# ヒノキ林小流域の水文過程における土壌撥水性の役割


| | |
|---|---|
| 誌名 | 土壌の物理性 |
| ISSN | 03876012 |
| 著者名 | 宮田,秀介<br>小杉,賢一朗<br>五味,高志 |
| 発行元 | 土壌物理研究会 |
| 巻/号 | 111号 |
| 巻号補足 | |
| 掲載ページ | p. 9-16 |
| 発行年月 | 2009年3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

# ヒノキ林小流域の水文過程における土壌撥水性の役割

宮田秀介[1]・小杉賢一朗[2]・五味高志[1]

# Roles of soil water repellency on hydrological processes in a small catchment covered by a Japanese cypress plantation

Shusuke MIYATA[1], Ken'ichirou KOSUGI[2], and Takashi GOMI[1]

**Abstract:** We examined effects of soil water repellency on hydrological processes in various scales from small plot to catchment in a Japanese cypress plantation. We measured soil water repellency and infiltration rate along a hillslope transect, and monitored overland flow at small plots (1 × 2 m) with sparse and dense fern cover and a large plot (8 × 25 m) and stream discharge at the outlet of a small catchment (0.43 ha). Strong water repellency in surface soil horizon was partially associated with Hortonian overland flow, which volume potentially depended on severity of water repellency. Relationships between matric potential and soil water content indicate that changes in the soil water repellency and consequently runoff coefficient of overland flow could occur during a single storm event. Greater amounts of overland flow at small plots compared to ones at large plot suggests that overland flow generated in hillslope was discontinuously transferred. Higher infiltration rate at the bottom of hillslope likely caused little contribution of overland flow on catchment runoff. Despite the substantial overland flow generated in hillslope due to soil water repellency, water repellency was not a dominant factor accelerating runoff directly at the small catchment scale.

**Key Words** :hydrophobicity, Horton-type overland flow, hydrological processes, spatial distribution of infiltration capacity

## 1. はじめに

日本の森林面積の 44 % は人工林で占められており，日本の水資源の多くは人工林に依存しているといえる．近年，木材価格の下落などにより林家の労働力および意欲が低下し，人工林の管理放棄が広がっている．間伐施業が行われていない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生育できなくなる．そのために林床の保護が不十分となり，水源涵養機能や洪水緩和機能が低下することが危惧されている（恩田，2008）．

人工林の代表的な樹種の一つであるヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) のリターは容易に鱗片化し，数ヶ月のうちに表層土壌と混合するか（酒井ら 1987），流亡するため（服部ら，1992），ヒノキ林地においては下層植生による林床の保護がより重要となる．このような林床被覆の乏しいヒノキ林斜面では，雨滴衝撃により地表面に難透水性のクラストが形成されホートン型表面流が発生する可能性が指摘されている（湯川・恩田，1995）．表面流は，土壌中の地下水面が地上に達して発生する飽和型表面流（復帰流）とホートン型表面流に分類されるが，本研究ではホートン型表面流について扱う．ここでホートン型表面流とは，降雨強度が浸透強度を上回る降雨余剰により発生する表面流である．一方，ヒノキ林土壌は強い撥水性を示すことが知られている（小林ら，2006; Kobayashi and Shimizu, 2007）．乾燥地などにおける土壌撥水性に起因する表面流発生と同様に（例えば，Burch et al., 1989; Doerr et al., 2003），ヒノキ林斜面においてもホートン型表面流の発生が報告されている（小杉，2005; Miyata et al., 2007; Gomi et al., 2008a, 2008b）．

管理放棄されたヒノキ林において表面流の発生が指摘されてきているものの，表面流の流域の降雨流出に対する寄与については検討が必要である．そのためには斜面で発生した表面流がどれだけ渓流に到達するかを明らかにする必要がある．また，表面流発生と最も関連するパラメータである浸透能は，一般的には空間的に不均質であり (Bonell and Williams, 1986)，浸透能の空間分布は表面流による降雨流出への寄与を検討する上で非常に重要と考えられる．しかしながら，浸透能の空間分布による，表面流の流出プロセスを含めた降雨流出への影響についてはほとんど明らかとなっていない．

そこで本研究は，管理放棄されたヒノキ林流域において表面流の発生要因と表面流が小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て研究を行った．土壌撥水性の測定，土壌浸透強度の空間分布，現地水文観測を組み合わせることで，従来の森林水文研究では着目されていなかった降雨–流出過程の中での土壌撥水性の働きに着目して研究を行った．

[1]Division of International Environmental and Agricultural Science, Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, 3-5-8, Saiwai-cho, Fuchu Tokyo 183-8509, Japan. Corresponding author: 宮田秀介, 東京農工大学大学院 農学府
[2]Division of Forest and Biomaterial Sciences, Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawaoiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan
2008 年 11 月 27 日受稿 2009 年 1 月 26 日受理
土壌の物理性 111 号, 9–16 (2009)

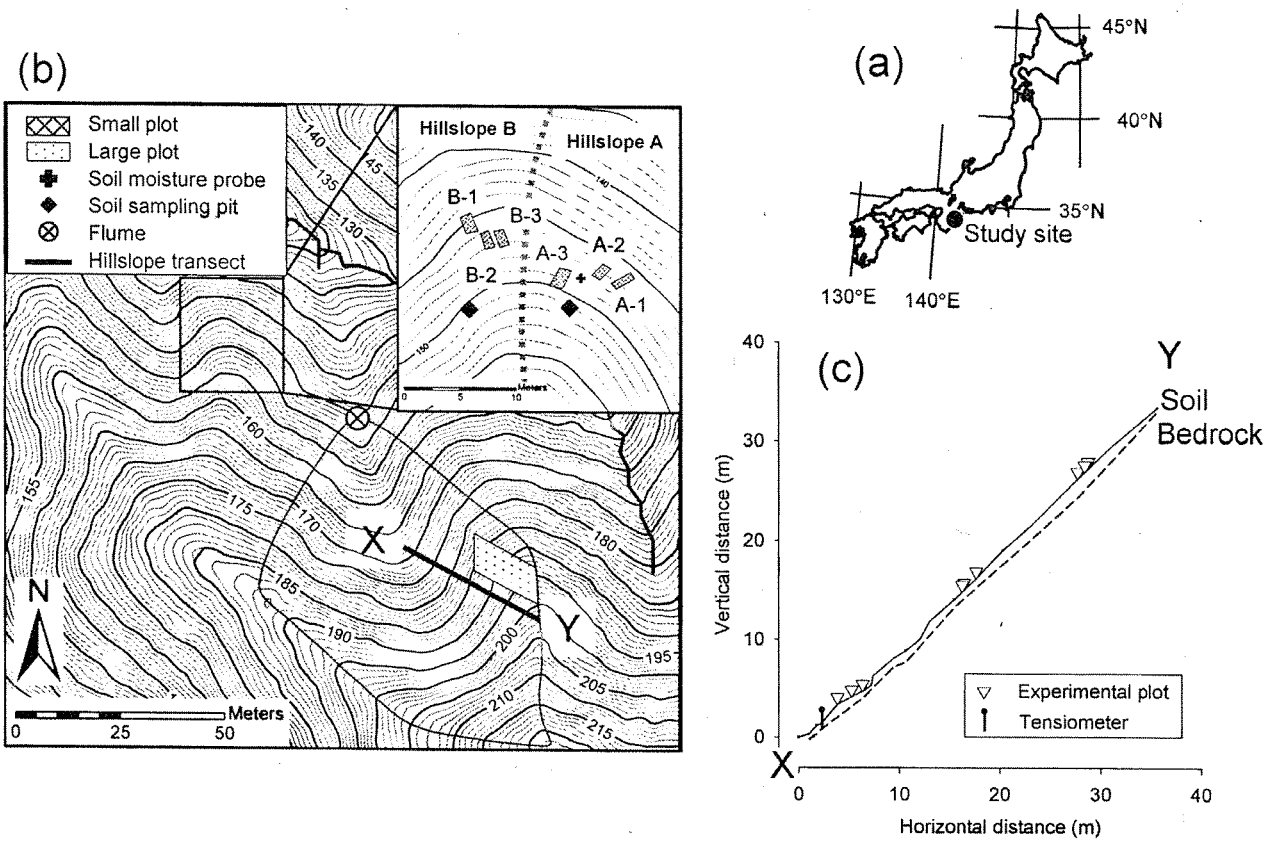


**Fig. 1** 観測地の (a) 位置，(b) 地図，および (c) 斜面測線 X–Y の縦断図.
(a) Location, (b) topographic map of the study site, and (c) profile of hillslope transect X–Y.

## 2. 方法

### 2.1 試験地概要

本研究は，三重県度会郡大紀町の約 40 年生ヒノキ林内の隣接する 2 斜面および小流域（流域面積：0.43 ha）において行った (Fig. 1)．試験地から約 9 km 離れたアメダス粥見における最近 25 年間の年平均降水量および年平均気温はそれぞれ 2094 mm，14.4 °C と，温暖で多雨な地域である．本試験地は，最近 15 ～ 20 年間は間伐などの維持管理施業が行われておらず，立木密度は約 3500 本 $ha^{-1}$ であった．

尾根（Fig. 1b 中太点線）をはさんで隣接する 2 斜面の斜面勾配は約 40° であり，一方は下層植生がまったく生育せず林床が裸地化していた（斜面 A）．もう一方ではシダ（ウラジロ：*Gleichenia japonica*）が繁茂し土壌を完全に覆っていた（斜面 B）．観測を行った小流域は尾根の一部を除いて下層植生が生育せず，表層土壌の保護は非常に乏しい．

### 2.2 土壌撥水性の測定方法

面 A および B において不撹乱土壌サンプルを採取し (Fig. 1b)，土壌撥水性を測定した．土壌サンプルは深度 0，5，15，25，35，45 cm でそれぞれ各 3 サンプルを 100 cc サンプラーにより採取した．土壌の撥水性は，エタノールの表面張力が小さく撥水性土壌にも浸透しやすい性質を利用する CST (Critical Surface Tension) 試験 (Watson and Letey, 1970) により測定した．マイクロピペットを用いて様々な濃度のエタノール溶液 (0.3 ml) をサンプルに滴下し，浸透に要する時間を測定した．エタノール濃度が高いほど早く浸透することから，与えられた濃度のエタノール溶液が 5 秒以内にサンプルに浸透しない場合には，より高い濃度のエタノール溶液を滴下する，という手順を繰り返した．浸透に要する時間が 5 秒以内のエタノール濃度最小値を撥水性強度の指標とした．したがって，結果のエタノール濃度が高いほど，そのサンプルの撥水性強度が強いことを示す．測定には，体積濃度で 0，1，3，5，8.5，13，18，24，36 % のエタノール溶液を用いた．

### 2.3 浸透強度の測定方法

斜面での浸透強度の空間分布を明らかにするために，斜面測線 X–Y において簡易な浸透強度測定を行った．測線は谷部から尾根に設定し，斜面長は 49 m であった (Fig. 1b)．斜面測線の上（尾根付近）・中・下部（谷部）にそれぞれ 3 ヶ所ずつ 0.3 × 0.3 m の実験区画を設置した (Fig. 1c)．この実験区画に対して噴霧器を用いて一定強度で散水し（1 分間; 2.1–5.4 mm $min^{-1}$），区画下端に設けた厚さ約 3 mm のビニールシートにより表面流を集めて計量した．散水強度は，あらかじめキャリブレーションを行って求めた．地表面の微小な凹凸による貯留の影響を排除するために 1 分間の予備散水を行い，その後に実験を行った．散水量から表面流出量を差し引くことで浸透量を求め，浸透強度に換算した．測定は各区画で 2 回繰り返して行い，浸透強度がほぼ同じであることを確かめた上で 1 回目の結果を各区画の浸透強度とした．ま

た，測定の直前に TDR 式土壌水分計（CS620, Campbell Scientific 社製）を用いて各区画の体積土壌含水率を測定した．さらに CST 試験により各区画において土壌表面の撥水性を現場で測定した．本測定では 0, 1, 5, 10, 15, 25, 35, 50 % のエタノール溶液を用いた．これらの測定は，2005 年 5 月から約 1 ヶ月ごとに計 15 回（撥水性測定は 2005 年 11 月から 10 回）行った．

### 2.4 現地水文観測

林床被覆度の異なる斜面 A および B にそれぞれ 3 ヶ所ずつ設置した小プロット（それぞれ A–1, 2, 3, B–1, 2, 3 とする）において表面流出量の観測を行った (Fig. 1b). 小プロットの上端と両端は波板により仕切られており，幅 1 m × 斜面長 2 m でいずれも勾配は約 40° であった．プロットの下端に取り付けた厚さ約 3 mm のビニールシートにより表面流を樋に集め，転倒マス式流量計を用いて表面流出量を測定した．樹木による雨水の集中（樹幹流・樹冠通過雨）が表面流発生に重要と考えたため，各小プロットの上端にヒノキ立木が含まれるように設定した (Miyata et al., 2007). また，斜面 A に埋設した土壌水分計（Easy AG, Sentek 社製）により体積土壌含水率を測定した (Fig. 1b).

小流域内の斜面測線 X–Y に隣接する平行斜面に設置した大プロットにおいて表面流出量を観測した (Fig. 1b). 大プロットは幅 8 m，斜面長 25 m，平均斜面勾配は 43° であった (Gomi et al., 2008b). 大プロット上端を尾根とし，左右の境界は仕切らず，表面流は等高線に直交する方向に流れるとして集水面積を算出した．プロットの下端では土壌の深度約 1 cm にアルミ板を差し込み，表面流を樋に導いた．樋の出口に設けた V ノッチ式流量堰において 5 分間隔で水位を測定し，流出量に換算した (Gomi et al., 2008b). また，斜面土壌中の水移動を調べるために，斜面測線の下端にテンシオメータを土壌－岩盤境界面である深度 60 cm に設置し，マトリックポテンシャルを観測した (Fig. 1c).

流域末端の流路にパーシャルフリュームを設置し (Fig. 1b)，5 分間隔で水位を観測することで流域からの流出水量に換算した (Miyata et al., 2009). 雨量は，試験地から約 500 m 離れた開けた場所において転倒マス式雨量計を用いて観測した．現地水文観測は 2004 年 10 月から 2006 年 10 月（小プロット A, B は 2006 年 2 月）まで行った．

## 3. 結果

### 3.1 土壌撥水性

斜面 A および B において採取した土壌サンプルの撥水性測定結果を Fig. 2 に示す．両斜面とも深度 0 cm では 3 サンプルのエタノール濃度平均値は斜面 A, B でそれぞれ 19.7, 13.7 % と‘非常に強い’撥水性であった．深度 5 cm では両斜面ともに‘極度に強い’撥水性を示した．一方，15 cm 以深ではいずれのサンプルも親水性（非撥水性）であることが示された．林床の被覆に関係なく，深度 0 – 5 cm の表層土壌が強い撥水性を示し，その下の土壌は親水性であった．

### 3.2 斜面測線での浸透強度の空間分布

斜面測線の上・中・下部にてそれぞれ 3 区画で測定された平均体積土壌含水率と平均浸透強度の関係を Fig. 3a に示す．斜面上・中・下部の平均浸透強度はそれぞれ 11.3 – 80.6, 32.9 – 74.3, 56.0 – 107 mm $h^{-1}$（平均：48.6, 54.0, 82.2 mm $h^{-1}$）であり，斜面下部において浸透強度が有意に高かった ($p < 0.01$). また，各斜面部位において土壌水分と浸透強度は弱い正の相関を示したが，いずれの土壌水分状態においても斜面下部では浸透強度が高かった．次に，Fig. 3b に上・中・下部の各 3 区画で測定された平均体積土壌含水率と土壌撥水性（平均エタノール濃度）の関係を示す．土壌含水率が 25.3 % 以上のときには撥水性は示されず，それを下回ると土壌が乾燥するほど撥水性が強い傾向が見られた．

### 3.3 現地観測結果

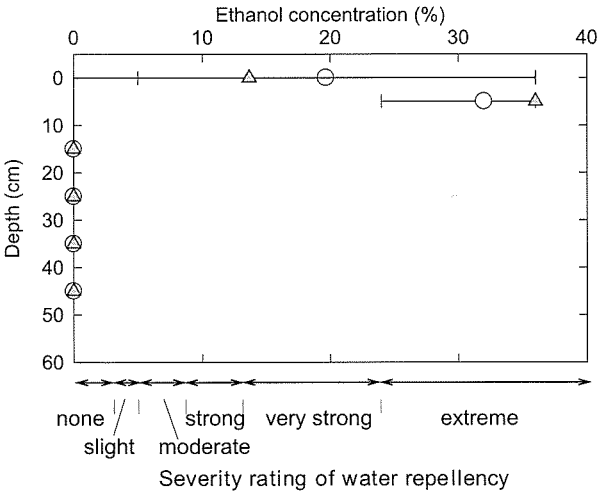


**Fig. 2**　CST 試験による土壌撥水性測定結果．
Soil water repellency indicated by volumetric ethanol concentrations obtained by the CST test.

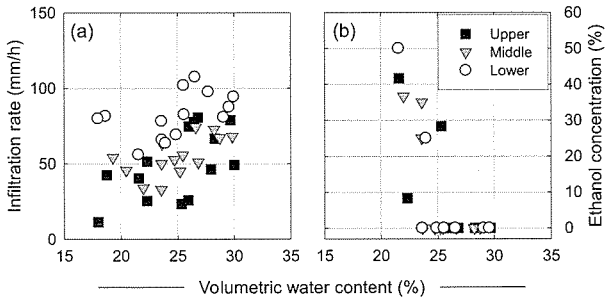


**Fig. 3**　斜面上・中・下部で測定した土壌含水率と (a) 浸透強度，(b) CST 試験によって測定した土壌撥水性の関係．図中のプロットは各斜面部位のそれぞれ 3 区画での測定値の平均を表す．
Relationships between volumetric soil water content and (a) infiltration rate and (b) soil water repellency measured by the CST test at upper, middle, and lower part of hillslope transect. Symbols indicate average of results obtained at three replicated plots in each part of hillslope transect.

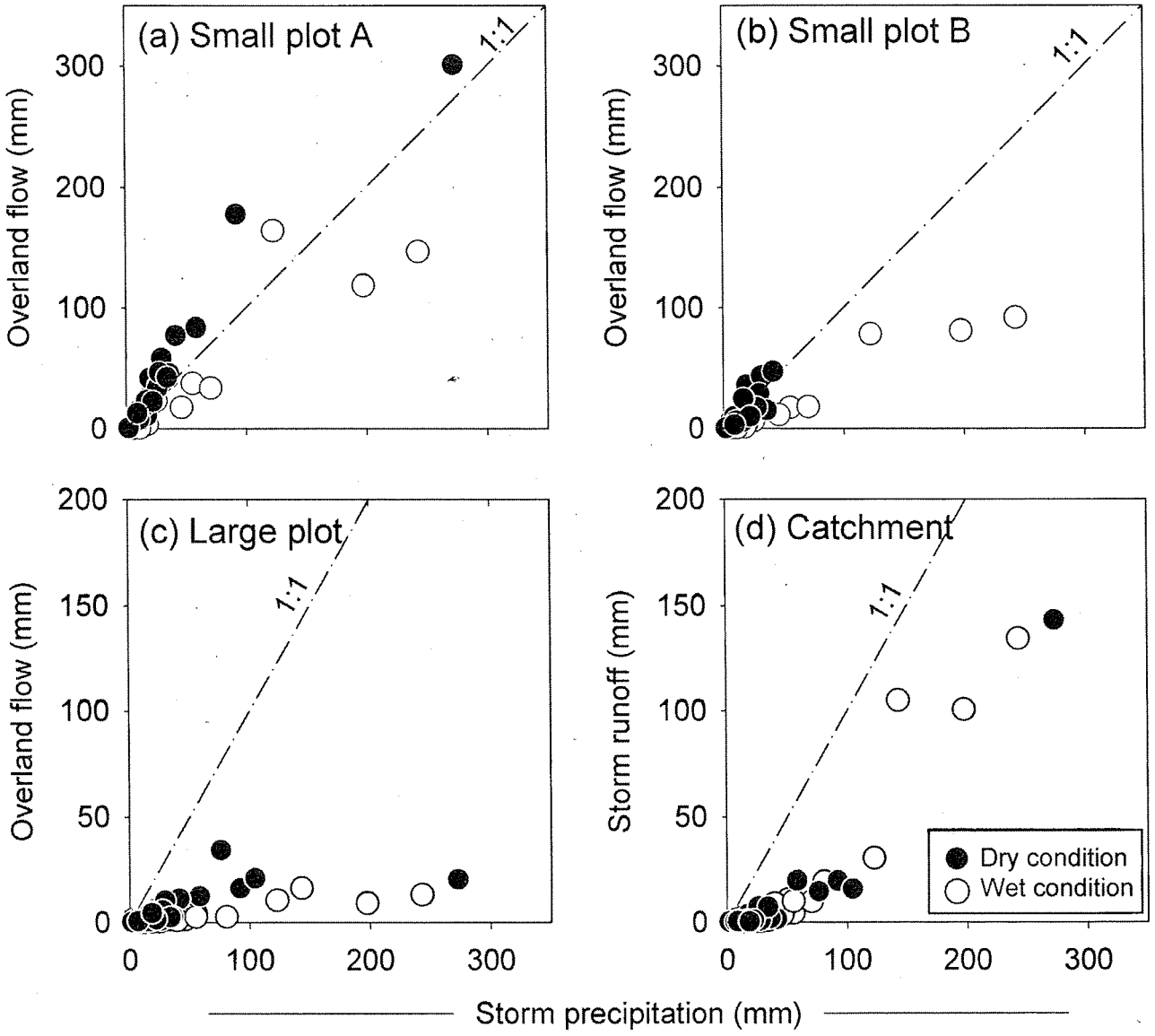


**Fig. 4** イベント降雨量と (a) 小プロット A, (b) 小プロット B, (c) 大プロットにおける表面流量および (d) 小流域の降雨流出量の関係．降雨直前の体積土壌含水率が 20 % 未満の場合を乾燥条件，20 % 以上の湿潤条件として分類した．
Relationships between total precipitation and overland flow at (a) Small-plot A, (b) Small-plot B, (c) Large-plot and (d) stream discharge of small catchment for each rainfall event. Based on initial volumetric soil water content, results were classified into dry (< 20 %) and wet conditions (≥20 %).

降雨イベントごとの小プロット A，B と大プロットにおける表面流出量と流域からの降雨流出量を Fig. 4 に示す．本研究では，12 時間以上の無降雨期間を含まない総降雨量 2 mm 以上の降雨を 1 降雨イベントとした．本試験流域では降雨終了後に流域からの流出量が減少し，数日以内には 0 となる．そのため本研究では，降雨開始から降雨終了後に流出量が 0 となるまでの合計を，降雨流出量とした．

林床が裸地化した小プロット A においてはイベント降雨量と同程度，ときには降雨量より多い表面流出量が観測された (Fig. 4a)．各プロット (A–1，A–2，A–3) のイベントごとの平均表面流出率（表面流出量／林外雨量）は，それぞれ 1.24，0.61，0.46 であった．本研究では小プロット内に立木が入っているために，樹幹流や樹幹通過雨がプロット内に集中し，表面流の林外雨に対する流出率が 1.0 を超えたと考えられた．一方，シダで地表面が覆われた小プロット B においても表面流が観測されたが (Fig. 4b)，B–1，B–2，B–3 のイベントごとの平均表面流出率は 0.12，0.41，0.58 と小プロット A よりも小さい傾向が見られた．大プロットにおいても表面流が発生していたが，その量は小さく，平均表面流出量は 0.094 となった (Fig. 4c)．小プロット及び大プロットにおける表面流出量は，イベント降雨量の増加に伴って増加する傾向が見られた．

小流域の降雨流出量は，降雨量 50 mm 以下のイベントでは平均流出率が 0.041 と降雨に対してもほとんど流出量が増加しなかった (Fig. 4d)．一方，降雨量 50 mm 以上の比較的大規模なイベントに対しては流出量が大きく増加し，平均流出率は 0.30 となった．このように小流域の降雨流出量は，イベント降雨量 50 mm をしきい値として応答が大きく異なった．

降雨イベント中の小プロット A の表面流出量，土壌水

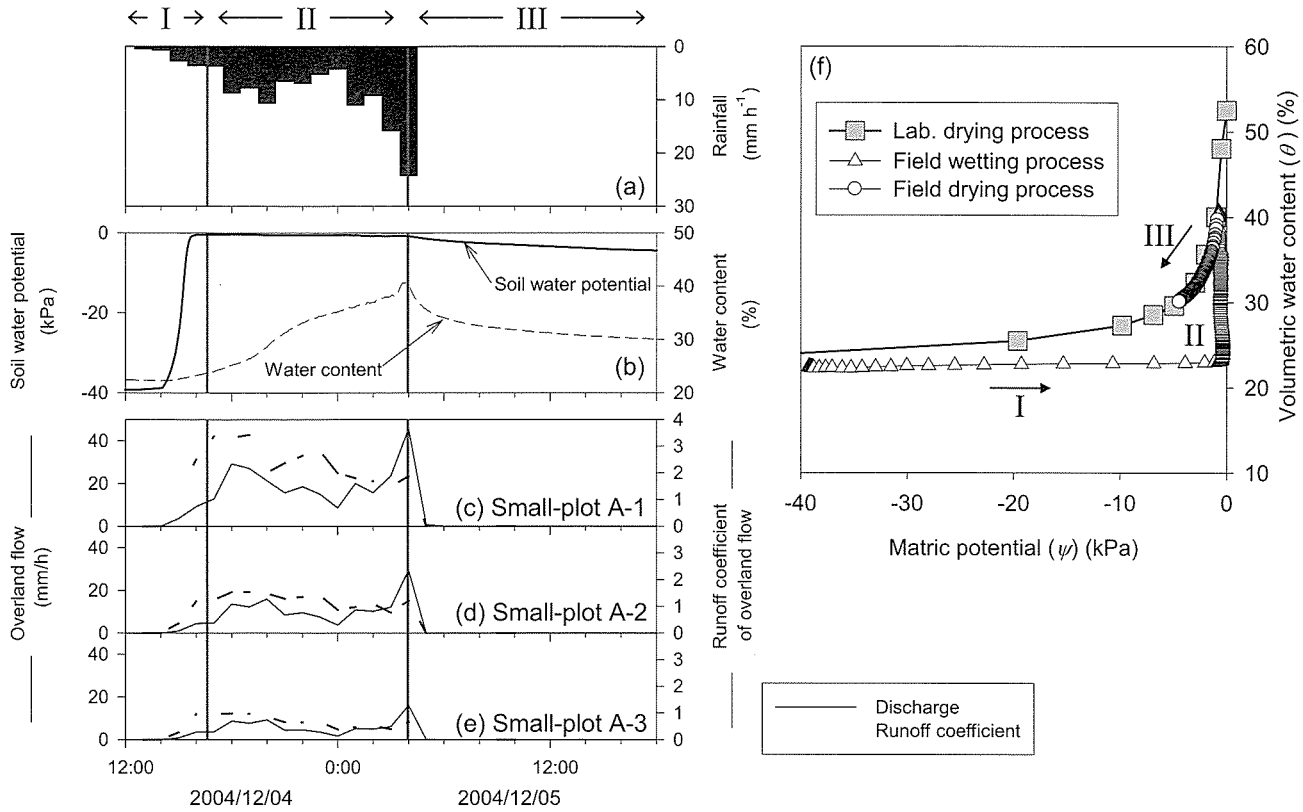


**Fig. 5**　降雨イベント中の (a) 降雨，小プロット A における降雨中の (b) 深度 5 cm のマトリックポテンシャルと体積土壌含水率，(c–e) 表面流出量の変動および (f) 現場と土壌サンプルの水分特性曲線の比較．土壌サンプルの水分特性曲線は，Miyata et al. (2007) により斜面 A の深度 5 cm において 100 cc サンプラーを用いて採取された土壌サンプルの測定結果を用いた．
Temporal changes in (a) rainfall, (b) matric potential and volumetric water content at 5 cm depth, (c–e) overland flow at Small-plot A during a rainfall event, and (d) comparison between water retention curves obtained by the field observation and undisturbed soil samples collected in the study site. The water retention curve of soil samples was obtained by Miyata et al. (2007), who collected the samples at 5 cm depth in Hillslope A using 100 cc core samplers.

分，マトリックポテンシャルの変動を Fig. 5 に示す．本イベントは，総降雨量 123 mm，最大時間降雨強度 26.0 mm $h^{-1}$，降雨継続時間 21 時間，初期土壌水分 22.4 %の比較的湿潤な条件であった．A–1, A–2, A–3 における表面流出量はいずれも降雨波形に良く対応していた（Fig. 5c–e 中実線）．一方，1 時間ごとの流出率はいずれのプロットでも降雨初期に高く，降雨の継続にともなって減少する傾向が見られた（Fig. 5c–e 中点線）．また深度 5 cm のマトリックポテンシャルは，降雨初期に飽和付近 (0 kPa) まで急激に上昇した後は降雨終了までほとんど変化しなかったが，同深度の体積土壌含水率は，降雨に伴ってゆっくりと上昇し，降雨終了後に減少に転じた．

Fig. 6 に降雨イベント中の大プロットにおける表面流出量，流域の流出量，斜面測線下端部での土壌–岩盤境界面でのマトリックポテンシャルの変動を示した．対象とした 2006 年 4 月の降雨イベントは，総降雨量 143.5 mm，最大時間降雨強度 26.3 mm $h^{-1}$，降雨継続時間 38 時間，初期土壌含水率 25.4 % の湿潤な状態での降雨であった．表面流は降雨強度に対して鋭敏な応答を示した一方で，流域の流出量は降雨開始からの累積雨量が 50 mm を超えた 4 月 11 日 13:00 の時点から急激に流量が増加した．その後，降雨ピークから遅れずに流出量もピークとなり，降雨終了後にはすばやく流量が低減した．土壌 - 岩盤境界面におけるマトリックポテンシャルは，降雨の継続とともに上昇し，累積雨量が 58.4 mm となった 4 月 11 日 14:00 から 11 日 23：00 まで正圧を示した．

## 4. 考察

### 4.1 表面流の発生要因

森林土壌は孔隙に富むため透水性が高いため，下層植生などで地表面が被覆されている場合には表面流が起こらないと考えられてきた．しかしながら，小プロット B の深度 5 cm で 100 cc サンプラーを用いて採取した土壌サンプルで測定された飽和透水係数は 900 mm $h^{-1}$ 以上と非常に大きく (Miyata et al., in review)，地表面がシダで覆われた小プロット B においても表面流が発生していた (Fig. 4b)．小プロット B の表層土壌（深度 0 ～ 5 cm）が‘非常 ～ 極度に’強い撥水性を持つことから (Fig. 2)，表層土壌の撥水性が，林床植生で被覆されたヒノキ林斜面における表面流発生の一因であると考えられた．Miyata et al. (2007) は，本研究の浸透強度測定と同様にヒノキ林斜面において 0.3 × 0.3 m の測定区画に対して水と濃度 36 % エタノール溶液，濃度 100 % エタノールを噴霧して表面流出量を測定した結果，水，濃度 36 %，濃度 100 % エタノールの表面流出率はそれぞれ 0.53, 0.21，0 であった．これらの結果も撥水性が表面流発生に重要な役割をもつことを示している．

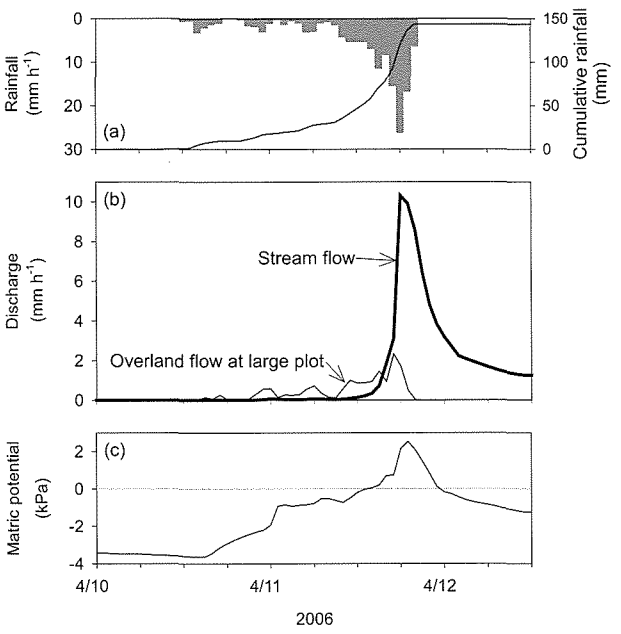


**Fig. 6** 降雨中の (a) 降雨，(b) 大プロットにおける表面流出量と流域からの流出量，(c) 斜面測線下端の深度 60 cm のマトリックポテンシャルの変動．
Temporal changes in (a) rainfall, (b) overland flow at Large-plot and stream flow, and (c) matric potential at 60 cm depth of bottom part of hillslope transect.

林床被覆の乏しい小プロット A においても小プロット B と同様に土壌の飽和透水係数が 500 mm $h^{-1}$ と非常に高いにも関わらず (Miyata et al., in review)，表層土壌は強い撥水性を示したことから (Fig. 2)，土壌の撥水性が表面流発生の要因の一つであると考えられる．しかしながら，小プロット A では小プロット B よりも大きな表面流が発生していた (Fig. 4)．これは土壌撥水性に加えて，小プロット A では地表面が保護されていないためにクラストが形成されることや（湯川・恩田，1995），下層植生がなく地表面粗度が小さいこと (Gomi et al., 2008a) などの要因による考えられる．

### 4.2 土壌撥水性が表面流発生と雨水浸透に及ぼす影響

小プロット A，B および大プロットにおける表面流出量を降雨直前の土壌水分状態で分類すると，いずれのプロットにおいても乾燥条件で流出量が大きくなる傾向が見られた (Fig. 4)．Fig. 3b に示されたように，土壌撥水性は土壌が乾燥するほど撥水性が強く発現する水分依存性を示し，このような撥水性の水分依存性は多く報告されている（例えば，小林ら，2006; Kobayashi and Shimizu, 2007）．このために土壌が乾燥した条件では撥水性が強く，表面流出量が大きかったと考えられた．これらの観測結果から，水分依存性をもつ撥水性強度が表面流出量を規定することが示唆された．

次に，降雨イベント中の土壌撥水性と表面流および雨水浸透の関係を検討する．Fig. 5 に示されたように，小プロット A の表面流出量は降雨波形に良く対応していたが，1 時間ごとの流出率は降雨の継続にともなって減少した．また Fig. 5b に示した深度 5 cm のマトリックポテンシャルと体積土壌含水率の観測結果を現場の土壌水分特性曲線とすると，明瞭なヒステリシスを描くことがわかる (Fig. 5f)．乾燥過程では不撹乱の 100 cc サンプルで測定した水分特性曲線 (Miyata et al., 2007) と現場での結果が非常に良好に一致したが，湿潤過程ではポテンシャルから遅れて含水率が上昇した．このように撥水性土壌の水分特性曲線がヒステリシスを描くことは，撥水性土壌に関する既往研究の知見と一致する（例えば，van Dam et al., 1996; Bauters et al., 2000）．

これらの観測結果から，土壌撥水性による表面流発生と雨水浸透への影響は以下のように考えられた．降雨初期の土壌が乾燥した状態では撥水性が発揮され，雨水が大孔隙からしか浸透できないためにポテンシャルは上昇するが含水率はほとんど変化しない．そして土壌全体としての浸透強度は低く，表面流が発生する（Fig. 5 中 I）．その後，大孔隙から土壌マトリックスに浸透水が浸潤することにより土壌水分が上昇する．浸透水により徐々に撥水性が弱められることで土壌の浸透強度が上昇し，表面流出量は減少していく（Fig. 5 中 II）．降雨終了後には撥水性がおおむね除去されており，土壌サンプルと同様の排水過程を示す（Fig. 5 中 III）．このように，撥水性と表面流発生，雨水浸透は相互に関連することが示唆された．

### 4.3 表面流の流下と浸透

小プロット A と大プロットにおける表面流出量の比較により，斜面で発生した表面流の流下と浸透過程を検討する．両プロットの林床被覆条件はほぼ同じであったが，小プロット A に比べて大プロットでは明らかに単位面積当たりの表面流出量が小さかった (Fig. 4)．降雨イベントごとの小プロット A の平均表面流出量と大プロットの表面流出量の比を求めると，2.5 ～ 292 であった（平均 29.7; 降雨イベント数 37）．両プロット内で均一に表面流が発生し，その全てがプロット下端に到達する場合には両プロットの単位面積当たりの表面流出量は同じになるはずである．しかし実際には，小プロットにおいて樹幹流と樹冠通過雨が集中していたことを考慮に入れても，小プロットと大プロットで観測された表面流出量には大きな隔たりがあった．このことは，発生した表面流は斜面を流下する過程で一部が土壌に浸透している，すなわち，表面流の流れは不連続であることを示している．一般的に，森林土壌は浸透強度が空間的に不均質である (Bonell and Williams, 1986)．加えて，現地染色実験などにより，撥水性土壌では鉛直浸透が大孔隙に限定され，不均質となることが多く報告されている（例えば，Dekker and Ritsema, 2000; Kobayashi and Shimizu, 2007）．このように鉛直浸透が空間的に不均質であることが，表面流の不連続性の要因の一つと推測された．

既往研究では，設置および観測が容易な小プロットスケールでの観測をもとに，表面流が流域の降雨流出に及ぼす影響について検討されてきた（例えば，Doerr et al., 2003）．しかし，本研究での観測結果から，小プロットの表面流観測結果を斜面全体もしくは流域全体などの大

きなスケールに単純に拡張して表面流出量を求めることが難しいことが示された．したがって，プロット長が短い小プロットは，表面流による降雨流出過程での役割を検討する目的には適当でなく，現象の傾向（例えば，植生など場の条件による表面流発生への影響）を抽出，検討するために用いるのがよいと考えられる．

### 4.4 流域の降雨流出に対する表面流の寄与

Fig. 4 に示したように，大プロットにおける表面流出量が降雨量の増加に対して線形に増加したのに対し，小流域からの降雨流出量は降雨量が 50 mm を超えると急激に増加する非線形な応答を示した．さらに，土壌水分条件による流出への影響に着目すると，大プロットでは乾燥条件で表面流出量が大きかった．一方，小流域では初期土壌水分条件による流出への顕著な差が見られなかった．この結果から，大プロットで観測される表面流が流域の降雨流出には直接的に寄与せず，土壌撥水性は直接的には流域の降雨流出に影響を及ぼしていないことが考えられる．

そこで Fig. 6 に示した降雨イベント中の大プロットにおける表面流出量，流域の流出量，斜面測線下端部での土壌マトリックポテンシャル観測結果から表面流による流域の降雨流出について詳しく検討する．降雨イベントの前半（累積雨量 50 mm まで）では，表面流出量が降雨に対応した流出を示したのに対して，流域からの流出量の増加はほとんど見られなかった (Fig. 6b)．したがって降雨の前半には，斜面で発生した表面流は，ほとんど渓流水として流出しなかったと考えられる．一方，降雨後半には流域の流出量が大きく増加し，表面流出量を大きく上回った．この流域からの流出量の急激かつ大きな増加は，斜面下端の土壌–岩盤境界面のマトリックポテンシャルが正となる，すなわち飽和帯が形成されたタイミングとほぼ一致した (Fig. 6)．したがって，このような流域の流出水の大きな増加は表面流よりもむしろ土壌中の飽和側方流によるものと推察された．

このように，大プロットにおいて観測された表面流が流域の降雨流出に寄与しなかった一因は，斜面下部において浸透が卓越したためと考えられる．Fig. 3 に示したように，斜面下部においては，斜面上・中部に比べて常に浸透強度が高かった．そのため，斜面下部では表面流の発生量が抑制されることに加えて，斜面上・中部で発生した表面流の浸透も促すことで表面流は斜面末端に位置する渓流に到達しなかったと考えられる．これらの結果から，斜面上～中部に設置された大プロットでの表面流観測結果を斜面全体の表面流出としては扱うことができず，斜面下端まで到達する表面流は非常に少なく降雨流出には直接寄与しないことが示唆された．

土壌が撥水性を示す流域で行われた既往研究においても，撥水性の影響によって表面流出量は増加するが，流域スケールの流出量が顕著に増加することはないという本研究と同様の結果が報告されている（例えば，Prosser and Williams, 1998; Doerr et al., 2003）．しかし同時に，乾燥した撥水性が強く発現する条件では流域の流出応答が早くなることが示されている (Doerr et al., 2003)．一方，本研究において観測を行った小流域の流出は，Fig. 6 で示されたように湿潤条件においても降雨から流出までの遅れ時間は非常に短かった．このような違いは，土壌撥水性に関する既往研究が半乾燥地の比較的勾配が小さい場所を対象としていたのに対し，本研究の小流域は平均勾配が約 35° と非常に急峻であり土壌中の側方流が速いことが原因と考えられる．このように，流域の地形や土層深，土壌物理特性によって撥水性の降雨流出に対する影響が変わる点に留意する必要がある．

## 5. 結論

ヒノキ林流域の降雨–流出過程における土壌撥水性の影響を検討するために，撥水性の測定，斜面での浸透強度測定，林床被覆の異なる小プロットでの表面流観測，大プロットでの表面流観測，流域の流出水量観測を行った．ヒノキ林表層土壌の強い撥水性が表面流発生の一因であり，さらに撥水性の強度によって表面流出量が変動していた．降雨中には撥水性が徐々に弱くなり，それに伴って表面流出量の減少と雨水の鉛直浸透の形態が変化するという，撥水性と表面流発生，雨水浸透の相互関係が示された．また小プロットと大プロットの比較から，大プロットスケールでは表面流の流れが不連続であり，そのためにプロットサイズが大きいほど表面流出量が小さくなると考えられた．さらに流域スケールでは，斜面下部では斜面上・中部に比べて浸透が卓越するために斜面末端すなわち渓流まで到達する表面流は非常に少なく，降雨流出における表面流の寄与は小さく土壌中の側方流が支配的であることが示唆された．

本研究で示された表面流発生と水分特性曲線のヒステリシスなどの土壌撥水性による影響を組み込むことで，実際の水移動現象に即した水文モデルの構築に貢献すると考えられる（小杉，2005）．本試験流域では，プロットスケールでは表面流が観測されたが，その流域からの降雨流出への寄与は限定的であった．しかしながら本流域では，表面流発生にともなう表層土壌の侵食 (Fukuyama et al., 2008; Miyata et al., in review)，栄養塩流出 (Zhang et al., 2007) が報告されており，持続的な森林管理を考える上で表面流の抑制は重要な要素であると考えられる．なお本研究は，科学技術振興機構 (JST) の戦略的創造研究推進事業 (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（代表：筑波大学・恩田裕一）」および科学研究費補助金 (18–2862) により行いました．

## 引用文献

Bauters, T.W.J., Steenhuis, T.S., DiCarlo, DA., Neiber, J.L., Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Parlange, J.-Y., and Haverkamp, R. (2000): Physics of water repellent soils. Journal of Hydrology, 231–232: 233–243.

Burch, G.J., Moore, I.D., and Burns, J. (1989): Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. Hydrological Processes, 3: 211–222.

Bonell, M. and Williams, J. (1986): The generation and redistribution of overland on massive oxic soil in a eucalypt woodland within the semi-arid tropics of north Australia. Hydrological Processes, 1: 31–46.

Dekker, L.W. and Ritsema, C.J. (2000): Wetting patterns and moisture variability in water repellent Dutch soils. Journal of Hydrology, 231-232: 184–164.

Doerr, S.H., Ferreira, A.J.D., Walsh, R.P.D., Shakesby, R.A., Leighton-Boyce, G., and Coelho, C.O.A. (2003): Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. Hydrological Processes, 17: 363–377.

Fukuyama, T., Onda, Y., Takenaka, C., and Walling, D.E. (2008): Investigating erosion rates within a Japanese cypress plantation using Cs-137 and Pb-210ex measurements. Journal of Geophysical Research, 113, F02007, doi:10.1029/2006JF000657.

Gomi, T., Sidle, R.C., Miyata, S., Kosugi, S., and Onda, Y. (2008a): Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: scale effects and runoff transfer. Water Resources Research, 44, W08411, doi:10.1029/2007WR005894.

Gomi, T., Sidle, R. C., Ueno, M., Miyata, S., and Kosugi, K. (2008b): Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. Journal of Hydrology, 361 (3-4): 275–290.

服部重昭，阿部敏夫，小林忠一，玉井幸治 (1992)：林床被覆がヒノキ人工林の侵食防止に及ぼす影響．森林総合研究所研究報告，362：1–34.

小林政広，釣田竜也，伊藤優子，加藤正樹 (2006)：ヒノキ人工林および隣接する落葉広葉樹林における土壌の撥水性の空間分布．日本森林学会誌，88 (5)：354–362

Kobayashi, M. and Shimizu, T. (2007): Soil water repellency in a Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. Hydrological Processes, 21: 2356–2364.

小杉賢一朗 (2005)：森林における水循環研究への土壌物理学の応用．土壌の物理性，100：15–26.

Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., Onda, Y., and Mizuyama, T. (2007): Surface runoff as affected by soil water repellency in a Japanese cypress forest. Hydrological Processes, 21: 2365–2376.

Miyata, S., Kosugi, K., Nishi, Y., Gomi, T., Sidle, R.C., and Mizuyama, T. (2009): Spatial pattern of infiltration rate and its effect on hydrological processes in a small headwater catchment. Hydrological Processes (accepted).

Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., and Mizuyama, T. (2009): Effects of forest floor coverage on overland flow and soil erosion on hillslopes in Japanese cypress plantation forests. Water Resources Research (in review).

恩田裕一編 (2008)：人工林荒廃と水・土砂流出の実態．岩波書店，東京.

Prosser, I.P. and Williams, L. (1998) The effect of wildfire on runoff and erosion in native Eucalyptus forest. Hydrological Processes, 12: 251–265.

酒井正治，井上輝一郎，岩川雄幸 (1987)：粗大有機物の土壌への混入量 (III) — 斜面位置の違いによるヒノキ葉混入量 —．第98回日本林学会論文集：193–196.

van Dam, J.C., Wosten, J.H.M., and Nemes, A. (1996): Unsaturated soil water movement in hysteretic and water repellent field soils. Journal of Hydrology, 184: 153–173.

Watson, C.L. and Letey, J. (1970): Indices for characterizing soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationships. Soil Science Society of America Proceedings, 34: 841–844.

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) 散水型浸透計による野外実験．日本林学会誌，77(3)：224–231.

Zhang, Z., Fukushima, T., Onda, Y., Gomi, T., Fukuyama, T., Sidle R.C., Kosugi, K., and Matsushige, K. (2007): Nutrient runoff from forested watersheds in central Japan during typhoon storms: implications for understanding runoff mechanisms during storm events. Hydrological Processes, 21: 1167-1178.

## 要　　旨

ヒノキ林流域の水流出過程における土壌撥水性の影響を検討するために，撥水性の測定，斜面での浸透強度測定，林床被覆の異なる小プロットでの表面流観測，大プロットでの表面流観測，渓流水量観測を行った．その結果，ヒノキ林表層土壌の撥水性が表面流発生の一因となり，土壌水分に依存する撥水性の強度により表面流出量が変動することが示された．降雨中には撥水性が徐々に弱められ，それに伴う表面流出量の減少と雨水の鉛直浸透の形態が変化した．また小プロットと大プロットの比較から，大プロットでは表面流の流れが不連続となり，観測スケールが大きいほど表面流出量が小さくなることが明らかとなった．さらに流域スケールでは，斜面下部において浸透が卓越するために降雨流出に対する表面流の寄与は小さく，流域スケールでは土壌撥水性の降雨流出に対する影響は小さいことが示唆された．

キーワード：土壌撥水性，ホートン型表面流，降雨－流出過程，浸透能空間分布