

ヒノキ人工林流域における表面流の発生と流域の降雨流出特性

誌名	水利科学
ISSN	00394858
著者名	五味,高志 宮田,秀介 恩田,裕一
発行元	水利科学研究所
巻/号	53巻6号
巻号補足	
掲載ページ	p. 77-94
発行年月	2010年2月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



ヒノキ人工林流域における表面流の発生と 流域の降雨流出特性

五味 高 志
宮 田 秀 介
恩 田 裕 一

目 次

- I. 森林流域における降雨流出の過程
- II. 表面流と流域の流出観測
- III. 斜面小プロットおよび大プロットにおける表面流
の発生
- IV. 表面流流出における「スケール効果」
- V. 流域の流出特性と表面流の寄与
- VI. まとめ：森林斜面における表面流の流出と流域の
流出

キーワード：表面流，ヒノキ林流域，森林水文，スケール効果

I. 森林流域における降雨流出の過程

森林流域の斜面から河川にはさまざまな経路がある。流域にもたらされた降雨は地表面を境界として地表面での流下（表面流）と地中への浸透成分に配分される。降雨流出に関する最も古い研究として、ホートンは、地表面の浸透能よりも降雨量が大きい場合に、土壤に浸透しない余剰分が土壤表面に生じ、表面流となって流下することを示した（Horton 1933）。ホートンは表面流が流域すべてから一様に発生し、かつ早く流れるために、洪水流出のピークを形成する唯一の成分であると想定した。このような土壤に浸透しない余剰分から発

生する表面流をホートン型表面流という。しかし、その後の研究で、ホートンの浸透に関する式を用いて、降雨流出を予測しようとすると、実際の観測値との誤差が大きく、表面流は流域全体ではなく、一部で発生する (Benton 1964)。

しかし、森林土壌における土壌浸透の研究が進むにつれ、森林での土壌浸透能は200mm/hにも達し、ホートンが考えた浸透能を超えるような降雨が存在することは稀であり、降雨はすべて土壌中に浸透することが示された。また、豪雨時における野外観測でも表面流の発生が稀であることが確認されてきた (塚本 1966)。このような観測と観察の積み重ねによって、温暖湿潤で植生に覆われた森林流域ではホートン型表面流は発生しないという考えが一般化していった。また流域を対照として、土壌に浸透した水の経路についての研究も進められた。Dunne and Black (1970) は、降雨流出や土壌水分条件の観測に加えて、土壌断面を80cmの深土で掘削 (トレンチ) し、土壌表面や土壌の表層や深層からの流出を分離して観測した。その結果、ホートン型表面流の発生は稀であり、降雨流出に寄与する成分として、河川の周辺で浸透した水が水面 (飽和地下水帯) を形成して発生する復帰流 (Return flow) による飽和地表流 (Saturated overland flow) が指摘された。浸透しない余剰分から発生するホートン型表面流とは発生メカニズムが異なり、飽和地表流は土壌下部からの水面の上昇によって形成され、地下水流の集まりやすい斜面下部や谷底で発生する (Tsukamoto and Ohta 1988)。

降雨によって土壌は徐々に湿潤な状態になり、飽和地表面が形成され、拡大する。そのため、見かけ上、河川が上流方向へ拡大していくようにみえる。そして降雨の終了とともに、飽和地下水帯は縮小する。つまり、洪水流出として寄与する部分は降雨の状況によって拡大と縮小を繰り返す、動的 (ダイナミック) な挙動を示す。こうした降雨に対する流域の応答を流出寄与域変動概念 (Variable source area concept) と呼び、現在、山地森林流域の降雨流出過程を説明する基本的な考え方となっている (Hewlett and Hibbert 1967)。

このように、これまでの研究成果により、山地森林流域では浸透能が十分に大きいことから、ホートン型表面流は発生しないといった点が一般化した。しかし、近年のヒノキ人工林においては、林床植生の衰退 (= 林床の裸地化) によって、ホートン型表面流が発生し、土壌侵食が発生していることが報告されている (湯川・恩田 1995; Sidle et al. 2007; Miyata et al. 2007; 辻村ほか

2006；Gomi et al. 2008a and 2008b；宮田ほか 2009a and 2010；Onda et al. 2010）。森林流域における水流出管理や森林の水土保持機能の評価を行うために、ヒノキ人工林における表面流の発生と流下が降雨流出に与える影響について定量的な評価が求められている。そこで、本研究では、ヒノキ人工林流域で発生した表面流の流下プロセスを検討し、表面流がどのように流域の降雨流出に寄与するのかを、水質を用いた流出成分分析の結果を元に検討する。

II. 表面流と流域の流出観測

観測は、三重県中部に位置する大紀町の流域（約 5 ha，標高100-260m）で

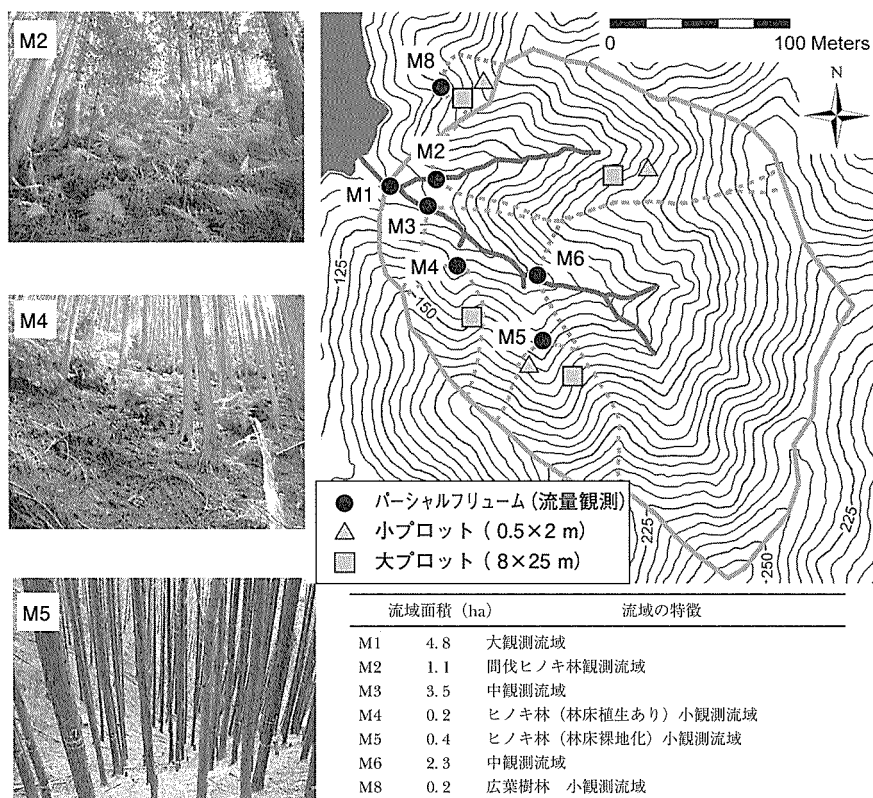


図1 調査地位置図と森林状態の概況

行った(図1)。観測地付近の年平均気温は14°C、年降水量は2000mmであり、地質は結晶片岩、土壌は森林褐色土壌である。植生は40年生のヒノキ人工林からなる。流域に入れ子状に観測小流域(6流域)を配置し、各流域は立木密度や林床植生の被覆状態が異なる。40年生ヒノキ人工林(4500本/ha)に覆われた林床が裸地化している流域5(M5)、林床がウラジロシダなどの植生および落葉などのリターに覆われている流域4(M4)、植栽後、複数回間伐が行われており、立木密度が1500本/haである流域2(M2)などがある。各対象流域の末端部では、パーシャルフリューム(流量観測装置)で流量を観測した。水位をTruTrack社製のロガー一体型水位センサーを用いて5分ごとに計測し、流量を計算した。雨量は、観測流域付近で樹冠に覆われていない場所に設置した転倒マス雨量計によって自記計測した。本観測流域に隣接する小流域は広葉樹に覆われていることから、広葉樹流域(M8)として観測を行った。

各観測流域には、自動採水機(American Sigma社製)を設置し、降雨時流出の水を採取した。自動採水機は、降雨イベント時の水位上昇を感知することで採水を開始し、設定によって30分から1時間間隔で出水イベント時の水の採取を行った。

発生した表面流が斜面を流下するプロセスを観測するために、斜面の一部や全体に区画(プロット)を設置して表面流を観測する方法を用い、降雨に対する流出の応答や流出量について解析を行った。本試験地では、幅0.5m×長さ2mの小プロットと、幅8m×長さ25mの大プロットを、植生被覆状態の異なる斜面に設置した(図1、図2)。小プロットと大プロットの組み合わせは、流域2(M2;間伐ヒノキ林)、流域5(M5;林床が裸地化している荒廃ヒノキ林)、流域8(M8;広葉樹)のそれぞれの流域に設置した。また、流域4には大プロットのみが設置されている。いずれのプロットも、下端部は土壌表面から2~3cmの深さ(落葉層との境界)にアルミ板を挿入した。プロットの表面および落葉層を流れた表面流は覆いがついた「樋」に集められ、流量を観測した(Gomi et al. 2008a)。プロットを用いた表面流の観測では落葉層と土壌層の境界(表層2~3cm)にアルミ板を挿入して表面流を採取していることから、落葉層付近のはやい流れについても表面流として観測している。小プロットは三方が波板によって囲まれているため、斜面上部からプロット内に流れ込む表面流は存在しない。また、大プロットについては上端が尾根部のため、境界となる板は設置していない(図2)。観測対象は、小プロットでは斜面の

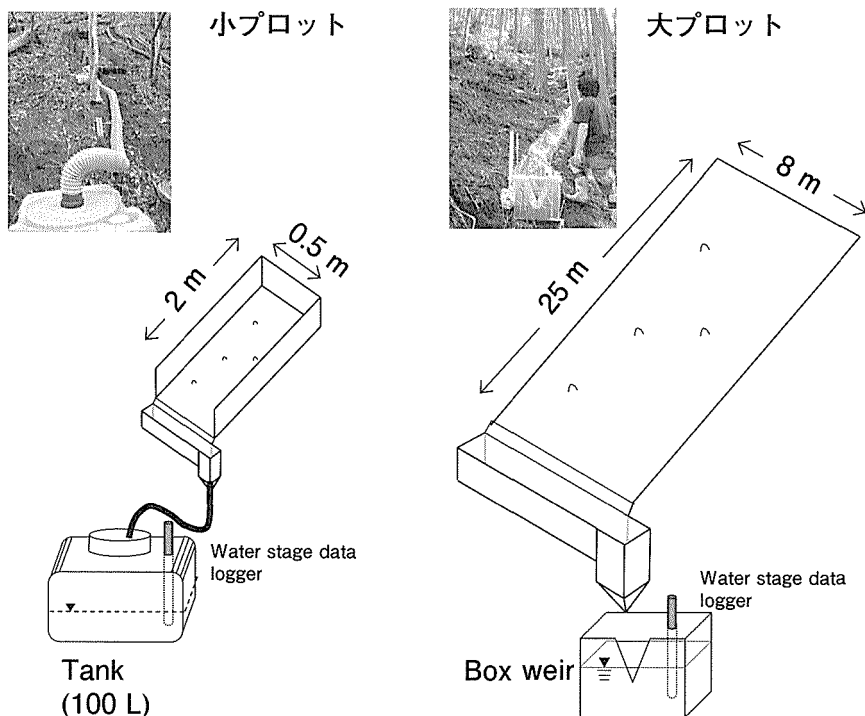


図2 大小プロットによる表面流の観測

一部で発生する表面流であるのに対し、大プロットは斜面全体で発生する表面流となる。

Ⅲ. 斜面小プロットおよび大プロットにおける表面流の発生

図3は、2004年12月4日に発生した総降雨量128mm、最大時間雨量28mmの降雨イベントにおける小プロットの降雨と表面流の流出量を示している。荒廃ヒノキ林、間伐ヒノキ林、広葉樹林ともに降雨の初期から表面流の発生がみられた。降りはじめでは降雨強度が小さいにもかかわらず、表面流が発生した。これは、土壌の撥水性により土壌浸透能が低くなったために、表面流が発生したと考えられる(宮田ほか 2009a; Miyata et al. 2010b)。図3の降雨では降雨量に対する表面流流出量は、荒廃ヒノキ林において41%と最も大きいが、

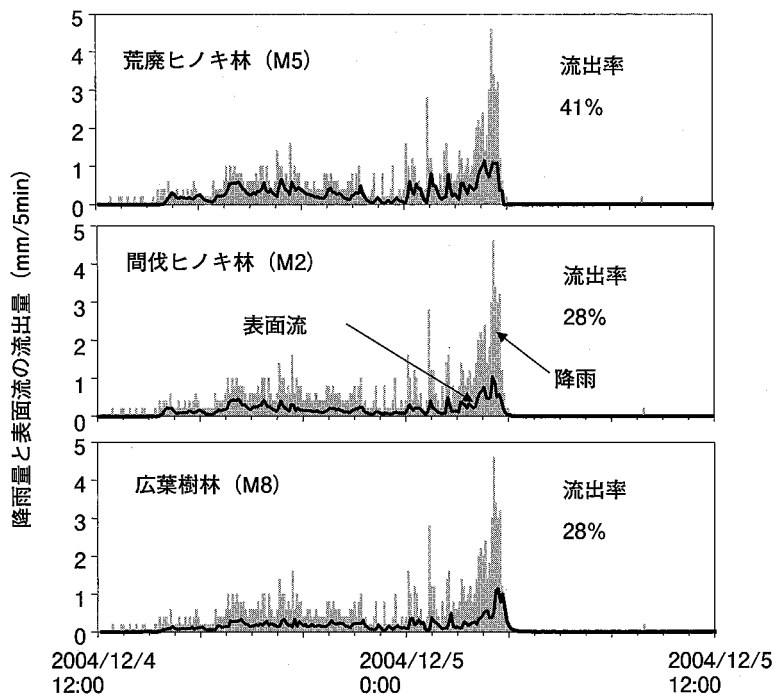


図3 小プロットにおける表面流の流出

他の降雨イベントでは、間伐ヒノキ林の表面流発生量は荒廃ヒノキ林より大きくなることもあった (Gomi et al. 2008a; 宮田ほか 2009b)。即ち、小プロットの観測で表面流は確認出来たが、森林植生タイプや林床植生の有無と斜面表面流の発生についての関係を結論づけることは難しいことがわかった。

次に、ヒノキ人工林の大プロットにおける表面流の流出量を示す。図4は、荒廃ヒノキ林 (M5流域) と林床がシダ類に覆われているヒノキ林 (M4流域) の大プロットにおいて降雨と表面流の発生量を示した。降雨が弱い場合 (5分間降雨で2mm以下) でも、小プロットと同様に、林床植生の有無にかかわらず、同程度表面流が発生した。ところが、降雨が強くなった場合、荒廃ヒノキ林において、より多くの表面流の発生が認められた (図4)。

前述のように、森林土壌は孔隙に富み浸透能が高いことから、下層植生などが地表面を被覆している場合には表面流が起らないと、以前は考えられてき

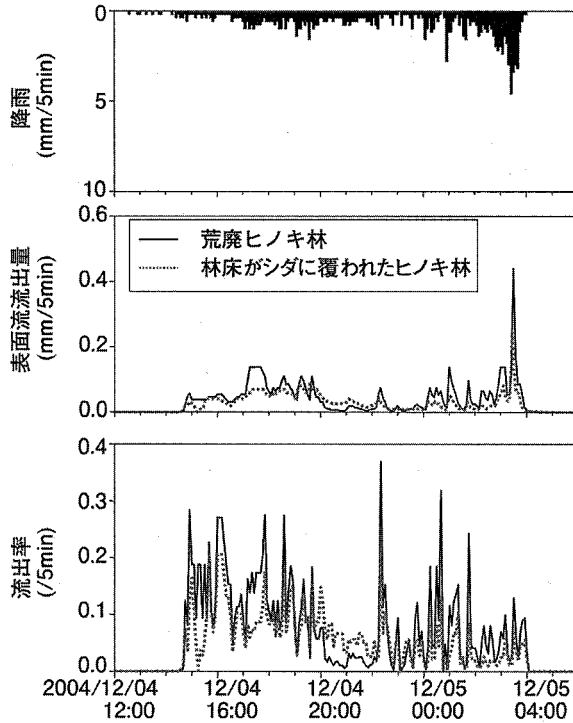


図4 大プロットにおける表面流の流出

た。しかし、斜面大小プロット両方で表面流が観測された。とくに、地表面が植生で覆われた斜面においても表面流を確認したことは新たな知見である。Miyata et al. (2009a) は、林床植生の有無が異なる斜面の表層土壌（深度＜10cm）での撥水性の存在を報告した。ユーカリ林ではホートン型表面流が頻繁に発生することが知られており、その原因はユーカリ林土壌のもつ撥水性であると考えられている (Doerr et al. 2000)。これと同様にヒノキ林斜面においても表層土壌の撥水性が、表面流発生の一因であると考えられた (Miyata et al. 2007)。しかしながら、荒廃ヒノキ林斜面で、より大きな表面流が発生していることから、林床が裸地化している地表面では土壌の撥水性の影響のみでなく、降雨の浸透を妨げる土壌クラストが形成され (湯川・恩田 1995)、かつ下層植生がなく地表面粗度が小さいこと (Gomi et al. 2008a) により、多くの表面流が発生すると考えられる。

IV. 表面流流出における「スケール効果」

大プロットと小プロットの表面流量を比較すると、荒廃ヒノキ林、間伐ヒノキ林、広葉樹林斜面のいずれにおいても小プロットの表面流量が大きかった(図5)。小プロットでは、降雨に対して20%程度の表面流がすべての観測斜面で発生した。それに対し、大プロットの表面流の流出量は、小プロットと比べて全体的に少なく、降雨規模(総降雨量)が大きくなるほど、小プロットと大プロットの違いが顕著に現れた。荒廃ヒノキ林では、大プロットの流出量は小プロットの50%程度であった。一方で、林床植生のある間伐ヒノキ林や広葉樹林での表面流の流出量は、小プロットに対して10~20%程度であった。

さまざまな大きさのプロットを設置し、表面流を観測した例は世界各地で見られる(Duley and Ackerman 1980 や van de Giessen et al. 2000)(図6)。これらの研究成果から、小プロットと大プロットで観測される表面流量は一致しないことが知られている(Parsons et al. 2006)。特に、図6にまとめたように、単位面積あたりの表面流の流出量は小プロットより大プロットで小さくなる傾向がある。Joel et al. (2002)の研究では、大プロットで観測された表面流量が小プロットで観測された表面流量の約40%であった。また、Parsons et al. (2006)は、亜乾燥低木地斜面での降雨実験で斜面長2.00~27.78mのプロットを比較し、単位面積あたりの流出量(流出率)はプロット斜面長徐々に低下していることを示した。同様の傾向は自然斜面のみならず、室内実験や数値実験でも示されている(Wainwright and Parsons 2002; Stomph et al. 2002)。

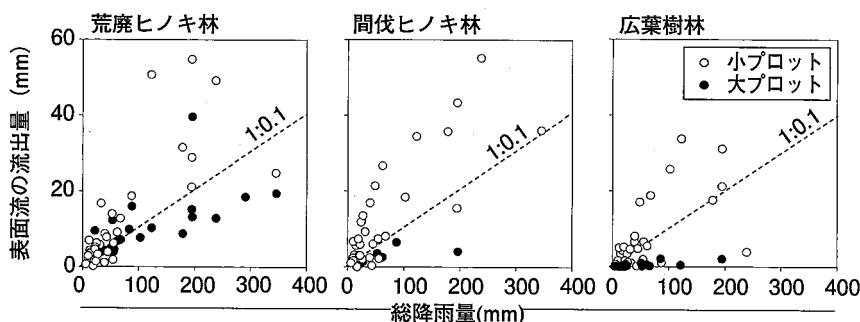


図5 小プロットと大プロットにおける表面流流出量の比較

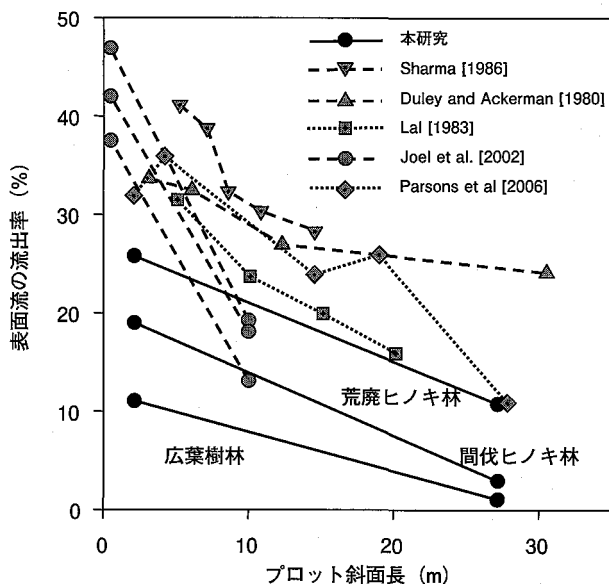
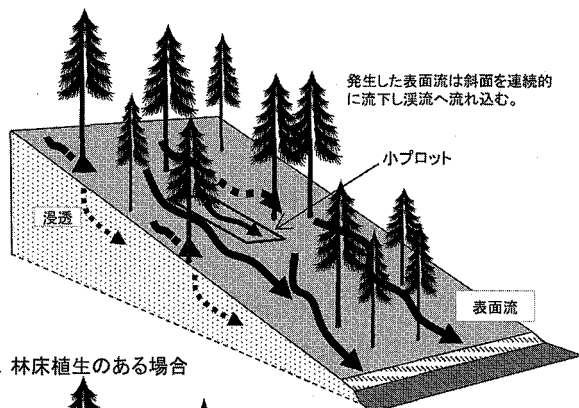


図6 世界各地のプロットによる表面流の流出率とプロット斜面長の関係

草地、低木地、農地など土地利用形式はさまざまであるが、一般的に斜面長が長くなるほど、ホートン表面流の流出率は減少する傾向がある。このように、観測範囲（スケール）によって流量が異なることを、表面流の発生の「スケール効果」と呼ぶ。

表面流のスケール効果は、土壌の物理特性や被覆の状態が均一でないことに起因すると考えられている。例えば、小プロットと大プロットがともに浸透しないコンクリートで覆われていた場合、小プロットと大プロットは同じ流出率になる。しかし実際には、図5や図6に示したように大プロットにおける表面流出量は小プロットのそれよりも小さくなる。プロットサイズが大きくなると、斜面での土壌構造（土壌被覆や有機物量）や水分条件が不均一であり、窪地などの微地形要素が増加することによって（Wood et al. 1986 ; Dunne et al. 1991）、表面流の浸透の機会が増加する。本研究でも、植生被覆状態の違いによって表面流の流出に影響を及ぼすスケール効果は異なっていた（図5）。林床植生が存在する斜面（間伐ヒノキ林や広葉樹）では、大プロットと小プロットの表面流の流出量の差が、荒廃ヒノキ林と比べて大きい。荒廃ヒノキ林と比

A. 林床が裸地化している場合(荒廃ヒノキ林)



B. 林床植生のある場合

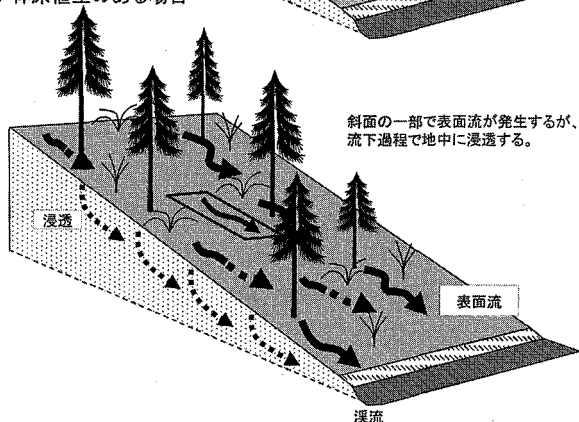


図7 表面流の発生と流下に関する模式図

べて、これらの斜面で発生した表面流は、浸透する機会が多いためと考えられる。すなわち、林床植生の乏しい荒廃ヒノキ人工林では、広葉樹林などの落葉層のある斜面と比べると、表面流は斜面を連続的に流れると考えられる(図7)。一方で、林床植生や落葉層が存在する斜面では、一部区間で表面流は発生するものの、落葉層や植生の根茎や窪地貯留によって、流速が弱まり土壌中への浸透が促されると推測された。その結果、小プロットでは林床被覆による表面流出量の違いが顕著ではなくても、大プロットにおいては林床が植生やリターで被覆された斜面ほど表面流出量が小さくなると考えられた(Gomi et al. 2008a)。

V. 流域の流出特性と表面流の寄与

前章までにより、下層植生などの林床被覆によって斜面からの表面流出量が影響を受けることがわかった。そこで次に、林床被覆状態の異なる流域からの降雨流出について検討する。図8に、入れ子状に配置した各流域の降雨に対する流出波形を示す。本降雨イベントは、総降雨量197mm、最大時間雨量25mmの降雨であり、2004年7月30～31日に観測された。すべての流域において降雨により急激に流量が増加する流出波形を観測することができ、植生による流出波形の違いは明瞭でなかった。すべての流域において、降雨ピークからほとんど遅れずに流出ピークが現れ、降雨終了後の流出量の減衰は急激であった（図8）。

また、各降雨イベントにおける総降雨量と降雨に対する流出増加量（直接流出量）の関係をみると、すべての流域において総降雨量が80mmを超えると直接流出量が急激に増加する傾向がみられた（図9）。総降雨量に対する直接流出量の増加割合は、流域面積の大きいM1、M2、M3では総降雨量80mmを

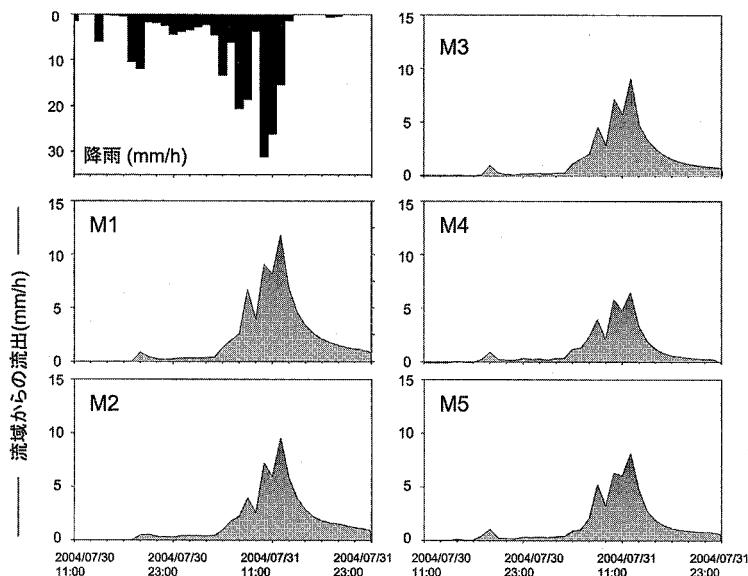


図8 各流域の降雨による流出の応答

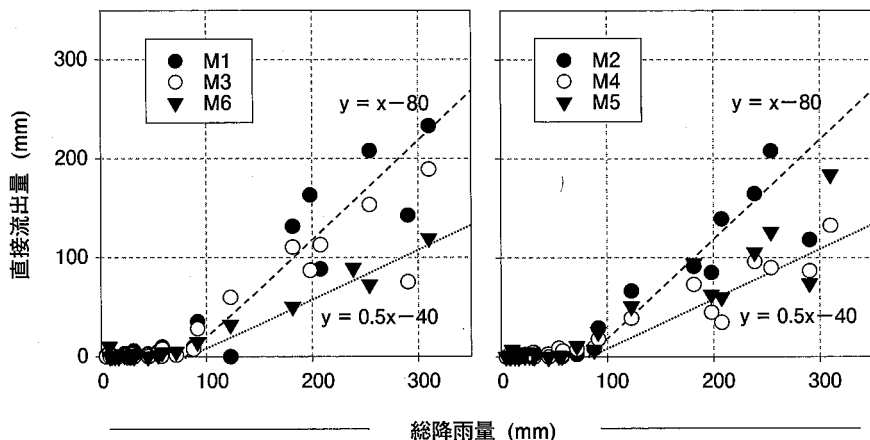


図9 降雨量と直接流出量

を超えた後、それ以降に降った雨水とほぼ同じ量の水が流出した。一方、流域面積の小さい M4 や M5 流域では、総降雨量 80mm を超えるとそれ以降に降った雨水のおよそ半分の水が流出した。流域面積がほぼ同じで林床が荒廃している M5 と林床に植生のある M4 を比較しても降雨と直接流出量の関係には明瞭な差はないことから、林床の荒廃が降雨イベントごとの洪水流出水量に与える影響は大きくないと考えられた。しかし、降雨時における流出水の由来や流出経路については、さらに詳細な検討が必要である。

そこで、降水、表面流水、渓流水に含まれる溶存物質をトレーサ（追跡子）として用いて、降雨流出水の由来を検討した。有効なトレーサの条件は、水の貯留場所や流出経路間での濃度差が大きく、貯留場所や移動経路での濃度が時間的に安定しており、移動経路で生物による吸収や化学変化、沈殿などによる濃度変化をおこさないことが挙げられる（Buttle 1994）。有効なトレーサを抽出するために、観測期間すべての値を用いて降水、プロット（表面流出水）、渓流水などについてボックスプロットを作製した（Gomi et al. 2010）。その結果、カリウムイオン（ K^+ ）の濃度は小プロット表面流で特異的に高く、降雨前渓流水や林内雨サンプルにはあまり含まれていないので（図10）、本研究流域ではカリウムイオン（ K^+ ）がトレーサとして有効であると考えた。カリウムイオンは降雨時の水流出における表面流の影響評価にこれまでも利用されている（例えば、Elsenbeer et al. 1995）。

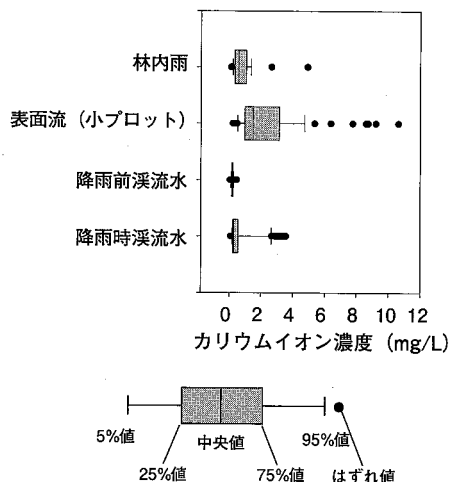


図10 林内雨，表面流，溪流水のカリウムイオン (K^+) 濃度

小プロット表面流のカリウムイオン濃度は林内雨や溪流水に比べて明らかに高いものの，分布の幅は大きかった（図10）。これは主としてカリウムイオン濃度の季節変化によると考えられる。また，カリウムイオン濃度の降雨イベント中の時間変化については，その影響が最小限になるよう，イベントごとの平均値を用いて解析した。降雨時流出にホートン型表面流が占める割合を定量的に示すために，水の量，カリウムイオンの質量についての収支式から，各流域の降雨時流出をホートン型表面流とそれ以外（降雨，地下水流，飽和不飽和地中流，復帰流・飽和地表流）の二つの成分に分離した。

$$Q_h = Q_s \frac{C_s - C_o}{C_h - C_o}$$

ここで Q は流量， C は濃度，添え字の h ， o ， s はそれぞれホートン型表面流，その他の水移動経路，降雨時溪流水を表す。 C_h には小プロット表面流のカリウムイオン濃度を， C_o には降雨前溪流水のカリウムイオン濃度を， C_s には降雨時における溪流水のカリウムイオン濃度の加重平均値を用いた。今回の研究で水サンプルを採取していない流出経路である飽和不飽和地中流，復帰流・飽和地表流のカリウムイオン濃度は林内雨や降雨前溪流水と同程度に低いと仮定した。本研究では，降雨中の溪流水が採取できた6イベント（総降雨量87～322mm，最大時間雨量19～62mm）について解析した。

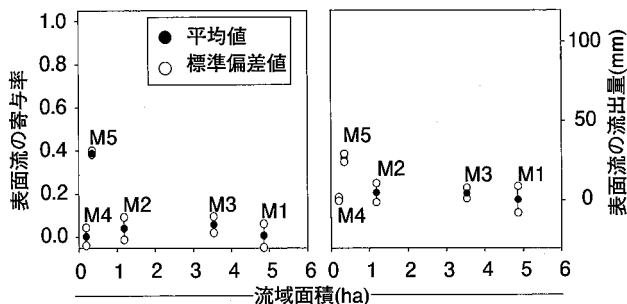


図11 カリウムイオンをトレーサとして求めた表面流の寄与率と流出量

各流域の降雨時流出に対するホートン型表面流の寄与率と流出量を図11に示す。林床が荒廃したヒノキ林 (M5) 流域でホートン型表面流の寄与は最も大きく平均で40%程度であった。一方、林床植生のあるヒノキ林 (M4) や間伐ヒノキ林 (M2) での寄与率は0%～数%であり、ホートン型表面流の寄与はほとんど無かった。すなわち、林床被覆の有無によってホートン型表面流の寄与が大きく異なることが明らかとなった。また、流域面積の大きいM1やM3流域でもホートン型表面流の寄与は、それぞれ3%、10%と小さかった (図11)。ホートン型表面流の寄与率を降雨イベント間で比較すると、降雨規模は大きく異なっても表面流の寄与率のばらつきは小さく、また降雨規模とホートン型表面流の寄与率の間に明瞭な関係はみられない (Gomi et al. 2009)。M4流域では、表面流の寄与率が低いにもかかわらず、M5と同様な流出タイミングとなることから (図9)、M4では土壌中の速い流れが流出のピークに寄与していると考えられた。

VI. まとめ：森林斜面における表面流の流出と流域の流出

大小プロットにおける表面流流出の観測によって、森林斜面における表面流の発生と流下、および浸透について把握した。森林タイプや林床植生の有無にかかわらず、斜面の一部区間では表面流の発生が確認された。しかし、発生した表面流が流下する過程は林床植生の有無によって異なり、大小プロットという異なるスケールでは異なる表面流の流出量になることが明らかとなった。このようなスケール効果を考慮することは、森林タイプ (人工林や広葉樹林) や

林床の植生状態（林床の裸地化や植生被覆）の違いおよび斜面で発生する表面流が河川へ到達するプロセスを考察する際に有効であることがわかった。表面流は水流出のみならず表層土壌の侵食とも密接に関連しており、スケール効果は森林流域の洪水のみならず土壌侵食の抑制の効果を評価する上でも重要であろう。流域スケールでみると、林床が裸地化している斜面では多くの表面流が発生し、連続的に流下する。そのため、林床が下層植生で被覆されたヒノキ林よりも相対的に多くの表面流が流域の降雨流出に寄与していた。このことは、ホートン型表面流が発生するような森林流域の流出過程をモデル化する際には浸透能の不均一性を考慮する必要を示唆している。今後、ヒノキ荒廃林のような林分において間伐などの森林管理が積極的に行われることが予想される。その際には、森林管理による林床植生の回復や、土壌浸透能の変化、さらには流域スケールでの流出過程の変化を検討、予測する必要がある。また、流域スケールでの水や土砂、栄養塩類の移動の把握においては山地上流域の役割が注目されており（Gomi et al. 2002；五味 2007）、河川管理や水資源管理において、上流域の森林の状態を考慮することが肝要であろう。

謝辞

本研究はJST/CREST「森林荒廃が洪水・河川環境に及ぼす影響の解明とモデル化」およびJST/CREST「荒廃人工林の管理による流量増加と河川環境の改善を図る革新的な技術の開発」の一部として行われた。また、本論文執筆にあたっては、(財)とうきゅう環境浄化財団2009～2010年研究助成の援助も受けた。本研究を進めるにあたり、京都大学防災研究所：ロイ・サイドル博士（現アパラチア州立大学）、東京大学：浅野友子博士、土木研究所：内田太郎博士、寒冷地土木研究所：水垣滋博士、信州大学：福山泰治郎博士、京都大学：小杉賢一朗博士、筑波大学：福島武彦博士にはご指導やご助言をいただいたことを、感謝いたします。また、本原稿を丁寧に校閲していただいた、恩田真理子氏に感謝いたします。

引用文献

- Benton (1964) What is watershed runoff? *Journal of geophysical research* 69, 1541-1551.
Buttle J.M. (1994) Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins, *Progress of physical geography* 18 (1): 16-41.
Duley F.L., Ackerman F.G. (1980) Run-off and erosion from plots of different length. *Journal of Agriculture Research* 48: 505-510.
Dunne T., Black R.D. (1970) Partial area contribution to storm runoff production in

- small New England watershed. *Water Resources Research* 6: 478-490.
- Dunne T., Xhang W., Aubry B.F. (1991) Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*. 27: 2271-2295.
- Doerr S.H., Shakesby R.A., Walsh R.P.D. (2000) Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51: 33-65.
- Elsenbeer H., Lorieri D., Bonell M. (1995) Mixing model approaches to estimate storm flow sources in an overland flow-dominated tropical rain forest catchment. *Water Resources Research* 31 (9): 2267-2278.
- 五味高志 (2007) 河川上流と下流のつながり : 上流管理の重要性. 「河川」. 第729号, 75-77.
- Gomi T., Sidle R.C., Richardson J.S. (2002) Understanding processes and downstream linkages of headwater systems. *BioScience*. Vol. 52, 905-916.
- Gomi T., Sidle R.C., Ueno M., Miyata S., Kosugi K. (2008a) Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. *Journal of Hydrology*. Vol. 361, 275-290.
- Gomi T., Sidle R.C., Miyata S., Kosugi K., Onda Y. (2008b) Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: Scale effects and runoff transfer. *Water Resources Research*. Vol. 44, W08411, 1-16.
- Gomi T., Asano Y., Uchida T., Onda Y., Sidle R.C., Miyata S., Kosugi K., Mizugaki S., Fukuyama T., Fukushima T. (2010) Evaluation of storm runoff pathway in steep nested catchments draining a Japanese cypress forest in central Japan: A hydrometric, geochemical, and isotopic approaches. *Hydrological Processes* (in press)
- Horton R.E. (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle: American Geophysical Union, *Transaction* 14: 446-460.
- Hewlett J.D., Hibbert A.R. (1967) Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid area, in Sopper W.E., and Lull H.W. edited, *International symposium on forest hydrology*, Pergamon Press, Oxford, 275-290.
- Joel A., Næssing I., Seguel O., Casanova M. (2002) Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. *Hydrological Processes* 16: 1467-1478.
- Lal R. (1983) Effects of slope length on runoff from alfisols in western Nigeria. *Geoderma* 31: 185-193.
- Miyata S., Kosugi K., Gomi T., Onda Y., Mizuyama T. (2007) Occurrence of surface runoff affected by soil water repellency at a hillslope covered with Japanese cypress (*Chamaecyparis obtusa*). *Hydrological Processes* 21: 2365-2376

- Miyata S., Kosugi K., Gomi T., Mizuyama T. (2009a) Effects of forest floor coverage on overland flow and soil erosion on hillslopes in Japanese cypress plantation forests. *Water Resources Research*. Vol. 45, w06402, 1-17
- Miyata S., Kosugi K., Nishi Y., Gomi T., Sidle R.C., Mizuyama T. (2010) Spatial pattern of infiltration rate and its effect on hydrological processes in a small headwater catchment. *Hydrological Processes* (in press).
- 宮田秀介, 小杉賢一朗, 五味高志 (2009a) ヒノキ林小流域の水文過程における土壌撥水性の役割. 「土壌の物理性」. Vol. 111, 9-16.
- 宮田秀介, 恩田裕一, 五味高志, 水垣滋, 浅井宏紀, 平野智章, 福山泰治郎, 小杉賢一朗, Roy C. Sidle, 寺嶋智巳, 平松晋也 (2009b) 森林斜面におけるホートン型表面流の発生に影響を与える要因—地質および降雨特性の異なる3サイトにおける観測結果の解析—. 「日本森林学会誌」. 96: (印刷中)
- Onda Y., Gomi T., Mizugaki S., Nonoda T., Sidle R.C. (2010) An overview of the field and modeling studies on the effect of forest devastation on flooding and environmental issues. *Hydrological Processes* (in press).
- Parsons A.J., Brazier R.E., Wainwright J., Powell D.M. (2006) Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 1381-1393.
- Sharma K.D. (1986) Runoff behavior of water harvesting macrocatchments. *Agricultural Water Management* 11: 137-144.
- Sidle R.C., Hirano T., Gomi T., Terajima T. (2007) Hortonian overland flow from Japanese forest plantation—an aberration, the real thing, or something in between? *Hydrological Processes* 21: 3237-3247.
- Stomph, T.J., N. de Ridder, T.S. Steenhuis, N.C. van de Giesen (2002), Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics: Laboratory validation of process-based model, *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 847-855, doi:10.1002/esp. 356.
- 塚本良則 (1966) 山地流域内に起こる水文現象の解析. 「東京農工大学演習林報告」 6: 1-79.
- Tsukamoto Y., Ohta T. (1988) Runoff processes on a steep forested slope. *Journal of Hydrology* 102: 165-178.
- 辻村真貴・恩田裕一・原田大路 (2006) 荒廃したヒノキ林における降雨流出におよぼす地表流の影響. 「水文・水資源学会誌」 19 (1): 17-24.
- van de Giessen N.C., Stomph T.J., de Ridder N. (2000) Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall runoff dynamics in a west African catena landscape. *Hydrological Processes* 14: 165-175.
- 湯川典子・恩田裕一 (1995) ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響

(I) 一散水型浸透計による野外実験一, 「日本林学会誌」 77 : 224-231.

Wainwright J., Parsons A. J. (2002) The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficient. *Water Resources Research* 38, 1271, doi: 10.102/2000 WR000188.

Wood E.F., Sivapalan M., Beven K. (1986) Scale effects in infiltration and runoff. IAHS publication 156: 375-387.

五味：東京農工大学農学府国際環境農学専攻
科学技術振興機構

宮田：東京農工大学農学府国際環境農学専攻

恩田：筑波大学大学院生命環境科学研究科
科学技術振興機構

(原稿受付2009年10月19日, 原稿受理2009年11月2日)