つに分類できた。なお、それぞれの流出段階の概念図を図－11に示す。



図－11. トヒノ谷の流出機構の概念図（(a) イベント1、(b) イベント2 (c) イベント3のピーク時を示す）
実線で示した地下水面形はピーク時刻の観測値を示し、点線は推定値を示す。また、基岩面と地表面は測量結果に基づく。

①ステージ1；流域末端の湧水点からのみ流出が見られ、地下水位の上下に従い流域流量の増減が生じ、地下水位－流域流量関係は直線的である。このことから、ダルシー則に従うマトリックス流が卓越している可能性が考えられる。流域流量は0.1mm/hr 以下。

②ステージ2；流域末端から6m の地点のパイプ流及びそのパイプを経由した流出が流出に大きく寄与する。このとき、増水過程においては地下水位の変動が小さいにもかかわらず流域流量は増加し、減水過程では地下水位の低下にともない流域流量は減少した。この地下水位－流域流量関係はパイプ流量の決定機構の影響を強く受ける。その結果、流域流量は地下水位のみならず、パイプと土壌マトリックス間のスムーズな水移動が生じる部位の大きさに依存する。流域流量は0.1～1.0mm/hr。

③ステージ3；流域末端から10m の地点のパイプ群からの流出が流域流量の変動を支配する。このとき、流域末端から6m の地点のパイプ流量やパイプ群より下流側の地下水位の変動はほとんどない。このことから、流域流量はパイプ群の上流側の地下水位及びスムーズ水移動が生じるパイプ－マトリックス境界面の大きさに依存する可能性が示唆された。流域流量は1.0mm/hr 以上。

これらの観測結果と既存の研究を比較した結果、本研究で見られた現象は個別には多くの流域で同じ現象が観測されていることから、かなり山地源流域の普遍的な現象を示していると考えられた。また、山地源流域の流出現象を理解する上で、山地源流域の流出現象は新たに変動流出経路概念（variable flowpath concept）といったような概念を採り入れて、流出経路の変化の実態・機構及びそれにともなう流出機構や流域流量の変化を明らかにしていくことが重要であることが示された。

謝　辞

本研究を遂行するにあたって、京都大学農学研究科藤田正治助教授に指導を受けた。また、観測に関しては京都大学山地保全学研究室、森林水文学研究室の方々の協力なしでは決して遂行できなかった。さらに、本研究の一部は平成9年度文部省科学研究費（特別研究員奨励費）を受けて行ったものである。記して、謝意を表します。

引用文献

Anderson, M. G. and Burt, T. P. (1990) Subsurface runoff. In Process studies in hillslope hydrology. Anderson, M. G. and Burt, T. P. (eds.), John

Wiley and Sons., Chichester, 365-461.

Anderson, S. P., Dietrich W. E., Montgomery, D. R., Torres, R., Conrad, M. E. and Loague, K. (1997) Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. Water Resour. Res. 33: 2637-2653.

Dunne, T. (1978) Field studies of hillslope flow processes. In Hillslope Hydrology. Kirkby, M. J. (eds.), John Wiley, Chichester, 227-293.

Elsenbeer, H., Lack, A. and Cassel, K. (1995) Chemical fingerprints of hydrogical compartnents and flow paths at La Cuenca, western Amazonia. Water Resour. Res. 31: 3051-3058.

Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1963) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid area. Int. Sympo. on For. Hydrol.: 257-290.

Jones, J. A. A. (1987) The effects of soil piping on contributing areas and erosion patterns. Earth Surf. Proc. and Landf. 12: 229-248.

Jones, J. A. A. (1997) Pipeflow contributing areas and runoff response. Hydrol. Proc.11: 35-41.

北原 曜 (1989) 林地緩斜面土層内のパイプフローに関する研究(II). 日林誌71: 317-322.

窪田順平・福嶌義宏・鈴木雅一 (1983) 山地小流域源頭部の表土層における流出特性と土壌水分変動について. 京大演報55: 162-181.

窪田順平・鈴木雅一・福嶌義宏 (1988) 風化花崗岩山地源流域の地下水土壌水分変動の実態. 京大演報60: 147-164.

McDonnell, J. J. (1990) A rationale for old water discharge through macropore in a steep, humid catchment. Water. Resour. Res. 26: 2821-2832.

Mosely, M. P. (1982) Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. J. Hydrol. 55: 65-92.

Mulholland, P. J. (1993) Hydrometric and stream chemistry evidence of three storm flowpaths in Walker Branch watershed. J. Hydrol. 151: 291-316.

Muscutt, A. D., Wheater, H. S. and Reynolds, B. (1990) Stormflow hydrochemistry of a small Welsh upland catchment. J. Hydrol. 116: 239-249.

Navar, J., Turton, D. J. and Miller, E. L. (1995) Estimating macropore and matrix flow using the hyetograph separation procedure in an experimental forest plot. Hydrol. Proc. 9: 743-753.

太田猛彦 (1990) 急勾配山腹斜面における雨水流出機構. 日林誌74: 201-207.

太田岳史・高橋壮輔 (1986) 山地斜面における表層土壌水分の変動と流出特性. 岩大演報17: 1-14.

Sklash, M. G., Beven, K., Gilman, K. and Darling, W. G. (1996) Isotope studies of pipeflow at Plyimon, Wales UK. Hydrol. Proc.10: 921-944.

Sidle, R. C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M. and Shimizu, T. (1995) Seasonal hydrologic response at uarious spatial scales in a small forested catchment, Hitachi Ohta, Japan. J. Hydrol. 168: 227-250

寺嶋智巳・北原 曜・坂本知巳・中井裕一郎・北村兼三 (1996) 谷頭堆積地の地下水流出に及ぼすパイプの影響. 日林誌74: 20-28.

Tsukamoto, Y. and Ohta, T. (1988) Runoff process on a steep forested slope. J. Hydrol. 102: 165-178.

Tsuboyama, Y., Sidle, R. C., Noguchi, S. and Hosoda, I. (1994) Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. Water Resour. Res. 30: 879-890.

内田太郎・小杉賢一朗・小橋澄治・水山高久 (1995) 芦生演習林内トヒノ谷におけるパイプ網の観察. 京大演報67: 58-67.

内田太郎・小杉賢一朗・水山高久 (1997) 山地源流域における地下水位、パイプ流量の関係. 日林誌79: 202-210.

内田太郎・小杉賢一朗・水山高久 (1998a) 山地源流域の流出特性に与えるパイプ流の影響. 京大演報69: 38-53.

内田太郎・小杉賢一朗・水山高久 (1998b) 山地源流域の流域流量に及ぼすパイプ流の影響. 日林誌80: 89-97.

Wilson, C. M. and Smart, P. L. (1984) Pipes and pipe flow process in an upland catchment, Wales. Catena 11: 145-158.