京都大学防災研究所年報 第47号B 平成16年4月 Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 47 B, 2004

降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響

…いわゆる「緑のダム」の洪水調節効果の流域水文学的検討…

宝 馨・立川康人・児島利治・可児良昭*・池淵周一

*京都大学大学院工学研究科

要旨

山林の洪水調節効果を流域スケールで定量的に調べた。セル分布型流出モデルを用いて、100km²の流域を約4万個の50m×50mの単位セルに分割して、各セルに透水性の高い山 腹斜面表層を想定し、それによって貯留される雨水、貯留されずに流出する雨水の時間 的推移を定量的に示した。特に、50年~200年確率というような大雨を想定した場合に ついて調べ、水量の観点から見た「緑のダム」の効果と限界を明らかにした。

キーワード:緑のダム,降雨流出,分布型流出モデル,洪水調節機能,定量的評価

1. はじめに

我が国では、山腹斜面は森林で覆われ、透水性の 高い表層土壌をもつことが多い。このような山腹斜 面は、降水を貯留し、流出を抑制することが知られ ている。いわゆる「緑のダム」の保水機能や洪水調 節機能と呼ばれる機能である。この機能は定性的に は認識され、試験地などの狭い流域では定量的に検 討されていても、降雨流出の抑制や洪水の緩和の効 果が、いったいどの程度の降雨に対してどれくらい の効果を発揮するのかを流域スケールで定量的に調 べた研究は少ない。

本研究では、筆者らがこれまで開発してきた飽 和・不飽和速報浸透流を考慮した斜面流出モデル(立 川ら,2004)とセル分布型流出モデル(児島ら,1998) を用いて、流域からの流出に及ぼす森林山腹斜面の 効果を調べた。すなわち、100km²の流域を約4万個 の50m×50mの単位セルに分割して、各セルに透水性 の高い山腹斜面表層を想定し、それによって貯留さ れる雨水、貯留されずに流出する雨水の時間的推移 を定量的に示した。特に、50年〜200年確率という ような大雨が生起した場合について調べ、水量の観 点から見た「緑のダム」の効果と限界を明らかにした。

2.山腹斜面といわゆる「緑のダム」

2.1 山腹斜面の機能

我が国の山腹斜面のかなりの部分は森林で覆われ ている。森林の重要な機能として、以下のようなも のが知られている(宝, 1998)。

- 生態系機能----動物や植物の生息,遺伝子資源の 保存
- 物質循環機能---エネルギー,水と物質の循環の 場
- 地球環境維持機能----気候の安定化,酸素供給, 炭素固定(温暖化抑制)
- 治水機能---流出抑制(洪水流量の減少,土砂生 産量の減少)
- · 利水機能---水資源涵養, 表流水浄化
- 地域環境維持機能---自然に満ちた空間,健康で
 快適な生活環境を提供
- レクリエーション機能---キャンプ、オリエンテ
 ーリング、森林浴、動植物採取・狩猟

- ・ 生産機能---木材,食糧,ゴム,油,薬など その一方で,悪い(人間にとって迷惑な)方の機
- 動物による被害---害虫・害鳥・嫌悪感を与える
 生物・野獣の生息
- ・ 植物による被害---スギなどの花粉の散乱,毒性 の植物の繁茂

などがある。

能としては.

森林は、流域に降った雨を遮断、貯留するととも に地中から水を吸い上げて蒸発散により大気に水を 返す。降雨が終了ししばらく晴れの日が続いても、 山からは清涼な水が河川に供給され、山地渓流では その水を楽しむことができる。これは、表層土壌に しみこんで貯留された雨水、さらに深部に浸透した 山体の地下水がゆっくりと河川渓流に流出してくる ことによる。

一方,山腹表面に近いところでは,植生が土中の 水分を根から吸い上げ蒸散作用により土中の水分を 大気中に排出する。また,晴天が続くと蒸発により, 山腹の水分が大気に返される。雨量の少ない時期や 場所において植生が存在すると,逆に,河川に出て くる水が少なくなるのである。

雨が降ると、山林のある山腹斜面はスポンジのよ うに雨水を吸収し、ゆっくり雨水を流出させる効果 があるので、山林がなく表層土壌が発達していない 山腹斜面に比べて河川流量が小さくなり、その分長 期にわたって流出が続くことになる。すなわち、山 林の効果により流出現象が比較的穏やかになり時間 的にも長く続くことになる。

森林のある山腹斜面には、空隙が多く透水性の高 いA層と呼ばれる表層土壌がある。この土壌中に浸 透した雨水は、土壌中を斜面に沿って下方に移動す る。その際、斜面を伝って下方に飽和状態であるい は不飽和状態で流れる。これを中間流(はやい中間 流)という。また、表層土壌に降った雨が浸透流下 しその下にある透水性の低い地盤や岩盤に到達して、 そこからさらに深部に浸透する。深部に到達した雨 水は地下水流としてゆっくりと山体を流下し、下方 の河川・湖沼や扇状地などに流れ出る。このような 一連の降雨流出過程において、雨水が山腹に貯留さ れる効果があるので、特に山林を「緑のダム」と称 し、その洪水緩和や水資源貯留の機能に衆目が集ま っているところである。

これらの機能は一見望ましいので、短絡的に「山 に木を植えたら全て解決」、「緑のダムが実現できれ ば大丈夫」というような議論に終始することも少な くない。蔵治(2003)は、「森は緑のダム」という言 葉が、科学的な裏付けなしに情緒的、観念的に用い られてきているとして、これまで世界や日本でどの ような研究がなされ,どのような結果が得られてい るのかを整理・紹介している。

2.2 緑のダム?

平成 13 (2001) 年 11 月に公表された日本学術会 議「地球環境・人間生活にかかわる農業および森林 の多面的な機能の評価について(答申)」には,森林 の水源涵養機能(緑のダム論)に関する記述がある。

それによると、いわゆる「緑のダム」機能とは「水 源涵養機能」のことであり、「水源涵養機能」=「洪 水緩和機能」+「水資源貯留機能」+「水質浄化機 能」としている。そして、「しかし、森林整備だけ で、洪水を抑え、水源を確保することはできません。 (スポンジ論)」として、洪水緩和機能の限界を「大 洪水時には、すでに、初期の降雨が土壤中に充満し

ているため、ピーク流量の低減効果は大きくは期待 できません。森林は、中小洪水においては洪水緩和 機能を発揮しますが、大洪水においては顕著な効果 は期待できません。」と表現している。ここでは、流 出が緩和されるとしてもどの程度の豪雨にまでその 効果が発揮されるのかということ等については、定 量的に言及されてはいない。

上述のような山林の蒸発散が水資源量を減らす効 果があることから,緑のダムに否定的な意見もある。 例えば,榧根(2002)は、「森林は『緑のダム』であ るという俗説が流布している。しかし実際は,森林 は蒸発散の作用で大気中へ水を余分に失わせるので, 水源涵養という面から見ると『緑のダム』説は間違 いである。(中略)つまり森林にはダムのように水を ためる能力はない。したがって,水源涵養機能だけ を考えれば森林は『緑のダム』ではなく『緑のフラ イパン』ということになる。」と述べている。

2.3 山腹斜面と雨水流出に関する過去の研究

山腹斜面の表層土壌が流出に及ぼす影響に関する 研究は、1930代からなされてきている(たとえば、 金丸・高棹(1975)pp.112-114を見よ)。1960年代 には、山腹斜面や山林の役割については、水文学的 観点から、実証的・理論的にまた定性的に知られて いた。さらに古くは1910年代から、森林水文学の研 究者達によって、主として試験流域や大学の演習林 などにおいて詳細な研究が積み重ねられてきた。い わゆる「森林理水試験」である(たとえば、中野(1976) のpp.159-188)。1980年代には、小川(1983ab)、 小林ら(1984)、福嶌(1987)、鈴木(1988)、鈴木・ 福嶌(1989)らによって、流出に及ぼす山腹斜面の 影響の定量的な評価研究がなされている(塚本、 1992)。



Fig. 1 森林における降雨流出過程(塚本(1992), p. 126の図を翻案;宝(1998)) (a) 無降雨時(大雨後1週間程度経過した時期) (b) 大雨時

ただし、従来の山林効果の研究は、斜面レベル・ 試験地レベルの話が多く、その対象とする流域がか なり狭い(ほとんどが 100ha = 1km² 程度以下の面積)。 流域スケールでの定量的な議論がほとんどできてい なかったと言える。

また,洪水がたまにしか起こらない現象であり, 洪水が起こったとしてもその時に量水堰が土砂で埋 まったり,破壊されたりして流量の把握が出来ない ことも多いので,中小洪水時の観測データで議論し ていることが多かった。そして,このような事情に より,数十から数百平方キロメートルというような ダム流域レベルでの話がしにくかったのである。

山腹斜面の様相を極めて単純化するとFig.1のようになる。実際には、さらに複雑な様相を示す。Fig. 1で、若干説明を加えると、左側(a)は、晴天が続いた場合で、樹木からの蒸散、葉面・地面・水面からの蒸発など、山腹斜面から大気へ水分が出て行く現象が卓越する。一方、右側(b)は降雨時であり、降雨は樹冠(木の葉や枝など)で一部捉えられ(遮断という)、樹冠を通過した降雨が地面に到達する。 樹木がなければ雨は直接地面に降る。樹木や草で覆 われた山腹の地表面には,表層に透水性の高い土壌 がある。そこでは,雨水は地中に浸透(浸潤)し, 一部はさらに深部に浸透し地下水流となる。地下水 流とならなかったものは,山腹斜面表層を斜面に沿 って側方浸透流あるいは地中流(専門的には中間流 とも呼ばれる)として流下する。地中を流下する過 程で,表層を飽和させ地表面に水が出て地表面流と なることもある。これを飽和地表流と呼ぶ。飽和地 表流が発生しているところでは雨水は極めて早く流 出するので,早い流出成分の源泉という意味でソー スエリアと呼ばれたり,この発生場所は,場所的に 限られているので partial source area (部分寄与 域)とか,時間的に変化するので variable source area (変動飽和流出域)などと呼ばれたりする。

山林におけるこうした透水性の高い表土層は,樹木の落ち葉や下草などが腐食してできた土壌であり, 樹木の種類やその混在の仕方,年齢などにより,土 壌の厚さ,雨水が流れる空隙の多さや透水性は異な る。 また, 普段はほとんど水が流れていないが, 降雨 時に地表面流として水を流す, いわゆる水みちも存 在する。このような一時的水みち, 林道, 踏地など の透水性の低い地表面や岩石が露出した部分も山腹 には存在する。そこでは, 降った雨はすぐに流下す る。

一口に山腹斜面といっても、上述のように、その 中での水の移動は極めて複雑であり、それを厳密に 追跡するのは一筋縄ではいかない。水文学、あるい は、森林水文学の分野では、この現象をある程度単 純化して、山腹からの雨水流出を定量的に推定する 手法やモデルを考案している。いわゆる、山腹斜面 の流れを追跡する水理学的モデルであって、特性曲 線法、等価粗度法とか kinematic wave 法と呼ばれ る雨水追跡型流出モデルである。

これは、Fig.2(a)のように山腹斜面上の流れを取 り扱うものであり、斜面の条件を、その斜面の粗さ (等価粗度:斜面の水の流れにくさを定めるモデル 定数)という概念で表して、水理学の開水路流れの 比較的簡単な方法で計算する手法である。コンピュ ータの発達していない時代には、解析的に特性曲線 理論を用いて準線型偏微分方程式を解いていたので、 特性曲線法と呼ばれた。1954 年頃から日本では使わ れ始めていた(岩垣・末石、1954;末石、1955)の であるが、そのことはあまり知られていない。この モデルを使うと、洪水の到達時間や、流出に及ぼす 斜面と河道の役割を、理論的・定量的に明らかにで きる(石原・高棹、1959)。

その後、高棹は、1930年代のホートンの研究に端 を発する流域地表面における流出機構に関する1960 年代初頭までの一連の研究をレビューし, 山腹斜面 表土層(A層(活性層)と呼ぶ)における中間流の 重要性を詳細に検討した(石原・高棹, 1962)。また、 由良川流域における現地踏査と出水記録から、山腹 斜面表土層(A層)の状態を推定する基本的な考え 方を提示している(石原・石原・高棹・頼, 1962)。 こうして,従来,斜面表土層の存在を無視して,斜 面の効果を等価粗度という一つのモデル定数に押し 込めて取り扱っていたのを, Fig. 2(b)のように, A 層を陽に取り入れたような流出解析法として取り扱 ったのである(石原・高棹, 1962)。上述の変動飽和 流出域 (1964 年のベトソンや 1970 年のダンらによ るソースエリア,パーシャルエリア)の考え方は, Fig. 2(b)に見るように, 1962 年の段階で我が国に おいて,表面流発生域 (occurrence area) という形 で既に発表されていたのである。

今日では, Fig. 2(b)のような地中流(いわゆるは やい中間流)と地表面流を一括して, kinematic wave モデルとして, 斜面の流れをコンピュータで計算で



Fig. 2 表面流出系 (a) および表面流出・中 間流出系 (b)

きる。また,斜面が,単純な平面ではなく,収束し たり発散したりしているような場合にも計算ができ るようになっている(高棹・椎葉,1981)。さらに, 立川ら(2004)は,斜面表層の飽和浸透流・不飽和 浸透流を一括して追跡する kinematic wave モデル へと展開している。

3.流域からの雨水流出を算定する方法

3.1 貯留型モデルと雨水流モデル

タンクモデル(菅原,1972,1979)は、日単位雨 量系列を用いて長い期間の流出解析を行う場合に有 用であり、世界的によく用いられてきた。また、時 間雨量系列を用いた短期流出計算にも用いられてい る。ただし、このモデルでは、1つ1つの斜面の構 造が全く考慮されていない。山腹土壌の特性は、タ ンクの穴の高さや大きさを表すモデル定数というに 間接的に組み込まれているだけである。土壌の厚さ が変わるとどうなるか、流域が開発され森林が農地 に、あるいは、宅地に変わるとどうなるかを解析し たり予測したりするのは難しい。数十から数百平方 キロメートルの流域を、1 つのタンクモデル(もう 少し一般的に言えば、雨水貯留型流出モデル)で表 すことが多いが、その場合には、流域の中身の構造 や変化は取り扱えないのである。

我が国の河川実務でよく使われている貯留関数法 (木村,1961,1962)も同様の貯留型流出モデルで ある。当初,数十から数百 km²の流域に対して一つ の貯留関数モデルを用いることが多かったが,流域 を多数の部分流域と河道システムに分け,それぞれ に対して貯留関数モデルを用いられている。部分流 域ごとに異なるモデル定数を与えることができるが, タンクモデル同様,モデル定数の値と流域特性との 関係が明確でない。星・山岡(1982)は,地表面流 kinematic wave モデルと貯留関数モデルの関係を 理論的に導いており,貯留関数モデルの定数と斜面 定数との関係を明らかにした。ただし,山腹表層の 存在については考慮されていない。

一方、山腹斜面の流れを追跡する水理学的モデル が近年よく使われるようになった。前述のような特 性曲線法,等価粗度法あるいは kinematic wave 法 と呼ばれる雨水追跡型流出モデルである。ところで、 流域の中には多数の斜面があり、多数の河道が存在 する。これをいちいち計算していくことができるで あろうか。

榧根(1980)は,流出モデルに関して,

- (a) 流出は降雨のあと流域から比較的早く流出して くる直接流出と,持続的に流出のつづく地下水流 出に分類できる。
- (b) 直接流出を構成している流れは,水面上の降雨, 地表流,側方浸透流(パイプ流を含む)である。
- (c) 地表流の発生域として水流近傍の飽和面が重要 で、この面積は時間とともに変化する。
- (d) 一般に森林山地では,降雨直後の流出の主体は 側方浸透流であるが,ピーク流量時でも地下水流 出の寄与は無視できない。
- (e) 地表流,側方浸透流,地下水流の寄与率は流域の地形,地質,土壌,植生などによって大きく異なる。
- と整理したうえで、さらに次のように述べている。

「流出モデルは以上の結果を再現できるものでな ければならないが、すでに菅原(1972)やフリーズ が指摘しているように、地表水と地中水を含めた流 域内の水循環を微分方程式群で表現し、それらの解 として流出量を求めることは、少なくとも現在では 自然界に関する情報の不足と理論の不完全さ、およ び電算機の容量不足のため出来ない。したがって、 モデルの不完全さを補うために実用を目的としたパ ラメタライゼーションがさけられず、既に多数の流



Fig. 3 セル分布型モデルの概念図

出モデルが発表されている。」

その当時から 25 年経った。前述のように雨水流法 で、地中流(中間流)と表面流を統合して計算でき る。また、自然界に関する情報として、紙地図から デジタル地図の時代になり、50mの解像度で地形情 報が容易に手に入ることとなった。航空機や衛星リ モートセンシングにより、土地被覆や植生活性度な どがさらに高い解像度で得られるようになった。後 で示すように、流域全体で何万個という斜面とそれ に接続する河道網を想定して、それら全てに雨水流 法で水の動きをパソコンで追跡計算できるほどの時 代となったのである。

このような流域全体を考えるモデルによって、い よいよ「緑のダム」の効果が定量化できるようにな った。以下では、最近、筆者らが100k m²程度の面積 をもつ流域で、50m 四方の斜面を流域全体に4万個 以上も配して行った洪水計算結果を示し、山腹斜面 が降雨流出に及ぼす効果を定量的に示すこととする。

3.2 セル分布型流出モデル

Fig. 3は,筆者らが用いている流出モデル(セル 分布型流出モデルと呼んでいる)を簡単化して示し たものである(児島ら,1998)。流域にメッシュ(網) をかけ,その網の一つ一つの正方形区画(矩形セル) に降った雨を最急勾配方向に追跡する。勾配は各セ ルの標高差より求まる。雨は最寄りの雨量観測所の 値を使う。各セルの中は前述の kinematic wave モ デルを用いて雨水流を追跡する。所定の空間分解能 の矩形セルによって流域を覆い尽くし,一つ一つの セルが山腹斜面,農地,都市域,河川を含む地域な どを表すもので,各セルにおいて雨水が流下し,そ の直下のセルに流出するというモデルである。

セルのサイズは、利用できる地形情報、地理情報 の空間分解能に応じて決める。たとえば、100k m³の 流域を50m×50mのセルで覆い尽くす場合、4万個の セルについて雨水流出を追跡することになる。その 計算が今では容易に行いうる。このような詳細な流 出計算ツールが手元にあるので,山腹斜面の流出機 構を定量的に解明することが今日いよいよ可能にな ったと言える。

筆者らはこのセル分布型流出モデルによって,河 川流域の地形情報,地理情報を10mから250mの空間 分解能で取り扱って,我が国の河川流域の流出計算 (児島ら,1998)や,インドネシア・ジャワ島の火 山性土壌を持つ流域における土砂流出の計算(佐 山・寶,2003)を行ってきた。最近では,山腹斜面 のセルについては,表層内の地中流を飽和・不飽和 浸透流として記述し,地表面流と統合して解析でき るようになっている(立川ら,2004)。

3.3 計算手順

降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響を解析するため, 本研究では,以下の手順を用いる。

- (1) 集水面積 100 km² 程度の森林で覆われた山地流 域を対象とする。
- (2) 空間分解能 50 m の数値地形情報 (DEM) を用い それを UTM 座標に変換し、流域全体を 50m×50m の多数のセルに分割する。
- (3)各セルの雨水の流れ方向と勾配は DEM および河 道網の数値化位置データにより規定される。セ ルの土地被覆は森林とし、この土地被覆がセル の等価粗度を規定する。
- (4) セルに入力される降雨は近傍の雨量観測所のデ ータを用いる。
- (5) 過去の雨量・流量データから、斜面表層厚、表層内の空隙率、飽和浸透層厚、不飽和浸透層厚、 透水係数、表面流等価粗度などの斜面パラメタ を同定・検証する。
- (6) 表層の厚さ,降雨規模などの組み合わせを変え て降雨流出シミュレーションを行い,当該流域 の山腹斜面の流出緩和機能を,降雨量,流域全 体の斜面表層における貯留水量,出水流量に基 づいて定量的に評価する。

本研究では、滋賀県東北部の高時川流域(100 km²) を対象とする。Fig. 4 から Fig. 6 に、50 m メッシ ュの数値標高データ (DEM) とそれから得られた落水 線図、流下方向図を示す。

50m×50mの各セルは表層土壌で覆われるものとし, Fig. 7 に示すように,飽和・不飽和浸透流を考慮す る。そのときの kinematic wave 式は Fig. 8 で与え られる (立川ら, 2003)。

ちょうど 100 km² の流域を 50 m×50 m のセルで 覆い尽くすと,40,042 個のセルに分割された。また, 雨量は、3 箇所の地上観測所のものを用い,各セル に最も近い雨量計のデータを,そのセルへの入力と して用いる。

4. モデル同定の結果と RRS 図

4.1 パラメタ同定

1998 年 9 月 21 日~23 日の間に生起した洪水事象 に対し、セル分布型洪水流出モデルの同定を行った。 河道セルを除くすべてのセルが森林で被覆され同一 の表層を有しているという条件で、等価粗度を固定 (森林で 0.7、河道で 0.05)し、表層厚 D、不飽和 浸透に関するパラメタ B、透水係数 K、流域下流端 での初期流量 QIをキャリブレーションした。



 Fig. 4 高時川流域を含む地域の 50 m 分解能の数値

 標高データ (DEM)



Fig. 5 空間分解能 250 mの DEM から得られた高時川 流域の落水線図(実際の計算では 50m の分解能で計 算しているが,表示の都合上 250 m のものを例とし て示す)



Fig. 6 流下方向図

試行錯誤的同定法によって,それぞれ,D=850 (mm), K=0.005 (m/s), β =4, QI=5.0 (m³/s) を最適値と見 なした (Fig. 9)。

ここで得られたパラメタによれば,表層厚 850mm, 飽和・不飽和浸透層の実質深さは 170mm と推定され た。これは,高棹(2001)が示唆した 160mm,石原 ら(1962)が由良川において導出した 120mm と近い 値であると言える。面積 100 km²の流域に一様に分 布する 170mm の表層が充満されるときの水量は 17 百 万 m³ となる。 4.2 RSS 図

Fig.9最下段に注目して頂きたい。4本のグラフの うち,右側が水平な直線になっているのが,毎時毎 時の雨量を順に加算(累加)していった曲線である。 これを累加雨量曲線という。降雨が終了下地点で, 累加雨量曲線は水平になり,このときは合計すると 170mmの雨が降ったことがわかる。累加雨量曲線と 同様に,ゼロから始まり,途中から上昇しているグ ラフが流量を累加した曲線である(累加流出曲線と いう)。流量(m³/s)を,流域面積を考慮して mm 単 位に変換し流出高さで表していることに留意された い。

その他の2つの曲線のうち上側のグラフ(貯留高 曲線)は、山腹斜面に貯留されていると推定される 雨水の量(これもmm単位で表現)の変化を表す。こ れは流域を覆い尽くす4万個以上(40042個)の50m 四方のセルに貯留されている水量をすべて足し合わ せて求めたものである。その下側のグラフは、貯留 量のうち、不飽和層に蓄えられた分を参考のため示 している。

これらのグラフにより、「緑のダム」と言われる森 林に覆われた山腹斜面の貯水量と、雨量・流出量が 流域規模で直接比較できることになった。「緑のダ ム」の効果を見るには、この Fig.9 に示された累加 雨量曲線、累加流出曲線、貯留高曲線の三者を比較

表層土壌をもつ斜面流出モデル (立川ら, 2003 京大防災研年報)

+ + +

土層が右図のように3層から なると仮定した土壌水の 飽和・不飽和流れを考慮した Kinematic waveモデル	d	Darcy's law saturated flow
	D de de	Matrix unsaturated flow
		Soil
$\left(a_{c}d_{c}\left(\frac{h}{d}\right)^{\beta}\right)$	$(0 \le h \le a)$	de) 不飽和狀態
$q = \begin{cases} \langle a_c \rangle \\ a_c d_c + a(h - d_c) \end{cases}$	$(d_c < h \leq$	ds) 飽和状態(中間流)
$a_{\rm c}d_{\rm c} + a(h-d_{\rm c}) + \alpha(h-d_{\rm s})^m$	$(d_s < h)$	飽和状態(地表面流)

Fig. 7 斜面流出モデル (立川ら, 2003, 2004)

Kinematic wave model



Fig. 8 飽和・不飽和流れの kinematic wave モデル



Fig. 9 同定されたパラメタによる再現ハイドログラフ(1998年9月21-23日の出水)

すればよい。Fig.9の洪水の時には,170mmの雨が降 った。Fig.9 によれば、貯留高曲線は 160mm まで上 面に貯留されたことが見て取れる。「緑のダム」が効

昇しており、この時に降った雨は、ほとんど山腹斜

果を発揮した典型的な例である。流域全体が最も湿 ったところで、ちょうどたまたま降雨が終了し、貯 留高曲線が低減を始める(表層に貯められていた雨 水が河川に流出し始める時に洪水ハイドログラフは ピークになったことが分かる。

流域に降った雨,流出量と貯留量の関係とそれら の時間的変化をこのように明瞭に表したのはこの図 が初めてであり,「緑のダム」の効果を流域レベルで 水文学的に明らかにしたことになる。

5.確率降雨による検討および考察

この流域で想定される50年確率から200年確率の 豪雨(2日雨量で350mmから480mmミリ程度)に対 して「緑のダム」は、どの程度の洪水緩和効果を発 揮するのであろうか。以下では、このことについて 考察を加えてみる。

5.1 確率降雨による検討(矩形降雨の場合)

当該流域の 50, 100, 150, 200 年確率 2 日雨量は, 1896-1996 年の 101 年間の年最大 2 日雨量に一般化 極値 (GEV) 分布をあてはめて, それぞれ, 357, 415, 451, 478 mm であることが知られている。

この雨量が2日間のうちに時間的に一定強度で降 るとするとどうなるであろうか。50年確率の357mm が2日間に降るとすると、Fig.10のようになる。時 間が経過すると、与えた平均雨量強度に相当する洪 水流出の値に到達し、ハイドログラフが水平(流出 量が一定)になる。すなわち、ある程度時間が経つ と、表層土壌に雨水が十分に溜まりきってしまい、 降った雨量の分がそのまま流出してくるのである。2 日間(48時間)に時間的に一様に357mm降るという ことは、毎時約7.4mmの時間量があるということに なる。これを流量に直すと、206 m³/s となる。

表層に貯留されている雨水の量の時間変化,流出 の変化が,Fig.10の下段の貯留高,累加流出のグラ フを見るとよく分かる。中段のハイドログラフを見 ると,流量が増加して100 m²/s に到達するのが降雨 開始から13時間後ぐらい,200 m²/s に到達するのが 降雨開始から20時間後ぐらいであることがわかる。

さらに強い雨が降る極端な例として、200 年確率 の降雨(478mm)が2日間にわたって時間的に一様に

(毎時約10mm)降るとすると,Fig.11のようになる。 中段のハイドログラフを見ると,流量が増加して100 m³/sに到達するのが降雨開始から10時間後ぐらい, 200 m³/sに到達するのが降雨開始から14時間後ぐら いであることがわかる。このとき,ピーク流量は, 276 m³/s である。

結局,表層の空隙が,流域全体に170mm相当ある



降雨) に対する降雨流出の関係



Fig. 11 200年確率雨量(矩形 降雨)に対する降雨流出の関係

としても,50 年確率の357mmが2日間降り続いたと すれば,そのうちの187mmに相当する雨水は表層に 蓄えることができず,流域外に流下する。この水量 は,流域面積をかけると,1870万tになる。100年 確率,200確率の場合はそれぞれ,2450万t,3080 万tということになる。

この図の上段から順に,ハイエトグラフ,ハイド ログラフ, RRS 図を示している。RRS 図(mm 単位で 表示されている)を見るとわかるように,最終的に は総流出量は,累加雨量 415mm に漸近するが,表層 での貯留は 160mm で頭打ちになっており,これがい わゆる緑のダムの貯留しうる上限値であると言える。

5.2 確率降雨による検討(三角形降雨の場合)

雨の実際の降り方を考えると、48 時間の間ずっと 一定強度で降ることはなく、時間的に変動する。し たがって、ピーク雨量はさらに大きくなる。Fig. 12 に示すように、時間的に変化する降雨(三角形状に 時間分布する降雨)を考えると、50 年確率では、ピ ーク時間雨量が 14mm 程度、ピーク流量が 380m³/s と なり、Fig. 10 の場合に比べてピーク流量が 1.8 倍 以上になる。200 年確率(Fig. 13)では、ピーク時 間雨量が 20mm 程度、ピーク流量が 510m³/s となり、 Fig. 11 の場合に比べてピーク流量が同様に 1.8 倍以 上になる。

流域全体が、良好な表層土壌を持つ森林で十分に 覆われていたとしても、ここで定量的に示したよう に、100 年確率雨量に対して、2450 万 t という雨水 は山腹斜面に貯留することは出来ず、流域外に流下 していく。また、440m³/s というようなピーク流量に が発生する。すなわち、このような大雨が発生する と、流量はかなり大きいが、それをすべて森林の表 層土壌に溜め込むことは到底不可能であることがわ かる。これを安全に流下させる河道を設計するか、 ピーク流量を低減させる貯留施設が必要であるとい うことになる。

また,ここでは流域全体が良好な表土層を持つ森 林で覆われていると仮定している。実際には,森林 以外の土地被覆も存在するので,この仮定は「緑の ダム」にとっては有利な設定であると言える。目一 杯「緑のダム」の効果を発揮したとしても処理でき ない雨水の量が,筆者らのモデルによって定量化で きることを示したわけである。

なお、山腹表層の厚さや空隙率については、既往 の多数の研究があり,結局,有効な空隙は100〜200mm 程度に相当するようである。(たとえば,石原・高棹, 1962 や金丸・高棹, 1975)

5.3 緑のダムは人工ダムに匹敵するか

ここで取り扱った流域の最下流端には、人工ダム の計画がある。その洪水調節容量は、3300万 t なの で、この集水域の「緑のダム」の容量の二倍に相当 する。ということは、流域がかなり乾燥している状 況であれば、人工ダム+「緑のダム」は、200年確 率2日雨量(478ミリ)に相当する容量を持つこと になる。流域が十分に湿っている状態であれば、3300 万 t は、50年確率2日雨量(357ミリ)に相当する 水量にも満たない。なお、この人工ダムの総貯水容 量は1億5000百万 t であり、仮に空っぽであれば、 100年確率級の雨を3回立て続けに受け止めること ができる。森林域の表層土壌のみに頼る「緑のダム」 にはこのようなことを期待すべくもない。



Fig. 12 50 年確率雨量(三角形降雨) に対する降雨流出の関係



- に対する降雨流出の関係

山林およびその表層土壌は、洪水緩和について一 定の効果を発揮するが、大雨時には限界があること ということはずっと以前から認識されてきた。実際 の洪水防御計画(治水計画)においては、こうした 山林の洪水調節効果は織り込み済みで治水施設の計 画・設計がなされてきたのである。

6.おわりに

「緑のダム」という言葉が、いかにも環境保全の 万能薬のように用いられている現状を憂慮している。 政治的なプロパガンダに利用されている側面がない とも言えない。

我が国は、面積比率からいえば、森林は諸外国に 比べて十分にある。ただし、特に近年、森林の手入 れが行き届いていないことがしばしば指摘されてい る。山林の土壌の発達が損なわれ、保水能力が低く なっているところも多数あると言われている。それ らをすべて良好な山林に整備することは大歓迎であ る。洪水流出緩和(治水)という観点からは、「緑の ダム」と称される良好な山林の実現に反対する者は 皆無であろう。しかしながら、ここで指摘したいの は、良好な山林に整備し尽くしたとしても、治水の 観点からは限界があることに留意しなければならな いということである。

本研究では、山林の洪水流出緩和機能に着目し、 「緑のダム」の限界貯留量を定量的に評価すること を試みた。そのために、物理的基礎を持つ水文学的 モデルを山腹斜面系に用いることにより、科学的知 見を提示しようとしたのである。セル分布型流出モ デルのような、山腹斜面表層を陽に詳細にとらえた モデルとここで提案したような RRS 図を用いること により、山腹斜面表層に実際に貯留される水量を定 量的に時系列の形で表現することができた。

こうした方法を多数の流域に適用して,「緑のダ ム」の洪水調節効果とその限界をさらに明らかにし ていきたいと考える。

謝 辞

本研究は、(財)河川環境管理財団より、平成 15 年度河川整備基金助成を受けて実施したものである。 また、ここで用いた降雨流出データは、水資源開発 公団(現・水資源機構)が作成した委員会資料なら びに滋賀県より提供されたものである。ここに記し て謝意を表する次第である。

- 石原藤次郎・高棹琢馬(1959):単位図法とその適用 に関する基礎的研究,土木学会論文集,第60号別 冊(3-3), pp. 1-34.
- 石原藤次郎・高棹琢馬(1962):中間流出現象とそれ が流出過程に及ぼす影響について,土木学会論文 集,第79号,pp. 15-23.
- 小川 滋(1983a):山林地における水土保全機能の 定量的評価について(I)---機能評価のための流 出モデル,水利科学,149, pp. 51-73.
- 小川 滋(1983b):山林地における水土保全機能の 定量的評価について(II)---評価モデルと評価方 法,水利科学,150, pp. 10-23.
- 金丸昭治・高棹琢馬(1975):水文学,朝倉土木工学 講座4,朝倉書店, pp. 91-215.
- 榧根 勇(1980):水文学,自然地理学講座3, pp. 245--254.
- 榧根 勇 (2002):水と女神の風土,古今書院,pp. 238-239.
- 木村俊晃(1961,1962): 貯留関数法, 土木技術資料, 3-2, 4-1, 4-4, 4-5, 4-6.
- 蔵治光一郎(2003)森林の緑のダム機能(水源涵養 機能)とその強化に向けて,(社)日本治山治水協 会,76 pp.
- 児島利治・宝 馨・岡 太郎・千歳知礼(1998):ラ スター型空間情報の分解能が洪水流出解析結果に 及ぼす影響,水工学論文集,土木学会,第42巻, pp. 157-162.
- 小林慎太郎・田中丸治哉・丸山利輔(1984):造成農 地の流域および洪水流出特性---農地造成に伴う 流出特性の変化(I),農業土木学会論文集,第113 号, pp. 241-247.
- 佐山敬洋・寶 馨 (2003):土木学会論文集,第726 号/II-62, pp. 1-9
- 菅原正巳(1972):流出解析法,水文学講座,共立出版 257 pp.
- 菅原正巳(1979):続·流出解析法,水文学講座別巻, 共立出版, 269 pp.
- 鈴木雅一 (1988):山地流域の流出に与える森林の影 響評価のための流況解析,日本林学会誌,70(6), pp. 261-268.
- 鈴木雅一・福嶌義宏(1989):風化花崗岩山地におけ る裸地と森林の土砂生産量---滋賀県南部,田上山 地の調査資料から,水利科学,190, pp. 89-100.
- 高棹琢馬・椎葉充晴 (1981): Kinematic Wave 法へ の集水効果の導入,京都大学防災研究所年報,第 24号B-2, pp. 159-170.
- 宝 馨 (1998):森林の流域への影響,岩波講座・地

球環境学第7巻,水循環と流域環境(高橋裕・河 田恵昭 編), pp. 40-69.

- 立川康人・永谷 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, 京都大学防災研究所年報,第46号 B, pp. 233-248.
- 立川康人・永谷 言・寶 馨 (2004): 飽和不飽和流れ の機構を導入した流量流積関係式の開発,水工学 論文集,土木学会,第48巻, pp. 7-12.
- 塚本良則(編)(1992):森林水文学,文永堂出版, 現代の林学 6,319 pp.
- 中野秀章(1976):森林水文学,共立出版,水文学講座 13,228 pp.
- 福嶌義宏 (1987): 花崗岩山地における山腹植栽の流 出に与える影響,水利科学, 177, pp. 17-34.
- 星 清・山岡 勲(1982):雨水流法と貯留関数法の 相互関係,第26回水理講演会論文集,土木学会, pp. 273-278.

Flood Control Function of Mountain Slopes Covered with Forests --- Quantitative assessment of the effects of so-called 'green dam' from the viewpoint of basin-scale hydrology ---

Kaoru TAKARA, Yasuto TACHIKAWA, Toshiharu KOJIMA, Yoshiaki KANI* and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper describes the effectiveness and limit of so-called 'green dam' against floods. A grid-cell based distributed rainfall-runoff model with 50-m spatial resolution is used for evaluating storage capacity of the soil layers on mountain slopes as well as flood runoff from a river basin with a catchment area of 100 km². The RRS (rainfall-runoff-storage) diagram is very useful to evaluate the storage/flood control function of the mountain slope as typically indicated here.

Keywords: green dam, rainfall runoff, distributed runoff model, flood control function, quantitative evaluation