

森林のもつ雨水浸透貯留機能について

Infiltration and storage capacity of rainwater in forest areas

谷 誠 Makoto TANI

元京都大学農学研究科

1. はじめに

森林水文学の研究は、水源山地流域での観測を基に、森林や土壌が流出量の変化に及ぼす影響を調べてきた。造園学会で扱うような平坦な緑地での浸透・貯留に関する研究は比較的少ない。山体の「骨」にあたる基岩が風化して土壌が形成され、その斜面の地下構造である土砂や石が雨水によって侵食される山地流域と、水によって運ばれてきた土砂が堆積してできた扇状地・盆地・平野とは、同じように森林が成立していたとしても、雨水の流出過程が同じにはならない点にご留意いただきたい。具体的には、山地流域の地下構造は、長期形成過程の中で空間的に不均質な特徴を備えるに至っている。平坦な緑地もまた均質構造をもつわけではなく、形成の歴史があるわけだが、筆者は詳しい知見をもっていない。こうした地盤の長期形成過程と雨水の浸透・流出過程は密接な関係をもっているわけで、そのことを前提にして、本解説では、主に水源山地流域での雨水流出過程を説明し、森林の浸透貯留機能を考えてみたい。

さて、斜面水文学における詳細な観測から、土壌の内部はきわめて複雑不均質であって、雨水流出機構を的確に把握することは非常に困難であることが明らかにされてきた¹⁾。ところが、水文学では、極端に単純化されたモデルが治水計画などで用いられている。その理由は、複雑な流出過程を極端に単純化しても、降雨条件から河川の流出量の時間変化を計算できたからである。そのため、斜面水文学の研究成果に反して、大雨時の河川流出は斜面で発生する地表面流で起こるものだ、と考えられる傾向があった。すなわち、「下草や落葉のない裸地状態のヒノキ人工林では浸透能が低く、降雨強度がこれを上回ると Horton 地表面流が発生しやすい。また、斜面下部で溪流そばの比較的緩勾配の部分では、降雨時に地下水面が地表まで上昇して飽和地表面流が発生する²⁾。たしかにこうした地表面流は現場で大雨時に観察できる。したがって、降雨時に増加してピークを作り短時間に大きく変動する洪水流出（水文学では、とくに河川氾濫などがおこらなくても、降雨によって短時間に増減する流出をこのように呼んでいる）は、上記2種

類の地表面流で産み出される。」このように単純に考えられやすかったのである。

実際にも、地表面流を水理学的にマンニングの運動則で表現してモデル化し、これによって流出計算を行ってみても、洪水流出量の時間変化の観測結果はよく再現されてしまう³⁾。しかし、斜面水文学研究からは、森林でおおわれた斜面の場合、地表面流は洪水流出量のごく一部で、土壌に降雨前から貯留されていた水が、水害・土砂害が発生するような大雨の期間でさえ河川水の多くを占めることがわかっている。後で説明するように、主要な流出空間は地表面ではなく、土壌と基岩の中にあり、先に述べたような空間的な不均質性が洪水流出応答を強く支配している。こうした不均質性を考慮すると、結果的に、大雨によって発生する洪水流出の緩和に、森林でおおわれた土壌層が大きな役割を果たすことが明らかになってきたのである⁴⁾。

詳しくは、拙著^{1), 5)}、拙稿^{4), 6) ~8)}などを参照願いたいだが、本解説では次の順序で概要を述べる。第1に、土壌層内の水の貯留と移動に関する基礎的性質を解説する。その基礎をふまえて、第2に、複雑な流出機構のうち洪水流出の時間変化がどのようにして産み出されるのかを説明する。第3に、森林流域、はげ山流域、都市化された流域を比較して、人間社会にとって森林はどのような役割を果たしているのかを考えてみたい。

2. 土壌層内の水の貯留と移動

はじめに、図-1を参考にして、土壌層内の水の貯留と移動について説明する。地表面下にある水を「地中水」と言うが、「土壌水」と「地下水」に区分される。毛管力によって隙間に吸引されているのが土壌水で、大気圧よりも大きい圧力によって隙内に押し込まれているのが地下水である。地下水には難透水層の下にあって水面をもたない被圧地下水もあるが、土壌層内に生じるのは通常不圧地下水であり、その場合は、図-1のように、地下水と土壌水の境界が地下水面となる。地下水は飽和しているが、土壌水は図-1に示す毛管水縁を除くと不飽和である。

さて、地下水では、静止している場合、水面からの y cm の深さの水圧は、通常、水の単位重量あたりの圧力で

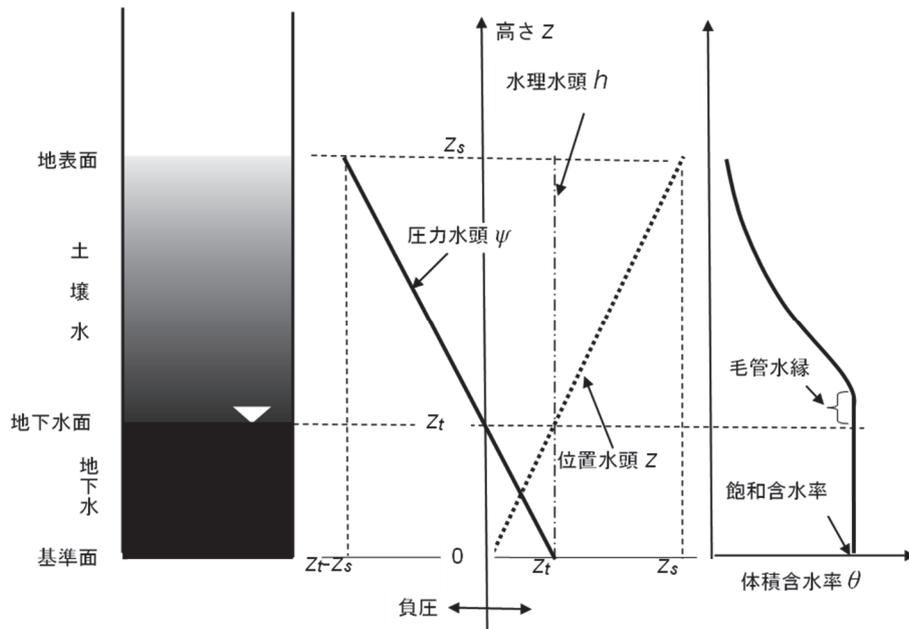


図-1 土壌内で水が静止している状態での圧力水頭 ψ 、位置水頭 z 、水利水頭 h 、体積含水率 θ の鉛直分布を説明する概念図(文献5の図を引用し、一部改変して作成)

左端の土壌柱の図において、黒色は間隙が飽和して飽和含水率になっていることを、上部ほど間隙が不飽和になってゆくようすを示しており、この体積含水率 θ の鉛直分布は右端にグラフ化されている。地下水面より下は地下水であって、圧力水頭は水圧を示し、間隙に水が押し込まれて飽和状態になる。地下水面より上の土壌水の θ の鉛直分布は、サイズの大きい間隙ほど毛管力が小さくて間隙内に水を吸引できないことによってために生じるが、土壌に含まれる最大サイズの間隙でも小さい毛管力をもつため、地下水面近くの毛管水縁の部分も飽和状態になる。

ある圧力水頭 ψ で表現して y cm と表示される。また、静止している土壌水は、径の小さいストローほど毛管上昇高が高いことから推測されるように、水面から高く離れてゆくほど毛管力が強くサイズの小さい間隙しか水を吸引できないので、単位体積の土壌に含まれる水の体積である θ が小さくなる。そこで、水面からの高さ y cm における土壌水の ψ を、地下水の ψ が水面から測った深さで表現できるのと同じように、地下水と逆向きなので負号を付けて $-y$ cm と表現する。そうすると、ある基準高さを原点とした上向きを正とする高さで表現される位置水頭 z と ψ の和である水利水頭 h は、図-1に示すように、静止している限りどこでも同じ値になる。また、 ψ が低い値になるほど、つまり絶対値が大きくなるほど θ が小さくなる関係もみられる。

図-1に基づいて静止状態の土壌水と地下水の性質を説明してきたが、引き続き、水移動について述べる。土壌内部では、特に大きなサイズの間隙を通過する流れは別として、土壌マトリクスにおける単位面積あたりの流量 f は、地下水でも土壌水でも、ダルシーの法則で表現でき、流れに沿う距離を l として、次の式で表現される。

$$f = -K \frac{dh}{dl} \quad (1)$$

水利水頭 h の勾配に流量が比例するわけで、比例係数 K は透水係数と呼ばれる。

図-1は静止状態なので、至るところで h は一定値で、基準面から測った地下水面と同じ値 z_t になり、次式の関係が成り立っていた。

$$h = \psi + z = z_t \quad (2)$$

しかし、2点間で h の値が異なる場合は、地下水・土壌水ともに(1)式にしたがって、 h の大きい側から小さい側へ水が移動する。地下水の場合は間隙が飽和しているので、体積含水率 θ は飽和含水率、透水係数 K は飽和透水係数となって、いずれも ψ にかかわらず一定の最大値をとる。一方、土壌水の場合には、水を毛管力で吸引できる間隙径は ψ の絶対値と反比例の関係をもつので、 ψ の絶対値の示す間隙サイズよりも大きな間隙は水を吸引できないことになり、 θ は ψ によって変化する。この θ と ψ の関係は、(2)式から、 $\psi = z_t - z$ となるので、図-1の右端の θ の分布曲線で表現される。また、透水係数 K は、 ψ がゼロから負値に低くなると比較的水を通しやすいサイズの大きな間隙から順々に空になってゆくため、急激に低下する特徴が現れる。

以上の説明から、地下水では θ も K も一定、土壌水ではいずれも ψ によって変化するのだが、ダルシーの法則(2)式で取り扱えるという共通点をもつことがわかる。 θ の ψ に対する関係は保水特性、 K の ψ に対する関係は透水特性と呼ばれ、基本的な土壌物理特性として、洪水流出

過程を対象とする水文学においても非常に重要である。

3. 鉛直不飽和浸透のもとらす保水力

雨水の流出過程においては、降雨が小流域の空間スケールでは水平方向に均質な鉛直下向きの流れなので、土壌内でも鉛直浸透が最初に生じる。土壌マトリクスでの鉛直浸透の基礎式は、ダルシーの法則 (1) 式と水収支を表す連続式を組み合わせた次のリチャーズ式で表される。

$$\left(\frac{d\theta}{d\psi}\right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (3)$$

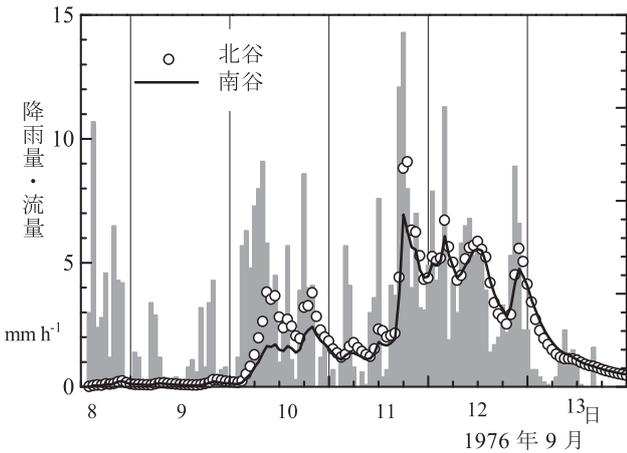


図-2 竜ノ口山森林理水試験地における 1976 年 9 月台風時の観測降雨と北谷と南谷の観測流量
(文献 5 の図を引用し、一部改変して作成)

本解説では、最近の拙稿^{6), 7)} で得られた結果に基づき、(3) 式で表される鉛直浸透過程を用いて洪水流出応答をもたらす流出機構の特徴を詳しく説明することにした。

そのため、まず、森林総合研究所の竜ノ口山森林理水試験地にある北谷と南谷の 1976 年 9 月の総量 375mm の大雨時における流量の変化を図-2 に示す⁵⁾。両流域は面積が 20ha くらいで小さく隣接しているため降雨量はほぼ同じである。6 日続いた出水期間で最初 9 月 9 日までは流量増加が非常に小さい。これは、乾燥した土壌に雨水が吸収されてしまったためである。ところが、11 日以降のように、累加雨量が大きく、土壌層が十分に湿潤になった期間においては、土壌の雨水吸収能力は大幅に小さくなり、雨量と流量の量的規模がほとんど同じになっている。

このような累加降雨の増加にともなう洪水流出応答の大きな変化がなぜ生じるのかを理解するためには、乾燥時と湿潤時において、(3) 式から得られる鉛直不飽和浸透の計算結果の性質の違いを知る必要がある。図-3 は、その理解のため、一定強度 10 mm h⁻¹ の降雨が継続する場合について、それ以前が図-1 のような静止状態の場合 (左図) と、5 mm h⁻¹ の降雨が続いていた場合 (右図) の計算結果を比較したものである。なお、前者が乾燥、後者が湿潤を示しているが、夏季の蒸発散が盛んな場合は前者よりさらに乾燥するので、これは乾燥期間の一例と考えていただきたい。

左図では、地表近くは毛管力が大きくサイズの小さい間

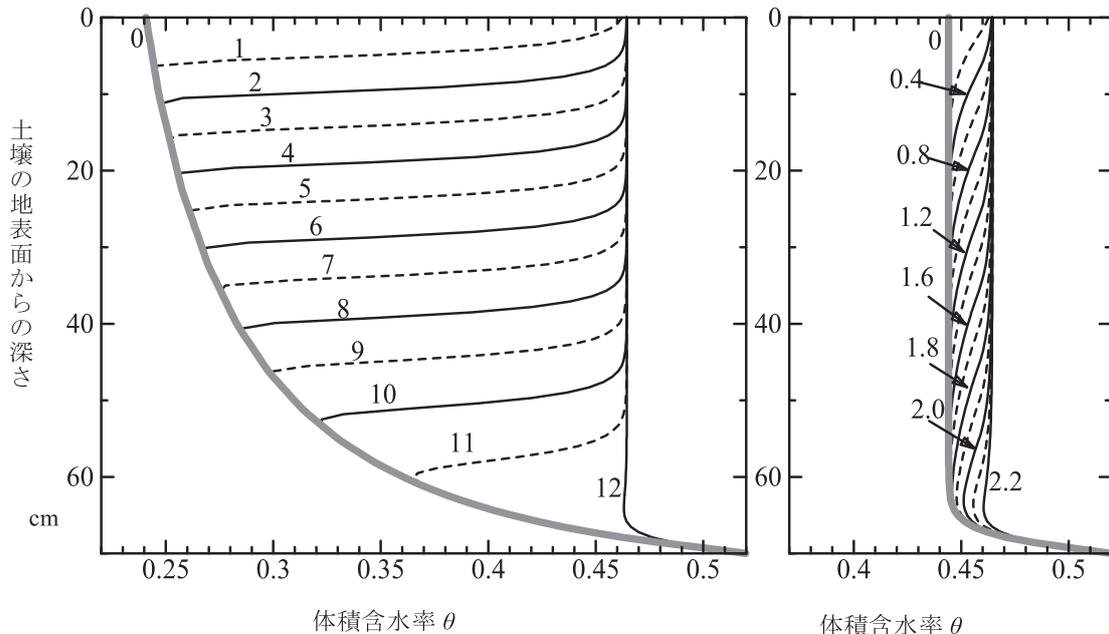


図-3 一定強度の降雨 (10 mm h⁻¹) の土壌柱 (厚さ 70cm) への鉛直浸透過程をリチャーズ式で計算した結果から得られる、体積含水率分布の時間変化の一例

左図は土壌が静止状態になっている場合に降雨があった場合、右図は一定強度の降雨 (5 mm h⁻¹) が続いていて湿潤になっている場合に 10 mm h⁻¹ の降雨があった場合を示す。図中の数字は降雨開始後の時間
(文献 5 の図を引用し、一部改変して作成)

隙にしか水がなく体積含水率 θ が小さく、 K は降雨強度を浸透させるのに十分な大きさをもたない。一般に、自然降雨の強度は1時間に1mmから100mm程度の範囲であるが、森林土壌において間隙がすべて飽和した場合の飽和透水係数 K_s は、この範囲よりもさらに大きく数百mm/時以上である。その一方、乾燥した土壌の K_s は 1mm h^{-1} よりも何オーダーも小さい。したがって、透水係数 K が r の範囲にはいるような土壌は、透水係数の大きな変動幅よりは非常に狭い、かなりぬれた飽和に近い不飽和状態に位置づけられる。左図のような乾燥土壌は、雨水を表面から深部にスムーズに送れないのである。

降雨が続くと表面付近の土壌は湿潤になって θ が大きくなり、 K もまた r の変動範囲と同じオーダーにまで大きくなる。そうするとはじめて水が深部に向けて浸透が開始できる。 K が r (図の場合 10mm h^{-1}) に等しくなるまで土壌がぬれてしまうと、それ以上大きくならなくても、重力によって水を深部に送ることができるようになり、玉突きのように、水が深部へ押し出され、湿潤部が拡大してゆく。その湿潤部分の先端は降雨前の乾燥領域に急変するが、この急変部分をウェッティングフロントと言う。そのフロントが深部に向かって進行して土壌底面に達し、より透水性の小さい基岩との境界が飽和になるまでは、単純に乾燥土壌が雨水を吸収するだけで、傾斜方向への流れはほとんど発生しない。

一方、右図のように土壌が先行降雨 (図の場合 5mm h^{-1}) によってすでに湿潤になっている場合は、左図と同じようにウェッティングフロントが形成されはするが、 θ の増加は乾燥時とは異なり、ごくわずかである。なぜなら、不飽和土壌において間隙水は先に述べたとおり毛管力で保持されていて、サイズの小さい間隙に優先的に水が満たされているので、湿潤土壌においては乾燥時と異なり相対的にサイズが大きく水を通しやすい間隙にも水がはいっている。そのため、サイズがわずかに大きな間隙に水が満たされることによる K の増加は大きい。結果的に、降雨強度の増大があっても θ はごくわずかしかなり大きくならない。つまり、土壌マトリクスにおける水分子の移動速度はきわめて小さいのだが、(3)式によって計算される圧力水頭 ψ の伝播速度は、土壌の体積含水率 θ の値の変動量が大きいか小さいかでまったく異なる。右図の湿潤土壌の場合はその変動量が小さいために、左図の乾燥土壌の場合に比べて伝播速度が著しく大きくなり、降雨強度の変動は速やかに深部まで伝達されるのである。

図-3の場合と反対に降雨強度が小さくなると、 K も θ もわずかに小さくなる。不飽和土壌内の小さな貯留変動が生じるわけなのだが、降雨強度の時間変動に対するこのわずかな変動を軽視することはできない。わずかな含水率変動こそが流出強度の時間変動をなだらかにする物理的な根

拠であり、洪水緩和機能を考えるうえで、たいへん重要なポイントなのである。このように、「降雨の時間変動が速やかに深部まで伝達されるが、時間変動がそのまま伝達されるのではなく、土壌内の水貯留量が変動するため、時間変動がなだらかになる」この点が洪水流出応答にとって最も重要なメカニズムなのである。

図-2に戻ると、11日以降に示されているように、雨水がほとんど全部流出してくるようみえる。そのため、最近でも「土壌層が地表面まで飽和して地表面流になるためだ」と認識している水文学関係者が多い⁹⁾。しかし、これは妥当ではない。斜面の土壌層全体が湿潤になっていても、土壌層内に不飽和状態にとどまる部分が残されていて、降雨強度の時間変化をなだらかにする機能が維持されていると考えるべきである。図-2の南谷と北谷の流量変化を比べると、南谷の方が時間変化はなだらかでピークも低くなっている。これは、南谷が北谷よりも土壌層が厚い傾向があり、なだらかにする機能が北谷よりも大きいことを反映している、と解釈できる。

ここでの説明は、洪水流出期間の流量変化がなぜ生じるのかを理解するうえで重要な点なので、ややしつこいかもしれないが、さらに説明を加える。いま、公園の水道にホースをつないで散水する場面を考えてみよう。もし、ホースの中が空であるとすれば、先に述べた乾燥土壌が湿潤になるまでは水をすべて吸収する場合に似て、元栓を開いてもホースの中が水で満たされるまで、出口から水は出てこない。この結果は乾燥土壌が雨水を吸収してしまう現象とよく似ている。ところが、ホースが水で満たされた後は、元栓をより大きく開いたり、閉めたりしたら、出口の水量はただちに増加減少する。これは、ホースが水理学でいう管路であって断面積が変化せず貯留量が変動しないからで、こうした管路の入り口からはいる水が管路の水を玉突きのように押し出すからである。したがって、もし、降雨強度の変動によって土壌の体積含水率 θ がまったく変動せず貯留量が変動しないような場合は、土壌内の水分子の移動速度が非常に遅くても、降雨の時間変動はただちに土壌層底面に伝わってしまう。しかし、 θ が微妙に変動するので、その分、深部からの排水強度の時間変動は、降雨強度に比べてなだらかになり、遅れが加わるわけである。

筆者は、図-2の前半のように、雨水がほとんど乾燥土壌に吸収される効果を「乾燥土壌の保水力」、後半のように、雨量と流量の規模がほとんど同じになっていても、時間変化をなだらかにしてピークを低くする効果を「湿潤土壌の保水力」と呼ぶことにしている。

4. 鉛直不飽和浸透による洪水流出応答の再現

本章では、土壌の物理的性質が洪水流出に及ぼす影響について解説する。図-4は、竜ノ口山森林理水試験地の土

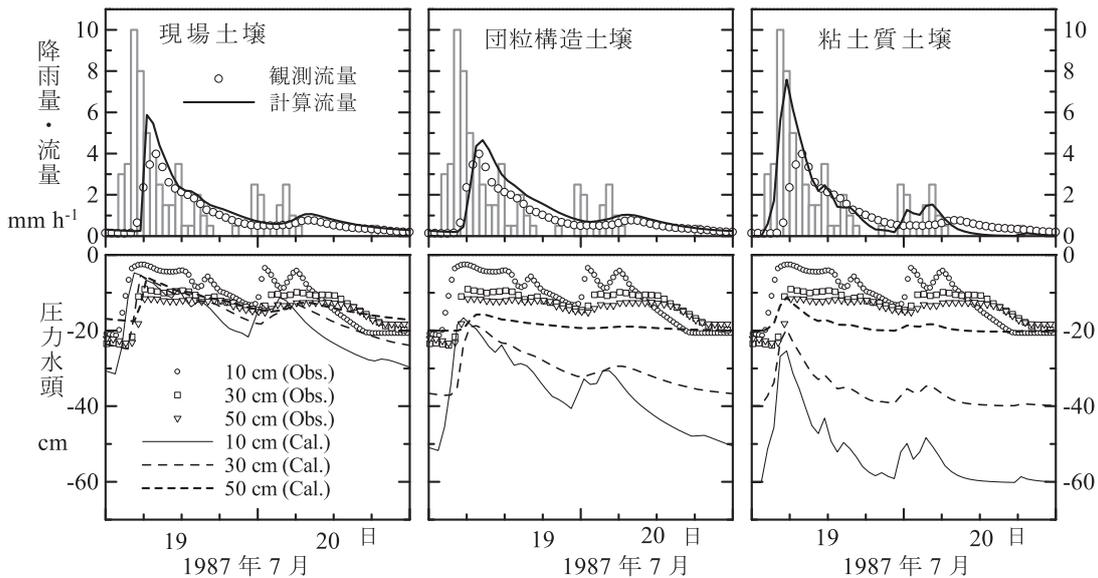


図-4 竜ノ口山試験地南谷内の斜面における降雨量、流量、圧力水頭の観測結果と、鉛直不飽和浸透流で計算された土壌層底面からの排水量、圧力水頭の結果との比較

左は、現地の土壌による計算結果、中央は団粒構造を持つ森林土壌の計算結果、右は粘土質土壌による計算結果である。下側の圧力水頭の図における数字は地表からの深さを表す。
(文献6の図を引用し、一部改変して作成)

壤層のうすい谷壁斜面で、十分に土壌が湿潤になって以後に観測された降雨強度、斜面下端からの流出強度、10、30、50cm 深の圧力水頭の観測結果を示している^{6), 7)}。またこの図には、(3)式を用いた鉛直不飽和浸透による、70cm 土壌層底面からの排水強度の計算結果も記入されている。その鉛直不飽和浸透の計算結果は、土壌物理性、すなわち、 ψ 、 θ 、 K の関係によって変化するので、図では、現地土壌、団粒構造の森林土壌、粘土質土壌による計算結果を比較している。

観測結果及び3つの計算結果は、ともに降雨の時間変動が速やかに圧力水頭の鉛直分布及び底面からの排水強度に伝わっていることを示している。排水は傾斜方向への地下水流（飽和地中流）を発生させ、斜面下端に至るわけだが、すでに鉛直浸透によって斜面下端からの流出強度と同様の時間変化をもたらされてしまっていて、飽和地中流はその時間変化を変化させず斜面下端に単にそのまま伝えているだけのように見える。土壌層での雨水の流出過程を鉛直方向とその後の傾斜方向に分けたとき、「時間変化をなだらかにしてピークを低くする」というのはたつきは、常識的には、土壌層の厚さよりはるかに長い傾斜方向の流れによって生じると推定されやすいのだが、実はそうでもなさそうだとことが示唆される。なぜそうなのか、については、必ずしも研究による説明が追いついてはいないのだが、5章において推論を交えた議論を行う。

また、図-4で土壌の違いの影響をみると、サイズの大きな間隙の多い森林土壌のピークが低く、粘土質土壌はサイズの大きい間隙が乏しく飽和透水係数小さいのにかかわ

らずピークが大きいことがわかる。旧林業試験場土壌部（現在の森林総合研究所立地環境研究領域）は、長期にわたって森林土壌を全国的に調査し、団粒構造をもつ森林土壌が洪水流出を緩和するとの見解を示しているが¹⁰⁾、(2)式による計算結果は、その調査結果を土壌物理学と水文学の最新研究成果に基づいて支持するものである。

こうした森林土壌の効果は「緑のダム」機能と言っており、人工の治水ダムと比較するとどのような点が類似して、どのような点が異なるだろうか、次に考えてみたい。緑のダムは既に述べたように、土壌層の貯留量変動によって流出量のピークを低くするが、人工ダムは貯水池の貯留量変動によってピークを低くすることを目的として高額の経費を投入して造成される。この目的の点は類似している。しかし、その限界に関しては異なる点がある、緑のダムの「湿潤土壌の保水力」は降雨強度の変動をならす効果をもたらすので、先に述べたように一定の降雨強度が長く続くと定常状態に近づいて貯留量変動が起こらなくなり、降雨強度と同じ強度の流出がもたらされ、限界に達する。人工ダムでは、貯水池が満杯になると流入量と同じ強度で放水をしなければならない「緊急放流」が行われ、流入強度と放水強度が等しくなると限界に達する。貯留量変動が見込めない場合に限界になるのは類似しているが、緑のダムは、土壌層が飽和しない限り、降雨強度の時間変動をならす効果が持続するという点は微妙に異なる。また、人工ダムを設置できる場所は限られるので、その効果は直下で大きくても下流ほど小さくなる。だが、ほとんどの斜面が森林土壌におおわれているため、緑のダムの効果は源

流山地全体で受けもたれる。

さらに言えば、緑のダムは降雨に対する流出応答における自然のもつ機能なので、その効果を増進させることは困難であるが、規模の大きな皆伐や不適切な開発行為によって容易に効果が消失してしまうことに注意しなければならない。これに対して、人工ダムの利点はその効果を新たに作り出すことができる点にあると言えるだろう。しかし、放流量を流入量と同じにしなければならぬ緊急放流操作の限界を十分に意識せずにダムの効果を過大評価することは危険である。

緑のダムについても同様で、森林が健全であってさえ数百年に一度は山崩れが発生するし、急勾配溪流では源頭部にある多数の斜面のひとつが崩壊することでしばしば土石流が起こる。なので、100年の期間を考えたとき、緑のダムであろうと人工のダムであろうと、10回助かっても1回被災する、そういう対応の難しさがあることを認識すべきである。災害を軽減する森林の機能や人工の設備が、かえって思いもかけない災害をもたらすこと、この点について十分注意したいところである。

5. 洪水流出にかかわる流域条件

降雨条件が同じとしたとき、洪水流出の総量やピークに大きく影響する流域条件は何か、これは、水文学における非常に重要なテーマである。森林でおおわれていることを前提とすると、明らかに地質の影響が大きい^{11), 12)}。すなわち、基岩内での雨水貯留量が大きい、例えば第四紀火山岩や花崗岩の流域では、洪水流出の総量やピークは低くなり、無降雨期間の基底流出量が大きい。これに対して、中古生層の流域ではこれらが高くなり、基底流出量は小さい¹³⁾。むしろ、前者では森林状態が貧弱な場合が多いので意外感があるかもしれないが、間隙の多い風化基岩をもつため、降雨に対して速やかに応答する洪水流出を産み出す場所が流域内で限定されるのである。

ただ、これは、「森林飽和」と呼ばれるような壮齢林の広がっていることが前提であって¹⁴⁾、過去に花崗岩にかつて広がっていたはげ山、都市化された丘陵では、洪水流出の総量やピークが大きくなることは言うまでもない。この点についても、どこがどのように違うのか、やや詳しく説明したい。

花崗岩のはげ山の斜面には植生がないだけではなく、森林土壌がなく、風化花崗岩の表面に10cm未満のマサと呼ばれる最終的に砂質の土粒子がかぶさっているだけである。過去の滋賀県南部の田上山での観測によると、土粒子は冬季に基岩表面が霜柱で浮き上がって融解することで生成されることがわかっている¹⁵⁾。降雨があると、風化花崗岩への浸透はあるが、残りはやすい土粒子層の中の地下水面を上昇させて飽和地表面流を発生させ、小規模な土石流と

なって土粒子とともに斜面を流下し、土砂を溪流に堆積させる¹⁶⁾。秋になると斜面上の浮き上がった土粒子がすべて流出してしまうので、降雨時には土粒子をあまり含まない水が溪流に流出することになって、溪流に堆積していた土砂が侵食される。その後再び冬季の凍結が起こることになり、過去の観測によると、斜面全体の平均で1cmの厚さの土粒子が毎年ほぼコンスタントに侵食されていた¹⁷⁾。結果的に植生の種子が侵入しても土粒子とともに流されてしまい、はげ山はそのまま維持される。近年の温暖化により土壌凍結が起こりにくくなっているだろうが、基岩からの土粒子生成量は減少してもなくなることはないので、緑化工事をしないかぎり、植生回復は容易ではない。

森林斜面でも崩壊が発生して風化基岩が裸出するのには、なぜはげ山と違って植生が自然に回復してくるのだろうか。十分には説明できる研究は得られていないのだが、筆者が行った田上山での崩壊跡地40年後の観察では、森林に囲まれていて土粒子や種子が集まりやすいことから、木本植生の根系が数十年以上の年月を経て水流による侵食に打ち克つためだろうと推測される¹⁾。斜面全体が裸地化すると水流による侵食に植生が打ち克つことがむずかしくなるわけで、裸地面積の規模が裸地継続と植生回復とを仕訳しているとみられる。

実は、この森林に囲まれた崩壊跡地で土壌層が雨水侵食との競争過程を経て、徐々に再生してくる過程が、4章で説明した「降雨に対する洪水流出応答が傾斜方向の流れではなく、鉛直浸透過程によってもたらされる」結果と密接に関係する、と筆者は考えている。つまり、森林斜面は、根系が主に地表近くに広がっており、相互連結が崩壊抑止効果を発揮している¹⁸⁾。だが、50cm以上の深さになると根系密度は低下し、土圧によってすべりに抵抗するとは言え、地下水面上昇による浮力発生時に崩壊する可能性が高くなる¹⁹⁾。したがって、累加雨量の大きな降雨時にも地下水面上昇が大きく上昇しないことが、数百年にわたって急斜面の土壌層が安定を保つ前提条件だと考えられる¹⁾。崩壊跡地には凹地形に沿って地表に水流がみられることが多く、その部分では侵食力が大きい。そのため、土壌層が再生する過程では植生がこの侵食力に打ち克つことが必要で、その結果地表面流が土壌層内に取り込まれるはずである。したがって、水の集まりやすい凹地形の土壌層内には地表面流に由来するパイプ状水みちが形成され、この水みちが効率的な排水を行うことで地下水面上昇を抑制して、長期間の土壌層崩壊を発生しにくくするのだと考えられる。

最近の研究によると、山地溪流河道の多数点で洪水流出ピークの発生時刻を調査したところ、流量ピークの遅れは主に溪流河道で生じ、斜面ではほとんど遅れが生じないことがわかってきた²⁰⁾。斜面では、鉛直浸透過程の後、地表面流、土壌層内の地中流、亀裂を含む風化基岩内の流れ

など、傾斜方向の流れが発生する。だが、鉛直浸透は速やかな圧力水頭の伝達、傾斜方向はパイプ状水みちなどを通る速やかな流れが起こることで、降雨の時間変化が非常に速やかに溪流に伝わる。この推論が、溪流でのピーク発生時刻の観測結果からも支持されるのである。

以上をまとめると、基岩が大きな貯留量変動を行えるような地質を持つ流域は、洪水流出の総量もピークも低い傾向がある。また、どのような地質の山地でも、森林でおおわれた斜面の土壌層は数百年あるいはそれ以上の期間安定しているが、必ず崩壊し、土壌層の再生が繰り返されている。また、傾斜方向の排水はパイプ状水みちによって効率的に行われ、その結果として、洪水流出応答は主に土壌層内の鉛直浸透過程でもたらされる。そのため、森林でおおわれた斜面においては、洪水流出特性は、土壌層の厚さや土壌物理性によって変化する。また、花崗岩のはげ山にみられるように、土壌層を失ってしまうと、当然、鉛直浸透過程での「時間変化をなだらかにしてピークを低くする」効果が失われ、かつ植生がないため蒸発散量も減ることにより、洪水流出の総量もピークも大きくなる。森林斜面では数百年に一度しか起こらない土砂流出が、はげ山では毎年発生する、というわけで、森林の水土保持機能の重要性が明確に理解できる。

最後に、山地斜面を都市に開発化した場合の洪水流出について簡単に述べておく。はげ山の場合であってさえ、基岩が風化していて、土壌層がある森林斜面よりも少なくなるとは言え、かなり多くの雨水を浸透させることができる。しかし、都市化されると基岩への浸透がなくなることで、傾斜方向の流れが道路面や人工的な排水路を経由することで、洪水流出の総量もピークも、はげ山よりさらに大きくなる。とくに蒸発散量が森林斜面に比べて減少するので、累加降雨が小さく、森林斜面からはほとんど流出増加がないような夕立のような規模の小さい雨でも、非常に大きな流量ピークをもたらすことになる。2008年7月に5名の死者を出した神戸市の都賀川の水難事故時の総雨量はわずかに44mmであったが、流域の1/4の都市部からの流出によって洪水流出が生じたものであり、残りの森林部からは流出がほぼゼロに近かったことがわかっている²¹⁾。親水公園の整備が図られてきたが、この都賀川の事故をもたらした森林流域の都市化の水文学的特徴を十分考慮することが必要であろう。

6. おわりに

森林でおおわれた山地源流域における雨水の流出過程については、次のような理解が一般常識であったように、筆者は認識している。すなわち、「降雨条件を与えたときの流出量は、貯留関数法²²⁾や菅原のタンクモデル²³⁾などのような、貯留量と流出強度との関係に基づく簡単な貯留型

流出モデルで計算可能である。ただ、これらのモデルの物理性は明確ではなく、雨水の流出機構に基づくキネマティックウェーブ法³⁾やTOPMODEL²⁴⁾のような分布型モデルが開発されてきた。ところが、斜面水文学による現場での詳しい観測研究とは、おそらく流域条件の複雑さ・不均質さのために、うまく関係づけられない。こうしたモデルとメカニズムの整合性の問題があるとは言え、健全な森林おおわれた斜面では雨水は主に土壌内に浸透するが、大雨になると地下水面が上昇して飽和地表面流が生じる。だが間伐されていないヒノキ林など、下草や落葉がない斜面では、土壌の浸透能が低下してホートン地表面流が大きくなる²³⁾。」

しかし、本論で説明した内容は、この常識とかなり異なっている。貯留関数法がうまく洪水流出応答を計算できる物理的根拠が、実は、土壌層内の鉛直不飽和浸透過程を近似できるためであることなどがわかってきて、本論の説明はこうした最新の研究成果に基づいている。要するに、森林斜面では、ホートン地表面流も飽和地表面流も発生はするとしても、メジャーな流出機構ではない。鉛直浸透過程とその後続くパイプ状水みちなどを通して傾斜方向の流れが、洪水流出応答を主に産み出すわけである。

はげ山では土壌を失っていても風化基岩は存在する。都市化された流域は、地中への浸透がなく、傾斜方向の流れも速くなる。こうした人間による森林と土壌の攪乱や破壊行為が、洪水流出の総量もピークも大きくする。また、崩壊後の土壌の再生過程において、雨水侵食と植生侵入の競争過程があること、その長期競争過程によって大雨時にも地下水が排水されていることを指摘し、そのうえで、森林と土壌が相互依存関係にあることで急斜面上に長期間維持可能になっていることをも説明した。基岩の風化、雨水侵食、生物の集まりである生態系、その3者が相互作用を果たす中で、土壌層が安定を保ち、洪水流出応答が緩和される。このことを正しく認識することが、今まさに必要なのである。

引用文献

- 1) 谷誠 (2016) : 水と土と森の科学 : 京大出版, 243pp
- 2) 恩田裕一 (2008) : 人工林荒廃と水土砂流出の実態 : 岩波書店, 245pp
- 3) 石原藤次郎・石原安雄・高棹琢馬・頼千元 (1962) : 由良川の出水特性に関する研究 : 京都大学防災研究所年報 5A, 265-269
- 4) 谷誠 (2018) : 森林土壌の流出緩和効果に関する研究の展開過程 : 水文・水資源学会誌 31, 107-121
- 5) 谷誠 (2018) : 水循環に及ぼす森林の影響 : 中村太士・菊沢喜八郎編, 森林と災害, 第1章, 24-77
- 6) Tani M., Matsushi, Y., Sayama, T., Sidle, R. C. and

- Kojima, N. (2020) : Characterization of vertical unsaturated flow reveals why storm runoff responses can be simulated by simple runoff-storage relationship models: *Journal of Hydrology* 58
- 7) 谷誠 (2021) : 貯留関数法は斜面方向流ではなく鉛直不飽和浸透流をパラメータ化している : *水文・水資源学会誌* 34, 115-126
 - 8) 谷誠 (2022) : 鉛直浸透に基づく流出モデルの山地小流域への適用 : *水文・水資源学会誌* 投稿中
 - 9) 高橋定雄 (2019) : 森林における治水・利水機能とその限界 : 虫明功臣・太田猛彦編, *ダムと緑のダム*, 第2章, 46-48
 - 10) 有光一登 (1986) : 土壌孔隙組成による森林の貯水能の評価 : *農林水産技術研究ジャーナル* 9(5), 17-22
 - 11) 志水俊夫 (1980) : 山地流域における渇水量と表層地質・傾斜・植生との関係 : *林業試験場研究報告* 310, 190-128
 - 12) 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
 - 13) 谷誠・藤本将光・勝山正則・小島永裕・細田育広・小杉賢一朗・小杉緑子・中村正 (2021) 土壌喪失をとまなう森林攪乱が降雨流出応答に及ぼす影響に関する地質ごとの流出機構に基づく評価 : *谷誠誌*, *水利科学* 64(6), 105-148
 - 14) 太田猛彦 (2012) : 森林飽和 国土の変貌を考える : *NHK* 出版, 254pp
 - 15) 鈴木雅一・福嶋義宏 (1989) : 風化花崗岩山地における裸地と森林の土砂生産量 : *水利科学* 33(5), 89-100
 - 16) 内田太郎・木本秋津・大手信人・水山高久 (1999) : 荒廃山地の土砂生産過程 に関する原位置実験 : *砂防学会誌* 51(5), 2-11
 - 17) 武居有恒・福嶋義宏・谷誠・鈴木雅一・太田岳史 (1979) : 瀬田川砂防調査報告書 (其の 22) 「田上山地土砂生産流出解析」(II) 報告書 : 近畿地方建設局琵琶湖工事事務所, 91pp
 - 18) 北原曜 (2010) : 森林根茎の崩壊防止機能 : *水利科学* 53(6), 11-37
 - 19) Milledge, D. G., Bellugi, D., McKean, J. M., Densmore, A. L. and Dietrich, W. E., (2014) : A multidimensional stability model for predicting shallow landslide size and shape across landscapes: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface.*, 119, 2481-2504
 - 20) Asano, Y., Uchida, T. and Tomomura, M. (2019) : A novel method of quantifying catchment-wide average peak propagation speed in hillslopes: fast hillslope responses are detected during annual floods in a steep humid catchment: *Water Resources Research* 56, e2019WR025070
 - 21) 立川康人・江崎俊介・椎葉充晴・市川温 (2009) : 2008 年 7 月都賀川増資における局地的大雨の頻度解析・流出解析と事故防止に向けた技術的課題について : *京都大学防災研究所年報* 52B, 1-8
 - 22) 木村俊晃 (1975) : 貯留関数法 : *河鍋書店*, 57pp
 - 23) 菅原正巳 (1972) : 流出解析法 : *共立出版*, 257pp
 - 24) Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979) : A physically based, variable contribution area model of basin hydrology: *Hydrological Science Bulletin* 24, 43-69.