

流出予測，数時間先から数十年先まで

Runoff Predictions, a Few Hours to Several Decades of Lead Time

真野 明

Akira Mano

1. はじめに

近年，日本各地で大雨による洪水災害や土砂災害が頻発している．2015 年 9 月，台風 18 号に伴う関東・東北豪雨が発生し大きな被害が出た（土木学会ほか，2016）．2014 年には，6 月に三鷹市，調布市で，7 月に仙台市で，8 月に広島市，名古屋市，豊中市で，9 月に別府市，東京都小岩，札幌市，石巻市，名古屋市でそれぞれ集中豪雨があり，人口が多い地区での事象で，浸水被害や地盤災害が拡大した．豪雨が起る地域は日本全体に広がっており，全体でみると豪雨の回数は多いが，それぞれの地区では低頻度の事例であることが多い．これらの災害に対しては施設での対応は難しく，早期警報，早期避難による人の保全が効果的である．これを支えるのが，数時間先の流出や氾濫を予測する技術である．気象庁は 9 時間先までの気象を毎時更新して数値予報する局地モデルを運用しており，この出力を使って流出を計算すれば，洪水のリアルタイムの予測が可能になる．なお，人が警報を得てから避難を完了するには，1～2 時間程度の時間を要することが知られており，数時間の先行時間を有する確度の高い洪水予測は避難を促すのに効果的である．

アメダス観測地点において，時間雨量が 50mm あるいは 100mm 超えた大雨の統計が，気象庁により公表されている．発生回数の長期トレンドは増えてきており，地球温暖化の影響が議論されているが，年変動が大きく，また観測期間も十分ではないことから，必ずしも因果関係は明確ではない．地球温暖化の影響評価は，気候変動を展望する大気海洋結合大循環モデル（GCMs）の出力を使って調べるのが適当である．各温室効果ガスの排出シナリオ（SRES: Special Report on Emission Scenarios, IPCC 第 4 次レポートまで，RCP: Representative Concentration Pathway, 第 5 次レポート）に対して，数十年後の地球の気候が GCM を使って展望されている．この GCM の出力を利用して，降雨流出モデルに入力し計算することにより，将来の洪水の特徴を知ることができよう．

気候変動による洪水評価に関しては，時間的な余裕が十分あることから，減災施設の整備計画や，都市計画・土地利用計画への利活用が有望である．特に沿岸部では，気候変動に海面上昇が加わるため土地利用の大幅な変更が避けられない．綿密で効率的な地域計画の策定とその実施が求められている．現在，気候モデル，降雨流出モデルとも大きな不確実性を有している．これを減らしていくことが，予測技術を社会実装するためには必要である．

降雨流出モデルは，短期予測，長期予測いずれにおいても使われる基盤技術である．流水は，洪水だけではなく，水資源，斜面崩壊，生態系，地形形成など多くの分野で基礎的なメカニズムを決める現象であり，多くの分野で降雨流出モデルの利用が進み，活発な技術開発が行われている．2. は降雨流出モデルの現状と課題についてレビューを行う．3. は洪水を対象に著者らが開発を進めた Super Tank Model の特徴や適用について概説する．4. は気象庁の数値予報を入力した Super Tank Model の洪水予測について，また 5. は気象研究所の高解像度 GCM の出力を使った将来の洪水予測について述べる．6. はまとめである．

2. 降雨流出モデル開発の現状と課題

近年多くの降雨流出モデルに関するレビューが出版された (Paniconi ら, 2015 ; Fatichi ら, 2016). それらも参考にしながら, モデルの現状と課題についてまとめてみよう.

(1) 流出現象の基礎概念

強降雨時の水の流れを図 2.1 に示す. 降雨の一部は植生により取り除かれ (樹冠遮断) 蒸発する. 残りが地表に到達するが, 地表の浸透能を超える雨は地表に溜り地表流を形成する. 地中に浸透 (浸潤) した水は浸透速度の違いにより, 濡れ前線を形成しその上は飽和状態となり, 側方流が発生する. 地下水面に達した濡れ前線 (浸潤線) は, 地下水面を上昇させ地下水流の流量を増加させる. 地表流, 側方流, 地下水流は水路に流入し洪水流として観測される. 安定同位体の分析により, 流出の初期の段階で新しい水の成分が有意に含まれていることが分かってきており (一柳錦平ほか, 1998), 地表流や側方流の無視できない寄与がある. 濡れ前線を挟んで, 密度的不安定状態にあるため, fingering と呼ばれる突起状の早い流れが生じ, 濡れ前線は均一ではない. 地表と地下水面の間は, 通常時は地中の間隙に空気が含まれており, 地中水分は不飽和状態で通気帯 (vadose zone) と呼ばれる.

地表付近には土壌層が形成されている. 山間部の土壌の代表的な鉛直構造を図 2.2 に示す. 母岩が風化し, そこに植生が繁茂して, 土壌層が形成される. 一番上が O 層 (有機物層), その下に A 層 (粗大有機物が分解あるいは溶脱されて生じた黒色の層), B 層 (有機物に由来する黒色化が不十分で, 風化が進行した鉱物質の層), C 層 (風化が十分に進行していない岩石層) と続く. 平野部では, 山間部からの輸送堆積や耕作の影響が大きい. 土壌の各層は, 粒度, 空隙, 透水性などが異なるため, 地中の水分移動を考えるとときには区別して扱う必要がある.

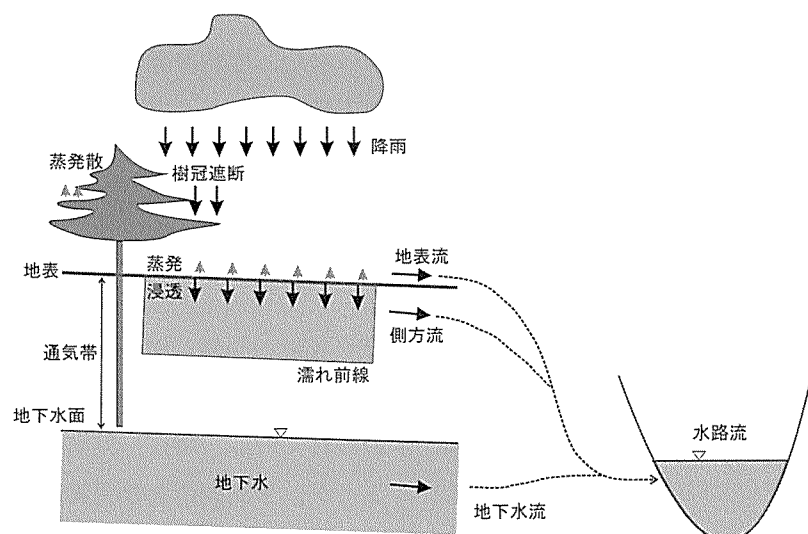


図 2.1 強降雨時の水の流れ

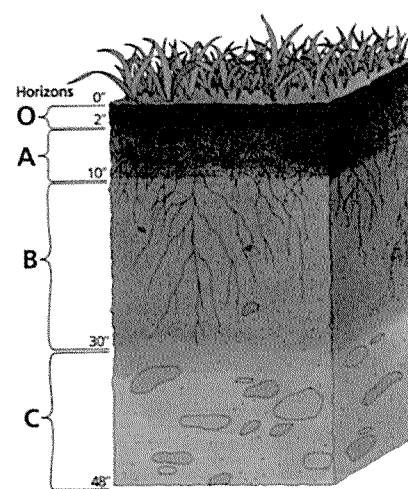


図 2.2 土の鉛直構造

<http://www.ctahr.hawaii.edu/>

地下水の流れは, 小さな空隙の間を流れるものがほとんどで, Reynolds 数が小さく層流であり, 抵抗は流速に比例し, 流速は動水勾配に比例する. この法則を Darcy の法則(1856)といい, 比例係数を飽和透水係数 K_s という. 飽和透水係数は, 空隙の代表径すなわち土砂の粒径のほぼ 2 乗に比例して変化する. 深度が増すと空隙が小さくなり飽和透水係数は小さくなる. 広く見ると, 地中には根系の跡, 動物が掘った穴などがあり不均質である. そのような場所では, 抵抗が小さいため流れが集中し, 細粒分の土砂を流し去って, 孔隙が拡大し発達する. これを piping という. 前述の fingering が生じた場所でも同様の現象が起こる.

通気帯では、不飽和透水係数 K を用いた Darcy 則が成り立つ。 K は土砂中の水分量を表す体積含水率 θ の関数 $K(\theta)$ になる。 $K(\theta)$ は K_s に対して数オーダーまで小さくなり変動範囲が大きい。

Darcy 則と水分の連続条件から Richards(1931)の式（以下 R 式と略記）が得られる。

$$\frac{d\theta}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \{K(\psi(\theta)) \nabla (\psi + z)\} \quad (2.1)$$

ここで、 ψ は圧力水頭、 z は高度、 ∇ は空間微分演算子である。 この式は、強非線形の式であり、 $\psi(\theta)$ が排水過程と浸潤過程で異なり多価であること、圧力水頭や透水係数の変動範囲が大きく高精度計算と小さなメッシュが必要なこと、3次元非定常の式であることなどから、計算が難しく負荷のかかる式である。

このため、降雨流出モデルは、R 式の扱い方で大きく異なり、過程立脚モデル（process-based models）と概念モデル（conceptual models）に分類されている。前者は、モデルの汎用性を重視して、仮定や簡略化をできるだけ排除し、通気帯の水分移動や水路流などの水文過程を理論的に追跡するものである。後者は、実用化を重視し、ターゲットとする地域や事象を決め、主要な水文現象を抽出して理論を適宜簡略化して解くものである。

（2） 過程立脚モデルの発展と課題

水文過程の基本式は、R 式をはじめとして 1900 年代前半にほぼ整備されている。これを解くには数値解析が不可欠なことから、流出モデルは計算機とともに発展してきた。Freeze ら(1969)は、物理学に基づく基礎式を数値的に解く水文応答モデルの青写真（FH69）を発表した。地下水流、通気帯の水分移動、地表流、水路流などの水文現象を微分方程式の境界値問題として計算機により解く水文モデルの全体像である。それ以降現在まで、水文モデルの主流はこの青写真に沿って開発が進められてきた（Beven, 2002）。

Freeze(1969)は、鉛直一次元の R 式を数値的に解き、降雨による地表湛水、浸潤、下方浸透、地下水涵養の一連の水文過程が、数式を使って連続的に解かれることを示し、水文現象の理解に画期的な進展をもたらした。Freeze(1972)は次元を増やし、仮想の山腹斜面について流出解析を行ったが、計算には世界最高の性能を有する IMB の計算機を必要とした。ついで Stephenson ら(1974)は初めて実山腹斜面の計算を行ったが、結果は不満足だった。過程モデルは潜在能力が高いものの、1970 年代には計算能力の制限が大きく実用的ではなかった。

これに代わるものとして、FH69 の枠組みで集中型の概念モデルの開発が行われた。Beven ら(1979)が開発した TOPMODEL は、理論が簡潔で現地への適用性や流出波形の再現性が高く、計算負荷も小さいことから、世界で最も多く適用された降雨流出モデルで、多くのバリエーションが開発された。これは、湿潤地域の高降雨流出現象を対象としたもので、山腹斜面流出モデルと水路流モデルからなる。前者は地下水面深度が浅い低平地で通気帯が降雨浸透により飽和しやすく、早い流出成分を生む現象に着目し、飽和しやすさの指標として、地形だけから決まる地形浸潤指標（topographic wetness index）を導出したことに特徴がある。

計算機の発達により、過程立脚モデルを実用化する環境が整ってきた。スーパーコンピュータ CRAY1 の 1 号機が、アメリカ大気研究センター(NCAR)に納入されたのが 1976 年であり、FH69 の青写真に沿った、多くの汎用モデルが 1980 年代以降開発された。SHE(Abbott ほか, 1986)や CSIRO TOPOG(Vertessy ら, 1993)などである。

2010 年には、Princeton 大学で水文学の壮大な挑戦と題するワークショップが開かれ、地球規模での陸水の観測計画が議論された。最終目標として、全球あるいは大陸規模で超解像度（0.1km～1km）の水文モデルの開発をうたい、その利用として、地球温暖化のアセスメント、洪水予測、生態系や地形の将来展望などがあげられている（Bierkens ら, 2015）。

Beven らはこの計画も含めて、水文モデルの課題を指摘してきている(Beven, 2002; Beven and Cloke, 2012). それらの主なものをまとめると以下のようになり、現状では否定的である。

- 1) 土壌の物性：流出に関わる飽和透水係数は、*piping* や *fingering* などによって生じる大空隙のために、小さい試料または点で測定したものより大きくなる。その程度は地域依存性が高く、末端での流量測定によってのみ推定可能。一般化は難しい。
- 2) スケーリング：大規模流域を対象に格子を大きくしたときに、精細なモデルほど非線形なシステムであるため、格子の代表的な水文量を合理的に決めることが難しくなる。
- 3) 一意性：モデルに使う、降雨の時空間分布、初期水分量や土壌物性の空間分布に対する観測値不足のために、最適モデルや最適パラメータを一意的に決めることができない。そのため、構造の異なるモデルでも、パラメータを調整して同程度の再現性を持たせることができるが（等価性, *equifinality*）、他の流域やスケールの異なる流域に応用するときには再度十分な検討が必要。
- 4) 不確実性：モデル、入力、物性ともに、近似や誤差などがあるため、それらを使って出された出力には不確実性が存在する。モデルの不確実性を統計的に明らかにするとともに、将来観測を増やして不確実性を減らしていく必要がある。

以上、大陸規模や地球規模に対象流域を広げ、過程立脚モデルを高解像度で解く挑戦が始まったところであり、観測、モデル、またそれを解くスーパーコンピュータの能力など課題が多い。一部、NCAR などの国の機関では、運用しているところもある(Maxwell ら, 2015)。一方概念モデルも、対象を絞った流域や現象では、十分に對抗できる性能を有しており、計算目的に応じて選択するのが良い。

3. Super Tank Model の開発

筆者らは、1990 年頃より海岸侵食の研究を行い、河川から供給される土砂を評価する必要があった。土砂輸送は、大部分が大雨と洪水によって起こるので、その外力である流出を流域全体で把握し、土砂の生産から、河川での輸送、海岸への供給までを評価できる降雨流出モデルと土砂輸送モデルのカップリングの開発を目指した。出発点となった研究フィールドは仙台北岸と阿武隈川で、流域面積は 5400km² と日本で 11 番目に広い流域を持つ一級河川である。広い流域を扱う必要があり、計算機や観測データの制約から半分布型の概念モデルとした。数値地図 2500 などの DEM (Digital Elevation Model) を使って、流域を離散化し河道メッシュと斜面メッシュに分類した。河道流については計算法がほぼ確立しており、高速に解くことができる *kinematic wave* 法を採用した。

斜面流に関しては、一つの河道メッシュに横流入する集水域のメッシュを集約して、多段タンクでモデル化した(図 3.1)。各段のタンクは土壌の各層に対応させ、貯留容量や透水係数の違いを反映させた。各タンクへの流入はタンクの飽和度によって制御し、タンクからの流出は側方流出と下のタンクへの浸透に分岐させた。これにより、TOPMODEL が用いた通気帯の飽和による地表流の発生機構が埋め込まれており、地形浸潤指標は不要になる。下方浸透、側方浸透はすべて飽和透水係数に比例する。土壌の小試料に対する飽和透水係数は土壌成分により推定できるが、実際の透水係数はこれより大きくなる。このため、小試料から決まる飽和透水係数を補正する係数 c を導入した。この係数は、末端での流出を観測してはじめて明らかになる量なので、キャリブレーションにより同定する。ハイドログラフなどの流出波形は、総流出量と流出速度によってその特徴がほぼ決まる。前者は、連続式を用いながらタンクの流出入と貯留を計算するので誤差が小さく抑えられ、後者は、補正係数 c により調整されるので、観測値に近い流出波形を出力することができる。

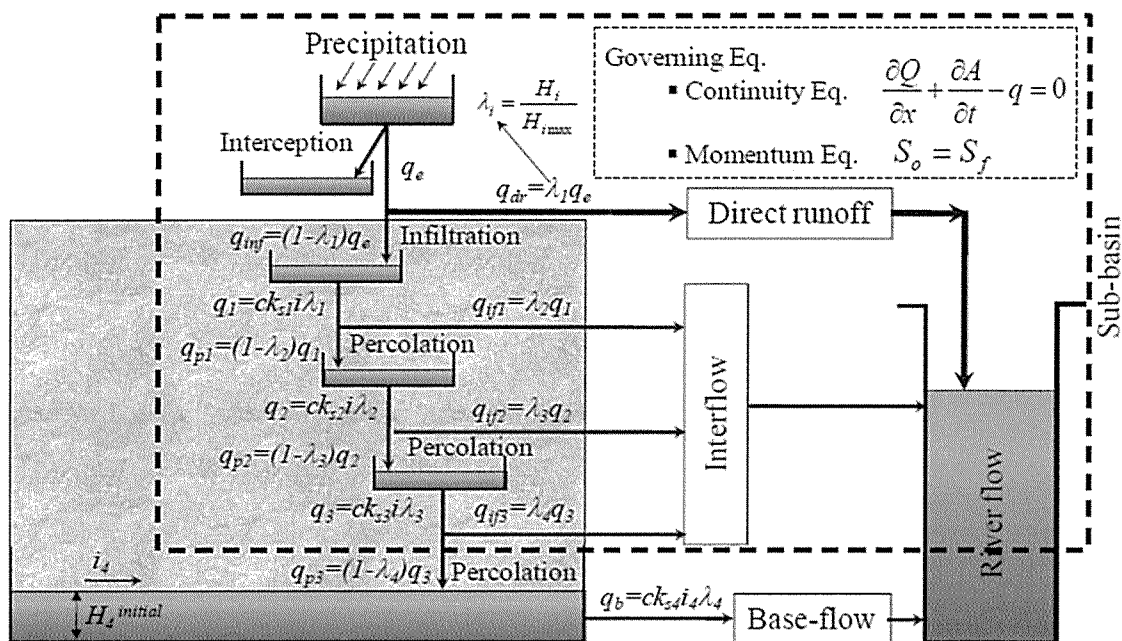


図 3.1 Nam ほか, (2013) Super Tank Model の概要

菅原が提唱したタンクモデル(1972)は、土壌構造との対応付けや水路流の分離がない集中型の流出モデルであるため、パラメータはすべて同定を必要とし普遍性がない。筆者らの流出モデルでは、同定が必要なパラメータは、流域平均量としての飽和透水係数補正係数 c だけであり、その値も 1 から 10 の範囲にある。同定がほとんど不要で普遍的なモデルであることから、Super Tank Model と呼ぶことにした。流出モデルの開発は、主に大学院生が担当したが、順次多様化し進化してきた。また、モデルを検証できる大雨の事象は貴重であり、国内外さまざまなスケールの流域に適用し検討してきた。

(1) 2004 年新潟・福島豪雨への適用

2004 年 7 月 12 日から 13 日にかけて、両県の県境山間部を中心に豪雨（栃尾の 24 時間雨量 422mm）があり、五十嵐川、刈谷田川、中之島川で堤防が決壊、逃げ遅れた高齢者が 16 人死亡した。五十嵐川上流にある、笠堀ダム、大谷ダムの集水域（面積が各々、67.9km²、56.2km²）でこの豪雨の流出解析を行った（館澤ら、2006；館澤、2007）

図 3.2 は両ダム集水域の地形を示したもので、標高が 200m から 1000m の範囲にある。図 3.3 は、土壌図から求めた、A 土壌層の厚さ（第一段タンクの高さ）分布を示したものである。笠堀ダムの集水域は V 字谷で母岩が浅いところにあるため土壌層が薄く 5cm 程度、大谷ダムの集水域は広い沢が発達しており勾配も小さく土壌層が厚い。図 3.4 には、Jabro(1992)の方法で推定した A 土壌層の飽和透水係数の分布を示す。0.2mm/s=12mm/s 程度であり豪雨強度よりは小さい。アメダス観測地点栃尾の時間雨量を入力し、流出解析を行った。図 3.5 は、飽和透水係数の補正係数 c を変えて計算を行い、両ダム流入地点で観測された流量ハイドログラフと比較して、モデル出力の適合度を NSI(Nash-Sutcliffe model efficiency Index)により比較したものである。この指標は、1.0 で完全適合（ハイドログラフが一致する）を表す。NSI が最大値をとるときの補正係数を最適値とした。最適値は、笠堀ダム集水域で 1.0、大谷ダム集水域で 2.0 となり、異なる結果となった。笠堀ダム集水域は、土壌層が薄いため、大空隙が発達しなかったと考え、修正係数の違いの

物理的意味が理解できる。なお、最適修正係数に対する、NSIは両集水域でそれぞれ、0.94と0.95となり、モデル出力の適合度は高い。このときのハイドログラフを、図3.5、3.6に示す。同じ雨に対して、ハイドログラフの形は大きく異なり、土壌の薄い笠堀ダム集水域では降雨波形に近い流出波形となっている。

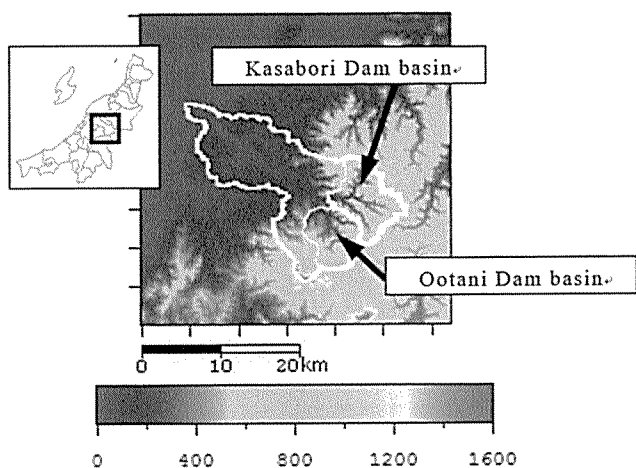


図 3.2 笠堀ダム、大谷ダム集水域の地形，グレースケールは標高（m）

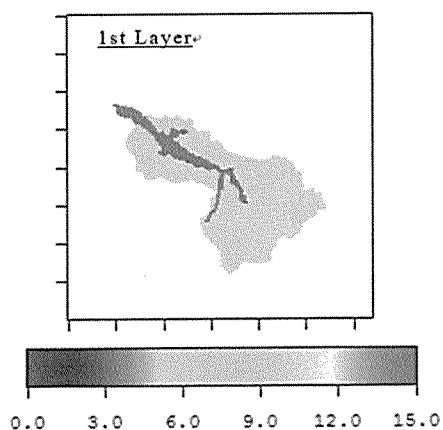


図 3.2 A 土壌層（第一段タンク）の厚さ分布，グレースケールは単位cm

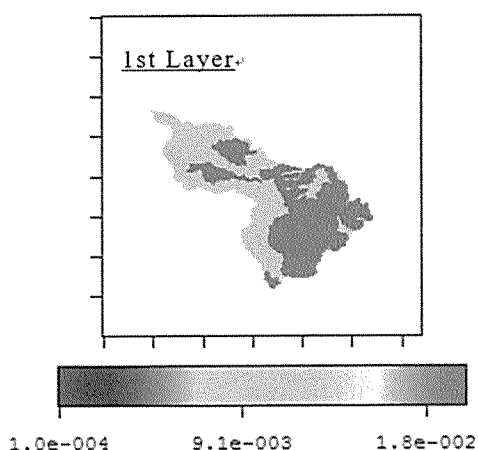


図 3.3 A 土壌層の透水係数（単位 cm/s）

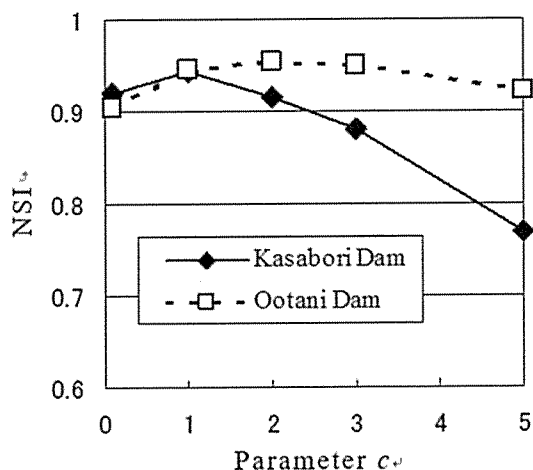


図 3.4 飽和透水係数の補正值係数 c と NSI

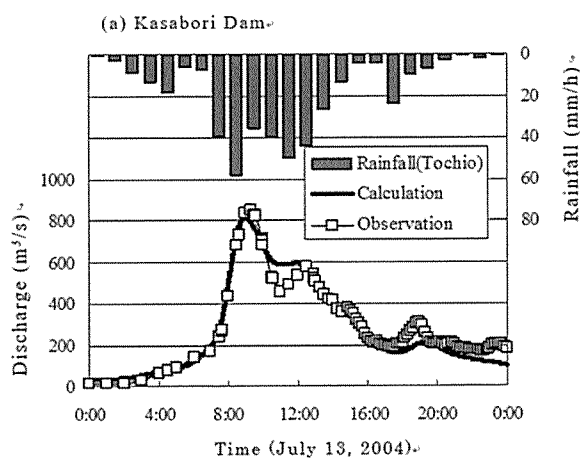


図 3.5 笠堀ダム流入ハイドログラフ

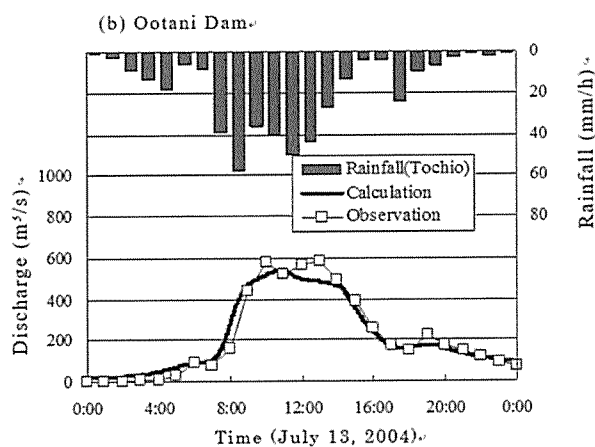


図 3.6 大谷ダム流入ハイドログラフ

(2) 河道流モデル

河道流を一次元で扱う場合に、厳密には流量 Q と水深 h (または流水断面積 A) を連続方程式と運動方程式を連立させ、境界条件のもとに解くことになるが、これは厄介であり、簡単化が行われてきた。その一つが kinematic wave 法である。これは変数が $h = f(Q)$ と一意的に関数関係を持つと仮定するもので、この関係と連続方程式を使って問題が解け、大幅に簡単になる。この関係が存在するのは定常流の場合で、洪水流を疑似定常流とみなすことになる。本モデルではこの関数関係に Manning の流速公式を用い、分布型モデルであるので、Manning の粗度係数の空間分布を与えるサブモデルが必要になる。

これを組み立てる鍵は河床の粒径にある。上流では、河床勾配が急で巨礫が堆積しており、粗度は大きい。一方河口近くでは、河床勾配が小さく河床材料は砂やシルトが多く、粗度は小さい。Strickler(1923)は粗度係数が、中央粒径の $1/6$ 乗に比例する関係を見つけた。これと限界シールズ数、等流の仮定を用いると粗度係数が河床勾配 I の $1/6$ に比例する関係が得られる (Ohashi ら, 2006)。

$$n = aI^{1/6} \quad (3.1)$$

図 3.7 は阿武隈川の河口から上流に向かって取った距離を横軸に選び、縦軸には粗度係数をとっている。実践は国土交通省東北地方整備局が低水路の痕跡から推定した粗度係数で観測値である。上のモデルは、係数が 0.10 の時に観測値を概略再現していることを示している。河床勾配は DEM より求めることができるので、この式を使って粗度係数を分布させることができる。kinematic wave 法で洪水の伝播速度は流速に比例するので、粗度係数の分布は特に広い流域の場合極めて重要である。

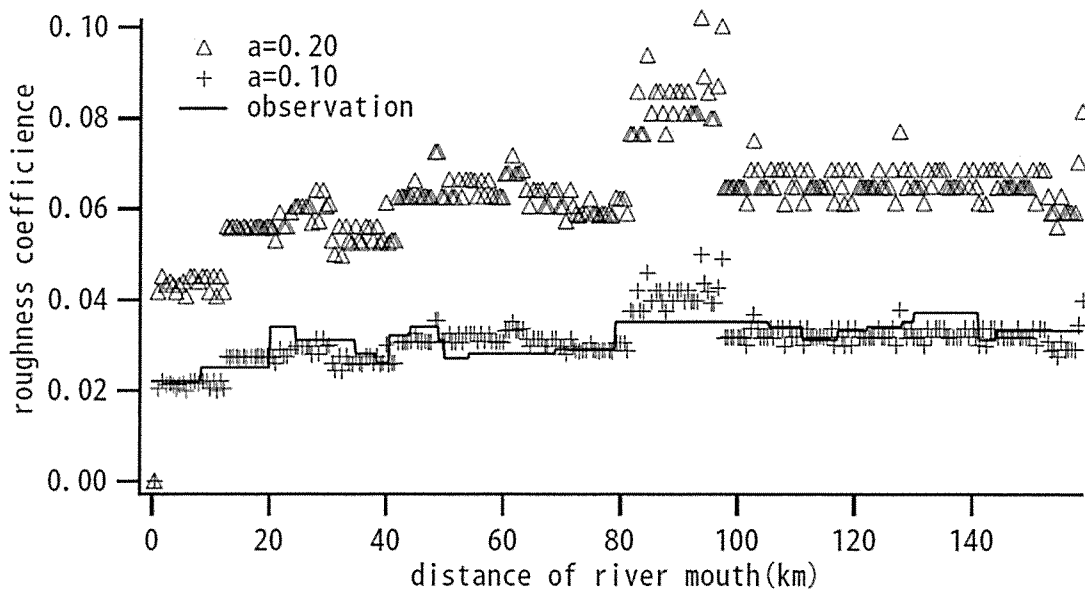


図 3.7 阿武隈川本川低水路の粗度係数分布 (大橋ら, 2006)

(3) 長江上流域への適用

大陸規模流域への降雨流出モデルの適用性は、前節で述べたように最もホットな水文学の課題の一つであり、長江の上流域への Super Tank Model の適用について紹介する (Kato ら, 2003 ; 加藤ら, 2004)。

この流域は、宜昌を末端とする約 $1.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ の流域である。長江の源流は 5000m 級のチベット高原で、途中メコン川、タンルウィン川など東南アジアの大河川が集中する狭窄部を経て、四川盆地に抜け、三峡を通して宜昌に至る (図 3.8)。DEM は米国地質調査所などが開発した GTOPO30 とその派生データである 1km

メッシュの流路網 hydro1k を用いた。河道メッシュ以外は斜面メッシュとし、一つの河道メッシュに横流入する副流域は 18,699 となった（図 3.9）。流量観測所と主な支川を図 3.10 に示す。ISLSCP Initiative I (The International Satellite Land Surface Climatology Project) の降水と蒸発散量のデータを用いた。流量データは Hayashi ら（2004）より得た。土壌パラメータは Reynolds Global Soil Data（分解能 5'）を用い、土壌深と A 層、B 層のシルト、粘土の割合、嵩密度の分布から飽和透水係数を推定した。これに対応して Super Tank Model は 2 段とした。解析期間は 1987、1988 年の 2 年間であり、期間が長いことから蒸発量が無視できない。流域の総降雨量から、宜昌(Yichang)での総流出量を引いて、残りを蒸発量とした。降雨から蒸発量を差し引いて有効降雨を求め、モデルに入力した。

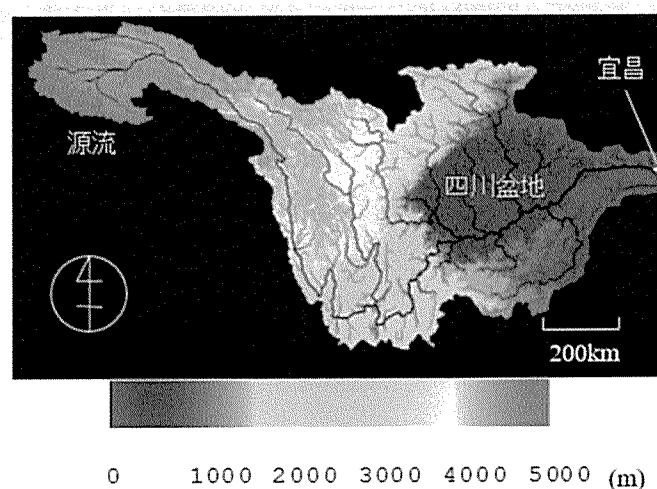


図 3.8 長江流域の地形と標高

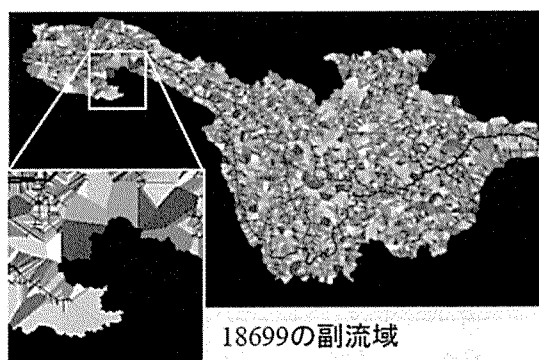


図 3.9 河道メッシュに横流入する副流域

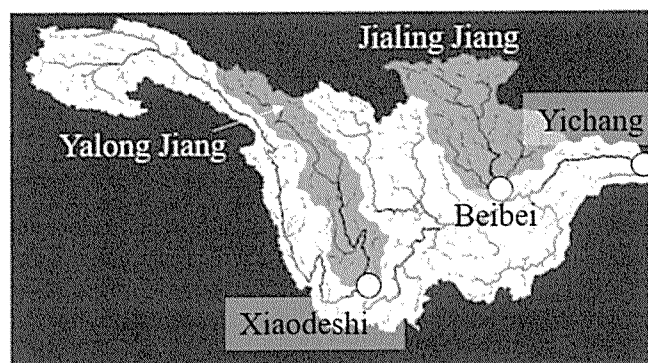


図 3.10 流量観測所と主な支川

モデル流出波形と観測値の比較から、両者が最も近くなるよう飽和透水係数補正係数を求め流域全体で一定で $c=1.6$ とした（原著論文では、次元を有する形で補正係数が与えられているが、無次元量に換算した）。宜昌での 2 年分のハイドログラフを図 3.11 に示す。計算結果はいずれも観測値を良く再現しており、計算精度が高いことを示している。宜昌での流出成分の内訳と流域平均の有効降雨を図 3.12 に示す。長江上流域の降雨の特徴は、降雨強度が最大で日雨量 10mm 程度と我が国の豪雨と比べて小さいが、降雨期間が長く 3 月より 10 月頃まで続く。このため、早い段階でタンクは飽和しており、降雨変動が表面流の流出変動に直接寄与していることが分かる。

Hayashi ら（2004）は同じ流域、同じ降雨に対して、HSPH Model(Hydrologic Simulation

Program-FORTRAN, Stanford 大学が中心になって 1960 年頃より開発)を使って流出解析を行っている。ここでは、長江上流域を 10 個の副流域に分け、それぞれについて浸透関係 2, 貯留関係 4, 流出関係 4 個, 計 10 個のパラメータを導入し流域全体では、100 個のパラメータを調整して最適解を得ている。

図 3.13 に、両モデルの観測値適合度を 3 つの観測地点の 2 年分 NSI を使って比較評価した。両モデルは似た傾向を有し、Beibei で指標が 0.6 から 0.7 程度、Yichang で 0.9 を超えている。モデルの有意な差はなく、適合度は等価であると言ってよい。一方、モデルの効率は両者で大きく異なっており、著者らの同定パラメータは飽和透水係数の補正係数 1 個だけであり簡潔である。

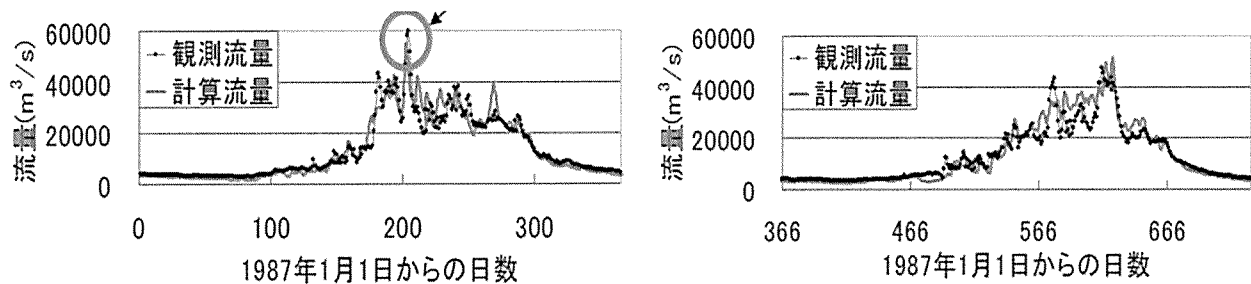


図 3.11 宜昌での 1987 年 (左) と 1988 年 (右) のハイドログラフの比較

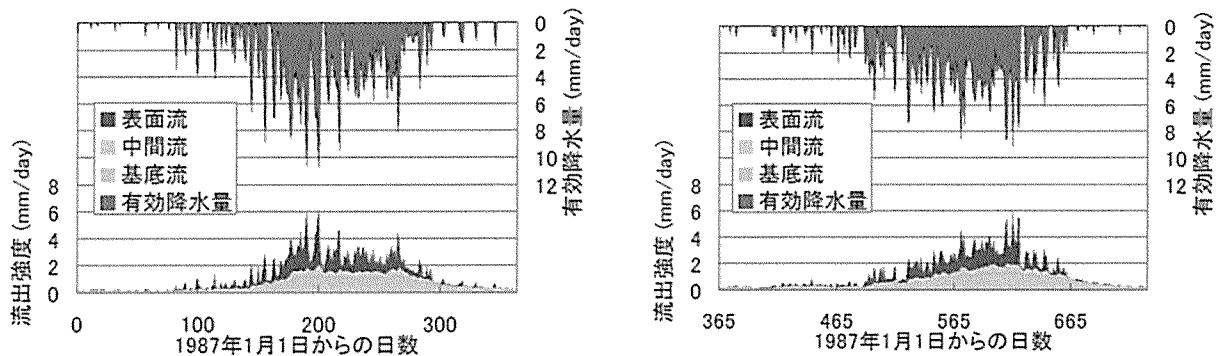


図 3.12 宜昌での流出内訳と流域平均有効降雨, 1987 年 (左) と 1988 年 (右)

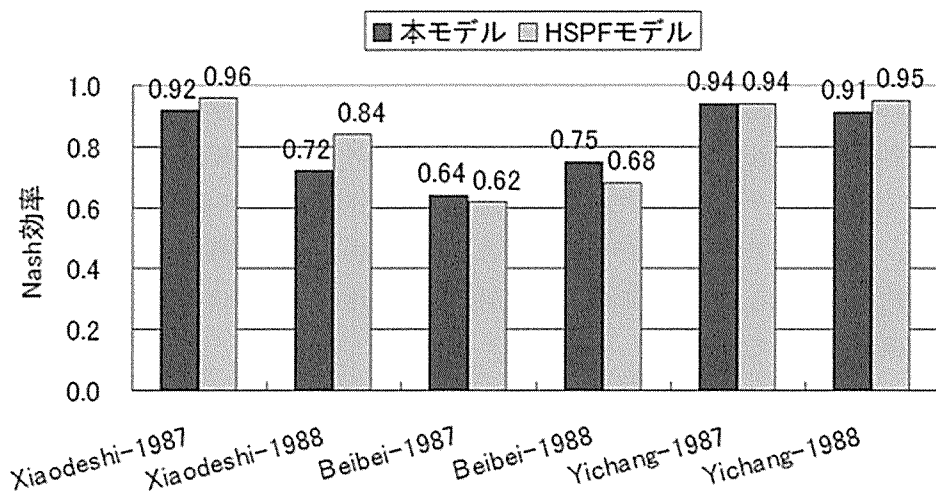


図 3.13 Super Tank Model と HSPF Model の再現性の比較

(4) そのほかの応用

阿武隈川流域での土砂輸送を評価した(真野, 2000; 富樫ほか, 2003, 2004). 河川における土砂輸送は大部分が洪水時に起こり, 浮遊砂の形態で運ばれるものがほとんどである. 土砂生産, 輸送, 巻き上げ, 沈降の各過程を組み込んだ, 土砂輸送サブモデルを開発した. これと並行して, 阿武隈川の上流部を日本大学工学部の長林研究室, 下流部を著者らの研究室で分担して大規模浮遊砂観測を実施した. Super Tank Model に土砂輸送サブモデルを組み込んで解析し, 河口から海域に排出される土砂は, 本川下流部河床からの巻き上げが大きく寄与していることを明らかにした.

酸性雨に伴う森林土壌からの塩基の溶脱, 輸送を評価予測した(Egawa ら, 2006). 森林土壌に豊富に含まれる塩基類は, 酸性雨に大した酸化を緩和する緩衝作用があるが, 酸性雨により失われるため徐々に機能が衰える. 広瀬川大倉ダム流域で試料を採取して, Na, K, Mg, Ca の溶出試験を行って反応定数を決め, 塩基の溶出, 輸送サブモデルを組み込んで現地に適用した. モデルの検証と予測を行い, 現在の状態が続くと約 50 年で塩基が流失する結果をえた.

インドネシアの首都ジャカルタは, 人口 960 万人を擁する世界有数の大都市であるが, 頻繁に大規模な洪水が市街地を水没させ, 発展を阻害している. 氾濫洪水の根本的な原因と対策を探るため, 流出氾濫解析を行った(Farid ら, 2010, 2011, 2012). ジャカルタでは急速に都市化が進行しており, 緑地が減少している. 土地被覆の違いを評価するために, 平面 2 次元流れに, 地下浸透タンクを組み込み解析し, 都市化により洪水ピーク流量が 40%増加したことを示した. また, 市街地の氾濫を表現するため, 市街地と水路の流れの交換や高密度建物の影響を評価するサブモデルを開発した.

南米ボリビアの首都ラパスと隣接するエルアルトは人口 150 万人を擁し, アンデス山脈の西側に広がる標高 4000m の高原地帯に位置するが, 半乾燥地帯にあり氷河の融解水を貴重な水資源としている. 地球温暖化に伴い, 氷河後退が顕著になってきており水資源への影響評価を行った(Quiroga ら, 2013, 2014). 両都市の水源となっている, Tuni と Huayna West の 2 つの氷河を対象とし流出解析を行った. 氷や荒れ地からなる集水域の陸面でのエネルギー収支を解いて蒸発, 融解, 昇華量を求めるサブモデルを組み込んで解析した. 氷河融解水は, エルアルト市の水需要の 8%程度を占めていることが分かった.

以上, Super Tank Model は構造が簡単で, 土壌構成や主な流出過程を組み込んであるため, 水やほかの物質の輸送にも応用がし易く適用性も高い, また計算負荷も小さく, 使い易いモデルである.

4. 数値天気予報を使った短期流出予測

気象庁はさまざまな天気予報を格子データの数値として発表し運用しており, この数値を降雨流出モデル(Super Tank Model)に入力すれば, 洪水のリアルタイムの予測を行うことができる. 格子データ天気予報の主なものを表 4.1 に示す. 数値予報は, 大気を 3 次元格子に区切り流体力学の各種方程式を離散化し計算機で解いている. 世界中で行われている気象観測データを集め, 計算結果が観測値とずれないようにリアルタイムで調整している(同化). モデルによって, 予報範囲や, 空間分解能などが異なっている. 数値予報は 1959 年に開始されたが, 計算はリアルタイム予報に間に合う必要があり, 計算機の能力によって採用できる格子寸法や近似法が制約されている. 計算機の能力は, 開始当初に比べて 1 千億倍高速になったと紹介されており, 現在の表の仕様が得られている.

降水ナウキャストは, 数値予報が苦手とする短期, 高空間分解能, 早い更新を埋めるもので, レーダー画像を使って, 雨域の移流, 発達・減衰を予測し短期予報を行っている. 降水短時間予報はこの 2 つの方法の間を埋めるもので, 予報の後半では両手法の結果を按分して混合している.

表 4.1 気象庁のグリッドデータ天気予報

	降水レーダー短時間予報		数値予報		
モデル名	降水ナウキャスト	降水短時間予報	局所モデル(RSM)	メソスケールモデル(MSM)	全球モデル
水平分解能 δx	1 km	1 km	2 km	5 km	20 km
先行時間 LT	1 時間	6 時間	9 時間	39 時間	3.5 日
更新時間 δT	5 分	30 分	1 時間	3 時間	8 時間
予報範囲	日本周辺	日本周辺	日本周辺	日本周辺	全球
方法	レーダー画像の移流，発達減衰解析	レーダー＋数値予報	流体力学方程式群の数値解析	流体力学方程式群の数値解析	流体力学方程式群の数値解析

(1) 局所モデル，メソモデルを用いた洪水予測

局所モデル (RSM) とメソスケールモデル (MSM) を用いた洪水予測モデルを開発しその性能を検討した (Kardhana ら, 2007, 2008, 2009). 試験流域は, いずれも宮城県の七ヶ宿ダム集水域 (面積 180km²) と大川河口流量観測所集水域 (170km²) である. 宮城県では, 防災総合情報システム MIDORI を運用しており, 数値予報を導入していて, 過去の数値予報についてもすべて保存してあるので, それを利用し過去の豪雨事象についてモデルの精度の検討を行うことができた. 2002 年～2007 年の期間に七ヶ宿ダム流域では 7 個, 大川流域では 1 個の出水があり, 降雨データ, 数値予報データ, 流量データを収集した. なお, 当時の数値予報の仕様は, 2006 年以前が RSM ($\delta x=20\text{km}$, $LT=51\text{h}$, $\delta T=12\text{h}$), MSM ($\delta x=10\text{km}$, $LT=18\text{h}$, $\delta T=6\text{h}$), 2006 年以降は MSM ($\delta x=5\text{km}$, $LT=18\text{h}$, $\delta T=3\text{h}$) となっていた. 降水レーダー, 数値予報はすべて線形補間により, 流出モデル格子上的値に変換した.

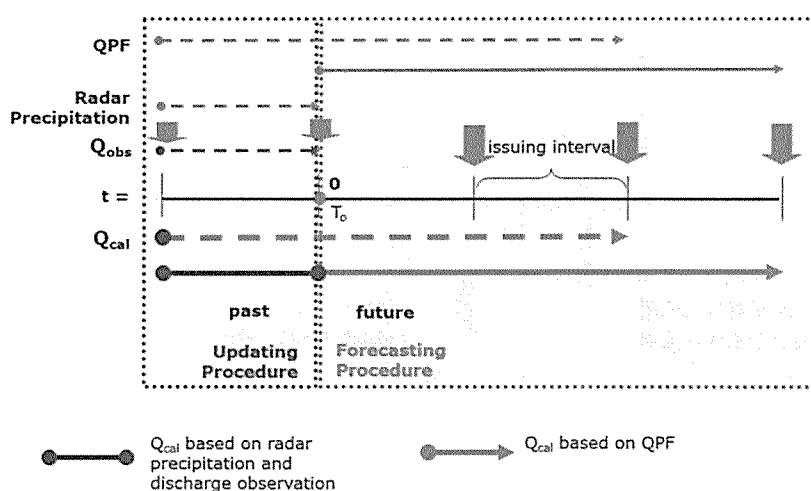


図 4.1 洪水流出予測モデル

洪水流出予測モデルを図 4.1 に示す. 横軸に時間をとってあり縦線が現在, 左が過去, 右が未来である. 数値予報は δT 毎に更新されるので, その都度初期値とその後の雨の入力値を更新する. 初期値の更新時には, その時点までに得られる流量, 降雨の観測値を使い, 予測降雨や予測流量との差を検出し, 河川流量とタンクの水分量を補正した (同化).

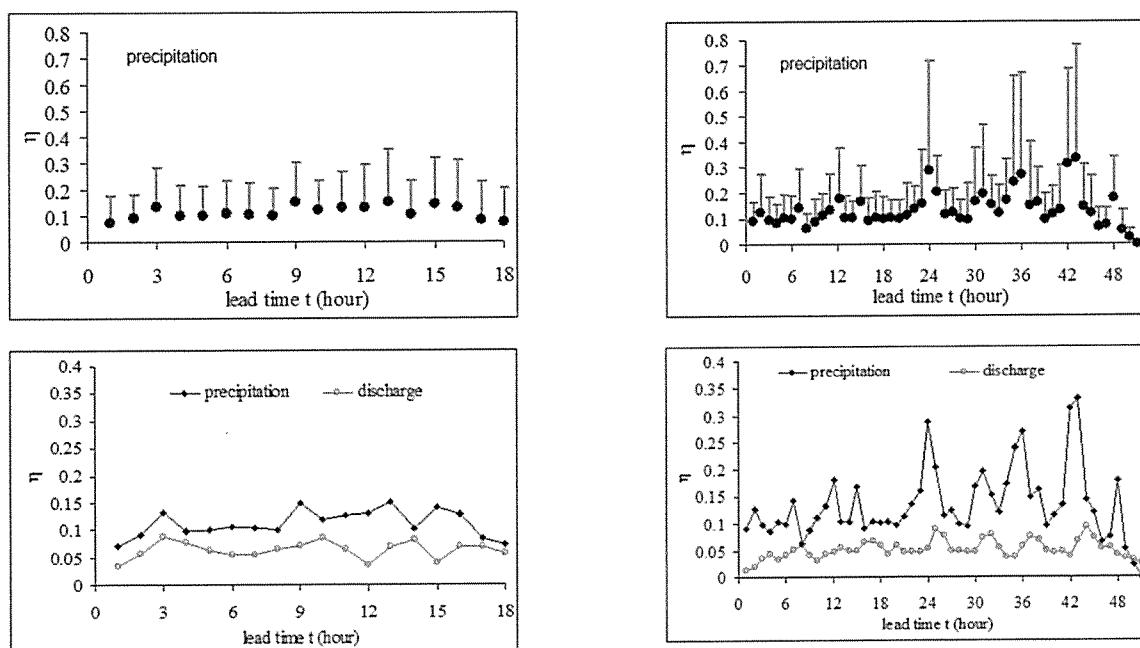


図 4.2 予測降雨（上，下）と予測流量（下）の相対誤差，左は MSM，右は RSM

図 4.2 に 7 つの事象すべてを平均した予測降雨と予測流量の相対誤差を示す。予測降雨の誤差とその変動を見ると、先行時間 18 時間までは、誤差 10%程度で事象間のばらつき（エラーバー表示）も比較的小さいが、18 時間以降は誤差が倍増変動しばらつき格段に大きくなっている。予測流量の誤差を下図で見ると、降雨に比べて変動が小さく、また相対誤差も降雨の誤差の半分程度に小さくなっている。一見逆説的に見えるが、予測流量を観測流量に同化している効果と、タンク内貯留計算が高周波成分を取り除く作用があることが影響している。先行時間の長い流出予測は、自治体による避難所開設の準備など、対応に時間がかかるものへの活用が期待される。先行時間が短くなるほど、流出予測の精度が上がるので、情報を順次更新しながら、避難に備えれば的確な行動が可能になる。

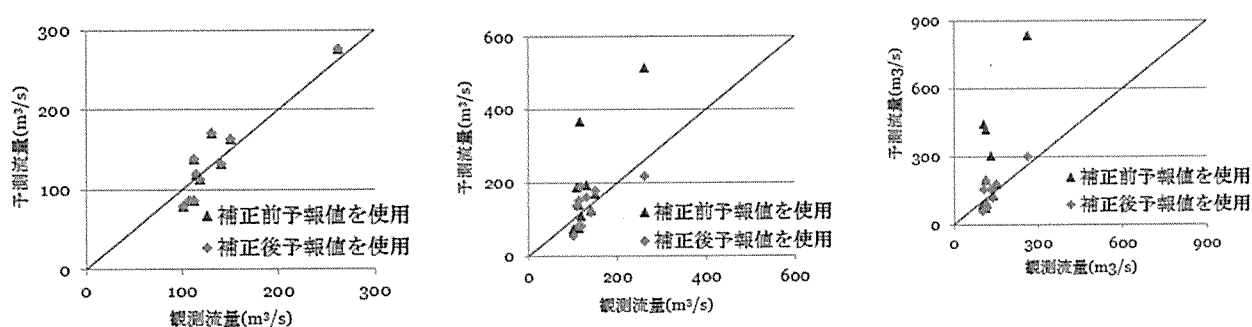


図 4.3 降水レーダー短期予報やその修正値を使った予測流量

(2) 降水レーダー短時間予報を使った洪水予測

流域面積が小さいほど、また流域の勾配が大きいほど、降雨から流出までの時間が短くなり、避難にとっては厳しい条件となる。短時間先の流出解析の精度を上げるため、降水レーダー短時間予報の利用を検討した（栗原ら，2011）。前述の大川流域を試験対象とし、2005 年から 2009 年までに発生した 10 個の出水について、降水ナウキャスト、降水短時間予報、メソスケールモデルの 3 種類を用い、先行時間 3 時間までの流出解析を行った。観測降雨との比較から、3 種類の予報のミックス比を検討したところ、1 時間先では、降

水ナウキャスト単独が、2, 3 時間先では降水短時間予報とメソスケールモデルを 1:3 で混ぜた予報が最も正確であることが分かった。この補正した予報を使って計算した洪水流量を観測値と比較したのが図 4.3 で数値予報の修正値は、2, 3 時間先で改善されている。

(3) 全球モデルを使った洪水予測

JMA（気象庁）、ECMWF（欧州中期気象予報センター）、NCEP（米国立環境予測センター）などは、域内に高解像度の数値予報を提供しているので、降雨流出モデルと組み合わせることにより、洪水に対する早期予測が可能になる。域外には全球モデルがあるが、解像度が大きく異なっている。Nam ら（2009, 2011）は、JMA の全球モデルを用いて、ベトナム中部における洪水早期警戒実用化のための技術開発を行った。空間分解能は 0.5 度（約 50 km、現在は 20 km）であり、メソスケールモデルと比べると約 10 倍、格子寸法が大きい。広域的に滑らかな分布量（全球モデルの降水量出力）から地域の地形を反映した分布量（降水量）を推定することをダウンスケーリングといい、力学的的方法（対象地域に新たに格子網を作り、全球モデルの出力を境界条件として力学計算する方法）と統計的方法（回帰分析など統計処理を使った方法）の 2 種類がある。前者は 3 次元シミュレーションのツール、人間および計算機パワーが必要で、リアルタイムで結果を必要とする流出予測には向いていない。Nam らは三層構造の ANN（人工神経回路網）を使い、700hPa, 850hPa 高度の圧力変化率を説明変数、地上観測降水量を教師変数として、全球モデルの降水量出力を補正した。それを、距離の逆数を重みとして地域に分布させた。

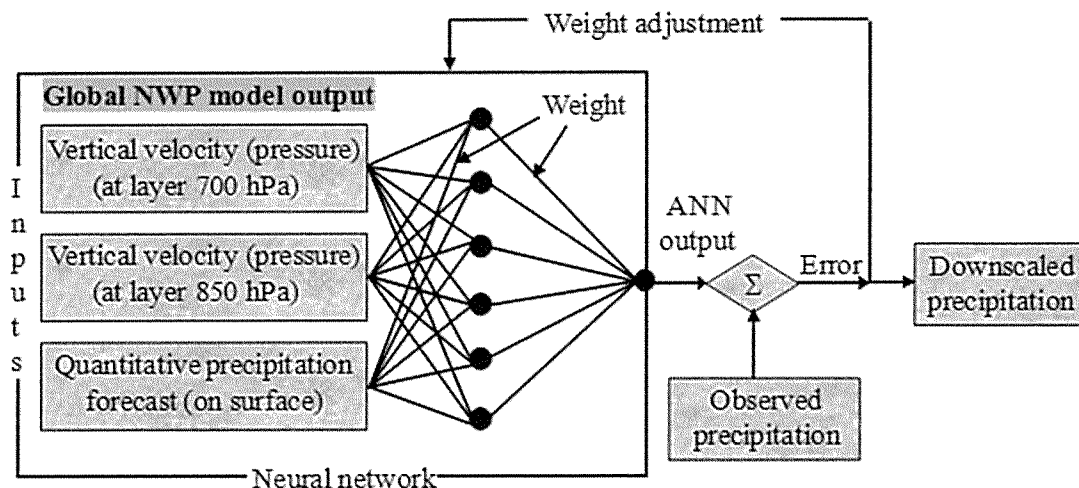


図 4.4 ANN を用いた、全球モデル降水量のダウンスケール

図 4.5 に結果を示す。全球モデルの出力は観測値と離れているが、ANN を使って補正した雨は、訓練期間、検証期間を通して観測値を良く再現している。実測降水量を分布させて Supper Tank Model に入力し得た出力波形を図 4.6 に示す。左がパラメータの同定に使った 2008 年 4 か月間の結果、右がそのパラメータを使って検証した 2009 年の 4 か月間の結果である。6 時間毎に更新される降雨データではあるが、ハイドログラフを良く再現していることが分かる。このときの NSI は 0.84、ピーク流量の平均相対誤差は 21.5%であった。

次に、ANN を使ってダウンスケールした降水量を流出モデルに入力し、ハイドログラフを出力した。観測値との比較、また流量、降雨水量の観測値を使って同化した結果も合わせて示してある。同化により、観測値に近づいている様子がわかる。2009 年 4 か月のすべてのハイドログラフを観測値と比較し、誤差を表 4.1 にまとめてある。ANN によるダウンスケールと同化作業を行うことにより、NSI は 0.80 に、ピーク流量の

相対誤差は 121.8%に、総流出体積の誤差は 12.5%に減じられ、実用的な技術のレベルにあると言っていい。

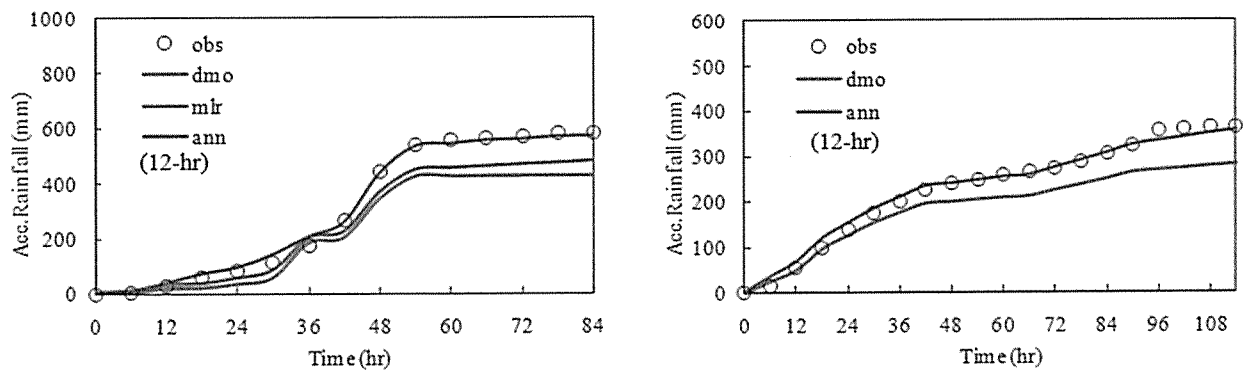


図 4.5 累加降水量の比較 (dmo:全球モデル出力, mlr:線形多重解析), 左は訓練期間, 右は検証期間

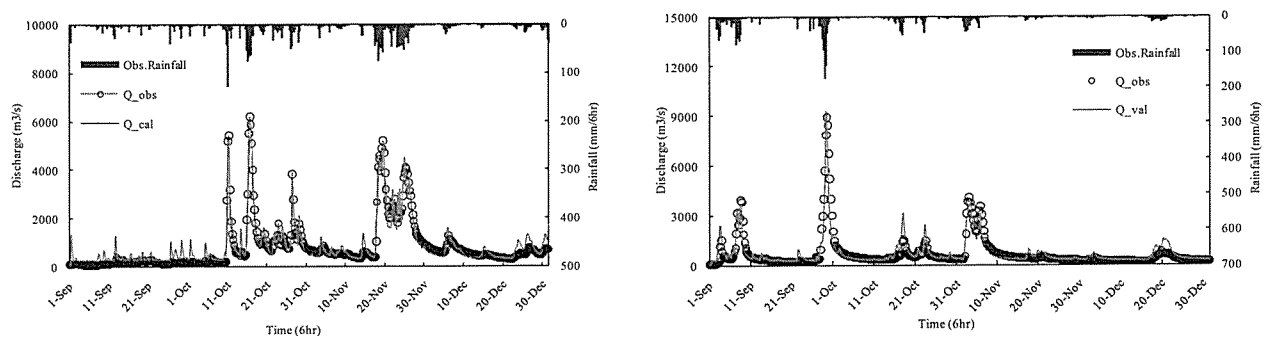


図 4.6 実測降雨を使った Super Tank Model の出力ハイドログラフ. 左はパラメータ同期 (2008 年) 間, 右は検証期間 (2009), Thu Bon 川中・上流域(3,150km²).

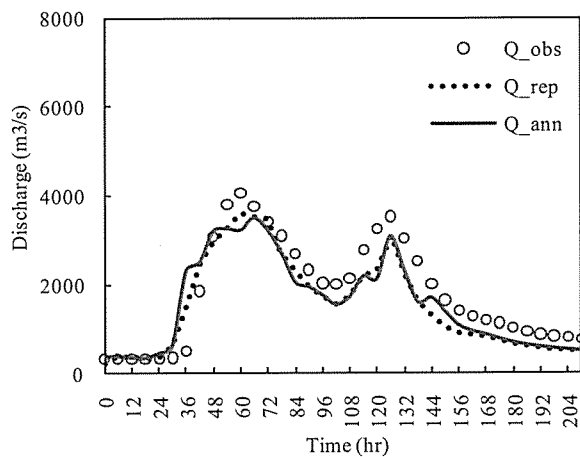


図 4.7 ハイドログラフ, Q_{rep} は ANN+同化

表 4.1 先行時間 12 時間の総合性能, P.E.: ピーク流量の誤差, V.E.: 総流出量の誤差

	NSI	P.E. %	V.E. %
DMO	0.49	42.5	34.8
ANN	0.64	24.6	15.0
ANN-同 化	0.80	12.8	12.5

Nam らはこの技術をさらに応用し、ダムゲートのリアルタイム制御 (Nam ら, 2011) や、Super Tank Model に 1 次元氾濫モデル HEC-RAS を接続して計算し、氾濫域の早期警報を行うシステム (Nam ら, 2013) を提案している。

5. 高解像 GCM 出力を使った未来の流出予測

IPCC の第 5 次報告書第 1 作業部会報告書（気候変動 2013, 自然科学的根拠）および「気候変動への適応推進に向けた極端現象及び災害のリスク管理に関する特別報告書」（2012）では、今世紀末に全球平均で大雨が増えるが地域格差も大きいことが示された。これを受け影響が大きい地域にある各国政府は水害対策の対応を迫られており、国あるいは地方のレベルで、水害リスクを評価する必要がでてきている。IPCC の評価は多くの GCM 出力の平均や分散を用いているが、大雨をもたらす台風や前線などの気象擾乱の発達や減衰は広いスケールレンジの乱れが関係するので、解像度の高いものほど現象再現性が良い。気象研究所が開発した、MRI-AGCM20 は全球を 20km 格子でカバーする最も解像度の高いモデルで、水害リスク評価には高い潜在能力を有している。GCM 出力を降雨流出モデルに入力すれば未来の洪水の性質を調べられるが、前節までとは異なる点がある。GCM 出力は乱れを含めたある初期値の時間発展させたものであり、結果の時系列をそのまま入力することはできない。統計処理が必要なのである。

Nam ら(2013, 2014)は、MRI-AGCM20 の出力を使って、ベトナム中部における地球温暖化での洪水リスクの解析を行った。温室効果ガス排出シナリオは A1B で、AGCM20 には 3 種類の出力、基準期間(1980-2004)、近未来(2015-2039)、未来 (2075-2099) が公開されている。

最初に基準期間のモデルの再現性について検討した。ベトナムにおける降雨観測所、AGCM20 の出力地点を図 5.1 に示すとおりであり、これらの平均をとって、基準期間 25 年間の時系列を比較した（図 5.2）。個別の出水は観測値とモデルで対応していないことが分かる。

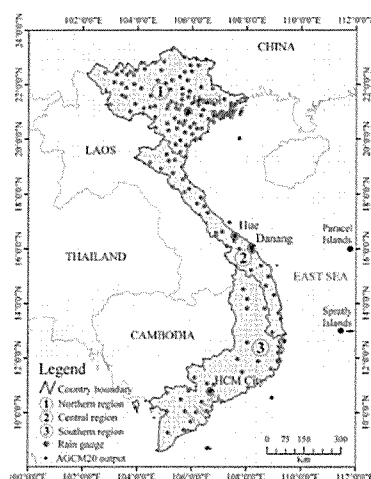


図 5.1 ベトナムにおける降雨観測所と AGCM20 の出力地点

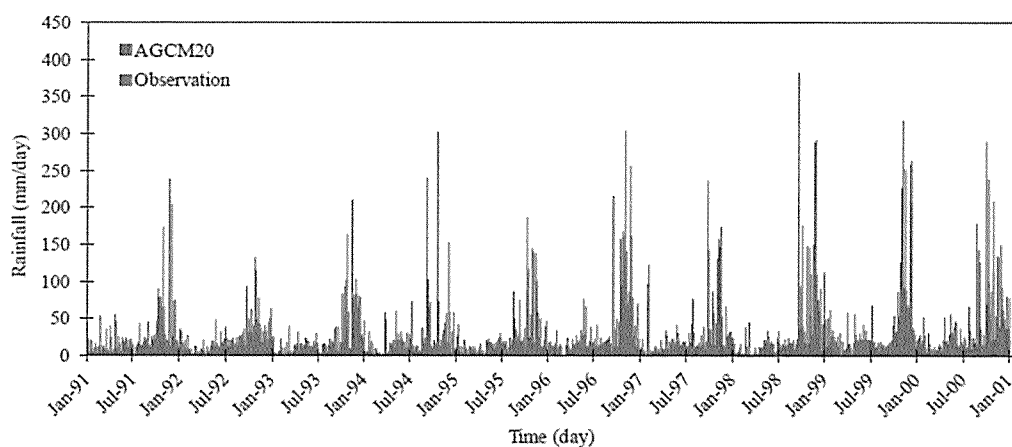


図 5.1 基準期間における日降水量の変化

観測値，AGCM20 出力値それぞれの日降水量の超過確率をプロットしたのが図 5.2 である。両者は近い分布を持つが少し違っている。観測値からのずれが AGCM20 のベトナムにおける統計的誤差であり，この誤差を ANN を使って修正した (Q-Q プロット (quantile-quantile) 図 5.3)。

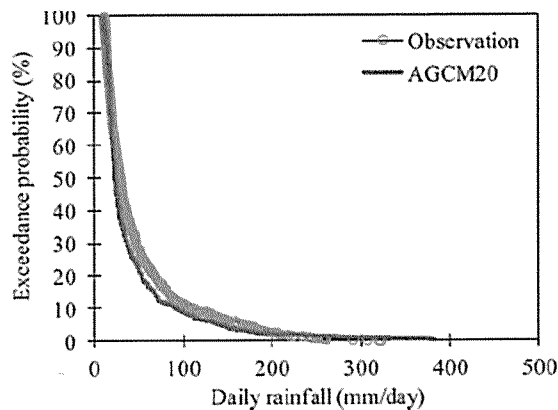


図 5.2 ベトナムにおける平均日降水量の超過確率
(基準期間：現在)

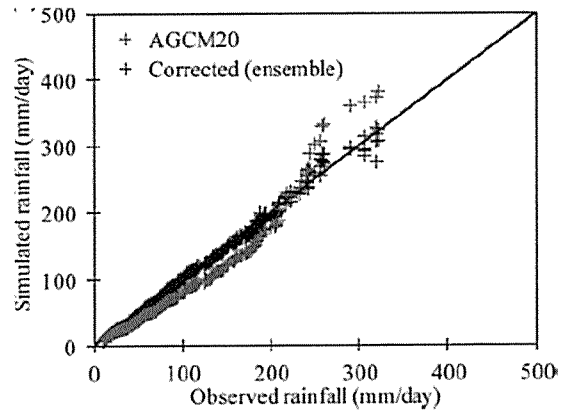


図 5.3 AGCM20 および修正値と観測値の対応
(基準期間：現在)

次に，AOGCM20 の未来についても同じ修正を行い，現在の観測値に対して Q-Q プロットしたのが，図 5.4 である。プロットは上に大きく外れてきており，大雨の強さが増大していることを示している。この修正を使って AOGCM20 未来の 1 日から 5 日間までの継続時間と総降雨量，再現期間の関係を求め図 5.5 に示す (DDF プロット)。比較のために現在のものを点線で示してある。未来はいずれも現在の上に位置しており降雨量が増える。未来の再現期間 10 年の降雨はいずれの継続時間とも現在の再現期間 25 年の降雨より大きく，将来大雨が頻繁に起こること意味している。

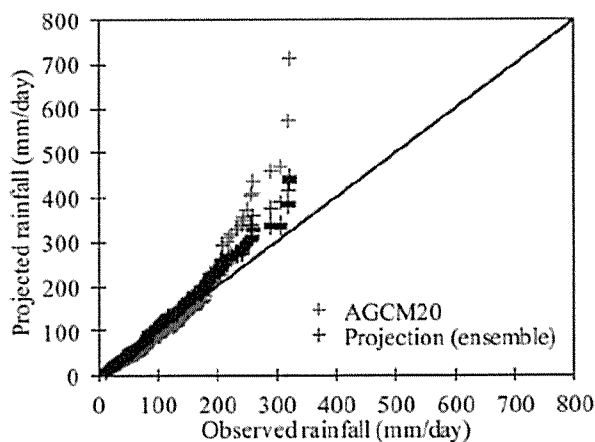


図 5.4 AGCM20 未来の修正値と現在の観測値の対応

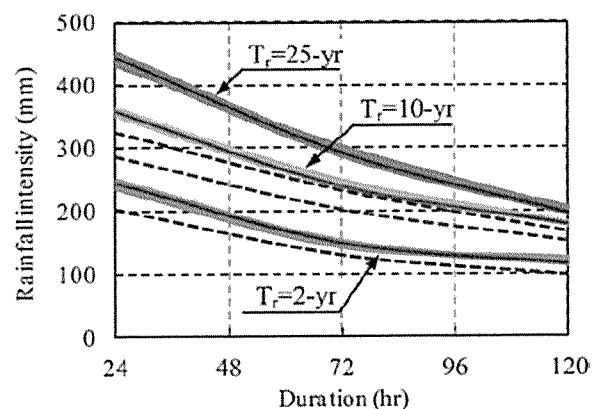


図 5.5 現在（点線）および未来（実線）の継続時間・降水量・再現期間プロット

未来の再現期間と総降雨量の関係が定まったので降雨パターンを決めれば，設計降雨を求めることができる。これには，降雨観測所における過去の大雨のパターンを用いる。Tus Bon 川中上流域にある 2 つの降雨観測所の降雨は，後半にピークを有する分布をしており，設計降雨が図 5.5 のように求められる。

設計降雨を，Super Tank Model に入力し，Tsu Bon 川の設計ハイドログラフが図 5.6 のように求められ

る。未来の 25 年再現期間の洪水ピーク流量は、現在の同じ再現期間の洪水ピーク流量に比べて 42%増加することが分かった。

Super Tank Model に HEC-RAS Model を組み合わせて、洪水氾濫域を求めた。未来の 25 年再現期間の設計降雨に対する氾濫域は、既往最大の 1999 年 11 月に起こった洪水の氾濫域を超えて、平野部を広く水没させる。

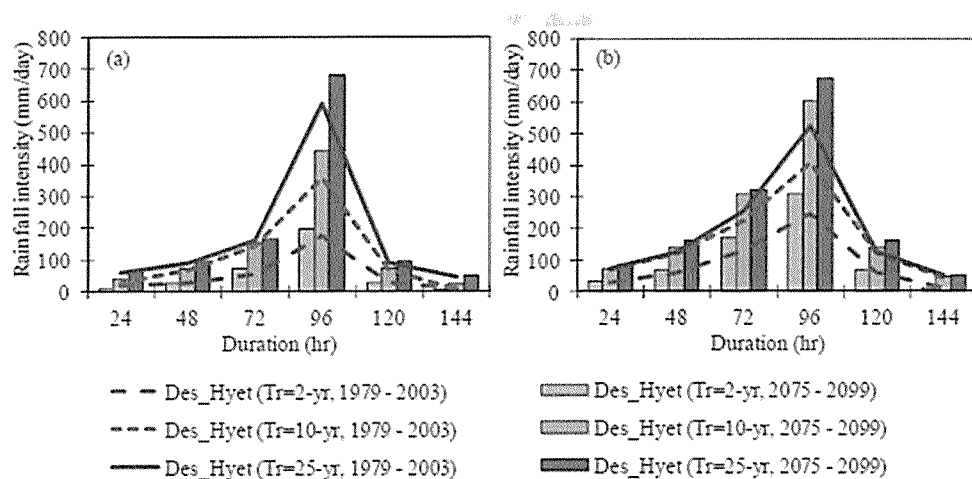


図 5.5 設計降雨波形 (左 : Da Nang, 右 : Tra My)

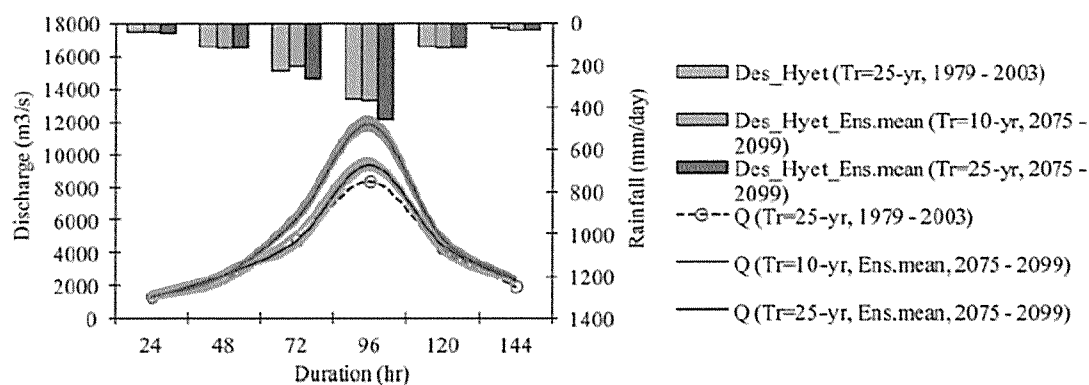


図 5.6 Tsu Bon 川中流における設計ハイドログラフ

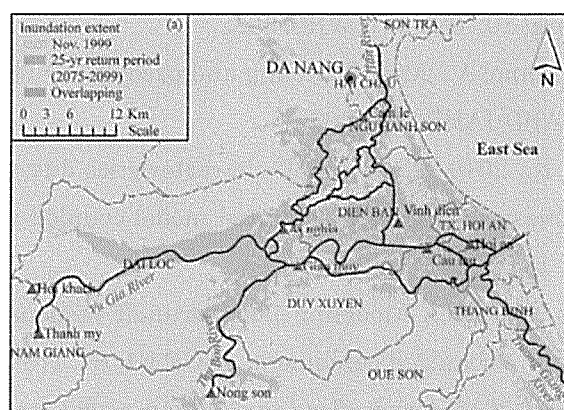


図 5.7 未来の再現期間 25 年設計降雨に対する洪水氾濫域と既往最大 1999 年洪水氾濫域

6. まとめ

以上をまとめると次のようになる。

- (1) 降雨流出モデルは、流域の水の移動や、それに伴う土砂や栄養塩などの物質輸送を解析する基本ツールである。
- (2) 降雨流出モデルは過程立脚モデルと概念モデルに分類できるが、それぞれ長所・短所がある。解析の目的、入手できるデータ、人や計算機の資源を考慮してモデルを選ぶ必要がある。
- (3) 概念モデルに属する、Super Tank Model は、同定を必要とするパラメータが少なく、適用性が高く、精度が良い。
- (4) 数値予報を降雨流出モデルに入力して、リアルタイムの洪水予測が可能であり、観測値との同化が予測精度向上に効果的。先行時間が1時間未満では、降水ナウキャストの分解能、精度とも良く、予報をミックスすることにより洪水予測の精度が向上する。
- (5) 日本周辺以外でも、数値予報の全球モデルを使ってリアルタイム洪水予測が可能。ANNを使ったダウンスケーリングと観測値との同化が精度向上に効果的。
- (6) AGCM20 の出力を統計処理して、降雨流出モデルに入力し数十年後の洪水の特性を知ることが可能。ベトナム中部では、今世紀末に洪水が頻繁に起こるようになり、再現期間25年の洪水流量が現在より大幅に増加する。

引用文献

- 1) Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System, 'SHE' 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system, J. Hydrology, 87, 45-59.
- 2) Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, Hydrological Sciences, 24(1), 43-69.
- 3) Beven, K.J., 2001. How far can we go in distributed hydrological modelling? Hydrol. Earth Syst. Sci. 5, 1-12.
- 4) Beven, K.J., 2002. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. Hydrol. Process. 16, 189-206.
- 5) Beven, K.J., Cloke, H.L., 2012. Comment on "Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water" by Eric F. Wood et al. Water Resour. Res. 48, W01801. <http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010982>.
- 6) Egawa, K., Kardhana, H., Mano, A., 2006. Modeling and prediction of base transport in forest soil by acid rain, Ptoc. 15th Cong. APD-IAHR, 327-333.
- 7) Farid, M., Mano, A., Udo, K., 2010. Flood runoff characteristics due to land cover change in upper Ciliwung River basin Indonesia using 2D distributed model coupled with NCF tank model, Ann. J. Hydraulic Eng., JSCE, 54, 157-162.
- 8) Farid, M., Mano, A., Udo, K., 2011. Modeling flood runoff response to land cover change with rainfall spatial distribution in urbanized catchment, JSCE B1, 67, 119-24.
- 9) Farid, M., Mano, A., Udo, K., 2012. Urban flood inundation model for high density building area, J. Disaster Research, 7,(5), 554-559.
- 10) Fatichi, S., Vivoni, E.R., Ogden, F.L., Ivanov, V.Y., Mirus, B., Gochis, D., Downer, C.W., Camporese,

- M., Davison, J.H., Ebel, B., Jones, N., Kim, J., Mascaro, G., Niswonger, R., Restrepo, P., Rigon, R., Shen, C., Sulis, M., Tarboton, D., 216. An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology, *J. Hydrology*, 537, 45-60.
- 11) Freeze, R.A., 1969. The mechanism of natural ground-water recharge and discharge: 1. One-dimensional, vertical, unsaturated flow above a recharging or discharging ground-water flow system, *Water Resources Res.*, 5(1), 153-171.
 - 12) Freeze, R.A., Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model, *J. Hydrology*, 9, 237-258.
 - 13) Hayashi, S., Murakami, S., Watanabe, M., Bao-Hua, X., 2004. HSPF Simulation of Runoff and Sediment Loads in the Upper Changjiang River Basin, China, *J. Env. Eng.*, 130(7), 801-815.
 - 14) IPCC, 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, Special Report, Cambridge Univ. Press, 582.
 - 15) IPCC WG1, 2013. Climate Change 2013, The Physical Science Basis, Cambridge Univ. Press
 - 16) Jabro, J.D., 1992. Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data, *Trans. ASAE*, 35(2), 557-560.
 - 17) Kardhana, H., Tatesawa, H., Mano, A., 2007. Flood forecast based on numerical weather prediction and distributed runoff model, *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 104, 211.
 - 18) Kardhana, H., Mano, A., 2008. Uncertainty on a short-term flood forecast with rainfall-runoff model, *Proc. 16th IAHR-APD congress*, 88-92.
 - 19) Kardhana, H., Mano, A., 2009. Uncertainty evaluation in a flood forecasting model using JMA numerical weather prediction, *J. Disaster Research*, 4(4), 272-277.
 - 20) Kato, H., Mano, A., 2003. Flood runoff model on one kilometer mesh for the Upper Chang Jiang River, *Int. Conf. GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment*, 156-163.
 - 21) Maxwell, R.M., Condon, L.E., Kollet, S.J., 2015. A high-resolution simulation of groundwater and surface water over most of the continental US with the integrated hydrologic model ParFlow v3. *Geosci. Model Dev.* 8, 923–937. <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-8-923-2015>.
 - 22) Nam, D.H., Udo, K., Mano, A., 2009. Use of artificial neural network in quantitative rainfall prediction for flood forecast in Central Vietnam, *9th Int. Conf. Hydroinformatics*.
 - 23) Nam, D.H., Udo, K., Mano, A., 2011. Flood forecasting and early warning for river basins in Central Vietnam, *Ann. J. Hydraulic Eng., JSCE*, 55, s7-12.
 - 24) Nam, D.H., Udo, K., Mano, A., 2012. Inflow forecast using downscaled rainfall from global NWP for real-time flood control, *J. JSCE*, B1, 68, I_181-186.
 - 25) Nam, D.H., Mai, D.T., Udo, K., Mano, A., 2012. Short-term flood inundation prediction using hydrologic-hydraulic models forced with down scaled rainfall from global NWP, *Hydrological Processes*, DOI:10.1002/hyp. 10084.
 - 26) Nam, D.H., Udo, K., Mano, A., 2013. Assessment of future flood intensification in Central Vietnam using a super-high-resolution climate model output, *J. Water and Climate Change*, 4(4), 373-389.
 - 27) Nam, D.H., Udo, K., Mano, A., 2014. Future fluvial flood risks in Central Vietnam, assessed using global super-high-resolution climate model output, *J. Flood Risk Management*, Doi:10.1111/jfr3.12096

- 28) Nam, D.H., Dung, N.Q., Hosaka, M., Udo, K., Mano, A., 2014. Change in extreme rainfall indices over Vietnam, assessed using global super-high resolution climate model output, Proc. 19th IAHR-APD cong.
- 29) Ohashi, S., Tatesawa, H., Mano, A., 2006. Evaluation of channel roughness and dispersion in flood runoff analysis, Proc. 15th Cong. APD-IAHR, 155-162.
- 30) Paniconi, C., Putti, M., 2015. Physically based modeling in catchment hydrology at 50: survey and outlook. Water Resour. Res. 51. <http://dx.doi.org/10.1002/2015WR017780>.
- 31) Quiroga, V.M., Mano, A., Asaoka, Y., Udo, K., Kure, S., Mendosa, J., 2013. Snow glacier melt estimation in tropical Andean glaciers using artificial neural networks, Hydro. Earth Syst. Sci., 17, 1265-1280.
- 32) Quiroga, V.M., Mano, A., Asaoka, Y., Udo, K., Kure, S., Mendosa, J., 2014. Estimation of glacier melt water contribution for human consumption in the Royal Andes considering temperature measurement error, Open J. Modern Hydrology, 4, 27-43.
- 33) Quiroga, V.M., Mano, A., Asaoka, Y., Udo, K., Kure, S., Mendosa, J., 2014. Glacier ablation and water resources in tropical Andes: The Condoriri glacier, JSCE B1, 70(4), I_229-234.
- 34) Tatesawa, H., Mano, A., 2006. Transformation of peak discharge probability density function in dam, Proc. 15th Cong. APD-IAHR, 583-588.
- 35) Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J., Jayasuriya, M.D.A., 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest using a terrain analysis based catchment model. J. Hydrology, 150, 665-700.
- 36) 一柳錦平, 加藤喜久雄, 1998. $\delta 18O$ をトレーサーとした流出成分の分離, 水文・水資源学会誌, 11-3, 260-265.
- 37) 加藤宏康, 真野明, 2004. 長江上流域における洪水流出解析, 水工学論文集, 48, 25-30.
- 38) 栗原太郎, 有働恵子, 真野明, 2011. 気象庁の降雨予測を活用した洪水流出モデルの構築, 水工学論文集, 55, 541-546.
- 39) 菅原正巳, 1972. 流出解析法, 共立出版 (水文学講座 7), 257.
- 40) 館澤寛, 2007. 治水施設群による洪水ハザードリスクの変換に関する研究, 博士学位論文, 東北大学, 130.
- 41) 富樫昇, 真野明, 2003. 大規模洪水に対する阿武隈川本川の土砂輸送の評価, 水工学論文集, 第 47 巻, 721-726.
- 42) 富樫昇, 真野明, 2004. 阿武隈川の洪水時における浮遊土砂輸送, 水工学論文集, 第 48 巻, 949-954.
- 43) 土木学会, 地盤工学会合同調査団関東グループ, 2016. 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨による関東地方災害調査報告書. <http://committees.jsce.or.jp/report/system/files/>
- 44) 土木学会水工学委員会, 土木学会水工学委員会水害対策小委員会・土木学会東北支部・建設工学研究振興会, 2016. 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨東北水害調査報告書.
<http://donko.civil.tohoku.ac.jp/FieldSurvey20150910/PDF/1srDRAFTtohokuH27flood.pdf>
- 45) 真野明, 2000. 流域一貫土砂輸送モデルの構築, 平成 10, 11 年度科学研究費補助金研究成果報告書, 61.