J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 153 p.5 ～ 11 (2023)

森林斜面における不飽和浸透と地下水涵養について

小杉賢一朗 [1]

Unsaturated rainwater infiltration and ground water recharge at forested hillslopes

Ken'ichirou KOSUGI[1]

1. はじめに

森林は「緑のダム」と呼ばれ，洪水を緩和し水資源を涵養する機能を有するとされている．この機能を科学的に解明するための研究が従来より数多く実施されている．例えば，森林土壌中の雨水貯留に有効と考えられる孔隙の総量を推計することによって，機能の定量化が試みられた（例えば，有光, 1987）．このように，森林土壌の特徴が洪水緩和・水源涵養機能を特徴づけているとの考えがある一方で，山地河川の流出特性は基本的に基岩地質によって決まっているとの考え（例えば，虫明ら, 1981）も存在している．後者の考えに基づけば，土層のみに着目し不透水性の基盤面を仮定した水文解析では，「緑のダム」機能を必ずしも適切に評価できていない可能性が考えられる．

我々はこれまで，「緑のダム」機能に関して，森林土壌と基岩のそれぞれが果たしている役割を解明することを目的とした研究を実施してきた．本稿では，山地森林流域における水文観測，数値シミュレーション，ならびに森林土壌サンプルを用いた降雨浸透計測により得られた知見について解説する．

2. 森林流域における水文観測

2.1 方法

滋賀県南部に位置する森林流域 WK（桐生水文試験地）で水文観測を実施した．流域の地形を Fig. 1a に示す．流域の面積は 5.99 ha であり，基岩地質は風化花崗岩である．流域内部に面積 0.086 ha の流域 WA を設定し，さらに WA 流域内部に面積 0.024 ha の流域 WS を設定した（Fig. 1b）．各流域の出口には流量観測施設を設置し，流出水量を継続的に計測するとともに，流域内の露場（Fig. 1a 中の MS 地点）で雨量の観測を行った．

Fig. 1b のライン A ～ B に沿った WS 流域の縦断図を Fig. 2a に示す．このライン上では，土研式簡易貫入試験機を用いて土壌硬度の分布を計測し，Nc 値（10 cm の貫入に必要となる錘の落下回数）50 を閾値として土壌と風化基岩の境界面を特定した．土層厚はおよそ 0.2 ～ 1.0

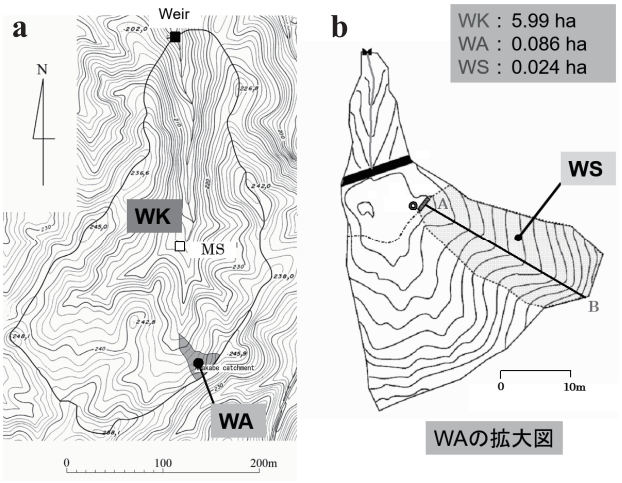


Fig. 1 水文観測流域の地形と測機の配置（Kosugi et al.（2006），小杉（2007）をもとに作成）．

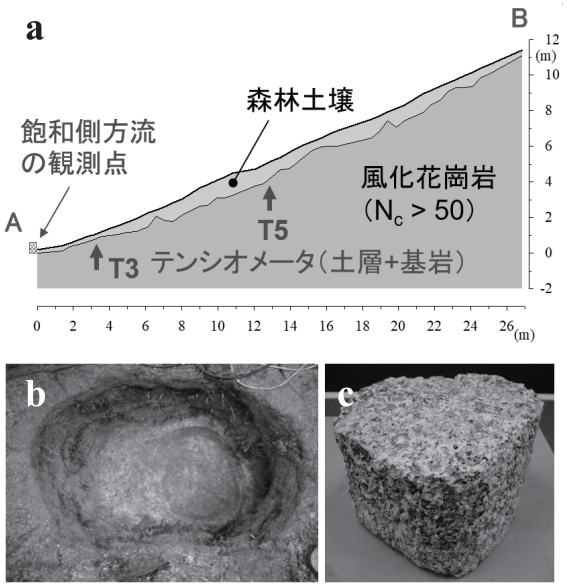


Fig. 2 （a）WS 流域の縦断図，（b）サンプル採取ための掘削孔，および（c）風化基岩サンプル（Kosugi et al.（2006），小杉（2007）をもとに作成）．

[1]Graduate School of Agriculture, Kyoto University Kitashirakawa-Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan. Corresponding Author: 小杉賢一朗, 京都大学大学院農学研究科.
2022 年 12 月 5 日受稿　2023 年 3 月 3 日受理



Fig. 3 基岩テンシオメータ設置の様子.

m の範囲にあり，流域の中央で厚く，尾根と流域出口で薄くなっていた．流域出口付近の T3 地点（土層厚 0.24 m）と中央の T5 地点（土層厚 0.97 m）では，土層内と風化基岩層内にテンシオメータを設置し，圧力水頭を連続的に計測した．土層内のテンシオメータの設置深度（地表面からの深度）は，T3 地点で 10，21 cm，T5 地点で 10，30，60，94 cm である．また，基岩層内のテンシオメータの設置深度（土層 · 基岩境界面からの深度）は，T3 地点で 9，19，39 cm，T5 地点で 12，24，39 cm である．Fig. 3 は，風化基岩層内にテンシオメータを設置している様子である．土層を掘削して基岩面を露出させたうえで，基岩層に電動式ハンマードリルで穿孔し，テンシオメータを挿入した後に隙間をパテで埋めることで止水を行っている．

WS 流域の出口では，基岩面までトレンチを掘削し，土層からの飽和側方流の流出量を計測した（Fig. 1b および Fig. 2a）．このトレンチの直ぐ下流側（Fig. 1b の◎で示した地点）では，土層および風化基岩層を掘削して（Fig. 2b），土壌サンプルおよび風化基岩サンプル（Fig. 2c）を採取した．これらのサンプルを用いて計測した飽和透水係数の値は，土壌で 2.1 ～ 8.1 $\times 10^{-3}$ cm s^{-1}，風化基岩で 0.95 ～ 1.2$\times 10^{-4}$ cm s^{-1} であった（Katsura et al., 2005）．

2.2 流量の観測結果

8 日間にわたる流量の観測結果を Fig. 4 に示した．12/16 ～ 17 に積算雨量 10 mm の小規模降雨イベントが，12/21 に積算雨量 48 mm の中規模降雨イベントが発生したが，流域 WS では降雨波形に対応した飽和側方流の流出が観測された．この飽和側方流は降雨の終了に伴い消滅し，これらの降雨イベント以外の期間では観測されなかった．これに対して流域 WS を含む流域 WA，さらには流域 WA を含む流域 WK では，流量の逓減波形がより緩やかであり，無降雨時にも継続的に流出が存在していた．

森林の水源涵養機能に関してしばしば指摘されるように，「森林土壌が降雨時に雨水を蓄え，その水を無降雨時にゆっくりと河川に供給することで基底流量を維持している」のであれば，流域 WS からの飽和側方流が無降雨時にも継続的に維持されることが想定される．しかしながら実際には，Fig. 4 に示したとおり，この飽和側方流は降雨イベント時以外には観測されず，流域出口のトレンチからではない流出成分が非常に大きいことが示唆された．このことから，多くの雨水が風化基岩層に浸透して基岩層内部に存在する地下水を涵養し，その地下水滞からの流出が，流域 WA や WK の出口において恒常的に存在する基底流量を維持する役割を担っていることが推察された．

2.3 テンシオメータによる観測結果

Fig. 5 c，e は，T3 および T5 地点に設置したテンシオメータにより観測された圧力水頭の時空間変動を示している．また Fig. 5 d，f は，これらの圧力水頭を用いて算定された水理水頭の時空間変動を示している．各パネルの右側に示した矢印は，テンシオメータの設置位置を表している．さらに Fig. 5a，b には，降雨波形ならびに流域 WS 出口における飽和側方流の流出波形を示した．

T3 地点における土層内の圧力水頭は，降雨強度が増加した 18:00 に一気に上昇し，正圧に達している（Fig. 5c）．この圧力水頭の上昇は，少し遅れて風化基岩内にも伝搬している．Fig. 5d に示した水理水頭の分布では，降雨強度が弱い時間帯において下層ほど値が低くなっており，土層から基岩層にかけての全体で下向きの水分フラックス成分が存在していたと考えられる．降雨強度が増加して土層内に飽和帯が広がった時間帯には，土層内の水理水頭の鉛直勾配が消滅している．これは，飽和側方流の発生（Fig. 5b）に対応していると考えられる．この時間帯においても，土層 · 基岩境界面から基岩層上部にかけての領域では，水理水頭が下層ほど小さく，下向きの水分フラックス成分が存在し続けていた．降雨が終了すると，土層内においても下向きの水理水頭勾配が徐々に回復していった．

T5 地点では，降雨強度の上昇に伴う圧力水頭の上昇が

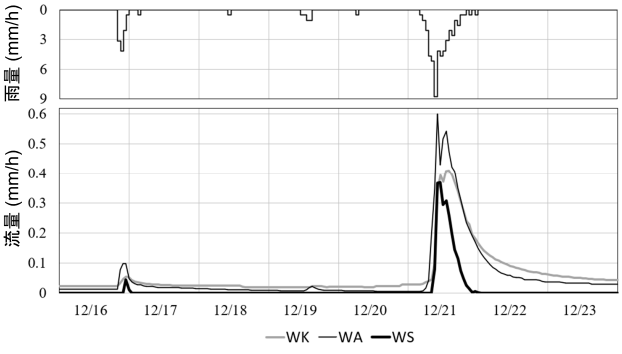


Fig. 4 雨量と流量の観測結果.

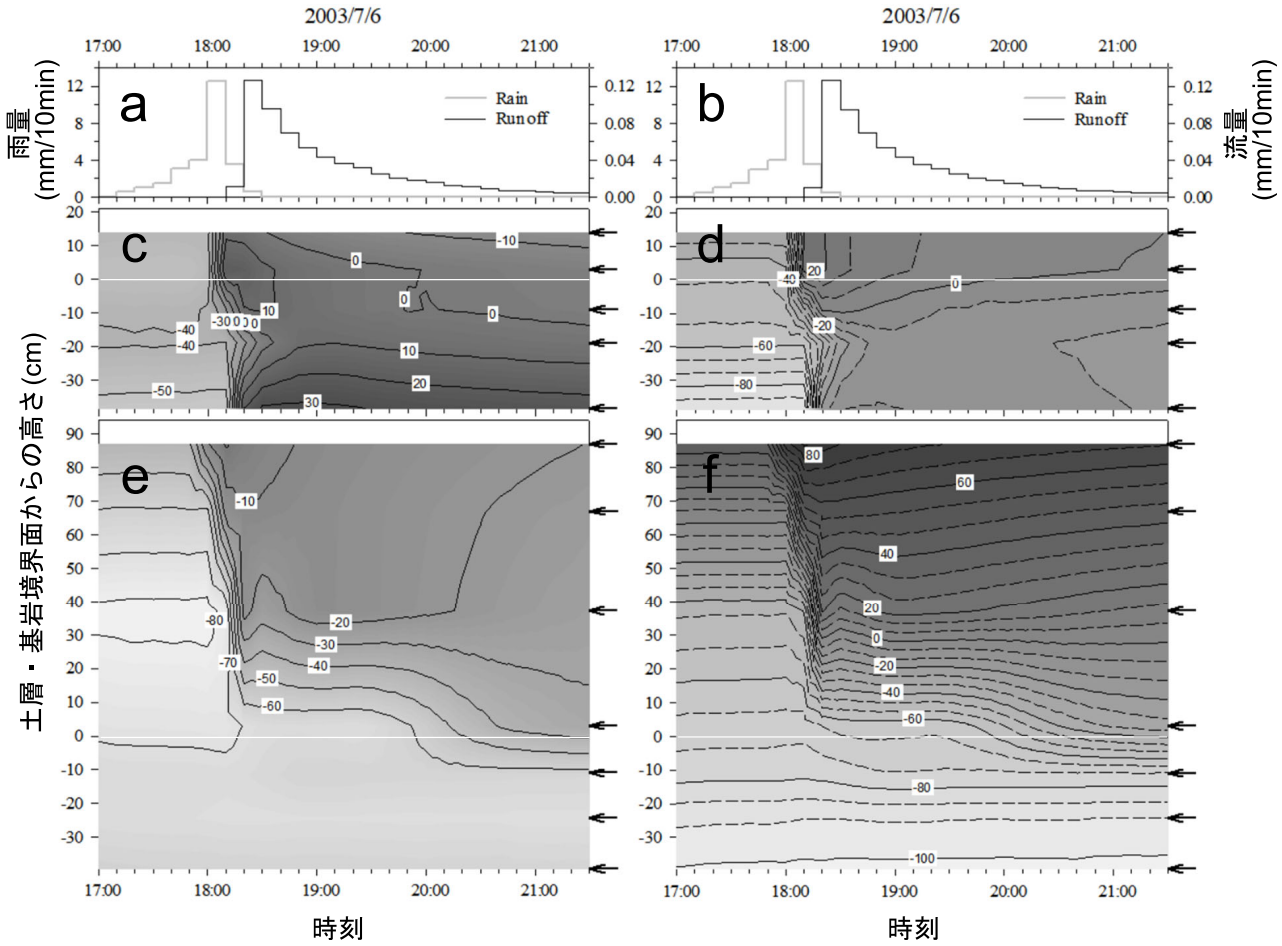


Fig. 5 （a，b）雨量と流量，T3 地点における（c）圧力水頭および（d）水理水頭，T5 地点における（e）圧力水頭および（f）水理水頭の観測結果（Kosugi et al.（2006）をもとに作成）．（a）と（b）は同一の図．

土層下部に次第に伝搬する様子が観測された（Fig. 5e）．土層 · 基岩境界面や基岩層上部における圧力水頭の上昇は緩やかであり，T3 地点の結果（Fig. 5c）とは異なり，土層内に飽和帯が形成されることはなかった．基岩層では，上部を除けば圧力水頭の顕著な上昇は認められなかった．Fig. 5f に示した水理水頭分布では，土層から基岩層にかけての全体で常に下層ほど値が低く，下向きの水分フラックス成分が継続していたことがわかる．

Fig. 5 の結果より，T3，T5 地点の両方において，土層から基岩へ向かう浸透成分が常に存在していたといえる．土層が薄い T3 地点では，降雨強度の増加に伴って基岩に浸透しきれなかった雨水が土層内に飽和帯を形成し，飽和側方流として流出していた．一方，土層が厚い T5 地点では，土層中の鉛直浸透過程における水分貯留によって浸透強度が徐々に弱められ，土層 · 基岩境界面における圧力水頭の上昇は緩やかなものとなっていた．この結果，土層 · 基岩境界面に達した雨水は，飽和側方流として斜面下方に流下することなく基岩層に浸透するものと考えられる．

以上のことから，森林斜面において発達した土層は，多くの雨水を一時的に貯留して風化基岩層に徐々に供給することによって，基岩に浸透する雨水の量を増やす「バッファーとしての役割」を果たしており，土層厚の増加はこの機能を増加させるものと推察される．

3. 土層の役割を評価するための数値シミュレーション

3.1 計算条件

土層の「バッファーとしての役割」を評価するために，Fig. 6 に示した斜面（水平距離 10 m，斜面勾配 20°）を対象として数値シミュレーションを実施した．ここでは，Richards 式を有限要素法を用いて解くことによって地表面から入力した雨水の移動を追跡している．その結果に基づき，地表面からの流出（地表流），土層下流端からの流出（飽和側方流），および基岩層下端からの流出（岩の底からのしみ出し）の各々についてハイドログラフを計算した．これらの境界面には自由排水条件を与えている．残りの境界面（Fig. 6 の太線で示した部位）には水の出入りがない条件を与えた．計算結果の解析においては，地表流および飽和側方流は洪水流出を形成するとみなした．一方，岩の底から浸出した水は，基岩層内の地

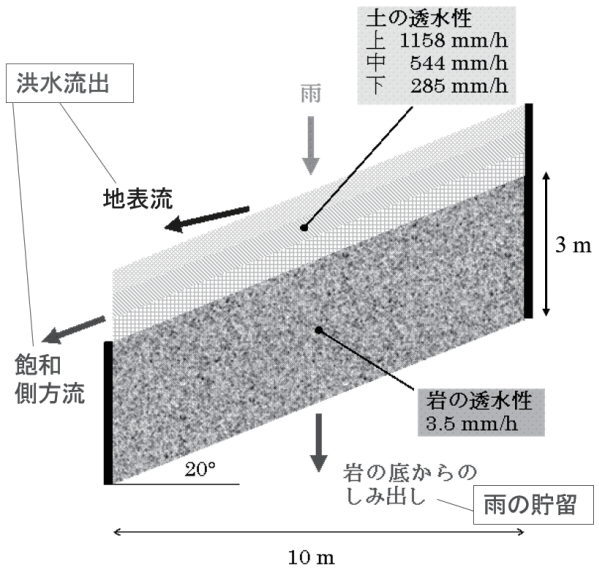


Fig. 6　数値シミュレーションの対象斜面.

下水を涵養し河川の基底流を形成すると考え，雨水の貯留成分に当たるとした.

基岩層の厚さは一律に 3 m とした．土層の厚さは 0 m（土層無し），1 m，2 m の 3 通りに設定し，雨水の各流出成分への分配に土層厚が与える影響を検討した．数値計算に必要となる土壌と基岩の保水性 · 透水性は，それぞれ篠宮 · 小杉（2003）および Katsura et al.（2005）に基づき，Fig. 7 のように設定した．土壌の飽和透水係数（285 ～ 1158 mm h^{-1}）は降雨強度に比べて十分大きく，基岩の透水係数（3.5 mm h^{-1}）は降雨強度が頻繁に超過する値である.

計算に用いた降雨波形には，2000 年 9 月 11 ～ 12 日に発生した東海豪雨の際の気象庁（名古屋）の時間雨量データを使用した（Fig. 8）．総雨量は 567 mm，最大時間雨量は 93 mm である．多くの時間帯において，降雨強度は計算で与えた基岩の透水係数（3.5 mm h^{-1}）を上回っており，上回った量を積算すると 470 mm であった．計算の初期条件は，降雨の平年値を与えた予備計算により定めている（詳細は，小杉（2007）に記載）.

3.2 計算結果

数値シミュレーションにより得られた流出ハイドログラフを Fig. 9a ～ c に示した．また，各流出成分の総量の内訳を Fig. 9d に示した.

土層厚 0 m の場合は，透水係数 3.5 mm h^{-1} の基岩に降雨が直接当たることになる．この結果，多くの雨水が地表流となって流出し，洪水流出量を大きく増大させている（Fig. 9a）．土層が無いことから飽和側方流は存在しない．基岩の底からのしみ出しの総量（雨の貯留の総量）は，119 mm であり（Fig. 9d），基岩の透水係数 3.5 mm h^{-1} に見合う浸透が起きると考えた場合の値である 97 mm（567 – 470 mm）を僅かに上回っていた.

土層厚が 1 m になると地表流は減少し，代わりに飽和側方流が増加した（Fig. 9b）．両者を合わせた洪水流出のピークは，土層厚 0 m の場合よりも小さくなっている．基岩に浸透して貯留される成分の総量は 204 mm であり，土層厚 0 m の場合に比べて 85 mm 増加した（Fig. 9d）．すなわち，基岩の性質が同じであっても，土層のバッファー効果によって基岩への浸透量が増加することがわかった．なお，土層厚 1 m の場合に計算された地表

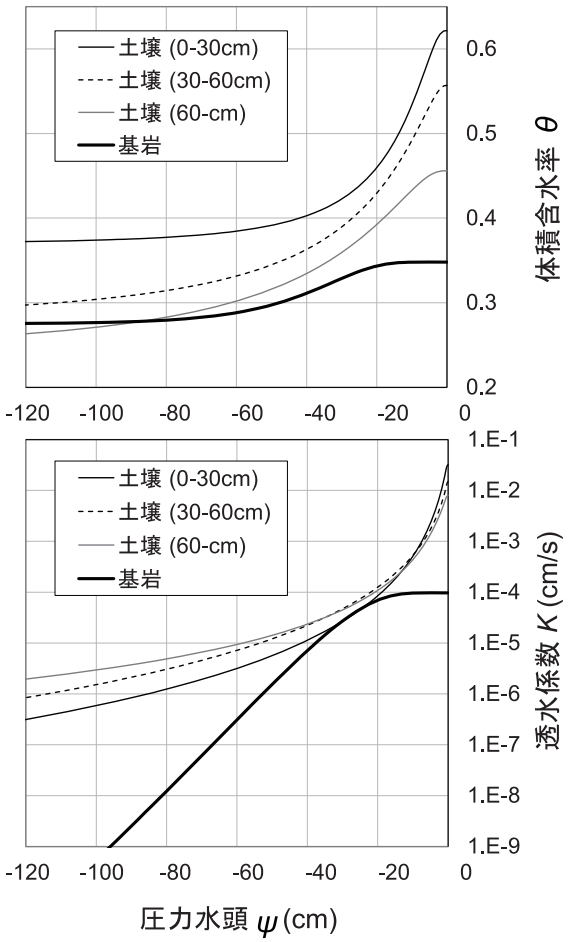


Fig. 7　数値シミュレーションに用いた土壌と基岩の保水性 · 透水性（小杉（2007）をもとに作成）.

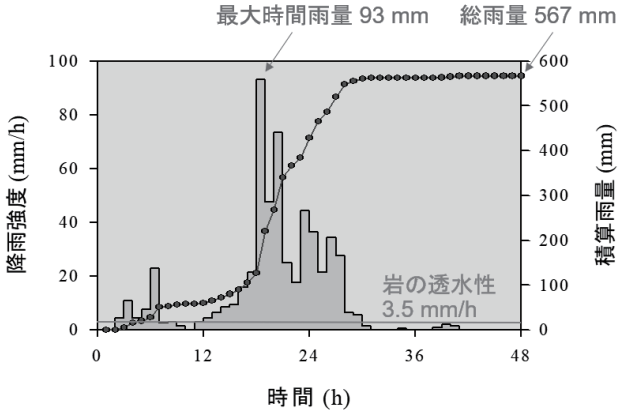


Fig. 8　数値シミュレーションに用いた降雨波形（小杉（2007）をもとに作成）.

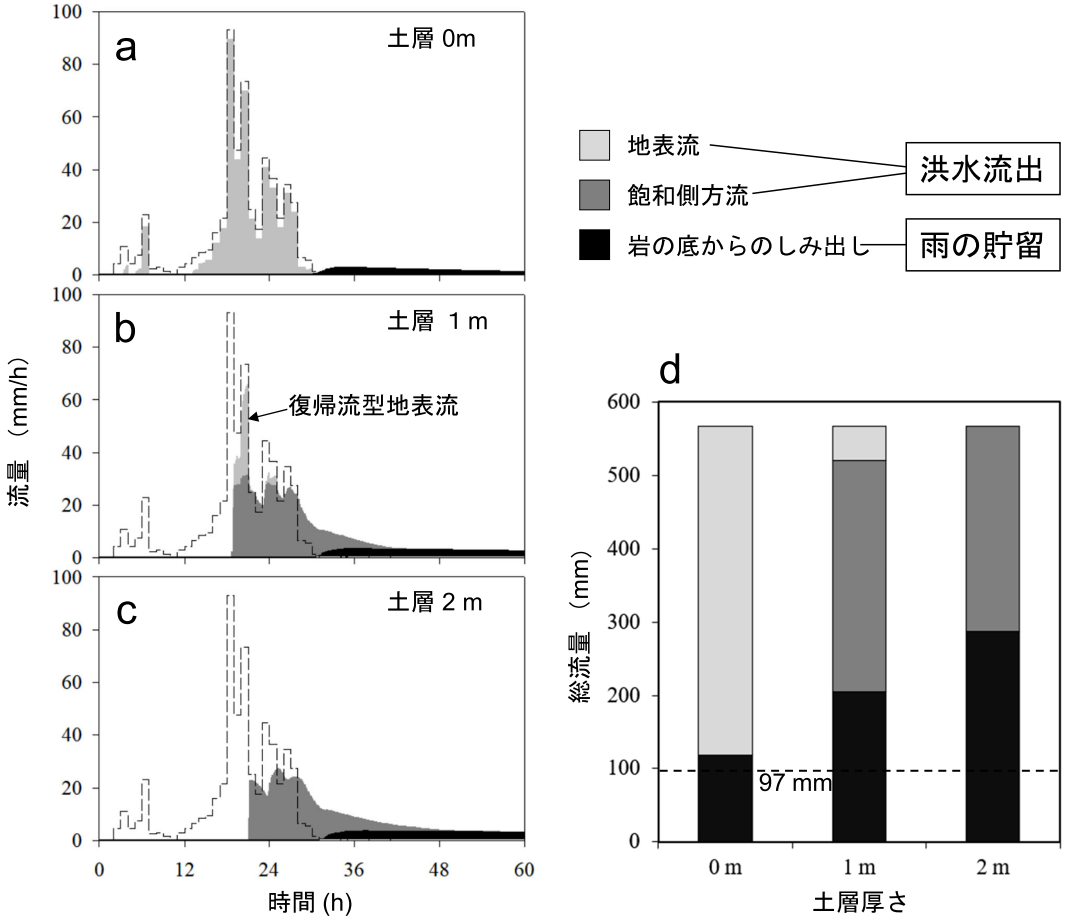


Fig. 9 数値シミュレーションで得られた（a～c）ハイドログラフと（d）総流量（小杉（2007）をもとに作成）.

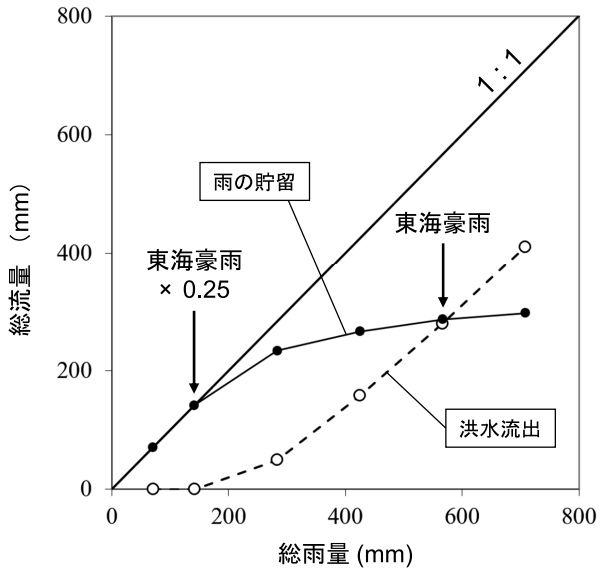


Fig. 10 数値シミュレーションで得られた総雨量と総流量の関係（小杉（2007）をもとに作成）.

流は，降雨強度が土壌の浸透能を上回って発生するホートン型地表流ではなく，飽和側方流が形成する土層内の飽和帯の水位が土層厚を上回ることによって発生する復帰流型地表流である.

土層厚が 2 m の場合（Fig. 9c）は，地表流は発生せず，飽和側方流による洪水流出のピークもかなり小さくなった．基岩に浸透し貯留に回る雨量は 287 mm に増加し，総雨量の 51 % に達した（Fig. 9d）．このように，土層厚が増えることによって土層のバッファー効果が増大することが示された.

3.3 降雨規模の変化が雨水貯留に与える影響

Fig. 8 に示した東海豪雨のハイエトグラフについて，各時刻の降雨強度を一定比率（0.125，0.25，0.5，0.75，1.25 の 5 通り）で増減させることによって規模の異なる降雨波形を算出し，それを入力として上記と同様の数値シミュレーションを実施した．Fig. 10 は，土層厚 2 m の場合についての結果をまとめたものである．東海豪雨の規模の 0.125 倍および 0.25 倍の降雨規模の場合，降雨のほぼ全てが基岩に浸透して貯留され，洪水流出の量はほぼゼロであった．一方，降雨規模が 0.5 倍以上では洪水流出が発生し，その量は降雨規模の増大に伴って増加を示した．すなわち，土層が 2 m と厚い場合でも，洪水を完全に抑制できるわけではないことがわかる．但し，基岩に浸透して貯留される雨の量は，降雨規模の増大によって完全に頭打ちになるわけではなく，継続した増加を示した．雨水の貯留が土壌の孔隙によって行われると

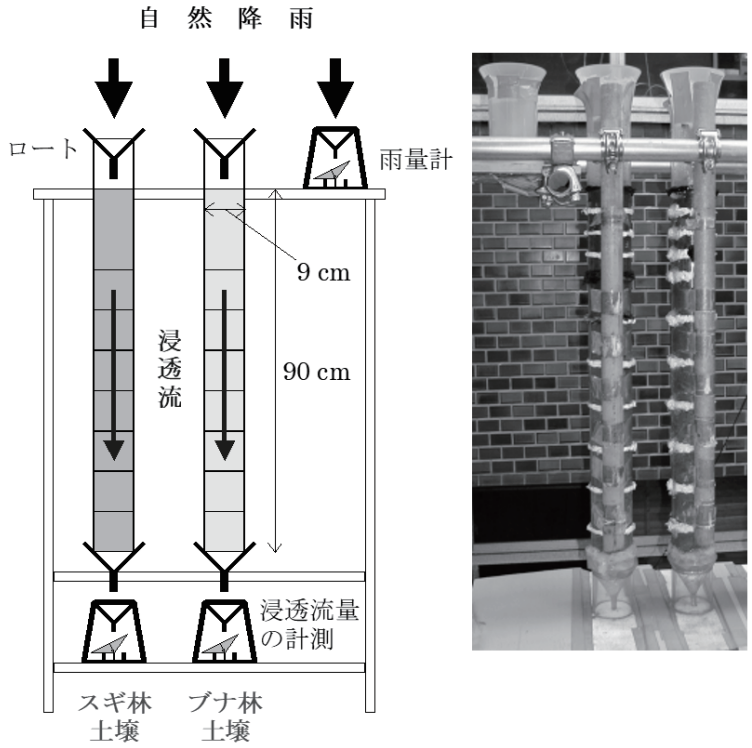


Fig. 11 土柱カラムを用いた浸透試験の様子（小杉（2005）をもとに作成）.

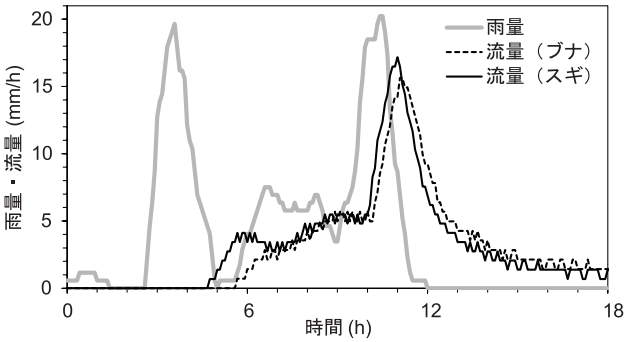


Fig. 12 雨量および土柱カラム下端の流量（小杉（2004）をもとに作成）．雨量および流量は 1 時間の移動平均値.

考えた場合は，貯留量の最大値は土層の孔隙量の総量となり，理論上それ以上の貯留は行われないことになるが，土層がバッファーの役割を担い基岩浸透量を増やすことで雨水貯留に寄与する場合には，貯留量の上限値の評価はより複雑であり，ここに例示したような数値シミュレーションを用いた検討が重要になると考えられる．

4. 土壌の種類によるバッファー効果の違い

土層によるバッファーの効果は，土層の厚さだけでなく，土壌の種類によっても異なることが考えられる．そこで，Fig. 11 に示した装置を用い，土壌の種類によるバッファー効果の違いの評価を試みた．まず，スギ林およびブナ林において表層から深さ 90 cm までの各深度の土壌を円筒形サンプラーを用いて不撹乱採取した．次に，圃場においてそれらのサンプルを積み重ね，90 cm の土柱カラムを作製し，Fig. 11 のように横に並べて設置した．そして，これらのカラムに自然降雨を浸透させ，カラム下端からの流出量を計測した．カラムを設置した地点の近傍では，雨量の計測も行った．

得られた結果の一例を Fig. 12 に示す．カラム下端からの流出は降雨に遅れて発生し，そのピークの値は降雨ピークに比べて小さくなっている．一方，降雨が終了した後にも流出が継続している．このような降雨波形と流出波形の差が，土層によるバッファー効果を表していると考えられる．スギ林土壌カラムとブナ林土壌カラムを比較すると，ブナの場合の方が流出の開始が遅れ，ピークが小さく，降雨後の流出量が多いことがわかる．このことから，ここで比較を行ったケースに限れば，ブナ林土壌のほうがスギ林土壌よりもバッファー効果が大きく，洪水緩和・水源涵養機能が大きいと考えられる．但し，樹種によるバッファー効果の違いについて信頼のおける結論を出すためには，ここに例示したような計測を多くの森林土壌を対象として実施することが必要である．

5. まとめ

森林土壌の洪水緩和・水源涵養機能に関して，山地森

林流域における水文観測を実施し，その結果に基づいて数値シミュレーションを行った．その結果，(1) 水資源貯留に直接寄与しているのは土層の下に存在する風化基岩層であること，(2) 斜面に発達した土層は，多くの雨水を一時的に貯留して風化基岩層に徐々に供給することによって，基岩に浸透する雨水の量を増やす「バッファーとしての役割」を果たしていること，(3) 土層厚の増加はバッファー機能を増大させること，が推察された．さらに，土壌の種類によるバッファー効果の違いを評価するための試験方法を例示した．今後，本稿で紹介した手法や考えを深化・発展させて，森林の「緑のダム」機能の科学的評価に繋げていきたいと考えている．

本稿は，小杉 (2007)，Kosugi et al. (2006)，小杉 (2004) の内容を抜粋し改変・加筆したものである．

引用文献

有光一登 (1987): 森林土壌の保水のしくみ, pp. 16–20, 162–177. 創文, 東京.

Katsura, S., Kosugi, K., Yamamoto, N. and Mizuyama, T. (2005): Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water-retention characteristics of weathered granitic bedrock. Vadose Zone J., 5: 35–47.

小杉賢一朗 (2004): 森が水をためる仕組み — 「緑のダム」の科学的評価の試み. 蔵治光一郎・保屋野初子編　緑のダム, pp. 36–55. 築地書館, 東京.

小杉賢一朗 (2005): 森林の「ダム」機能の科学的評価の試み. 水利科学, 281: 18–31.

小杉賢一朗 (2007): 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価. 水文・水資源学会誌, 20: 201–213.

Kosugi, K., Katsura, S., Katsuyama, M. and Mizuyama, T. (2006): Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment. Water Resour. Res., 42: W02414, doi:10.1029/2005WR004275.

虫明功臣，高橋 裕，安藤義久 (1981): 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果. 土木学会論文報告集, 309: 51–62.

篠宮佳樹, 小杉賢一朗 (2003): 我が国の森林土壌の θ-ψ, K-θ 関係の特性. 第 114 回日本林学会大会学術講演集, 208.

要　　旨

森林の持つ「緑のダム」機能を解明することを目的として実施した水文観測，数値シミュレーション，降雨浸透計測の結果に基づき，水資源貯留に直接寄与しているのは風化基岩層であること，斜面に発達した土層は基岩に浸透する雨水の量を増やすバッファーの役割を担っていること，土層厚の増加はバッファー機能を増大させることを推察した．

キーワード：森林の緑のダム機能，土壌，風化基岩，数値シミュレーション，Richards 式