

論 文

芦生演習林内トヒノ谷におけるパイプ流が 洪水流出機構に及ぼす影響

内田太郎*・小杉賢一朗*・水山高久*・勝山正則*

Effects of pipeflow on runoff generation process
at a headwater catchment in Toinotani, Kyoto University forest in Ashiu.

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

京都大学芦生演習林内トヒノ谷流域において、パイプ流が山地源流域の洪水流出機構に影響を及ぼす機構を明らかにするために、物理水文観測、水温観測、水質観測を行った。その結果、山地源流域の洪水流出機構はパイプ流の発生を契機に大きく変化することが明らかにされた。パイプ流が発生する以前は流出水の起源は流域末端に限られ、土壌コアサンプラーを用いて求めた飽和透水係数とダルシー則によって説明できる流れであることが分かった。一方、パイプ流発生後は流出水の寄与域は斜面上方へ移動し、大量の水が上流から、流域末端における地下水との混合の影響を受けずに流域末端の湧水点にもたらされたことが示された。その結果、土層の有効透水係数計算値は土壌コアサンプラーを用いて求めた土層の飽和透水係数に比べて1から2オーダー大きくなった。

キーワード：パイプ流、斜面水文、洪水流出機構、芦生演習林

In order to clarify effects of pipeflow on storm runoff process at a forested headwater catchment, hydrometric and hydrochemical observations were carried out in Toinotani, Kyoto University forest in Ashiu. These observation results showed that the change of runoff generation process is mainly controlled by the occurrence of pipeflow. When the rainfall amount was small, the pipeflow did not occur. In this case, the main source of streamflow was limited to the end of the catchment. The water runoff phenomenon could be explained by Darcy's law with the saturated hydraulic conductivity measured by using soil core samples. Under a heavy rainfall condition, the water run off from a soil pipe and the spring water was mainly delivered from the upper hillslope through soil macropores, short cutting the normal mixing process through the soil matrix. In this case, the source of spring water accorded with the source of pipeflow and the effective hydraulic conductivity of the slope is larger than the saturated hydraulic conductivity of the soil core samples by one to two orders of magnitude.

Key words: pipeflow, hillslope hydrology, runoff generation process, Kyoto University forest in Ashiu

1 はじめに

世界各地での斜面水文観測により、当該降雨時にもたらされた降水より、それ以前の降雨時に流域にもたらされたいわゆる「古い水」(すなわち、土層内に保持されていた水)が、洪水流出の多くの部分を占めることが明らかにされてきた(Buttle, 1994)。これにともない、地表流の発生はまれであるにも関わらず、「古い水」が降雨に対して「素早い応答」を生じさせる機構を明らかにすることが山地源流域の洪水流出機構解明の上での重要な課題として多くの研究が行なわれ(Buttle, 1994; Bonell, 1998)、いくつかの洪水流出機構に関する概念モデルの構築がなされてきた。その中で、土層内の連続した孔隙中の流れであるパイプ流の重要性が、数多くの

斜面水文学に関する研究の中で指摘されてきている(Buttle, 1994; 北原, 1996; 内田ら, 1996; Bonell, 1998)。すなわち、パイプ流出機構の解明は山地源流域の洪水流出機構の解明の上で必要不可欠な問題と言える。しかし、これまでの研究においては(McDonnell, 1990; Peters et al., 1995 など)、パイプ流を考慮して流域の流出機構に関する概念モデルは構築してはいるものの、パイプ流量、パイプ流出水の性質を計測していないため、パイプ流が流域の流出機構に及ぼす影響については想像の域を出ない点も多い。

また、近年、山地源流域の流出機構解明の上で物理的水文観測とトレーサーを用いた手法の併用の重要性が指摘されてきている(Elsenbeer and Lack, 1996; Bonell, 1998)。しかし、パイプ流に関して2つの方法を併用し

* 京都大学農学研究科

* Graduate school of Agriculture, Kyoto University

た研究は現時点では非常に少ないが、Sklash et al. (1996) は、ウェールズの流域においてパイプ流量、流出水の電気伝導度、水の安定同位体比、地下水位の連続観測を行い、パイプ流出機構を検討した。その結果、降水は地下水位の変動には寄与するものの、パイプ流の水は‘古い水’が卓越することが示唆された。しかし、このような手法でパイプ流が洪水流出機構に果たす役割を検討した例は少ないため、パイプ流出機構に関しては依然不明の点も多い。

そこで、本研究では、京都大学芦生演習林トヒノ谷流域で行ってきたパイプ流の研究のうち、パイプ流が流域スケールの洪水流出に及ぼすメカニズムについて、複数の手法の観測結果から考察することを目的とする。既に報告してきた（内田ら、1997；1998a、b）、パイプ流量－流域流量関係、土壌水ポテンシャルの観測結果に加えて、水温、地温の観測、流出水の水質の観測を新たに行った結果を用いる。

2 方法

2.1 観測流域の概要

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、流域の概要およびパイプ構造に関しては、既報（内田ら、1995、1998 a）に詳しく記したのでここでは省略する。

2.2 観測流域の雨水流出段階の分類（内田ら、1998a）

本観測流域では、図-2に示すように、雨水流出現象は流出経路の違いにより3段階に区分できることが明ら

かにされている。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に属するパイプから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ピーク流域流量は段階的に、かつオーダーで変化し、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（図-2）。さらに、この雨水流出段階は実効雨量とピーク降雨強度によって、明瞭に分類することが可能である（内田ら、1999）。

2.3 観測方法

本研究では1995年及び1996年に行った、流域流量、パイプA流量、降水量及び土壌水ポテンシャルの観測結果を用いる。なお、これらの観測手法は既報に詳しく示したのでここでは省略する（内田ら、1998a；b）。また、本研究では1996年の8月および9月に行ったパイプAからの流出水及び湧水の水温のデータを用いる。これらの温度の観測は、サーミスタを用いて行い、観測期間中10分間隔で連続的に記録した。

さらに、本研究では1997年9月16日から18日の降雨イベント時において行われた、流出水の水質観測結果を利用した（勝山、1999）。流出水は流域末端において連続的に採水し、林内雨、降雨イベント直前の湧水点直上（0.5m上流）と上部斜面（W4）の2地点で土壌－基岩境界面の水を採水した。土層内の水の採取に際してはサクシオンライシメータを用いた。また、林内雨水質は降

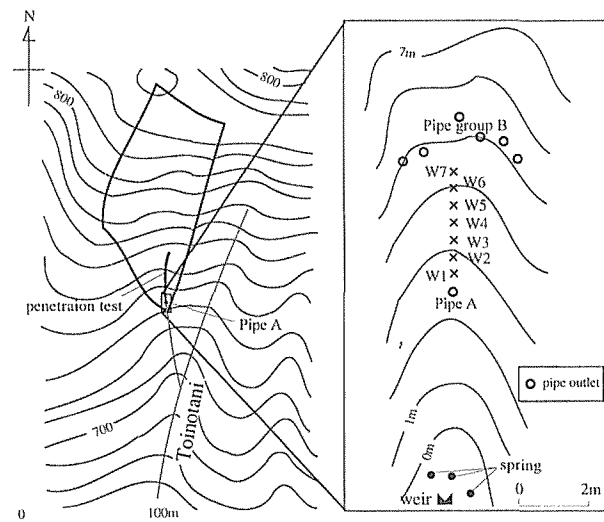


図-1 トヒノ谷の地形図
Topographic map of Toinotani

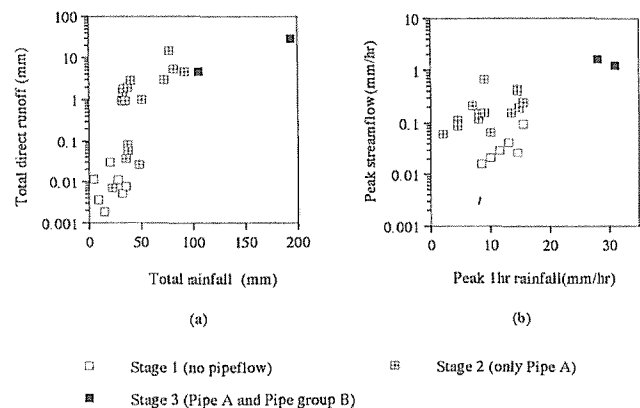


図-2 (a)総降雨量と総直接流量の関係および(b)ピーク1時間降雨強度とピーク1時間流域流量の関係（内田ら、1998b）
Relationship between (a) the total rainfall and the total direct runoff, and (b) the peak 1 hour rainfall intensity and the peak 1 hour streamflow (after Uchida et al, 1998)

雨イベント内での変化は考慮せず、一雨の平均値を用いた。それぞれの水を実験室に持ち帰り、主要カチオン、アニオン濃度をイオンクロマトグラフィー法で分析した。

3 流量・土壌水ポテンシャルの観測結果

3.1 流域流量—パイプA流量関係 (内田ら、1998a)

パイプAからの流出発生直前から流出終了直後までの10分間隔で得られたパイプA流量—流域流量の関係を示した図-3から分かるように、パイプA流量—流域流量関係には反時計回りのヒステリシスが存在する。なお、図示した降雨の諸元は表-1にまとめた。また、この図から、あるパイプA流量に対する流域流量は、降雨イベントごとで差が小さいことが分かる。すなわち、ステージ1から2への移行時の流域流量(0.011mm/10min)、ステージ2から3への移行時の流域流量(0.15mm/10min)が降雨イベントごとでそれぞれ差が小さい。

豪雨時の観察から流域末端での土層から地表面への流出源はパイプA、パイプ群Bと流域末端の湧水点に限られていること、パイプAからの流出は表面流となって流下し、流下時間は観測間隔の10分と比べて十分小さいと考えられることが分かった(内田ら、1998a)。このことから、ステージ2における流域流量(Q_{ws})は次式で表すことが出来る。

$$Q_{ws}(t) = Q_{sp}(t) + Q_{pa}(t) \quad (1)$$

ただし、 Q_{sp} は湧水点流量、 Q_{pa} はパイプA流量、 t は時

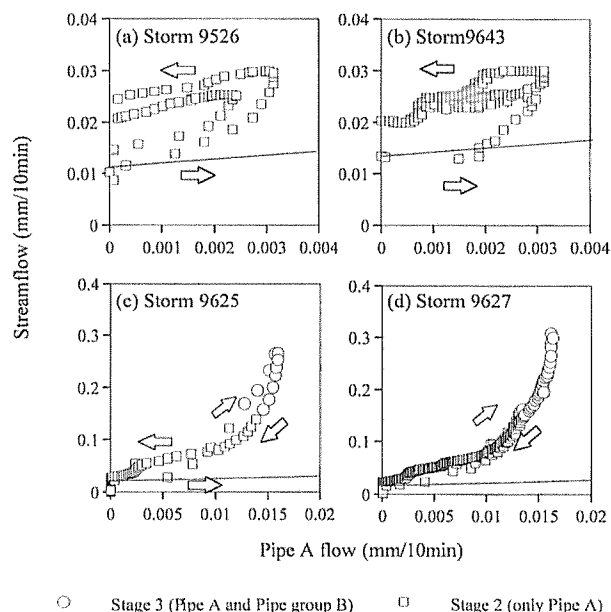


図-3 パイプA流量と流域流量の関係
Relationship between the streamflow and the Pipe A flow.

間とする。ここで、湧水点流量に変化が生じたかどうかを検討する。そこで、仮に、パイプAからの流出発生後の流域流量の増加分がパイプAからの流出によってもたされたとする(つまり、湧水点流量は変化しないと仮定する)と、流域流量は以下の式で表すことが出来る。

$$Q_{ws}(t) = Q_{sp,cr} + Q_{pa}(t) \quad (2)$$

ただし、 $Q_{sp,cr}$ はパイプAからの流出開始直前の流域流量であり、各イベント毎に実測データより求めた。(2)式の直線関係を図-3中に示した結果からわかるように、流出開始から30分程度と低減過程は概ねパイプA流量の増減で流域流量の増減が説明できる。しかし、増水過程においてはパイプAからの流出開始後30分以降は流域流量の増加はパイプA流量の増加だけでは説明できない。さらに、この傾向は流量の増大に伴い顕著になり、ステージ3への移行直前において、パイプA流量がステージ2における増加量に占める割合は約11%である(図-3c, d)。すなわち、湧水点流量もパイプ流量の増大にともない増大し、その結果ステージ3への移行直前にはパイプAからの流出開始直前の14倍に達していたと予想できる。なお、これらの傾向は、図示した以外の降雨イベントにおいても共通した現象であった。

表-1 降雨イベントの諸元

Storm	Total rainfall (mm)	Duration (hour)	Peak rainfall intensity (mm/hr)
9519	23	17	7.5
9526	63.5	31	13
9643	81.5	60	8
9625	105.5	16	31
9627	193.5	64	28

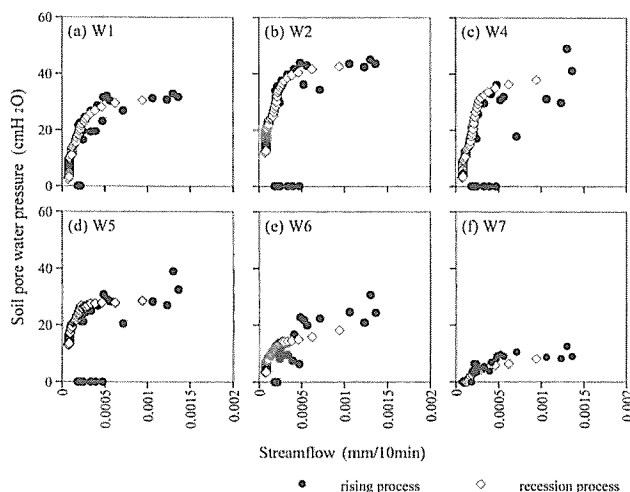


図-4 降雨イベント9519の土壌水ポテンシャルと流域流量の関係
Relationship between the soil pore water pressures and the streamflow for Storm 9519.

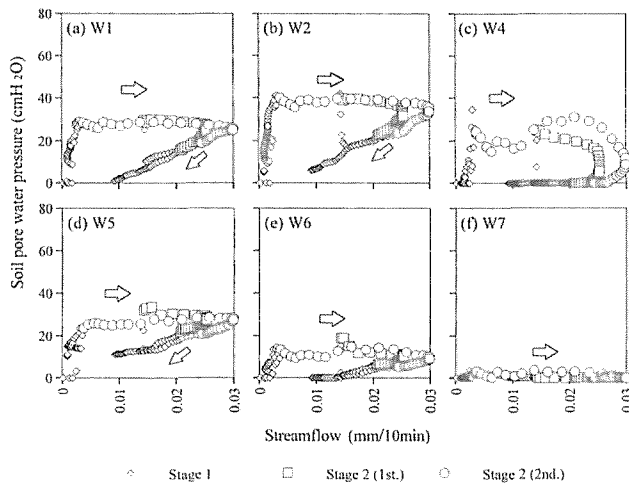


図-5 降雨イベント9519の土壌水ポテンシャルと流域流量の関係
Relationship between the soil pore water pressures and the streamflow for Storm 9519.

3.2 土壌水ポテンシャル、流域流量、パイプA流量の関係 (内田ら、1998b)

図-4にはパイプからの流出が生じなかった降雨イベント9519 (表-1) における、土壌水ポテンシャルと流域流量の関係を示した。図-5は同様にパイプAから流出が生じた降雨イベント9526に関する土壌水ポテンシャルと流域流量の関係を示した。図-4から分かるように、パイプ流出が生じない降雨イベントではW1からW7の土壌水ポテンシャルの上下に従い、流域流量の増減が生じ、増水過程と減水過程の間に明瞭なヒステリシスが見られない。

しかし、パイプAからの流出が開始すると、W1からW7の土壌水ポテンシャルに顕著な変化が見られないにも関わらず、流域流量は急激に変動し、パイプ流発生直前と比べて1オーダー大きくなる。減水過程においては土壌水ポテンシャルの減衰にともない、流域流量は減少するため、土壌水ポテンシャル-流域流量関係においては、減水過程と増水過程の間に明瞭なヒステリシスが見られる。また、前項で示したように、ステージ2においては流域流量の増大にともない湧水点からの流出量も増大することから、W1からW7の土壌水ポテンシャルが変化しないにも関わらず湧水点流量が増大したことが明らかである。

3.3 有効飽和透水係数の推定

次に、Bazemore et al. (1994) の手法を参考にし、パイプAからの流出発生直前とパイプ群Bからの流出発生直前における流域末端の土層全体の有効透水係数 (effective hydraulic conductivity) の算出を行う。土壌水ポテンシャルの観測結果から、W1、W2の土壌-基岩境

界面の水ポテンシャルの観測結果はパイプAからの流出発生以前から継続して流域末端の谷筋ではほぼ土層全体が飽和していることを示唆している。そこで、ほぼ土層全体 (土層厚20cm、谷筋の幅200cm) が飽和していると仮定し、水力勾配 (I) は地表面勾配を用い、流域末端の土層の有効飽和透水係数 (K_e) を以下の式で算出した

$$Q_{sp} = K_e I A \quad (3)$$

ただし、Aは流れの断面積でここでは前述の仮定に基づき4000cm²を用いる。パイプAからの流出開始直前の湧水点流量は図-3より0.011mm/10minとした。パイプ群Bからの流出開始直前の湧水点流量は、流域流量 (0.15mm/10min) からパイプA流量 (0.013mm/10min) を引いて求めた0.0137mm/10minとした。

求められた土層の有効透水係数は、ステージ1から2への移行直前で約1500mm/hr、ステージ2から3への移行直前で約18800mm/hrであった。本流域において100ccのコアサンプラーを用いて定水位法及び変水位法によって求めた表層土 (12-17cm)、下層土 (45-50cm) の飽和透水係数はそれぞれ3300mm/hr、630mm/hrである (内田ら、1995)。これらの結果から、ステージ1から2への移行時の有効透水係数は、本流域の表層土、下層土の飽和透水係数の間に位置するのに対し、ステージ2から3への移行時の有効透水係数は、コアサンプラーで求めた飽和透水係数に比べて1から2オーダー大きいことがわかる。

Bazemore et al. (1994)、Bonell (1998) においても、本流域同様、土壌物理学的に求めた飽和透水係数に比べて、水文観測から推定した有効透水係数は大きいことが指摘されている。彼らは、表面流やパイプ流のような選択的な流れが寄与したため、両者の間に差が生じたと考えている。これらの結果と本観測流域の結果を併せて考えると、パイプ流の発生にともない流域末端の土層内において選択的な流れが流出に大きく寄与するようになると考えられる。

また、北原 (1989) により、パイプ流はダルシー則に従わないことが明らかにされているにも関わらず、ステージ2においても地中流はダルシー則に従うと仮定し、土層の有効透水係数を求めたため、土層の飽和透水係数に比べて1オーダー大きくなった可能性も指摘できる。実際、湧水点流量はW1から7の土壌水ポテンシャルが変化しないにも関わらず、増大することから、ダルシー則では説明できないことが示唆される。しかし、仮にダルシー則に従わないとしても、土壌水ポテンシャルが大きく変化しないにも関わらず流域流量が増大することは (図-5)、土層全体の透水性がパイプ流の発生後、

時間の経過とともに増大したことを示すものである。

4 トレーサーを用いた観測結果

4.1 湧水温、パイプ A 流出水温の観測

図-6には、1996年8月及び9月の湧水温の変動およびパイプ A からの流出水の温度の変動を示した。また、湧水温とパイプ A からの流出水の温度を詳しく検討するためにイベント 9627 における変動を図-7に示した。図中には、深さ 42cm と 82cm の地温を併記した。観測期間中、本観測流域の土層厚の範囲では、後半を除き概ね深さが増すにつれて地温は低くなっていた。図-6に示したように、この時期の基底流出時の湧水温は流量が小さいほど高く、夏（8月半ば；234日（1月1日からの日数））から秋（9月後半；274日）にかけて緩やかな低下が見られる。流量の小さい時期には湧水温に日変化が見られるものの、湧水温の変動幅は1℃よりも小さい。

また、パイプ A からの流出が生じないような小降雨時においては、流域流量の変動も小さく、湧水温は降雨が強いとき短時間の上昇はみられるものの、概して変動は

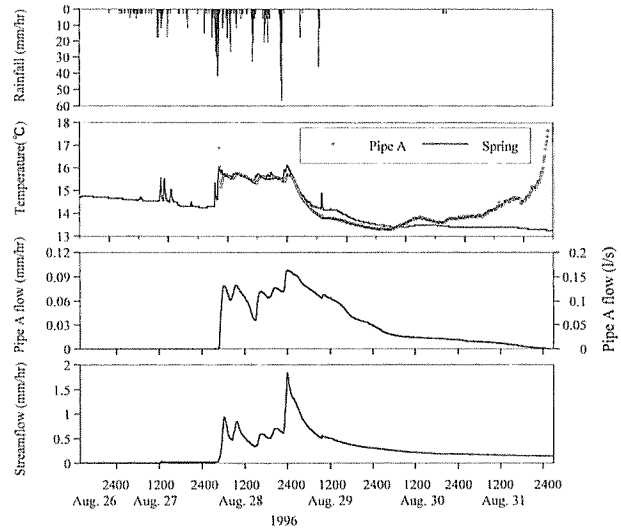


図-7 降雨イベント9626のハイエイトグラフ、パイプ A からの流出水温と湧水温、パイプ A 流及び流域流量のハイドログラフ

Hyetograph, the temporal variations in the runoff water temperature from Pipe A and the spring water temperature, and hydrographs for Pipe A flow and streamflow in Storm 9626.

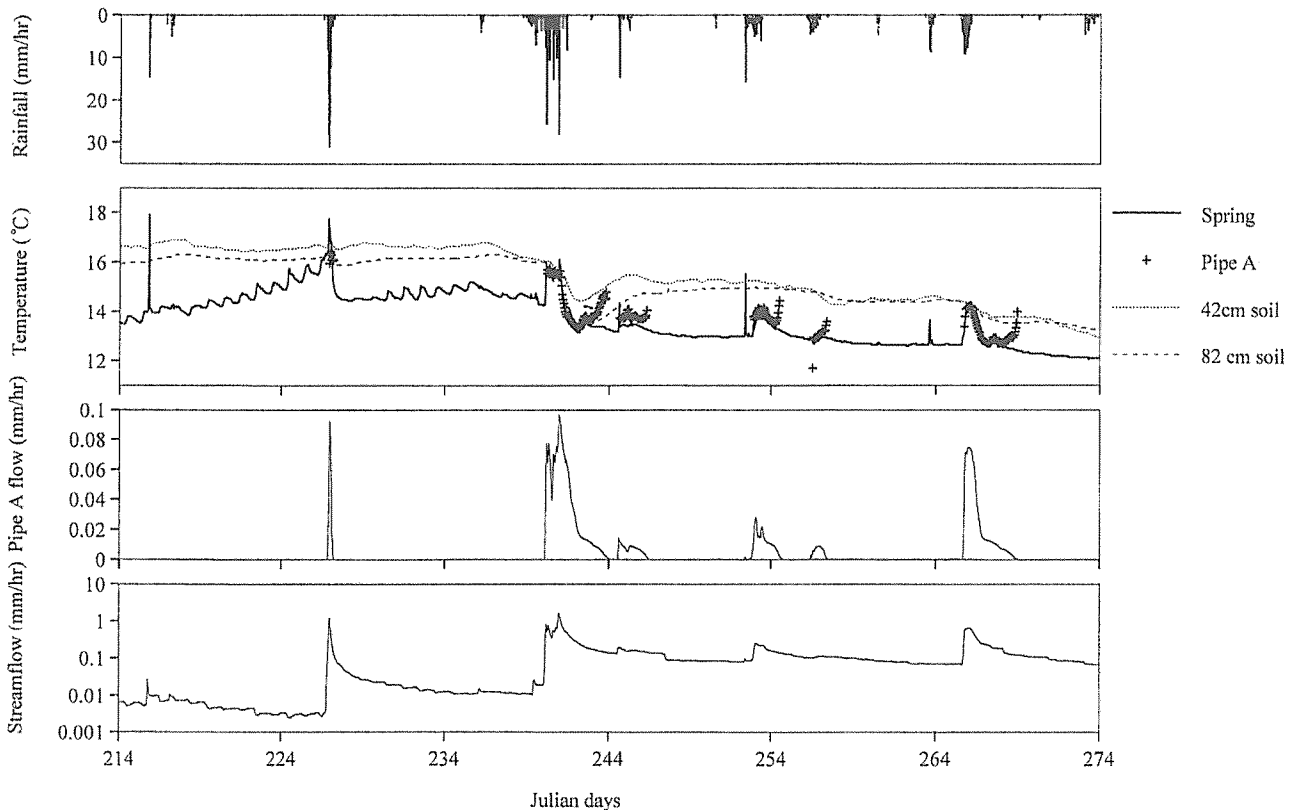


図-6 1996年8月2日（1月1日から214日）から9月30日（273日）までのハイエイトグラフ、パイプ A からの流出水温、湧水温、地温の変動とパイプ A 流及び流域流量のハイドログラフ

Hyetograph, the temporal variations in the runoff water temperature from Pipe A, the spring water temperature and the soil temperatures, and hydrographs of Pipe A flow and streamflow from Aug. 2 (Julian day 214 day) to Sep. 30 (273day) in 196.

小さい。湧水温の上昇は降水の混合及び地温の高い表層の土壌水が湧水に寄与したことを示していると考えられる。

パイプAからの流出が生じるような豪雨時においては湧水温の顕著な変動が見られ、降雨による流域流量の増大にともない、上昇する傾向が見られる。湧水温の急激な変化はパイプAからの流出発生とほぼ一致して生じる（図-6、7）。また、降雨が長期間継続すると（例えば、降雨イベント9626）、流域流量は依然大きいにも関わらず、湧水温の急激な低下が見られる。このように、洪水流出時の湧水温の変動様式はかなり複雑であり、これは湧水温を構成する成分の変化によると考えられる。すなわち、降雨の前半は降水、表層土壌水の寄与が流量を増大させているのに対し、後半は地温の低い深い層の水の寄与が大きいことを示唆している。

また、パイプAからの流出水温の変動様式を見てみると、かなり複雑な応答を見せた洪水流出時の湧水温の変動様式と、流出の後半を除き非常によく対応している（図-6、7）。パイプ流の発生とほぼ同時に湧水温が急激に変化し、パイプ流の水温とほぼ一致すること、流出のピーク時（図-7：1996年8月28日15:00～同29日9:00）の細かい水温の変動まで両者の対応が極めて良好であることから、湧水温とパイプA流水温の関係は水温の形成過程において偶然一致した結果と見るよりも、パイプAからの流出水と湧水が同じ成分で構成されていることを示している可能性が高い。

4.2 渓流水質観測

図-8には、降雨イベント9701において行った、渓流水の連続観測結果及び降雨前に採水した湧水点近傍の地下水、W4で採水された上部斜面の土壌水、降水の水質観測結果をもとに作成したmixing diagramである（勝山、1999）。この図から分かるように、渓流水の水質は

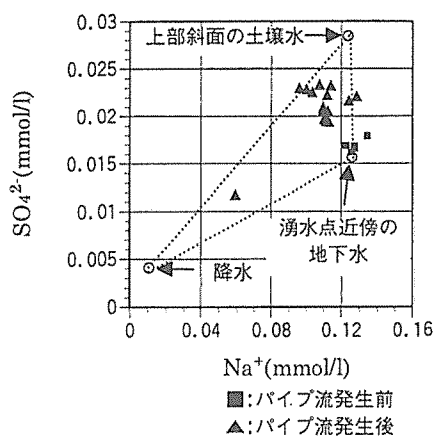


図-8 降雨イベント9701のミキシングダイアグラム
Mixing diagram for Storm 9701

湧水点近傍の地下水、上部斜面の土壌水、降水の混合でほぼ説明できる。パイプAからの流出開始にともない、渓流水質は変化した。パイプ流発生以前は湧水点近傍の地下水に近い位置にプロットされたのに対し、流出開始後は上部斜面の土壌水に近い位置へと移動した。

この結果をもとに、降水、湧水点近傍の地下水、上部斜面の土壌水の3成分にハイドログラフを分離し、その結果を図-9に示す（勝山、1999）。本降雨イベント時のパイプA流量が流域流量に占める割合は最大で約15%であったにも関わらず、降雨ピーク時を除くと、パイプAからの流出発生時の渓流水の70-80%がW4の土壌水であった。本流域における洪水流出時の降水の寄与は小さく、既存の多くの研究結果と一致する（Buttle、1994）。近年、パイプ流が寄与が大きいと考えられる流域（McDonnell、1990；Peters et al.、1995）やパイプ流自体（Sklash et al.、1996）も「古い水」が卓越することが多いことが知られている。

渓流水はパイプAからの流出水と流域末端の湧水地点からの流出水の2地点からの流出水で形成されている。そこで、渓流水の成分分離の結果をもとに、湧水点からの流出水への上部斜面の土壌水の寄与を見積もる。パイプAからの流出水には湧水点近傍の地下水は寄与しないと考え、パイプAからの流出水の全てが上部斜面の土壌水によって占められていたと仮定する。すなわち、湧水点からの流出水への上部斜面の土壌水の寄与が最も小さい可能性について検討する。この仮定に基づくと、湧水点からの流出水の約65～75%が上部斜面の土壌水によって占められていた（図-9）。すなわち、湧水点からの流出水のかなりの部分が上部斜面からもたらされたと言える。

また、ピーク時においても、流域末端の地下水成分の増大は顕著でなく、上部斜面の土壌水成分の変動が、流域流量の変動を支配していた（図-9）。地下水成分の変動が小さいことは、湧水点の流量が押し出し流によって増大したのではないことを示している。すなわち、土層内において、大量の水が上流から、流域末端の地下水帯における地下水とほとんど混合することなく、通過するように流域末端にもたらされたことを示している。一方、前項で示したように、パイプAからの流出水と湧水点からの流出水の流出源が一致することは、パイプAと湧水点からの流出水の水温変動が似ていることからわかる。また、Sklash et al. (1996) は水の安定同位体比と電気伝導度を用いた成分分離の結果、降雨時にのみ流出が生じるパイプ流は斜面上部の水を河道にもたらし働きをすることを示した。この結果と本研究の結果はほぼ一致する。

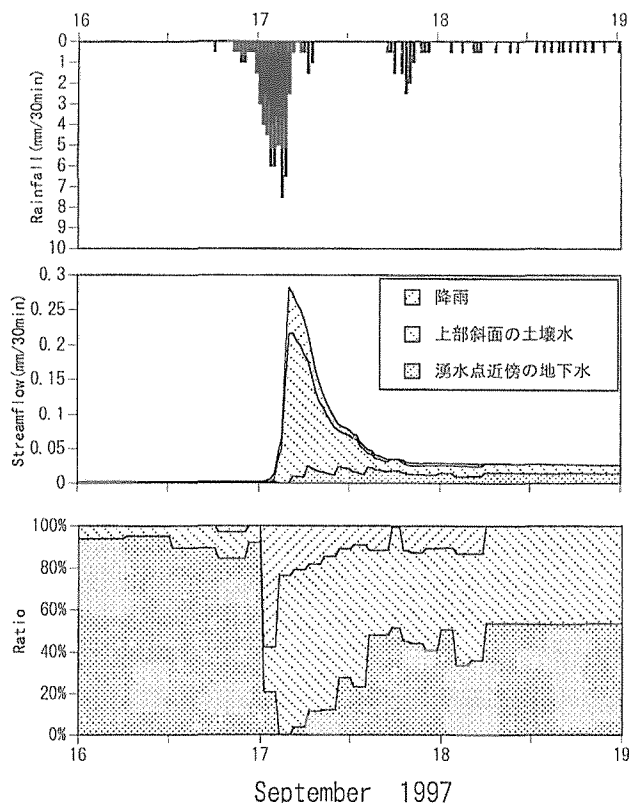


図-9 降雨イベント 9701 における流出成分の分離結果
Hydrograph separation result for Storm 9701

5 考察

5.1 パイプ流発生以前の流出機構

流域流量は土壤水ポテンシャルの上下にともない増減し、減水過程と増水過程にヒステリシスは見られなかったこと、土層全体の有効透水係数は下層土と表層土の飽和透水係数の間の値をとったことの2点からステージ1においてはダルシー則で説明可能な流れであると言える。このとき、流出水水質を用いた成分分離の結果に基づくと、流域末端の地下水が湧水点で湧出していたと考えられる。すなわち、流域末端の地下水帯を通過するような水の流れは小さく、押し出し流による流出が卓越する。

土壤水ポテンシャル—流域流量関係は直線関係でなく、土壤水ポテンシャルの増加に伴い、土壤水ポテンシャルの上昇に対する流域流量の増加量は大きくなる。このような現象は流れがダルシー則に従う領域でも見られることが確認されている。'transmissivity feedback'と呼ばれ、表層土ほど飽和透水係数が大きい斜面で、飽和面が地表付近に達すると、地下水位（土壤水ポテンシャル）の変化に対する流量の変化量が大きくなることで複数の流域で確認されている（Bishop et al., 1990; Kendall et al., 1999）。本流域においても、表層土におい

て下層土と比べて飽和透水係数は大きい。また、図-4に示すように本流域のステージ1においては、土壤水ポテンシャルの増大にともない、土壤水ポテンシャルの増加に対する流域流量の増加量が大きくなる傾向が見られる。さらに、湧水温の連続観測から、表層土壤水の寄与が示唆される。以上の3つの観測事実から transmissivity feedback の寄与の可能性が指摘できる。

以上まとめると、ステージ1の流出機構は以下のようになる。降雨にともなう斜面土層内の土壤水ポテンシャルの増大にともない、湧水点からの流出量は増大し、このときの流出水の供給源は主として、湧水点近傍に限られ、供給源に大きな変化は生じない。さらに、降雨の増大にともない、飽和面が上昇すると土層上部の透水性の高い層が流出現象に寄与することによって流量は大きく増加するが、このときにおいても、流出水の供給源は土層の深さ方向の変化は見られるものの、斜面方向には変化は生じない。

5.2 パイプ流発生後の流出機構

降雨にともなう急激な河川流量の変化を説明し得る機構として、地下水の尾根効果（groundwater ridging）が提示されてきた（Sklash, 1990）。groundwater ridgingとは河川近傍においては、地下水面が浅いため毛管水帯に降雨にともない速やかに水が供給される。その結果、他の部分に比べて、河川近傍で急激な地下水位の上昇に従い、地下水面が尾根のような形状を呈し、河川近傍で急激な動水勾配の増加が生じるため、流量が急増としたプロセスである。しかし、パイプAからの流出発生にともない、パイプA出口から下流6mの湧水点からの流出量は土壤水ポテンシャルの変動が小さいにも関わらず、増大する。このことは、本流域のステージ2の流出機構は groundwater ridging では十分に説明できないことを示している。

水温・水質観測に基づく、パイプ流の発生とはほぼ同時に湧水点の流出水の主要な供給源がパイプA流と同じ斜面上方に移行することが示唆された。このことはステージ2における流域流量の形成にパイプが大きく寄与していることを示している。また、流域流量—土壤水ポテンシャル関係に見られたヒステリシスがパイプA流量—土壤水ポテンシャル関係に共通して見られることから、流域流量にパイプ流の影響が大きいことを示していると言える（内田ら、1998b）。

以上の結果をまとめるとパイプ流の発生にともない、パイプAからの流出量の増大のみならず、湧水点からの流量の増大が生じ、流域流量は急激に増加する。このとき、湧水点ではパイプAからの流出水と同一の斜面上方

から供給された水が、湧水点近傍の水との混合の影響を受けずに流出する。さらに、このとき土壤水ポテンシャルの変動に対する流域流量の変動様式は、パイプ流量のそれに大きく影響を受ける。このことから、ステージ2における流出水の供給源および土壤水ポテンシャルに対する応答はパイプ流によってコントロールされていると言え、パイプ流の流出機構を明らかにすることがステージ2における流出機構を解明する上で非常に重要であると言える。なお、土壤水ポテンシャルの変化に対するパイプ流量の変動様式およびその機構に関しては内田ら(1997)に詳しい。

5.3 既存の流出概念モデルとの比較

山地森林小流域における、「古い水」が「鋭い応答」を示す流出機構に関する概念モデルは数多く提示されており、Buttle (1994)、Bonell (1998) などのレビューでは1) groundwater ridging、2) 押し出し流と transmissivity feedback、3) 飽和地表流、4) パイプ流の4つに大別出来るとしている。さらに、森林土壌においては毛管水縁が小さいことなどから1)の groundwater ridging で説明できる流域は、非常に限られていると考えられている(Buttle, 1994; Bonell, 1998)。すなわち、地表流の発生がまれであると考えられる急峻な山地源流域を説明する概念としては2)、4)が有力であると言える。2)と4)の違いは側方流フラックスの分布様式の違いとも見ることが出来る。すなわち、①表層にフラックスの大きな流れが存在するモデルと、②下層、特に土壌-基岩の境界面に大きなフラックスを持つ流れが存在するモデルある。

1つ目のモデルの典型は、以下に示す Bishop et al. (1990) によるモデルが挙げられる。「降雨によって地下水面が表層付近まで上昇し、水理水頭勾配に顕著な変化が見られなくとも、透水係数の増大にともない、急激な流量の増加が見られる。この流れが、河道近傍における押し出し流量を増大させる。その結果、河道近傍を供給源とする古い水が、降雨に応答し素早く流出する。」

5.1 で示した、本流域におけるステージ1の流出機構は Bishop et al. (1990) の概念モデルによく似ている。また、生物活動の影響を強く受けた表層土中に発達するパイプが流出に寄与する Montgomery and Dietrich (1994)、Elsenbeer et al. (1995) が示した流出現象もこのグループに区分することが出来よう。ただし、これらの研究(Montgomery and Dietrich, 1994; Elsenbeer et al., 1995)では流出水の成分(「古い水」か「新しい水」か)に関しては十分に検討されていない。

一方、以下に示す McDonnell (1990)、Peters et al. (1995)、Tani (1997) によって提案された概念モデルが

2つ目のモデルの典型と言える。「地表面に到達した降水により土壌-基岩境界面における水ポテンシャルは素早く応答し、飽和地下水帯を形成される。このとき形成された地下水帯に対する降水の寄与は小さい。飽和地下水帯は土壌-基岩境界面において選択的な側方流を生じさせ、飽和地下水帯の水は素早く河道へと流下する。」

本流域のステージ2の流出機構は、浸透過程については不明な点はあるものの、これらのモデルとはほぼ一致しているといえる。すなわち、流出水は降雨イベント以前に土層内に貯留されていた水が大部分を占めること、パイプ流が流出機構を大きく支配していることなどの点で一致している。

塚本ら(1988)、内田ら(1996)は土層内のパイプの発達個所として生物活動が卓越し、パイプの初期形成作用が大きいと考えられる地表面付近と地下水が集中し、パイプ発達作用が大きいと考えられる土壌-基岩境界面を挙げた。さらに、塚本ら(1988)は、表層土中には、側方流の発生頻度が小さいため見た目には顕著ではないが透水性の高い「潜在パイプ」が存在することも示唆している。以上まとめると、世界各地に観測されてきた洪水発生機構は生物活動が大きく影響した表層部の透水性の高い層が大きく寄与する洪水流出機構と地下水の集中が大きく影響した土壌-基岩境界面の透水性の高い層が大きく流出に寄与する洪水流出機構に大別出来る。

5.4 本流域の概念モデル

前節で述べた既存の概念モデルとトヒノ谷流域の成果を基に、トヒノ谷の降雨時の流出機構についてまとめる。ステージ1のように流出量が小さい時の洪水流出機構は相対的には表層部卓越型の流出機構であると言える。すなわち、図-10(a)に概念図を示すように、パイプ流発生以前は流出水の寄与域は流域末端に限られ、100ccのコアサンプラーで求めた土壌の飽和透水係数とダルシー則に従う流れで説明できることが明らかにされた。また、transmissivity feedbackが生じたことが土壤水ポテンシャル-流域流量関係と湧水温の変動から示された。

一方、ステージ2のように降雨規模が増大したときは、土壌-基岩境界面卓越型の流出機構であると考えられる。すなわち、図-10(b)に示すように、パイプ流発生後は流出水の寄与域は上流側に移行し、流域末端の飽和地下水帯での混合の影響の小さい素早い流れが重要な役割を果たすことを示した。このとき、ステージ1と土層内の土壤水ポテンシャル分布に大きな差がなかった。その結果、土層の有効透水係数計算結果は100ccのコアサンプラーで求めた土壌の飽和透水係数に比べて1から2

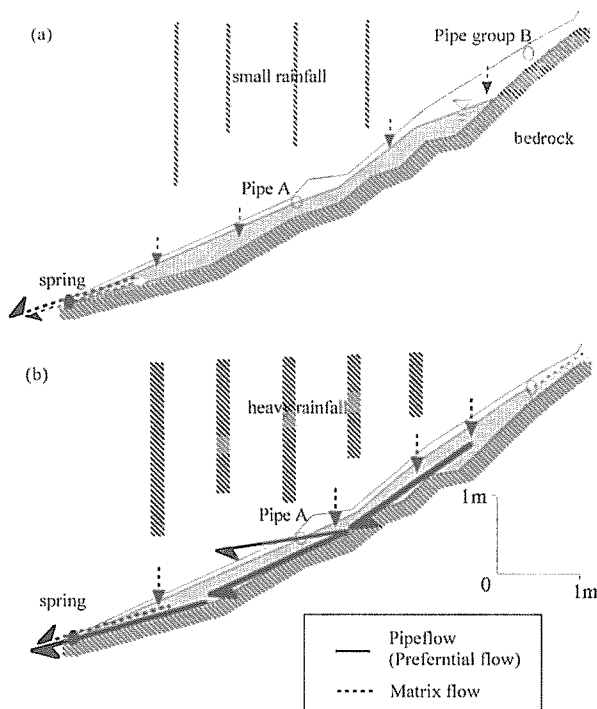


図-10 トヒノ谷の流出機構の概念図 (a)ステージ1、(b)ステージ2
Schematic illustrations for the runoff generation process at
Toinotani headwater catchment, (a) Stage 1 and (b) Stage 2.

オーダー大きくなった。

このように本研究では、これまでそれぞれ独自に研究されてきた2つの流出機構は1つの流域についても降雨規模の違いにより、両方が存在することが確かめられた。さらに、その変化は連続的な変化ではなく、パイプ流の発生を契機に生じる急激な変化であることが示された。ただし、このとき土層内の土壌水ポテンシャル分布には顕著な変化は見られなかった。

6 結論

山地源流域の流出現象はパイプ流の発生を契機に大きく変化することを示した。

パイプ流発生以前は流出水の寄与域は流域末端に限られ、100ccのコアサンプラーで求めた土壌の飽和透水係数とダルシー則に従う流れで説明できることが明らかにされた。一方、パイプ流発生後は流出水の寄与域は上流側に移行し、流域末端の飽和地下水帯を通過するような素早い流れが重要な役割を果たすことを示した。ただし、パイプ流発生の前後で土層内の土壌水ポテンシャル分布に大きな差がなく、パイプ流発生後の土層の有効透水係数計算結果は100ccのコアサンプラーで求めた土壌の飽和透水係数に比べて1から2オーダー大きくなった。また、パイプ流発生時の流出水の供給源および土壌

水ポテンシャルと流域流量の関係は、パイプ流のそれに大きくコントロールされることが分かった。このことは、本流域の洪水流出機構を明らかにする上で、パイプ流の流出機構を明らかにすることが非常に重要であることを示している。

近年、物理的な水文観測に加えて、水質等の水の性質の情報から地下の流出プロセスを明らかにする手法が用いられ、多くの知見が蓄積されてきた。一方で、計算機の発達などにもとない、流域スケールの水移動現象を飽和不飽和浸透理論に基づき3次元的に数値計算により再現することが可能となってきた(白木、1999など)。今後、観測によって提示した本研究の概念モデルが、数値計算によってどこまで再現できるかを確認することが今後の重要な課題であると考えられる。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり、京都大学農学研究科谷誠教授、藤田正治助教授、大手信人助教授には適切な指導を賜った。また、浅野友子さん、戸田求君(京都大学農学研究科森林水文学研究室)、石井健一君(現パシフィックコンサルタンツ)の協力は非常に多大であり、不可欠なものであった。さらに、本研究の一部は、平成9、10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

- Bazemore, D. E., Eshleman, K. N. and Hollenbeck, L. J. (1994) The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. *J. Hydrol.*, 162 : 47-75.
- Bishop, K. H., Grip, H. and O'Neill, A. (1990) The origins of acid runoff in a hillslope during storm events. *J. Hydrol.*, 116 : 35-61.
- Bonell, M. (1998) Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. *J. Am. Wat. Resour. Association.* 34 : 765-785.
- Buttle, J. M. (1994) Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Prog. Phys. Geogr.*, 18 : 16-41.
- Elsenbeer, H., Lack, A. and Cassel, K. (1995) Chemical fingerprints of hydrological compartments and flow paths at La Cuenca, western Amazonia. *Water Resour. Res.*, 31 : 3051-3058.
- Elsenbeer, H. and Lack, A. (1996) Hydrometric and hydrochemical evidence for fast flowpaths at La Cuenca, western Amazonia. *J. Hydrol.*, 180 : 237-250.
- 勝山正則(1999) 山地源流域の降雨流出過程における水質形成機構に関する研究. 京都大学農学研究科修士論文 : 125pp.
- Kendall, K. A., Shanley, J. B. and McDonnell, J. J. (1999) A hydrometric and geochemical approach to test the transmissivity

- feedback hypothesis during snowmelt. *J. Hydrol.* 219 : 188-205.
- 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.
- 北原 曜 (1996) パイプ流と大孔隙に関する研究史. *水利科学* 227 : 80-114.
- McDonnell, J. J. (1990) A rationale for old water discharge through macropore in a steep, humid catchment. *Water. Resour. Res.* 26 : 2821-2832.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E. (1994) Hydrologic processes in a low source area. *Water Resour. Res.* 31 : 1-10.
- Peters, D. L., Buttle, J. M., Taylor, C. H., and LaZerte, B. D. (1995) Runoff production In a forested, shallow soil, Canadian Shield basin. *Water Resour. Res.* 31 : 1291-1304.
- Rodhe, A. and Killingtevit, A. (1998) Catchment hydrology. In *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchments*. Saether, O. M. and de Caritat, P. (eds.) Balkema. Rotterdam, 77-107.
- 白木克繁 (1999) 3次元飽和不飽和浸透流モデルを用いた山地源流域の流出解析に関する研究. 東京大学博士論文 : 97pp.
- Sklash, M. G. (1990) Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Anderson, M. G. and Burt, T. P. (eds.) John Wiley and Sons, Chichester, 401-436.
- 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.
- Tani, M., (1997) Runoff generation processes estimated from hydrological observation on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *J. Hydrol.*, 200 : 84-109.
- 塚本良則・峰松浩彦・丹下 勲 (1988) 斜面表層に発達する地中パイプ. *波丘地研究* 6 : 268-280.
- 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・大手信人・水山高久 (1996) パイプ流が斜面安定に及ぼす影響. *水文水資源学会誌* 9 : 330-339.
- 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) 山地源流域の流域流量に及ぼすパイプ流の影響. *日林誌* 80 : 89 - 97.
- 内田太郎・小杉賢一朗・水山高久 (1998b) 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. *森林研究* 70 : 9-17.
- 内田太郎・小杉賢一朗・水山高久 (1999) 山地源流域におけるパイプ流出特性の変化. *日林誌* 81 : 9-17.