

長江上流域における洪水流出解析

FLOOD RUNOFF ANALYSIS IN THE UPPER CHANGJIANG RIVER BASIN

加藤 宏康¹・真野 明²
Hiroyasu KATO and Akira MANO

¹学生会員 東北大学大学院工学研究科修士課程 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉06)

²正会員 工博 東北大学教授 工学研究科付属災害制御研究センター (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉06)

This study aims to develop a physics-based flood runoff model to reproduce flood peak discharge at few-day duration in continental-scale rivers. Entire global meteorological data set ISLSCP Initiative I and entire global geographic data set GTOPO30 in USGS were used so that this model can be applied for any continental-scale river basin. To express groundwater, two serial tanks were attached to each sub-basin. Runoff intensities from each tank are expressed as a function of physics-based parameters, water depth in the tank, slope, and hydraulic conductivity according to Darcy's law. As a result of applying this model for the Upper Changjiang river basin in 1987 to 1988, this model reproduces the observed daily discharge at Yichang, the upper reach terminal, over the two years in good accuracy.

Key Words : ISLSCP, flood runoff, continental-scale, physics based distributed model, water storage

1. はじめに

近年, 全球規模の気象データの整備が盛んに行われており, 世界の水資源問題や長期の気候変動の研究などに利用されているが, それらを大河川の洪水ピーク流量の評価のために用いている研究はほとんどない。しかしながらISLSCP(International Satellite Land Surface Climatology Project) Initiative I¹⁾の降水量データは全球を覆っている上に時間分解能が6時間と微細であり, これを用いれば大陸規模河川の数日単位の洪水ピーク流量を再現できる可能性が高い。そこで本研究では全球データを用いて大陸規模河川の日流量を再現する洪水流出モデルを構築することを目的とする。

現在数多くの流出モデルが存在する。主なものを上げるとTOPMODEL²⁾, Xinanjiang model³⁾, SLURP model⁴⁾などがある。渡辺らはHSPFモデルを用いて長江上流域の流出解析を行った⁵⁾。しかしTOPMODELでは土壌深と透水係数をまとめて1つの係数としており, 他のモデルでは経験的な係数を用いて流出を表現して計算値が観測値に最も近づくように係数の同定を行っている。したがって流域ごとに係数を決定する必要がある, 汎用性に欠ける。そこで本研究では全球規模データを最大限活用して, 物理的なパラメータを用いて流出現象を表現するモデルを構築してゆくことにする。

2. 流出モデルの構成

(1) 地下流出サブモデル

地下水の流出現象を表現するために, 地中に中間流と基底流を表す2層のタンクを設置した。タンクの下には不透水層があると仮定して水は下層タンクよりも深くへは浸透しないものとする。

図-1に示すように, まず地表に到達した降雨から蒸発散量を差し引いた値(これを有効降雨量 q_{re} と定義する)は $\lambda_1:1-\lambda_1$ の割合で, 時間遅れなしに河川に流入する地表流と上層タンクへの浸透流に振り分けられる。上層タンクからの流出水は $\lambda_2:1-\lambda_2$ の割合で中間流と下層タンクに振り分けられる。下層タンクからの流出水は全て基底流となる。流出成分を振り分ける割合は次式で表される。

$$\lambda_n = h_n / h_{\max, n} \quad (1)$$

ここで, h_n はタンク内の水深, $h_{\max, n}$ はタンクの深さ, $n=1, 2$ はそれぞれ上層, 下層タンクを示す。

各タンクからの流出強度 q_n はダルシーの法則に則って式(2)で表される。ここで, k_n は透水係数, $\bar{l}$ は後述する副流域内メッシュの平均動水勾配,

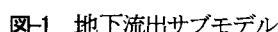

$$q_n = c \cdot k_n \bar{I} \cdot h_n \quad (2)$$
$$q_{run} = \lambda_1 q_{re} + \lambda_2 q_1 + q_2 \quad (3)$$
$$n = 0.013d^{1/6} \quad (4)$$

図-2 対象流域の標高分布

$$\frac{u_{*c}^2}{\left(\frac{\sigma}{\rho}-1\right)gd}=0.05 \quad (5)$$

$$u_{*c} = \sqrt{ghI_b} \quad (6)$$
$$n = 0.15I_b^{1/6} \quad (7)$$

各メッシュでの勾配を求めるときに必要な標高データは、米国地質調査所(USGS)によって整備された空間分



図-3 擬河道網



図-4 副流域の分布図

解能約1kmのGTOPO30⁷⁾のデータを用いた。kinematic wave法で河川流を1次元で表現するために、図-3に示す擬河道網を作成した。これは、GTOPO30から作られたhydrologic流路網データを基にして、分流やループを解消することによって作成した。1次元の河川流を仮定しているので、hydrologic流路網データで河道メッシュが河道幅方向に2つ以上隣接している地点では中央の河道メッシュにのみ河川水が流れると仮定した。また、河道流下方向の逆勾配が無くなるように標高データを修正した。

次に、この擬河道網を利用して副流域を設定した。大陸規模河川流域で数日単位の洪水ピーク流量を評価するためには、副流域からの流出の空間的な変動を正確に捉えることが必要不可欠となってくる。

擬河道がその中を通るメッシュを河道メッシュ、通らないメッシュを非河道メッシュと定義すると、非河道メッシュ上に降った雨は図-1の地下流出サブモデルを経た後、時間遅れなしにそこから距離が最短の河道メッシュに流入するものとする。1つの河道メッシュには複数の非河道メッシュからの流入水が集まるので、それらの非河道メッシュを全て合わせた範囲をその河道メッシュに属する副流域として定義する。以上のようにして作成された計18699の副流域を図-4に示す。ここで副流域の境界を表すために各副流域を色分けした。各副流域には2. (1)で示した2層のタンクが1つずつ配置されており、流域面積 A_c の副流域からの全流出量 Q_c は次式で表される。

$$Q_c = q_{run} \cdot A_c \quad (8)$$

(3) 気象データ

気象データはISLSCP Initiative Iの降水量データと潜熱フラックスデータを用いた。期間は1987-88年の2年間で、空間分解能は $1^\circ \times 1^\circ$ (約100km×100km)である。時間分解能は、降水量が6時間ごとの総降水量、潜熱フラックスが月平均量である。これらのデータは距離重み平均法によって地形データに合わせて1km×1kmに補間された。

潜熱フラックスの元データである蒸発散量は、ECMWF(ヨーロッパ中期予報センター)のGCM、ECMWFモデルの中で、モンシー-オブコフの相似則に従ってバルク式⁸⁾によって推定されたものである。バルク式内のバルク輸送係数はLouisの手法⁹⁾に従って安定度(バルク・リチャードソン数)と地表面の粗度長の関数として表される。

潜熱フラックスは流域全体で見るとあまり精度が低くなかったため、次のように水収支式⁸⁾を2年間流域全体に適用することによって補正して用いた。水収支式を用いると蒸発散量の流域全体2年間の積算値は次式で求められる。

$$\sum_t \sum_i E = \sum_t \sum_i Pr - \sum_t R \quad (9)$$

ここで Pr は降水量、 R は河川流出量、 E は蒸発散量、 $\sum_t$ は2年間の時間積分、 $\sum_i$ は長江上流域全体の空間積分である。 R には渡辺ら⁵⁾から引用した宜昌での日平均流量の観測値を用いた。

次にISLSCPの潜熱フラックスから求めた蒸発散量 E' を流域全体で2年間積分した積算値を求め、次式を満たす蒸発散量補正係数 k を求める。

$$\sum_t \sum_i E = k \sum_t \sum_i E' \quad (11)$$

各時間各地点での蒸発散量は、式(11)で求めた k をかけて補正される。以上のようにして蒸発散量補正係数を求めた結果、 $k = 0.395$ と決定した。Louisは自身の論文の中で、Louisの手法によって求められた潜熱フラックスが他のいくつかの手法から求めたものよりも夏季に2～3倍、値にして1.5[mm/day]程度過大評価されるという結果を出している。この研究結果を踏まえると、補正係数の値は妥当であると考えられる。

(4) タンクパラメータ

タンクの上下層をそれぞれ土壌層位のA層、B+C層と設定し、表-1の各パラメータを次のように決定した。まずタンクの深さは上下層にそれぞれ対応づけた土壌層位の一般的な層厚を与えた。有効間隙率と透水係数に関しては、空間分解能5分の全球データセット Reynolds Global Soil Data¹⁰⁾内の粒径分布関連及び間隙率のデータを利用して決定した。これらのデータは地下0cm-30cmと30cm-100cmの2層に対して、国際土壌照会情報センター(ISRIC)の全球土壌WISEデータベース内の4000

表-1 タンクパラメータ

タンクの深さ	上層 $h_{\max,1}$	30[cm]
	下層 $h_{\max,2}$	100[cm]
有効間隙率	上層 n_1	41.2[%]
	下層 n_2	39.0[%]
透水係数	上層 k_1	5.01×10^{-4} [cm/s]
	下層 k_2	1.23×10^{-4} [cm/s]
共通定数	共通 c	0.0125 [1/cm]

以上の断面データを食糧農業機関(FAO)の世界土壌図と照らし合わせて統計的に分析することにより作成されたものである。まず土壌内の砂・粘土・シルトの占める割合と間隙率をBrakensickの経験式¹⁰⁾に代入して透水係数を求めた。粒径分布がわかれば三角座標により土性が決まるので、土性ごとに水貯留特性をまとめたRawlsらの表¹⁰⁾より有効間隙率を決定した。上層には地下0cm-30cmのデータ、下層には地下30cm-100cmのデータをそのまま用いた。以上の各パラメータは、その平均値を流域全体に一樣に分布させた。共通定数 c は、宜昌での流出波形の比較から0.0125[1/cm]と決めた。

(5) タンクの初期水深と河道の初期流量の設定

上下タンクの初期水深は初め適当な値を入れた後2年間の仮計算を行い、731日目の最終水深を本計算の初期水深とした。次に、この初期水深のうち下層タンクの水深を式(2)に代入して1km²からの基底流量を求め、副流域の面積をかけて各副流域からの基底流量を求める。各河道メッシュの初期流量はその集水域範囲内の副流域からの基底流量の総和とする。この方法では上流から下流へ流れる時に生じる時間遅れを考えないことになるが、基底流量の変動は小さく定常的な流れとみなせるので、その影響は無いと考えてよいだろう。

4. 解析結果と考察

(1) 観測流量との比較

流出再現計算は1987年1月1日から1988年12月31日まで行った。宜昌で日平均流量の観測値⁹⁾と計算値を比較した結果と流域全体での平均有効降雨量を図-5に示す。この図のように、長江上流域からの洪水の特徴は、春過ぎに増加し秋に減少してゆく半年単位の長期間続く洪水と、数日単位のピーク流量が重なって生じていることである。この結果から、2年間にわたって大陸規模河川流域の流量を高い精度で再現していることがわかる。特に秋から冬にかけての逓減曲線は1,2年目ともよく一致している。

図-6は流域全体での平均流出強度を流出成分別に示し

たものである。流量グラフをそのまま3成分に分割できれば最も望ましいが、分割したまま河道追跡計算を行うのは困難であったため、各瞬間で流域全体の平均値をとるこの方法で代用した。上流部からの流出ほど流量グラフよりも早く現れるが、中間流・基底流に関しては時間的変動が小さいので流量グラフと比較する上での障害にはならないだろう。

洪水期の流量の半分以上は中間流出と基底流出から成っており、これらの成分が流量を再現する際に非常に重要な役割を果たしていると言える。また秋から春にかけての流量逓減曲線には基底流が大きく影響しており、下層タンクの流出が適切に表現されているといえる。図-5の有効降水量と照らし合わせると、春先から初夏にかけて断続的に起こっている強い降水はほとんど地面に浸透しているが、同じような強度の降水が雨季にあった場合は急激な流量増加につながっている。このことから上層タンクも適切に役割を果たしているといえる。

(2) 貯留量と流出量の分布

次に洪水ピーク時(200日目)の降水量、各流出成分別の流出分布、上下タンクの飽和度を図-7～図-12に示す。図によってカラーバーの値が異なっていることに注意されたい。この時期は四川盆地北東と南西側の降水量が多くなっている。上層タンクの飽和度を見ると、四川盆地で大きくなっていることがわかる。これは四川盆地内の傾斜が極めて小さいため地下水の流動が非常に遅く、タンクからの流出量が抑えられてなかなか排水されないからである。そのため四川盆地北東部の降水は地面に浸透できずにほとんどが表面流となって直接河川に流入している。一方で盆地南西側は飽和度が小さく、降水は大部分が上層タンクに浸透していて表面流としては現れていない。

次に中間流の分布を見てみると、上層タンク内の飽和度が四川盆地内で大きくその周辺で小さいのに関わらず、盆地周辺からの流出量が多くなっている。このことから、地中からの流出量には地下水量のみならず、勾配が重要な要素となっていることがわかる。

下層タンクは上層タンクに比べると降雨に対する応答が鈍いが、やはり基底流出には勾配が強く効いてきていることがわかる。

5. まとめ

以上、本論文では、全球規模の気象データ・地形データを用いて大陸規模河川の洪水ピーク流量を評価できる物理的なモデルの構築を目指した。本論文で得られた成果は以下の通りである。

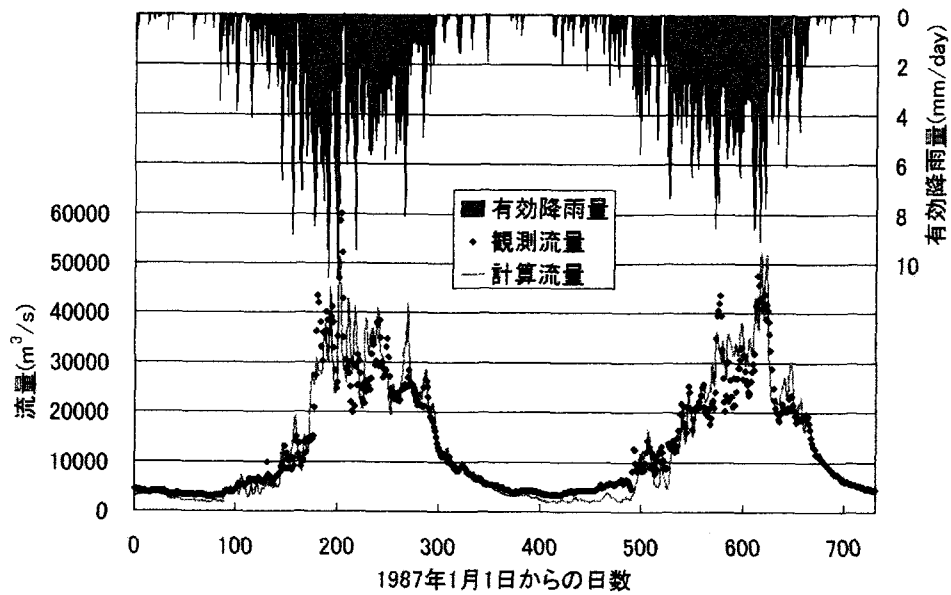


図-5 宜昌での流量比較結果

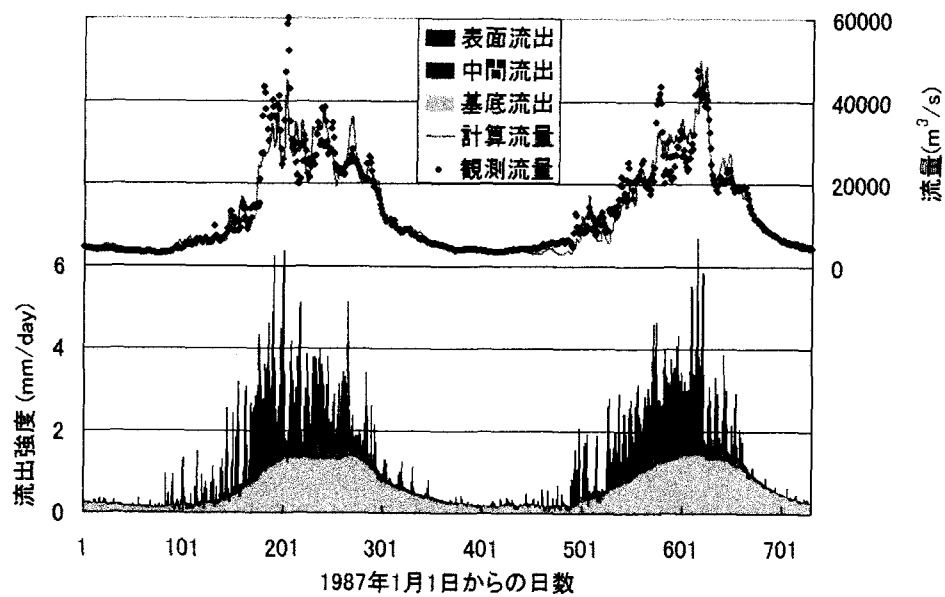


図-6 各流出成分の変動

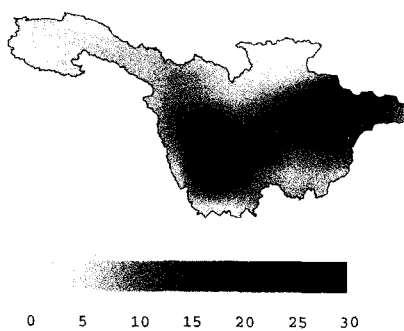


図-7 降水量(mm/day) (200日目)

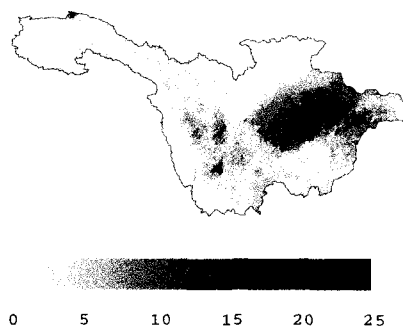


図-8 表面流出強度(mm/day) (200日目)

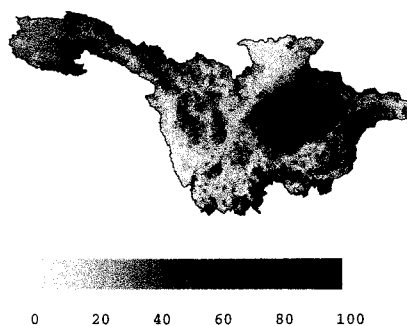


図-9 上層タンクの飽和度 (%) (200日目)

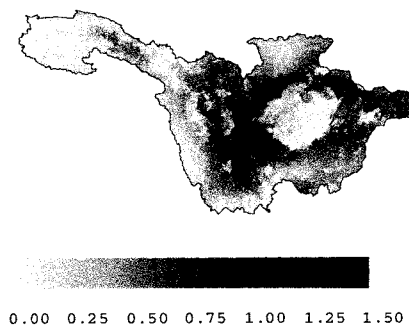


図-10 中間流出強度 (mm/day) (200日目)

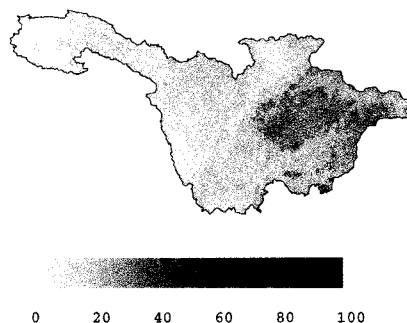


図-11 下層タンクの飽和度 (%) (200日目)

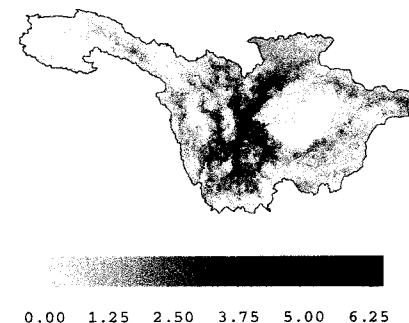


図-12 基底流出強度 (mm/day) (200日目)

貯水量、斜面勾配、透水係数という物理的なパラメータを用いて地表面下の水文過程を表現した。また流域全体の貯水量、流出強度の分布を示すことにより、地形が流出現象に大きく影響していることを示した。流出を表す式に物理的意味が不明瞭なパラメータ c を含んではいないものの、全流域上下タンクで一樣であるのでキャリブレーション的な意味合いは薄く、モデルの物理性は失われないであろう。

以上のことより、大陸規模河川の数日単位の洪水ピーク流量を評価できる、河川流域に依存しない流出モデルを構築できた。

謝辞：本研究を行うにあたり、貴重な助言を頂いた独立行政法人国立環境研究所の林誠二氏に謝意を表します。

参考文献

- 1) Sellers, P.J., B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K.-J. Sun, and P. Try. ISLSCP Initiative I—Global Data Sets for Land Atmosphere Models, 1987-1988. http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOC/ISLSCP/islscp_il.html, by NASA, 1995.
- 2) Beven, K. J. and M. J. Kirkby: A physically Based, Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology, *Hydrological Science Bulletin*, 24, pp.43-69, 1979.
- 3) Zhao, R.-J., The Xinanjiang model applied in China, *Journal of Hydrology*, 135, pp.371-381, 1992.
- 4) Kite, G.W., Modelling the Mekong: hydrological simulation for

environmental impact studies, *Journal of Hydrology*, 253, pp.1-13, 2001.

- 5) 渡辺正孝, 大坪国順, 村上正吾, 井上隆信, 牧秀明, 高松武次郎, 越川昌美, 林誠二, 内山裕夫, 徐開欽, 越川海: 流域環境管理に関する国際共同研究, 国立環境研究所年報, A-24-99, pp. 140-142, 1999.
- 6) 河村三郎, 土砂水理学1, 森北出版, pp. 64-69, 210-213, 1982.
- 7) Kumar P, Verdin KL, Greenlee SK, Basin level statistical properties of topographic index for North America, *ADV WATER RESOUR* 23: (6) 571-578, 2000.
- 8) 近藤純正, 水環境の気象学, 朝倉書店, pp. 93-127, 234-235, 1994.
- 9) Louis, J. F., A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary Layer Meteorology*, 17, pp.187-202, 1979.
- 10) Reynolds, C. A., T. J. Jackson, and W. J. Rawls, Estimating soil water-holding capacities by linking the Food and Agriculture Organization soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions, *WATER RESOURCES RESEARCH*, vol.36, no. 12, pp.3653-3662, 2000.
- 11) Brakensiek, D. L., W. J. Rawls, G. R. Stephenson, Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. ASAE paper no. PNR-84203, St. Joseph, MI, 1984.
- 12) Rawls, W. J., and D. L. Brakensiek, Prediction of Soil Water Properties for Hydrologic Modeling, *Watershed Management in the Eighties*, ASCE, pp. 293-299, 1985.

(2003. 9. 30受付)