分布型流出モデルを用いたヒノキ人工林流域における地表流の発生と降雨流出解析

五味高志^{*1}・宮田秀介²・Roy C. Sidle³・小杉賢一朗⁴
恩田裕一⁵・平岡真合乃¹・古市剛久⁶

40年生ヒノキ人工林に覆われた0.3haの小流域(ヒノキ植栽密度4,500本/ha)を対象とし、分布型流出モデルを用いたホートン地表流の発生と降雨流出解析を行った。分布型流出モデルの基礎となる流域地形の解析を行うために、従来のグリッドによる分割ではなく、等高線による地形分割(TOPOTUBE)を用いた。振動ノズル型散水試験器を用いた計測から植生被覆量と浸透能の関係が得られ、植生被覆量分布から流域の浸透能分布を推定し、モデルパラメータとした。浸透能の不均質性を考慮し、ホートン地表流の発生の空間的不均質性をモデル上に再現でき、流域全体に均質な浸透能を与えた場合と比べてプロットの地表流量の計算値は実測値に近い値となった。森林流域における流出解析を行うためには、土壌特性の不均質性や空間分布を考慮したモデル化を行う重要性が示唆された。

キーワード：分布型流出モデル、ホートン地表流、浸透能、空間的不均質性、降雨流出

Takashi Gomi,^{*1} Shusuke Miyata,² Roy C. Sidle,³ Ken'ichiro Kosugi,⁴ Yuichi Onda,⁵ Marino Hiraoka,¹ Takahisa Furuichi⁶ (2013) Analysis of Overland Flow Generation and Catchment Storm Runoff Using a Distributed Runoff Model in a Headwater Catchment Draining Japanese Cypress Forest. J Jpn For Soc 95: 23–31 We developed a distributed runoff model that utilizes a contour-based topographic approximation (TOPOTUBE). The model consists of logical algorithms for water flux and associated routing for Hortonian overland flow, saturation overland flow, and saturated soil matrix flow. The model was applied in a 4.9 ha watershed covered by Japanese cypress forest in Mie Prefecture, central Japan. Changes in infiltration capacity with respect to rainfall intensity and soil water repellency were considered. Because spatial variability of infiltration capacity affects the occurrence and transport of overland flow, we employed detailed field information of soil infiltration capacity based on ground cover distribution. Agreement between observed and estimated catchment storm runoff improved when these spatial patterns of infiltration were considered in the model. In addition to these spatial patterns, further internal spatial variability of infiltration capacity based on the standard deviation of estimated infiltration capacity was included. This assumption means that locally high infiltration pixels are randomly distributed within the hillslopes. Observed and estimated overland flow generation at the hillslope plot scale showed that associating such internal variability of infiltration capacity can further improve the simulation of overland flow generation.

Key words: distributed runoff model, Hortonian overland flow, infiltration capacity, spatial heterogeneity, storm runoff generation

I. は じ め に

日本は、森林面積の44%が人工林で占められており、日本の水資源の多くを人工林に依存している。近年、林齢に対して間伐など保育・管理が行われていないヒノキ人工林では、樹冠が閉鎖し、林内照度が低下するために下層植生が減少し、浸透能が低下する事例が報告されている(例えば、湯川・恩田 1995; Onda *et al.* 2010)。このようなヒノキ人工林斜面では、浸透能の低下によるホートン地表流が発生し、降雨時の水流出や土壌侵食量の増加が指摘さ

れている(Gomi *et al.*, 2008a; 宮田ら, 2009b; Dung *et al.* 2011, 2012)。したがって、森林管理や水資源管理を行う上で、流域スケールの地表流の発生などの降雨流出プロセスに対する森林や林床植生状態の影響を評価することが求められる。

これまでの観測によって、植生被覆が土壌浸透能に影響を及ぼすことが指摘されてきた。振動ノズル型の散水試験器を用いて植生被覆の異なる斜面プロットにおける浸透能を計測した結果、植生被覆量が少なくなるほど浸透能が小さくなることが示されている(加藤ら 2008; 平岡ら

* 連絡先著者 (Corresponding author) E-mail: gomit@cc.tuat.ac.jp

¹ 東京農工大学農学府 〒183-8509 東京都府中市幸町3-5-8 (Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, 3-5-8 Saiwai-cho, Fuchu, Tokyo 183-8509, Japan)

² 京都大学防災研究所 〒612-8235 京都市伏見区横大路下三栖東ノ口宇治川オープンラボラトリー (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji-gawa Open Laboratory, Higashinokuchi, Shimomisu, Yokooji, Fushimi-ku, Kyoto 612-8235, Japan)

³ 米国環境保護庁 Athens, GA, 30605, USA (Ecosystems Research Division, National Exposure Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 30605, USA)

⁴ 京都大学大学院農学研究科 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町 (Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawa-oiwake, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan)

⁵ 筑波大学アイソトープ環境動態研究センター 〒305-8572 つくば市天王台1-1-1 (Center for Research in Isotopes and Environmental Dynamics, University of Tsukuba, 1-1-1 Tennodai, Tsukuba 305-8572, Japan)

⁶ オーストラリア・クィーンズランド州科学情報技術革新芸術省 41 Boggo Road, Dutton Park, QLD 4102, Australia (Science Delivery Division, Department of Science, Information Technology, Innovation and the Arts, Queensland, 41 Boggo Road, Dutton Park, QLD 4102, Australia) (2012年5月3日受付; 2012年11月27日受理)

2010)。また、ヒノキ林の表層土壌では、土壤撥水性が Horton 地表流の発生に影響を及ぼしていることが報告されている (宮田ら 2009a)。しかし、対象スケールを斜面全体に拡大し、面積 (斜面長) の異なるプロットにて地表流の流出を観測した場合、小プロットでは大プロットと比べて降雨に対する地表流の流出率が大きくなることが示されている (Gomi *et al.* 2008b)。これらの観測結果は、森林斜面における地表流の発生および流下プロセスを検討する場合に、斜面における浸透能の空間的な「不均質性」を考慮することの重要性を示唆している。

浸透能の空間的な「不均質性」は、斜面で発生した Horton 地表流が流域の降雨流出に及ぼす影響を評価する際にも重要である。降雨流出過程に対する土壌特性の空間分布の重要性については Corradini *et al.* (1998) などでも指摘されてきた。しかし、地表流の発生を決定するパラメータである浸透能の空間的不均質性を考慮し、Horton 地表流の降雨流出に対する寄与を検討した研究はほとんどない。流域スケールで流出を検討する場合、パラメータの分布などを考慮した分布型流出モデルが有効である (立川ら 2003)。特に、地表流の発生に重要である浸透能の空間分布条件を考慮し、降雨流出の応答を出力できる分布型モデルが必要となる (Beven 2012)。

分布型流出モデルは 1970 年代後半から開発され、様々なモデルが提案されている。地形インデックスとして流出寄与域を考慮した準分布型流出モデルである TOPMODEL が Beven and Kirkby (1979) によって提案され、以来、様々な分布型モデルが構築された (Beven 2012)。分布型流出モデルが集中型モデルに対して有利な点は、地形条件、降雨の空間分布、水流出の力学的反映、土壌条件の空間分布特性などを考慮できる点である (Vertessy *et al.* 1993)。しかし、分布型モデルでは、分布を考慮することによって計

算量が大きくなることや、現地における空間分布データの把握に労力がかかるなどの問題点もある。そのため、これまでの研究では、分布を考慮しない準分布型モデルである TOPMODEL が流出モデルとして利用されることが多かった (Beven 2012)。

しかし、森林流域の水文プロセス把握するためには分布特性を考慮していくことが重要となる (Beven 2002)。対象流域末端における流出観測のみでは、流域内の斜面から河川に至る水移動過程を把握することは困難であり、流域内で起こる水文現象を理解するためには、現地観測とともにモデルによる流出解析や流出プロセスの説明が有効と考えられる。そこで本研究では、管理放棄されたヒノキ人工林流域において地表流の発生要因と、Horton 地表流が流域の降雨流出過程に及ぼす影響を明らかにすることを目的とし、分布型流出モデルの開発と流出解析を行った。ここでは、分布型流出モデルの基礎となる①地形解析手法、②流出モデルの構造、③モデルを適用した解析結果を報告し、ヒノキ人工林流域における地表流を含めた降雨流出機構を検討し、Horton 地表流の流域スケールでの降雨流出への寄与を考察する。

II. 研究方法

1. 調査地概況と現地観測

本研究は、三重県度会郡大紀町の約 40 年生ヒノキ林内の試験流域 (流域面積: 4.9 ha) で得られた現地観測データを分布型流出モデルに適用した (図-1)。試験流域から約 9 km 離れたアメダス粥見における 25 年間の年平均降水量および年平均気温はそれぞれ 2,094 mm, 14.4℃である。流域の地質は、泥岩が変成された結晶片岩である。土壌貫入試験機 (簡易動的コーン貫入試験器) を用いて計測した土壌深は、0.7~1.5 m であった (Gomi *et al.* 2008a)。

図-1. 調査地概況および流域全景と対象流域の TOPOTUBE

Location and outline of the study catchment, including the TOPOTUBE developed for the sub-basin.

対象流域は、試験流域内の流域面積 0.3 ha の小流域である (図-1)。本流域には 40 年生のヒノキが高密度に植栽されており (立木密度: 約 4,500 本/ha), 林冠は閉鎖していた。そのため林床の光条件が悪く, 試験流域内の他の小流域に比べて林床植生の生育が乏しい (Gomi *et al.* 2008b)。さらにヒノキの落葉は, 細片化しやすく, 雨滴によって運搬されやすい。そのため, 下層植生や有機物層がほとんどみられず, 地表面が裸地化している。他の植生条件と比較すると, 植栽後, 複数回間伐された流域の斜面では, シダ類が繁茂しており, 有機物層が発達している。

流域の末端部では, パーシャルフリュームを設置し, TruTrack 社製の水位センサーを用いて水位を 5 分ごとに計測し, 流量を計算した。観測流域付近で樹冠に覆われていない場所で, 転倒マス雨量計によって雨量を計測した。流域の斜面に, 斜面全体を代表するプロットとして幅 8 m×長さ約 25 m の斜面プロットを設置し, 地表流を観測した。プロットの斜面下部には植生被覆が少ないが, プロット上部には植生被覆があり, 流域全体の植生被覆分布傾向と一致している。土壌表面を流下した地表流は, プロット下端の樋に集められ, 樋の流出水はプラスチック製箱の 45 度 V ノッチ堰に集められ, 水位を TruTrack 社製の水位センサーで観測した (Gomi *et al.* 2008a, 2008b)。堰の水位は 5 分ごとに計測され, 実験室で補正された水位流量式によって流量に換算した。観測は 2004 年 5 月から開始されたが, 本研究では, 最大時間降雨が最も大きかった 2004 年 7 月 30 日から 8 月 1 日に発生した降雨を対象とした。対象降雨イベントの総降雨量は 195.5 mm, 最大時間降雨量は 31.2 mm であった。

分布型流出モデルに用いる土壌浸透能は, 散水装置 (加

藤ら 2008 や平岡ら 2010) を用いて計測した。三重サイト内の斜面の被覆状態の異なる 14 地点において, 1×1 m のプロットを対象として散水試験を行った。林床被覆は Brawn-Blanquet (1932) によって提案された方法で, 林床植生による地表面の被覆面の割合を 5 段階に分類した。林床植生とは地表面から地上高 50 cm の範囲に生育する木本および草本類を示す。被度が大きくなるにつれて浸透能が高くなる傾向がみられた (表-1)。平均浸透能は, 被度クラス 1 では 25.1 mm/h, 被度クラス 2 では 31.8 mm/h 以下を示していた。また, 被度クラス 3 以上では 127.1 mm/h 以上であり, 被度クラス 5 では 197.6 mm/h であった (表-1)。本試験流域では 20~30 mm/h を超える時間雨量がしばしば観測されることから, 被度クラス 1 および 2 の林床では地表流が発生する可能性が高い (平岡ら 2010)。

2. 分布型流出モデルの概要

1) TOPOTUBE 地形解析

分布型流出モデルでは流域地形の要素分割が必要である。本研究では, グリッド (正方形要素) による分割ではなく, 等高線から地形分割を行う方法を用いた (Moore and Grayson 1991)。各等高線の流線による地形分割では各要素の大きさや面積には差が生じるが, 地形に沿った水や土砂の移動ベクトルの方向, 尾根部や谷部の表示に適しており, 分布型水文モデルにおいて斜面で発生する地表流の流下の方向や連続性を再現できる利点がある。本研究では分割された各地形の要素を TOPOTUBE エLEMENT と呼び, 等高線上で与えられた任意の間隔に, 斜面上部から下部へ最短距離を引くアルゴリズムにより作成した (Dhakal and Sidle 2004)。等高線に対して, 直角に交わる線 (flow line) を基準にして分割することで, 水移動のベクトル方向および, 尾根部や谷部における水分配を適切に再現することができる (図-1)。

水は常に斜面上部から下部の要素へ移動することから, グリッド (正方形) を基礎とした地形解析と比べて, 水流計算を単純化することができる。その結果, 空間的に複雑なパラメータにおいても計算を簡略化し, 計算時間を短縮することができる。地表流の流下は, 斜面地形形状に依存していることから, TOPOTUBE による流出モデルは,

表-1. 散水試験によって得られた被度クラスごとの浸透能

Cover class	Vegetation cover (%)	Mean infiltration rate (mm/h)	Standard deviation (mm/h)	Number of sample
1	<2	25.1	16.3	4
2	2~45	31.8	8.1	2
3	45~80	127.1	37.1	2
4	80~100	127.7	48.7	2
5	100	197.6	108.5	4

図-2. TOPOTUBE の水流出とモデル構造の概要
Flow within TOPOTUBE and structure of soil for modeling.

地表流の発生と集中を表すことに適している。

従来の TOPOTUBE では、5~10 m 等高線への適用が中心であったが、本研究では、航空機搭載 LiDAR データ地形図から得られた詳細な地図情報を基に、2 m 等高線から TOPOTUBE の作成を行った (図-1)。詳細な地形データを用いることによって、地表面の詳細な地形情報、地表流の流れの方向、地表流水の集中と拡散などを再現することが可能となる。地形解析および解析結果の表示については、地理情報システム (ArcGIS) を利用した (Dhakal and Sidle 2004) (図-1)。

2) モデルの構造

本研究で用いる流出モデルの基本的な概念は、①流域の降雨流出解析とともに斜面におけるホートン地表流の発生量解析と予測を目的とする；②地表面に与えられた降雨強度が浸透強度を上回るときホートン地表流が発生するものとする (Horton 1933)；③土壌内の水移動は飽和領域のみを考慮し、ダルシー則で近似できるものとする；④Gomi *et al.* (2008a) や Miyata *et al.* (2010) の土壌調査結果から、土壌特性は深さ方向に2層で近似できる構造を持つものとする；⑤斜面の表土および土壌の特性は空間的な分布を取り扱うものとする；⑥降雨イベントごとに計算を行う短期水流出を対象とするものとする (図-2; 表-2)。ただし、本モデルの対象とする山地森林流域スケールでは、水流出プロセスにおける流路の影響は、斜面での影響に比べて無視しうると考えられることから、佐山ら (2007) と同様に、流路内の流出の遅れなどを考慮する洪水追跡の計算は行わなかった。

本研究では短期水流出を対象とするため、既往研究 (Beven 2012) の水収支調節方法にならい、入力降雨量に流出係数を乗じた。これにより、流域の総流出量は実測値と同様の値が得られる。流出係数は、Gomi *et al.* (2010) で得られた、降雨量と直接流出の関係から 45% で一定とし、モデル入力値の時間ステップごとに降雨の損失量を計算することで水収支を調節した。このような総降雨量の損失分は、樹冠遮断、土壌中の貯留、岩盤層への深部浸透などによるものと考えられる。

分布型流出モデルでは、ホートン地表流、飽和地表流、飽和地下水流についてモデル化した。土壌層は、土壌の浅層部と深層部の2層に分割し (Gomi *et al.* 2008a; Miyata *et al.* 2010)、その下には岩盤層を仮定した。この仮定では、土壌の浅層部と深層部にそれぞれ飽和地下水帯が発生する可能性があるが、実際の土壌では、浅層部に飽和地下水帯が発生することは考えにくい。そこでモデル内土層の浅層部で疑似的に発生する飽和地下水帯は、Sidle *et al.* (2000) などで示されるパイプ流などの選択流を表しているものとした。本研究では、岩盤面は地表面と平行である、すなわち土壌層厚は一定と仮定した。また、降雨イベント中の流出のみを対象とするため岩盤内への深部浸透は無視した。流路もしくは非流路の状態、土壌水分量などの条件について各時間ステップで処理することによって、地表流量およ

表-2. モデルの土壌パラメータと地形パラメータ

Symbol	Description	Name	Value
Soil parameter			
u_1	Porosity of shallow soil layer (layer 1)	浅層土壌 1 の土壌空隙率	0.5
u_2	Porosity of deep soil layer (layer 2)	深層土壌 2 の土壌空隙率	0.5
K_{1L}	Lateral hydraulic conductivity of layer 1 (m/h)	斜面方向の透水係数 (浅層土壌 1)	2
K_{1V}	Vertical hydraulic conductivity of layer 1 (m/h)	鉛直方向の透水係数 (浅層土壌 1)	0.01
K_{2L}	Lateral hydraulic conductivity of layer 2 (m/h)	斜面方向の透水係数 (深層土壌 2)	1
K_{2V}	Vertical hydraulic conductivity of layer 2 (m/h)	鉛直方向の透水係数 (深層土壌 2)	0
K_R	Hydraulic conductivity of bedrock (m/h)	岩盤の透水係数	0
$f(i)$	Infiltration capacity (m/h)	浸透能	Various
q_1	Initial water content (layer 1, %)	浅層土壌 1 の初期土壌水分	0
q_2	Initial water content (layer 2, %)	深層土壌 2 の初期土壌水分	0
n	Manning's roughness coefficient	マンニング粗度係数	0.03
TOPOTUBE parameter			
A	Area of TOPOTUBE (m ²)	TOPOTUBE 面積	—
w	Width of upper boundary of TOPOTUBE (m)	上端の幅	—
w'	Width of lower boundary of TOPOTUBE (m)	下端の幅	—
L	Slope length of TOPOTUBE (m)	斜面長	—
β	Slope angle (degree) of TOPOTUBE	斜面勾配	—

土壌浸透能は計算条件によって与え方が異なる。

び土壌中の飽和地中流量を計算した (図-2; 表-2)。ここで、流路とは谷底部において表流水が発生する箇所とした。

本モデルでは、各 TOPOTUBE エレメントについて、固有の土壌パラメータおよび、パラメータの空間分布による降雨流出過程への影響を考慮することができる。各 TOPOTUBE エレメントの土壌表面には、浸透能およびマンニングの粗度係数が与えられる。土壌層序には、鉛直方向の飽和透水係数と斜面下部方向への飽和透水係数を与え、それぞれ深部斜面への水移動量を制御している。また、各土壌層にはそれぞれ、土壌空隙率と初期土壌含水率のパラメータが存在する。水流出を計算する上で必要となる地形情報として、各 TOPOTUBE エレメントの面積、TOPOTUBE エレメントの上端部と下端部の幅、斜面長、斜面勾配が流出計算に用いられる。

ホートン地表流の水高 (h) を算出するための浸透能は、散水試験の結果を用いた。ここで、浸透強度 (f) は降雨強度 (i) と安定浸透強度 (十分に降雨強度が大きい場合の浸透能, FIR_{max}) について以下の関係式 (1) が成り立つことから (加藤ら 2008; 宮田ら 2009; 平岡ら 2010)、降雨強度によって浸透能が決定される関係式をモデルに組み込んだ。

$$f(i) = FIR_{max} \tanh \left(\frac{i}{FIR_{max}} \right) \quad (1)$$

地表面に与えられた降雨強度が浸透強度を上回るときホートン地表流が発生する (Horton 1933)。式 (1) で用いる FIR_{max} の値は、林床植生の被覆状態によって異なり、個別

の値は表-1に示した。地表流の移動は、斜面微地形などを考慮すると非常に複雑なプロセスであるが、ここでは浸透しない雨水による流高 (h) や斜面粗度 (α) などを用いた斜面下方向への水移動量 (Q_h) で表した。

$$Q_h = \alpha h^m \quad (2)$$

ここで、 m は地表流の流出形態係数であり、シート流の場合に対して一般的に用いられる $5/3$ とした。 α は土壌表面粗度で、マニング粗度係数 (n) と斜面勾配 (β)、TOPOTUBE エLEMENT の下端の幅 (w) により

$$\alpha = n^{-1} w^{1/3} \tan \beta^{1/2} \quad (3)$$

と計算される (表-2) (Beven 2012)。

式 (2) の流量計算から各 TOPOTUBE ELEMENT の土壌表面を流下する Horton 地表流を計算する。地表面の水深 h は、各 TOPOTUBE ELEMENT における水収支の結果から算出される貯留量を面積で割ることで求めた。ここで、任意の TOPOTUBE ELEMENT における、任意の時間の土壌表面における地表流としての貯留量 (S_h) について、TOPOTUBE ELEMENT 上部からの流入量と下部からの側方方向の地表流の流出量の差 Q 、当該時間の降雨強度を R 、当該 TOPOTUBE ELEMENT の浸透強度を $f(i)$ 、TOPOTUBE ELEMENT の投影面積を A とした場合、以下

の式 (4) が成り立つ。

$$S_h = -Q + (R - f(i))A \quad (4)$$

Q は 1 タイムステップ前に算出された上部 TOPOTUBE ELEMENT からの地表流入量 (Q_{in}) と当該時間 (t) における ELEMENT 下部からの流出量 (Q_{out}) の差である。ここで、斜面上部の TOPOTUBE ELEMENT からの地表流を足し合わせても、 S_h が負の値となる場合、流下してきた地表流量はその場ですべて浸透したとみなすことができる。

土壌中の水流出は土壌上層と下層で異なるパラメータを設定し、飽和地下水流出を計算した。飽和地下水流の流積 (h_s) は、土壌中に浸透した雨水の水高を H とすると、

$$h_s = \gamma H \quad (5)$$

で説明される。本研究では、不飽和土壌中の水の動きは考慮せず、土壌中に浸透した雨水は直ちに土壌上層の下端面に到達することになる。ここで γ は土壌の有効空隙率を表す。すなわち、ここでの流積は単位面積当りの土壌中の貯留量を表す。さらに、土壌流の流量 (Q_{soil}) は土壌中の平均流速を (v) とすると、ダルシー則から

$$Q_{soil} = \gamma H v = \gamma H \cdot k \sin \theta \quad (6)$$

と表される。地表流と同様に、TOPOTUBE を用いた水流

図-3. 調査流域における林床被覆量の空間分布と浸透能の空間分布
Field measurement of ground cover and estimated spatial patterns of infiltration.

出は、斜面上部から下部方向への水移動で説明することができる。 k は飽和透水係数、 θ は動水勾配である。ここでは、動水勾配は斜面勾配と同じである。

上記式(6)の流量計算をもとに、任意のTOPOTUBEエレメントにおける任意の時間の土壌中の貯留量 ΔS に対して以下の式が成り立つ。

$$\Delta S = -Q_{\text{soil}} + q_t - q_u \quad (7)$$

ただし、土壌鉛直方向のフラックスとして表面から土壌中への浸透量を q_t 、土壌下層への流量 q_u としている。土壌上層から下層への浸透量は、上層土壌の水位 H と上層と下層土壌の境界面における浸透係数(K)を用いてダルシー則によって求めた。また、 Q_{soil} は、TOPOTUBEエレメントの上部からの流入量(Q_{in})と下部からの流出量(Q_{out})の差として算出される、斜面上部から下部方向(斜面横方向)のフラックスとした。

土壌深を超えた水位が計算された場合には、飽和地表流が発生することとなるが、飽和地表流として算出される水位については、地表流として式(2)にフィードバックされて計算される。土壌深部における貯留量についても、式(7)と同様な計算を行う。ただし、土壌深部では、 q_u が土壌上部からの水移動となり、岩盤への深部浸透を q_{bed} としている。本モデルは岩盤への深部浸透を計算できるが、本研究では岩盤への浸透を考慮せずに計算を行った(図-2)。

流出解析の結果の出力は、流域内の任意の点および任意の時間における全流出量、ホートン型地表流量を出力することができる。また、任意の時間のすべてのTOPOTUBEエレメントにおける、地表流の発生箇所および地表流発生量、飽和地表流の発生箇所などを出力することができる。

浸透能や土壌撥水性の空間的な不均質性は、地表流の発生の空間的な不連続性をもたらすことから(Gomi *et al.* 2008a)、ヒノキ人工林流域における地表流の発生や流下のメカニズムを評価する上で重要である。そこで、本研究では以下の三つの計算条件でシミュレーションを行った。①散水実験の結果で得られた被度クラス1の浸透能条件が対象流域全体に均一に分布している場合(流域平均浸透能, 25.1 mm/h)、②対象流域の林床被覆率および浸透能の空間分布を考慮した場合(流域平均浸透能, 81.6 mm/h)、③林床被覆率の空間分布に加えて、同一の被度クラス内でも被覆量にばらつきが存在すると仮定した場合(流域平均浸透能, 81.6 mm/h)において、それぞれ地表流の発生量と流域の降雨流出を計算した。平岡ら(2010)などにおいて、林床植生が少ないヒノキ人工林斜面では浸透能が低いことが指摘されており、ケース①では浸透能の低い状態が面的に広がっている状態を仮定している。ケース②では、対象流域の林床植生被覆率を調査した結果から、各被覆率の平均浸透能を浸透能の空間分布を反映させた状態とし、ケース③では、②の条件にさらに浸透能に空間的な不均質性がある条件を仮定した。

III. 結果と考察

1. 植生被覆とその空間分布

流域を5×5 mのメッシュに区切り、2006年8月に各メッシュの写真撮影を行い、画像データから林床被覆率を5段階(被覆率:<2%, 2~50%, 50~70%, 70~80%, <80%)で評価した結果、流路近傍の斜面では林床が裸地化(被覆率<2%の被度クラス1)している状態が広く分布していた(図-3)。斜面中腹部から植生被覆量が増加し被度クラス3程度になり、根付付近には被度クラス4から5が分布しており、植生やリターの被覆率は80~100%となっていた(図-3)。尾根部付近では、林床の光環境が良好であることからシダ類などが生育していたと考えられた。また、尾根部付近は地表流によるリターの流出も少ないと考えられた。

2. 流域のホートン型地表流の発生と降雨流出

ケース①のように均質で低い浸透能を流域全体に与えた場合、計算値のピーク流量は実測値よりも大きくなった(図-4)。流域の流出量の計算値は実測値よりも急激な逓減を示した。さらに、地表流の発生量についても実測値よりも計算値の方が大きくなった。このような条件において、実測値と比べて降雨は地表流の発生によって速やかに流出しているといえる。また、ピーク降雨時には、流域全体に地表流が発生する結果となった(図-5)。このような斜面全体におけるシート流のような地表流の発生は、現地観察でもみられない。以上の計算結果から、流域に均質な浸透能が存在すると考えた場合、地表流の発生および流域のピーク流出量などを過大評価する傾向があると判断できた。

次に、現地の林床被覆率と関連した浸透能の空間分布を考慮したケース②について計算した。ケース①の流域全体に均質な浸透能を与えた場合と比べると、流域内の平均浸透能も異なることから、流域の流出量と応答の計算値は実測値に近い値となった(図-4)。特に、ピーク流出時の流量の減少に大きな改善がみられることから、ピーク流出時における地表流の発生量が減少したと予想された。また、浸透能の空間分布を考慮したケース②では、低減の減少が緩やかであることから、図-5にみられるように尾根部では浸透が促され、それらの雨水が土壌中を流下することによって、より緩やかな流出低減を形成することが考えられた(図-4)。一方、流域内の斜面に設置した大プロットで観測された地表流量と計算された地表流の発生量を比べると、ケース②の計算値は、均質な浸透能を与えたケース①より小さな値になっているものの、依然として観測値よりも大きくなる傾向が強かった(図-4)。このことから、斜面下端部のTOPOTUBEエレメントでは浸透能が低く、このような部分で発生する地表流の寄与が大きいと考えられた。すなわち、ケース②のように植生被覆クラスに対応した浸透能クラスの空間分布を考慮した場合でも、地表流の流出量を過大評価する傾向があると考えられた。

図-4. 流域末端における流量および斜面プロットにおける地表流出量の観測値と計算値

Observed and estimated storm runoff at study catchment and overland flow at hillslope plot with respect to different spatial patterns of infiltration capacity.

図-5. 最大降雨強度時における地表流の発生状況

Distribution of overland flow under different spatial patterns of infiltration capacity.

Elements with dark color indicates greater overland flow volumes at a given time. Solid line in the the figure indicates the location of hillslope plot.

そこで、ケース③のように、各林床被覆クラス内においても浸透能が「不均質」とであると仮定して計算した（図-4）。各クラスの浸透能の中央値に対して標準偏差値を算出し（表-1）、それらの標準偏差値がクラスごとにランダムに存在すると仮定した。ここでは、ケース②と③では流域内の平均浸透能が同一であるものの、ケース③では数値実験として、TOPOTUBE エLEMENTの40%に、各クラスの平均値±標準偏差の値がランダムに存在すると仮定し、地表流の発生量を計算した。ケース③のように林床被覆クラス内の浸透能の不均質性を考慮した場合、ケース②と比べ

て流域の流出量に変化はみられないが、斜面プロットの地表流発生量と流出波形は、観測値と近い値を示した。林床被覆クラスの低い範囲においても局所的に浸透能の高い個所（TOPOTUBE エLEMENT）が存在することで、浸透能の低い TOPOTUBE ELEMENT において発生した地表流がそのまま流下するのではなく、浸透能の高い個所で鉛直浸透する。その結果、図-5のように、ホートン地表流の流下が空間的に不連続に発生していた。そのため、浸透能の不均質性を考慮した場合、浸透能の空間分布を考慮した場合よりもピーク地表流流出量が小さくなり、地表流計算値

の再現性が改善された (図-4)。

以上のように、浸透能の空間分布を考慮した場合、降雨に対して地表流の発生する TOPOTUBE エLEMENTや、浸透が促される TOPOTUBE エLEMENTを配置することによって、流域の流出量や降雨流出波形はより観測値に近い値を得ることができた。斜面プロットにおける地表流の発生量については、流域全体の浸透能の空間分布に加えて、局所的に浸透が卓越する箇所として考慮することによって観測値と計算値の整合性が向上することを示すことができた。このような局所的な鉛直浸透の重要性については、湿潤な森林斜面から乾燥地や草地における観測によっても確認されている (Julien and Molgan 1990 ; Miyata *et al.* 2010)。これらのシミュレーションから、浸透能の空間的な不均質性に加えて局所的に浸透が卓越する箇所を考慮することによって、実際の森林斜面における不連続な地表流の発生など (例えば, Gomi *et al.* 2008a) に近い条件による流出解析ができると考えられた。

IV. ま と め

本研究で用いたモデルは、等高線を基にした TOPOTUBE 地形解析を用いるため分布型流出モデルであっても、各 TOPOTUBE エLEMENTの水移動は斜面方向と鉛直方向の二次元的に計算することができる。したがって、比較的簡略なモデル構造やパラメータにもかかわらず、ホートン地表流や飽和地中流の流出を再現することができた。ホートン地表流の発生量に影響を及ぼす浸透能については、流域内の TOPOTUBE エLEMENTに個別の値を与えることができるため、浸透能の空間分布、さらには詳細な空間不均質性の考慮といった条件について比較検討することができた。本研究によってヒノキ人工林流域におけるホートン地表流の発生について以下のような点が明らかとなった。

1) 短期の降雨流出応答では、流域の斜面が均質で低い浸透能であると仮定した場合、流域全体に様にホートン地表流が発生し、その発生量や流域の降雨流出量 (ピーク量) も大きくなる傾向にあった。2) 流域の谷部や尾根部で異なる林床植生被覆から浸透能の空間分布を考慮すると、均質で低い浸透能を与えた場合にと比べて流域全体の浸透能は高くなり、流域の流出量の再現性が向上したが、プロットにおけるホートン地表流量については、観測値より計算値が大きかった。3) 谷部や尾根部で異なる林床植生被覆に対応した浸透能の空間分布のみならず、各被度クラス内においてもばらつきが存在するとして不均質性を与えると、流域の流出に加えてプロットのホートン地表流計算値は観測値に近い値を得ることができた。4) 流域スケールもしくは斜面スケールにより、計算値の再現性向上に寄与するパラメータの空間分布のスケールが異なり、流出プロセスに影響を及ぼすパラメータの不均質性を検討する際には、不均質性のスケールが重要であることが示された。以上のように、斜面浸透能の空間的な不均質性を考慮する

ことによってホートン地表流量の再現性が向上したといえるが、今後、流出モデルにおいて、地形、林床被覆、土壌特性などの空間的不均質性をどのように考慮するなどの検討も必要であると考えられた。本研究は、斜面浸透能の空間的不均質性を考慮することによって変化する流域の水流とホートン地表流発生 of 分布型流出モデル開発と適用を目的としたことから、一降雨イベントのみを対象とした解析にとどまった。今後、降雨強度や総降雨量、土壌水分条件など様々な降雨イベントにおいて、解析を行うことによって、流出解析を進め、観測とモデルの両輪による流出過程の解析を行う必要がある。

本研究は、JST/CREST「荒廃人工林の管理により流量増加と河川環境の改善を図る革新的な技術の開発」および科学研究費補助金 (No. 24208058) の一部として行われた。また、本研究のモデル開発では、藤本知世さんに支援いただいた。記して感謝いたします。

引用文献

- Beven KJ, Kirkby MJ (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull* 24: 43-69
- Beven KJ (2002) Towards a coherent philosophy for modeling the environment. *Proc R Soc Lond A* 458: 2465-2484
- Beven KJ (2012) *Rainfall-runoff modelling: the premier*. Second Edition. John & Wiley and Sons.
- Braun-Blanquet J (1932) *Plant sociology. The study of plant communities*. Authorized English translation of *Pflanzensoziologie*. Fuller GD, Conard HS (eds) McGraw-Hill
- Corradini C, Morbidelli R, Melone F (1998) On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. *J Hydrol* 204: 52-67
- Dhakal AS, Sidle RC (2004) Pore water pressure assessment in a forest watershed: simulations and distributed field measurements related to forest practices. *Water Resour Res* 40: W02405 doi: 10.1029/2003WR002017
- Dung BX, Miyata S, Gomi T (2011) Effect of forest thinning on overland flow generation on hillslopes covered by Japanese cypress. *Ecohydrology* 4: 367-378
- Dung BX, Gomi T, Miyata S, Sidle RC, Kosugi K, Onda Y (2012) Runoff responses to forest thinning at plot and catchment scales in a headwater catchment draining Japanese cypress forest. *J Hydrol* 444-445: 51-62
- Gomi T, Sidle RC, Miyata S, Kosugi K, Onda Y (2008a) Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: scale effects and runoff transfer. *Water Resour Res* 44: W08411 doi: 10.1029/2007WR005894
- Gomi T, Sidle RC, Ueno M, Miyata S, Kosugi K (2008b) Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. *J Hydrol* 361: 275-290
- Gomi T, Asano Y, Uchida T, Onda Y, Sidle RC, Miyata S, Kosugi K, Mizugaki S, Fukuyama T, Fukushima T (2010) Evaluation of storm runoff pathways in steep nested catchments draining a Japanese cypress forest in central Japan: a geochemical approach. *Hydrol Process* 24: 550-566
- 平岡真合乃・恩田裕一・加藤弘亮・水垣 滋・五味高志・南光一樹 (2010) ヒノキ人工林における浸透能に対する下層植生の影響. *日林誌* 92: 145-150
- Horton RE (1933) The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans AGU* 14: 446-460
- Julien PY, Moglen GE (1990) Similarity and length scale for spatially varied overland flow. *Water Resour Res* 26: 1819-1832
- 加藤弘亮・恩田裕一・伊藤 俊・南光一樹 (2008) 振動ノズル式降雨実験装置を用いた荒廃ヒノキ人工林における浸透能の野外測定. *水文学会誌* 21: 439-448
- 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 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－. 日林誌 91: 398-407
- Miyata S, Kosugi K, Nishi Y, Gomi T, Sidle RC, Mizuyama T (2010) Spatial pattern of infiltration rate and its effect on hydrological processes in a small headwater catchment. Hydrol Process 24: 535-549
- Moore ID, Grayson RB (1991) Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. Water Resour Res 27: 1177-1191
- Onda Y, Gomi T, Mizugaki S, Nonoda T, Sidle RC (2010) An overview of the field and modelling studies on the effect of forest devastation on flooding and environmental issues. Hydrol Process 24: 527-534
- 佐山敬洋・辰巳恵子・立川康人・寶 馨 (2007) 分布型流出モデルにおける流水の時空間起源に応じたハイドログラフ分離法. 水文学会誌 20: 214-225
- Sidle RC, Tsuboyama Y, Noguchi S, Hosoda I, Fujita M, Shimizu T (2000) Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. Hydrol Process 14: 369-385
- 立川康人・水谷言・寶 馨 (2003) 分布型洪水流出モデルにおける空間分布入力情報の有効性の評価. 京大防災研年報 46, B-2: 1-16
- Vertessy RA, Hatton TJ, O' Shaughnessy PJ, Jayasuriya MDA (1993) Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. J Hydrol 150: 665-700
- 湯川典子・恩田裕一 (1995) ヒノキ人工林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響 (I) 散水型浸透計による野外実験. 日林誌 77: 224-231