

特集：集水域の生物地球化学シミュレーションモデルの有用性と課題

総説 [Review Article]

## 河川水文シミュレーションモデルの現状と新しい提案

山下三男<sup>1)</sup>・市川新<sup>1)</sup>・佐藤冬樹<sup>2)</sup>・柴田英昭<sup>2)</sup>

### Quantitative approach and problems of river hydrological simulation models

Mitsuo YAMASHITA<sup>1)</sup>, Arata ICHIKAWA<sup>1)</sup>, Fuyuki SATOH<sup>2)</sup> and Hideaki SHIBATA<sup>2)</sup>

#### Abstract

A distributed hydrological model instead of a lumped model has been proposed as the most important tool in enabling the sharing of water information. In essence, a distributed model consists of sub-basins of tributaries and a main river channel. As for the latter, commercial models are available based on advanced mathematical techniques for hydraulic calculations. However, the methodologies for the description of rainfall-runoff phenomena from sub-basins have not been fully discussed. Especially for forested areas two key topics need to be addressed. The first is how to continuously describe runoff phenomena over several rainfall events and dry periods for further improving water quality simulation. The second is the serviceability of a model for the identification of its parameters via the measurable soil conditions of a sub-basin. To address these issues, the authors propose a new rainfall runoff model, the Yamashita Model, based on the assumption that the retention capacities of the soil have a significant effect on runoff phenomena. This model consists of a two-step retention and three-step runoff mechanism. This model is basic parameters include the retention capacities of soil pores, which were identified by the measured volumes of the soil pores based on the classification by Takeshita, which distinguishes the retention capacities of a soil by its suction force. They examined this model using the actual rainfall-runoff data of two small catchments in the Uryu Experimental Forest of Hokkaido University, Japan. The simulation results generally agreed with the observed data. To improve rainfall runoff models, future long-term observations of rainfall and runoff should be conducted at various types and sizes of watersheds.

**Key words:** distributed model, pseudo-physical model, infiltration, retention, soil pores

#### 摘 要

水をめぐる情報共有の重要なツールとして分布型モデルが提案されている。分布型モデルは河道水理モデルと支流の降雨流出モデルからなる。河道水理モデルについては高性能の市販モデルが利用できるが、支流からの流出の記述に関しては十分な議論がされていない。森林小流域を対象とする降雨流出モデルの要件は、連続的な降雨流出の記述と測定可能な土壌の状態に基づくモデル係数の同定である。筆者らはこれらの要件を満たすべく、竹下の土壌分類に基づく2段階の貯留と3段階の排水過程で流出

1) 福岡大学大学院 工学研究科 エネルギー・環境システム工学専攻 〒808-0135 北九州市若松区ひびきの2-1 産学連携センタービル Energy and Environmental System Engineering, Graduate School of Fukuoka University, Sangakurenkei-Center Building, 2-1, Hibikino, Wakamatsuku, Kitakyushuu, Fukuoka, 808-013, Japan (E-mail: omitsu30@aol.com)

2) 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター 〒096-0071 名寄市宇徳田250 Field Science Center for the Northern Biosphere, Hokkaido University, 250 Tokuda, Nayoro, Hokkaido, 096-0071, Japan

を記述する山下モデルを開発した。必要なモデル係数は分類に対応する水分量で表現した。

このモデルを実際の森林小流域において検証した結果、きわめて再現性の高い結果を得た。今後は条件の異なる小流域にモデルを適用し、モデル係数の一般化を行う必要がある。本モデルに限らず、降雨流出モデルの向上のためには、多くの条件の異なる森林小流域における短時間間隔の降雨流出データが蓄積されるべきである。

キーワード：分布型モデル，準物理モデル，浸透，貯留，土壌孔隙

(2005年6月5日受付；2006年4月3日受理)

はじめに

水循環に関しては様々な問題が存在する。洪水や土石流災害への防御，飲料水・灌漑用水の確保，河川や湖沼の水質汚濁の防止，多様な生態系の保全，新たなダム建設への賛否を問う論争などがあげられる。

これらの問題を解決しようとするならば、まず水循環の実態を把握し、流域の地形、地質、土地利用や植生などの地理的な情報や降雨、流量、水位、侵食・堆積量や汚濁負荷発生量、水質といった水文水質情報などを利害関係者（Stakeholders）の間で共有せねばならない。そのためには継続的かつ詳細な観測が必要である。しかし、地表をくまなく観測することは不可能であること、また同じ場所に同じ量かつ同じパターンの雨が降ることはないので観測結果を比較することが困難であることから、「モデル化して類推する」というアプローチに頼らざるを得ない。「モデル化する」とは、「流域に任意のパターンの雨が降ったら、河川においてどのような時間流量曲線（ハイドログラフ）となるか？」を数学的に記述することである（Fig.1）。

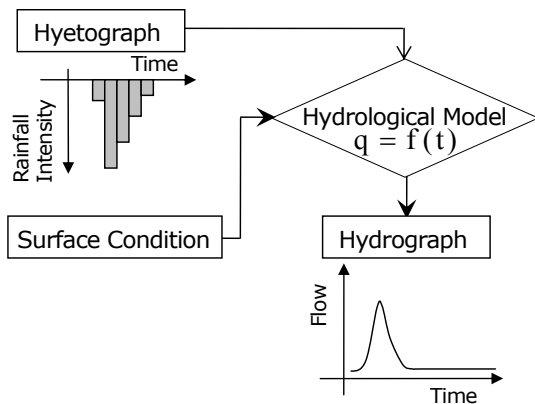


Fig.1. Concept of hydrological model.

図1. 水文モデルの概念.

集中型モデルと分布型モデル

従来は、流域の水循環を解析する方法として「集中型モデル」が用いられてきた。代表的なモデルとして合理式（Lloyd, 1905-06），単位図法（Sherman, 1932），タンクモデル（菅原, 1972），貯留関数法（木村, 1975）等の「概念モデル」があげられる。

集中型モデルでは、流域全体を1つのモデルとして表現し、それに必要なパラメータとして流域全体の平均値もしくは代表値を、入力として流域の平均（代表）降雨量をそれぞれ用いる（Fig.2）。このモデルは、パラメータが少なく、計算が簡単で解りやすいといった長所がある。しかし、流域内ではある時刻に強く雨が降っている場所もあれば弱い雨しか降っていない場所もある。よって対象流域の面積が大きければ大きいほど、平均（代表）降雨量を求めるのは困難となり、それが出力に大きな誤差を与える。また、地形や植生、土地利用といった流出に影響を与える地表の状態は本来不均一であり、流域の面積が大きくなるとその流出特性を平均値で記述するのは無理がある。さらには、集中型モデルでは出力として流域の下流端における情報しか得られない。近年、「任意地点における任意時刻における水位・流速」といったより高い精度の情報が求められるようになっているの

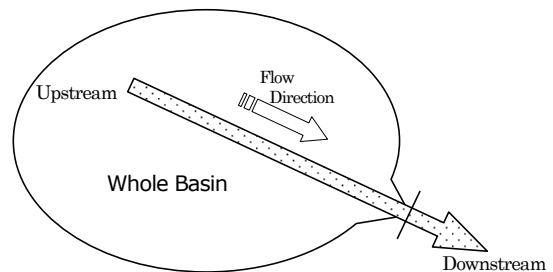


Fig.2. Concept of lumped model.

図2. 集中型モデルの概念.

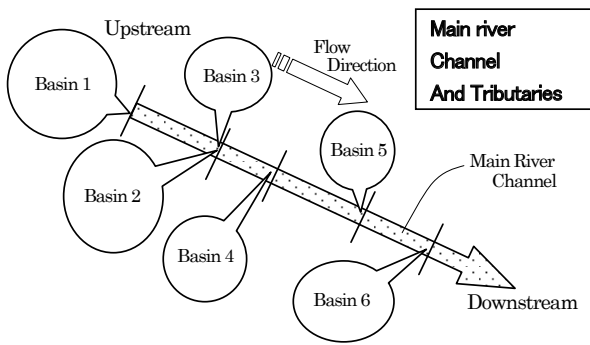


Fig.3. Concept of distributed model.

図 3. 分布型モデルの概念.

で、集中型モデルではもはや対応できなくなっている。

それに代わるものとして提案されているのが、「分布型モデル」である。これは「地形や流出特性に応じて流域を分割し、各分割流域からの流出を河川への入力とし、河川の中の水の流れは物理的なモデルで追跡する」というものである (Fig. 3)。代表的なものとして海外では後述する河道における水理計算モデルをベースとした市販モデルや TOPMODEL (Beven et al., 1995), XINANJIANG MODEL (Zhao and Liu, 1995) があり、国内では WEP モデル (Jia et al., 2001) や市川ら (2001) のモデルが挙げられる。

分布型モデルでは、分割流域からの流出は集中型の降雨流出モデルで推定する。分割流域の面積を小さくし、個別に地形、土地利用、植生などの条件をモデルに反映させ、また降雨データも個別のものを入力することで集中型モデルの誤差を局限することができる。流域をできるだけ細かく分割して分布型モデルを構成するのが望ましいと考えられるが、「細かく分割しても分割流域に対して個別に与える情報を準備できるか」及び「細かく分割すればするほどモデル構築の作業量が膨大になり、かつシミュレーションに長時間を要する」という問題がある。筆者らは、現在のパソコンやソフトウェアの性能から見て、100 ~ 200 km<sup>2</sup> の流域を対象として、それを「1 km<sup>2</sup> 程度の稜線で囲まれた小流域」に分割して分布型モデルを構成するのが、一度にシミュレーションを行なう際の現時点での実用的な限度ではないかと考えている。河川の水理計算モデルは、河川横断面を縦断方向に連結して三次元の河道を再現し (Fig.4)、開水路不定流の基礎方程式であるサンブナン式 (Saint-Venant, 1871) を解く形でその河道の中の水の流れを追跡するものである。欧米においては、この計算を高速かつ正確に行

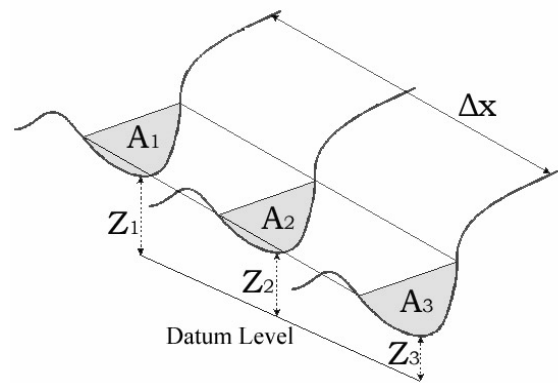


Fig.4. Structure of river-simulation model.

図 4. 河川の水理計算モデルの構造.

うソフトが開発・市販されており、その結果、河川の任意地点における流量、水位及び流速の時間的変化の情報を得ることができるようになった。これらのソフトは世界中の研究者や技術者の間で広く利用されており、代表的なソフトとして、英国の Info Works RS (<http://www.wallingfordsoftware.com/>), デンマークの MIKE11 (<http://www.dhigroup.com/>), 米国の HEC (<http://www.hec.usace.army.mil/>) がある。一方、各分割流域からの雨水流出量を推定する降雨流出モデルでは、分割流域ごとの土地利用等の条件をいかにモデルに反映させることができるかと、個別に降雨データを与えることができるかが重要な点であり、それが分布型モデルの解析の精度に大きな影響を与える。とはいえ、この降雨流出モデルには、在来の集中型モデルに代表されるような概念モデルが適用されている事例が多く、分割流域に適したモデルの検証は一部にはあるものの完成されているとはいえない。

### 実務で利用されている降雨流出モデルとその問題点

数々の新しい降雨流出モデルが提案されているにもかかわらず、実務的に利用されるモデルは 1970 年代に開発されたものが今でも主流である。その理由は主として求められる情報が特定の降雨イベントに対するピーク流量や総流出量であったこと、そしてパラメータが少なく、かつその同定のための情報が比較的費用をかけずに入手できるという「実用性」にあると考えられる。以下では実用性に焦点を置く意味で、これらのモデルについて概説する。

日本の河川技術者が実務で主に使用しているモデルは建設省河川砂防技術基準 (案) 同解説 調査編 (建設省、

1976) に示されている。代表的なものは貯留関数法及び準線形貯留型モデルである。

貯留関数法は木村 (1975) によって提案され、洪水流出現象に容易に適用できることから、国内において高水解析に汎用されている。降雨を流出量に変換する過程に流域貯留と遅滞時間の概念を導入しているのが特徴である。貯留高と流出高の関係は (1a) 式で表される貯留関数式と呼ばれる指数関数式で表わされ、この式に基づき貯留高の収支を計算して流出高を求め、(1b) 式で与えられる遅滞時間を考慮してハイドログラフを推定する方法である。

$$\left. \begin{aligned} S &= Kq^p \\ \frac{dS}{dt} &= r_e - q \end{aligned} \right\} \quad (1a)$$

$$\left. \begin{aligned} T_l &= 0.0470L - 0.56 \quad (L > 11.9\text{km}) \\ T_l &= 0 \quad (L \leq 11.9\text{km}) \end{aligned} \right\} \quad (1b)$$

ここで、S: 流域における見かけの貯留高 (mm), K, p: 流域固有の係数, q: 流出高 (mm/h),  $r_e$ : 平均降雨強度 (mm/h),  $T_l$ : 遅滞時間 (h), L: 流域の最遠点 (流域界) から流量算出地点までの距離 (km) である。

貯留関数法では、「降雨初期には流域面積 (A) には 1 次流出率 ( $f_1$ ) を乗じた面積 ( $f_1 A$ : 不浸透域) のみから流出が発生し、累加雨量が飽和雨量 ( $R_{sa}$ ) を超えると浸透域を含めた全域で流出が起こるようになる」としている (Figs.5,6)。結果的に飽和雨量の前後で流域の流出率が  $f_1$  から 1 に急激に変化することとなり、実際の降雨流出現象と異なるものとなっている。本来これらの方法はダムや堤防といった河川構造物を十分な安全率を

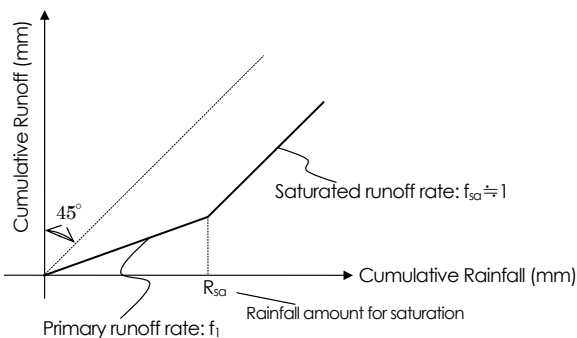


Fig.5. Temporal variations in runoff rate in Storage Function Method.

図 5. 貯留関数法における流出率の時間的変化。

もって設計するためのものであり、様々な規模の降雨現象からハイドログラフを精度良く再現することを目的にしたものではない。

一方、海外においては米国土壌保全局によって考案された Soil Conservation Service Curve Number Method (SCS-CN 法) (SCS, 1975) が実務的な降雨流出モデルとして広く利用されている。この方法は「降雨の継続に伴い、土壌へ浸透する雨水は土壌中の水分量の増加に伴い減少していき、やがて全く浸透しなくなり、降雨の全量が流出するようになる」という概念に基づいている。具体的には「土壌の貯留容量に対する累積浸透量の割合は、累積降雨量に対する累積流出量の割合に等しい」と仮定し、累積降雨量から累積流出量を推定するものである。SCS-CN 法の概念を Fig.7 に、その基本式を (2a), (2b) に示す。

$$P = I_a + F + P_e \quad (2a)$$

$$\frac{P_e}{P - I_a} = \frac{F}{S} \quad (2b)$$

ここで、P: 累積降雨量 (mm),  $P_e$ : 累積流出量 (mm), F: 累積浸透量 (mm),  $I_a$ : 初期損失雨量 (mm), S: 許容最大貯留量 (mm) である。

ここでいう許容最大貯留量 (S) は、「降雨の継続に伴う累積浸透量 (実際には初期損失も含まれるのでそれと累積浸透量の合計値) の最大値」と定義されている。また、SCS は初期損失 ( $I_a$ ) を S の 20% の値であると仮定することにより (2a), (2b) から (3) 式を導出している。

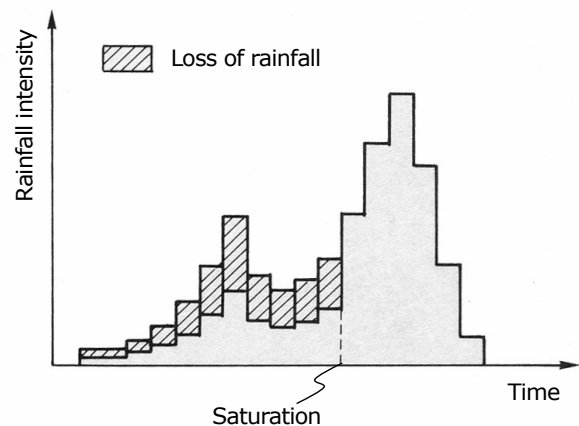


Fig.6. Temporal variations in loss of rainfall in Storage Function Method.

図 6. 貯留関数法における損失雨量の時間的変化。

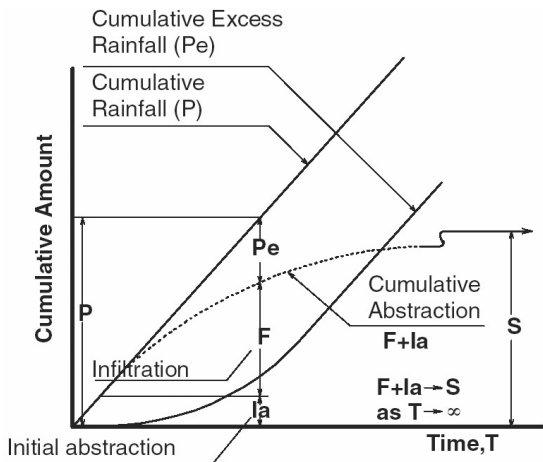


Fig. 7. Relationship between cumulative rainfall and cumulative abstraction in SCS-CN method.

図 7. SCS-CN 法における累積降雨量と累積損失量との関係。

$$\left. \begin{aligned} P_e &= 0 & (0 \leq P \leq 0.2S) \\ P_e &= \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} & (P > 0.2S) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

SCS-CN 法が世界的に実務に利用される理由は、(3) 式に表されるように許容最大貯留量 (S) の値を唯一のパラメータとして与えるだけで、累積降雨量 (P) から累積流出量 (P<sub>e</sub>) が推定できるという点にある。また、米国においては様々な地質、植生、土地利用等に応じた実測調査が行われており、流域の地表の状態に応じた S の値を与えられるようになっている (SCS, 1975)。

しかし、SCS-CN 法では、総流出量の推定に主眼が置かれており、以下のような問題点がある。まず、「降雨強度が一定である」という仮定に基づく方法であるため降雨強度の変化の影響が考慮されていないこと、次に、基本的に単一の降雨イベントを対象としているため、複数の降雨を対象とした連続的な流出量の変化を表現できないこと、米国のパラメータは世界中どこでも有効であるのか不明であり、これを与えるとすれば降雨と流量を観測して独自の値を求める必要があることである。

### 分割流域の降雨流出モデルに求められる要件 森林流域を対象として

上記の問題点を踏まえ、森林のような浸透能力の高い流域を対象とした分布型モデルの分割流域に適用する「降雨流出モデル」を構築するにあたり、考慮すべき事項として、以下の 6 項目が考えられる。

### 先行降雨の影響

同じ降雨量の降雨イベントでも、晴天が長く続いたあとに降った場合と長雨が続いたあとに降った場合とでは明らかに流出形態が異なる。これは過去に降った雨（先行降雨）の土壤中での残存量に影響されるためである。SCS-CN 法においては、これを評価するため Antecedent Runoff Condition (ARC) が用いられている (Natural Resource Conservation Service, 2003a)。

### 降雨強度の影響

累積降雨量が同じであっても、極めて弱い降雨強度の雨が長く続く場合と短い時間に強い降雨強度で集中的に雨が降る場合とでは流出特性は異なるが SCS-CN 法ではこのことは考慮されていない。

### 無降雨時における貯留能力の回復

貯留関数法や SCS-CN 法は、単一の降雨イベントを対象としたモデルであり、初期条件は先行降雨によって決まるが、降雨開始以降の流域の貯留能力が満たされていく過程のみが考慮されており、貯留された水が減っていく過程が表現されていない。しかしながら、将来の水質予測のように長期間のシミュレーションのためには、複数の降雨イベントと無降雨期間を含めた連続シミュレーションが必要となる。そのためには、タンクモデルのように無降雨時に貯留された雨水が排水されていく過程を考慮しなければならない。

### 分割流域における連続シミュレーション

大きな流域では連続した降雨イベントに見えても、分布型モデルで分割された流域単位で見ると雨が降ったり止んだりしていることがある。これは降雨の局地的な変動によるものである (Fig. 8)。よって分割流域の降雨流出モデルは短期的に見ても、複数の降雨イベントと無降雨期間を含めた連続シミュレーションができるものでなければならない。

### 浸透と浸透した水の再流出

都市流域に比べ、森林流域のハイドログラフにおいて見られるピーク流量通過後の流量の緩やかな減衰や、一部の森林流域のハイドログラフに見られるようなピーク通過後に現れる緩やかな 2 番目のピーク (Fig. 9) を再現しようとするならば、浸透だけでなく浸透した雨水の再流出を考慮する必要がある。

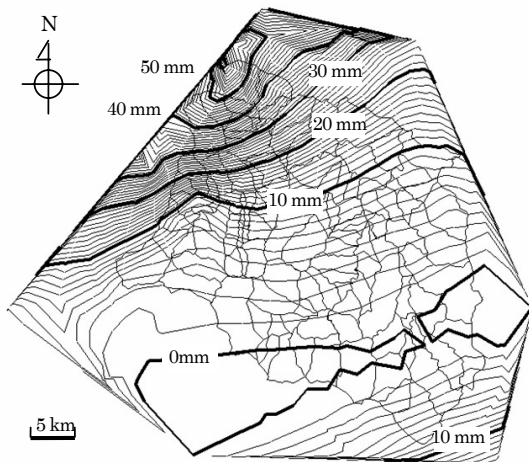


Fig.8. Example of spatial variations in rainfall intensity (2003/7/21 13:05, Upstream area of Shimouke artificial reservoir, Oita Pref., Kyushu, Japan).

図8. 降雨の局地的変動の例 (2003年7月21日13:05, 大分県下笠ダム上流域).

「準物理モデル」という概念の導入

土壌における雨水の浸透とその流出を記述する方法として、理論的には Richards 式 (Richards, 1931) を解く浸透解析法が、現時点で物理現象を正確に表現する「物理モデル」として評価されており、米国の Scientific Software Group が発売している Hydrogeochem のような三次元の市販解析ソフトまである。しかし、これらの飽和・不飽和浸透理論はライシメータのような小さな対象における実験やその解析結果から導出されたものであり、均質 (homogeneous) な土壌または多孔質媒体を対象としている。これを流域レベルに適用する場合、一定の範囲または層位を「均質である」と仮定しなければならず、実験室におけるカラムやライシメータを対象とする解析 (例えば, Harada and Ichikawa 1990) に比べ「概

念的」となり、また平均値もしくは代表値として与えるパラメータをどうやって求めるかという問題がある。特に森林土壌では粘土粒子間の目に見えない微細間隙から、容易に目視できる根穴や乾燥亀裂までも存在し、不均一 (heterogeneous) である場合が多く、毛管現象による水の移動が土中における水の移動の支配的要因であるかどうかは不明である。流域をモデル化する場合、できるだけ流出現象を物理的に記述することが望ましいが、完全に物理的に記述することは不可能である。特に浸透現象の場となる土中の物理的状態を完全に把握することは難しい。

しかしながら、降雨現象を流出現象へ変換する過程が全くのブラックボックスである「概念モデル」では、降雨と流出の観測データが無ければパラメータが同定できず、また流域の状態になんらかの変化があった場合にそれが降雨流出現象にどのような影響を及ぼすかを予測できない。

流域に適用する降雨流出モデルは、「できるだけ物理的に流出現象を記述し、かつ実務的にも利用可能なモデル」というのが、本来目指すべき姿である。大切なことは、概念的な要素を持ちつつも「現象がどのような物理的過程によるものと仮定しているか」を明確にし、「測定可能な流域の状態量からどうやってパラメータを同定するか」という方法論を示し、かつ「継続的な再現性」をもつことである。筆者らはこのような考え方に基づくモデルを「完全に物理的なモデル」と「概念モデル」の中間の「準物理モデル」(Fig.10) と位置づけている。

分割流域の降雨流出モデルの一例 (山下モデル)

筆者は森林流域を対象として、上述した要件を満たすような分割流域の降雨流出モデル (山下モデル) を開発したので紹介する。

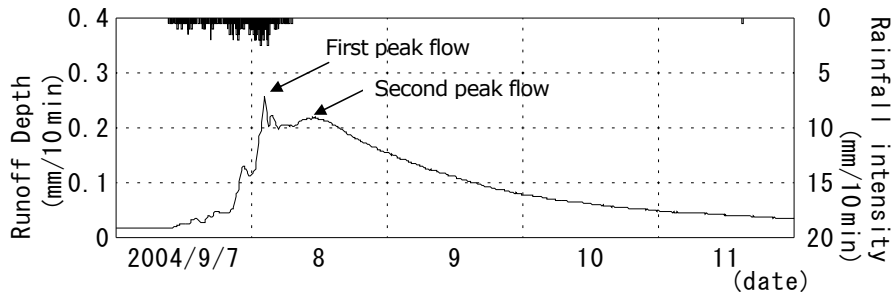


Fig.9. Example of second peak flow (Uryu experimental forest, Hokkaido University).

図9. ハイドログラフに現れる2番目のピークの例 (北海道大学雨龍研究林, 315 林班, DE6 流域).

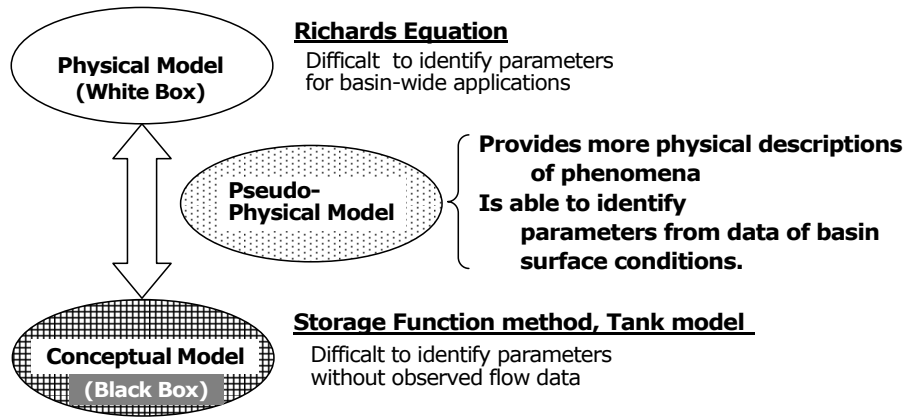


Fig.10. Position of "Pseudo Physical Model".

図 10. 従来のモデルに対する「準物理モデル」の位置づけ。

モデルの基本概念

Fig.11 に示すように、降雨が早い段階で流出する「表面流」、浸透した雨水の再流出である「中間流」及び地下水の流出のようにきわめて緩やかに増減する「基底流出」によって流出水が構成される（福嶋, 1992）とした。具体的には、地上に到達した雨 (P) は土壤表面において、表面流出 ( $Q_1$ ) と土壤へ浸透する「貯留への入力」(F) へ分離され、土壤において貯留される水から蒸発散、地下水への補給及び中間流としての流出 ( $Q_2$ ) が起きるとし、流域の土壤における固有の「貯留容量」と「その貯留水量の変化」が流出現象に支配的な影響を与えると仮定したものである。流出過程を記述するにあたり、土壤における「透水の均一性」よりもむしろ「透水の不均一性」に着目し、その指標として土壤における各種孔隙の分布量を採用した。

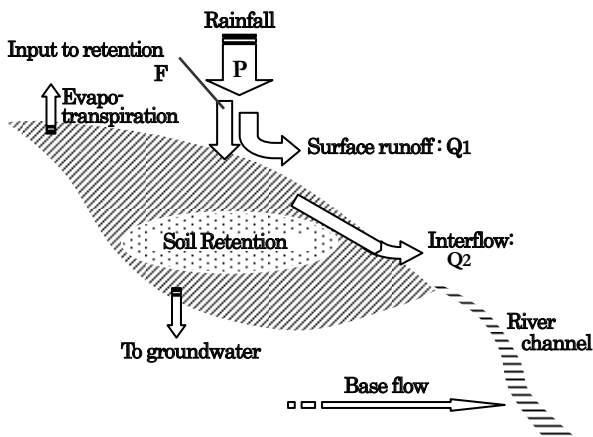


Fig.11. Basic concept of Yamashita Model.

図 11. 山下モデルの基本概念。

モデルの基本構造

土壤中では、土壤の粒子と孔隙が混在していると思われるが、土壤三相の容積や質量の関係を解りやすくするために固相 (Solid)、液相 (Water) 及び気相 (Air) を分けて表示したもの (Fig.12) が土質力学等の教科書 (例えば, Hillel, 1971) において用いられる。真下 (1961) は液相及び気相の容積の和である土壤孔隙を「採土円筒に採取した土壤を十分に飽水させ、その水分について土壤水分吸引圧 (pF 値) を測り、土壤孔隙の大きさ・量についての分布状態を推定する」という方法 (真下の方法) により、粗孔隙 (pF0 ~ 2.7) と細孔隙 (pF2.7 以上) に分割した。細孔隙は「この中に入った水が重力的には動き得ないので水資源上で必要な貯留とは無関係」とされており、一方粗孔隙は Fig.12 に示すように便宜的に大孔隙 (pF0 ~ 0.6)、中小孔隙 (pF0.6 ~ 2.7) に区別されている (竹下, 1985)。

土壤孔隙における水の挙動については、「土壤孔隙の吸引力は孔隙径が小さいほど強いので、土壤中に浸入した水は優先的に小孔隙を舞台に挙動し、小孔隙量を上回るような大量の雨が供給されたときにはじめて中孔隙、さらには大孔隙を舞台とした挙動が見られることになる。」(竹下, 1988) という説がある一方、「土には、自然に形成された亀裂、死根が分解して残った小孔、小動物の活動によってできた細孔などがある。このような小孔はマクロ・ポア (macropore) と呼ばれる。マクロ・ポアのある土の表面に降雨などで湛水ができると、水はもっぱらマクロ・ポアを通過して地中の深くに侵入し、このマクロ・ポアの中の流れは、その壁面を通して、土のマトリックスに水を浸潤させる。」という説もある (中

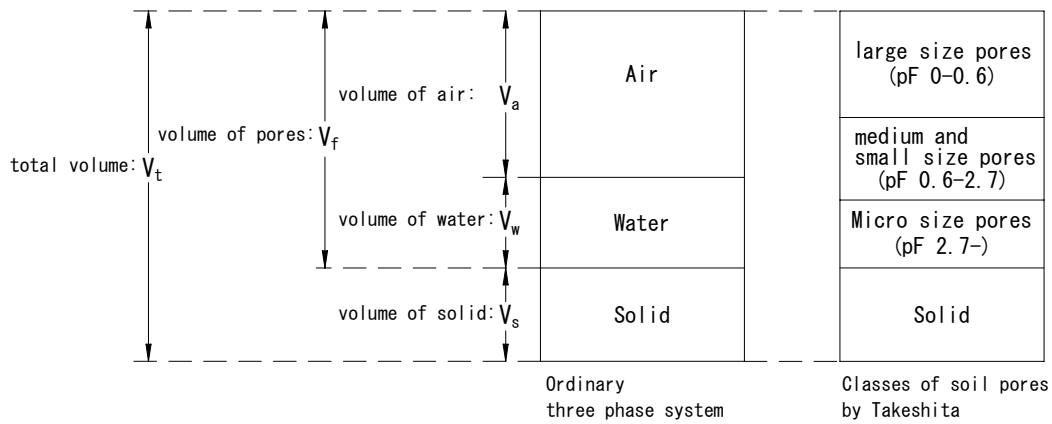


Fig.12 . Schematic diagram of the soil.

図 12. 土壌の模式図.

野, 1991)。また, 有光 (1987) は, 土壌孔隙を非毛管孔隙 (pF0~1.8) 及び毛管孔隙 (pF1.8~2.7) に区分し, 「土壌中を速く移動する水は非毛管孔隙内を移動する重力水であり, 遅く動く水は毛管孔隙内を移動する毛管移動水とみなして差し支えない。」としている。

筆者らは「土壌表面及び大孔隙の壁面上には中小孔隙が存在するものの, 水に触れると短時間に表層が飽和に近い状態となり, 結果として大孔隙が土中への給排水の主経路として機能し, かつ中小孔隙に対して水との接触面を提供する。」と仮定した。具体的には, 大孔隙量は水の通過経路の容積であり, かつ中小孔隙と水との接触面の大きさを示す指標とし, 中小孔隙量は土中における水の貯留容量であるとした。

このような仮定に基づき, 筆者らが開発した森林の分割流域への適用を目的とした降雨流出モデル (山下モデル) の構造と計算過程を模式化したものを Fig.13 に示す。

図では上段を大孔隙, 下段を中小孔隙とする 2 段のタンクとなっているが, これは水が移動中に通過する順序を示したものであり, 実際の土中では大孔隙及び中小孔隙が混在しているものと考えられる。また,  $h_1$  は大孔隙における貯留水深というよりも, 中小孔隙がどれだけ水に接触しているかの指標としている。

有効雨量の推定

モデルを用いてハイドログラフを推定するには, 「当該モデルへ有効に作用するインプットとしての雨量」である「有効雨量」(高橋, 1978) を算定しなければならない。本モデルでは, 降雨量 ( $P_0$ ) から樹冠遮断量を控除した地表に到達する降雨量 ( $P_1$ ) を有効雨量と定義した。樹冠遮断量の推定に関しては様々な論文があるが, Murakami (2006) による「樹冠遮断量は降雨強度に比例し, その比率は夏季に最大となり, 冬季に最小となる。」という仮説に基づき, 季節に応じて 8% から 24% を遮断量として控除することとした。

$$P_1 = i_a \cdot P_0 \quad (4)$$

ここで,  $P_0$ ; 林外雨量 (mm/2 分),  $P_1$ ; 地表に到達する降雨量 (mm/2 分),  $i_a$ ; 樹冠遮断率である。

表面流の推定

地表面に到達した雨水はまず「大孔隙」を経由するものとし, 大孔隙に入りきれない雨 ( $P_1 - f_1$ ) が表面流出 ( $q_1$ ) するとした。その際, 一時的に大孔隙に滞留している水量 ( $h_1$ ) が少ないときは, 降雨のほぼ全量が大孔隙に入るとし, 滞留量が増加するとともに水が大孔隙に入り

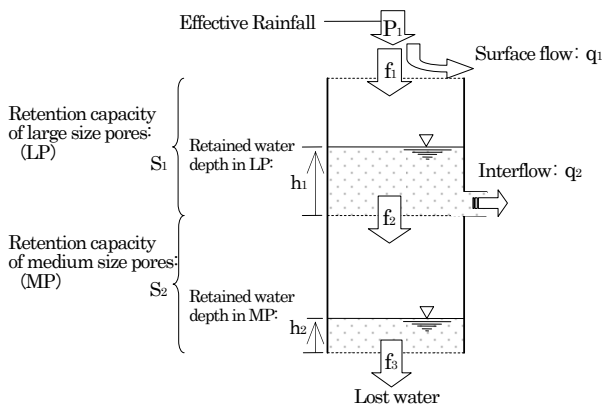


Fig.13. Structure of Yamashita Model.

図 13. 山下モデルの構造.



くくなり、大孔隙がすべて水で満たされると全く水は大孔隙に入ることができなくなり、降雨の全量が表面流として流出すると仮定した (Fig. 14)。これは SCS-CN 法の基本概念を応用したものである。

大孔隙への「水の入りやすさ」を数式として次式で表現することとした。

$$f_1 = P_1 \cdot \left\{ 1 - \left( \frac{h_1}{S_1} \right)^{a_1} \right\} \quad (5)$$

$$q_1 = P_1 - f_1 \quad (6)$$

ここで、 $h_1$ : 大孔隙における滞留水量 (mm),  $S_1$ : 大孔隙の容量 (mm),  $a_1$ : 大孔隙進入係数,  $f_1$ : 大孔隙への供給水量 (mm/2 分),  $q_1$ : 表面流の有効流出量 (mm/2 分) である。

表面流の有効流出量 ( $q_1$ ) は、米国農務省資源保護局 (Natural Resource Conservation Service ; NRCS) の無次元単位図 (NRCS, 2003 b) によってハイドログラフに変換することとした。

中間流の推定

滞留された雨水の排水を考慮するため、大孔隙において滞留された水は、中小孔隙に浸透する水 ( $f_2$ ) と中間流 ( $q_2$ ) として排水されると仮定した。中間流 ( $q_2$ ) は大孔隙における滞留量 ( $h_1$ ) に応じて流出量に変化することとした。大孔隙から中小孔隙に浸透する水 ( $f_2$ ) についても、 $h_1$  に応じてその量に変化することとしたが、 $f_1$  と同様

にすでに中小孔隙内に貯留されている水量 ( $h_2$ ) が貯留容量 ( $S_2$ ) に近づくにつれ、その量が少なくなり、やがて零になるとした (Fig.15)。

中小孔隙内に貯留された水は、その水量 ( $h_2$ ) に応じ降下浸透や蒸発散による損失 ( $f_3$ ) として失われるとした。

以下に中間流を推定するための基本式を示す。

$$f_2 = h_1 \cdot b \cdot \left\{ 1 - \left( \frac{h_2}{S_2} \right)^{a_2} \right\} \quad (7)$$

$$q_2 = c \cdot h_1 \quad (8)$$

$$f_3 = d \cdot h_2 \quad (9)$$

ここで、 $h_2$ : 中小孔隙における滞留水量 (mm),  $S_2$ : 中小孔隙の貯留容量 (mm),  $a_2$ : 中小孔隙浸透係数,  $b$ : 土壌固有の大孔隙から中小孔隙への水の浸入率 ((2 分)<sup>-1</sup>),  $f_2$ : 中小孔隙浸透量 (mm/2 分),  $c$ : 中間流出係数 ((2 分)<sup>-1</sup>),  $q_2$ : 中間流の有効流出量 (mm/2 分),  $d$ : 損失係数 ((2 分)<sup>-1</sup>),  $f_3$ : 損失量 (mm/2 分) である。

中間流の有効流出量 ( $q_2$ ) は、既に報告した中間流単位図 (Yamashita et al., 2005) を適用し、ハイドログラフに変換することとした。

ここで用いた  $a_2, b, c, d$  のパラメータについては、暫定的にいくつかの先行降雨条件の異なる降雨イベントの総降雨量と総流出量の解析から推定している。これらの

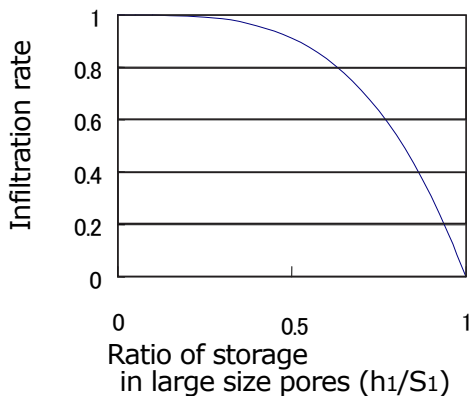


Fig.14. Relationship between infiltration rate and ratio of storage in large size pores (when  $a_1=4.0$ ).

図 14. 大孔隙への水の浸入率と大孔隙における貯留率との関係 ( $a_1=4.0$  とした場合).

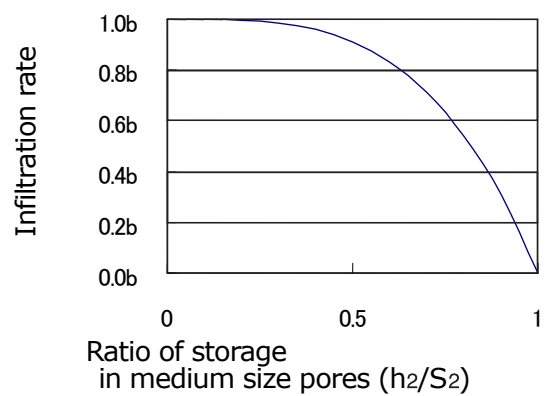


Fig.15. Relationship between infiltration rate and ratio of storage in medium size pores (when  $a_2=4.0$ ).

図 15. 中小孔隙への水の浸入率と中小孔隙における貯留率との関係 ( $a_2=4.0$  とした場合).

パラメータの同定法に関しては、今後の検討課題である。

基底流出の推定

基底流出に関しては、いまだ十分なモデル化を行うにいたっていない。暫定的に過去 30 日間の降雨履歴から、(10a), (10b) の近似式を仮定し、基底流量を推定している。

$$BF = \left( \alpha \cdot \sum_{n=1}^m \frac{n}{m} P_n + \beta \right) \cdot 10^{-2} \cdot A \tag{10a}$$

$$m = \frac{30_{(日)} \times 24_{(時間)} \times 60_{(分)}}{\Delta t_{(分)}} \tag{10b}$$

ここで、m; 30 日間をハイトグラフの時間間隔 (Δ t) で割った数、P<sub>n</sub>; 30 日前から数えて n 番目の地表に到達する降雨量 (mm), α; 流域固有の係数, β; 流域の湧水比流量 (m<sup>3</sup>/s/100km<sup>2</sup>), A; 流域面積 (km<sup>2</sup>), BF; 基底流量 (m<sup>3</sup>/s) である。

山下モデルの適用例

総合地球環境学研究所の 5-2 プロジェクトの一環として、北海道大学雨龍研究林の 2ヶ所の森林小流域 (DE6 流域及び DE7 流域) をそれぞれ 1つの分割流域とみなして山下モデルを適用し、観測データとの比較を行い、評価を行った。対象流域の位置を Figs.16 ~ 18 に、分割流域の概要を Table 1 に示す。なお表中の「droughty water discharge」は「湧水流量」であり (文部省, 1991), 「年間を通じて 355 日間はこれを下ならず、これより少ない日は 10 日を越えないような河川の流量」を意味する (土木用語辞典編集委員会, 1971)。また、「time of concentration (T<sub>c</sub>)」は流入時間と流下時間の和である「流

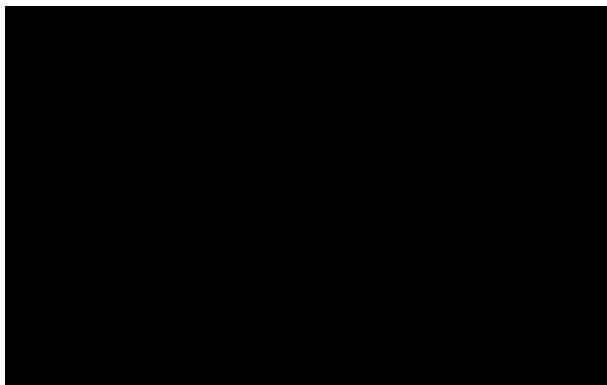


Fig.16. Uryu experimental forest is located in Northern Sorachi-shichou, Hokkaido.

図 16. 雨龍研究林の位置 (空知支庁最北部).

達時間」(土木用語辞典編集委員会, 1971) であり、値は Kerby (1959) の式及び Ramser (1927) の式を用いて推定した。

山下モデルに必要な基本パラメータの大孔隙における滞留水量 (S<sub>1</sub>) 及び中小孔隙における貯留容量 (S<sub>2</sub>) に関しては、Ujiie (1985) が対象流域周辺の 2ヶ所において行った土壌水分吸引圧 (pF 値) に応じた含水比の測定結果を基に推定した (Table 2)。流域内においても土壌特性の不均一性があると思われる、2箇所のデータでは不十分と思われるが、現時点ではほかに測定事例がない

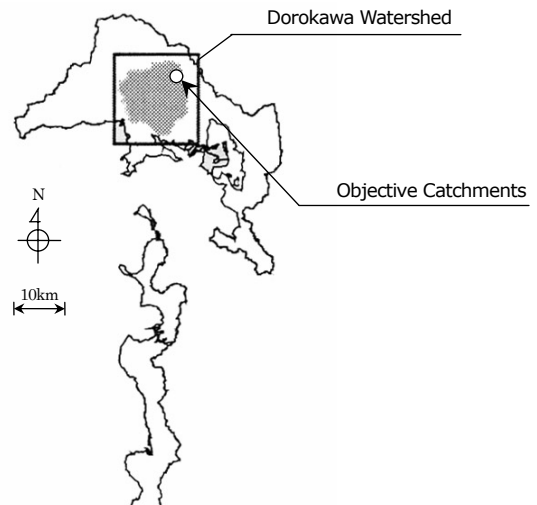


Fig.17. Uryu experimental forest.

図 17. 雨龍研究林.

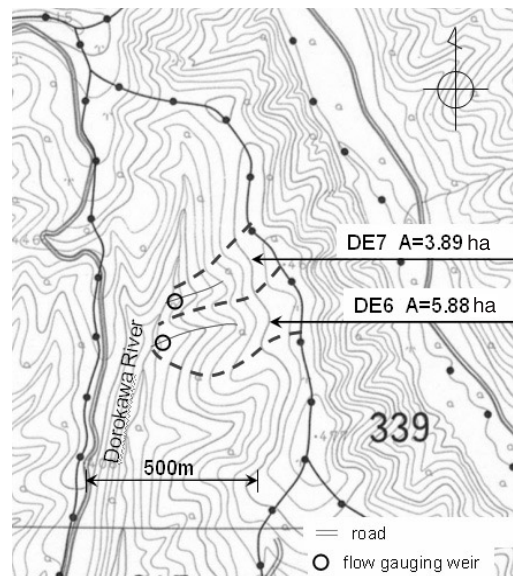


Fig.18. Objective catchments.

図 18. 対象流域の位置.

Table 1. Characteristics of objective catchments.

表 1. 対象流域の概要.

Catchment	Catchment area	Altitude of farthest point	Altitude of gauging weir	Fall from farthest point to gauging weir	
	A(ha)	H1(m)	H2(m)	ΔH(m)	
DE6	5.88	467	386	81	
DE7	3.89	477	395	82	

Catchment	Distance from farthest point to gauging weir	Averaged slope	Time of concentration	Droughty water discharge (2004)	
	L(m)	S(%)	Tc (min)	ℓ/s	unit discharge (m <sup>3</sup> /s/100 km <sup>2</sup> )
DE6	454	17.8	24.0	0.35	0.60
DE7	332	24.7	18.9	0.31	0.80

Table 2. Measured value of water ratio near objective catchments (Ujii, 1984) and estimated values for S<sub>1</sub> and S<sub>2</sub>.

表 2. 対象流域近傍における含水比の測定値 (Ujii, 1984) とそれをもとに推定した S<sub>1</sub> 及び S<sub>2</sub> の値.

Plot	Horizon	Depth	Thickness	Bulk density	Water content in ratio of dry weight (%) for each pF value (Mw/Ms)			(1)×(2)×(3)×10/100	
					0	1.6	2.7	(Total value) (Difference)	Retention Capacity (mm)
U-418-I	A0		4	0.32	335 243	92 22	70 7	31	3
	A1	0-11	11	0.58	146 90	56 8	48 3	57	5
	A2	11-25	14	0.81	99 58	41 6	35 2	66	7
	B1	25-100	75	0.92	72 19	53 12	41 5		83
	B2	100-	30	0.86	79 24	55 14	41 4		36
Adopted Value								S <sub>1</sub> =154	S <sub>2</sub> =134
U-418-II	A0		2	0.3	323 230	98 17	76 5	14	1
	A1	0-16	16	0.76	119 68	51 7	44 3	83	9
	A2	16-33	17	0.7	92 48	44 9	35 2	57	11
	B	33-	35	0.83	69 18	51 11	40 3		32
Adopted Value								S <sub>1</sub> =154	S <sub>2</sub> =53

め、第1近似としてこれらの値を採用した。この測定結果では、pF=0, 1.6 及び 2.7 に応じた含水比が測られているため、シミュレーションにおいては S<sub>1</sub> の値として A 層における pF0 ~ 1.6 の範囲の保水容量、S<sub>2</sub> の値として A ~ B 層の pF1.6 ~ 2.7 範囲の保水容量として、2カ所の測定値に対応する値を推定し、Type-I 及び Type-II として採用した。採用したパラメータを Table 3 に示す。これらのパラメータを用いて 2004 年 7 月 27 日から 57 日間の連続シミュレーションを行った。シミュレーショ

ン結果の一部を Fig. 19 ~ 22 に示す。これらの図に、北海道大学が観測した流量をあわせて表示している。

シミュレーション結果から、DE6 流域については Type-II のパラメータが、DE7 流域については Type-I のパラメータが、観測流量の傾向を再現していると考えられる。

### 結論と今後の課題

土壌孔隙を降雨流出モデルの主要なパラメータとする

Table 3. Parameters for objective catchments.

表 3. シミュレーションに使用した対象流域のパラメータ.

**Type-I**

Name of catchment	a <sub>1</sub> Coefficient for LP	a <sub>2</sub> Coefficient for MP	b Coefficient for infiltration to MP	c Interflow coefficient	d Lost coefficient	S <sub>1</sub> Large size soil pores	S <sub>2</sub> Medium size soil pores
DE6	1.5	4	0.00150	0.00090	0.000011	154	134
DE7	1.5	4	0.00400	0.00068	0.000030	154	134

**Type-II**

Name of catchment	a <sub>1</sub> Coefficient for LP	a <sub>2</sub> Coefficient for MP	b Coefficient for infiltration to MP	c Interflow coefficient	d Lost coefficient	S <sub>1</sub> Large size soil pores	S <sub>2</sub> Medium size soil pores
DE6	1.5	4	0.00740	0.00090	0.000097	154	53
DE7	1.5	4	0.02000	0.00068	0.000128	154	53

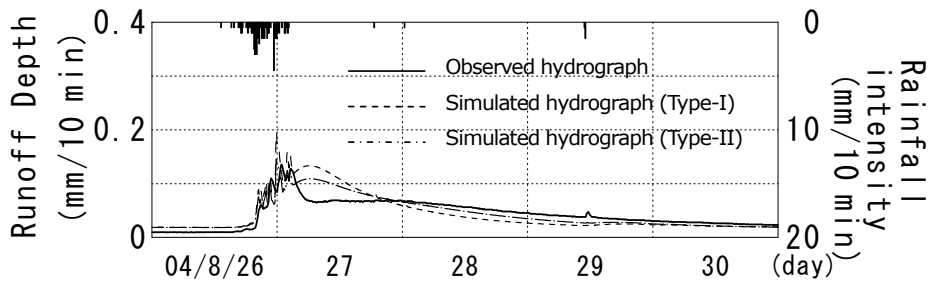


Fig.19. Simulation results (DE6), (Cumulative rainfall = 56 mm, Maximum rainfall intensity =54 mm/h).

図 19. シミュレーション結果 (DE6), (総降雨量 56 mm, 最大降雨強度 54 mm/h).

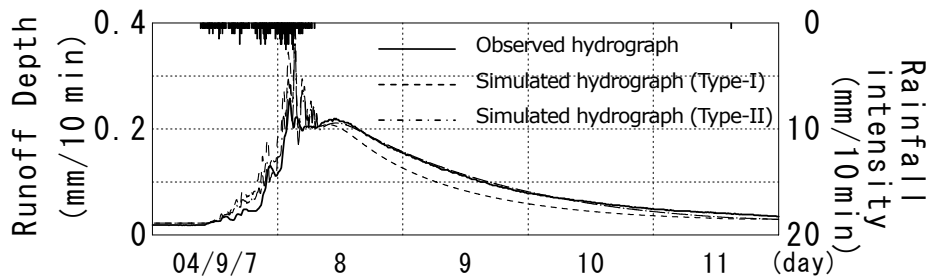


Fig.20. Simulation results (DE6), (Cumulative rainfall = 111.5 mm, Maximum rainfall intensity =30 mm/h).

図 20. シミュレーション結果 (DE6), (総降雨量 111.5 mm, 最大降雨強度 30 mm/h).

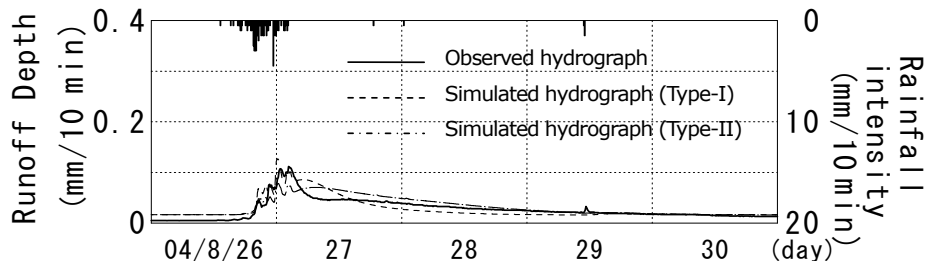


Fig.21. Simulation results (DE7), (Cumulative rainfall = 56 mm, Maximum rainfall intensity =54 mm/h).

図 21. シミュレーション結果 (DE7), (総降雨量 56 mm, 最大降雨強度 54 mm/h).

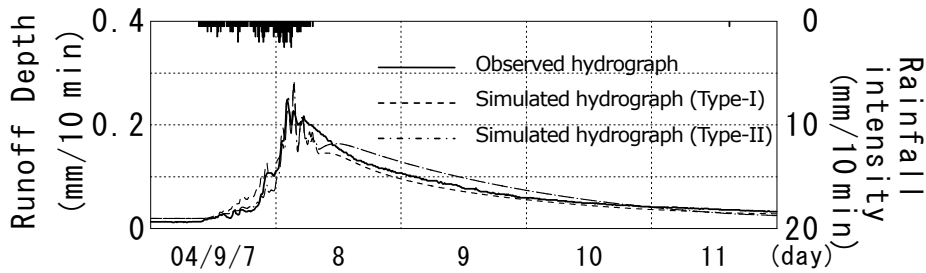


Fig.22. Simulation results (DE7), (Cumulative rainfall = 111.5mm, Maximum rainfall intensity = 30mm/h).

図 22. シミュレーション結果 (DE7), (総降雨量 111.5mm, 最大降雨強度 30mm/h).

ことにより、連続的に降雨流出現象を再現でき、かつ実用的な小流域の降雨流出モデルが構築されたものと考えられる。このことは森林域を対象とした分布型モデルの精度の大幅な向上に貢献するものと思われる。今後は条件の異なる様々な流域にモデルを適用することと、小流域内における土壌試験を多数行い、平均値または代表値としての土壌の貯留容量をいかにして求めるかの方法論を検討し、かつ地質・植生・土地利用等に応じたパラメータの一般化を図る必要がある。また、将来的に水質シミュレーションを行なうためには、水温と水質情報としての「濃度」を与えなければならない。量的な各流出成分に対してどのような仮定に基づき濃度の変化を与えるかが課題である。

分布型モデルによって精度の高い情報提供を行うためには、分割流域からの降雨流出の推定精度を高めることが重要である。そのためには、分割流域ごとの降雨流出モデルのパラメータの同定が課題となる。この課題を克服するためには、様々な大きさの、条件の異なる小規模流域において、5分以下といった短い時間間隔での降雨流出観測が長期にわたって行われ、データが蓄積され、そのデータに基づき、地表の状態に応じたパラメータの一般化を行わなければならない。また、いかに各小流域の正確な降雨量を入力として与えることができるかが、根本的に重要な問題であり、観測網の充実と精度の向上が不可欠である。

## 謝 辞

研究内容の一部は、総合地球環境学研究所研究プロジェクト (5-2 プロジェクト, プロジェクトリーダー: 吉岡崇仁), 文部科学省科学研究費基盤研究 S (課題番号 14102027) 及び基盤研究 A (課題番号 16208014) の経費によって実施されたものである。量水堰の設置・維持管理及び降雨量・河川流量観測に関して北海道大学雨

龍研究林の技術職員一同に謝意を表する。

## 文 献

- 有光一登 (1987) : 森林土壌の保水のしくみ. 森林からのメッセージ① : 78-90. 創文, 東京.
- Beven, K., R. Lamb, P. Quinn, R. Romanowicz and J. Freer (1995) : Topmodel. In Computer models of watershed hydrology, V. P. Singh (ed.) : 627-668. Water Resources Publications, Colorado.
- 土木用語辞典編集委員会 (1971) : 土木用語辞典. コロナ社, 技法堂出版, 東京, pp 1421.
- 福嶋義宏 (1992) : 森林水文学. 現代の林学 6, 塚本良則 (編著) : 171-194. 文永堂出版, 東京.
- Harada, S. and A. Ichikawa (1990) : Performance of water infiltrated within infiltration strata and Kanto loam taking into account hysteresis, Journal of Natural Disaster Science, 12: 21-35.
- Hillel, D. (1971) : Soil and Water: Physical Principles and Processes. Physiological Ecology, A Series of Monographs, Texts, and Treatises, Academic Press, New York, pp 288.
- 市川温, 村上将道, 立川康人, 椎葉充晴 (2001) : 流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系シミュレーションシステムの開発. 土木学会論文集, No.691, II-57: 43-52.
- Jia, Y., G. Ni, Y. Kawahara and T. Suetsugi (2001) : Development of WEP model and its application to an urban watershed. Hydrological Processes, 15: 2175-2194, DOI: 10.1002/hyp.275
- Kerby, W. S. (1959) : Time of concentration for overland flow. Civil Engineering, 29:60.
- 建設省 (1976) : 建設省河川砂防技術基準 (案) 同解説調査編 : 89-94. (財) 日本河川協会, 東京.
- 木村俊晃 (1975) : 貯留関数法: 水文研究資料, 河鍋書店,

- 東京, pp 57.
- Lloyd-Davies, D.E. (1905-6) : The elimination of storm water from sewerage system. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, 164: 41-67.
- 真下育久 (1961) : 土壌の理学性 - 吸引板による簡単な pF 値の測定とこれによる土壌水及び孔隙の区分 - . 森林立地, 3: 32-34. 森林立地懇話会, 荖崎村 (茨城県)
- 文部省 (1991) : 学術用語集 . 土木工学編 (増訂版) , 土木学会, 東京, pp 931.
- Murakami, S. (2006) : A proposal for a forest canopy interception mechanism: Splash droplet evaporation. Journal of Hydrology, 319: 72-82, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.002, Elsevier.
- 中野政詩 (1991) : 土の物質移動学 :38-42. 東京大学出版会, 東京 .
- Natural Resources Conservation Service (2003a) : Chapter 10 Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall, Part 630 Hydrology: 18, National Engineering Handbook, U.S. Department of Agriculture.
- Natural Resources Conservation Service (2003b) : Chapter 16 Hydrographs, Part 630 Hydrology: 22, National Engineering Handbook, U.S. Department of Agriculture.
- Ramser, C. E. (1927) : Run-off from small agricultural areas. Journal of Agricultural Research, 34: 797-823.
- Richards, L. A. (1931) : Capillary conduction of liquids through porous mediums. Journal of General and Applied Physics, 1: 318-333.
- Saint-Venant, Barre de (1871) : Theory of unsteady water flow, with application to river floods and to propagation of tides in river channels. French Academy of Science, 73: 148-154.
- Sherman, L. K. (1932) : Streamflow from rainfall by the unit-graph method. Engineering News Record, 18: 501-505.
- Soil Conservation Service (1975) : Urban hydrology for small watersheds. Technical release, No.55, U.S. Department of Agriculture, pp 49.
- 菅原正巳 (1972) : 流出解析法 . 水文学総論 7. 共立出版, 東京 .
- 高橋裕 (1978) : 河川水文学 . 水文学講座 11 : 89-94, 共立出版, 東京 .
- 竹下敬司 (1985) : 森林土壌と水源涵養機能 . 森林立地, 27: 19-26. 森林立地懇話会, 荖崎町 (茨城県) .
- 竹下敬司 (1988) : 森林・土壌と水問題 . 森林立地, 30: 26-32. 森林立地懇話会, 荖崎町 (茨城県) .
- Ujiie, M. (1985) : Soils of sasa bamboo-growing land and its surface treatments for natural regeneration of trees. Reserch Bulletins of the College Experiment Forests, 40: 1043-1063. Hokkaido University, Japan.
- Yamashita, M., T. Tateishi and A. Ichikawa (2005) : A study on the application of the distributed rainfall-runoff model for the Japanese mountainous Area. Proceedings of 3rd International Symposium on Flood Defence: 477-486. Nijmegen, Netherlands.
- Zao, R. J. and X. R. Liu (1995) : The Xinanjiang Model. In Computer Models OF Watershed Hydrology, V. P. Singh (ed.) : 215-232. Water Resources Publications, Cololado.