

2. 長江上流部における洪水流出解析

Flood Runoff Analysis in the Upper Chang Jiang Basin

堀場千夏子*・真野 明**・林 誠二***

Chikako HORIBA, Akira MANO, Seiji HAYASHI

ABSTRACT: Channel network with 1km mesh is developed for the Upper Chang Jiang Basin of 760,000km² by using DEM and GLOBE. Arrangement of the network to one dimensional array enables runoff computation for the large area with the small mesh. The runoff analysis with kinematic wave approximation and input data from ISLSCP on rainfall and evapotranspiration gives appropriate discharge hydrograph at Yichang.

KEYWORDS: flood, distributed runoff model, Chang Jiang

1. はじめに

流路長 6,300km、流域面積 180 万 km² を有する長江は、上流部に多雨域を抱え、5～7 年に一度の中規模洪水を、30～80 年に一度の大規模洪水を繰り返してきた。この、降雨に伴う流出は膨大な量の淡水を黄海に排出し、同時に大量の土砂、金属イオン、有機物などを輸送しており、東アジアにおける最も顕著な物質輸送現象の一つである。著者らは、このような流出・輸送現象を評価、予測、制御するための基本的な解析の道具として、流域を細かく表現できる分布型の流出モデルの開発を行ってきている。長江流域に関しては、陸ら(1999)がすでに 1 度 (約 100km) メッシュの擬河道を用いて全流域の流出解析を行っている。本研究では、長江上流部である宜昌の集水域 76 万 km² をおおう 0.011 度 (約 1km) メッシュの擬河道網を用いた数値モデルを開発した。

2. 流域概要

長江は、図-1 に示すように、水源を平均高度 5000m の青海省の高原地帯とする。水源から玉樹までを通天河、そこから宜賓付近で岷江と合流するまで金沙江と呼ばれ、そこから下流を長江と呼ぶ。一般に三峡の下流の宜昌までを上流部、宜昌から漢江が合流するまでを中流部、そこから河口までを下流部と分ける (小出、1987)。河床勾配は中流部で

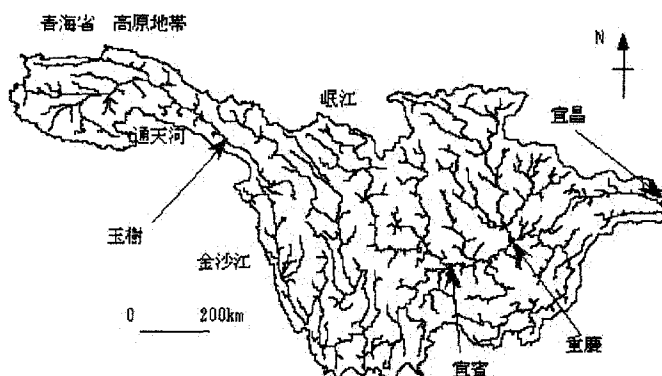


図-1 長江上流部流域

* 横浜市環境保全局 Bureau of Environment Conservation, Yokohama City

** 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター The Disaster Control Research Center, Graduate School of Engineering, Tohoku University

*** 国立環境研究所水圏環境部 Water and Soil Environment Division, National Institute for Environmental Studies

1/28,00, 下流部で 1/80,000 ときわめて緩くなっており, 中流部、下流部の流出解析に kinematic wave 法を使うことは困難である。本研究では宜昌より上流部を対象流域とし, 宜昌の流量を実測値と計算値と比較し流出解析を行う。

3. 解析方法.

ランドサット TM データより作成された数値河道網データ, 米国地質調査所の数値標高データ DEM, NOAA の GLOBE をもとに作成された長江流域の境界線データを用いて擬河道網を作成した。メッシュ寸法は $1\text{km} \times 1\text{km}$ である。まず緯度・経度からデータ上の宜昌の位置を決め, 地図で長江の流れ方を確認して数値河道網データにおいて宜昌より上流に範囲をしぼる。河道メッシュのうち宜昌より上流で宜昌までつながっているものを他の河道メッシュと区別する。流出解析をするためには, 河道網が下流に向かって分流する場合やループがあり元の場所に戻

ってきてしまうような河道網では計算できない。河道が途切れず, ループも切れるように河道のつながりを考慮しながら河道網データを修正する。ループのある地点を切る場合は, できるだけ標高の高いメッシュを切るようにする。逆勾配を解消するために上流に向かって標高が高くなるように標高データも修正する。図-2 は補正した標高データの分布図である。宜昌の少し上流に, 広範囲に標高の低い部分が四川盆地である。標高データは DEM を用い, 本川と主要な支川の擬河道を完成した (図-1)。

流域内には擬河道が通らないメッシュがあり, それらを最寄の擬河道要素に帰属させる局所的集水域を用い, 全上流域を表現した。この流域は約 2000×1000 の 2 次元メッシュ領域となるが, 擬河道のみを 1 次元に並べ替え, 記憶容量と計算速度の節約を計った。対象期間は ISLSCP(国際衛星地表気象プロジェクト)の第 1 期分が得られる, 1987 年と 1988 年の 2 年間とし, 空間 1 度間隔, 6 時間間隔の降雨データと気温データを用いて, 0.011 度に補間した。補間は最寄の 4 点のデータを用い, 補間点とデータ点を対角頂点とする長方形の面積を重みとした。

流出に寄与する有効降雨 r_e は, 降雨 r から蒸発散量 e を引いたものとした。

$$r_e = r - e \quad (1)$$

ここで, 蒸発散量は Thornthwaite 式で評価した。月平均気温と可照時間から日平均蒸発散量を求めるものである。流出は表面流出だけを考え, kinematic wave 近似を用いた。

$$\frac{1}{w} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = r_e B_s \quad (2)$$

ここで, Q は河道流量, t と x は時間と流下方向の距離, w は洪水の伝播速度で, 矩形断面と Manning の抵抗則を仮定し, $w = 5Q/3Bh$ と表される。 B は河道幅, h は水深, B_s は河道要素 1 個が受け持つ集水幅であり前記局所集水面積を河道要素長で割って求めた。また, 河道幅は, 三峡で 800m を与え, 他の場所では集水面積との線形関係を仮定して分布させた。

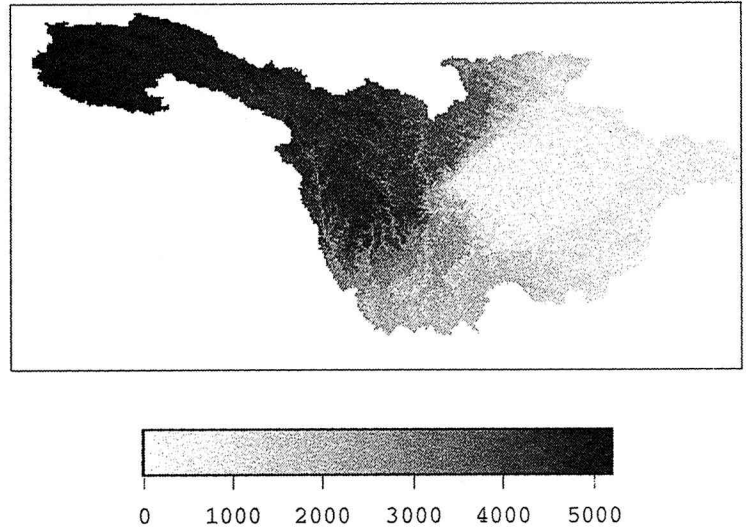


図-2 長江上流域の標高分布 (単位 m)

粗度係数の分布のさせ方は市毛ら(1998)にならう。マンニングの粗度係数 n は, Manning-Strickler の式より、河床材料の粒径と関係付けることができ、また、河床材料の移動限界 Shields 数から、粒径は河床勾配と関係付けることができる。標高データより、河床勾配は既知分布量なので、粗度係数を分布させることができるというものである。次式のように粗度係数は河床勾配 I の 1/6 乗に比例する。

$$n = a \times I^{1/6} \tag{3}$$

a は河道粗度を決定する係数であり、阿武隈川での値 $a=0.15$ を準用した。

河道初期流量については、宜昌で冬期に観測されている流量を基準とし、各点の集水面積と初期流量は比例関係にあるとして分布させた。

4.結果と考察

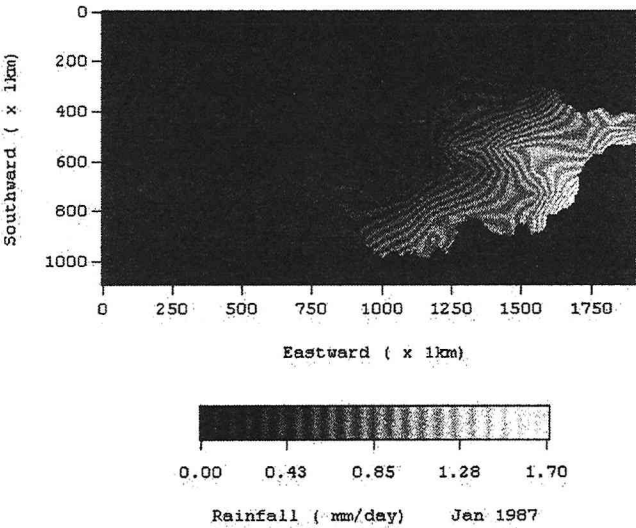


図-3 1987 年 1 月の平均降雨量分布
(単位:mm/day)

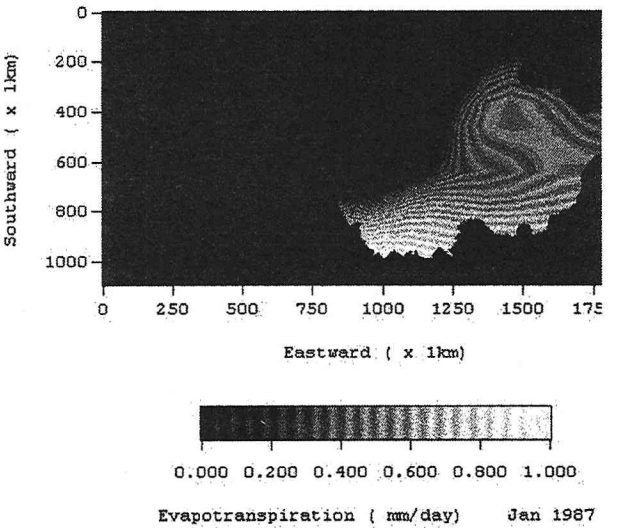


図-4 1987 年 1 月の平均蒸発散量分布
(単位 : mm/day)

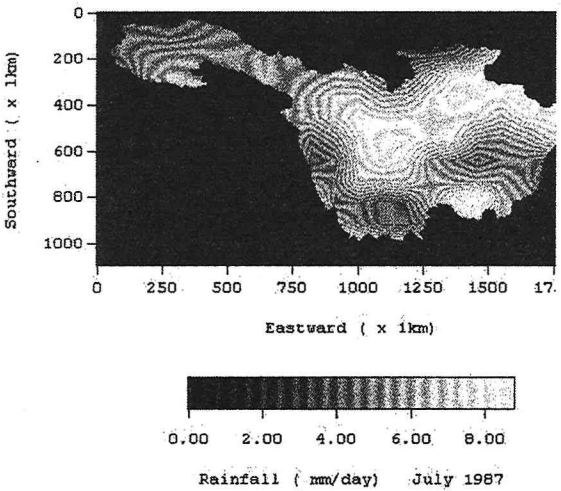


図-5 1987 年 7 月の平均降雨量分布
(単位 : mm/day)

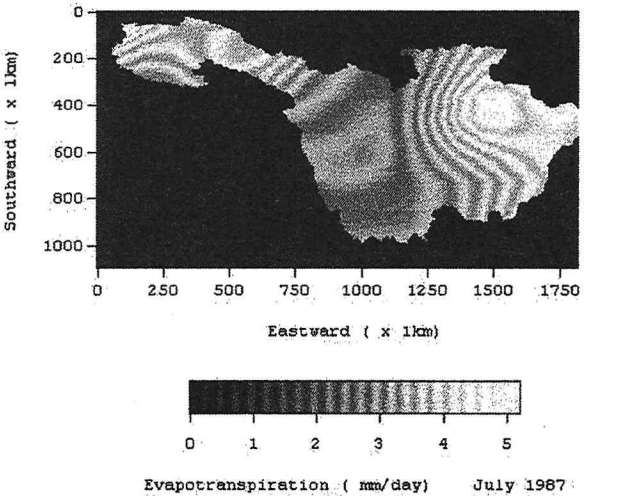


図-6 1987 年 7 月の平均蒸発散量分布
(単位 : mm/day)

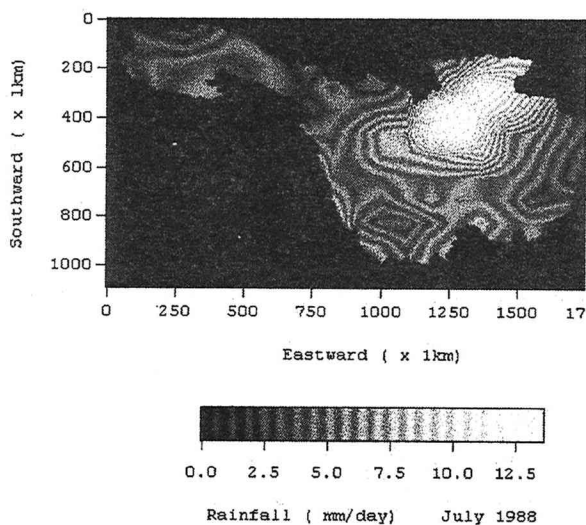


図-7 1988 年 7 月の平均降雨量分布
(単位 : mm/day)

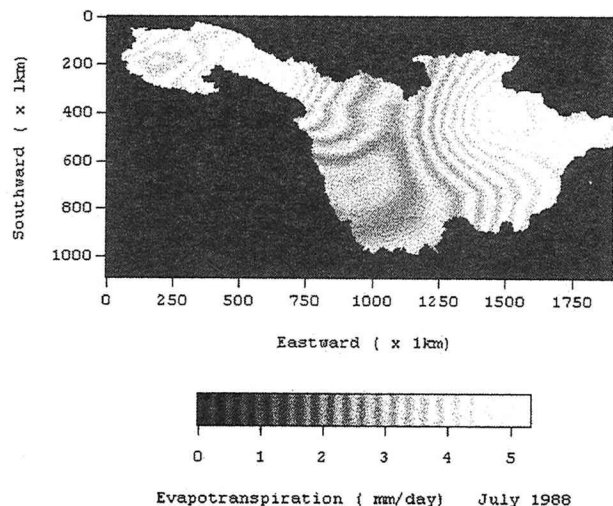


図-8 1988 年 7 月の平均蒸発散量分布
(単位 : mm/day)

外力である、降雨量と蒸発散量の分布から調べてみよう。図-3 と 4 に 1987 年 1 月における、これらの分布を示す。月平均日量の形で表示してある。冬期であり、いずれの量も小さいが、相対的に見ると、降雨は流域の南東境界付近の山岳地帯で多く、また蒸発散量は南部の山岳地帯で多くなっている。

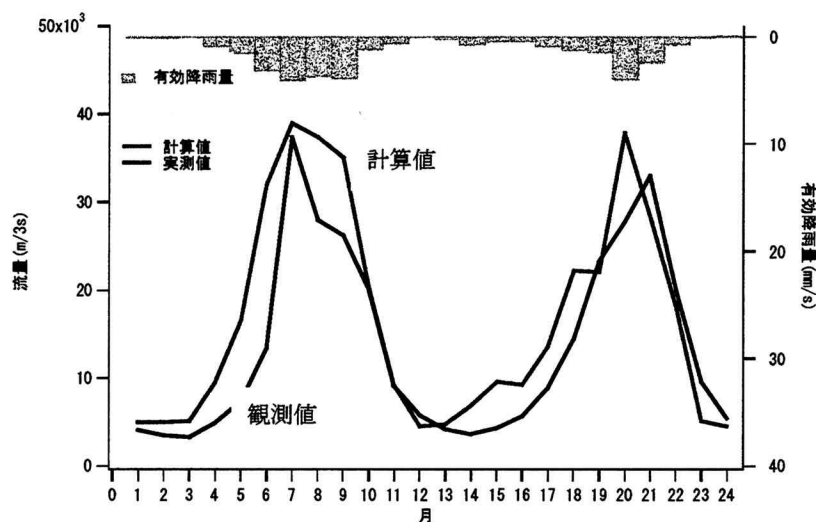


図-9 宜昌における月平均流量の比較

図-5, 6 は同じく、7 月の分布を示したものである。四川盆地の北西側で強い雨が降っている。日雨量で表示してあり高いところで 9mm/day に達している。月雨量では 300mm 近い雨が広い範囲に降っている。所発散の分布を見ると、四川盆地の北東部分で高い値となっている。気温が高くなり蒸発散量が多くなったものである。また、最上流域の青海省でも蒸発散が活発である。

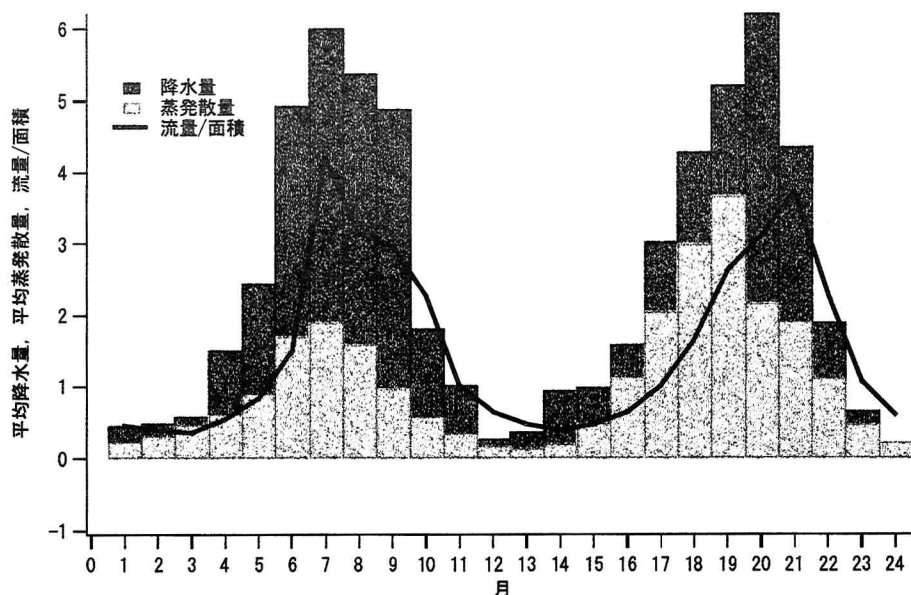


図-10 流域平均降水量、蒸発散量、流出量の比較（単位：mm/day）

1987年に続いて、1998年の夏にも大雨が降り、ほぼ同じ規模の洪水が続けて起こっている。1988年7月の降雨と蒸発量の分布を図-7と8に示す。雨の強いところはやはり四川盆地から北側の山岳地帯であるが、1987年に比べて、降雨強度が強くまた雨の強い範囲も集中していることが分かる。一方、蒸発散量は流域全体的に1997年より高く、1988年が暑い夏であったことによるものである。

次に宜昌での観測流量と計算流量の比較を図-9に示す。入手可能なデータとして、月平均流量を用い比較する。図中には、流域全体で平均した、有効降雨の分布も示してある。横軸には1987年1月から積算した月数が取ってある。流量の計算値と観測値を比較すると、1987年の3月から6月にかけての増水期に、計算値が過大評価となり、7月にピークをむかえて、ピーク流量はほぼ両者一致していることが分かる。1988年もほぼ同じ傾向があり、増水期には計算値が過大評価となっている。9月から12月までの低減期の流量はよく再現されている。有効降雨をみると、1987年と1988年で、ピークの値はほぼ同じであるが、1987年は降雨期間が長いことが分かる。

この内訳をさらに詳しくみるため、流域平均降水量、流域平均蒸発散量、流出量の月ごとの変化を示したのが図-10である。ここで、流出量は宜昌の観測流量を用い、流域面積で割って単位、mm/dayで表示してある。1987年は降雨期間が長く、気温が低かったため蒸発散量が少なく、有効降雨が多くなって、大きな流出となっている。1988年は降雨のピークが8月に鋭く出ており、7月に暑い日が多くて蒸発散がピークを取ったため、流量のピークが後ろにずれていることが見える。

降雨から蒸発散量と流出量を引いたものが、流域の貯留量 s になる。

$$s = \bar{p} - \bar{e} - Q/A \quad (4)$$

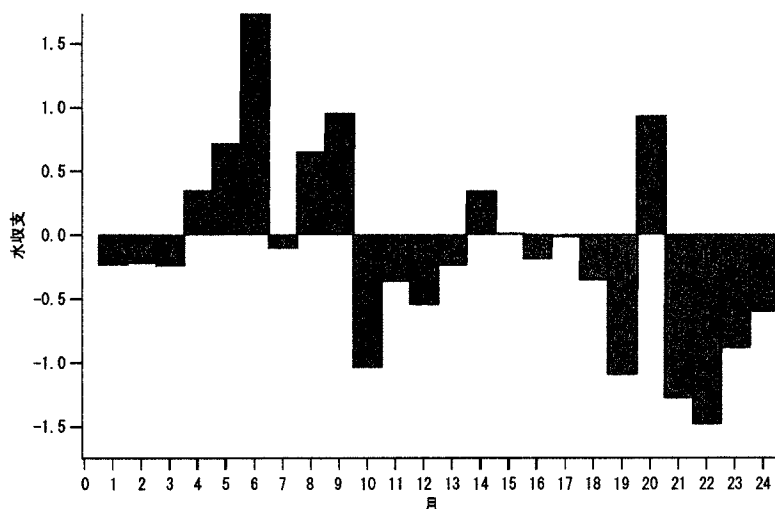


図-11 水収支(単位：mm/day)

ここで、 $\bar{p}$ は流域平均降雨量、 $\bar{e}$ は流域平均蒸発散量、 Q は流域末端の流量、 A は流域面積であり、流量に宜昌の実測値を使って、貯留量の月変化を示したのが図-11である。単位は同じく、mm/dayである。1987年の4月から6月にかけて流域に水が貯留され、洪水低減期である12月から1988年の1月にかけて、貯留された水が流出してきている。1988年の春先は1987年のような貯留が顕著ではなく、降雨の貯留効果と前年から続いている流出効果が打ち消しあったものと考えることができよう。1988年の9月からは大規模な流出が生じている。

5. 結論

本論文で示した洪水流出解析は、降雨と蒸発散のみを考慮したものであるが、2年間を通じて比較的良好な流出波形を表現できたということができよう。しかし詳細にみると洪水の増水期や低減期など、観測値との差が大きくなる期間もある。前節の水収支について解析したように、地下への貯留を考慮することにより、さらに流出モデルを高度化することができよう。また、今回月平均の流出のみの比較を行ったが、本解析で用いた1kmのメッシュはより細かい時間分解能をもっており、さらに詳細な分析を行っていきたいと考えている。

参考文献

- 1) 子出 博：長江 - 自然と総合開発 -、築地書館、453p、1987.
- 2) 陸 旻皎・小池俊雄・早川典生：Multi-Step, Multi-reach Muskingum-Cunge法を用いた分布型水文モデルの開発、水文・水資源学会誌、第12巻5号、pp.384-390、1999.
- 3) 市毛輝和・真野 明・長林久夫：阿武隈川における浮遊砂の輸送解析、東北地域災害科学研究、第34巻、pp.73-82、1998.