

全球超高解像度水文地形データを利用した 河川・氾濫原シミュレーション

SIMULATION OF RIVER AND FLOODPLAIN DYNAMICS BASED ON
GLOBAL SUPER-HIGH-RESOLUTION TOPOGRAPHICAL DATASETS

山崎 大¹・鼎 信次郎²・沖 大幹³
Dai YAMAZAKI, Shinjiro KANAE, and Taikan OKI

¹学生会員 東京大学生産技術研究所 大学院博士課程 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

²正会員 博士(工学) 東京工業大学大学院情報理工学研究科 准教授
(〒152-8552 東京都目黒区大岡山2-12-1)

³正会員 博士(工学) 東京大学生産技術研究所 教授 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

Terrestrial water cycle is important both as a component of the climate system and as a freshwater supplying system for human beings. Recent advances in remote sensing have achieved global-scale observation of terrestrial waters. However, global river routing models have not adequately represented physical mechanisms of terrestrial water cycle, which are regulated by smaller-scale topography than model resolution. A newly developed “Catchment-based Macro-scale Floodplain model” (CaMa-Flood) overcomes this drawback by objective parameterization of sub-grid-scale topography based on 1-km resolution topographical datasets. This approach enables explicit representation of surface water storage and diffusive wave modeling for flow computation. The ability of CaMa-Flood is tested by comparing simulated results with observations. Simulated daily river discharge and inundated area extent by CaMa-Flood show significantly better agreements to observations compared with previous flow routings.

Key Words : *Global hydrology, Floodplain inundation, Diffusive wave modeling, Micro-scale topography*

1. はじめに

陸域水循環は気候システムの一要素として、また人類を含む生態系への淡水供給システムとして、非常に重要なプロセスである¹⁾。近年の衛星観測の発展により、陸域水循環における貯留と輸送の動態が明らかになりつつある(例:マイクロ波センサを用いた浸水面積の推定²⁾, GRACEによる重力場を用いた貯水量の観測³⁾, SWOTで計画される水面標高や流量の観測⁴⁾)。しかしながら、地球規模で地表水の貯留と輸送を計算する全球河川流下モデルは、浸水面積や水深といった水循環過程の詳細な記述を未だに達成できていない。氾濫原の浸水といった地表水の動態は、全球河川流下モデルの解像度(代表的なもので0.5°程度⁵⁾⁶⁾)より遥かに小さいスケールの地形分布に規定されているためである。

一方で、衛星観測に基づく全球スケール超高解像度(1km以下)の標高データSRTM⁷⁾や表面流向データHYDRO1kやHydroSHEDS⁸⁾は既に利用可能である。流域スケールの水文モデルでは、これら超高解像度水文地形データを直接利用して、河川・氾濫原シミュレーションが行われている⁹⁾。しかし、これらのモデルを全球ス

ケールで用いるのは、計算負荷の問題から現実的ではない。こうした背景から、大陸～全球スケールのモデルでは、サブグリッドスケールの地形情報を概念的もしくは統計的に表現することで、氾濫原の浸水を表現してきた¹⁰⁾¹¹⁾。このような手法は河川流量の再現性を大幅に改善させたが、浸水面積や水深といった地表水の貯留形態を表現するには十分なものとは言えなかった。

本研究では、超高解像度水文地形データからサブグリッドスケールの地形パラメータを客観的に抽出することで、水深や水面面積といった地表水の貯留形態を陽に表現できる全球河川流下モデル: Catchment-based Macro-scale Floodplain model (CaMa-Flood)を構築した。以下では、モデル構成と地形パラメータの抽出手法を説明する。また、構築したモデルを用いて河川・氾濫原シミュレーションを行い、結果を観測データと比較した。

2. モデル構成

CaMa-Floodは分布型の河川流下モデルであり、陸面過程モデルからの流出量を入力として、各グリッドの貯水量・流量・浸水面積・水深を出力する。予報変数は貯水

量のみで、他の変数は貯水量から診断的に導かれる。

各グリッドには、図-1に示すように河道と氾濫原の2つの貯水槽が設定される。氾濫原は各グリッドの集水域（河道に流出が集まる領域）で構成され、実際には浸水しない部分も含まれる。2つの貯水槽は連続しており、河道から溢れた水が氾濫原に貯留されるとする。河道と氾濫原の貯水量は、各タイムステップの初めに2つの貯水槽の水面標高が等しくなるように調整される。河道は河道長 L 、河道幅 W 、堤防高 B の3つのパラメータを持つ。氾濫原は、集水域面積 A_c 、および浸水面積 A_f と氾濫原水深 D_f の関係を記述する地形分布関数 $Df(A_f)$ を持つ。また、河道と氾濫原の接続点の標高を、地表面標高 Z とする。以上から、貯水量 S が与えられれば、河道貯水量 S_r 、氾濫原貯水量 S_f 、河道水深 Dr 、氾濫原水深 Df 、浸水面積 A_f を、方程式系(1)または(2)で求める事が出来る。

貯水量 S が氾濫開始貯水量 BWL 以下の場合：

$$S_r = S, Dr = \frac{S_r}{WL}, S_f = 0, Df = 0, A_f = 0 \quad (1)$$

貯水量 S が氾濫開始貯水量 BWL より大きい場合：

$$S = S_r + S_f, Dr = Df + B, Dr = \frac{S_r}{WL}$$

$$S_f = \int_0^{A_f} (Df - Df(A)) dA, Df = Df(A_f) \quad (2)$$

グリッド間の水輸送は、各グリッドに対して唯一の下流グリッドを指定する河道網に沿って計算される。河道と氾濫原における水深と粗度係数の違いを考慮するため、それぞれの貯水槽における水輸送は、図-2に示したように同一の河道網を用いて並列的に計算されるとした。

各グリッドの流量は拡散波方程式(3)で計算される。

$$\partial D / \partial x + i_o - i_f = 0 \quad (3)$$

ただし、 D は水深、 x は河道方向の距離、 i_o は河床勾配、 i_f は摩擦勾配である。拡散波方程式では水面勾配に従って流速を算定するため、平坦地の河川流域において重要な背水効果を再現することが出来る。式(3)における左辺第1項と第2項の和が水面勾配 i_{sfc} であり、 i_{sfc} は図-3で示すように式(4)で与えられる。

$$i_{sfc} = \frac{(Z_i - B_i + Dr_i) - (Z_j - B_j + Dr_j)}{L_i} \quad (4)$$

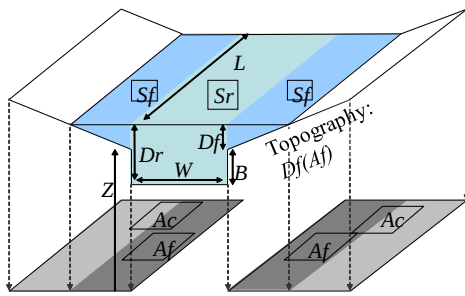


図-1 グリッド内の貯水槽の定義：
各グリッドには河道と氾濫原が、連続的な貯水槽として定義される。

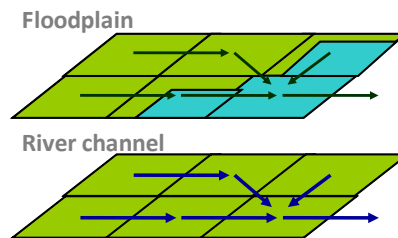


図-2 流下計算に用いる河道網：
流下計算は河道網に従って、河道と氾濫原で並列的に計算される。

ただし添字 i と j はそれぞれ上流側と下流側のグリッドを表す。摩擦勾配 i_f はManning式(5)で計算される。

$$i_f = n^2 v^2 H^{-\frac{4}{3}} \quad (5)$$

ただし、 n はManning粗度係数、 v は流速である。粗度係数 n は河道0.10、氾濫原0.30とした。有効水深 H は上流グリッドと下流グリッドとの間で水が通過する断面を考える。図-3に示すように、河道と氾濫原の有効水深 H_r と H_f は、それぞれ式(6)と(7)で与えられる。

$$H_r = \max[Dr_i, (Z_j - B_j + Dr_j) - (Z_i - B_i)] \quad (6)$$

$$H_f = \max[Df_i, (Z_j + Df_j) - Z_i] \quad (7)$$

以上から、河道と氾濫原の流速 v が式(8)で与えられる。

$$v = \frac{i_{sfc}}{|i_{sfc}|} n^{-1} i_{sfc}^{\frac{1}{2}} H^{\frac{2}{3}} \quad (8)$$

正の流速は上流から下流への、負の流速は下流から上流への流れを示す。式(8)で求められた河道と氾濫原の流速に断面積 $A = HW$ を乗じることで、河道流量 Q_r と氾濫原流量 Q_f を得る。各グリッドの貯留量 S の時間発展は、下流グリッドへの流量、上流グリッドからの流量、陸面モデルからの流出量 R を考慮して式(9)で与えられる。

$$S(t + \Delta t) = S(t) + A_c R_i \Delta t + \sum_k^{Upstream} (Q_{r_k} + Q_{f_k}) \Delta t - (Q_{r_i} + Q_{f_i}) \Delta t \quad (9)$$

ここで、 t は時刻、 Δt はタイムステップである。また、添字 k はグリッド i の上流グリッドを表す。

ただし、数値振動を抑えるためには Δt を十分小さく取る必要がある。また、解の発散を防ぐため、逆流時の粗度係数 n を10%大きくして計算を行った。

3. 河道網と地形パラメータの抽出

ここでは、河道網およびサブグリッドスケール地形パラメータの作成手順を説明する。これらは1km解像度の表面流向データGlobal Drainage Basin Dataset : GDBD¹²⁾と、30秒解像度のDEMであるSRTM30⁷⁾から客観的に抽出される。GDBDは各ピクセルの表面流向を隣接ピクセルへの8方向で示したラスタデータである。両データの解像度はほぼ等しいが投影方法が異なるため、SRTM30を

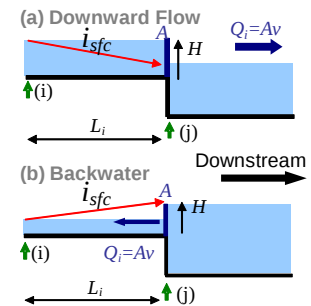


図-3 水面勾配による流量算定：
流下計算は下流グリッドへの水面勾配に基づいて行われる。

空間内挿してGDBDと等しい座標系に変換した。

河道網と地形パラメータはYamazaki et al.¹³⁾によるFlexible Location Of Waterways method : FLOWを用いて抽出される。図-4にFLOWによる手順の概要を示した。図-4の格子は構築する河道網のグリッドボックス、赤線がGDBDから抽出された1km解像度の河川網を示す。図-4では例として3° 解像度の河道網を示したが、FLOWは任意解像度の河道網を構築することが出来る。

まず、各グリッド内で最大の上流域面積を持つGDBDピクセルを基準に出口ピクセルを選択する(図-4a 緑色四角)。出口ピクセルから、GDBD河川網を次の出口ピクセルに到達するまで下流へと辿る。到達した出口ピクセルを含むグリッドが、河道網における流下先グリッドとなる(図-4a 青色矢印)。下流に出口ピクセルが存在しない場合は河口として扱われる。また、出口ピクセルの標高を各グリッドの地表面標高 Z とする。

各グリッドの出口ピクセルから下流の出口ピクセルまでの蛇行を考慮した距離をGDBD河川データに沿って計算し、河道長 L とする(図-4b 太赤線)。また、各グリッドの出口ピクセルに集水されるGDBDピクセルを集水域と定義し(図-4b 太黒線)、その面積を集水域面積 Ac とする。CaMa-Floodでは、通常の四角形格子に代わり、集水域(Catchment)を基準として計算が行われる。

次に、各グリッド集水域内の全ピクセルの標高を昇順にソートし、氾濫原の標高プロファイルを作成する(図-4c 黒線)。このプロファイルから各10パーセント点を抽出し、これらを直線で結んだ単調増加の関数(図-4c 緑線)を、浸水面積 Af と氾濫原水深 Df との関係を記述する氾濫原地形分布関数 $Df(Af)$ とする。この関数の導出は、各グリッドの集水域には窪地が存在せず、集水域は低い方から順に浸水するという仮定に基づく。

河道幅 W と堤防高 B は超高解像度の水文地形データでも表現されないため、年平均流量 $\bar{Q}$ [m³/s]の関数として経験的に定めた。年平均流量は後述するELSE¹⁴⁾の1981年～2000年の平均年間流出量を元に計算した。河道幅 W [m]はOki et al.⁵⁾を参考に式(10)で定めた。

$$W = \max[10.0 \times \bar{Q}^{0.5}, 10.0] \quad (10)$$

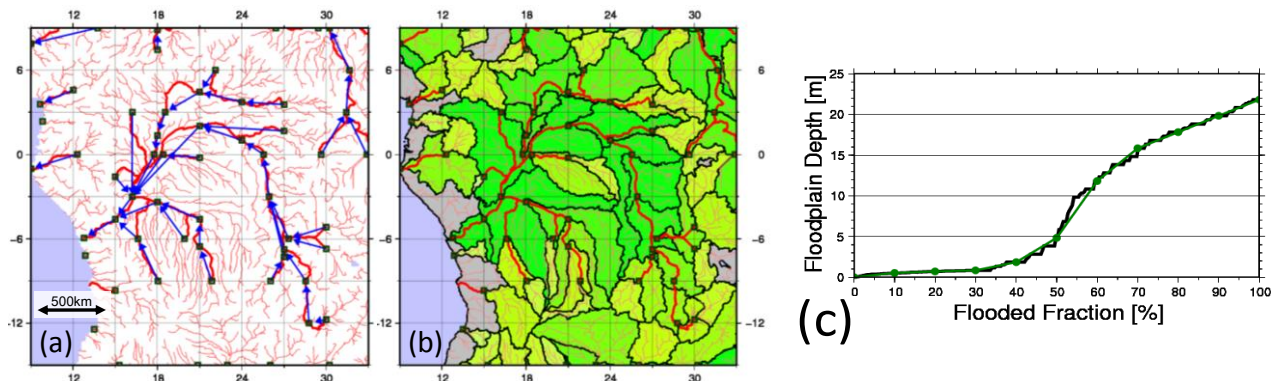


図-4 河道網と地形パラメータの抽出：

超高解像度の表面流向データ(図-4a 赤線)と標高データから、河道網(図-4a 青色矢印)・河道標高(図-4a 緑色四角の標高)・河道長(図-4b 太赤線)・集水域(図-4b 太黒線)・氾濫原地形分布関数(図-4c 緑線)が抽出される。

堤防高 B [m]に関する既往の研究はほぼ存在しないため、モデルが再現する浸水面積の平均値が観測値に近づくように調整し、式(11)で定めた。

$$B = \max[1.0 \times \bar{Q}^{0.4}, 1.0] \quad (11)$$

ここまでで定めた地形パラメータを用いることで、各グリッドの総貯水量から河道と氾濫原の貯水量・水深・浸水面積、下流グリッドへの水面勾配が求まる。

4. アマゾン川流域の氾濫原シミュレーション

CaMa-Floodを用いて、河川・氾濫原シミュレーションを行った。ここでは主要な結果として、全球で最大規模の氾濫原を有するアマゾン川流域における結果を示す。

(1) 実験設定

貯水槽として氾濫原を考慮した効果と、運動波方程式にかわり拡散波方程式を導入した効果を議論するため、表-1に示した実験を行った。全実験で、空間解像度は0.25°(約25km格子)、計算タイムステップ Δt は15分とした。NoFLDは堤防高 B を無限大として氾濫原貯水槽を考慮しない実験、FLD+Kineは氾濫原貯水槽を考慮するが流下ルーチンに運動波方程式を用いた実験、FLD+Diffは氾濫原貯水槽を考慮して流下ルーチンに拡散波方程式を用いた実験である。なお、運動波方程式では、流速 v は河床勾配 i_0 に従って式(12)のように計算される。

$$v = n^{-1} i_0^{\frac{1}{2}} H^{\frac{2}{3}} \quad (12)$$

入力データは、Ensemble Land State Estimator : ELSE¹⁴⁾で陸面課程モデルMATSIRO¹⁵⁾が計算した流出量を用いた。MATSIROの土壌パラメータ等はデフォルト値¹⁵⁾が用いられている。実験期間は1989年～2000年で、最初の1年を除いた11年を解析対象とした。

表-1 実験設定

Experiment	Storage	Flow Routing
NoFLD	River Channle Only	Kinematic Wave
FLD+Kine	River Channel + Floodplain	Kinematic Wave
FLD+Diff	River Channel + Floodplain	Diffusive Wave

拡散波方程式を用いるFLD+Diffでは、流下先グリッドを持たない河口グリッドの境界条件が必要である。本研究では、河口グリッドの100km下流に仮の流下先グリッドを想定し、そのグリッドの水面標高として河口グリッドの地表面標高と等しい一定値を与えた。一方で、運動波方程式では、下流の水位情報が上流に伝わらないため、境界条件は実験結果に影響しない。

(2) 河川流量の再現性

図-5に、アマゾン川河口から上流約800kmのObidosにおける日流量を示した。黒線がGRDC¹⁰⁾による観測流量、緑線・青線・赤線がそれぞれNoFLD・FLD+Kine・FLD+Diffによる実験結果である。まず、観測流量に対してNoFLDのみ日流量変動が著しく過大となっている。これは、氾濫原貯水槽が定義されないため、洪水時に水深が急激に増大し、結果として水が短時間で下流まで流れるためである。一方でFLD+KineとFLD+Diffでは、氾濫原に水が貯留されることで水深が過大とならず、日流量変動が緩やかになる。このことから、氾濫原は洪水時に河道から溢れた水を貯留し洪水ピーク流量を抑制する働きをすると言える。

次に、FLD+KineとFLD+Diffを比べると、FLD+Diffは

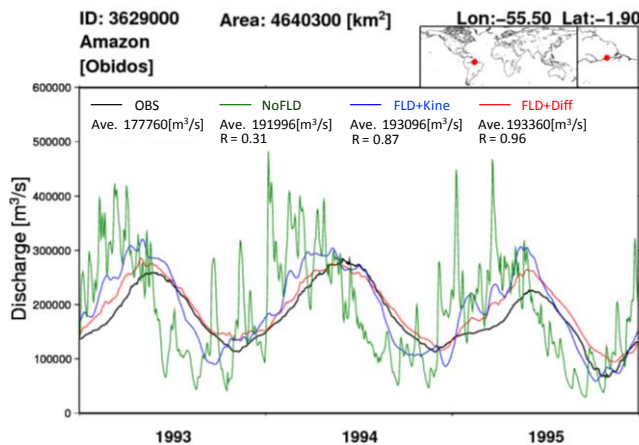


図-5 オビドスにおける日流量：黒線は観測、緑線・青線・赤線はそれぞれNoFLD・FLD+Kine・FLD+Diffの実験結果を示す。

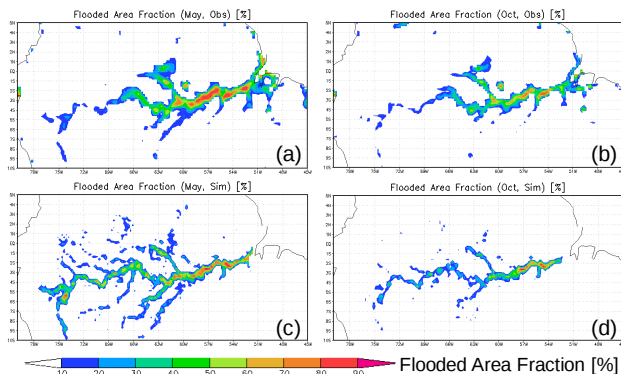


図-7 アマゾン川流域の高水季と低水季の浸水面積：Prigent et al.による衛星観測を(a)と(b)に、FLD+Diffによる実験結果を(c)と(d)に示した。高水季(5月)が(a)と(c)に、低水季(10月)が(b)と(d)である。

洪水ピークが1カ月ほど遅く、観測流量とよく一致している。これは、アマゾン川流域における高水季(5月)の流速分布を示した図-6によって説明できる。平坦地を流れるアマゾン川流域の水循環には、高水季に本流の水位が上昇し支流の流れが停滞するといった背水効果が大きく寄与することが知られている。背水効果を再現出来る拡散波方程式を採用したFLD+Diffでは支流における流速の低下が表現されているが、運動波方程式を用いたFLD+Kineでは支流における流れの停滞を表現されていない。この流速の再現性の差が、図-4における流量の季節変動の差を生みだしている。以上から、アマゾン川流域のような背水効果が重要な平坦地での水循環を適切に表現するには、運動波方程式による流下計算では不十分で、拡散波方程式を考慮する必要があると言える。

(3) 浸水面積の再現性

CaMa-Floodは、河川流量の他に、浸水面積や水深など水の貯留形態を陽に表現する。これにより河川流下モデルを、衛星観測を用いて検証することが可能になった。ここでは、CaMa-Floodで再現された浸水面積をPrigent et al.²⁾による衛星観測と比較した。Prigent et al.の衛星観測は、0.25°解像度で全球月平均の浸水面積を捉えている。

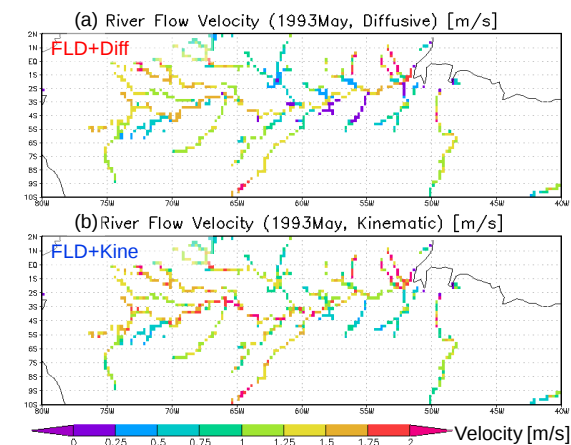


図-6 アマゾン川流域における高水季(5月)の流速：(a)はFLD+Diffで再現された流速分布、(b)はFLD+Kineで再現された流速を示す。

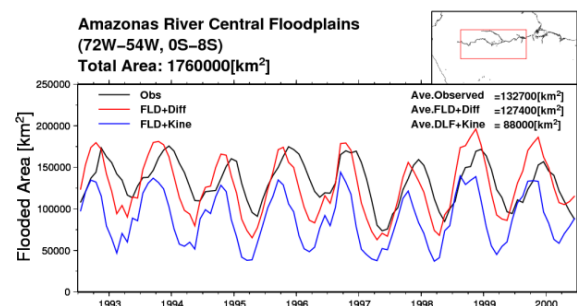


図-8 アマゾン川中央部の浸水面積時系列変化：アマゾン川中央部(右上赤枠領域)の浸水面積の時系列変化を示した。黒線がPrigent et al.による衛星観測、赤線と青線がそれぞれ、FLD+DiffとFLD+Kineによる実験結果である。

図-7はアマゾン川流域における高水季（5月）と低水季（11月）の浸水面積を示している。緯度経度格子の衛星観測と集水域ベースの実験結果を厳密に比較することはできないが、モデルは概ね浸水域の空間分布を正しく表現している。高水季の上流部で浸水面積が過大評価されているが、Prigent et al.の衛星観測は小規模な浸水域を捉えていない可能性があり²⁾、モデルが過大評価であるとは一概には言えない。また、河口付近の浸水域が表現されていないのは、CaMa-Floodでは各グリッドはただ一つの流下先グリッドを持つと仮定しているため、デルタ地帯における河道の分流を表現できないためである。

図-8に、アマゾン川中央部（西経72°～54°、南緯0°～8°：図-8右上地図の赤枠領域）における浸水面積の時系列変化を示した。黒線がPrigent et al.による衛星観測、赤線と青線がそれぞれFLD+DiffとFLD+Kineによる実験結果を表す。期間はPrigent et al.の観測データにあわせて1993年～2000年で、月平均の浸水面積を比較した。これによると、FLD+Diffでは浸水面積の平均値と季節変動を概ね再現出来ていることが分かる。また、年最大値を比較すると、CaMa-Floodは浸水面積の経年変動もある程度再現可能であると言える。氾濫のピークが観測値より1カ月ほど早くなっているが、これは流出の計算に用いた陸面過程モデルMATSIROが基底流出を少なく見積もる傾向にあるため、流出ピーク自体が現実より早いためであると考えられる。一方でFLD+Kineでは、浸水面積の絶対値が観測データより小さくなっている。これは背水効果が考慮されていないため、アマゾン川の本流から支流への氾濫域の広がり再現出来ないためと考えられる。

5. トンレサップ湖の水循環シミュレーション

次に、メコン川下流域にあるトンレサップ湖における水循環シミュレーションの結果を示す。

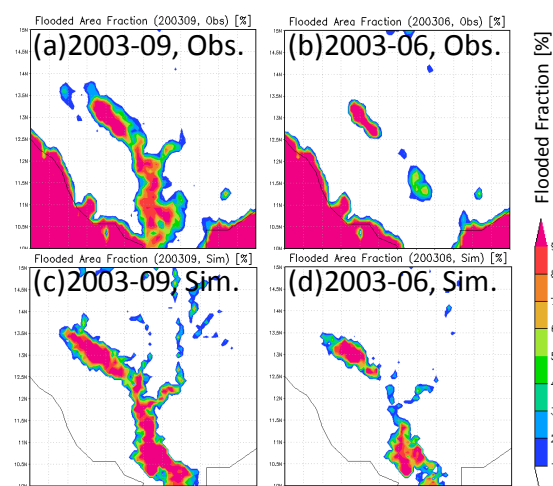


図-9 トンレサップ湖の湖面面積の季節変動：竹内らによる衛星観測を(a)と(b)に、CaMa-Floodによる実験結果を(c)と(d)に示した。高水季(9月)が(a)と(c)、低水季(6月)が(b)と(d)である。

(1) 実験設定

ここでは、計算範囲をメコン川流域に限定して、5'解像度(約8km格子)での実験を行った。計算タイムステップ Δt を5分としたほかは、FLD+Diffと共通の設定を用いた。実験期間は2002年～2007年で、最初の1年を除いた5年間を解析対象とした。

(2) トンレサップ湖の湖面面積の再現性

東南アジア最大の湖であるトンレサップ湖は、平坦地に広がるため、雨季と乾季で面積が大きく変動することで知られている。ここでは、竹内ら¹⁷⁾によるMODISとAMSERを用いた5'解像度の水面観測データを用いて実験結果の検証を行った。図-9はメコン川下流域(東経102°～108°、北緯10°～15°)における水面面積割合を示す。(a)と(b)が竹内らによる衛星観測、(c)と(d)がCaMa-Floodによる実験結果である。高水季(9月)を(a)と(c)に、低水季(6月)を(b)と(d)に示した。これによると、CaMa-Floodは、トンレサップ湖の水面面積変動を表現できていると言える。プノンペン南側で浸水域の分布が異なるのは、現実では図-10bのようにプノンペン付近でメコン川が分流しているが、CaMa-Floodでは河川の分流を表現できないためと考えられる。なお、標高データとして用いたSRTM30は、水面下の地形情報が入っていないため、湖は平坦な地表面として扱われている。湖沼における窪みを表現した標高データを用いれば、シミュレーション精度はさらに向上すると考えられる。

また、トンレサップ湖の水循環の特徴として、高水季にメコン川とトンレサップ湖の水面標高が逆転し、両者を結ぶトンレサップ川で逆流が発生することが挙げられる。CaMa-Floodは流下ルーチンに逆流を考慮できる拡散波方程式を用いたため、この現象を再現できることが期待される。図-10aにPrek Kdam(東経104.75°、北緯11.83°：図-10b赤丸)におけるトンレサップ川日流量を示した。これによると、実験結果(図-10a赤線)メコン川の水位が高くなる7月～10月にトンレサップ川では流

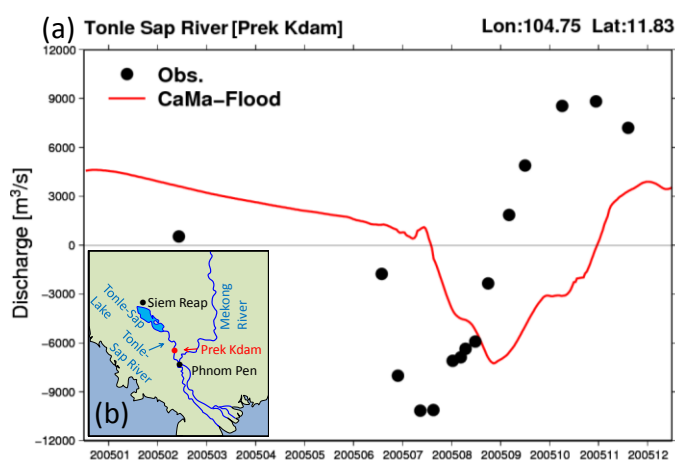


図-10 トンレサップ川の日流量：Prek Kdam(東経104.8°北緯11.6°：地図中の赤丸)におけるトンレサップ川の日流量を示した。赤線が実験結果、黒丸がInomata and Fukamiによる観測データを示す。

量が負値となっており、河川の逆流が再現できている。図-10aに黒丸で示したInomata and Fukami¹⁸⁾による観測データと比較すると、実験結果は逆流のピークが1カ月ほど遅れているが、このような大規模逆流を物理過程に基づいて再現したのはCaMa-Floodが最初である。なお、逆流ピークの遅れは、流出の計算に用いた陸面過程モデルMATSIROにおける基底流出の過小評価に影響されていると考えられる。

6. まとめ

本研究では、1km解像度の水文地形データをもとに、サブグリッドスケールの地形パラメータを客観的に記述できる河川流下モデルCatchingment-based Macro-scale Floodplain model: CaMa-Floodを構築した。サブグリッドスケール地形の導入により、CaMa-Floodは河川流量だけでなく水深・浸水面積・貯水量といった水の貯留形態を陽に表現出来るようになった。また、水深を現実的に表現出来ることで、水深勾配に従う拡散波方程式を用いた流下計算が可能になった。

構築したCaMa-Floodを用いて、0.25°解像度と5'解像度で河川・氾濫原シミュレーションを行い、結果を観測値と比較した。日流量の比較から、氾濫原は洪水時に河道から溢れた水を貯留することで、流量の変動を抑制する効果を持つことが示された。アマゾン川のような低平地に広がる河川流域では、背水効果を再現できる拡散波方程式を考慮することが、河川流量と再現に必要であることが分かった。また、CaMa-Floodが再現した浸水面積をアマゾン川流域で衛星観測と比較した結果、浸水面積の空間分布と時系列変化を妥当な範囲で再現できることが分かった。さらに、CaMa-Floodは、トンレサップ湖の湖面面積の季節変動やトンレサップ川の大規模逆流なども、物理過程に基づいて再現できることが示された。

謝辞： 本研究は、日本学術振興会「特別研究員奨励費」および文部科学省「21世紀気候変動予測革新プログラム」の成果です。浸水面積の衛星観測データを提供いただいた、フランスCNRSのPrigent博士に感謝します。

参考文献

- 1) Oki, T. and Kanae, S.: Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, **313**, pp1068-1072, 2006.
- 2) Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B. and Matthews, E.: Global Inundation Dynamics Inferred from Multiple Satellite Observations, 1993-2000. *J. Geophys. Res.*, **112**, D12107, doi:10.1029/2006JD007847, 2007.
- 3) Tapley, B. D., Battadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. E., and Watkins, M. M.: GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System, *Science*, **305**, pp503-505, 2003.
- 4) Andreadis, K. M., Clark, E. A., Lettenmaier, D. P., and Alsdorf, D. E.: Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L10403, doi:10.1029/2007GL029721, 2007.
- 5) Oki, T., Agata, Y., Kanae, S., Saruhashi, T., and Musiak, K.: Global water resources assessment under climatic change in 2050 using TRIP, *Water Resources Systems -Water availability and global change, IAHS Publication*, **280**, pp124-133, 2003.
- 6) Doell P., and Lehner B.: Validation of a new global 30-min drainage direction map, *J. Hydrol.*, **258**, pp214-231, 2002.
- 7) Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>, access: 7 July 2009.
- 8) Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, A.: New global hydrography derived from Spaceborne elevation data, *EOS*, **89(10)**, doi:10.1029/2008EO100001, 2008.
- 9) Bates, P. D., and DeRoo, A. P. J.: A Simple Raster-based Model for Flood Inundation Simulation, *J. Hydrol.*, **236**, pp54-77, 2000.
- 10) Güntner, A., Stuck, J., Werth, S., Döll, P., Verzano, K., and Merz, B.: A Global Analysis of Temporal and Spatial Variations in Continental Water Storage, *Water Resour. Res.*, **43**, W05416, doi:10.1029/2006WR005247, 2007.
- 11) Coe, M. T., Costa, M. H., and Howard, E. A.: Simulating the Surface Waters of the Amazon River Basin: Impact of New River Geomorphic and Flow Parameterizations, *Hydrol. Proc.*, **22**, pp2542-2553, 2008.
- 12) Masutomi, Y., Inui, Y., Takahashi, K., and Matsuoka, U.: Development of highly accurate global polygonal drainage basin data, *Hydrol. Proc.*, **23**, pp572-584, 2009.
- 13) Yamazaki, D., Oki, T., and Kanae, S.: Deriving a global river network map at flexible resolutions from a fine-resolution flow direction map with explicit representation of topographical characteristics in sub-grid scale, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **6**, pp5019-5040, 2009.
- 14) Kim, H., Yeh, P. J.-F., Oki, T., and Kanae, S.: Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17402, doi:10.1029/2009GL039006, 2009.
- 15) Takata, K., Emori, S., and Watanabe, T.: Development of the Minimal Advances Treatments of Surface Interaction and Runoff. *Global and Planetary Change*, **38**, pp209-222, 2003.
- 16) Global Runoff Data Center (GRDC): http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage__node.html, access: 23 September 2009.
- 17) 竹内渉, 小森大輔, 沖大幹, 安岡善文: アジアの水田観測におけるMODISとAMSER-Eの複合的利用の検討, 日本リモートセンシング学会 第40回学術講演会, 千葉リモートセンシング研究センター, 2006年10月.
- 18) Inomata, H., and Fukami, K.: Restoration of historical hydrological data of Tonle Sap Lake and surrounding areas, *Hydrol. Proc.*, **22(9)**, pp1337-1350, 2008.

(2009.9.30受付)