

世界の大陸河川における
大規模氾濫の物理的モデリングに関する研究

Physically-based Modelling of Large-scale Flooding
in Continental-scale Rivers of the World

山崎 大

Dai YAMAZAKI

2012年2月

論文要旨

本論文は、世界の大陸河川における大規模氾濫を、全球河川モデルの枠組みで物理的に表現することを目的としている。大陸河川による地表水輸送を計算する全球河川モデルは、大気海洋結合モデルにおいて陸域から海洋への淡水フラックスを算定するために開発が始められ、現在では河川流量シミュレーションを基礎とした洪水濁水予測や水資源アセスメントなど様々な分野に応用されている。気候変動や人間社会の変化で将来の水問題がより逼迫すると考えられる中で高精度な河川流量シミュレーションが求められており、近年では日単位の河川流量予測など詳細な地表水動態プロセスの再現が課題となっている。しかしながら、既存の全球河川モデルは水深や浸水域といった地表水の貯留形態を十分に考慮できなかったため、とりわけ地表水動態が水面勾配で決定される大陸河川の大規模氾濫時の流量予測は経験的な手法に頼っていたと言える。そこで本論文では、大陸河川における大規模氾濫を物理的に予測するモデルを構築し、日スケールの河川流量変動を決定する地表水プロセスは何か、大規模氾濫の予測精度を向上させるにはどのような工夫が必要か、河川流量に伴って予測される水深や浸水域は観測と比較して妥当なものか、という議論を行った。大陸河川における大規模氾濫の物理モデル化は地表水動態の予測をロバストにするため、地球規模の水問題解決に向けてより確実性の高い陸域水循環の情報を提供できると期待できる。

上記の目的を達成するために、全球河川モデルの枠組で水深や浸水域といった水の貯留形態を実地形に基づいて算定する手法を考案し、大規模氾濫に伴う日単位の河川流量変動を物理的に説明する全球河川モデルを開発した（2章と3章）。また、全球河川モデルにおける氾濫原地形の抽出に用いる衛星地形データの解析を行い、大規模氾濫の予測精度向上に必要な誤差の修正法を提案した（4章）。次に、開発した全球河川氾濫原を用いてアマゾン川における地表水動態シミュレーションを行い、地表水動態を物理的に表現することで河川流量だけでなく水位変動も妥当に再現できることを確かめた（5章）。また開発した全球河川モデルの応用例として、メコン川流域を対象に現在気候と将来気候での河川流量シミュレーションを行い、河川流下過程の物理モデル化によって洪水将来予測がどう変化するか議論した（6章）。以下に各章の要旨を述べる。

第2章では、氾濫原の浸水過程を物理的に記述した全球河川モデルを構築し、河川流量シミュレーションを実行して氾濫原の導入と流下計算の物理モデル化が大規模氾濫の予測精度に与える効果を議論した。氾濫原の浸水は全球モデルの解像度よりも小さなスケールの地形に規定されるため既存の全球河川モデルでは考慮できなかったが、ここでは衛星地形データからサブグリッドスケールの氾濫原地形パラメータを抽出することで、全球河川モデルの枠組みで貯水量から現実的な水深と浸水面積を診断するスキームを構築した。これにより水位が現実的に再現されるため、水面勾配に基づいて流速と流量を物理的に算定

する拡散波方程式の導入に成功した。河川流量シミュレーションの結果、氾濫原浸水過程の導入により大陸河川における大規模氾濫時の日流量変動の再現性を大幅に向上させること、また拡散波方程式の導入によって流量だけでなく水位や浸水域も現実的に再現できることを確認した。

第 3 章では、第 2 章で開発した全球河川モデルの河道網構築と地形パラメータ導出の際に用いた表面流向データの解像度変換アルゴリズムの詳細を説明する。既往のアルゴリズムでは河道網の流下方向は隣接 8 方向に限定されていたため、解像度変換後に手作業による河道網の編集が不可欠であった。ここでは、流下方向をフレキシブルに設定できる新たな解像度変換アルゴリズムを提案することで河道網の自動構築および高解像度化に成功した。また、手作業による修正を挟まないことで解像度変換後の河道網から元の表面流行データを参照することが出来るため、全球モデルの各グリッドにおいて貯水量と水深と浸水域の関係を実地形に基づいて記述することが可能になった。

第 4 章では、大規模氾濫を考慮した全球河川モデルの地形パラメータの基礎となる衛星地形データの誤差解析と修正を行った。氾濫シミュレーションの精度を上げるには高精度かつ高解像度のデジタル標高モデル (DEM) が必要となるが、現存する衛星 DEM は植生キャノピーやピクセルスケール以下の地形などに起因する様々な誤差が含まれ、流れの連続性を阻害している。ここでは、DEM に河道や流域界情報を埋め込むことで作成された表面流向データを参照することで、現実的な標高と流れの連続性の双方を満足するような DEM の誤差修正アルゴリズムを構築した。修正 DEM を用いて氾濫シミュレーションを行ったところ、とりわけ氾濫原においては DEM 修正によって河道と氾濫原をつなぐ細いチャネルを表現することが、氾濫計算の精度を向上させるのに重要であることを突き止めた。

第 5 章では、アマゾン川の地表水動態を対象に、第 2 章～第 4 章で開発した全球河川モデルが河川流量だけでなく水位変動を再現できるかを検証した。アマゾン川流域は非常に平坦な盆地に広がるため、水動態は地形勾配よりも水面勾配に支配されており、潮汐による海面変動が河口から 1000 km ほど上流まで伝搬することが知られている。アマゾン川流域全体の水動態シミュレーションを行い、再現された水位変動を衛星高度計による観測と比較した。その結果、アマゾン川本流の河口から 1500 km 上流までの区間でモデルが予測した水位変動は衛星観測と高い相関を示し、水位の季節変動が良好に再現できることを示した。また、絶対的な水面標高（海面からの標高）も衛星高度計による観測値と直接比較できる精度であることがわかった。さらに、河口境界条件で潮汐による変動を考慮したシミュレーションを実行したところ、河口から 800 km 上流の Obidos 観測所でも潮汐による 15 日周期の水位変動成分の卓越が確認された。潮汐あり／なしのシミュレーションで再現されたの河川流量の差違を調べることで、河川流量の偏差が河口から上流へ伝搬することで、アマゾン流域の内陸部での潮汐による水位変動が引き起こされるメカニズムが示された。

第 6 章では、開発した全球河川モデルの応用として、メコン川流域における気候変動の影響評価を行った。メコン川本流からトンレサップ湖への季節的な大規模逆流を含め、メコン川下流の低平地における水動態は非常に複雑である。これまでに下流域のみを対象とした 2 次元氾濫モデルによる浸水計算は行われてきたが、河川流量などの境界条件が入手できない将来予測に必要な流域全体を対象とした実験は既存モデルでは対応できなかった。ここでは、まず現在気候におけるメコン川全域の河川シミュレーションを行い、急勾配の上流域だけでなく、氾濫原を有する中流域およびトンレサップ川の逆流も含めて開発した全球河川モデルは河川流量を良好に再現できることを確認した。次に、気候モデル出力を用いて温暖化時の洪水流量予測を行った。その結果、メコン川本流では降水量の増加に伴って洪水ピーク流量が増加する傾向を確認したほか、トンレサップ流域では降水量の増加は見られないにも関わらず本流の水位上昇で逆流が激しくなるために浸水が激しくなることが予測された。

最後に第 7 章に結論として、全体のまとめと今後の展望を示した。

初出一覧

第2章

- Yamazaki, D., S. Kanae, H. Kim, and T. Oki (2011), A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resour. Res.* 47, W04501, doi:10.1029/2010WR009726.
- 山崎大, 鼎信次郎, 沖大幹 (2010), 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. *水工学論文集*, 54, 463-467.

第3章

- Yamazaki, D., T. Oki, and S. Kanae (2009), Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2241-2251.
- 山崎大, 沖大幹, 鼎信次郎 (2009), グローバルな河川モデルのための河道網の自動構築. *水工学論文集*, 53, 445-450.

第4章

- Yamazaki, D., C. Baugh, P. D. Bates, S. Kanae, D. E. Alsdorf, and T. Oki (Accepted), Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modelling. Accepted by *J. Hydrol.*

第5章

- Yamazaki, D., H. Lee, D. E. Alsdorf, E. Dutra, S. Kanae, H. Kim, and T. Oki, (Submitted), Predictability of water level dynamics by a global river model: a case study on the hydrodynamics in the Amazon River, Submitted to *Water Resour. Res.*

第6章

- Yamazaki, D., Y. Pokhrel, H. Kim, S. Kanae, and T. Oki (2011), Impact of climate change on the flood risks in the Mekong River basin: prediction of future flooding extent using a continental-scale hydrodynamics model. *Proceeding of EGU General Assembly 2011*, EGU2011-5123.

目次

第1章 序論.....	1
1.1 研究の背景.....	1
1.2 既往の研究.....	3
1.3 研究の目的.....	5
1.4 研究の構成.....	5
第2章 氾濫原浸水過程を物理的に表現した全球河川モデルの構築.....	7
2.1 はじめに.....	7
2.2 開発した全球河川モデルの枠組み.....	9
2.3 河道網と地形パラメータの導出.....	13
2.4 全球河川シミュレーションの設定.....	17
2.5 全球河川シミュレーションの結果.....	18
2.5.1 アマゾン川流域.....	18
2.5.2 世界の主要な大陸河川.....	25
2.6 パラメータに対する感度実験.....	31
2.7 河川流量の数値計算における工夫.....	33
2.8 まとめ.....	35
第3章 高解像度水文地形データの解像度変換による 河道網の自動構築とサブグリッド地形の抽出.....	37
3.1 はじめに.....	37
3.2 新たな河道網構築手法の提案.....	40
3.2.1 使用したデータ.....	41
3.2.2 アップスケールの手順.....	41
3.3 新手法による河道網の構築.....	44
3.3.1 構築した河道網の特徴.....	44
3.3.2 構築した河道網の検証.....	46
3.4 新手法による河道網構築の独創性.....	47
3.5 まとめ.....	51

第 4 章 氾濫原水動態モデリングに必要な衛星地形データの誤差解析と修正	52
4.1 はじめに	52
4.2 使用データと対象領域	55
4.3 提案する DEM 修正手法の詳細	56
4.4 DEM 修正手法の適応結果	59
4.4.1 河道ライン上での解析と手法の改善	59
4.4.2 アマゾン対象領域への適用と解析	61
4.5 氾濫解析モデルを用いた検証	63
4.5.1 実験設定	63
4.5.2 水位変動の検証	63
4.5.3 浸水域の検証	66
4.6 まとめ	69
第 5 章 全球河川モデルによる水位変動の予測可能性: アマゾン川の水動態を対象としたケース・スタディ	71
5.1 はじめに	71
5.2 アマゾン流域の特徴	74
5.3 アマゾン水動態再現の実験設定	76
5.4 潮汐変動シミュレーションの結果	79
5.4.1 流量と浸水面積によるモデル評価	79
5.4.2 水面標高の再現性	81
5.5 潮汐効果の再現実験	84
5.5.1 実験設定	84
5.5.2 実験結果	86
5.6 まとめ	89
第 6 章 全球河川モデルを応用したメコン川流域の将来洪水予測	91
6.1 はじめに	91
6.2 河川モデルの設定	93
6.3 過去の水文データを用いた再現実験	94
6.3.1 過去の再現実験の設定	94
6.3.2 過去の再現実験の結果	95
6.4 将来の洪水予測実験	100
6.4.1 使用した気候モデル出力とその補正	100
6.4.2 洪水氾濫の将来予測	102
6.5 まとめ	105

第7章 結論.....	106
7.1 まとめ.....	106
7.2 今後の展望.....	107
参考文献.....	109
謝辞.....	119

図目次

図 1.1 全球河川モデルによる河川流量予測の枠組み	2
図 2.1 各グリッドに定められた河道貯水槽と氾濫原貯水槽の概念図	10
図 2.2 河道網とサブグリッド地形パラメータを抽出手順の概念図	14
図 2.3 経験式で定めた河道幅と河道深パラメータ	16
図 2.4 アマゾン川流域の河道網	18
図 2.5 オビドス観測点における流量と水深と流速	19
図 2.6 アマゾン川流域の流速分布	21
図 2.7 アマゾン川標高の水面標高分布と河床勾配	22
図 2.7 アマゾン氾濫原における氾濫面積割合の空間分布	23
図 2.9 アマゾン氾濫原における氾濫面積の時系列変動	24
図 2.10 主要な大陸河川における日流量変動	26
図 2.11 年最大氾濫面積割合の全球分布	29
図 2.12 主要河川流域における氾濫面積の時系列変動	30
図 2.13 パラメータに対するモデル感度(アマゾン川)	32
図 2.14 パラメータに対するモデル感度(オビ川)	32
図 3.1 基本的なアップスケール手法の概念図	39
図 3.2 手作業による修正を加えた河道網	40
図 3.3 代表ピクセルの選択方法	42
図 3.4 河道網の構築手順	43
図 3.5 単位集水域の導出方法	44
図 3.6 構築した1度解像度の河道網(モンスーンアジア地域)	45
図 3.7 河道網に見られる見かけ上の河道の交差	45
図 3.8 構築した河道網と表面流向データの上流流域面積の比較	47
図 3.9 FLOW 手法で構築した 30 分解像度と 15 分解像度の河道網	48
図 3.10 FLOW 手法で構築した正 20 面体を基礎とする格子での河道網	49

図 4.1 元の衛星 DEM から Conditioned DEM, 表面流向データ, Adjusted DEM を作成する手順	57
図 4.3 提案するピット除去手法	57
図 4.4 1 次元河道ラインから 2 次元表面流向データへの拡張アルゴリズム	58
図 4.5 ピット除去手法の結果	60
図 4.6 Adjusted DEM と元の衛星 DEM の氾濫原とチャンネルの標高分布	62
図 4.7 TOPEX/Poseidon の観測点クラスターの位置	64
図 3.8 TOPEX/Poseidon の観測クラスターにおける水位変動	66
図 4.9 モデル計算と JERS-1 観測による氾濫域の比較	67
図 4.10 水位変動がない日数の比較	68
図 5.1 CaMa-Flood の河道網と観測点位置	74
図 5.2 CaMa-Flood のサブグリッド地形パラメータ	76
図 5.3 高解像度の表面流向データから導出した単位集水域	78
図 5.4 河道幅と河道深の空間分布	79
図 5.5 アマゾン川本流と主な本流における日河川流量の比較	80
図 5.6 アマゾン川中央部の氾濫原における氾濫面積の時系列変動	81
図 5.7 Envisat 観測点における水面標高の比較	82
図 5.8 周期関数による潮汐変動の再現性	86
図 5.9 Obidos における水位変動のスペクトル解析	87
図 5.10 潮汐変動が内陸に伝搬するメカニズム	88
図 6.1 メコン川中下流域の河道網と地形分布	92
図 6.2 メコン川の各観測点における日河川流量変動	96
図 6.3 メコン川流域の各地域における氾濫面積の時系列変動	98
図 6.4 メコン川下流部の氾濫面積割合の空間分布	99
図 6.6 プノンペン周辺のグリッドにおける現在から将来の変化量の計算例	101
図 6.7 現在期間と将来期間の上流域の総流出量の変化率	103
図 6.8 メコン川下流域における氾濫面積の変化	103
図 6.9 メコン川の各観測点における河川流量の変化	104

表目次

表 2.1 GaMa-Flood のパラメータと変数の一覧	10
表 2.2 世界の主要河川における河川流量再現性の一覧	25
表 2.3 主要河川流域における氾濫面積再現性の一覧	30
表 3.1 負の勾配の地点数とその標高差	50
表 4.1 各観測点における水面標高変動の RMSE の一覧	64
表 4.2 Jaccard の Similarity Index による再現性の検証	67
表 5.1 流量観測点におけるモデルと観測の相関係数と相対誤差	80
表 5.2 各観測点のモデルと衛星観測による水面標高の誤差と相関係数	82
表 5.3 各河道断面に最適なパラメータを選んだ時の水面標高の統計値	83
表 5.4 潮汐の主要4成分	85
表 5.5 最適化した潮汐4成分の振幅と位相	85
表 6.1 メコン流域の各観測点における年平均流量と相関係数	96

第1章 序論

Introduction

1.1 研究の背景

大陸河川による陸域水循環は、地球気候システムの一要素として重要であり、また河道や湿地における水域生態系の形成にも不可欠である。人類も食糧生産・エネルギー・衛星環境など多様な面で陸域の水資源に依存しており、洪水や渇水は社会に多大な損害をもたらしている。気候システムや水域生態系への理解を深めるという科学的要請、ならびに洪水予報や水資源アセスメントという社会的要請を背景に、全球河川モデルを用いて大陸河川による地球規模水循環を定量的に算定する研究が行われてきた。

全球河川モデルによって河川流量を算定する枠組みを図 1.1 に示した。この枠組全体への入力となるのは気象フォーシングである。気象フォーシングには地表面での気温・湿度・気圧・風速・降水量・下向き短波/長波放射などが含まれる。気象フォーシングを外力として、陸面過程モデルは地表面における水収支と熱収支を計算する。陸面過程モデルでは、陸面からの顕熱潜熱輸送・陸面からの上向き放射量・土壌中の水熱輸送・植生による降水遮断や蒸散・積雪などのプロセスが考慮されている。陸面モデルは、地表面から大気への潜熱顕熱フラックス・上向き短波/長波放射・蒸発散量および土壌からの流出量などを出力する。なお、大気大循環モデルの一要素として陸面モデルを扱うときは、陸面モデルの出力値が大気下端の境界条件として用いられる。

次に、全球河川モデルが陸面過程モデルが計算した土壌からの流出量を受け取り、河道網に沿って海洋もしくは内陸湖・内陸消失点までの水の輸送過程を計算する。河道網は各グリッドに一つ流下先グリッドを指定することで、グリッド間の上下流の関係を記述するデータである。大気海洋結合モデルの一要素として河川モデルが用いられる場合は、河口グリッドにおける流量が海洋モデルへの淡水フラックスの入力値となる。全球河川モデルは大気海洋結合モデルと切り離しても使用され、その場合は陸面水文プロセスの検証や水資源アセスメントに応用される。本研究では全球河川モデルによる流下過程の改良が主な論点となるので、ここでは河川流量算定の基本的なアルゴリズムを紹介する。

全球河川モデルは、地球表面を多数のグリッドに分割し、各グリッドにおける貯水量の時間発展を計算する。全球河川モデルでは貯水量 $\mathbf{S} = (S_1, S_2, \dots, S_N)^T$ が唯一の予報変数となる。ただし、 \mathbf{S} はグリッド i における貯水量 S_i を並べた貯水量ベクトルである（河川流量 $\mathbf{Q} = (Q_1, Q_2, \dots, Q_N)^T$ についても同様）。時刻 t における貯水量 \mathbf{S}^t からタイムステップ Δt 後の時刻 $t + \Delta t$ における貯水量 $\mathbf{S}^{t+\Delta t}$ は次のように計算される。まず、貯水量 \mathbf{S}^t から河川流量 \mathbf{Q}^t を診断的に計算する。このとき \mathbf{Q}^t は \mathbf{S}^t の関数として式(1.1)で導かれる。

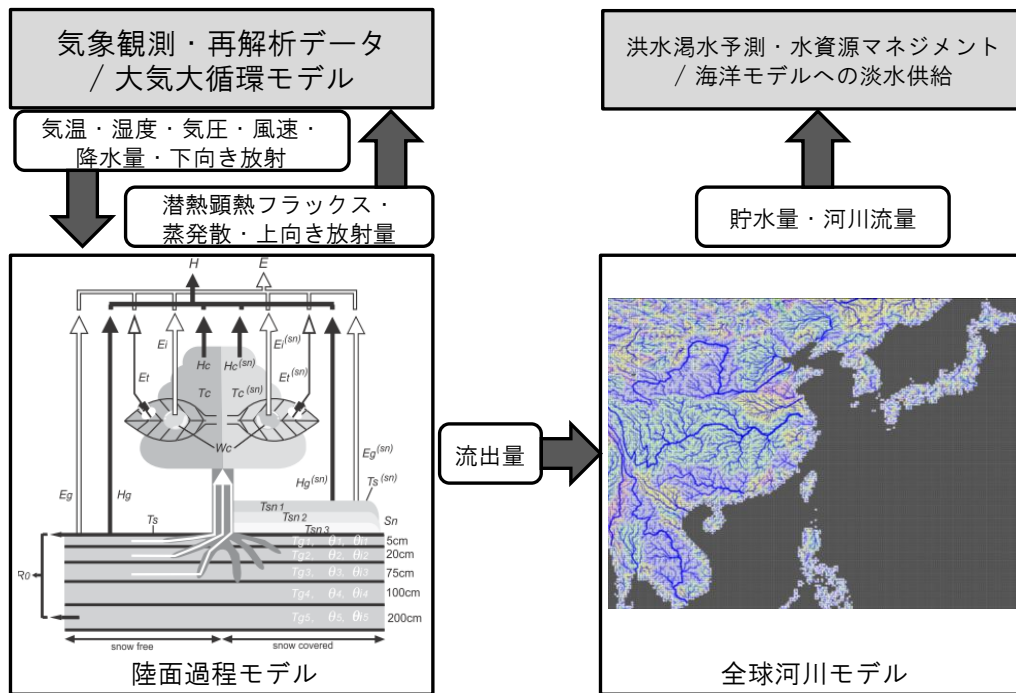


図 1.1 全球河川モデルによる河川流量予測の枠組み
陸面過程モデルの概念図は Takata et al. [2003] による。

$$Q^t = F(S^t) \quad (1.1)$$

ただし、グリッド*i*における河川流量 Q_i^t はグリッド*i*から河道網で指定される流下先グリッド*j*への時刻*t*から時刻*t* + Δ*t*の水フラックスと定義する。ほとんどのモデルでは、グリッド*i*の河川流量 Q_i^t はグリッド*i*の貯水量 S_i^t のみから診断されるが、本研究で新たに提案する全球河川モデルのように河川流量 Q_i^t の計算に下流グリッド*j*の貯水量 S_j^t を用いるような場合もあるので、式(1.1)では一般化してベクトル形式で記述した。次に連続式(1.2)を用いて各グリッドにおける時刻*t* + Δ*t*の貯水量 $S_i^{t+\Delta t}$ が予測される。

$$S_i^{t+\Delta t} = S_i^t + \sum_k^{Upstream} Q_k^t \Delta t - Q_i^t \Delta t + A_i R_i^t \Delta t \quad (1.2)$$

ただし、 A_i はグリッド*i*の面積、 R_i^t はグリッド*i*の時刻*t*における陸面モデルからの流出量である。また、添字*k*は河道網で指定されるグリッド*i*の上流グリッドを表す。式(1.1)による貯水量からの河川流量の診断と、式(1.2)による貯水量の時間発展の計算を繰り返すことで、全球河川モデルは貯水量と河川流量の時空間分布を計算する。

以上から、全球河川モデルによる河川流量の予測精度を向上させるには、(1)現実を反映した河道網を構築すること、(2)貯水量から適切に河川流量を診断することの2つが必要であることが分かる。次のセクションでは、全球河川モデルの発展の歴史を追うことで、既往研究がこれらの問題にどう取り組んで来たかをレビューする。なお、全球河川モデルとほぼ同様の枠組みの大陸河川スケールのモデルもレビュー対象に含めた。

1.2 既往の研究

全球河川モデルは、最初は大気海洋結合モデルにおける陸域から海洋への淡水フラックスを明示的に計算することで、地球規模の水循環を閉じさせるために開発された。海水の温度と塩分濃度で駆動される海洋大循環を適切に再現するには、陸域から海洋への淡水フラックスを現実的に見積もる必要がある。大気海洋結合モデルにおいて世界に先駆けて河川による水輸送を考慮したのは Manabe and Stouffer [1988] である。Manabe and Stouffer は、陸面モデルが計算した流出量を斜面勾配に従って輸送することで、河川による陸域から海洋への水輸送を表現した。

全球モデルの粗い解像度では、グリッド平均標高から計算した斜面勾配が現実の流下方向に対応しているとは限らない。そのため、地図などを参照して各グリッドの流下先グリッドを定めて現実的な河川の流れを表現した「河道網」が全球スケールの河川モデルで用いられるようになった。Vorosmarty et al. [1989] は南米アマゾン流域の 0.5° 解像度の河道網を、Miller et al. [1994] は全球 $2^\circ \times 2.5^\circ$ 解像度の河道網を作成し、河川モデルによる流下計算を試みた。各グリッドにおける河川流量は貯水量に比例するという線形貯留モデル(1.3)によって算定された。

$$Q_i^t = c_i S_i^t \quad (1.3)$$

ここで c_i は時定数であり、全球一様の値を用いる、斜面勾配などに応じて各グリッドに特有の値を定める、など様々な仮定が置かれる。また、次のグリッドまでの距離 L_i を考えると河道断面は S_i^t/L_i と計算できる。流量は平均流速 \times 河道断面となるので $c_i = v_i/L_i$ として時定数の代わりに流速 v_i を考えることもできる。河道網と線形貯留モデルを用いた同様の全球スケールの河川モデルは数多く開発されてきた [e.g. Liston et al., 1994; Sausen et al., 1994; Hagemann and Dümenil, 1998; Oki et al., 1999].

一般的に河道の流速は水位に応じて変化するため、河川モデルにおいて流速が一定というのは現実的ではない。そこで Arora and Boer [1999] や Oki et al. [2003] は河道幅 W を定義して水位 $h = S/LW$ から Manning 則(1.4)によって時間的に変動する流速の算定を行った。

$$v = n^{-1} i_0^{\frac{1}{2}} h^{\frac{2}{3}} \quad (1.4)$$

ただし、 n はマンニングの粗度係数、 i_0 は河床勾配である。マンニング式は水理学などで用いられる1次元流れの運動方程式(1.5)からも導出することができる。

$$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} + i_0 - i_f = 0 \quad (1.5)$$

ここで左辺第1項と第2項は加速度項（移流と慣性）、第3項が水圧項、第4項が地形勾配、第5項が摩擦勾配である。このうち、加速度項と水圧項を除き、摩擦勾配をマンニング粗度係数の経験式で置き換えると、流速を算定するマンニング則(1.4)を導出することができる。そのため、マンニング式による流速の算定は「物理的」と言うこともできるが、これは(1)長方形河道を仮定して貯水量から水深を $h = S/LW$ と求められる場合かつ(2)運動方程式(1.5)で水圧項が無視できる場合のみで真である。そのため、マンニング則による流量算定が「物理的」といえるのは、河川の上流域など地形勾配が急で河道からの氾濫が起こらない場合に限られるため、全球河川モデルとしては十分に「物理的」とは言えなかった。

より現実的な流量計算を達成するために、貯水量から水深を算定する手法について研究が行われてきた。流量計算の精度を上げるには、特に洪水時の氾濫原への浸水によって水位上昇が抑制されることを表現する必要がある。Coe et al. [2002, 2007] と Decharme et al. [2008] と Beighley et al. [2009] は、河道に加えて氾濫原を各グリッドの貯水槽として定義し、水位が河道深を超えると氾濫原への浸水が始まり水位上昇が抑制される効果を表現した。貯水量と浸水域の関係を記述するために、これらの研究では高解像度の地形データを用いてグリッド内の氾濫原地形分布を統計的に表現するといった手法が取られた。氾濫原を考慮することで、洪水時の水位上昇が抑制されて大陸河川における洪水波がゆっくりと下流へ伝搬する現象などがある程度予測できるようになった。

しかしながら、貯水槽として氾濫原を導入し水位の予測精度を高めるだけでは、大陸河川における大規模洪水を「物理的」に十分に説明しているとは言えない。前述のとおり大陸河川で氾濫原が広がる地域では地形が非常に平坦であるため、水の流れは地形勾配よりも水面勾配で規定されるためである。大陸河川における大規模洪水の表現には運動方程式(1.5)における水圧項の考慮が必要であったが、それを達成した全球河川モデルは既往研究には存在しなかった。水圧項の計算には上流グリッドと下流グリッドで水面勾配を計算する必要があるため、各グリッドでは相対的な水位だけでなく絶対的な水面標高を予測しなくてはならない。

1.3 研究の目的

本研究の目的は、全球河川モデルの枠組みで大陸河川における大規模洪水の物理的な表現を達成することである。ここで「物理的」とは、大陸河川の流域スケールで見たときに洪水波が上流から下流へと伝搬するメカニズムが十分に考慮されていることを指す。具体的には大規模洪水の物理的モデリングは、(1)大陸河川モデルのグリッドスケール（数 km～数 10 km）で貯水量と浸水域と水位の関係を適切に表現することができること、(2)グリッド間の水輸送が水面勾配（水位差）で駆動されること、の両者を満足する必要がある。これを達成するため、全級河川モデルにおいて以下の点を改良する。

- 各グリッドにおける貯水量と水位・浸水域の関係を、実際の地形を反映して記述する手法を開発する。また、各グリッドにおける相対的な水位だけでなく、隣接グリッドとの水面勾配を計算するために絶対的な水面標高の予測を可能にする。
- グリッド間の水面勾配を考慮した河川流量・流速を算定する流下計算の新たなアルゴリズムを、数値安定性と計算速度の双方を満足するように開発する。
- 流量予測精度の向上には、全球スケールで利用可能な衛星地形データの誤差特性を解析し、現実的な地形を抽出する必要がある。その手法についても議論する。

また、大規模洪水を物理的に表現する全球河川モデルの構築を通して、大陸河川の水動態に関する以下の事項を議論する。

- 大規模洪水の物理モデル化を行うことで、全球河川モデルによる河川流量の予測精度はどの程度向上するかを算定する。また、大陸河川における日単位の流量変動を支配している水動態プロセスを明らかにする。
- 大規模洪水の物理的モデリングを達成することで、河川流量に加えて浸水域と水面標高が予測可能になる。これら新たに予測される物理量がどの程度現実的であるかを、衛星観測データなどで広域的に検証して全球河川モデルのロバストさを確認する。
- 全球河川モデルにおいて水輸送プロセスを物理的に表現することで、新たにモデルによる再現が可能になる大陸河川の水動態現象について議論する。

1.4 研究の構成

本論文では、新たな全球河川モデルの開発とその応用について述べる。前半の第2章～第4章で新たなモデルの開発過程について説明する。

- 第2章では、新たに開発した大規模洪水の物理過程を考慮した全球河川モデルの詳細について説明する。また、開発したモデルを用いて全球スケールの河川流量シミュレーションを行い、大規模洪水の物理的モデリングによって河川流量などの予測精度がどのように向上するかを示す。

- 第 3 章では、開発した全球河川モデルの特徴である衛星地形データからの河道網と地形パラメータの抽出方法について説明する。
- 第 4 章では地形パラメータの元となる衛星地形データにどのような誤差が含まれるのかを解析し、氾濫計算に適切な地形を抽出するには必要な修正方法について議論する。

また、後半の第 5 章と第 6 章では開発した全球河川モデルを応用して大陸河川における水動態の解析を行った。

- 第 5 章では、アマゾン川における水位変動を対象に、開発した全球河川モデルが水位変動のメカニズムを適切に表現しているかを議論した。また、予測される水面標高が衛星観測データなどと比較して妥当であるかも検証した。
- 第 6 章では、メコン川流域を対象に気候モデルを用いた温暖化実験の出力データを用いて将来の洪水状況を予測した。ここでは、洪水の物理を全球河川モデルで表現することで、将来予測にどのような新しい知見を提供できるかを議論した。

最後に、第 7 章に結論および今後の展望を示した。

第 2 章 氾濫原浸水過程を物理的に表現した 全球河川モデルの構築

A physically-based description of floodplain inundation dynamics
in a global river routing model

Abstract

Current global river routing models do not represent floodplain inundation dynamics realistically because the storage and movement of surface waters are regulated by small scale topography rather than the commonly used spatial resolution of global models. This chapter proposes a new global river routing model, CaMa-Flood, which explicitly parameterizes the sub-grid-scale topography of a floodplain, thus describing floodplain inundation dynamics. The relationship between water storage, water level, and flooded area in the model is decided on the basis of the sub-grid-scale topographic parameters based on 1 km resolution digital elevation model. Horizontal water transport is calculated with a diffusive wave equation, which realizes the backwater effect in flat river basins. A set of global-scale river flow simulations demonstrated an improved predictability of daily-scale river discharge in many major world rivers by incorporating the floodplain inundation dynamics. Detailed analysis of the simulated results for the Amazon River suggested that introduction of the diffusive wave equation is essential for simulating water surface elevation realistically. The simulated spatiotemporal variation of the flooded area in the Amazon basin showed a good correlation with satellite observations, especially when the backwater effect was considered.

2.1 はじめに

地表水の循環過程は気候システムの一要素として重要である。陸上への降水のうち約 60% は蒸発散となり大気に戻るが、残りの大部分は河川を通して海洋や内陸湖へ流出する [Oki and Kanae, 2006]。陸域から海洋への淡水供給は熱塩循環を介して気候システムに影響を及ぼしている [e.g. Driscoll and Haug, 1998]。湖沼や湿地の水表面は、大気陸面間の熱交換と水交換を変化させ地域気候に影響を与える [e.g. Coe and Bonan, 1997; Krinner, 2003]。湿地はメタンガスの最大の排出源となっている [Houweling et al., 1999] ことを踏まえると、長期的には湿地からのガス排出は気候システムにとって重大な影響を及ぼしうる。また、河川流量は人類および生態系が利用可能な淡水資源として評価できるので、地表水動態の時間空間分布を理解することは水資源マネジメントにも役立つと言える [Oki and Kanae, 2006]。

近年の衛星観測技術の進歩により全球スケールで地表水の貯留と輸送に関する様々な情報が入手可能になった。例えば、マイクロ波を主とした氾濫面積の観測 [Prigent et al., 2007; Papa et al., 2010b] , 衛星高度計による水面標高の観測 [Birkett et al., 2002; Enjorras and Rodriguez, 2009] , 合成開口レーダー干渉計を用いた水面標高の空間分布の導出 [Alsdorf et al., 2000, 2007] , 衛星重力計による地表水貯留量の観測 [Tapley et al., 2004] などが挙げられる。しかしながら、これらの地表水の貯留と輸送過程の詳細は、大陸～全球スケールの河川モデルでは十分に表現されてきたとは言い難い。大陸～全球スケールの河川モデルは世界の主要河川での地表水輸送を計算できる実質的に唯一のツールであるため [e.g. Miller et al., 1994; Oki et al., 1994] , これらのモデルで地表水動態の詳細プロセスが欠けていることは水循環研究にとって大きな問題となっている。

大陸～全球スケールの河川モデルでは、計算機資源の制約等のため比較的到低解像度の計算グリッド（大陸スケールモデルでは 10 km 程度、全球スケールモデルでは 50 km～100 km）が用いられてきた。このような低解像度のグリッドでは河道や氾濫原の形状といった詳細な地形を表現できないため、例えば自然堤防や溪谷といった地形の凹凸に沿った水の流れという地表水輸送の物理プロセスを陽に表現できなかった。地形の凹凸を陽に表現して流れの計算を行う代わりに、大陸～全球スケールの河川モデルではデジタル標高モデル（DEM）や世界地図をもとに作製された「河道網」によってグリッド間の水が流れる方向をあらかじめ記述し、河川流量の計算を行っていた [e.g. Oki and Sud, 1998; Döll and Lehner, 2002]。そのため、全球モデルの解像度より非常に小さいスケールの地形に規定される氾濫面積や水深といった水の貯留形態の表現はほぼ不可能であった。

衛星リモートセンシングによって高解像度（1 km 以下）で全球をカバーする DEM が収集され、大陸河川における地表水動態を記述するのに十分と考えられる詳細な地形情報は既に入手可能である [Sanders et al., 2007]。例えば、Shuttle Radar Topography Mission の SRTM DEM や Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model (ASTER GDEM) は、とりわけ高解像度（それぞれ 90 m と 30 m）の全球 DEM である。それらに加えて、HydroSHEDS や Hydro1k といった高解像度の全球表面流向データ（それぞれ 90 m と 1 km 解像度）が全球 DEM を元に作製されてきた [Lehner et al., 2008]。これらの高解像度 DEM や表面流向データを用いれば地表面の詳細地形を十分表現できるので、比較的小規模な範囲では物理過程に基づいた 2 次元氾濫モデルでの洪水氾濫計算が実行可能である [e.g. Dutta et al., 2000; Bates and De Roo, 2000; Wilson et al., 2007; Biancamaria et al., 2009]。小規模な範囲の計算をスケールアップすることも考えられるが、計算コストが過大となるため 2 次元氾濫モデルを全球スケールにまで拡張することは実現が難しい。

そのかわりに、いくつかの大陸～全球スケールの河川モデルでは詳細な地表水動態をサブグリッドスケールのプロセスとして表現する手法をとっている。最初に、氾濫原・湖沼・湿地などによる地表水貯留を概念モデルで表現する手法があげられる [e.g. Coe et al., 2002; Döll et al., 2003]。このアプローチでは地表水貯留による流出遅れを概念的に考慮すること

で河川流量の季節変動予測の精度が改善された。しかし、概念モデルは河道や氾濫原の地形情報を扱わなかったため、水深や氾濫面積といった詳細な地表水の貯留形態は表現できなかった。より進歩したモデルでは、水貯留量と氾濫面積との関係をサブグリッド地形に用いて記述し、氾濫面積の陽な予測を試みている [Coe et al., 2008; Decharme et al., 2008]。しかしながら、水面標高と水面勾配はグリッドボックス内の平均値や分散から確率分布などを用いて導出した地形パラメータでは精度よく再現できなかったため、水面勾配に基づいてグリッド間の水輸送を物理的に妥当に解くことはできなかった。そこで本章ではこれまでの手法を改善して、サブグリッド地形情報に基づいて貯水量と氾濫面積と水深の関係をより現実的に記述する新たな手法を提案する。

本章では、新たに開発した全球河川モデル (Catchment-based Macro-scale Floodplain model: CaMa-Flood) の枠組みを 2.2 節で記述し、モデル中のサブグリッド地形パラメータの導出方法を 2.3 節で説明した。開発した全球河川モデルを用いた河川流量シミュレーションの設定を 2.4 節で説明し、2.5 節にてシミュレーション結果を多様な地表水動態の観測データと比較することでモデルの検証を行った。また、地形パラメータに対する河川モデルの感度実験を 2.6 節で行った。付録として流下計算における質量保存と計算の安定性を保証するための工夫について 2.7 節で説明した。最後に第 2 章のまとめを 2.8 節に述べた。

2.2 開発した全球河川モデルの枠組み

CaMa-Flood は分布型の全球河川モデルで、陸面過程モデルから入力された流出量を所与の河道網に沿って海洋や内陸湖まで流下させる。モデルが計算するのは、各グリッドにおける河道貯水量・氾濫原貯水量・河川流量・水深・氾濫面積である。モデルの予報変数は河道と氾濫原の総貯水量のみで、残りの変数は総貯水量から診断的に計算させる。第 2 章ではモデルの解像度は 0.25 度 (赤道下で約 25 km) としたが、解像度は自由に変更することができる。

モデルの各グリッドには、図 2.1 に示されたように河道と氾濫原の貯水槽が定義される。ただし、氾濫原貯水槽は該当グリッドの集水域 (土壌からの流出がグリッドの河道に集められる領域) の全てを含むため、実際には氾濫しない地域も氾濫原貯水槽に含まれている点に注意が必要である。河道と氾濫原は連続した貯水槽として扱われ、河道から溢れた水が氾濫原に流れるよう接続されている。河道と氾濫原の貯水量は計算タイムステップの初めに水面標高が等しくなるように調整される。一つのグリッドに河道と氾濫原の貯水槽を定義し、氾濫面積と水深を貯水量と関係づけるというアイデアは、古くは Zanobetti et al. [1970] が提案したものであり、いくつかの氾濫モデルでも採用されている [e.g. Bates, 2000]。

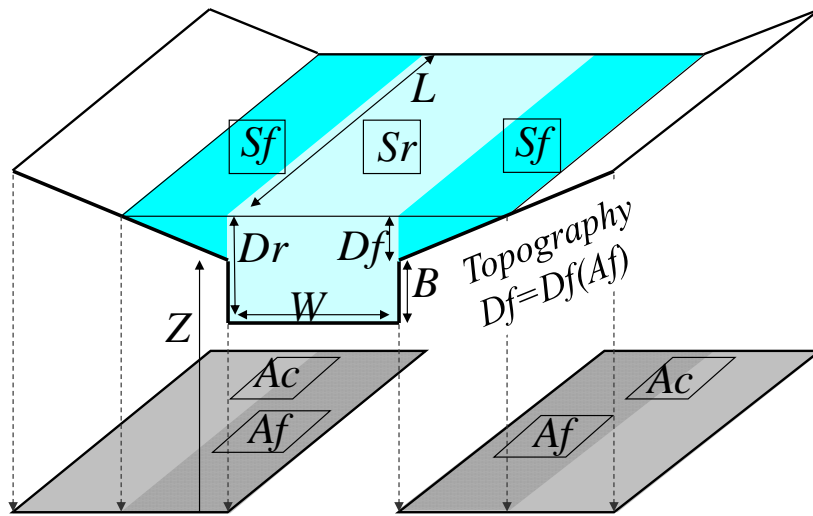


図 2.1 各グリッドに定められた河道貯水槽と氾濫原貯水槽の概念図
 図中のパラメータと変数については表 2.1 にまとめた

表 2.1 CaMa-Flood のパラメータと変数の一覧

記号	パラメータ名	単位	記号	変数名	単位
L	河道長	m	S	総貯水量 ($S_r + S_f$)	m^3
W	河道幅	m	S_r	河道貯水量	m^3
B	河道深	m	S_f	氾濫原貯水量	m^3
Z	河道標高	m	D_r	河道水深	m
X	下流グリッドまでの距離	m	D_f	氾濫原水深	m
A_c	単位集水域面積	m^2	H	有効水深	m
n	マンニングの粗度係数	$m^{-1/3}s^{-1}$	A_f	氾濫面積	m^2
			R	陸面モデルからの流出量	ms^{-1}
			Q	流量	m^3s^{-1}
			R_{up}	年最大 30 日上流流出量	m^3s^{-1}
			v	流速	ms^{-1}
			i_0	河床勾配	-
			i_{sfc}	水面勾配	-
			i_f	摩擦勾配	-

河道貯水槽は直方体と仮定され河道長 L と河道幅 W と河道深 B の 3 つのパラメータを持つ。氾濫原貯水槽は、地形パラメータとして単位集水域面積 A_c を持ち、さらに氾濫面積 A_f と氾濫原水深 D_f を関係づける氾濫原地形分布関数 $D_f = D(A_f)$ を与えられる。単純化のため、氾濫原地形分布関数 $D_f = D(A_f)$ は氾濫面積 A_f の単調増加関数として考える。この単純化は、氾濫原には窪みが存在せず、浸水は必ず河道に近い低い地域から始まるという仮定に基づいている。また、湖沼や湿地といった全ての水溜まりは CaMa-Flood の中では「氾濫原貯水槽」として扱われている。これらの地形パラメータの導出方法は、2.3 節で詳しく説明する。

各グリッドの総貯水量 S から、連立方程式(2.1)または(2.2)を解くことで、河道貯水量 S_r 、氾濫原貯水量 S_f 、河道水深 D_r 、氾濫原水深 D_f 、氾濫面積 A_f 、が診断的に計算される。氾濫開始貯水量 S_{ini} を河道長 L 、河道幅 W 、河道深 B を用いて $S_{ini} = BLW$ と定義し、総貯水量 S が氾濫開始貯水量 S_{ini} を下回り河道のみに水が存在する時は連立方程式(2.1)を用いる。

$$\begin{aligned}
 S_r &= S \\
 D_r &= \frac{S_r}{WL} \\
 S_f &= 0 \\
 D_f &= 0 \\
 A_f &= 0
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

氾濫開始貯水量 S_{ini} を上回り氾濫原の浸水が起こる時は連立方程式(2.2)が用いられる。

$$\begin{aligned}
 S_r &= S - S_f \\
 D_r &= \frac{S_r}{WL} \\
 S_f &= \int_0^{A_f} (D_r - D(A)) dA \\
 D_f &= D_r - B \\
 A_f &= D^{-1}(D_f)
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

連立方程式(2.2)の $D_f = D_r - B$ は河道と氾濫原の水面標高は等しいということを意味している。これは、河道と氾濫原で水面標高が等しくなるように各タイムステップの初めに瞬時的に貯水量が調整されるという仮定に基づいている。関数 $D^{-1}(D_f)$ は氾濫原地形分布関数 $D_f = D(A_f)$ の逆関数で氾濫面積 A_f を氾濫原浸水 D_f の関数として表している。氾濫原地形分布関数 $D_f = D(A_f)$ は単調増加関数と仮定しているので、連立方程式(2.2)は解くことができる。

これに加え、河道標高 Z （河道上端の標高、図 2.1 を参照）および下流グリッドまでの距離 X を各グリッドの地形パラメータとして与える。これら 2 つのパラメータは、上流グリッドと下流グリッドの間の水面勾配を計算する際に用いられる。

水平方向のグリッド間水輸送は、各グリッドの下流グリッドを指定した河道網に沿って計算される。各グリッドは下流グリッドを一つだけ持つと仮定することで、1 次元の河道に

従って河川流量を計算することが可能となる。この仮定では河川の流れを表現することはできないが、河川の流れは大河川の河口デルタなどに限られるため全球スケールのモデルではそれほど重要ではないと言える。また、氾濫原同士の水交換は河道の流れに比べて小さいので [Alsdorf et al., 2010] , 水平方向のグリッド間水輸送は河道の水交換のみを考えた。

グリッド間の河川流量は拡散波方程式(2.3)で計算される。

$$\frac{\partial D_r}{\partial x} + i_o - i_f = 0 \quad (2.3)$$

ただし、 D_r は河道水深、 x は流下方向の距離、 i_o は河床勾配、 i_f は摩擦勾配である。拡散波方程式は1次元のSt. Venant運動方程式を慣性項と移流項を無視して簡略化したものである。これら2項は水圧項、河床勾配、摩擦勾配に比べて大陸河川の自然状態の流れでは十分に小さい [Moussa and Bocquillon, 1996] ので、拡散波方程式の採用は物理的に妥当であると言える。拡散波方程式(2.3)の第1項と第2項の和は水面勾配 i_{sfc} となり以下の式(4)で記述できる。

$$i_{sfc} = \frac{(Z_i - B_i + D_{ri}) - (Z_j - B_j + D_{rj})}{X_i} \quad (2.4)$$

添え字 i と j はそれぞれ該当グリッドとその流下先グリッドを表す。 X_i はグリッド i からグリッド j までの距離である。項 $Z_i - B_i + D_{ri}$ はグリッド i の水面標高を表す (図 2.1 参照)。拡散波方程式では水面勾配に基づいて流速が算定されるので、下流の水位が上流の流量に影響を及ぼす背水効果を再現することができる。

摩擦勾配 i_f はマンニングの式(2.5)で与えられる。

$$i_f = n^2 v^2 H^{-\frac{4}{3}} \quad (2.5)$$

ただし、 n はマンニングの粗度係数、 v は流速、 H は径深である。マンニングの粗度係数は全球一様で $n = 0.03$ とした。また、マンニングの粗度係数に対するモデルの感度については2.6節で議論した。ここで、大陸河川では川幅は水深に比べて十分に大きいことを考慮すると、径深は有効水深（水が流れうる断面の水深）で近似することができる。有効水深は式(2.6)で表わされる。

$$H = \max[D_{ri}, (Z_j - B_j + D_{rj}) - (Z_i - B_i)] \quad (2.6)$$

最大値を比較する関数の 2 番目の項 $(Z_j - B_j + D_{rj}) - (Z_i - B_i)$ は、上流側より下流側の水面標高が高く逆流が発生する場合に必要な [Horrit and Bates, 2002]. 式(2.5)を拡散波方程式(2.3)に代入することで、流速を以下の式(2.7)から求めることができる。

$$v = \frac{i_{sfc}}{|i_{sfc}|} n^{-1} |i_{sfc}|^{\frac{1}{2}} H^{\frac{2}{3}} \quad (2.7)$$

ただし、正の流速は上流から下流への流れ、負の流速は下流から上流へ逆流する流れを表す。最後に、河川流量 Q が流速 v と流れの断面 $A = HW$ から式(2.8)で求められる。

$$Q = vA = vHW \quad (2.8)$$

各グリッドの貯水量 S_i 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、陸面過程モデルからの入力流出量を考慮した連続式(2.9)で計算される。

$$S_i^{t+\Delta t} = S_i^t + \sum_k^{Upstream} Q_k^t \Delta t - Q_i^t \Delta t + A_{ci} R_i^t \Delta t \quad (2.9)$$

ここで、 t は時間、 Δt は時間ステップ、 k はグリッド i の上流グリッドを表す。厳密な質量保存と計算安定性を保証するための計算手法の詳細については 2.7 節にまとめた。

2.3 河道網と地形パラメータの導出

CaMa-Flood のサブグリッド地形パラメータ (図 2.1 および表 2.1 参照) は各グリッドにおいて貯水量と氾濫面積と水深との関係を定義するものである。それゆえに、地表水動態の計算精度を高めるためには、これらのパラメータを現実的に定めることが重要である。ここでは、Flexible Location of Waterways (FLOW) method [Yamazaki et al., 2009] を用いて、高解像度の表面流向データとデジタル標高モデル (DEM) から河道網と地形パラメータを導出する手法を説明する。なお、FLOW method による河道網抽出手法の特徴は第 3 章で詳細に議論する。

FLOW method に入力する高解像の表面流向データとして、本章では The Global Drainage Basin Database (GDBD) [Masutomi et al., 2009] を用いた。GDBD は 1 km 解像度のラスターデ

一タで、各ピクセルの流下方向を隣接 8 方向で表現することで、南極とグリーンランドを除いて全球スケールで河川ネットワークを表現している。

また、FLOW method への入力 DEM としては、SRTM30 (NASA の Shuttle Radar Topography Mission による 30 秒解像度の DEM) が用いられた。SRTM30 はほぼ全球をカバーする DEM の中では最も精度が高いものの一つであり、GDBD の表面流向データとも解像度がほぼ等しいので使い勝手が良い。ただし、SRTM30 と GDBD では座標系が異なるので、ここでは SRTM30 を空間内挿することで GDBD と同じ座標系・解像度の DEM を作成した。また、SRTM30 には水の流れを妨げる窪みが存在するが、それらは第 4 章にまとめた DEM 修正アルゴリズムにて取り除かれた。また、SRTM30 には植生キャノピーによるシステム誤差も含まれるため [Sun et al., 2003] 氾濫原の地形分布が正確に導出できない可能性もある。しかしながら、全球スケールで植生キャノピーの影響を除去することは不可能であるため、本章では植生誤差に関しては特別な修正は行わなかった。

FLOW method によって CaMa-Flood での計算に用いる河道網と地形パラメータを導出する手順を、図 2.2 を用いて説明する。図 2.2a と 2.2b の赤線で示されているのは、1 km 解像度の表面流向データから抽出した河道位置である。図 2.2 では説明を簡単にするため 3 度解像度の例を示したが、実際には FLOW method は任意解像度で河道網と地形パラメータを導出することができる。本章の実験で用いたのは、0.25 度解像度 (赤道下で約 25 km) で作成した河道網である。この節では分かり易さのために、高解像度の格子を「ピクセル」、低解像度の格子を「セル」と説明する。より詳細な図を用いたパラメータ導出の手順は第 3 章で説明する。

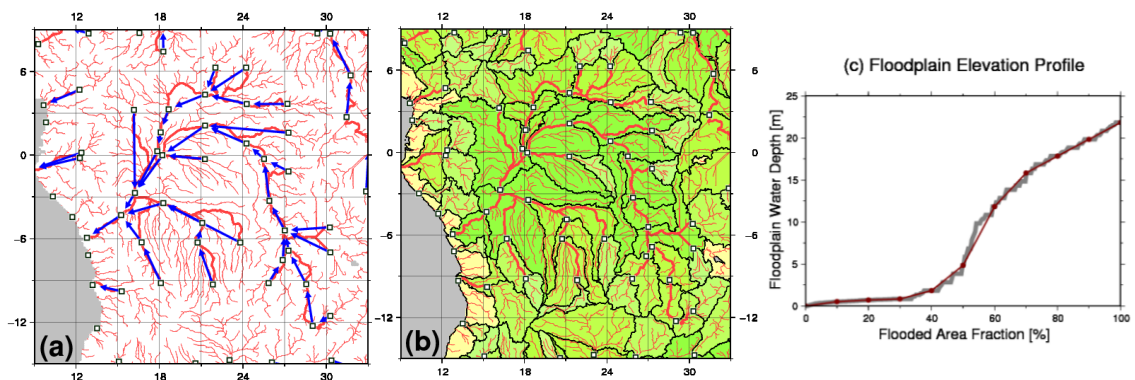


図 2.2 河道網とサブグリッド地形パラメータを抽出手順の概念図

- (a)各セルの代表ピクセル(緑色の四角)を選出し、河道網(青色の矢印)を構築する。
- (b)各代表ピクセルに集水されるピクセル群を単位集水域(黒線の区切り)とする。
- (c)単位集水域内の標高の CDF(灰色線)から氾濫原地形分布関数(赤線)を作成する

最初に、CaMa-Flood の流下計算で用いる河道網を GDBD から抽出する。ここでは、ある低解像度セルに含まれる GDBD ピクセルの一つを、そのセルの「代表ピクセル」として選択

する(図 2.2a に緑色の四角で示した). 代表ピクセルは上流流域面積を基準に選択されるが, 具体的な選択手法は Yamazaki et al. [2009] および第 3 章にまとめてある. 代表ピクセルから高解像度の表面流向データを下流に辿り, 最初に到達した別の代表ピクセルが含まれるセルを, 流下先セルとして定める(各ピクセルの流下先セルを図 2.2a に青色の矢印で示した). 詳しくは第 3 章で説明するが, 流下先セルを隣接 8 セルに限定せず任意のセルから選択できることが FLOW method の特徴である. あるグリッドの代表ピクセルから表面流向データを下流へ辿ったが別の代表ピクセルに到達せずに表面流向データの河口ピクセルに到達した場合は, その代表ピクセルが含まれるセルは河道網では河口セルとして扱われる.

次に, 各セルの代表ピクセルの標高を, そのセルの河道標高 Z (図 2.1 に示された河道上端の標高)として定義する. 河道標高は GDBD の表面流向で示された河道上のピクセルから抽出され, さらに SRTM30 の標高データは第 4 章に示したアルゴリズムで上流の標高より下流の標高が低くなるように修正されているため, 導出した河道網に沿った河道標高は水の流下を妨げる「負の勾配」[Arora and Boer, 2000]を生じない. このため, CaMa-Flood の流下計算に用いられる河道標高は, 既存の河川モデルで用いられてきたグリッド平均標高に比べて, 河川地形に関する不確実性が減少しているといえる.

つづいて, 各セルとその上流セルの代表ピクセル間の距離を高解像度の表面流向データに沿って計測し, それを河道長 L とする. 上流セルが複数存在する場合は, 最大の上流流域面積を持つ上流セルを選択する. 最上流にあるセルに関しては, 上述の方法では河道長が計算できないので, 赤道上におけるセルの大きさ(東西方向)の半分を河道長として定めた. この手法は 1 km 解像度での河川の蛇行を考慮しているため, グリッド中心間の距離を用いる既存河川モデルの仮定よりも現実的であると考えられる. また, 各セルの下流セルまでの距離 X も, そのセルと下流セルの代表ピクセル間の距離を表面流向データにそって計測することで定めた.

その次に, 各セルの代表ピクセルに集水される GDBD ピクセルの集合を, そのセルの単位集水域として定めた(図 2.2b の黒線で区切られた領域). 単位集水域に含まれるピクセルの総面積を, そのセルの集水面積 A_c として定義した. CaMa-Flood の流下計算は, 長方形のグリッドボックスではなく, この単位集水域単で実行される.

最後に, それぞれのセルの単位集水域に含まれる GDBD ピクセル標高の累積分布関数(CDF)を作成し(図 2.2c の灰色線), これをそのセルの氾濫原地形分布関数 $D_f = D(A_f)$ とする. 図 2.2c の横軸は氾濫面積割合(集水面積 A_c に対する氾濫面積 A_f の百分率)を表す. 氾濫は河道に近い標高の低いピクセルから河道から離れた標高の高いピクセルという順序で起こるといふ仮定の下で, この CDF は貯水量と水深と氾濫面積の関係を記述することができる. 計算負荷を減らすために, モデル中ではこの CDF の各 10 パーセンタイル点を結んだ線(図 2.2c の赤線)が氾濫原地形分布関数として用いられる.

川道幅 W と河道深 B は GDBD および SRTM30 には表現されていないため, これらの地形パラメータは河川流量の気候値の関数として経験的に定めた. ここでは, 陸面過程モデルで

計算した日単位の流出量 [Kim et al., 2009] を 1981 年～2000 年の 20 年間で平均した気候値を用いた。日単位流出量の気候値から河道網を用いて各グリッドにおける日単位の上流総流出量を計算し、1 年のうち連続する 30 日間の平均上流流出量が最大となるものを 30 日上流流出量 R_{up} (m^3/s) とした。既往の研究における同様のパラメタリゼーションでは年平均流量が用いられたが [e.g. Arora and Boer, 2007]，本章で 30 日上流流出量を用いたのは河道幅や河道深は年平均流量よりも洪水流量に規定されると考えたためである。

本章では、観測のない河川でのシミュレーションも行うため、流域ごとにパラメータ調整を行わずに、全球すべての河川における河道幅と河道深を一組の経験式を用いて記述した。河道幅 W (m) と河道深 B (m) は式(2.10)および式(2.11)で定めた。

$$W = \max[1.00 \times R_{up}^{0.7}, 10.0] \quad (2.10)$$

$$B = \max[0.035 \times R_{up}^{0.5}, 1.00] \quad (2.11)$$

式(2.10)および式(2.11)中の係数は、流量シミュレーションを繰り返し、試行錯誤によって得られたものである。これらの式から求められる河道幅と河道深を図 2.3 に示した。また、CaMa-Flood の河道幅および河道深パラメータに対する感度については 2.6 節で議論した。

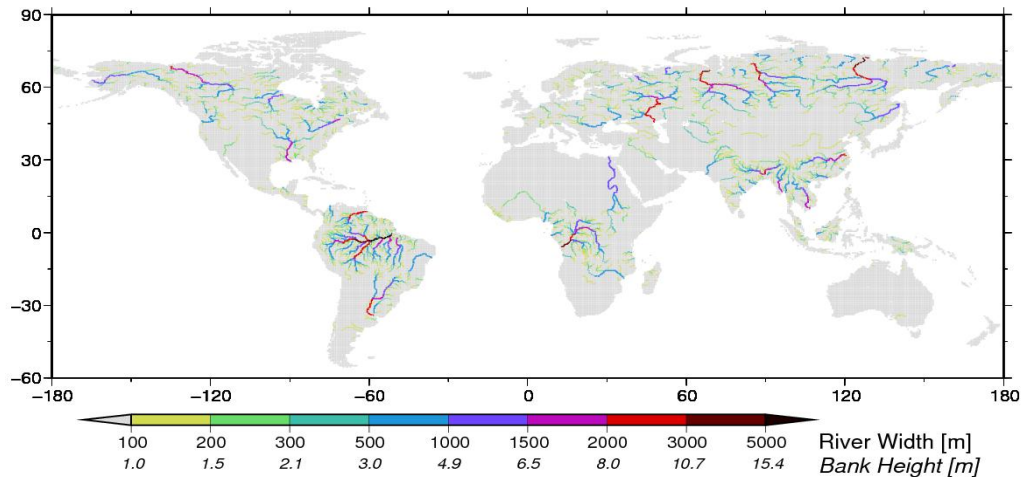


図 2.3 経験式で定めた河道幅と河道深パラメータ

ここ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 S から、河道貯水量 S_r 、氾濫原貯水槽 S_f 、河道水深 D_r 、氾濫原水深 D_f 、氾濫面積 A_f 、下流グリッドへの水面勾配 i_{sfc} が診断できる。

2.4 全球河川シミュレーションの設定

本章では、開発した CaMa-Flood を用いて設定の異なる 3 つの実験 (FLD+Diff, FLD+Kine, NoFLD) を行った。FLD+Diff は 2.2 節と 2.3 節で説明した CaMa-Flood の標準設定を用いたシミュレーションで、河道と氾濫原の双方の貯水槽を考慮し、支配方程式として拡散波方程式 (Diffusive Wave Equation) を導入している。FLD+Kine は拡散波方程式に代わって地形勾配に従って流速と流量を計算する運動波方程式 (Kinematic Wave Equation) を支配方程式に用いている。背水効果は水面勾配に従って流速と流量を算定する拡散波方程式だけで再現されるので、FLD+Diff と FLD+Kine の結果を比較することで、拡散波方程式の導入による背水効果の再現が河川流量シミュレーションに及ぼす効果を議論することができる。NoFLD は河道深 B を無限大と設定することで、氾濫原の貯水効果を排除した実験である。NoFLD では運動波方程式を流量と流速の算定に用いた。FLD+Kine と NoFLD のシミュレーション結果を比較することで、氾濫原貯水槽を導入したことによる貯水効果の再現が河川流量シミュレーションに与える影響を議論することができる。

運動波方程式では、流速は式(2.12)で算定される。

$$v = n^{-1} i_0^{\frac{1}{2}} H^{\frac{2}{3}} \quad (2.12)$$

ただし、 v は流速、 n はマンニングの粗度係数、 i_0 は河床勾配、 H は有効水深(径深)である。

河道網の空間解像度は 0.25 度(赤道下で約 25 km)、計算ステップの時間解像度は FLD+Diff では 5 分、FLD+Kine および NoFLD では 10 分とした。拡散波方程式での流量計算は本質的に計算不安定を引き起こす可能性があるが、FLD+Diff の計算ステップはそれを回避するように注意深く設定した。CaMa-Flood への入力フォーシングとなる土壌からの流出量は、再解析 JRA-25 ベースの降水量・気温・地表面気圧・風速などのうち降水量の平均値のみを雨量計観測データベース GPCC で補正したものを陸面過程モデルに与えることで計算した Kim et al. [2009] のプロダクトを用いた。この流出量プロダクトは 1 度解像度のグリッドで準備されており、0.25 度解像度の集水域が近接する 1 度解像度グリッドの流出量を入力値として用いた。流出量 R は (m/s) 単位で与えられているため、これに単位集水域面積 A_c を掛けることで式(2.9)に示されるようにモデルへ入力される水の体積 (m³/s) を計算した。この空間内挿の方法では、長方形グリッド要素で計算された流出量を、厳密に質量保存を満たすように CaMa-Flood に与えることはできない。しかし本章の目的は、拡散波方程式と氾濫原貯水槽の導入が河川流量シミュレーションに与える効果を議論する点にあるので、ここでは厳密な質量保存は無視することとした。計算は 1980 年から 2000 年の 21 年の期間で実行し、最初の 1 年をスピニアップとして除外した残り 20 年を解析対象とした。

流量の算定に下流の水面標高が必要となる拡散波方程式を用いた FLD+Diff では、海面水位(もしくは内陸湖の水位)が河口境界条件として必要である。本章では河口セルから 10 km

先に架空の海洋を想定して水面勾配の計算を行った。海面もしくは内陸湖の水位は河口セルの河道標高に等しいと仮定した。一方で、運動波方程式を用いた FLD+Kine と NoFLD では河口境界条件は必要ない。

2.5 全球河川シミュレーションの結果

開発した CaMa-Flood の特徴を議論するため、最初にアマゾン川流域でのシミュレーション結果を詳細に解析した。次に、全球の主要河川でのシミュレーション結果を解析し、全球河川モデルとしての CaMa-Flood のロバストさを評価した。

2.5.1 アマゾン川流域

アマゾン川流域のシミュレーション結果を現地観測データと衛星観測データで検証した。アマゾン川の本流沿いには世界でも最大規模の氾濫原が広がっており、氾濫原貯水槽を導入したことで水循環の再現性が大幅に向上することが期待できる。アマゾン川流域の河道網を図 2.4 に示した。

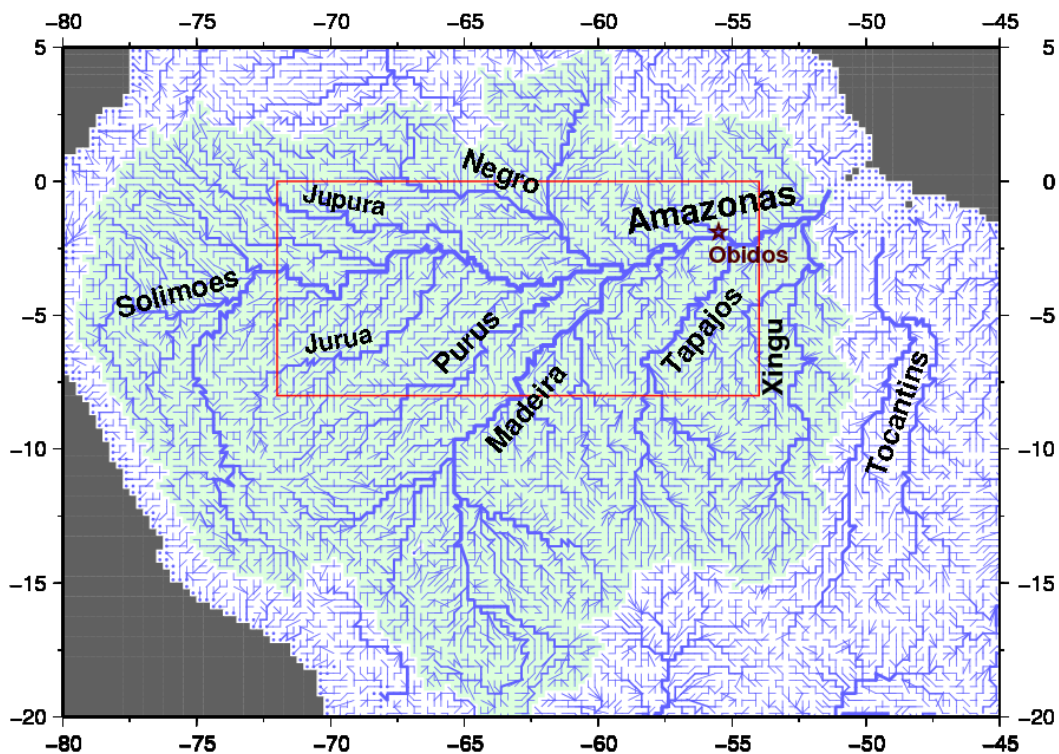


図 2.4 アマゾン川流域の河道網
オビドス観測点の位置を星印、浸水域の検証に用いた地域を赤枠で示した。

図 2.5a は、河口から約 800 km の距離にあるオビドスの観測点における 1993 年から 1995 年の日河川流量を示している。灰色の太線は Global Runoff Data Center (GRDC) で報告されて

いる現地観測流量である。青色・赤色・緑色の線はそれぞれ FLD+Diff・FLD+Kine・NoFLD のシミュレーション結果を示す。年平均流量は GRDC による観測が $177,800 \text{ m}^3/\text{s}$ 、モデル計算結果が $194,400 \text{ m}^3/\text{s}$ であり、陸面過程モデルの流出量は 9% 過大評価されていた。

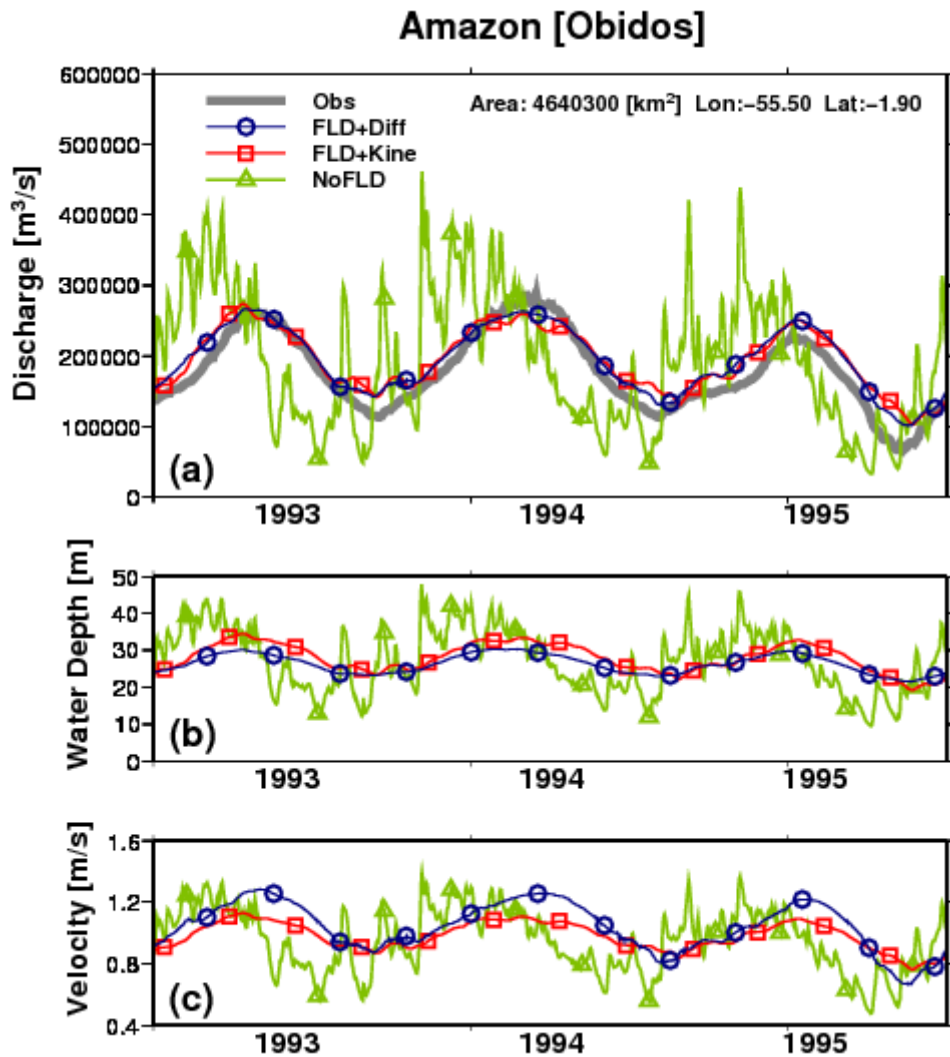


図 2.5 オビドス観測点における(a)流量と(b)水深と(c)流速
 灰色が GRDC の観測値, 青色と赤色と緑色がそれぞれ
 FLD+Diff・FLD+Kine・NoFLD によるモデル計算値

氾濫原貯水槽を考慮していない NoFLD で再現された河川流量は、観測と比較して過大な日単位流量の変動幅を示している。オビドスにおける水位と流速の時系列を示した図 2.5b と図 2.5c によると、氾濫原貯水槽を考慮していない NoFLD では洪水ピーク中に水深が過大評価されていることが分かる。運動波方程式では水深の増大にともなって流速も増加するため、洪水時に水が短期間で下流へと排出されていることが分かる。一方で、氾濫原貯水槽を考慮した FLD+Diff と FLD+Kine では、日河川流量の変動が抑制され、観測と近い変動幅

を示している。氾濫原貯水槽が洪水時に河道から溢れた水を貯留するために、水位の不自然な変動が抑えられるためである（図 2.5b）。FLD+Diff による水位変動幅は約 7 m で、これは Alsdorf et al. [2010] で報告された観測値（6.94 m）と近い値を取っている。

氾濫原貯水槽を考慮した FLD+Diff と FLD+Kine ではオビドスにおける日流量変動のパターンは同じように見えるが、アマゾン支流での流況は異なっている。図 2.6 はアマゾン川流域における高水期である 1993 年 5 月の月平均流速を示している。5 月にはアマゾン本流の水位が高くなるので、背水効果によって支流から本流への流入が少なくなる [Maede et al., 1991; Trigg et al., 2009]。図 2.6 によると背水効果が再現されている FLD+Diff のほうが支流での流速が FLD+Kine に比べて遅くなっている。アマゾン本流にあるオビドスでの日流量変動のパターンは、相関係数では FLD+Diff と FLD+Kine がそれぞれ 0.97 と 0.95 と類似の傾向を示しているが、流速の空間分布等を考えると FLD+Diff のほうが現実的な水循環を再現していると言える。

アマゾン本流では FLD+Diff による流速は 1.0~1.5 m/s と算定されており（図 2.6a）、既往のモデルで用いられてきた流速（0.3~0.5 m/s） [e.g. Miller et al., 1994; Oki et al., 1999] と比べて速くなっている。しかし、既往のモデルにおける流速は時間空間的に一定と仮定されているが、CaMa-Flood の流速は時間的にも空間的にも変化する。図 2.6 に示した 5 月はアマゾン流域の高水期であるため、年平均値よりも流速が速くなっていることは妥当である。

また、既往のモデルで用いられてきた流速は「有効流速」として捉えるべきものであり、それは各グリッドの総貯水量に適応される [e.g. Miller et al., 1994; Oki et al., 1999]。CaMa-Flood の流速は河道内の流速であり、図 2.1 で示されるように河道貯水量と氾濫原貯水量の和である総貯水量には適応されず、河道貯水量に対してのみ有効である。それゆえに、CaMa-Flood の流速は既往モデルの流速より大きな値を取ることが可能である。実際に、ともに運動波方程式を用いているにも関わらず、氾濫原を考慮した FLD+Kine の流速分布（図 2.6b）は氾濫原を考慮しない NoFLD の流速分布（図 2.6c）に比べて速くなっている。以上を考慮すると、CaMa-Flood の流速は既往のモデルにおける有効流速よりも、現地での流速の直接観測と比較するべきである。アマゾン流域における流速の現地観測データは限られているが、ドップラー流速計による計測結果が何例か存在する [e.g. Meade et al., 1991; Filizala and Guyot, 2004]。それらによるとアマゾン本流と主な支流では流速は 1.5 m/s を上回る場合もあることが報告されており、FLD+Diff の再現結果を説明できる。

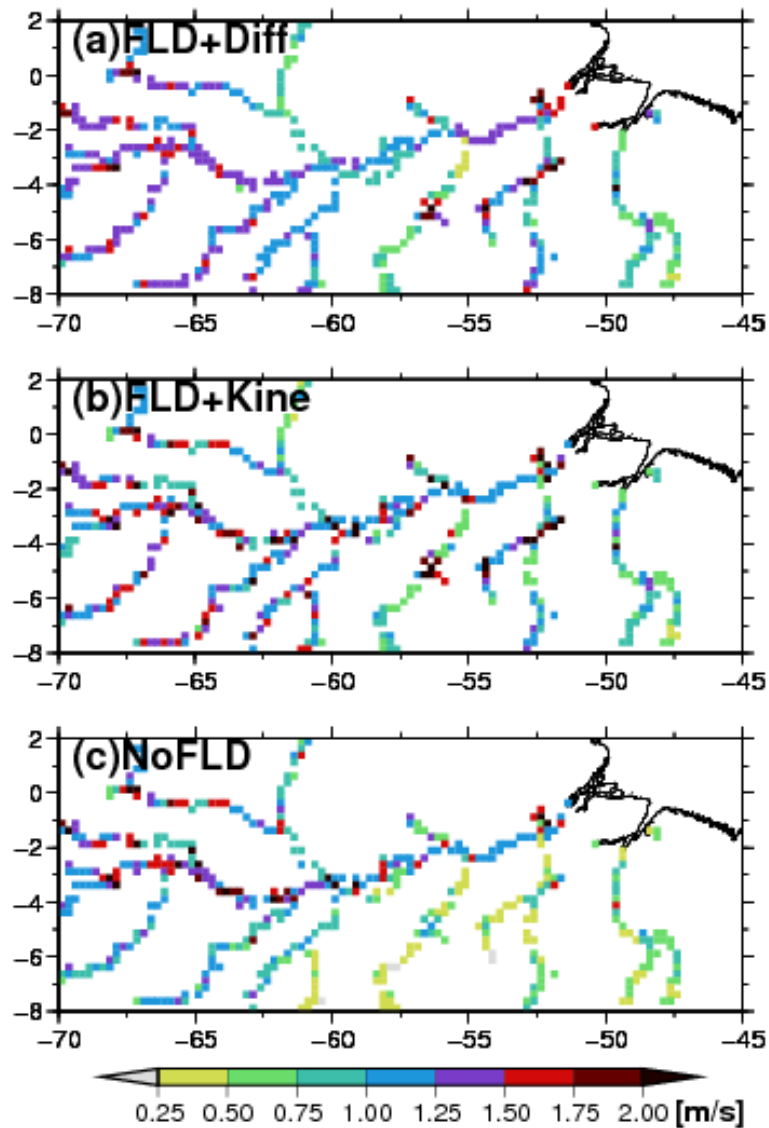


図 2.6 アマゾン川流域の流速分布

1995 年 5 月の(a)FLD+Diff, (b)FLD+Kine, (c)NoFLD によるモデル計算値を示した。

図 2.6 からは FLD+Diff と FLD+Kine で再現された流速の空間分布の特徴の違いも見てとれる。拡散波方程式を用いている FLD+Diff では、再現された流速分布（図 2.6a）は本流に沿って滑らかに変化している。拡散波方程式を用いた場合、上流グリッドと下流グリッドの水位差が大きい（小さい）場合は水面勾配も大きく（小さく）なるため流速が大きく（小さく）算定され、結果として下流への流量が大きく（小さく）なり標高差が解消されるためである。運動波方程式を用いた FLD+Kine では流速は地形勾配に従って計算されるため、地形勾配が大きい（小さい）グリッドでは常に流速も大きく（小さく）算定されるため、流速分布のばらつきが大きくなっている（図 2.6b）。

運動波方程式を用いた FLD+Kine と NoFLD で再現された流速分布のばらつきは、水面標高のばらつきにも引き起こす。これは時として、下流の水面標高が上流の水面標高より高くなる「負の勾配」を生じることとなる。図 7a は 1993 年 3 月のアマゾン川本流の月平均の水面標高プロファイルを示している。黒色と灰色の線はそれぞれ河床標高（河道下端）と地表標高（河道上端）のプロファイルを示す。青色・赤色・緑色の線は、それぞれ FLD+Diff・FLD+Kine・NoFLD で再現された水面標高プロファイルである。FLD+Diff の水面標高は滑らかに分布しているが、FLD+Kine と NoFLD の水面標高は凹凸が目立っている。FLD+Kine と NoFLD で用いられた運動波方程式では各グリッドの局所的な地形勾配に基づいて流速が算定される。図 2.7a の水面標高と図 2.7b の地形勾配を比較すると、地形勾配が大きなグリッドでは流速が常に大きくなるため、グリッド内の水がすぐに下流に排水されてしまい水面標高が定常的に低くなることが分かる。図 7a は月平均の値を示したが、日単位では水面標高の凹凸はさらに顕著になる。また、別の期間の水面標高分布を持ってきても結果は同様であった。

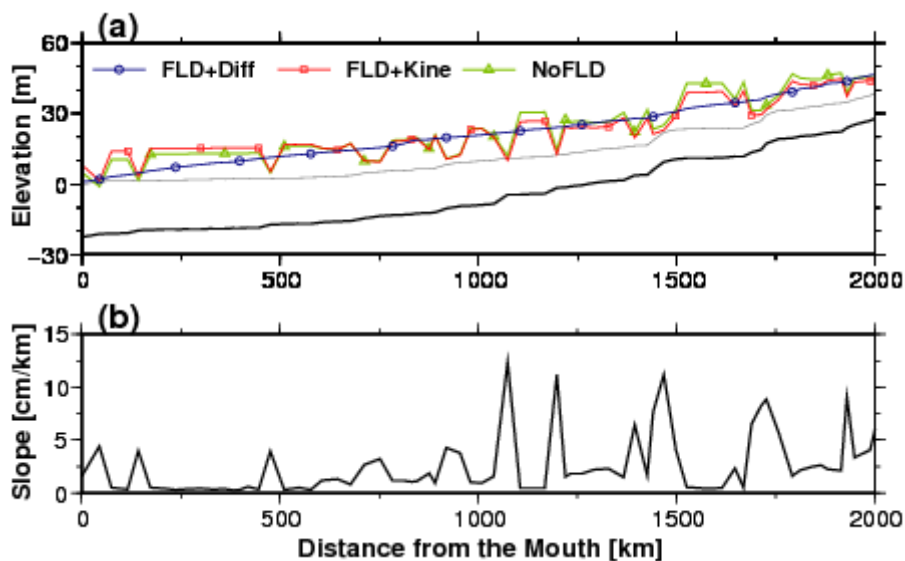


図 2.7 アマゾン川標高の(a)水面標高分布と(b)河床勾配
 1995 年 5 月の月平均値。(a)の黒色と灰色の線はそれぞれ河道下端と河道上端の標高、
 青色と赤色と緑色の線はそれぞれ FLD+Diff と FLD+Kine と NoFLD の計算結果を示す。

CaMa-Flood の特徴として、サブグリッド地形の導入により再現された氾濫面積を衛星観測などと比較できることが挙げられる。既往の河川モデルは河川流量のみで検証されてきたため、より多くの変数による検証はモデルのロバスト性を高めると考えられる。図 2.8 は、氾濫面積割合（単位集水域面積に対する氾濫面積の割合）のモデル計算値と衛星観測値を示している。上段は低水期（1995 年 9-10 月）、下段は高水期（1996 年 5-6 月）を示している。図 2.8a が合成開口レーダー（SAR）に基づく氾濫面積 [Hess et al., 2003]，図 2.8b と 2.8c はそれぞれ FLD+Diff と FLD+Kine による計算結果を示している。Hess et al.による SAR

に基づいた衛星観測は、元は 90 m 解像度のデータであるが、ここではモデル計算結果との比較のために 0.25 度解像度に変換した。図 2.8 に示された衛星観測との比較は、モデルの計算が長方形のグリッド要素ではなく集水域単位で行われているため厳密とは言えないが、氾濫域の大まかなパターンは議論できると考えた。

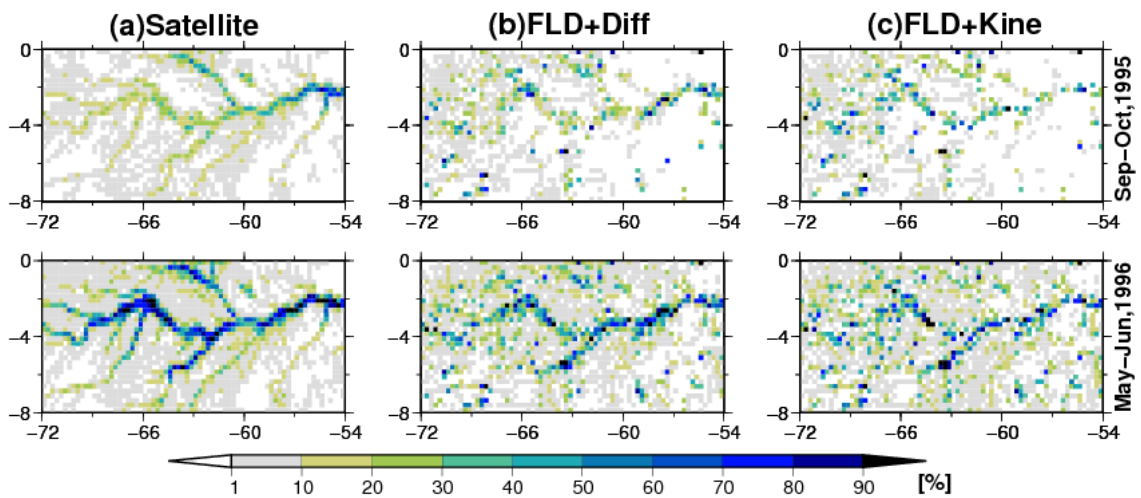


図 2.7 アマゾン氾濫原における氾濫面積割合の空間分布
 上段が低水期、下段が高水期を示す。(a)が SAR による衛星観測、
 (b)と(c)がそれぞれ FLD+Diff と FLD+Kine によるモデル計算を示す。

FLD+Diff で計算された氾濫域の空間分布（図 2.8b）は SAR による衛星観測（図 2.8a）をよく再現している。特に高水期のアマゾン川本流および Purus 川の周辺における氾濫域の広がり、観測とよく一致していると言える。FLD+Diff による氾濫域は衛星観測に比べてノイズが多いが、これは各グリッドの集水域面積は均一でないため、集水域面積の小さなグリッドでの氾濫が表示されているためと考えられる。図 2.8 に示された範囲の高水期（低水期）における総氾濫面積は、衛星観測では 213,500 km²（92,300 km²）で、FLD+Diff の計算では 214,300 km²（93,900 km²）、FLD+Kine の計算では 202,500 km²（96,600 km²）であった。

氾濫域の大まかな空間分布パターンは FLD+Diff と FLD+Kine で似ているが、FLD+Kine では FLD+Diff に比べて河道沿いの氾濫面積の広がりが狭くなっている（図 2.8b と 2.8c）。FLD+Kine では主要な河道に該当するグリッドでの氾濫は上手く再現されているが、それに隣接するグリッドでの氾濫は背水効果が考慮されていないために過小評価されていると考えられる。図 2.8 に含まれる各グリッドにおける氾濫面積割合について、衛星観測とモデル再現値の相関係数を計算した。FLD+Diff による相関係数（高水期が 0.64、低水期が 0.43）は FLD+Kine による相関係数（高水期で 0.51、低水期で 0.31）より高かった。図 2.8 の範囲では総氾濫面積は FLD+Diff と FLD+Kine ではほぼ等しいが、衛星観測と高い相関を考えると拡散波方程式を用いた FLD+Diff のほうが運動波方程式を用いた FLD+Kine より氾濫域の空間分布を上手く再現しているといえる。

アマゾン中央部の氾濫原（図 2.8 に示した西経 54–72 度，南緯 0–8 度の範囲）における総氾濫面積の 1993 年から 2000 年までの時系列変化を図 2.9 に示した。灰色の線はマイクロ波放射計を主とする複数の衛星観測データによる氾濫面積の推計値（以下，マルチ衛星推計とする） [Prigent et al., 2007]，青色と赤色の線がそれぞれ FLD+Diff と FLD+Kine によるモデル計算値である。Prigent et al.によるマルチ衛星推計は約 25 km 解像度の等面積図法で配布されているため，ここでは線形空間内挿によって 0.25 度解像度の直行座標系に変換した。マルチ衛星観測による氾濫面積データは図 2.8 で氾濫域の空間分布の検証に用いた SAR 観測 [Hess et al., 2003] よりも精度は低いが，時系列変化を追えるという利点がある。

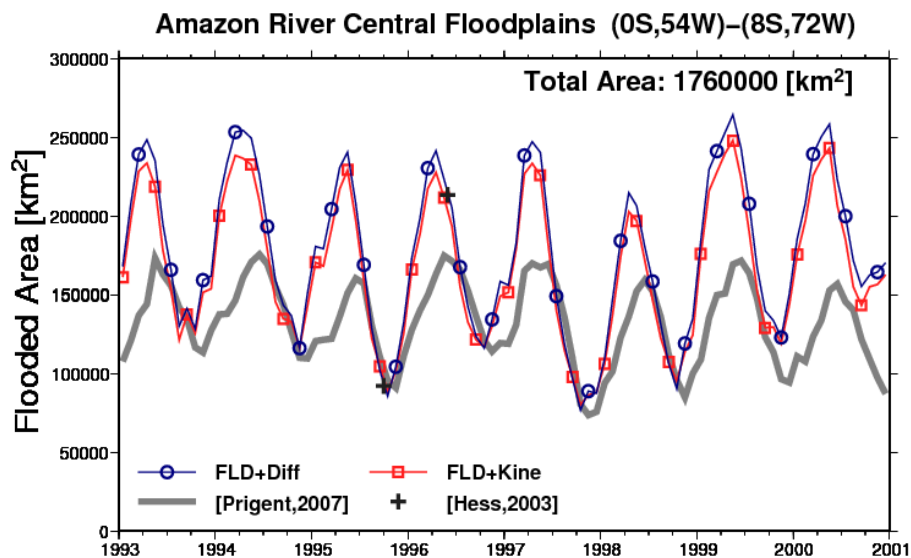


図 2.9 アマゾン氾濫原における氾濫面積の時系列変動
 灰色の線がマルチ衛星推計，十字マークが SAR による氾濫面積観測を示す。
 青色と赤色の線がそれぞれ FLD+Diff と FLD+Kine によるモデル計算値である。

図 2.9 によると，モデルによる氾濫面積の季節変化の振幅がマルチ衛星推計に比べて小さくなっている。これは，マルチ衛星推計で用いられるマイクロ波放射計は植生の下にあるような小さな氾濫域を捉えることができないため，高水期の氾濫面積が過小評価されているため [Prigent et al., 2007] と考えられる。モデルで計算された氾濫面積をより高精度の SAR による観測 [Hess et al., 2003]（図 2.9 に十字マークで示した）と比較した場合，氾濫面積の季節変動の振幅はほぼ等しくなることがわかる。

振幅の比較は難しいが，マルチ衛星推計は月毎のデータを利用可能であるため氾濫面積の季節変動を議論することができる。マルチ衛星推計とモデル計算値とによる氾濫面積の時系列変化の相関係数は，FLD+Diff で 0.69，FLD+Kine で 0.67 であった。また，図 2.9 からモデル推計が衛星観測に比べて氾濫のピークが約 1 ヶ月早いことがわかる。これはおそらく，CaMa-Flood では河道と氾濫原の水位は常に等しいと仮定しているが，現実には氾濫原

の水位変動は河道の水位変動に対して遅れるため [Alsdorf et al., 2005] , モデルによる氾濫原の浸水が高水期で過大評価かつ低水期で過小評価されているためと考えられる。

2.5.2 世界の主要な大陸河川

GRDC の日河川流量観測が利用可能性を考慮して, 表 2.2 に示した世界の主要な 30 の大陸河川を選択し, CaMa-Flood の検証を行った. ここでは CaMa-Flood の全球河川モデルとしての性能を評価するために, 各流域で最下流にある流量観測点で検証を行なっている. 表 2.2 には各観測点の緯度経度, 上流域面積(10^3 km^2), 検証に用いた年, 年平均流量(m^3/s)の GRDC 観測値 Q_{obs} とモデル計算値 Q_{sim} が記載されている. GRDC 観測とモデル計算との相関係数 R および Nash-Sutcliffe モデル効率係数 ME を計算した. 表 2.2 に示した各流量観測点の日流量変動の様子を図 2.10 に示した. 灰色の線が GRDC による観測流量, 青色・赤色・緑色の線がそれぞれ FLD+Diff・FLD+Kine・NoFLD によるモデル計算値である.

表 2.2 世界の主要河川における河川流量再現性の一覧

流域名	観測点	経度	緯度	流域面積	検証年	Qobs	Qsim	FLD+Diff		FLD+Kine		NoFLD	
								R	ME	R	ME	R	ME
Amazonas	Obidos	-55.50	-1.90	4640	1993-1995	177759.8	194379.2	0.97	0.83	0.95	0.78	0.35	-1.93
Congo	Kinshasa	15.30	-4.30	3475	1981-1983	37688.9	70691.8	0.61	-14.68	0.67	-14.14	0.22	-23.65
Orinoco	Puente Angostura	-63.60	8.15	836	1987-1989	30241.4	30169.2	0.93	0.85	0.94	0.87	0.65	-0.08
Brahmaputra	Bahadurabad	89.67	25.18	636	1989-1991	27014.9	17832.9	0.91	0.62	0.91	0.63	0.77	0.30
Yenisei	Igarka	86.50	67.48	2440	1997-1999	19670.3	13308.8	0.82	0.61	0.72	0.38	0.75	0.32
Mississippi	Vicksburg (MS)	-90.91	32.31	2964	1995-1997	17896.8	20296.0	0.84	0.41	0.83	0.45	0.63	-1.92
Lena	Stolb	126.80	72.37	2460	1992-1994	15570.3	11861.6	0.88	0.72	0.78	0.52	0.55	-0.45
Ob	Salekhard	66.53	66.57	2949	1997-1999	13810.2	15977.9	0.94	0.80	0.89	0.66	0.09	-6.94
Mekong	Stung Treng	105.94	13.53	635	1992-1994	12893.5	11335.2	0.97	0.94	0.97	0.92	0.87	0.65
Amur	Komsomolsk	137.12	50.63	1730	1988-1990	11614.5	9725.5	0.92	0.76	0.88	0.71	0.40	-1.03
Irrawaddy	Sagaing	96.10	21.98	117	1986-1988	8438.6	4543.5	0.88	0.48	0.88	0.47	0.71	0.17
Mackenzie	Arctic Red River	-133.74	67.46	1660	1994-1996	8088.1	8681.5	0.83	0.04	0.89	0.42	0.53	-6.86
Volga	Volgograd	44.72	48.77	1360	1988-1990	7985.2	12270.4	0.87	-4.80	0.80	-4.25	0.60	-19.79
St.Lawrence	Cornwall	-74.80	45.01	774	1991-1993	7730.4	5609.1	0.64	-5.59	0.63	-3.66	0.15	-58.40
Yukon	Pilot Station (AK)	-162.88	61.93	831	1993-1995	6813.6	4621.4	0.81	0.48	0.69	0.13	0.34	-2.14
Uruguay	Salto	-57.93	-31.38	244	1992-1994	6354.0	7349.7	0.63	0.29	0.51	0.11	0.52	-1.65
Danube	Lom	23.24	43.84	588	1997-1999	5932.7	6096.1	0.66	0.42	0.64	0.39	0.53	-5.29
Columbia	The Dalles (OR)	-121.17	45.61	613	1998-2000	5466.6	3539.2	0.80	-1.13	0.81	-0.96	0.63	-2.69
Pechora	Oksino	52.18	67.63	312	1996-1998	4978.9	3590.6	0.75	0.48	0.62	0.33	0.70	0.23
Kolyma	Kolymskaya	158.72	68.73	526	1996-1998	3637.0	2463.8	0.83	0.62	0.69	0.44	0.41	-1.17
Northern Dvina	Ust. Pinega	42.17	64.10	348	1996-1998	3290.0	3410.8	0.91	0.82	0.88	0.77	0.70	-1.00
Nelson	Long Spruce	-94.37	56.40	1060	1998-2000	3281.1	3699.6	0.05	-10.20	0.05	-11.20	-0.05	-122.90
Ubangi	Bangui	18.58	4.37	500	1991-1993	2918.4	8675.6	0.91	-13.83	0.92	-13.60	0.73	-18.49
Neva	Novosaratovka	30.72	59.80	281	1986-1988	2567.3	3051.1	0.43	-0.40	-0.20	-0.92	0.37	-56.56
Rhine	Lobith	6.11	51.84	160	1998-2000	2533.3	2696.6	0.71	0.19	0.69	0.22	0.55	-3.54
Amu Darya	Kerki	65.25	37.83	309	1987-1989	1345.0	1720.6	0.49	-2.31	0.49	-2.39	0.36	-4.70
Dniepr	Kakhovskaya Ges	33.18	46.82	482	1986-1988	1300.6	2993.8	0.30	-13.42	0.26	-13.00	0.05	-73.19
Chari	Ndjamena	15.03	12.12	600	1988-1990	591.0	1265.9	0.62	-2.75	0.56	-3.28	0.60	-10.08
Don	Razdorskaya	40.67	47.50	378	1988-1990	564.8	1819.1	-0.06	-231.71	-0.10	-184.13	0.21	-549.69
Syr Darya	Tyumen Aryk	67.05	44.05	219	1984-1986	180.6	899.1	0.64	-62.75	0.65	-65.92	0.00	-144.70

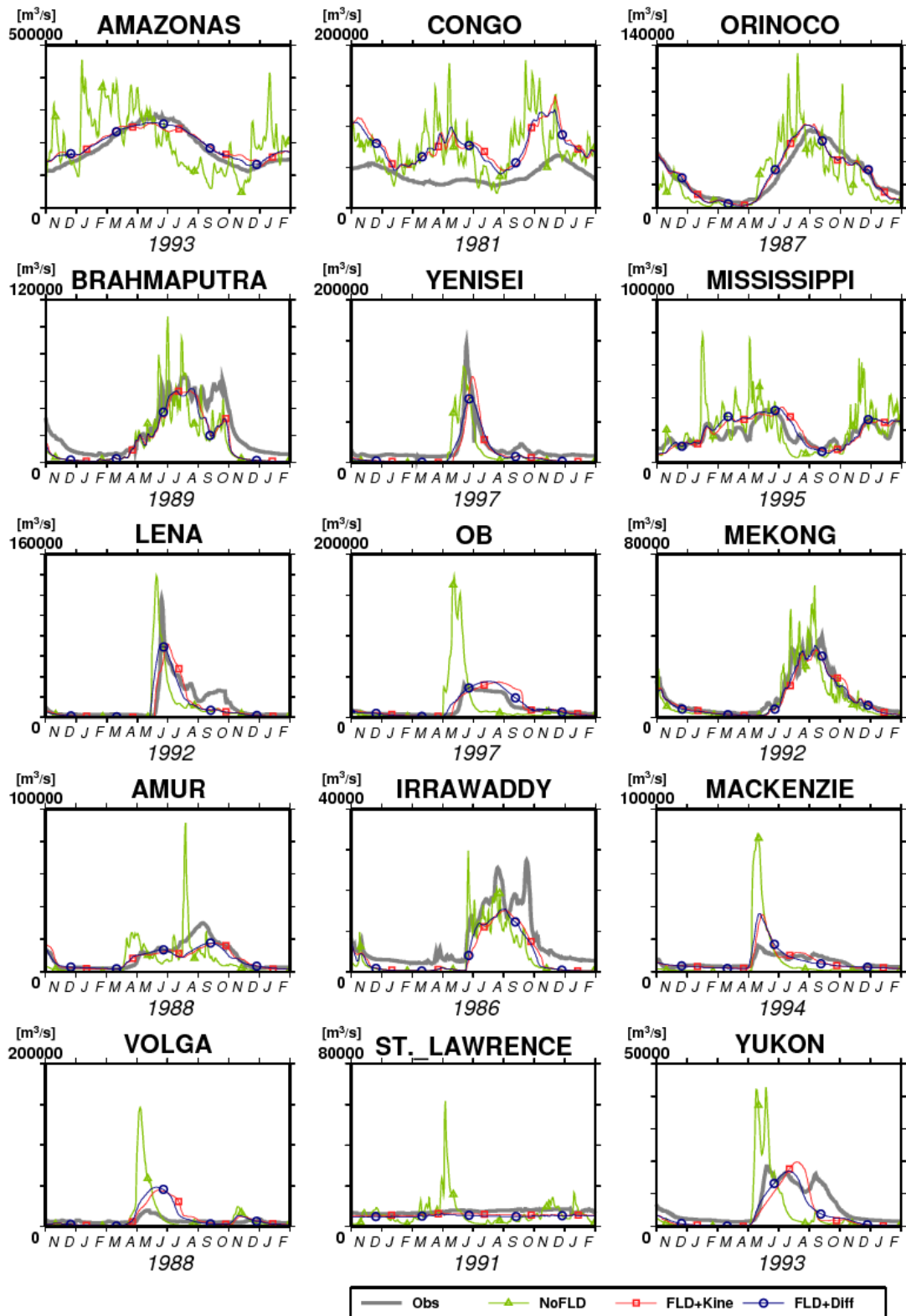


図 2.10 主要な大陸河川における日流量変動
 灰色が GRDC の観測値, 青色・赤色・緑色がそれぞれ
 FLD+Diff・FLD+Kine・NoFLD によるモデル計算値

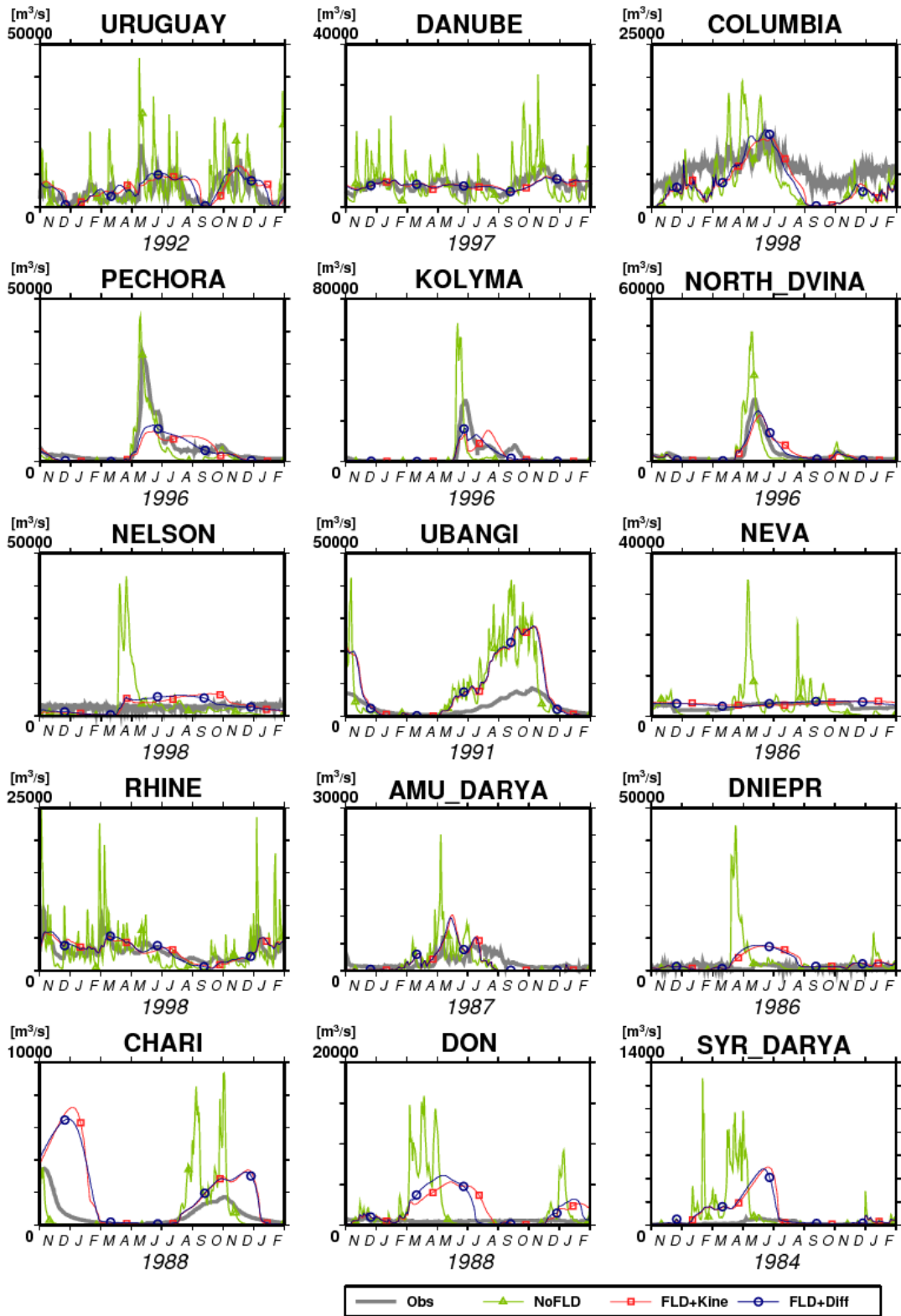


図 2.10 (前ページの続き)

表 2.2 に示したすべての観測点において、氾濫原を考慮した実験 (FLD+Diff と FLD+Kine) のモデル効率 ME が氾濫原を考慮しない実験 (NoFLD) よりも改善していることがわかる。図 2.10 に示したように、ほぼ全ての観測点で氾濫原を考慮していない NoFLD は、水位の変動が非現実的に大きくなるために洪水ピーク流量を過大評価している、一方で、氾濫原を考慮した実験では洪水中に氾濫原が水を蓄えることで水位変動が抑制されるために、FLD+Diff と FLD+Kine では洪水ピーク流量の過大評価を避けることができる。相関係数 R についても、陸面過程モデルからの入力流量にバイアスがある Don 川流域をのぞいて、氾濫原を考慮した FLD+Diff と FLD+Kine のほうが氾濫原を考慮しない NoFLD よりも高い値を示している。

氾濫原の導入によりほぼ全ての流域で日河川流量の再現性が向上したと言えるが、FLD+Diff と FLD+Kine の計算結果でもモデル効率 ME が負の値をとっており、日河川流量の再現性が十分ではないことが示唆されている。しかし、例えば St. Lawrence 川や Neva 川のように流量観測点が大いなる湖の下流に設置されている地点ではモデル効率 ME を用いてモデルを評価するのは妥当ではないと考えられる。これらの観測点では、図 2.10 にあるように大いなる湖の存在によって水位変動が抑制され流量がほぼ一定となっているため、日河川流量が入力の流出量に対して敏感ではない。モデル効率 ME は負の値をとっているが、氾濫原の導入により河川流量の再現性が保証されたことが図 2.10 から読み取れる。

その他のモデル効率 ME が負の値をとっている流域は、CaMa-Flood が考慮していない水文過程や外部要因の影響（例えばダム操作や陸面過程モデルの流出量の誤差）が大いなると考えられる。Columbia 川と Nelson 川の日河川流量は、図 2.10 によると自然状態では考えられない短い周期の変動が見られるためダム操作による影響を強く受けていると考えられる。Congo・Volga・Ubangi・Dniepr・Chari・Don・Syr-Darya の各流域では、入力とする陸面過程モデルからの流出量に 50%もの誤差がある。入力とする陸面過程モデルの流出量が現実的でない場合は、全球河川モデルによる計算結果も非現実的になるのは当然である。

再現性があまり良くない（モデル効率 ME が 0.5 未満）である観測点は、おそらく河道幅と河道深のパラメータ推計に問題があると考えられる。日河川流量変動の河道幅と河道深のパラメータに対する応答は 2.6 節で詳しく述べるが、基本的には河道幅が狭く／広く、もしくは河道深が浅く／深くなると、日河川流量変動の振幅は小さく／大きくなる。Mississippi・Uruguay・Danube・Pechira・Rhine の流域では、日流量変動の振幅が観測に比べて小さくなっている。これは、モデル内で氾濫が過大に起きているためであり、河道幅と河道深が過小評価されていると考えられる。一方で、Mackenzie 流域では洪水ピーク流量が大きすぎるため、河道幅と河道深が過大評価されている可能性が考えられる。本章では全球スケールでシミュレーションを行うために全ての流域で同一の経験式を用いて河道幅と河道深を求めたが、各流域の特性に応じてこれらのパラメータを調整することでモデルによる予測精度はさらに向上すると考えられる。

1993 年～2000 年における年最大氾濫面積割合の平均値を図 2.11 に示した。図 2.11a は FLD+Diff によるモデル計算, 図 2.11b はマルチ衛星推計 [Prigent et al., 2007] である。ただし, 恒常的に存在する大きな湖は Prigent et al.のプロダクトでは表現されていないため, 湖表面については Global Lake and Wetland Database [Lehner and Döll, 2004] をマルチ衛星推計に重ねあわせた。

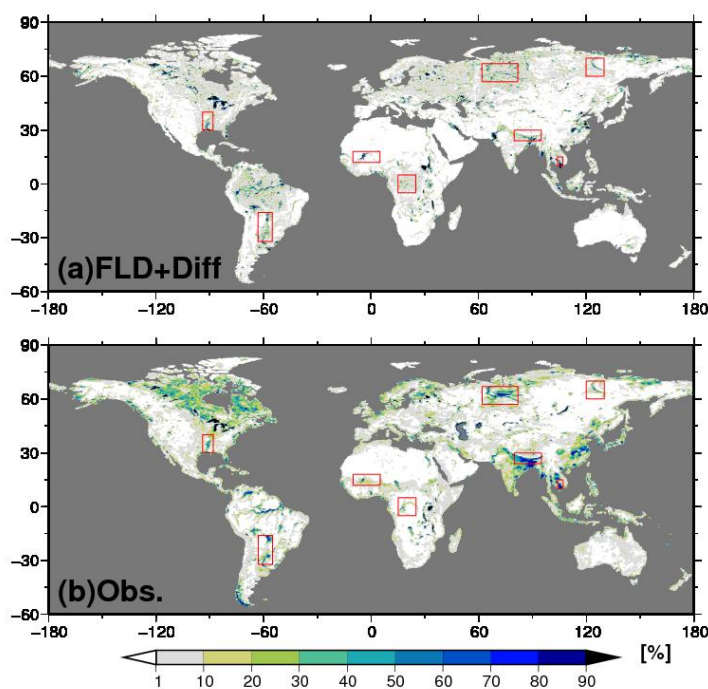


図 2.11 年最大氾濫面積割合の全球分布
(a)が FLD+Diff によるモデル計算, (b)がマルチ衛星推計を示す。
赤枠は図 2.12 で氾濫面積の時系列変動を示した地域。

図 2.11 から, CaMa-Flood は Amazon・Parana・Ob・Lena・Ganges などの本流周辺に存在する氾濫原の浸水を上手く再現していることがわかる。しかし, モデル計算による氾濫域は全体的にマルチ衛星推計に比べて過小評価されている。カナダ北部・スカンジナビア半島・西シベリアにおける氾濫域の過小評価は, 河道に直接接続されていない小さな湖沼と湿地によるものと考えられる [Pavelsky and Smith, 2008a]。局所的な窪みに水が貯まることで生ずる浸水域は, CaMa-Flood で表現されている河川の増水による氾濫原の浸水とはメカニズムが異なるので, CaMa-Flood では上手く再現できないのは当然である。同様に, 南アジアおよび東南アジアでは灌漑水田による水表面 [Matthews et al., 1991] が CaMa-Flood では表現できず, 氾濫域が過小評価となっている。このように, モデル計算による氾濫域の過小評価はある程度はモデルが想定していないプロセスで説明できるため, CaMa-Flood は大陸河川における氾濫原の浸水過程については妥当に表現しているといえる。

Mississippi・Parana・Niger・Congo・Ob・Ganges・Lena・Mekong 流域について図 2.11 に赤枠で示した領域における氾濫面積の季節変動を図 2.12 に示した。ここでは 1993 年～2000 年の平均値を示している。灰色の線はマルチ衛星推計による観測値、青線は FLD+Diff によるモデル計算値である。各領域の平均氾濫面積(km²)の観測値 A_{obs} とモデル計算値 A_{sim} 、マルチ衛星推計とモデル計算の相対誤差 RE 、相関係数 R を表 2.3 にまとめた。

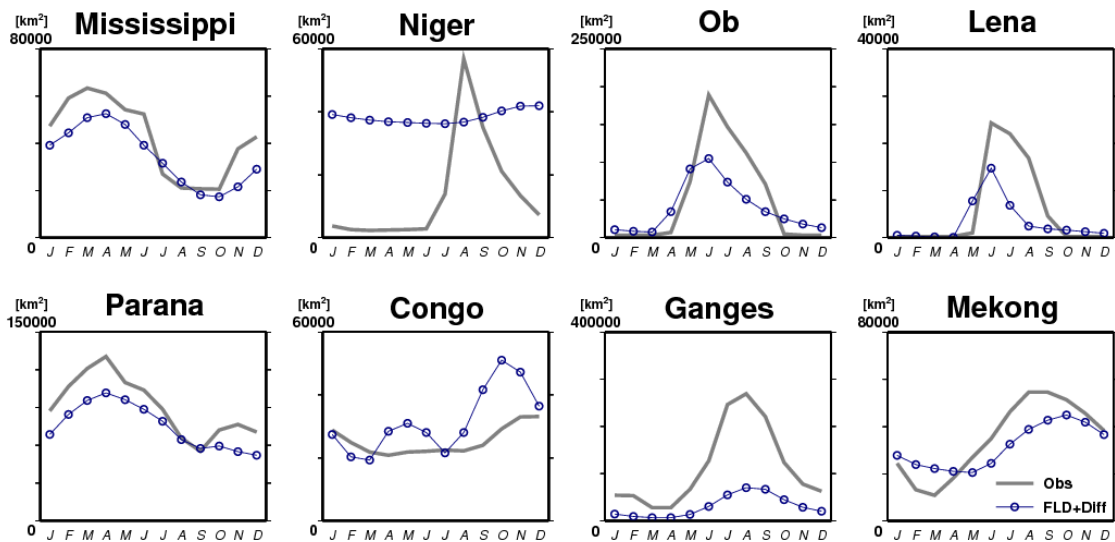


図 2.12 主要河川流域における氾濫面積の時系列変動
 1993～2000 年の平均値を示した。灰色がマルチ衛星推計、
 青色が FLD+Diff によるモデル計算を示す。

表 2.3 主要河川流域における氾濫面積再現性の一覧

流域名	計算領域	A_{obs}	A_{sim}	RE	R
Mississippi	(40N, 88W) - (30N, 94W)	43200	34500	-0.25	0.92
Parana	(16S, 63W) - (32S, 55W)	90700	75200	-0.21	0.94
Niger	(18N, 10W) - (12N, 5E)	13600	38300	0.64	-0.05
Congo	(5N, 15E) - (5S, 25E)	25400	31700	0.20	0.63
Ob	(67N, 62E) - (57N, 82E)	51700	39300	-0.32	0.88
Ganges	(30N, 80E) - (24N, 95E)	113100	30600	-2.70	0.96
Lena	(70N, 120E) - (60N, 130E)	5900	3200	-0.84	0.75
Mekong	(15N, 104E) - (10N, 107E)	34900	31400	-0.11	0.87

氾濫面積の季節変動は Mississippi, Parana, Mekong の 3 流域では他と比べて上手く再現できている。これは、この 3 流域の氾濫原や湿地の冠水がおもに河道からの氾濫によっているためと考えられる。その他の流域ではモデルが表現していない水文プロセスに氾濫域が影響を受けていることが予想できる。例えば Ob 川と Lena 川には河道と直接に接続されていない小さな湖沼が多数存在する [Pavelsky and Smith, 2008a]。Ganges 流域は灌漑水田

[Matthews et al., 1991] がマルチ衛星推計による氾濫面積に影響を与えていると考えられており、灌漑水田は CaMa-Flood では表現されていないので過小評価の原因となる。Niger 流域における氾濫面積の過大評価は、CaMa-Flood が乾燥域では無視できない氾濫域からの蒸発と浸透 [Sellars, 1981] を考慮していないためと考えられる。現在のモデルで考慮されていない水文過程をモデルに導入することが急務である。

2.6 パラメータに対する感度実験

CaMa-Flood で用いられるパラメータ (図 2.1 および表 2.1 を参照) のほとんどは 1 km 解像度の DEM から FLOW method [Yamazaki et al., 2009] で抽出されるが、河道幅と河道深とマニング粗度係数の 3 つのパラメータは経験的に定める必要がある。本章では河道幅と河道深は流出量の気候値を用いて式(2.10)と式(2.11)によって定め、マニング粗度係数は全球一様の定数 ($n=0.03$) を用いた。

河道幅と河道深を求める経験式およびマニング粗度係数は、観測のない河川でも流量シミュレーションを行うために全球で同一のものを用いた。しかし、実際には河道断面形状や粗度係数は、地形学的条件 (例: 勾配や蛇行) や地質学的条件 (例: 土砂の種類と粒径分布) に従って、流域やサブ流域ごとに異なる値を取ると考えられる [Leopold and Maddock, 1953]。本章では、各流域で別個に河道断面パラメータやマニング粗度係数を調整することはしなかったが、代わりにこれらのパラメータに対するモデルの感度を調べた。

CaMa-Flood の河道幅、河道深、マニング粗度係数への感度を確かめるために、パラメータを増減させる実験を行った。本章の FLD+Diff と同一のパラメータを用いたシミュレーションを本節では CTL 実験とする。河道幅を -50%, -20%, +20%, +50% だけ増減させた実験を、それぞれ "W-50", "W-20", "W+20", "W+50" とする。同様に河道深を -50%, -20%, +20%, +50% だけ増減させた実験を、それぞれ "B-50", "B-20", "B+20", "B+50" とする。また、マニング粗度係数を -50% ($n=0.015$), -20% ($n=0.024$), +20% ($n=0.036$), +50% ($n=0.045$) だけ増減させた実験を、それぞれ "M-50", "M-20", "M+20", "M+50" とする。それぞれの実験で 1 つのパラメータのみを変化させ、他のパラメータは CTL 実験と同じものを用いた。感度実験は 1992 年～1994 年の期間設定で行い、1992 年をスピンアップ期間として除いた 2 年を解析対象とした。

Amazon 川流域と Ob 川流域における日単位河川流量 (上段) と月単位氾濫面積 (下段) をそれぞれ図 2.13 と図 2.14 に示した。河川流量の観測点と氾濫面積を計算した領域は 2.5 節における CaMa-Flood の検証と同一である。河道幅・河道深・マニング粗度係数を増減させた実験結果を、図 2.13 と図 2.14 のそれぞれ左側・中央・右側に示した。GRDC による現地観測流量と Prigent et al. [2007] による氾濫面積のマルチ衛星推計を灰色の線で示している。

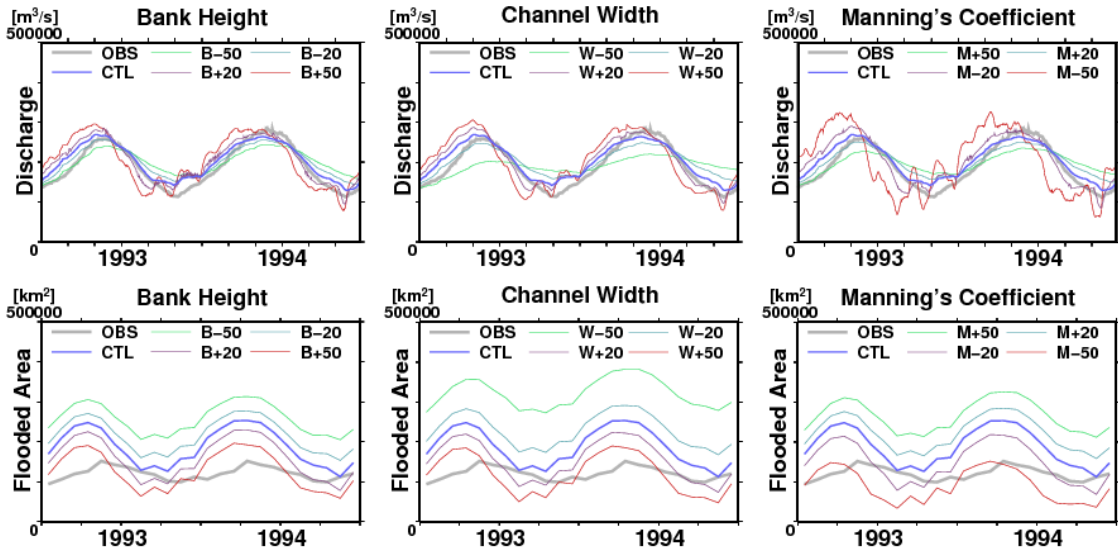


図 2.13 パラメータに対するモデル感度(アマゾン川)

左が河道深, 中が河道幅, 右がマンニング粗度係数に対するモデル感度を示す。
 上段が河川流量, 下段が氾濫面積である。灰色が観測, 色付きがモデルを示す。

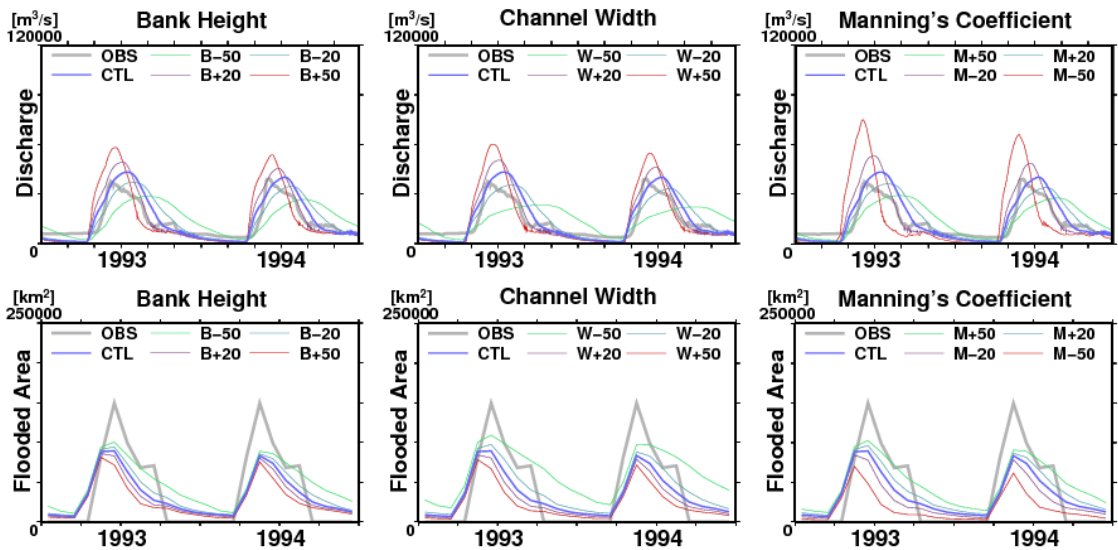


図 2.14 パラメータに対するモデル感度(オビ川)

どちらの流域でも, 河道幅が狭く/広く, 河道深が浅く/深く, マンニング粗度係数が大きく/小さくなるにつれて, モデルが計算する河川流量の変動幅は小さく/大きくなる。これは, 河道幅が狭い場合・河道深が浅い場合・マンニング粗度係数が大きい場合に, 河道から氾濫原への洪水が起こりやすくなるためである。拡散波方程式による流速の式(2.7)によると, 河道幅が狭く粗度係数が大きい場合に流速が遅くなるので, グリッド内の水が氾濫原に貯留され下流グリッドへ排水される成分が少なくなるためである。氾濫面積割合が

大きくなると、貯水量の増減に対する水位変動の感度は小さくなるので、氾濫が起こりやすい場合は日河川流量の変動幅は小さくなる。

また洪水ピーク時間については、河道幅が狭い／広い場合、河道深が浅い／深い場合、マニング粗度係数が大きい／小さい場合に、洪水ピークのタイミングが遅く／早くなる。洪水ピークの遅れも、氾濫原の貯水効果で同様に説明できる。流れの連続式(2.9)によると、洪水時の各グリッドの水位（もしくは貯水量）は流入量と流出量が釣り合うようになるまで上昇する。氾濫面積割合が大きくなるにつれて水位の上昇速度はゆるやかになるため、流入量と流出量がバランスするまでに必要な時間が長くなり、結果として洪水ピークのタイミングが遅くなる。

2.7 河川流量の数値計算における工夫

上流グリッドと下流グリッド間の水面勾配に基づいて河川流量を計算する拡散波方程式は、数値計算においては原理的に計算不安定を生じて解が発散する可能性を排除できない。発散を抑えるために、CaMa-Flood では時刻 $t + \Delta t$ の貯水量を計算するのに時刻 t と時刻 $t + \Delta t/2$ の情報を用いる計算手法を採用した。時刻 $t + \Delta t/2$ における河川流量を以下の式(2.13)で定義する。

$$Q_i^{t+\frac{\Delta t}{2}} = \frac{1}{2}(\tilde{Q}_i^{t+\frac{\Delta t}{2}} + Q_i^t) \quad (2.13)$$

ただし Q_i^t はグリッド i における時刻 t において時刻 $t + \Delta t/2$ の貯水量の計算に用いられた「真の」流量であり、 $\tilde{Q}_i^{t+\Delta t/2}$ は時刻 $t + \Delta t/2$ における水面勾配に基づいて計算された「仮の」流量である。したがって、時刻 $t + \Delta t$ における貯水量を予報するために用いられる「真の」流量は、時刻 $t + \Delta t/2$ における「仮の」流量と時刻 t における「真の」流量の算術平均として与えられる。1ステップ前の流量と平均を取ることで計算の安定性を向上させるアイデアはBates et al. [2010] も取り上げている。

式(2.13)を用いると、時刻 $t + \Delta t/2$ と時刻 $t + \Delta t$ における貯水量は以下の式(2.14)と式(2.15)で書くことができる。

$$S_i^{t+\frac{\Delta t}{2}} = S_i^t + \frac{1}{2}(Q_{net}^t + A_{ci}R_i^t)\Delta t \quad (2.14)$$

$$S_i^{t+\Delta t} = S_i^{t+\frac{\Delta t}{2}} + \frac{1}{2}\left(Q_{net}^{t+\frac{\Delta t}{2}} + A_{ci}R_i^t\right)\Delta t \quad (2.15)$$

ただし、 Q_{net}^i はグリッド*i*における時刻*t*での上流からの流入量と下流への流出量の差であり、式(2.16)で書くことができる。

$$Q_{net}^t = \sum_k^{Upstream} Q_k^t - Q_i^t \quad (2.16)$$

式(2.13)と式(2.14)を式(2.15)に代入すると式(2.17)を得る。

$$S_i^{t+\Delta t} = S_i^t + \left(\frac{3}{4} Q_{net}^{t+\frac{\Delta t}{2}} + \frac{1}{4} Q_{net}^t \right) \Delta t + A_{ci} R_i^t \Delta t \quad (2.17)$$

ここでは時刻*t* + Δt と時刻*t*の間の貯水量時間変化を計算するのに、時刻*t* + $\Delta t/2$ の情報を使っている。そのため、単純な前方差分の陽解法により貯水量の時間発展を予測するのに比べて、計算の安定性を確保することができる。

また、拡散波方程式では河川の逆流が生じるため、質量保存則を満たすには各グリッドの貯水量が負の値を取らないような工夫が必要である。平常の流れでは水は上流グリッドから出て下流グリッドに入り、逆流の場合は下流グリッドから出て上流グリッドに入る。そのため、各グリッドからの流出水量 O_i を以下の式(2.18)で定義できる。

$$O_i = \sum_k^{Upstream} (1 - \beta_k) Q_k \Delta t + \beta_i Q_i \Delta t \quad (2.18)$$

ただし、 β_i はグリッド*i*の流れの向きに応じて変化する関数で、下流へ向かう平常な流れの場合は 1 を、上流へ向かう逆流の場合は 0 をとる。

各グリッドにおいて流出水量が総貯水量を上回らないよう、グリッド*i*の補正流量 \dot{Q}_i を式(2.19)で求める。

$$\begin{aligned} \dot{Q}_i &= (\beta_i r_i + (1 - \beta_i) r_j) Q_i \\ r_i &= \max \left[1, \frac{O_i}{S_i} \right] \end{aligned} \quad (2.18)$$

ただし、 Q_i は補正前の流量、 r_i は補正係数、 S_i はグリッドの総貯水量（河道貯水量 + 氾濫原貯水量）である。添字*j*はグリッド*i*の下流グリッドを示す。つまり、平常の流れの場合は

グリッド i の補正係数が、逆流の場合はグリッド j の補正係数が用いられる。この補正を行うことによって、質量保存則を満たすことが可能になる。

2.8 まとめ

本章では、大陸河川における氾濫原の浸水過程を表現した全球河川モデル Catchment-based Macro-scale Floodplain model (CaMa-Flood) の詳細について記述し、実際に全球河川シミュレーションを実行して開発したモデルを検証した。氾濫原地形分布を 1 km 解像度の水文地形データを元に記述することで、氾濫面積と水深を陽に表現することに成功した。貯水量と氾濫面積と水深の関係は、1 km 解像度の DEM を元に物理的に算出した。また、支配方程式として拡散波方程式を導入したことで背水効果が再現できるようになった。氾濫原の導入により、世界の主要な大陸河川において日スケールの河川流量変動の予測可能性が大幅に向上することが示された。また、拡散波方程式の導入は、スムーズな水面標高分布や現実的な氾濫域の空間分布を再現するために必須であることがわかった。再現された氾濫域は衛星観測ともよく一致しており、河川流量以外の変数による全球河川モデルの検証は、モデルをよりロバストにすると考えられる。

しかし、改善すべき点は多数残されている。例えば、モデルの地形パラメータの抽出に用いた SRTM DEM には大きな不確実性がある。空間解像度 1 km であっても、標高の精度が十分とは言えないので抽出した貯水量と氾濫面積と水深の関係には不確実性が残る。衛星 DEM には植生キャノピーなどに影響を受けており [Sun et al., 2003]、これは氾濫原の地形を歪める原因となる。衛星 DEM から実際に水が流れる地表面の標高を抽出する手法の開発が必要である。

河道幅と河道深は流出量の気候値を元に経験的に定めたため、河川シミュレーションにおいては大きな不確実性となりうる。これらの地形パラメータは、氾濫が始まるまでに河道が蓄えられる貯水量を規定しているので非常に重要である。本章では一つの経験式を全球すべての河川に適用したが、実際には河道幅と河道深は流域やサブ流域ごとに違った特徴を持つと考えられる。パラメータの調整に必要な現地観測の流量データは限られているが、CaMa-Flood が予測する氾濫面積や水深を衛星観測などと比較することで現地観測が少ない流域でもパラメータ調整が可能になると期待できる。また、衛星可視画像や衛星高度計などのデータを元に、河道幅や河道深を直接もしくはデータ同化などを介して物理的に求める試みも行われている [Pavelsky nad Smith, 2008b ; Durand et al., 2008]。CaMa-Flood の河川流量の予測精度を向上させるには、これらの手法を用いて地形パラメータの不確実性を低減することが必須である。

CaMa-Flood で用いている仮定にもいくつか問題がある。まず、氾濫原地形分布関数として単調増加関数が定義されたが、これは計算効率を上げるには良い手法だが現実存在する窪みを無視している。図 2.11 にも示したように、高緯度における氾濫域の過小評価は、河道とは直接接続されていない小さな湖沼の存在に由来すると考えられる [Matther and

Fung, 1987]. 次に, 現実の河川流量は人間活動の影響を受けているにも関わらず, CaMa-Flood では人類による水資源操作を無視している. より現実的な河川流量再現を試みるにはダム操作などのスキームの導入が必要である [Hanasaki et al., 2008]. 灌漑水田も全球スケールの浸水域の分布としては無視できない規模であるので, モデルでの取り扱いが期待される. また, サブグリッドスケールでの河道と氾濫原の水交換は, 両者の水面標高が釣り合うように瞬間的に調整されるとした. しかし, 実際には河道と氾濫原の水の流は非常に複雑であることがわかっている [Alsdorf et al., 2005; Alsdorf et al., 2007]. 氾濫原の浸水と排水過程に関するより詳細なモデルスキームの開発も重要である.

地表水と他の水圏との相互作用も CaMa-Flood では考慮されていない. 全球河川モデルへの入力データとなる流出量は, 外部の陸面過程モデルで計算されているため, 地表水と地下水の相互作用は無視されている. 実際の流出量は地下水位と地表水位の双方に依存するため [Sophocleout, 2002], 全球河川モデルと陸面過程モデルの動的な結合が望まれる. 氾濫原から土壌への再浸透も乾燥域を流れる河川では重要なプロセスとなりうる [Wolski et al., 2006]. 氾濫原から大気への蒸発による水分の供給も, 水熱収支の変化にともない領域気候に影響を及ぼすこともあるが [Krinner, 2003], これも CaMa-Flood では考慮されていないプロセスである.

上記のような問題は残っているが, CaMa-Flood が全球スケールでの氾濫面積と水位の予測を達成した意義は大きい. 河川流量に加えて水位の情報を用いることで, 全球河川モデルは水資源マネジメントと洪水予測においてより詳細な情報の提供が可能になる. また, CaMa-Flood を気候モデルと結合することで, 地表水面が大気物理に与える影響を評価することもできる. さらにモデル開発も必要であるが, CaMa-Flood を様々な研究に適応することで新たな研究の進展が期待できる.

第 3 章 高解像度水文地形データの解像度変換による 河道網の自動構築とサブグリッド地形の抽出

Deriving a river network map and its sub-grid topographic data from a fine-resolution flow direction map

Abstract

In this chapter, an improved method is developed for converting a fine-resolution flow direction map into a coarse-resolution river network map for use in global river routing models. The proposed method attempts to preserve the river network structure of an original fine-resolution map in the upscaling procedure, as this has not been achieved with previous upscaling methods. The improved method assumes that a downstream cell can be flexibly located on any cell in the river network map instead of the traditional D8 method which only selects a downstream cell from the eight neighboring cells. The improved method preserves the river network structure of the original flow direction map and allows automated construction of river network maps at any resolution. Automated construction of a river network map is helpful for attaching sub-grid topographic information, such as realistic river meanderings and drainage boundaries, onto the upscaled river network map. The advantages of the proposed method are expected to enhance the ability of global river routing models by providing ways to more precisely represent surface water storage and movement.

3.1 はじめに

河道網に従って陸域から海洋へ至るまでの河川流量を計算する全球河川モデルは、気候モデルの水収支を閉じさせる目的で開発が始められた [Miller et al., 1994; Sausen et al., 1994]. 陸面からの流出量を流下させて河川流量を再現することは、気候モデルの陸面過程における流出の量とタイミングを評価することにも有益である [Oki et al., 1999; Hirabayashi et al., 2005]. 陸面からの流出量の直接観測は難しいため、陸面過程モデルが計算した流出量そのものを検証するよりも、流出量を河道網に沿って流下させて河川流量に変換しそれを観測値と比較するほうが合理的である。また、河川流量は再生可能な淡水資源と捉えることもできるため [Oki and Kanae, 2006] , 全球河川モデルによる河川流量シミュレーションは現在および将来における水資源アセスメントにも応用されている [e.g., Hanasaki et al., 2008]. 全球河川モデルは水文学および水資源研究にとって必要不可欠なツールであると言える。

全球河川モデルは地球表面を多数のグリッドで分割し、各グリッドの流下先を定めた河道網を用いることで河川流量を計算する [Miller et al., 1994; Oki et al., 1999]. 河川流下スキームは上流グリッドの流量を受け取り、下流グリッドへの流量を計算することで、河川流量の時空間分布を再現する。河川流量を精度よく予測するためには河道位置と流域界などを適切に表現した現実的な河道網が必要である。

大陸～全球スケール（解像度が約 10 km 以上）の河川モデルで用いる河道網を作成する手法の研究は、ここ 10 年以上わたり続けられている。最も基本的かつ単純な方法は「最急勾配法」と呼ばれるアルゴリズムであり [O'Callaghan and Mark, 1984; Marks et al., 1984; Miller et al., 1994], 各グリッドに隣接する 8 グリッドの中で最も急な勾配となる方向に流下先を定めるというものである。グリッド間の勾配は、グリッド平均標高とグリッド間距離を元に計算している。最急勾配法は、グリッドのスケールが小さい時（1 km 以下）などでは比較的精度よく流下方向を導出できる。しかし、大陸～全球スケールの河川モデルで用いられる粗い解像度ではグリッド平均標高と実際に水が流れる地形が一致しなくなるため、流下方向を適切に計算することができない [Ranssen and Knoop, 2000]. 結果として、粗い解像度（約 10 km 以上）の河道網を作成する場合は、最急勾配法で見積もった流下方向を実際の地図などを参照して修正する必要があった [Oki and Sud, 1998].

最急勾配法は、粗い解像度での河道網の抽出には向かないが、高解像度（1 km 以下）の表面流向データの作成には有効である [Jenson and Domingue, 1988; Costa-Cabral and Burgs, 1994; Tarboton, 1997; Orlandini et al., 2003]. 表面流向データはデジタル標高モデル（DEM）に最急勾配法を適応することで作成される、各グリッドの流下方向を示したラスタデータである。表面流向データも高解像度の河道網とすることができるが、本研究では混乱を避けるために高解像度 DEM より作成されたものを「表面流向データ」、河川モデルに用いられる低解像度のものを「河道網」と呼ぶ。衛星観測の進展により全球スケールの DEM が作成されるようになると、それらを元とした全球スケールでの高解像度の表面流向データ（例えば、Hydro1k や HydroSHEDS [Lehner et al., 2008]）も作成されるようになってきた。しかし、高解像度の表面流向データをそのまま全球河川モデルに適応するのは、計算機資源の制約からも現実的ではない。そのため、高解像度の表面流向データに解像度変換を施して、低解像度の河道網を作成する研究が行われてきた。表面流向データから河道網への変換は「アップスケール」と呼ばれている。大陸～全球スケールの河川モデルで使用する河道網を作成するために、様々なアップスケール手法が開発されてきた [O'Donnell et al., 1999; Wang et al., 2000; Fekete et al., 2001; Döll and Lehner, 2000; Olivera et al., 2002; Olivera and Raina, 2003; Reed, 2003; Paz et al., 2006; Davies and Bell, 2009]. ここで上げたアップスケール手法は、隣接する 8 つのグリッドから流下先を選択する「D8 メソッド」と呼ばれる枠組みを用いている。

図 3.1 に、高解像度の表面流向データ（河道位置を赤線で表示）と、基本的なアップスケール法で作成した低解像度の河道網（青矢印）の例を示した。これ以降は、高解像度のグ

リッド要素を「ピクセル」、低解像度のグリッド要素を「セル」と区別する。ほとんどのアップスケール手法では、最初のステップは各ピクセルの「代表ピクセル」を定めることである。多くの場合、各グリッドの代表ピクセルは上流流域面積を基準に選択される（図 3.1 の小さな緑色の四角）。その後、代表ピクセルを起点に表面流向データ上の河道を下流へと辿る（図 3.1b のセル A2 からの代表ピクセルからは影がついたピクセルを辿ることになる）。表面流向データを下流へと辿り、主なアップスケール手法では隣接する 8 セルの外側の境界に到達した時点で流下先セルを決定する（図 3.1b では、セル B3 がセル A2 の流下先セルになる）。いくつかのアップスケール手法では、セルの端をわずかに通るだけの河道上のピクセルが代表ピクセルに選ばれるのを防ぐために、代表ピクセルの選択に条件を設けて構築される河道網の精度向上を狙っている [e.g. Olivera et al., 2002; Reed, 2003; Paz et al., 2006]. アップスケールの過程で生じる間違いを減らすためにさまざまな工夫が考えられているが、アップスケール手法は主に次の 2 つのステップから構成される。1 つ目は各セルの代表ピクセルを選択するステップ、2 つ目は代表ピクセルから表面流向データを下流へと辿り流下先セルを決定するステップである。

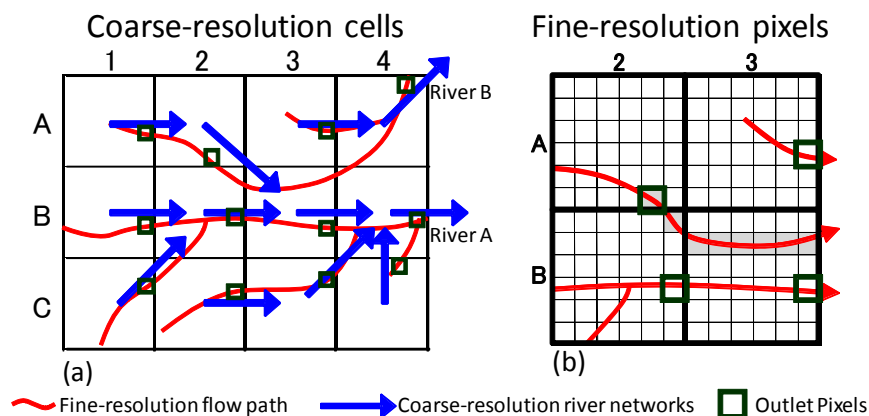


図 3.1 基本的なアップスケール手法の概念図
 赤線が表面流向データ上の河道、青色矢印が構築された河道網を示す。
 緑色の四角が各セルの代表ピクセルを表す。(b)は(a)の一部を拡大したもの。

アップスケール手法の改善のためにさまざまな工夫が試みられたが、低解像度の河道網を問題なく抽出できるアルゴリズムはこれまでのところ存在しない [Paz et al., 2006]. 表面流向データに含まれる上流と下流の連続性といった河川構造は、複数の河川が一つのセルを流れる場合などにしばしば損なわれる。例えば、図 3.1a のセル B3 には河川 A と河川 B の両方の河道が平行に走っている。セル A2 の代表ピクセルは河川 B に属しているが、セル A2 の流下方向は代表ピクセルが河川 A に属するセル B3 に向かっている。このため、本来は河川 B に属するセル A2 の上流域がセル B3 で河川 A に接続されてしまい、河川 A と河川 B の構造を歪めてしまっている。表面流向データで示される河川構造を模倣するためには、

河川 B の上流と下流を接続するために、セル A2 の流下方向をセル A3 へと修正しなくてはならない（修正後の河道網を図 3.2 に示した）。

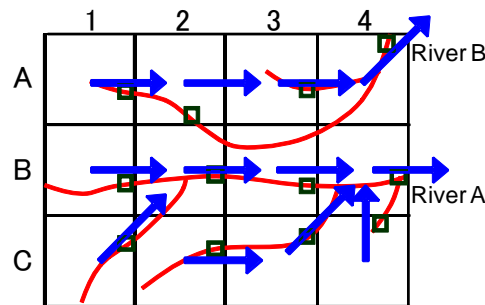


図 3.2 手作業による修正を加えた河道網

図 3.1 の河道網でセル A3 の流下先を変更し、河川 B の連続性を確保した。

アップスケールにより作成した河道網を修正することによって、低解像度の河道網と元になった高解像度の水面流向データとの関係は失われてしまう。結果として、高解像度データにおける標高分布や河道の蛇行といった詳細な地形情報が低解像度の河道網に反映されなくなる。低解像度の河道網におけるサブグリッド地形情報は、流下計算に必要な河床勾配の計算 [Arora and Boer, 1999] や氾濫原地形の抽出 [Coe et al., 2008; Yamazaki et al., 2011] に必要であるにも関わらず、既往研究では十分に考慮されて来なかった。

上流セルと下流セルの代表ピクセルが元となる表面流向データで異なる流域に属する場合、アップスケールの過程でどちらかの流域の河道が切断されてしまう。反対に、上流セルと下流セルの代表ピクセルが同じ流域に属する場合は、元の表面流向データにおける上流下流の関係は保存される。この特徴を考えると、図 3.1a のセル B3 のように、一つのセルに 2 つの河川が平行して流れている場合では、隣接 8 セルから流下先を選択する D8 メソッドでは、正確な河道網の構築が数学的に不可能であることがわかる。そこで本章では、この点に注目して D8 メソッドとは異なる枠組みでの新たな河道網構築アルゴリズムを提案する。まず、アップスケール手法の手順を 3.2 節で詳細に説明する。3.3 節では提案した手法で実際に全球スケールの河道網を構築し、3.4 節では新手法の特徴であるサブグリッド地形情報の抽出について議論する。最後に 3.5 節に 3 章のまとめを示す。

3.2 新たな河道網構築手法の提案

新たに提案する河道網構築手法は、隣接 8 セルから流下先を選択する D8 メソッドにかわり、任意セルから流下先をフレキシブルに選択するという枠組みを用いたため「Flexible Location of Waterways method (FLOW 手法)」と名付けた。FLOW 手法による河道網構築および付随するサブグリッド地形の抽出には、表面流向データとデジタル標高モデル (DEM) の 2 つの高解像度データを使用する。DEM のみから表面流向データを抽出することもでき

るが [Orlandini and Moretti, 2009] , 全球スケール DEM の現状の精度では正確な表面流向データの作成は難しいので, 本章では現実的な河川構造を反映した表面流向データを所与として使用した.

3.2.1 使用したデータ

表面流向データは 1 km 解像度の Global Drainage Basin Database (GDBD) [Masutomi et al., 2009] に含まれるデータを用いた. GDBD の各ピクセルは隣接 8 ピクセルのうち 1 方向に向かう流下先を持っている. 他の表面流向データとしては同様の研究で広く用いられている Hydro1k [Lehner et al., 2008] が利用可能であるが, 本研究では Hydro1k に比べて精度が高い GDBD の表面流向データを用いた. GDBD の表面流向は Hydro1k の表面流向の計算に用いたものと同じ DEM を元に行っているが, 河道位置や流域界位置を様々なデータで修正しているため, Hydro 1 k よりも現実的な河川構造を表現している.

GDBD の表面流向データに加えて, 本研究では NASA の Shuttle Radar Topography Mission で作成されたデジタル標高モデル SRTM30 DEM を用いた. SRTM30 は全球スケールの DEM としては非常に高い精度を有し, また SRTM の空間解像度 (30 秒) が GDBD の 1 km 解像度とほぼ等しいため, GDBD の表面流向データに結合するには便利であると考えた. SRTM30 と GDBD では地図の投影方法が異なるため, GDBD の各ピクセルに対して, 最も近い SRTM30 のピクセルの標高を付与する内挿法で, 投影変換を行った.

FLOW 手法は GDBD 以外の表面流向データにも適用可能であり, 例えば HydroSHEDS といったより高解像度 (約 90 m) の表面流向データ [Lehner et al., 2008] も入力データとして使用できる. 高解像度の表面流向データを用いるには多くの計算機資源が必要であるが, より詳細なサブグリッド地形情報を持った河道網を構築することができる. しかし, 本章では新しいアップスケール手法の特徴の議論に焦点を当てるため, 計算効率のよい 1 km 解像度の GDBD と SRTM30 を入力データとして用いた.

3.2.2 アップスケールの手順

表面流向データと DEM から河道網とサブグリッド地形を抽出する手順を以下にまとめる.

代表ピクセルの選択

- 各セルの端に位置するピクセルのうち, 最大の上流流域面積をもつピクセルを代表ピクセル候補とする(図 3.3a の小さな緑色四角).
- 各セルの代表ピクセル候補から表面流向データを下流に辿り, 次の代表ピクセル候補を探す. 代表ピクセル候補の間に存在するピクセルを, そのセルの「河道ピクセル」と定義する. 例えば図 3.3b では, 代表候補ピクセル I と II の間にある影の付いたピクセルがセル D2 の河道ピクセルとなる. 河道ピクセルの長さを表面流向データ上の蛇行を考慮して計算する.

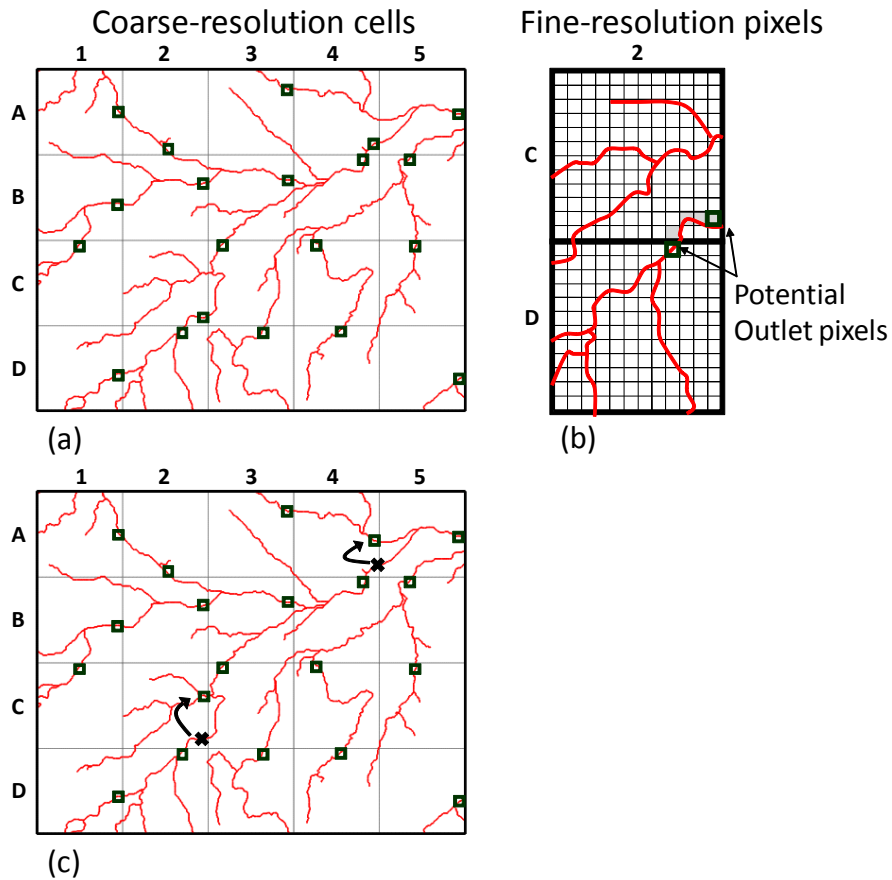


図 3.3 代表ピクセルの選択方法

赤線が表面流向データの河道位置，緑色の四角が選択された代表ピクセルを表す。
 (b)では河道ピクセルを灰色で示し，(c)では棄却された代表ピクセル候補を×印で示した。

- 各セルの河道ピクセルの長さがある閾値より短かった場合，下流端の代表ピクセル候補に選ばれていたピクセルを候補から棄却する。河道長さの閾値は，セルの端を僅かに通過するだけの河道が河道ピクセルとして選ばれるのを回避するためである。河道長や後述する単位集水域面積がセル同士で大きく違くと河川流量シミュレーションの際に計算不安定の原因となる。ここでは，赤道下におけるセルの一辺の約半分の長さ(1度解像度の場合は 50 km)を閾値とした。
- 代表ピクセル候補として棄却されたピクセルを除いて，各セルの端に位置するピクセルから最大の上流流域面積をもつピクセルを代表ピクセル候補とする。例えば図 3.3c では，最初に選ばれたセル A4 とセル C2 の代表ピクセル候補(黒色の十字で示した)が棄却され，残りのピクセルのうちで最大の上流流域面積をもつピクセルが新しい代表ピクセル候補(緑色小さい四角で示した)に置き換わっている。
- 上記のステップを，全てセルにおける河道ピクセルの長さが閾値より大きくなるまで繰り返す。全てのセルで河道長の閾値の条件が満たされたときに選ばれている代表ピクセル候補を，最終的な各セルの代表ピクセルとして決定する。

流下先セルの決定と河道網構築

- 各セルの代表ピクセルから表面流向データを下流へと辿り、次に行き着いた代表ピクセルが含まれるセルをそのセルの流下先セルとする。例えば図 3.4a では、セル D3 から黒い矢印で強調された表面流向データ上の河道を辿ると、セル B5 に含まれる代表ピクセルに到達するので、セル D3 の流下先セルはセル B5 と決まる。各セルについて流下先セルを決定する作業を繰り返すことで、各セルの流下先セルのグリッド番号をラスタデータとして保存することで、図 3.4b の青色の矢印で表現した河道網データが構築される。
- ただし、各セルから表面流向データ上の河道を辿ったが、下流の代表ピクセルを通らずに表面流向データ上の河口ピクセルに行き着いた場合は、そのセルは河道網の河口セルとして扱う。

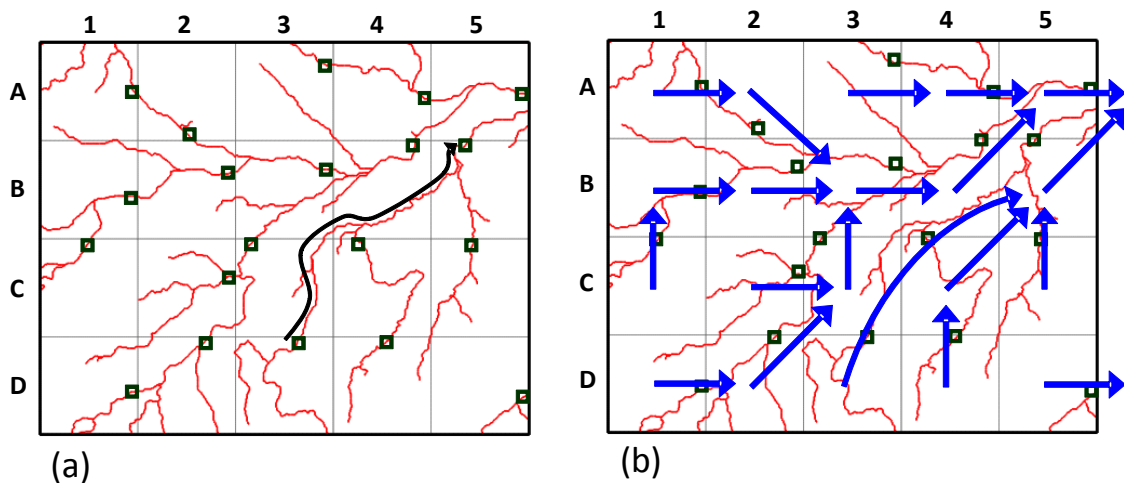


図 3.4 河道網の構築手順

(a)の矢印のように各代表ピクセルから表面流向データを辿り、到達した代表ピクセルが含まれるグリッドを流下先とする。各セルの流下先を決定すると(b)の青矢印で示した河道網が構築できる。

サブグリッド地形パラメータの抽出

- 高解像度の表面流向データにおける蛇行を考慮して計測した河道長を「河道長データ」として保存する。
- 代表ピクセルにおける SRTM の標高を「河道標高データ」として保存する。
- 表面流向データ上で各セルの代表ピクセルに集水されるピクセルの集合を「単位集水域ピクセル」と定義する(図 3.5b の陰付きピクセル)。各セルに属する単位集水域ピクセルの総面積を「単位集水域面積データ」として保存する。

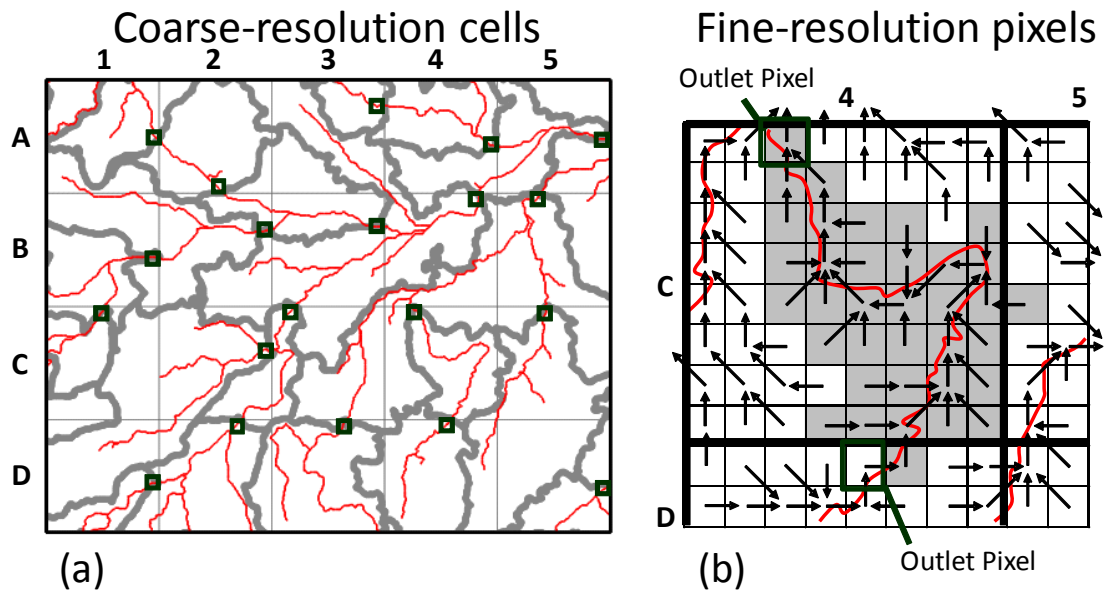


図 3.5 単位集水域の導出方法
各代表ピクセルに集水される表面流向データ上のピクセル
(例:bの灰色部分)をそのセルの単位集水域とする。

3.3 新手法による河道網の構築

本章で提案した FLOW 手法を用いて、さまざまな解像度で全球スケールの河道網を構築した。3.3 節では、構築した河道網の概要を示し、その精度を検証する。

3.3.1 構築した河道網の特徴

1 度解像度（セルの大きさが約 100 km）で構築した河道網の、モンスーンアジアの部分抜粋して図 3.6 に示した。太い青線が構築した河道網、青い円が河口セルを示す。FLOW 手法でアップスケールされた河道網は、手作業による修正を行わなくても現実の河道位置および流域界を適切に表現していることが分かる。図 3.6 では何点かで河道が交差しているように見えるが、これは各セルの中心を結ぶように河道網を描写している（図 3.7a）ためであり、流下計算を行う上では問題とならない。実際に各セルの代表ピクセルを結ぶように河道網を描くと（図 3.7b）、河道は交差せずにネットワークを形成していることがわかる。

FLOW 手法と既存アップスケール手法との最大の違いは流下先セルの指定方法である。既存アップスケール手法では D8 メソッドと呼ばれるように流下先セルは隣接する 8 セルの一つから選ばれたが、FLOW 手法では流下先セルは任意のセルから選択することができる。流下先セルをフレキシブルに選択可能になったことで、既往の D8 メソッドでは不可能だった、もととする表面流向データ上の河川構造を矛盾なく保存することが達成された。あるセルの代表ピクセルとその流下先セルの代表ピクセルが別々の流域に属する場合は、一つの河川の上流がもう一つの河川の下流に接続されてしまうという間違いが発生したが、FLOW 手法では全ての河川の上流と下流が適切に接続される。例えば図 3.6 において長江とメコン川

とサルウィン川が密接する三江併流地域（東経 99 度，北緯 27 度付近）は，2 グリッドに 3 つの河川が並行して流れるため，D8 メソッドを用いたアップスケール手法では上流と下流を正しく接続することは数学的に不可能である．しかし，流下先を任意に選べる FLOW 手法では，このような河川が密な地域でも現実的な河道網を構築できていることがわかる．

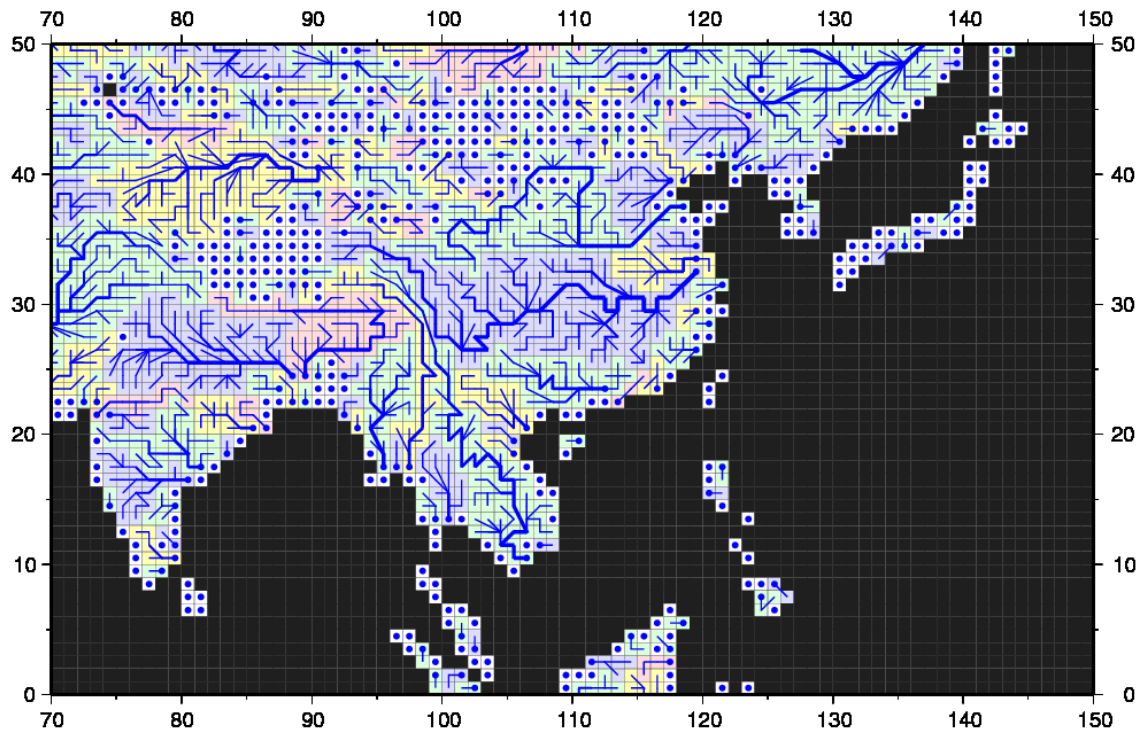


図 3.6 構築した1度解像度の河道網(モンスーンアジア地域)

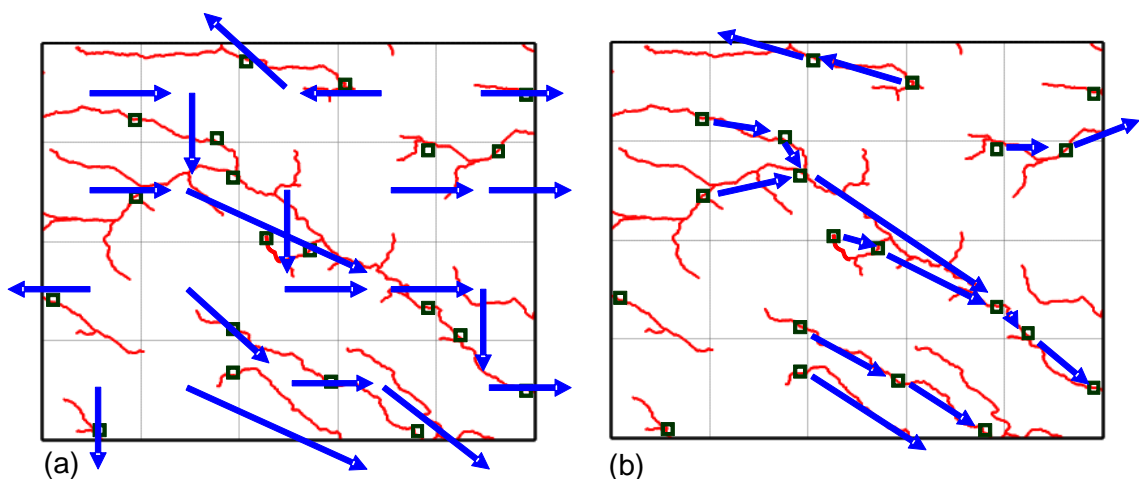


図 3.7 河道網に見られる見かけ上の河道の交差

(a)グリッド中心間を結ぶように描画すると河道が交差しているように見えるが，
 (b)代表ピクセル同士を結ぶように描画すると河道網は適切であることが分かる．

ほとんどの大陸～全球スケールの河川モデルは、あるセルから出ていく河川流量は河道網で示されたただ1つの流下先セルに渡される [Miller et al., 1996; Arora and Boer, 2002; Oki et al., 1999]. この枠組みの中では、伝統的なD8メソッドは河道網を記述するための十分条件ではあったが必要条件ではなかった。河道網において各セルに対して一つの流下先が定められているという必要条件を満たしていれば、河川モデルによる流下計算は可能である。そのため、FLOW形式の河道網は、河川モデルにおける河道網を読み込む方法を少し変更するだけで、実際の河川流量シミュレーションに応用することができる。しかしながら、FLOW手法のもうひとつの特徴である河道網に付随するサブグリッド地形パラメータを活用するには、河川モデルの大幅な変更が必要になる。

3.3.2 構築した河道網の検証

FLOW手法の精度を、アップスケールされた河道網上での上流流域面積と元とした表面流向データ上での上流流域面積と比較することで検証した。アップスケールの間違いにより、ある河川の上流域が別の河川流域に接続されてしまうと、上流域を奪われた河川の下流域では上流流域面積が過小評価となり、もう一方の河川の下流域では上流流域面積が過大評価となる(例: 図3.1a)。上流流域面積の比較だけでは河川ネットワークの詳細な形状までを評価することはできないが [Orlandini and Moretti, 2009], アップスケールでの間違いがどの程度あるかの議論は可能である。

図3.8は、アップスケールされた河道網の各セルにおける上流流域面積と、そのセルの代表ピクセルにおける表面流向データ上の上流流域面積を比較したものである。ここでは、気候モデルで用いられるスペクトル座標系でT213解像度(セルの大きさ約50km)の河道網を構築した。河道網はFLOW手法(図3.8a)および既往のD8メソッドに則ったDöll and Lehner [2002]の手法(図3.8b)とOlivera et al. [2008]の手法(図3.8c)で河道網を構築した。Döll and Lehnerの論文では、アップスケール手法を施したあとに手作業での修正を行っているが、ここでは比較のため論文中のアップスケール手法のみで河道網を構築した。図3.8の散布図のパターンはアップスケール手法の精度と直結している。アップスケール時に間違いなく河道網が作成された場合は、プロットは1対1の線上に並ぶが、アップスケール時の間違いにより河川構造が歪められると上流流域面積の過大評価と過小評価が生じるためプロットが1対1の線からばらつく。D8メソッドを用いている他の2手法に比べて、FLOW手法による上流流域面積のプロットは1対1の線上の近くに集まっており(図3.8a)、精度よく河道網を構築できていると言える。FLOW手法の上流流域面積のプロットでも僅かなばらつきが見られるが、これは他手法との比較のために長方形のセルの面積を用いて上流流域面積を比較しているためで、図3.5aのように求めた単位集水域面積を基準に上流流域面積を計算するとプロットは完全に1対1の線上の並ぶ。

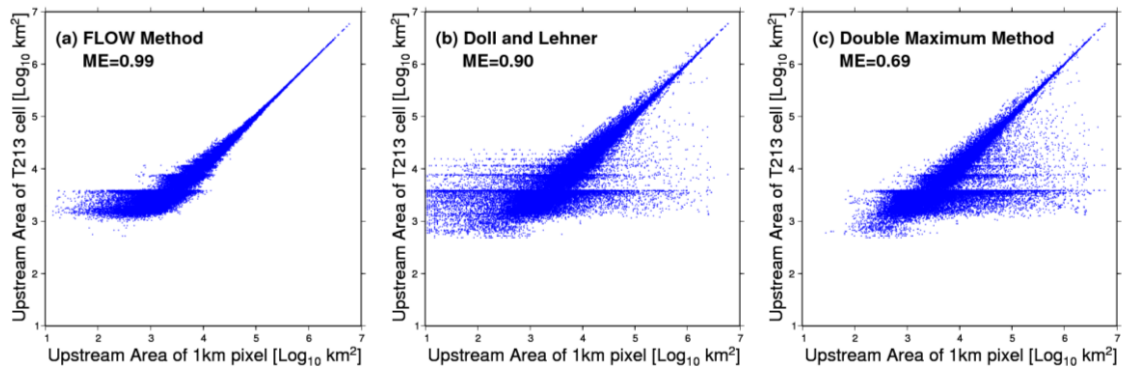


図 3.8 構築した河道網と表面流向データの上流流域面積の比較
構築した河道網における各セルの上流流域面積(横軸)と対応する
代表ピクセルの表面流向データの上流流域面積(縦軸)を比較した。
(a)FLOW 手法, (b)Döll and Lehner の手法, (c)Olivera et al.の手法。

アップスケールされた河道網の上流流域面積がもとの表面流向データの上流流域面積を反映しているかは、Nash-Sutcliffe のモデル効率を用いて統計的に評価することができる。[Janssen and Heuberger, 1995]. Nash-Sutcliffe のモデル効 ME 率は以下の式(3.1)で表される。

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (3.1)$$

ただし、 O_i はセル i の代表ピクセルにおける表面流向データの上流流域面積、 \bar{O} は全セルにおける O_i の平均値、 P_i はセルに i におけるアップスケールされた河道網の上流流域面積である。FLOW 手法の ME は 0.99 であり、Döll and Lehner の手法の 0.90 や Olivera et al.の手法の 0.69 に比べて良いスコアとなった。モデル効率の指標からも、FLOW 手法による河道網構築の精度は非常に優れているとすることができる。

3.4 新手法による河道網構築の独創性

FLOW 手法は、伝統的な D8 メソッドの代わりにフレキシブルな流下先セルの選択を採用したことで、手作業による修正を必要とせずに河道網を自動構築することを初めて達成した。手作業による修正は、大陸～全球スケールの河川モデルに必要な河川モデルの開発において、もっとも大きな障害の一つとなっていた。そのため水資源アセスメントなどに適応可能な精度を誇る全球河道網データは、数個のプロダクトのみにとどまっていた [e.g. Oki and Sud, 1999; Vörösmarty et al., 2000; Döll and Lehner, 2000]。しかし、手法では手作業による修正が不要となった FLOW 手法では、さまざまな座標系や解像度の河道網を簡単に作ることができる。例えば、図 3.9 はミシシッピ川流域における 30 分解像度 (図 3.9a) と 15 分解像度 (図 3.9b) の河道網であるが、これらも手作業による修正なしに FLOW 手法によって自動構築されたものである。また、直交座標系に限らず、例えば気候モデルで用いら

れる正二十面体を基本とした球面上の格子系 [Sato et al., 2008] (図 3.10) など複雑な座標系で河道網を構築することも可能である。

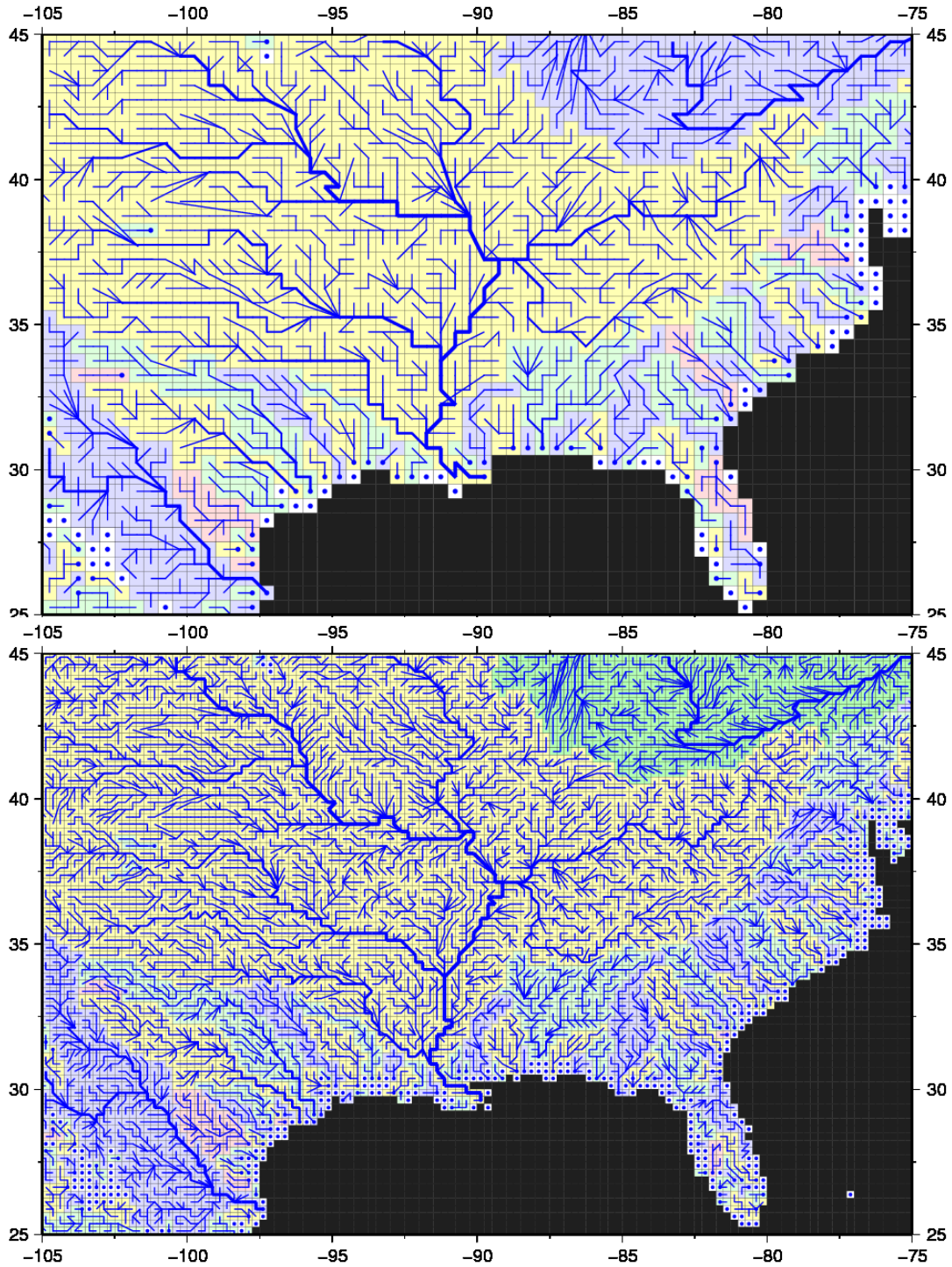


図 3.9 FLOW 手法で構築した(a)30 分解像度と(b)15 分解像度の河道網

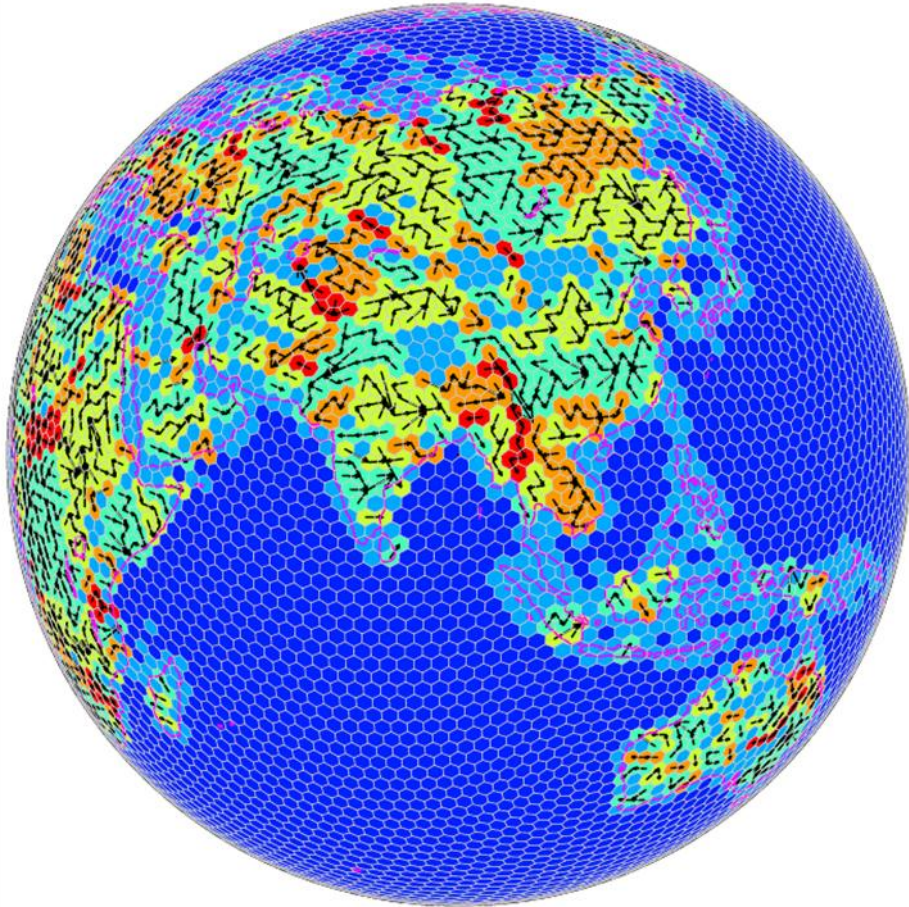


図 3.10 FLOW 手法で構築した正 20 面体を基礎とする格子での河道網

任意の座標系と解像度で河道網を作成できるという利点に加えて、FLOW 手法はサブグリッドスケールの地形情報をパラメータとして抽出できるという特徴を持つ。高解像度の表面流向データから低解像度の河道網を手作業による修正なしで構築できるので、河道網の各セルは代表ピクセルを介して元となった表面流向データを矛盾なく参照することができる。このため、3.3 節で述べたように表面流向データを河道網のセルに対応する単位集水域に分割することで、河道の標高、蛇行を考慮した河道長、単位集水域面積など、高解像度の表面流向データに含まれる情報をサブグリッド地形パラメータとして抽出することができる。これらのサブグリッド地形パラメータを河川モデルに取り入れる利点を以下で議論する。

全球河川モデルでは、上流セルと下流セルの間の河道長が河川流量の計算に必要となる [e.g. Miller et al., 1996]。FLOW 手法における各セルの河道長は、該当セルと下流セルの代表ピクセルの間の河道ピクセルの、表面流向データのスケールでの蛇行を表現した長さとなっている。現実の河道には全球河川モデルの格子より小さいスケールの蛇行が見られるので、高解像度の表面流向データに従って河道長を計算する手法は、既往のモデルで用いら

れていた上流セルと下流セルのセル中心間の幾何学的距離を河道長とする手法に比べて現実的である。いくつかの既往河川モデルでは、蛇行比（セル間の幾何学的距離に対する実際の河道長の比の全球または流域平均 [Oki et al., 1999]）を導入している。しかしながら、蛇行の様子は地域ごとに大きく異なるため [Costa et al., 2002]，広域で一様な値を用いる蛇行比では現実の河道網の複雑さを表現することはできなかつた。FLOW 手法による河道長の計算は、地域ごとに異なる蛇行の様子を表現できるため、セル中心間の幾何学的距離を用いる手法よりも、不確実性が少ない河川シミュレーションが可能になる。

河床勾配や水面勾配を考慮して河川流量を計算する河川モデルでは、流下計算に河道の標高データが必要になる [e.g. Arora and Boer, 1999]。既往の大陸～全球スケールの河川モデルでは、各セルの平均標高を用いてセル間の勾配を計算していた。しかし、大陸～全球スケールモデルの解像度は河川流れを規定する地形のスケールと比較して非常に粗いため、セルの平均標高では河床勾配や水面勾配を適切に見積もることが出来なかつた。とりわけ、上流セルより下流セルの標高が高くなることで生じる逆勾配は、流下計算にとって大きな支障となっていた [Arora and Boer, 1999]。一方で FLOW 手法では、各セルの平均標高を用いる代わりに、高解像度表面流向データ上の代表ピクセルの標高を各セルの河道標高とした。代表ピクセルは表面流向データの河道上に存在するため、水が流れる地点の標高を妥当に表現していると考えられる。

代表ピクセルの標高を各セルの河道標高とする妥当性を評価するために、1 度解像度で構築した河道網上に存在する負の勾配（下流セルの標高が上流セルの標高よりも高い地点）の地点数を数えて表 3.1 にまとめた。ここでは、負の勾配を生じている上流セルと下流セルの標高差を 10 m 未満、10～100 m、100 m 以上というカテゴリーに分類して示している。代表ピクセルの標高を河道標高として勾配を計算した場合は合計で 483 セルが負の勾配になり、セルの平均標高で勾配を計算した場合は合計で 1819 セルが負の勾配となった。10 m より大きな標高差のある負の勾配を有するセルの数は、代表ピクセルの標高を用いた場合は 188 セルであるのに対し、セルの平均標高を用いた場合は 1386 セルとなり、代表ピクセルを用いたほうが河道の勾配を現実的に表現できることがわかる。

表 3.1 負の勾配の地点数とその標高差

セル標高の計算方法	標高差			合計
	<10 m	10-100 m	> 100m	
代表ピクセルの標高	295	170	18	483
セルの平均標高	433	1048	338	1819

FLOW 手法は、各セルの対応する単位集水域を高解像度の表面流向データから計算する。単位集水域は、平均的には長方形セルに近い面積を持つ。単位集水域を用いたアプローチ

は、陸面過程モデルにおいて長方形セルでは表現できない細かな地形に規定された現実的な水収支を考慮するために開発された [Koster et al., 2000]. 大陸～全球スケールモデルのような粗い解像度の格子では、現実的な河川流域界を表現できないが、計算要素を長方形セルから単位集水域に置き換えることで流域界の形状を考慮した水収支計算が可能となる。単位集水域を用いたアプローチでは、通常は長方形格子で用意される降水量や流出量といったフォーシングを集水域単位に分配する作業が必要になる [Koster et al., 2000]. フォーシングを分配するアルゴリズムを必要とすることで長方形セルを用いた場合より計算負荷は大きくなるが、水文モデルにおいては厳密な水収支の表現が可能になるという利点がある。

3.5 まとめ

本章では Flexible Location of Waterways method (FLOW 手法) を提案し、高解像度の表面流向データをアップスケールすることで、大陸～全球スケールの河川モデルに用いる河道網を構築する手法を説明した。既存手法による河道網の構築では、表面流向データ上で表現された河川構造がアップスケール時に切断されてしまい、手作業による修正が必要となることが問題であった。FLOW 手法では、これまでの手法で用いられてきた流下先セルを隣接8セルから選択するという D8 メソッドを廃止して、流下先セルを任意に選択できる新しいアプローチを提案した。これにより、表面流向データにおける河道の上流-下流の関係を失わずにアップスケールを行うことが可能となり、河道網の自動構築を達成することができた。手作業による河道網の編集が不要になったことで、任意解像度と任意座標系での河道網の自動生成が実現した。また、構築した河道網は代表ピクセルを介して元の高解像度表面流向データを参照することができるため、河道標高、河道長、単位集水域面積などのサブグリッド地形パラメータを、表面流向データから矛盾なく抽出することが可能になった。本章で達成された河道網の自動構築およびサブグリッド地形パラメータの抽出は、大陸～全球スケールの河川モデルによる河川流量の物理的な計算の達成に大いに役立つと考えられる。

第 4 章 氾濫原水動態モデリングに必要な 衛星地形データの誤差解析と修正

Adjustment of a spaceborne DEM
for use in floodplain hydrodynamic modelling

Abstract

Precise Digital Elevation Models (DEMs) are required for the accurate modelling of floodplain hydrodynamics. The accuracy of currently available spaceborne DEMs however is hindered by a variety of errors which reduce the flow connectivity between river channels and the surrounding floodplains. This chapter describes a new algorithm for adjusting a spaceborne DEM which utilizes the information from a prescribed drainage networks dataset. The algorithm is designed to remove all the pits in the spaceborne DEM caused by vegetation canopies, sub-pixel sized structures, and random radar speckles while minimizing the amount of modification required for removing the pits. The proposed algorithm was applied to the SRTM3 DEM with reference to the drainage network information in the HydroSHEDS flow direction map. With consideration of the systematic errors in the SRMT3 DEM, small channels connecting floodplains were successfully implemented into the adjusted DEM. The accuracy of the adjusted DEM was validated using hydrodynamic simulations with the LISFLOOD-FP model in a middle reach of the Amazon River. The simulated water surface elevations and flooded areas with the adjusted DEM shows better agreement to observation data when compared to the results from the original SRTM3 DEM. The flow connectivity ensured by the DEM adjustment algorithm is found to be essential for representing realistic water exchanges between river channels and floodplains in hydrodynamics modeling.

4.1 はじめに

氾濫原における水動態は、河川による地表輸送プロセスで重要な役割を果たす。大河川においては洪水時に氾濫原が天然の遊水地として機能することで、洪水波が減衰しピーク流量が大幅に抑制される [Yamazaki et al., 2011]。また、アマゾン川のような平坦な流域では、河道と氾濫原とで活発に水が交換されており [Alsdorf et al., 2010]、水の流れとともに大量の炭素・栄養塩・土砂などが循環していると考えられる [Dunne et al., 1998, Rickey et al., 2002]。河道に隣接する湿地帯は、生態系のホットスポットであるだけでなく [Dudgeon et al., 2006]、地球規模でのメタン排出の主要な排出源となっており [Houweling et al.,

1999] , 生物多様性や気候変動に影響しうる地球システムの一要素として, 氾濫原の水動態解明は注目すべき研究テーマである。

氾濫原の水動態を捉える際に障害となるのは, 水の流れが非常に小さなスケールの地形に規定されていることである。Interferometric SAR を用いた水面標高観測によると, 氾濫原は細いチャネルで網目のように結合されており [Alsdorf, 2003] , 細いチャネルや旧河道の起伏に沿った水の流れは非常に複雑になることがわかっている [Alsdorf et al., 2007]。河道と氾濫原における水動態を適切にモデル化するには, 水の通り道となる細いチャネルや小さな起伏までを表現した精度の高い地形データが必要である。

近年のリモートセンシング技術の進歩により地形データの収集が加速し, 様々なデジタル標高モデル (DEM) が利用可能となっている。SRTM3 [Farr et al., 2006] や ASTER GDEM などに代表される衛星 DEM は, 地球全域をカバーするという利点を持つ。また, 衛星 DEM に比べて利用可能範囲は限られるが数 cm の精度を有する航空機 LiDAR による DEM の作成も広く行われている。これらの DEM は, 小流域スケールを対象とした 2 次元の氾濫解析モデルの直接用いられる [e.g. Bates et al., 2000; Dutta et al., 2000] ほか, 大陸スケール流域を対象とした河川流下モデルにおける氾濫原地形のパラメータ化にも用いられる [Coe et al., 2008, Beighley et al., 2009; Yamazaki et al., 2011]。

リモートセンシングによって得られた DEM には様々な誤差が含まれるため, そのまま水動態モデルに適用するにはふさわしくない。レーダーや立体視を用いた衛星 DEM は, 植生やビルなどの地表物体に影響を受けるため, 実際に水が流れる地表面の標高を正しく表現しているとは言えない [e.g. Lehner et al., 2008; Sanders et al., 2007]。また, 現状の衛星 DEM の解像度は典型的なものでも数 10 m であるために, 氾濫原と河道を接続する細いチャネルといったサブグリッド地形を解像できず, その標高は周辺の堤防などと混同される [e.g. Wilson et al., 2007]。LiDAR を用いた高解像度 DEM は, 上述のような誤差を回避することができるが, LiDAR DEM と衛星 DEM の双方とも機体の軌道のぶれや観測機器の温度汚染などによるランダム誤差による影響を受けている [Rodriguez et al., 2006]。これらの誤差は DEM で表現される地形を歪めることで, 想定される水の流れを妨げてしまう。

DEM を水動態モデルに適応できるように, 標高の誤差を取り除くアルゴリズムが数多く開発されている。DEM を氾濫モデルに用いる際の問題で代表的なものは, 一つまたは複数のピクセルが自身より高い標高で囲まれ窪地となる人為的な窪み「ピット」である。ピットは期待される水の流れを妨げ「流れの連続性」を失わせるため, 水動態モデルに適応する前に DEM からピット取り除く「ピット除去」を適応する必要がある [Jensen and Domingue, 1998]。もっとも簡単なピット除去のアルゴリズムは, ピットに含まれるピクセルの標高を, 周囲の標高と等しくなるまで持ち上げるというものである。しかし, この単純な方法では修正後の DEM に平坦な領域が広がってしまうため, 勾配などが現実的でなくなるという問題がある。そのためピットの標高を上げる単純なアルゴリズム [Jensen and Domingue, 1998] に加え, ピット周辺の標高を下げる手法 [Martz and Garbrecht, 1999] や, それらの組み合わせ

せ [Soille, 2004] など多様な手法が提案されている。先端的なアルゴリズムでは、修正後の標高を土砂輸送モデルから物理的に推定し、除去後の地形が自然な勾配を持つように工夫している [Grimaldi et al., 2007]。ピット除去はほぼ全ての作業を自動化できるため、比較的精度の高い LiDAR ベースの DEM など流れの連続性を確保するには非常に有効な手法である。

観測データの入手が難しい遠隔地や対象範囲が大陸河川など広域に及ぶ場合には衛星 DEM が用いられるが、衛星 DEM の修正は LiDAR DEM の場合よりも困難になる。衛星 DEM では、植生キャノピーによる標高のシステム誤差や、細いチャネルといったサブピクセル以下の地形構造の混同を無視できないためである [Sun et al., 2003; Lehner et al., 2008; Sanders et al., 2007]。そのため衛星 DEM では、標高の情報のみから河道や流域界を正しく抽出することは困難であり、外部から河道位置情報を取りこんで河道周辺ピクセルの標高を人為的に下げる [e.g. Maidment, 1996; Ranssen and Knoop, 2000, Lehner et al., 2008]、また流域界データベースを参照して流域界ピクセルの標高を上げる [e.g. Masutomi et al., 2009] などといった、DEM 外部の情報を用いた「外部補正」が行われている。一例として、HydroSHEDS [Lehner et al., 2008] で行われた標高修正の結果を図 4.1 に示した。まず、元となる衛星 DEM (図 4.1a) に、外部補正とピット除去を組み合わせることで流れの連続性が保証された「Conditioned DEM」が作成され (図 4.1b)、それをもとに河道位置や流域界が現実的に表現された表面流向データを抽出することができる (図 4.1c)。

外部情報を参照して DEM を修正する外部補正は、流れの連続性を確保して表面流向データを抽出することを目的としているので、その中間生成物である Conditioned DEM は実際の標高を正確に表現することを意図していない。図 4.1a と図 4.1b に示されたように、Conditioned DEM では特に河道周辺の標高が、観測値に基づく元の DEM と比較して 10 m 以上も下げられていることが分かる。表面流向データの作成を目的とした Conditioned DEM では、勾配などの地形情報が適切に反映されていないため [Callow et al., 2007]、そのまま水動態モデルに用いることは不適切である。

そこで、本章では衛星 DEM から、流れの連続性は確保しつつ観測に近い標高を保った新しいタイプの DEM を作成するアルゴリズムを提案する。既往研究では元の衛星 DEM (図 4.1a) から最初に Conditioned DEM (図 4.1b) を作成し、その後に表面流向データ (図 4.1c) を抽出していた。本章では、元の衛星 DEM (図 4.1a) に対して表面流向データ (図 4.1c) を参照しながらピット除去のアルゴリズムを施すことで、外部補正を用いずに流れの連続性が確保された Adjusted DEM (図 4.1d) を作成する。新しく提案された Adjusted DEM は、流れの連続性を確保しながらも、標高が元の観測データに近い値をとるという点で Conditioned DEM とは異なっている。以下、4.2 節で使用したデータと対象領域を説明し、4.3 節で具体的な手法を解説する。4.4 節で DEM 修正の結果を示し、4.5 節で実際に氾濫シミュレーションを行って DEM 精度の検証を行った。4.6 節にて、まとめと今後の課題を議論する。

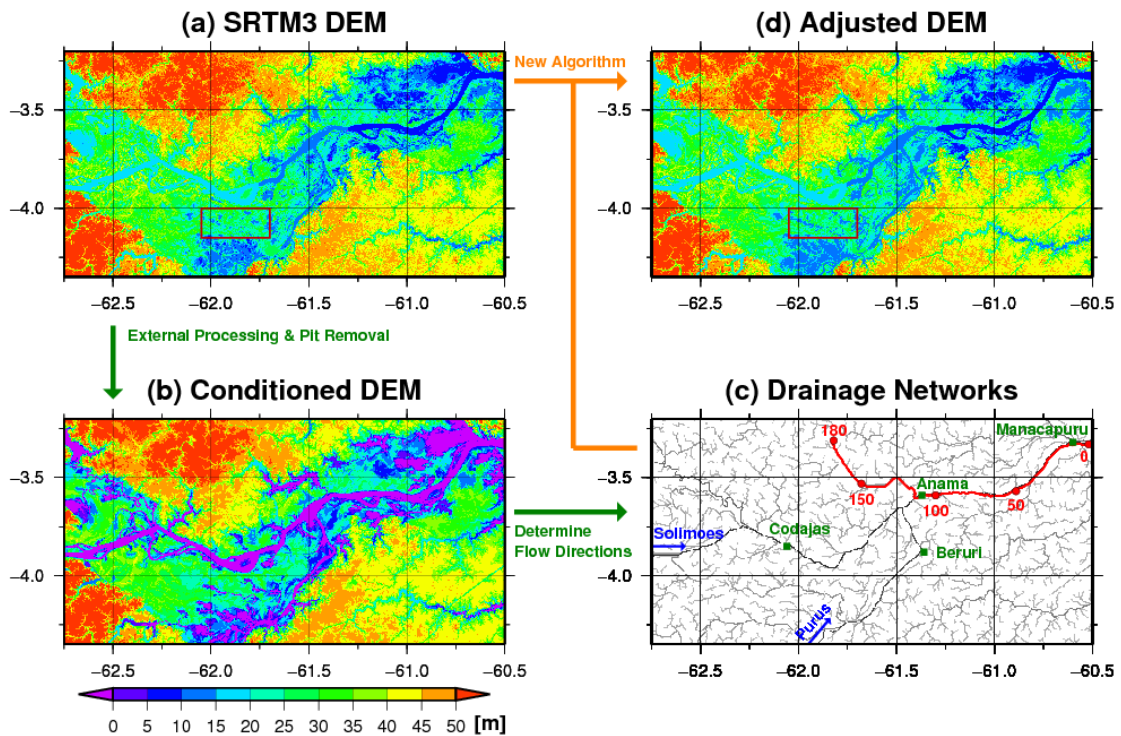


図 4.1 元の衛星 DEM から Conditioned DEM, 表面流向データ, Adjusted DEM を作成する手順
(a)元の衛星 DEM に外部補正とピット除去を施して(b) Conditioned DEM を作成し, 最急勾配法で
(c)表面流向データを得る. 元の DEM と表面流向データを統合して(d) Adjusted DEM を作成する.

4.2 使用データと対象領域

本研究では, 元とする衛星 DEM として SRTM3 [Farr et al., 2007] を, 表面流向データとして HydroSHEDS [Lehner et al., 2008] を用いた. SRTM3 は NASA の Shuttle Radar Topography Mission にて Interferometric SAR を用いて作成された解像度 3 秒 (約 90m) の DEM であり, 北緯 60 度から南緯 60 度の範囲をカバーしている. オリジナルの SRTM3 DEM (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>) には, 反射率の低い水体やレーダーの影となる山岳部などで多数の欠測域があるため, 本研究では SRTM 以外の DEM で補完することで欠測域を埋めた CGIAR-CSI 版の SRTM3 DEM version 4.1 (<http://srtm.csi.cgiar.org>) を用いた.

HydroSHEDS (<http://hydrosheds.cr.usgs.gov/>) は, SRTM3 DEM を元に作製された表面流向データを中心とするデータベースである [Lehner et al., 2008]. まず, SRTM3 DEM の標高を現存する多数の河道位置データや流域界データに基づく外部補正で修正した後にピット除去を行って Conditioned DEM を作成する. 次に, 各ピクセルに隣接 8 ピクセルのうち最も急な勾配を生ずるピクセルに流下方向を決めることで, 表面流向データを作成する. 外部補正とピット除去によって Conditioned DEM を生成する作業は, Conditioned DEM から導出される表面流向データが既存の河川データと比較して十分な精度を持つようになるまで繰り返された.

本研究で DEM 修正を行う対象範囲は、図 4.1 に示したアマゾン川流域中流部にあたる (62.75W, 3.20S) - (60.50W, 4.35S) の地域である。この範囲は Manaus の上流にあたり、Solimões 川が約 280 km にわたって流れ、またその支流である Purús 川が合流している。複数の先行研究 [e.g. Wilson et al., 2007; Durand et al., 2008; Trigg et al., 2009] がこの地域を対象に行われている。流量・水位・河道断面・浸水面積などの観測データが揃っているため、2 次元氾濫モデルを用いた DEM 修正手法の検証にも適切であると考えられる。なお、DEM 修正にはほぼ全球で利用可能な衛星 DEM に基づくデータを使用しているため、同様のアルゴリズムを他の領域にあてはめることは容易である。

4.3 提案する DEM 修正手法の詳細

本研究で提案する DEM 修正手法の特徴は、表面流向データを入力データとして用いることで河道位置や流域界位置の情報を既知として取り扱う点である。通常は表面流向データを抽出するために外部補正などを用いて DEM を修正する必要があるが、本研究では河道や流域界の位置を示した表面流向データをあらかじめ与えることで外部データを用いて人為的に地形の修正を行う外部補正が不要となる。そのため、地形の大幅な改変を伴わずに、河道上の流れの連続性を確保できることが期待される。

DEM 修正手法の基本となるのは 1 次元の「河道ライン」におけるピットの除去である。ここでは、「河道ライン」を表面流向データのある最上流ピクセルから最下流ピクセルの連続体と定義する。2 次元の表面流向データは複数の河道ラインの集合体として考えることができる。例として図 4.1c 中の赤線で示された河道ラインにおける SRTM3 DEM の標高プロファイルを図 4.2 に示した。図 4.2 から、元となる SRTM3 DEM には、植生キャノピーによるバイアス、ピクセルサイズ以下の河道と周辺の堤防の標高が混同することによる誤差、レーダーのランダムノイズなどが含まれ、多数のピットが形成されていることが読み取れる。流路距離 110 km から下流は Solimões 本流にあたり、植生や中州によると考えられる誤差があるがその数は少ない。流路距離 110 km から上流は氾濫原に位置し、植生キャノピーや河道と堤防の混同などによる誤差が多数見られる。SRTM の観測は、対象領域では洪水シーズンの前にあたる 2000 年 2 月中旬に行われた。そのため、SRTM3 DEM は本流や定常的な湖にあたるピクセルを除いては、浸水していない氾濫原の地表面を捉えていると考えられる。

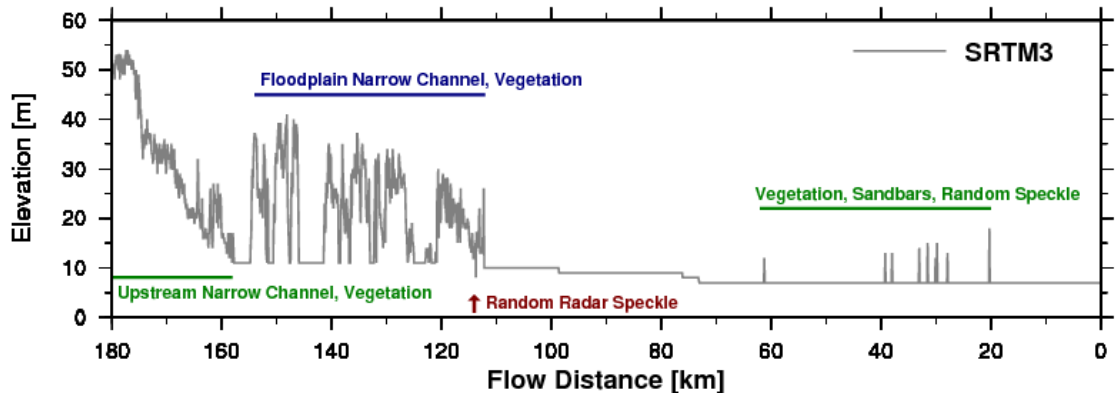


図 4.2 河道ラインに沿った SRTM3 DEM の標高分布
 図 4.1c の赤線で示した河道ライン上の標高分布を描いた。

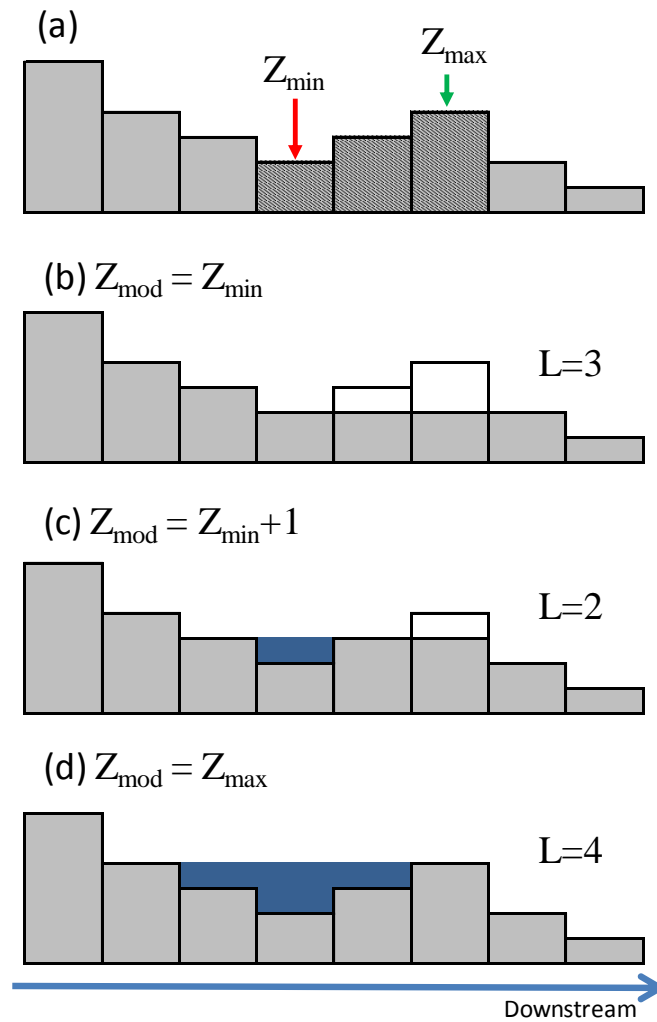


図 4.3 提案するピット除去手法
 ピットによる負の勾配を(a)の斜線で示した。(b)~(d)の白抜きは標高を下げたピクセル、
 青色は標高を上げたピクセルを示す。L は(b)~(d)の修正に必要な修正量を示す。

1次元の河道ライン上のピットの除去は、Soile [2004] のアイデアを元に行った。1次元の河道ライン上では、ピットは上流より下流の標高が高い区間として認識される（図 4.3a の斜線ピクセル）。ピットは、「下流側の掘削」と「上流側の埋め立て」という2つの標高修正手法の組み合わせで除去することができる。ここで、修正後の標高 Z_{mod} は、勾配が逆転している区間の上流側の最低標高 Z_{min} と、下流側の最高標高 Z_{max} の間の値を取ることが可能である（図 4.3b, 4.3c, 4.3d）。可能性のある Z_{mod} の値それぞれに対して、必要な標高修正量 $L(Z_{mod})$ を以下の式(4.1)で計算する。

$$L(Z_{mod}) = \sum_i^N |Z_i - Z_{mod}| \quad (4.1)$$

ここで、 N は修正が行われるピクセルの集合、 Z_i は修正前のピクセル i の標高である。可能性のある Z_{mod} の値のうち、必要な修正量 $L(Z_{mod})$ が最少となるものを採用する。例えば、図 4.3b, 4.3c, 4.3d の中では、 $L(Z_{min} + 1) = 2$ となる図 4.3c の結果が採用される。この修正量を最小化するアルゴリズムによって、ピットを除去後の標高をなるべく元の標高に近づけることが可能になる。ただし、一つの河道ラインに複数のピットが存在する場合は、上流側のピットから順番に標高修正を行うことで、全てのピットを取り除いた。

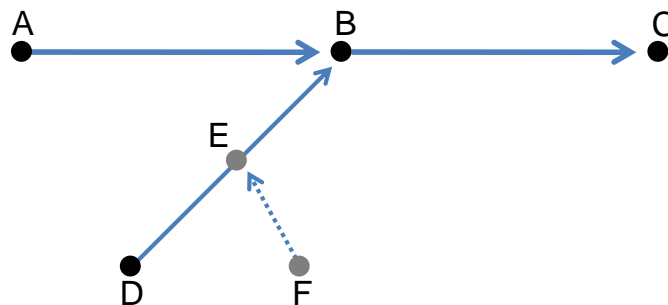


図 4.4 1次元河道ラインから2次元表面流向データへの拡張アルゴリズム

1次元の河道ラインから2次元の表面流向データへの拡張は、一つの河道ラインにその支流となる河道ラインを加えていくことで行われる。例えば図 4.4 においては、まず河道ライン A-B-C に対してピットの除去を行い、次にその支流 D-B を加えた河道ライン D-B-C に対してピットの除去を行う。この時、D-B-C に対する修正が既にピット除去された区間 B-C の標高を持ち上げないという条件を満たす限り、河道ライン A-B-C 上に新たにピットが生じることはない。前段落で説明した 1次元河道ライン上のピット除去アルゴリズムはこの条件を満たすので、2次元への拡張が可能である。その後、別の支流 F-E を加えて河道ライン F-E-B-C の修正を行う場合も、河道ライン D-B-C の修正を行う場合と数学的には全

く同じ問題となる。このように、河道ラインを一つ一つ追加していくことで、1次元の河道ラインを2次元の表面流向データへと拡張することができる。1次元のピット除去アルゴリズムを施す順番は、最上流ピクセルから最下流ピクセルまでの総延長が長いほうから行った。

4.4 DEM 修正手法の適応結果

4.4.1 河道ライン上での解析と手法の改善

上記のアルゴリズムで標高修正を行った結果を、図 4.1c の赤い河道ラインで示された区間について図 4.5a に示した。流路距離が 110 km より下流側では、期待通りに植生や中州によると考えられる誤差の除去が行われている。しかし、110 km より上流側では、細い河道と周辺の堤防の標高の混同が原因と考えられる SRTM3 DEM のばらつきが確認され、修正後の標高がこれらの誤差に影響を受けている。元の SRTM DEM で流路距離が 120~160 km の区間に存在する標高 12 m の平坦な地域は氾濫原を表しているが、その標高が 19 m まで持ち上げられた修正後の DEM では適切な氾濫シミュレーションを行うことは困難と考えられる。対象領域での洪水波の振幅が 11 m 程度であるので、この標高の改変は氾濫面積の再現性に影響を及ぼすものである。

より適切な修正を行うには DEM に含まれる誤差の特性を考慮する必要がある。図 4.2 に示したように、DEM には植生・橋・中州などの地表物によるバイアス、細いチャネルと周辺の堤防との標高の混同、レーダーのランダムノイズと言った様々な誤差が含まれている。これらのうち、地表物体による誤差は明らかに正のバイアスとして検出される。また、細いチャネルと周辺の堤防との標高の混同も、氾濫シミュレーションに必要なのは河道部分の標高である点を考慮すると、これも正のバイアスと考えることができる。レーダーのランダムノイズのみがランダム誤差として扱われるべき誤差である。従って、衛星 DEM 中に含まれる誤差は、ほとんどが正のバイアスを持っていると考えられる。DEM の誤差が正のバイアスを持つという特性を考慮した修正を行うには、「下流側を掘る修正」が「上流側を埋める修正」より卓越するような制約が求められる。

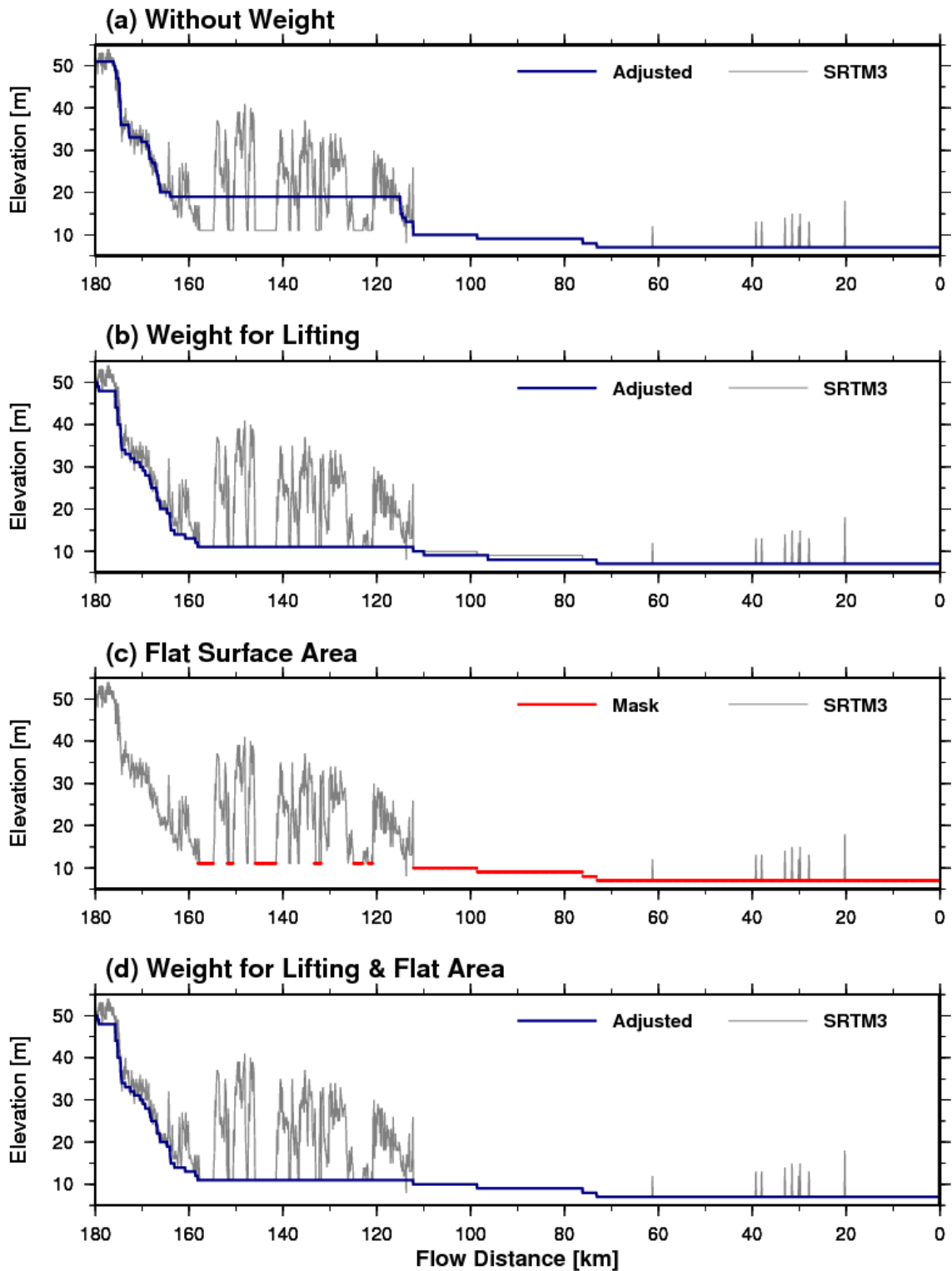


図 4.5 ピット除去手法の結果

(a)重みを付けない修正結果, (b)上流を埋める変化のみに重みを付けた修正結果,
 (c)フラットな区間の定義, (d)上流を埋める変化とフラットな区間の変化に重みをつけた修正結果

そこで、DEM に含まれる誤差の特性を反映するために、ピットの除去に必要な標高の修正量 $L(Z_{mod})$ の計算時に重みを与えることを試みた。具体的には、修正量の計算式(4.1)を、ピクセル i の特性を考慮した重み w_i を導入した式(4.2)に置き換えて、修正後の標高 Z_{mod} を決定する。

$$L(Z_{mod}) = \sum_i^N w_i |Z_i - Z_{mod}| \quad (4.2)$$

まず、下流側を掘る修正を優先させるために、下流を掘り下げる時の重みを 1、上流を埋める時の重みを 10 とした。上流を埋める修正への重みづけ導入した標高修正の結果を図 4.5b に示した。上流を埋める修正への重みを導入することで、図 4.5b では流路距離 110 km より上流で確認された、細い河道と周辺の堤防が混同することによる誤差を除去して、氾濫原の標高を維持した修正ができています。しかし、掘る修正が過剰に卓越してしまうために、流路距離 70~110 km のフラットな区間では修正後の標高が元の SRTM3 DEM より明らかに低くなってしまっている。

元の SRTM3 DEM の標高分布がフラットな区間は、水面の標高を正しく捉えており誤差がないと期待できるので、この区間の標高が改変されてしまうのは望ましくない。そこで、河道ラインで連続する 20 ピクセルのうち 15 ピクセル以上が同じ標高をもつ区間を「フラットな区間」と定義して(図 4.5c の赤線)、フラットな区間の標高を修正する際には通常の区間の 20 倍の重みを与えるとした。フラットな区間への重みを導入した修正の結果を図 4.5d に示した。この修正では、上流側の河道と堤防の混同による誤差に上手く対応しつつも、下流側においてもほぼ全ての区間で元の SRTM3 DEM と同一の標高を維持していることが分かる。

修正量の重みづけに用いたパラメータ(持ち上げ修正の重み、フラットな区間への重み、フラットな区間の定義方法)は、修正後の DEM が現実的になるように試行錯誤によって決定した。ただし、パラメータは元となる DEM の特性や解像度、または対象地域ごとに調整が必要であると考えられる。パラメータの決定方法には議論の余地があるが、以下では上述のパラメータで重み付き修正を行った DEM について解析を行う。

4.4.2 アマゾン対象領域への適用と解析

上流を埋める修正とフラットな区間の修正への重みを考慮した DEM 修正を、アマゾン川流域の対象領域(62.75W, 3.20S) – (60.50W, 4.35S) に適応した。元の SRTM3 DEM には全 3,726,000 ピクセルのうち 569,000 ピクセル(15.29%)が上流より下流の標高が低いピットがあると判定された。DEM 修正により全てのピットが除去されたが、その際には 644,959 ピクセル(17.31%)で標高の修正が行われた。修正されたピクセルのうち 589,737

ピクセル (91.44%) では、標高が下げる方に修正が行われた。また、修正が行われたピクセルのうち、235,024 ピクセル (36.44%) は元の標高から 1m の変更、158,694 ピクセル (24.61%) が元の標高から 2m の変更であった。また、修正が行われたピクセルの 90.56% が 5m 以下の標高の修正に収まっていた。修正後の DEM を図 4.1d にも示したが、従来の Conditioned DEM (図 4.1b) に比べて、元となる SRTM3 DEM の標高の大部分が保存されていることが分かる。

Purús 川の周辺の氾濫原 (62.05W, 4.00S) - (61.70W, 4.15S) における SRTM3 DEM と Adjusted DEM の標高分布を図 4.6 に示した。元の SRTM3 DEM (図 4.6b) においても、細いチャンネルの存在を標高分布から推測することができるが、それらの標高は周囲の堤防と混同してしまっている。そのため、DEM 上では各氾濫原が独立したピットを形成しており、氾濫原間の流れの連続性が確保されていない。一方で Adjusted DEM (図 4.6a) では、表面流向データ上の河道ラインに沿って、細いチャンネルの標高が氾濫原の標高と等しくなるように修正されている。これによって、DEM を用いた氾濫原水動態モデルの中でも、河道と氾濫原および氾濫原同士の水交換が再現できることが期待される。

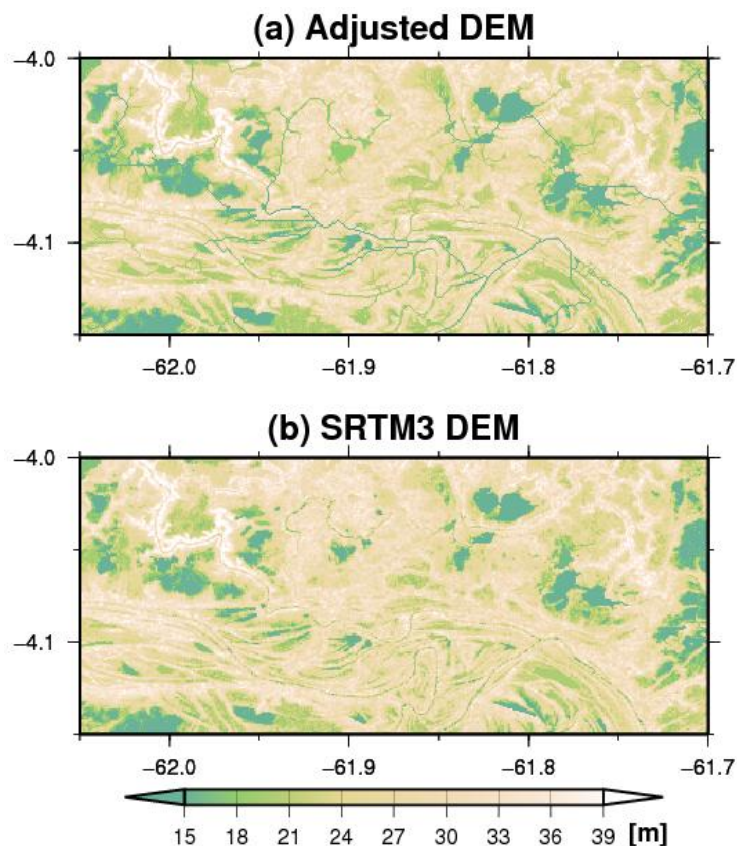


図 4.6 (a)Adjusted DEM と(b)元の衛星 DEM の氾濫原とチャンネルの標高分布
氾濫原の位置は図 4.1a と 4.1d に茶色の枠で示した。

4.5 氾濫解析モデルを用いた検証

4.5.1 実験設定

Adjusted DEM の有効性を検証するため、実際に氾濫解析モデル LISFLOOD-FP [Bates and De Roo, 2000] を用いて氾濫原の水動態シミュレーションを行った。LISFLOOD-FP はラスタ形式の水動態モデルで、1次元の河道流下スキームと2次元の氾濫原浸水スキームを組み合わせることで、氾濫原の水動態をシミュレーションするために設計されている。本研究では、1次元の河道流下に Trigg et al. [2009] による拡散波近似スキームを採用し、2次元の氾濫原浸水スキームの計算には Bates et al. [2010] による拡散波方程式に加速度項を加えることで計算速度と安定性を改善した慣性式近似を用いた。モデルへのインプットは、氾濫原の DEM、河道断面情報（水深と川幅と粗度係数）、上流端の流入量、下流端の水位情報である。ここでは、Wilson et al. [2007] による現地観測に基づく河道断面情報と上流端・下流端の境界条件を利用した。

実験では、元の SRTM3 DEM と Adjusted DEM を差し替えた実験結果を比較することで、DEM修正の効果を議論する。ただし、90 m 解像度のままで氾濫解析を行うのは計算負荷的に難しいので、90 m DEM を 270 m DEM に解像度変換してシミュレーションを実行した。解像度変換には、地形の平滑化によって Adjusted DEM で確保された流れの連続性が失われないように、3×3 ピクセルのうちで最低の標高を取るというアルゴリズムを用いた。シミュレーション期間は、まず高水期の定常状態で 300 日のスピナップを行い、その後 1995 年 6 月 1 日～1997 年 3 月 31 日までの 671 日間のシミュレーションを行った。

4.5.2 水位変動の検証

最初に、LISFLOOD-FP が Solimões 川と Purús 川の本流河道の水位変動を正しく再現できているかを、Anamá, Codajás, Beruri の 3 つの現地観測による水位データと比較した。LISFLOOD-FP シミュレーションと観測水面標高の RMSE (m) を表 4.1 にまとめた。ただし、水位観測データは、相対的な水位変動しか示していないので、ICESAT の高度計 [Hall et al. Submitted] を用いて SRTM3 DEM と同じ EGM96 を基準にした絶対標高に変換した。下流側に位置する Anamá と Beruri では 0.4 m 程度であり、上流側に位置する Codajás でも 0.8 m と小さな RMSE を保っていた。この流域の年間の水位変動が約 11 mであることを考慮すると、LISFLOOD-FP は本流での水位変動を適切に表現できていると考えられる。

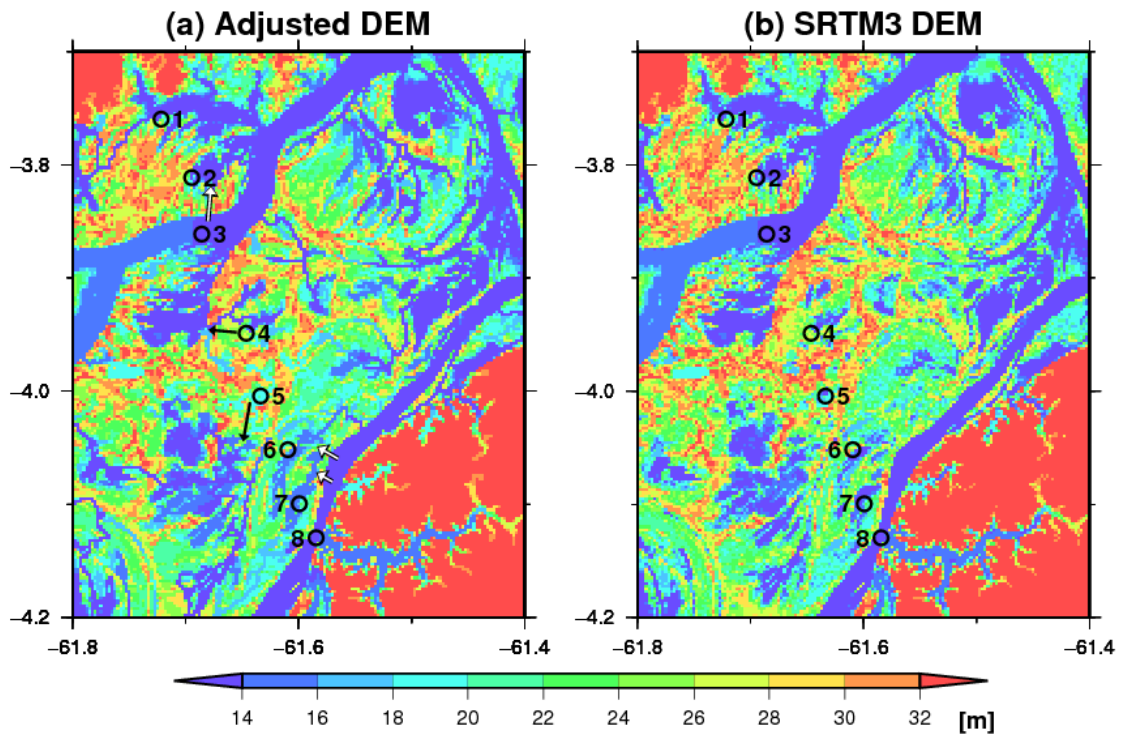


図 4.7 TOPEX/Poseidon の観測点クラスターの位置
背景は 270m 解像度の DEM, 黒矢印は DEM 修正で接続されたチャネル,
白矢印は DEM 修正後も適切に表現されていないチャネルを示す。

表 4.1 各観測点における水面標高変動の RMSE の一覧

	Original SRTM3	Adjusted DEM
Anamã	0.40	0.41
Codajás	0.91	0.93
Beruri	0.43	0.45
T/P Cluster 1	1.42	1.46
T/P Cluster 2	2.23	2.30
T/P Cluster 3	1.01	1.07
T/P Cluster 4	3.45	0.79
T/P Cluster 5	8.31	1.02
T/P Cluster 6	1.45	1.17
T/P Cluster 7	1.02	2.12
T/P Cluster 8	1.21	1.32

次に, LISFLOOD-FP が氾濫原での水位変動を表現できているかを, TOPEX/Poseidon の水面標高の観測結果と比較した. 図 4.7 に, シミュレーションの検証に用いた TOPEX/Poseidon の観測点クラスター 8 か所の分布を示している. クラスター 3 と 8 はそれぞれ Solimões 川と Purús 川の本流の水位変動を捉えている. クラスター 1, 2, 6, 7 は本流付近に存在する氾

氾濫原，クラスター4と5は，本流からはやや離れた位置に存在する氾濫原である．また，それぞれのクラスターにおける，水面標高の時系列変化を図4.8にまとめた．灰色がTOPEX/Poseidonによる観測値，赤色と青色がそれぞれ元のSRTM3 DEMとAdjusted DEMを用いたシミュレーション結果である．各クラスターにおける水面標高のRMSEを表4.1にまとめた．

まず，本流における水位変動を示したクラスター3と8では，どちらのDEMを用いたシミュレーションも観測値を適切に捉えている．本流から離れた地点を示したクラスター4と5では再現された水面標高変動の傾向が大きく異なっていることが分かる．クラスター4においては，Adjusted DEMを用いた計算は観測値を概ね良く捉えているが，SRTM3 DEMを用いた実験結果では，水面標高は低い位置で一定となっている．Adjusted DEMでは氾濫原と本流とを接続する細いチャネルが表現されているため（図4.7a），本流の水位変動が本流から離れた位置にある氾濫原にも伝わる．一方で元のSRTM3 DEMでは，細いチャネルが表現されておらず氾濫原全体がそれより高い標高に囲まれたピットとなっている（図4.7b）ため，水が流れ込むことがなかった．クラスター5におけるSRTM3 DEMを用いた実験結果は，クラスター4のものとは異なり，最初は低い位置で一定値をとり，モデル計算の360日付近で急激に上昇，その後再び一定値を取るというパターンを取っている．これは，クラスター5が表現する氾濫原も，SRTM3 DEMでは細いチャネルが表現されていないため自身より高い標高で囲まれたピットになっており，最初は水が流れ込んでいなかったが，1996年の高水期で洪水により満たされ，その後は逆に水が出ていくことができなかったためである．

本流付近の氾濫原における水位変動を捉えたクラスター1, 2, 6, 7では，観測と比較しても水位変動は概ね正しく表現されているが，クラスター2においてはSRTM DEMとAdjusted DEMの双方で，クラスター7においてはAdjusted DEMで，低水期に水位が観測よりも大きく低下していることが読み取れる．これは，氾濫原と河道をつなぐ細いチャネルがDEMでどう表現されているかで説明することができる（図4.7）．図4.7によると，クラスター2の氾濫原は下流側で河道と接続されているが，Google Earthの航空写真でこの氾濫原を観察したところ，実際には上流側のクラスター3に近い位置でも細いチャネルで接続されていることが分かった（図4.7aの黒い矢印で示した経路）．SRTM3 DEMでもクラスター2の氾濫原は同様のパターンでSolimões川に接続されていた（図4.7b）．このため，クラスター2の氾濫原における水位変動は観測ではクラスター3に近い挙動を示しているものの，モデルでは下流側で本流と接続するクラスター1に近い挙動を示したと考えられる．クラスター7も同様であり，航空写真では氾濫原が細い河道によって直近のPurús川と接続されているのが確認されたが（図4.7aの黒い矢印），Adjusted DEMでは北側にある別の氾濫原を經由して下流側でPurús側と接続されていることが確認された．そのため，シミュレーションでは低水期の水面標高が観測より低くなってしまったと考えられる．一方でSRTM3 DEMでは，クラスター7の氾濫原とPurús側を接続する細いチャネルが表現されておらずピットとなっ

ていたため (図 4.7b), 水位が一定以上低下せず, たまたま観測と近い挙動を取っていたと考えられる.

TOPEX/Poseidon による氾濫原の水位変動観測との比較から, DEM修正によって河道と氾濫原を接続する細いチャンネルを表現した効果は非常に大きいといえることができる. しかし, 本研究で提案した DEM修正手法による修正は, 細いチャンネルが HydroSHEDS の表面流向データで表現されているかに依存しているため, 全てのチャンネルを正しく表現するには限界がある. そのため, クラスター2 とクラスター7 の氾濫原のように水位変動が適切に計算できない場合もあることに注意が必要である.

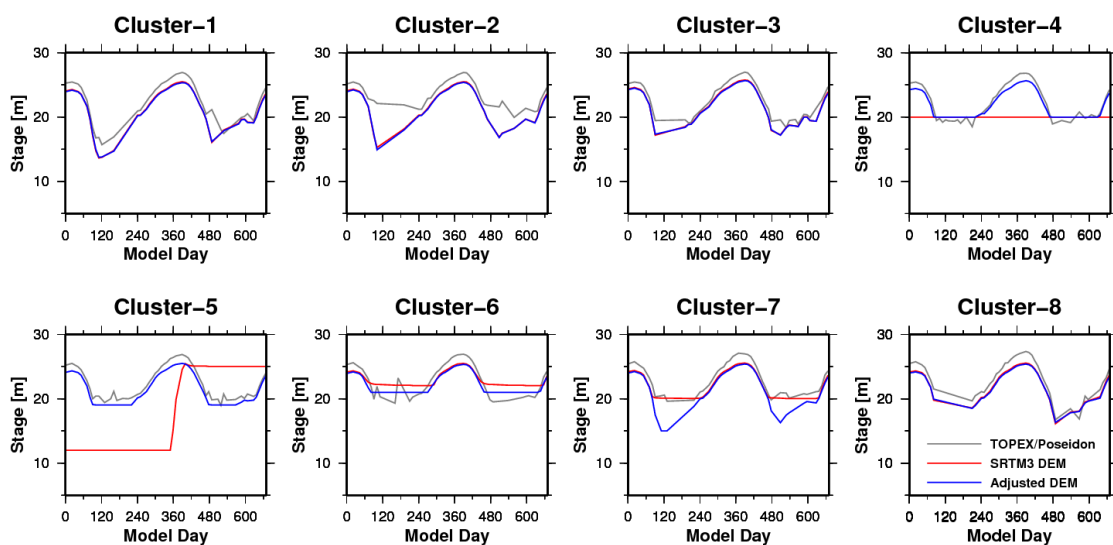


図 3.8 TOPEX/Poseidon の観測クラスターにおける水位変動
灰色が TOPEX/Poseidon の観測値, 赤色と青色がそれぞれ
元の SRTM DEM と Adjusted DEM を使ったモデル計算値を示す

4.5.3 浸水域の検証

次に LISFLOOD-FP で再現された氾濫面積を JERS の SAR による観測値 [Hess et al., 2003] と比較した (図 4.9). JERS の観測は 1995 年 10 月の低水期 (下段) と 1996 年 5 月高水期 (上段) の 2 つのシーンが利用可能である. 緑色がモデルと観測の双方で氾濫しているピクセル, 青色が観測のみで氾濫しているピクセル, 赤色がモデルのみで氾濫しているピクセル, 白色が双方とも氾濫していないピクセルを示している. JERS の観測に比べて, LISFLOOD-FP の氾濫面積は高水期では過小評価, 低水期では課題評価になっているが, 全体として Adjusted DEM による結果 (図 4.9a) の方が, 元の SRTM3 による結果 (図 4.9b) に比べて誤差が小さくなっている.

氾濫面積の誤差を Jaccard の Similarity Index [Wilson et al., 2007] を用いて評価した. Jaccard の Similarity Index は以下の式(4.3)で求めることができる.

$$Similarity = \frac{A_{obs} \cap A_{sim}}{A_{obs} \cup A_{sim}} \times 100 \quad (4.3)$$

ただし、 A_{obs} と A_{sim} はそれぞれ観測とモデルによる氾濫面積である。Similarity Index は 0 ~100 の値をとり、100 が完全な一致を示している。低水期と高水期の Jaccard の Similarity Index を表 4.2 にまとめた。これによると、低水期と高水期ともに、Similarity Index は Adjusted DEM のほうが SRTM3 DEM よりも高くなっている。このことから、DEM修正は氾濫原の水動態シミュレーションの結果を改善するのに効果的であるといえることができる。

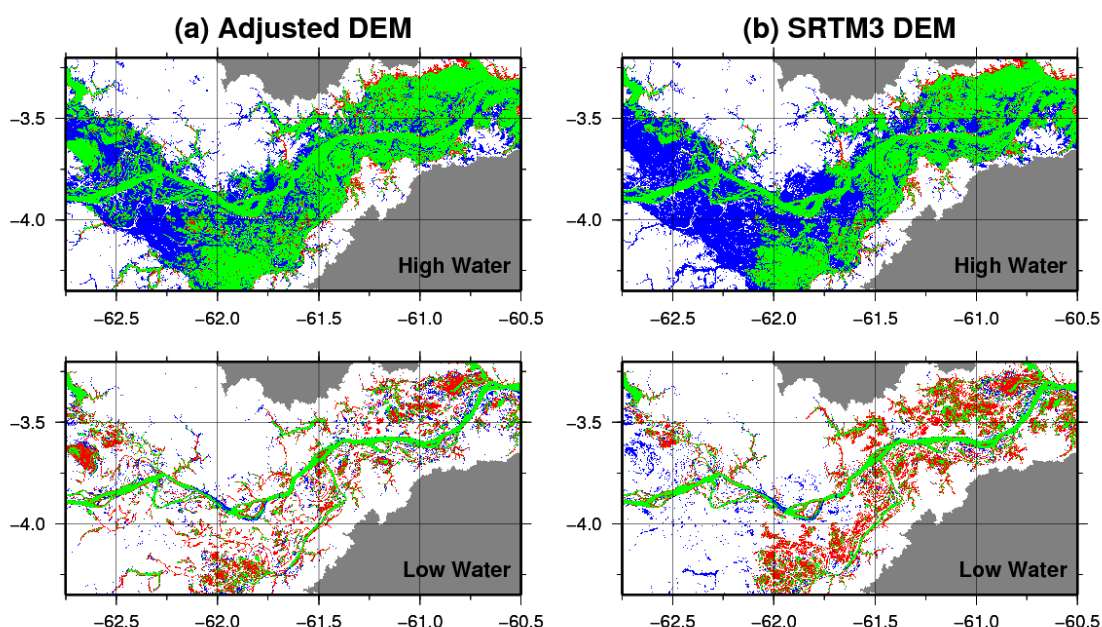


図 4.9 モデル計算と JERS-1 観測による氾濫域の比較

上段が高水期、下段が低水期を表す。緑がモデルと観測で共に氾濫したピクセル、赤色／青色はそれぞれモデルが観測を過小評価／過大評価したピクセルである。

表 4.2 Jaccard の Similarity Index による再現性の検証

	Adjusted DEM	Original SRTM3
Low Water	40.3	37.6
High Water	60.3	50.5

氾濫シミュレーションの結果が改善されたのは、図 4.6 と図 4.7 に示したように、氾濫原と主河道を接続する細いチャンネルが DEM修正により表現されて、流れの連続性が確保されたためである。この点を議論するため、1995 年 6 月～1996 年 5 月の 1 年間のうち水位変動

がなかった日数をカウントしたものを図 4.10 に示した。ここでは、5 日間隔で水位を比較し、5 日間での水位変動が 1 cm 未満であったらその 5 日間は水位変動がなかったと判定した。図 4.10 から分かるように、Adjusted DEM を用いたシミュレーションでは、ほぼ全てのピクセルで水位変動がなかった日数は非常に短いことが分かるが、元の SRTM3 DEM を用いたシミュレーションでは多くのピクセルが相当な日数にわたり水位変動がないという結果を示している。また、水位変動がない日数は、個別の氾濫原ごとに固有の値を取っている。これは、元の SRTM3 DEM 河道と氾濫原を接続するするチャンネルが表現されていないため、水位がある値以下になると主河道とは切り離されたピットとなってしまう水の出入りが止まってしまうためである。水位変動がなかった日数が長いとされた氾濫原は、JERS との比較でも低水期の氾濫面積が過大評価となっている地点が多い。このことから、これらの氾濫原は主河道と接続されており、低水期にはきちんと水が引いた Adjusted DEM の方が正しく氾濫原の水動態を再現できているということが出来る。

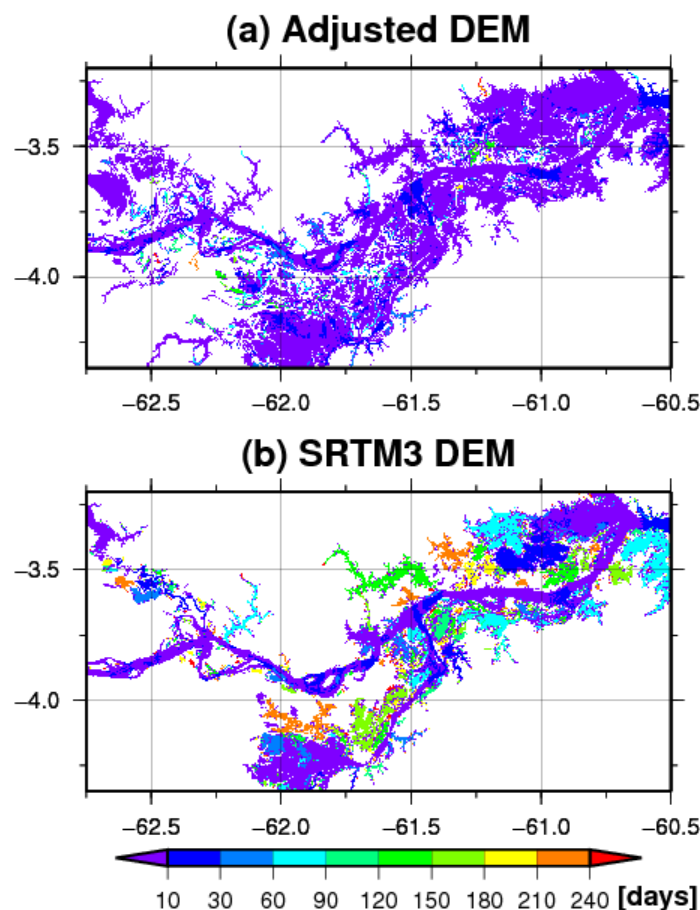


図 4.10 水位変動がない日数の比較
(a)Adjusted DEM と(b)元の SRTM3 DEM によるモデル計算結果.

Adjusted DEM によるシミュレーションにも、上流側に位置する氾濫原で水位変動がない日数が長く判定されているものがあるが、これは衛星 DEM がチャンネルの河道断面を表現していないためと考えられる。衛星 DEM が捉えているのはあくまで水面標高であるので、河床の標高はシミュレーションでは考慮されておらず、チャンネルの水深は常に過小評価されていると考えるべきである。これは流速と流量の過小評価につながり、氾濫原の水位変動を少なく見積もってしまう。より適切に氾濫計算を行うには、細いチャンネルの河道断面を何らかの方法で表現することが望ましいが、これは今回提案した DEM 修正手法だけでは解決できない課題である。

また、Adjusted DEM を用いたシミュレーションでも Solimões 川の上流側の氾濫原の浸水は過小評価されており、これは森林キャノピーによる標高誤差を完全に除去できないためであると考えられる。Google Earth の衛星写真によると、ここは植生が非常に密になっている地域であり、SRTM DEM では地表面が全く捉えられていないと考えることができる。本研究で提案したアルゴリズムでは、標高キャノピーの誤差を除去するには、上流側の少なくとも 1 ピクセルで衛星 DEM が地表面を捉えている必要があるため、植生が非常に密な地域での補正には限界があるということができる。

4.6 まとめ

本章では氾濫原水動態モデルでの使用を想定して、衛星 DEM を既存の表面流向データを活用して修正する手法を開発した。提案した手法は、河道網上の 1 次元河道ラインで下流の標高が上流より高くなるピットを除去するアルゴリズムを基本として、それを拡張することでピットが除去された 2 次元の Adjusted DEM を作成する。ピットの除去は、必要な標高の修正量が最少となるようにデザインされており、作成された Adjusted DEM が流れの連続性を確保しながらも、元の観測値に基づいた標高に近い値を取るよう工夫されている。実際の修正に当たっては、衛星 DEM に含まれる誤差のほとんどが正のバイアスを持つという特徴に注目して、修正量の計算に重みを導入することで、氾濫原の標高を適切に表現するような工夫を行った。

提案した手法の有用性を検証するために、2 次元氾濫解析モデル LISFLOOD-FP を用いてアマゾン川流域で氾濫シミュレーションを行った。その結果、Adjusted DEM は元の SRTM3 DEM よりも、水面標高と氾濫面積の双方で観測に近い値を再現できることが分かった。解析によると、シミュレーション結果の改善は、DEM 修正によって氾濫原と主河道を接続する細いチャンネルが表現された効果であることが分かった。このことから提案された手法が、氾濫原の水動態シミュレーションに非常に有効で有ることが確認されたが、同時に以下の欠点も確認された。

- 標高修正の精度は、参照した河道網の精度に依存する。河道網データで細いチャンネルが適切に表現されていないければ、当然 Adjusted DEM でもそれを表現することができない。より精度の

高い Adjusted DEM を作成するには、参照する河道網データそのものの精度を向上させる必要がある。

- Adjusted DEM が表現するのはあくまで水面標高であり、河床の標高ではない。この特性は、氾濫シミュレーションにおいては河道における水深の過小評価を起し、流速と流量の過小評価に繋がる。データ同化アルゴリズムなどを用いて、河道断面形状を推定するなどの手法 [e.g. Durant et al., 2008] が必要である。
- 提案した DEM 修正手法は、元とする衛星 DEM が少なくとも数点で地表面標高を捉えていることを前提とするため、植生が非常に密な地域では地表面標高を適切に表現することができない。可視画像や SAR との組み合わせで、植生高さを補正するなどの工夫が必要である。

上記のような制約は存在するが、衛星観測に基づくデータのみを用いて氾濫原モデルに適した Adjusted DEM を作成する本研究の手法は、様々な流域に適応できるため非常に応用正が高いと考えられる。利用した SRTM3 と HydroSHEDS のデータは、ほぼ全球スケールで利用可能であるため、河道網に適した解像度変換 [e.g. Yamazaki et al., 2009] と組み合わせることで、大陸スケールの河川モデルにも応用することができる。手法の改善によるより高精度の DEM の作成も重要ではあるが、今後は大陸スケール水循環シミュレーションへの応用 [e.g. Coe et al., 2008; Beighley et al., 2009; Yamazaki et al., 2011] も期待できる。

第 5 章

全球河川モデルによる水位変動の予測可能性： アマゾン川の水動態を対象としたケース・スタディ

Predictability of water level dynamics by a global river model:
a case study on the hydrodynamics in the Amazon River

Abstract

Water level dynamics in continental-scale rivers is an important factor for surface water studies and flood hazard management. However, most continental-scale river models have not focused on the prediction of water level because the storage and movement of surface waters are regulated by smaller scale topography than their grid resolutions. In this chapter, the predictability of the water level dynamics is evaluated by using a state-of-the-art global river model, CaMa-Flood, with sub-grid representation of floodplain topography. As a case study, the hydrodynamic simulation in the Amazon River was accomplished, and the simulated water surface elevations along the mainstem were compared against the Envisat altimetry. The seasonal cycle of the simulated water surface elevations well agreed to the altimetry (correlation coefficient >0.69 , annual amplitude error <1.6 m). The predictability of absolute water surface elevations was also good (averaged RMSE of 1.83 m), and the predicted errors were within the range of the model uncertainty due to channel cross-section parameters. Then, the ocean tide variation at river mouth was incorporated for simulating the tidal effect in the inland Amazon basin, which requires realistic representation of absolute water surface elevations. By applying power-spectra analysis to the simulated water level variations, the 15-days cycle due to spring and neap tides was detected at Obidos located 800 km upstream from the river mouth. The reproduction of the ocean tide propagation to the inland region suggests that CaMa-Flood includes the main physical processes to accurately simulate the water level dynamics in continental-scale rivers.

5.1 はじめに

大陸河川の水位変動は、河川および氾濫原と湖沼湿地における地表水動態を決定づける重要な要素であり、また洪水制御のための河川管理計画にも欠かすことができない情報である。大陸河川の多くは氾濫原や湖沼湿地が広がる低平地を流域に含んでおり、氾濫原と湖沼湿地における水貯留が流域全体の水循環に支配的な影響を持っている [Yamazaki et al., 2011]。また、河道と氾濫原での水交換に伴って、大量の炭素・土砂・栄養塩が氾濫原から

河道へと輸送されている [Richey et al., 2002]. このため、水位変動の把握が大陸河川における水循環・物質循環の理解に向けて重要なステップとなる。洪水管理の側面から考えても、実際の防災時に重要となるのは堤防高さと比較した水位情報である。とりわけ大陸河川においては流域面積と氾濫面積が広大であるため貯水量・流量・水位の関係が複雑になり、水位変動のメカニズムを理解することは防災上も重要な問題となっている。

大陸河川の地表水動態を計算する大陸～全球スケールの河川モデルでは、これまでの研究では河川流量の予測に焦点が当てられ [e.g. Vörösmarty et al., 1989; Millar et al., 1994; Oki et al., 1999; Arora, 2001; Döll et al., 2003] , 水位変動の予測は積極的に試みられて来なかった。大陸～全球スケールモデルの粗い解像度（格子サイズが 10 km 以上）では、水の流れを支配する詳細な地形情報を表現することができず、地表水の貯留と輸送のプロセスを現実的に記述することが難しかったためである。例として、大陸河川モデルで用いられる 25 km 解像度の河道網を図 5.1 に示した。このようなグリッドサイズでは、水の流れを支配する河道と氾濫原の詳細地形を表現することはできないため、氾濫過程はサブグリッド・スケールのプロセスとして記述する必要がある。

また、河川モデルが再現する水位変動を検証するための観測データも十分揃っていないと言えなかった。河川流量は 1 点の観測でその上流域全体の水収支（降水・蒸発・流出の量とタイミング）を評価できるが [Oki et al., 1999; Hirabayashi et al., 2005] , 水位変動はより局所的な条件（河道断面や地形勾配）に規定されている。そのため、モデルによる水位変動の再現性の検証には面的に密な観測が必要となる。流量と水位を計測する現地観測地点は、先進国では充実しているが全球スケールでは密に分布しているとは言えず、利用可能な観測点数も減少しているのが現状である [Fekete et al., 2001].

近年では、サブグリッドスケールの地形をパラメータ化することで水位や浸水面積の陽な表現を試みる大陸～全球スケールの河川モデルが登場しつつある。既存の大陸～全球スケールの河川モデルでは河道のみが貯水槽として考慮されていたが、河道に加えて氾濫原を貯水槽として導入した新しいモデルが開発されている [Coe et al., 2002, 2008; Decharme et al., 2008, 2011; Beighley et al., 2009, 2011; Yamazaki et al., 2011; Paiva et al., 2011]. 例として、Yamazaki et al. [2011] のモデルにおけるサブグリッドスケールで定義された河道と氾濫原の貯水槽の概念図を図 5.2 に示した。サブグリッドスケールの地形パラメータを高解像度 DEM から抽出することで、これらのモデルは貯水量から水位と浸水面積を診断することが可能である。

河川モデルが予測した大陸河川での水位変動を検証するためのデータも、衛星高度計の発展により利用可能性が増している。TOPEX/Poseidon・Jason-1・Jason-2・Enisat/RA-2などの衛星高度計は主に海洋の水面標高を計測するために開発されたが、いわゆる「Re-tracking」という手法の開発により河川の水面標高の観測への応用も広がっている [Birkett, 1998; Birkett and Beckley, 2010; Calmant and Seyler, 2006; Calmant et al., 2008; Frappart et al., 2006; Roux et al., 2010]. Birkett et al. [2002] は、衛星高度計から観測した

アマゾン川の水位変動を数地点の現地観測データで検証した上で、流域広範囲での水位変動を議論している。衛星高度計による水位変動を水位-流量曲線に変換することによって河川流流量の導出を試みる研究も行われている [Bjerklie et al., 2003; Kouraev et al., 2004; Papa et al., 2010a]。また、衛星高度計による水位変動を GRACE による貯水量推計などと組み合わせることで河道と氾濫原の水収支の算定も試みられている [Lee et al., 2011]。ただし、射出したマイクロ波パルスが戻るまでの時間を距離に変換する形式で衛星機体直下 (Nadir 方向) の水面標高を計測するタイプの衛星高度計は、観測フットプリントが 2~3 km となるため川幅が細くなると計測誤差が大きくなるという問題が存在する [Calmant et al., 2008]。しかし最先端の研究では、川幅が狭い地点でも水面標高を観測できるよう、地表の水位分布を仮定して衛星シミュレータと最尤推定法を用いてレーダーエコーから水面標高を逆推定するという手法も提案されており [Enjolras and Rodriguez, 2009]、衛星高度計の観測可能範囲は今後より広がることが期待できる。

衛星高度計で観測した水位変動を河川モデルの計算値と比較する試みも始まっている。Pedinotti et al. [2011] は、衛星高度計による水位変動をモデルによるニジュール川の水動態計算の検証に用いている。Getirana et al. [2009, 2011] は、河川モデルから求めた水位-流量の関係を衛星高度計による水位変動計測に当てはめることで、河川流量の空間分布を推定している。また Getirana et al. [2010] は、衛星高度計による水位変動の観測データを陸面過程モデルと河川モデルのパラメータチューニングに用いている。しかし、これらの既往研究では、河川モデルで再現された水位の相対的な変化を衛星高度計と比較していたが、モデルが予測する水面標高の絶対値が観測と比較して妥当であるかは議論されてこなかった。水面勾配の空間分布や背水効果の検出といったより詳細な水循環プロセスの議論には、相対的な水位変化では不十分で、絶対的な水面標高 (海面からの高度) の検証を達成する必要がある。

大陸から全球スケールの河川モデルによる絶対的な水面標高の表現は、ごく最近まで達成できなかった。各グリッドでの相対的な水位変化が計算できても、絶対的な水面標高を計算するためにはそのグリッドの基準となる地表面標高を定める必要がある。図 5.2 を例とすると、地表面標高 Z が水深 D_r から水面標高を計算するのに不可欠であることが分かる。大陸~全球スケールのモデルではグリッドの大きさが 10 km より粗いことを考慮すると、各グリッドの基準となる地表面標高を定めることは容易ではない。基準となる地表面標高を現実的に設定する方法は、「単位集水域法」といった高解像度の水文地形データを活用する手法を採用したごく少数の最新の河川モデルに限られている [Beighley et al., 2009; Yamazaki et al., 2011; Paiva et al., 2011]。例として、Yamazaki et al. [2011] のモデルで用いられる「単位集水域」の概念を図 5.3 に示した。ここでは、各グリッドに対応する単位集水域 (黒い太線) を定め、その中で最も下流にあるピクセル (青四角) を基準点とし、基準ピクセルの標高と水深の双方を考慮することで絶対的な水面標高の計算が可能になっている。

本章では、開発した全球河川モデル CaMa-Flood [第 2 章および Yamazaki et al, 2011] を用いて大陸河川の水動態シミュレーションを行い、現状での全球河川モデルによる水位変動の予測可能性を議論する。ケース・スタディとして、アマゾン川流域における水動態シミュレーションを実行した。まず、対象流域として選定したアマゾン川流域の特徴を 5.2 節で説明する。全球河川モデル CaMa-Flood の概要およびシミュレーション設定を 5.3 節で説明し、5.4 節でシミュレーションの解析結果を示す。また 5.5 節では、水面標高の時空間分布に規定される河口の潮汐変動が内陸 1000 km まで伝搬する現象の再現を試みる。最後に 5.6 節で現状での水位変動の予測可能性のまとめ、および今後の展望について議論する。

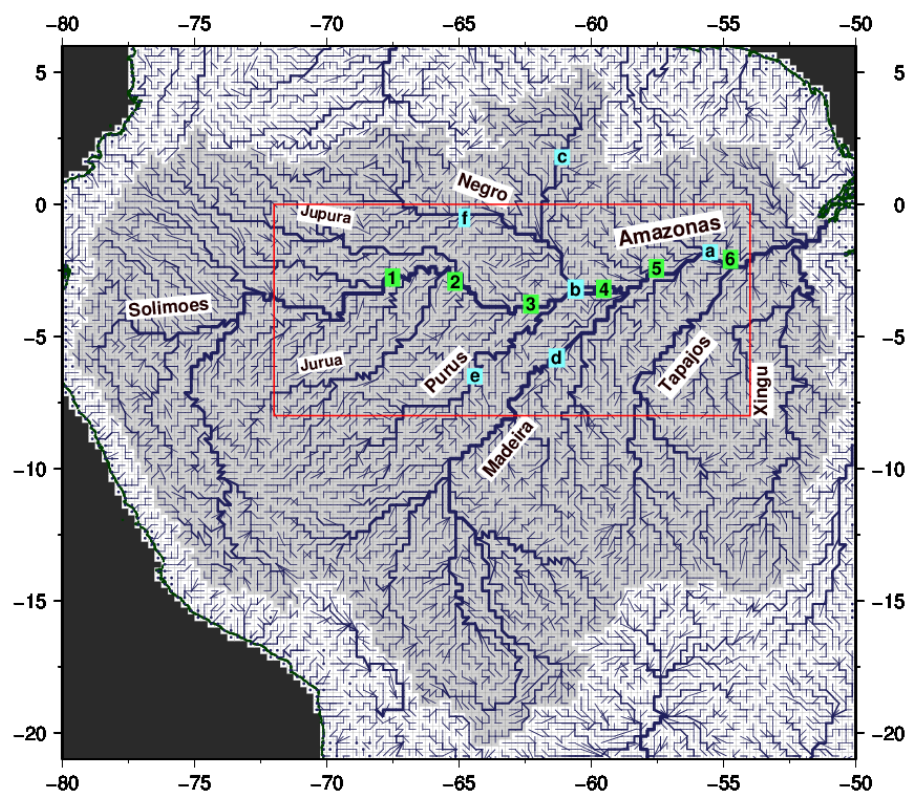


図 5.1 CaMa-Flood の河道網と観測点位置
青色四角が流量観測点，赤枠は浸水面積を検証した領域，
緑色四角が衛星高度計の検証点を示す。

5.2 アマゾン流域の特徴

本章では、南米のアマゾン川流域での地表水動態シミュレーションをケース・スタディとして扱った。アマゾン川 (図 5.1) は、世界最大の流域面積 (7,050,000 km²) と流量 (年平均 209,000 m³/s) で知られるが、流域の大部分であるアマゾン盆地の平坦さも特徴的である。河口から 800 km の距離にある Obidos では水面標高が 7 m, 同じく河口から 1500 km の距離にある Manacapuru でも水面標高はわずか 19 m である。従って勾配も非常に小さく、Manacapuru から下流では水面勾配は 2 cm/1 km 程度である [LeFavour and Alsdorf, 2005].

そのため川の流は拡散波の領域に分類され、流速は地形勾配よりも水面勾配に支配されている [Trigg et al., 2009]. アマゾン流域では本流の水位変動が支流の流れに背水効果をもたらすため、主要な支流では水位-流量曲線に強いヒステリシスが確認できる [Meade et al., 1991]. このような流域の特徴のため、水動態の詳細を河川モデルで再現するには水位変動を現実的に表現する必要がある。

アマゾン川本流沿いにある広大な氾濫原は、中流下流域の水動態に大きな影響を及ぼす。ここでは年流量の 5~30%にあたる水が本流と周辺の氾濫原で交換されていると推測されている [Richey et al., 1989; Alsdorf et al., 2010]. 干渉合成開口レーダーを用いた解析によると、氾濫原における水の流れは、細いチャネルや旧河道といった細かい起伏に従って非常に複雑になることがわかっている [Alsdorf et al., 2000, 2007]. 氾濫原の浸水は洪水波を減衰させるため、氾濫原の浸水過程を表現することがアマゾン側における日流量のゆるやかな変動を数値モデルによって再現するために必要不可欠である [Yamazaki et al., 2011; Paiva et al., 2011]. 氾濫原における流れは拡散波のプロセスに支配されている [Alsdorf et al., 2005] ことを考慮すると、水面標高の正確な予測がアマゾン川の水動態再現にとって重要である。

アマゾン川流域の他の特徴として、潮汐による海面変動が流域中流部まで伝搬し、水位変動として検出されることが知られている。アマゾン盆地は極端に低平であるため、河口の潮汐変動に影響を受ける感潮域は 1000 km 以上にも渡る。アマゾン川の特徴的な現象である河口から上流部へ伝わる川津波「ポロロッカ」は、数 100 km も内陸まで伝搬する。アマゾン本流の水位変動を解析すると、河口から 800 m 上流にある Obidos でも 15 日周期の潮汐由来成分が検出できる [Lima et al., 2003]. このような内陸部における水位変動の潮汐由来の変動が再現できるかは、河川モデルの物理過程が大陸河川の地表水動態を説明するのに十分であるかの指標となる。

また、河川モデルが予測した水面標高の絶対値を検証するための観測データが揃っているのもアマゾン川を対象流域として選ぶ利点である。衛星高度計による河川水位の観測は、現状ではフットプリントが 2~3 km であるので、数 cm の精度を得るには十分な川幅が必要である [Calmant et al., 2008]. アマゾン川本流では中流から河口の間では川幅が 3 km 以上あるため、衛星高度計による水面標高の観測および検証が行われている [Birkett et al., 2002; Frappart et al., 2006]. 水位変動がモデル内部の物理メカニズムで再現できるかだけでなく、実際にモデルが再現している水面標高が現実的な範囲に収まっているかを議論するためにも、観測データの利用可能性は重要となる。

このようにアマゾン川流域では、地形の平坦さに起因する背水効果および河口から内陸部に伝搬する潮汐現象という、水位変動が支配する特徴的な現象が確認できる。また、モデルで表現される絶対的な水面標高が現実的であるかを、衛星高度計による水面標高の観測と比較することで議論できる。アマゾン川流域における水位変動の再現性を検証するこ

とは、全球河川モデルによる大陸河川の水位変動の予測可能性を議論する上で一つの指標になると判断した。

5.3 アマゾン水動態再現の実験設定

5.3.1 モデル概要

本章で用いる CaMa-Flood は分布型の全球河川モデルであり、陸面過程モデルからの流出量を入力として、各グリッドにおける貯水量・河川流量・水位・浸水面積を河道網（図 5.1）に沿って計算する。モデルの予報変数は貯水量のみであり、貯水量から水位と浸水面積が診断される。図 5.2 に示したように、各グリッドには河道と氾濫原の 2 つの貯水槽が定義されている。河道貯水槽は河道長 L 、河道幅 W 、河道深 B の 3 つのパラメータを持つ。氾濫原貯水槽は、単位集水域面積 A_c のパラメータと氾濫面積 A_f と氾濫原水深 D_f を関係づける氾濫原地形分布関数 $D_f = D(A_f)$ を持つ。水位と浸水面積は、各タイムステップの計算開始時に河道貯水槽と氾濫原貯水槽の水面標高が等しくなるように計算される。総貯水量 S から、河道貯水量 S_r 、氾濫原貯水量 S_f 、河道水深 D_r 、氾濫原水深 D_f 、氾濫面積 A_f を求める計算の詳細については第 2 章および Yamazaki et al. [2011] にまとめてある。

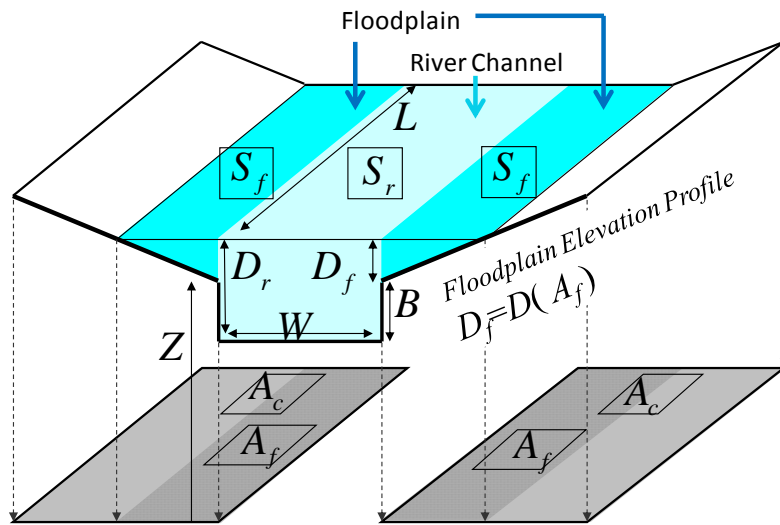


図 5.2 CaMa-Flood のサブグリッド地形パラメータ

グリッド間の上流下流の関係はあらかじめ河道網（図 5.1）により定められており、上流下流グリッド間の流速 v は背水効果を考慮した拡散波方程式(5.1)で算定される。

$$v = \frac{i_{sfc}}{|i_{sfc}|} n^{-1} |i_{sfc}|^{\frac{1}{2}} H^{\frac{2}{3}} \quad (5.1)$$

ここで、 i_{sfc} は水面勾配、 n はマンニングの粗度係数、 H は河道断面の水深である。ただし、負の流速は下流から上流へ向かう河川の逆流を表す。マンニングの粗度係数は流域全体で一様($n=0.03$)とした。流速 v と流れの断面 $A = WH$ の積として河川流量が $Q = vA$ と求められる。

貯水量の時間発展は、河川流量によるグリッド間の水フラックスおよび陸面過程モデルからの流出量を考慮した連続式(5.2)によって計算される。

$$S_i^{t+\Delta t} = S_i^t + \sum_k^{Upstream} Q_k^t \Delta t - Q_i^t \Delta t + A_{ci} R_i^t \Delta t \quad (5.2)$$

ここで、添字 k はグリッド i の上流グリッド、 S_i^t はグリッド i の時刻 t における貯水量、 Q_i^t はグリッド i の時刻 t における流量、 Δt はタイムステップ、 A_{ci} はグリッド i の単位集水域面積、 R_i^t はグリッド i の時刻 t における流出量である。流下計算の詳細は第 2 章および Yamazaki et al. [2011] にまとめてある。

本章では、CaMa-Flood の空間解像度を 0.25 度 (約 25 km)、時間解像度を 5 分としてシミュレーションを行った。シミュレーション期間は観測データの利用可能性に従って 1990 年から 2007 年の 18 年間とし、最初の 1 年をスピンアップ期間として除いた残りの 17 年を解析に用いた。モデルへの入力データとして Kim et al. [2009] による陸面過程モデルからの流出量を用いた。また、5.4 節の実験では河口境界条件として一定の水位 (0 m) を用いている。

5.3.2 地形パラメータの設定

河道と氾濫原の地形パラメータは貯水量と水位と浸水面積との関係を規定するため現実的な値を設定する必要がある。本研究では、河道網データの解像度変換アルゴリズム FLOW 手法 (詳細は第 3 章および Yamazaki et al. [2009]) を用いて 90m 解像度の表面流向データ HydroSHEDS [Lehner et al., 2008] およびデジタル標高モデル SRTM3 DEM [Farr et al., 2007] から客観的に河道網と河道長 L ・河道標高 Z ・単位集水域面積 A_c ・氾濫原地形分布 $D_f = D(A_f)$ のパラメータを抽出した。これにより、現実地形に即した水位の診断が可能となる。

SRTM3 DEM には植生キャノピーやピクセルサイズ以下の地形構造などにより、水が流れると考えられる地表面標高を正しく捉えていない。そこで、第 4 章および Yamazaki et al. [Accepted] で提案された DEM 修正手法を用いて表面流向データにそって上流から下流に水

が流れるように修正を施した。また、90 m 解像度の表面流向データを FLOW 手法で直接解像度変換してアマゾン流域全体の 0.25 度解像度の河道網と地形パラメータを抽出するのは計算負荷が大きすぎる。本章では HydroSHEDS を FLOW 手法を用いて 270 m 解像度の河道網に変換し、270 m 解像度の河道網を再び FLOW 手法で解像度変換することで実際のシミュレーションに用いる 0.25 度解像度（約 25 km）の河道網を作成した。

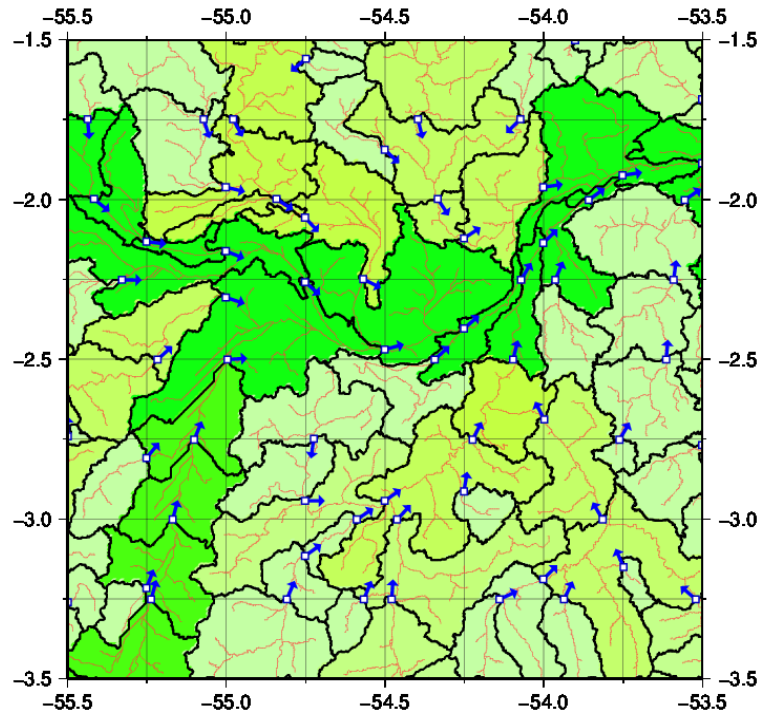


図 5.3 高解像度の表面流向データから導出した単位集水域

赤線が表面流向データ HydroSHEDS の河道位置を示す。0.25 度の各グリッドボックスに対して代表ピクセル(青色四角)を一つ定める。代表ピクセルに集水される領域を各グリッドの単位集水域(黒線で区切られた領域)とする。青色の矢印は各グリッドの流下先グリッドの方向を示す。

また、河道幅 W (m)と河道深 B (m)のパラメータは DEM から抽出できないので、以下の経験式(5.3)と(5.4)により算定した。

$$W = \max[0.53 \times R_{up}^{0.75}, 10.0] \quad (5.3)$$

$$B = \max[0.014 \times R_{up}^{0.40}, 1.00] \quad (5.4)$$

ただし、 R_{up} (m^3/s) は日単位流出量の気候値から計算した、30 日平均の上流流出量の最大値である。式(5.3)と式(5.4)で算定した河道幅と河道深を図 5.4 に示した。アマゾン川流

域全体で一つの経験式から河道幅と河道深を算定するのは現実の空間分布を十分反映しているとは言えないが、河道断面の現地観測データはごく少数の地点に限られているので、本章では経験式で代用するとした。なお、経験式中の定数は算定される河道断面が現実的な範囲に収まり、かつモデル実験を繰り返すことで流量・浸水域・水面標高の全てが妥当な値を取るよう調整した。

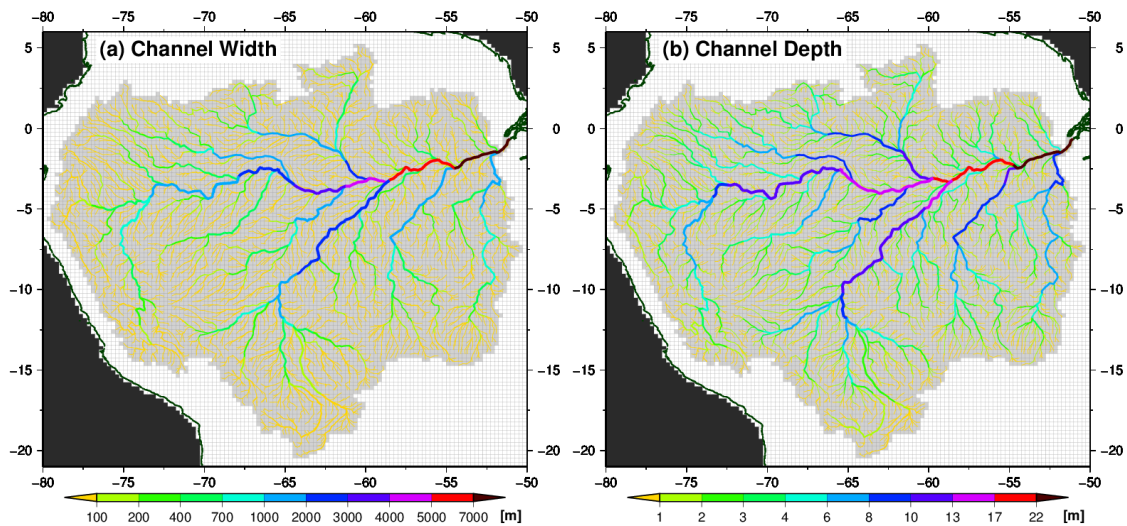


図 5.4 (a)河道幅と(b)河道深の空間分布

5.4 潮汐変動シミュレーションの結果

CaMa-Flood がアマゾン川流域における水循環の量とタイミングを妥当に再現できているかを河川流量と浸水面積の観測データを用いて検証し、その後に潮汐変動および水面標高絶対値の予測可能性について議論した。

5.4.1 流量と浸水面積によるモデル評価

再現された日河川流量をアマゾン川の本流と主要な支流で現地観測データと比較した。図 5.1 に青色四角の英小文字で示した観測点の名前と位置を表 5.1 にまとめた。 Q_{obs} と Q_{sim} がそれぞれ観測とモデル計算による年平均流量(m^3/s)である。また、モデルと観測の相対誤差、相関係数、Nash-Sutcliffe のモデル効率も示した。各観測点における日流量変動を図 5.5 にプロットした。

再現された日流量変動は、年平均流量が 42.1%過大評価されていた Purus 川の Canutama を除けば、観測に近い季節変動を示している。日流量変動の相関係数は 6 つの観測地点全て 0.80 以上を示した。モデル効率は Branco 川 (ME=0.40) と Purus 川 (ME=-0.20) を覗いて良好 (ME>0.5) であった。モデル効率の悪かった観測点は年平均流量の誤差が大きいことが確認できた (年平均流量の相対誤差は Branco 川では+27.3%, Purus 川では+42.1%であ

った)。年平均流量の誤差の原因として、陸面モデルに入力された降水量データの過大評価 [e.g. Getirana et al., 2011]，陸面モデルの水文プロセスに不確実性 [e.g. Dirmeyer et al., 2006]，CaMa-Flood では考慮されていない氾濫原からの蒸発浸透による水損失 [Decharme et al., 2008] が原因と考えられる。しかしながらアマゾン川本流（Obidos と Manacapuru）では良好な日流量の再現ができているため、CaMa-Flood はアマゾン川の水動態を大局的に捉えていると考えられる。

また、図 5.5 にみられる日流量変動のパターンから氾濫原による洪水調節効果を読み取ることができる。本流に属する Amazon 川 Obidos と Solimoes 川 Manacapuru は、周囲に広大な氾濫原や湖沼湿地が広がるため、日スケールの洪水波による変動が減衰し、ゆるやかな季節変動のみが見られる [Alsdorf et al., 2010]。一方で、Branco 川、Madeira 川、Purus 川では氾濫原が本流ほど大きくはないため、日スケールの洪水波が減衰せずに流量変動の細かな振動が見られる。洪水波の減衰パターンはモデル計算でも再現されており、CaMa-Flood は氾濫原による洪水時の貯留効果を上手く表現していると言える。ただし、Purus 川では年平均流量の相対誤差が大きいため、ここでは議論をしなかった。

表 5.1 流量観測点におけるモデルと観測の相関係数と相対誤差

River	Station	Lat	Lon	Q _{obs}	Q _{sim}	Ratio	Correl	Nash-ME
(a) Amazon	Obidos	-1.91	-55.5	165500	190100	14.9%	0.86	0.67
(b) Solimoes	Manacapuru	-3.3	-60.6	104500	102700	-1.8%	0.80	0.51
(c) Branco	Caracarai	1.81	-61.1	2900	3700	27.3%	0.88	0.40
(d) Madeira	Manicore	-5.82	-61.3	23700	29100	22.4%	0.85	0.63
(e) Purus	Canutama	-6.5	-64.4	6400	9100	42.1%	0.80	-0.20
(f) Negro	Serrinha	-0.5	-64.8	17700	18600	5.4%	0.87	0.75

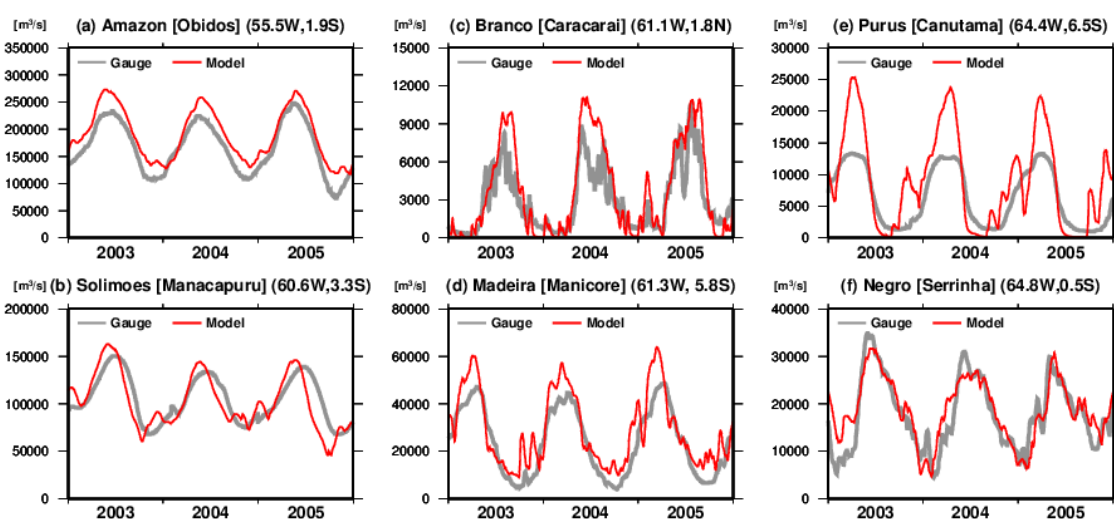


図 5.5 アマゾン川本流と主な本流における日河川流量の比較
灰色が観測値，赤色がモデル計算値。

次に、再現された浸水面積を Prigent et al. [2007] による衛星観測データと比較した (図 5.6)。Prigent et al.の衛星観測は、マイクロ波レーダー・マイクロ波放射計・NDVI の観測を組み合わせて、25 km 解像度で全球の浸水域変動を月単位で推計したものである。ここではアマゾン中央部の氾濫原 (0S-8S,74W-54W) における氾濫面積の時系列変動を検証した。

月単位の氾濫面積変動のモデル計算と衛星観測の相関係数は 0.68 であり、良好な結果を示した。また相対誤差は-9.1%と若干の過小評価となっていた。衛星観測データにも小規模な氾濫域を捉えられていないなど不確実性が存在するため [Prigent et al., 2007] , この比較だけでは現実の氾濫面積の再現性に関する厳密な議論は行えないが、CaMa-Flood はアマゾン川における氾濫動態を上手く捉えられていると考えられる。

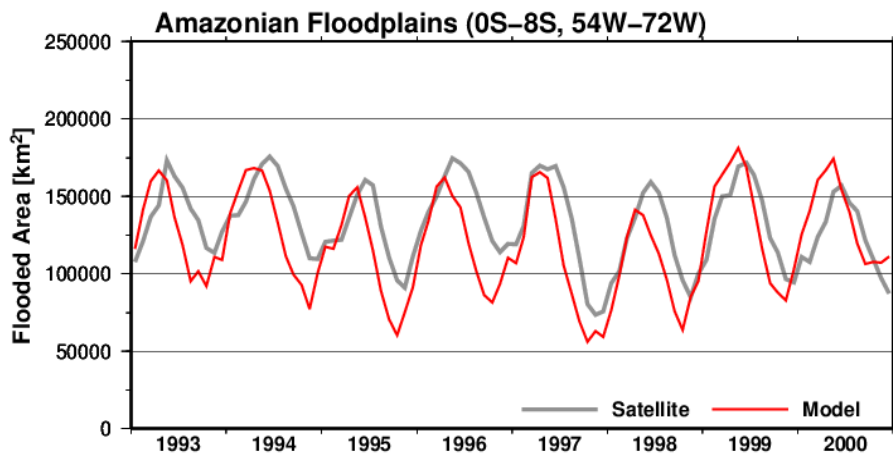


図 5.6 アマゾン川中央部の氾濫原における氾濫面積の時系列変動
中央部の氾濫原(0S-8S,74W-54W)における月単位の氾濫面積を示した。
灰色が Prigent et al.による衛星観測データ, 赤色がモデル計算。

5.4.2 水面標高の再現性

モデルが予測した水面標高 (海拔からの高度) が現実的であるかを検証するため、再現された水面標高を Envisat の衛星高度計による観測データと比較した。衛星高度計による水面標高の観測は海洋での計測を主な目的としていたが、Re-tracking アルゴリズムという手法の開発により陸水への応用が進んでいる [Calmant et al., 2006; Lee et al., 2009]。アマゾン川本流では川幅が 1 km より大きいため衛星高度計でも数 cm の精度で水面標高を計測することが可能である [Birkett et al., 2002]。検証はアマゾン川本流で互いに約 250 km離れた 6 つの衛星軌道直下の仮想的観測点で行った (図 5.1 の緑色四角で囲まれた数字)。

各仮想的観測点における水面標高の時系列変動を図 5.7 に示した。黒丸が Envisat の観測データで、誤差をエラーバーで示している。赤色が CaMa-Flood による水面標高の再現値である。また、各観測点のモデルと衛星観測による水面標高の誤差と相関係数を表 5.2 にまとめた。 Z_{obs} が衛星観測による水面標高、 Z_{sim} がモデル計算による水面標高、 $Bias$ が衛星観測とモデル計算の差 ($Z_{sim} - Z_{obs}$)、 $RMSE$ が Root Mean Squared Error、 $Correl$ が衛星観測とモ

デルの相関係数である。なお、これらの統計量は Envisat の観測がある日のデータのみから計算した。また、年間の水面標高の変化幅の平年値（年最高標高と最低標高の差の平均値）を計算した。衛星観測による変化幅を A_{obs} ，モデルによる変化幅を A_{sim} ，両者の差を A_{err} で示している。

表 5.2 各観測点のモデルと衛星観測による水面標高の誤差と相関係数

	Lat	Lon	Z_{obs}	Z_{sim}	Bias	RMSE	Correl	A_{obs}	A_{sim}	A_{err}
Site1	-2.76	-67.52	48.05	50.30	2.25	2.75	0.69	8.30	8.00	-0.31
Site2	-2.91	-65.16	34.11	33.50	-0.60	1.71	0.88	8.86	10.45	1.59
Site3	-3.76	-62.28	23.62	21.45	-2.17	2.76	0.74	9.38	9.83	0.45
Site4	-3.19	-59.53	15.76	15.19	-0.57	1.47	0.91	9.48	8.93	-0.56
Site5	-2.41	-57.54	11.52	11.50	-0.02	1.22	0.91	7.34	8.12	0.79
Site6	-2.06	-54.74	6.78	7.12	0.34	1.05	0.91	4.81	6.34	1.53

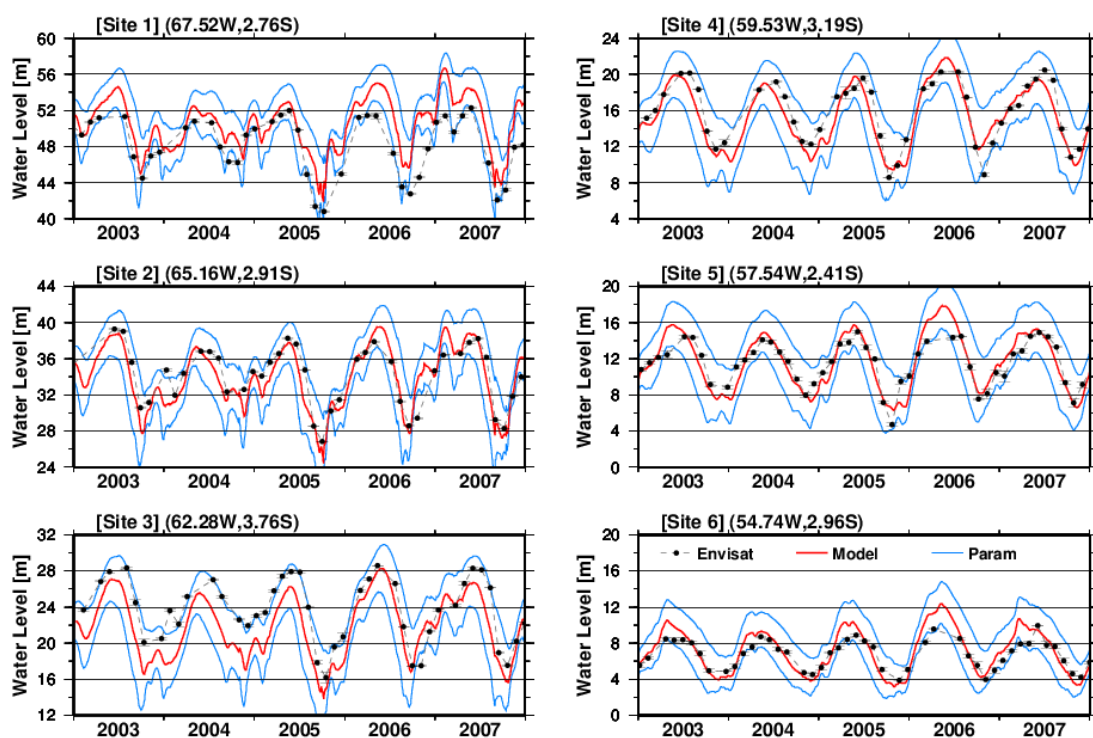


図 5.7 Envisat 観測点における水面標高の比較

黒色の丸印が Envisat の観測値。誤差をエラーバーで示した。赤線がそれぞれモデル計算。
水色の線は河道幅と河道断面を 10%増加および現象させた実験結果を示す。

図 5.7 と表 5.2 によると、CaMa-Flood は、水面標高の季節変動の振幅と位相を大まかに再現できていることが分かる。モデルと衛星観測の相関係数は全ての地点で 0.69 を上回り、アマゾン本流における洪水波の伝搬が適切に再現されていることを示している。振幅の誤

差はすべての観測点で 1.6 m 以下であった。Site 2 (1.59 m の過大評価) と Site 6 (1.53 m の過大評価) を除いた他の 4 地点では振幅の誤差は 0.8 m 以下であった。年間の水位変動幅が約 10 m であることを考慮すると、モデルが再現した振幅の誤差は小さいと言える。これらの結果は、モデルは相対的な水位の変動を再現できていることを示している。

水面標高の絶対誤差 (*Bias*) は、すべての観測点で 2.3 m を下回った。Site 1 と Site 3 を除けば、絶対誤差は 0.6 m 未満であった。また、観測とモデル計算の Root Mean Squared Error (RMSE) は 2.8 m 以下であり、6 地点での平均は 1.83 m となった。モデルが計算した水面標高の誤差は、全球モデルの枠組みで考えると十分に小さいものであると言える。しかしながら数 cm という衛星高度計の観測精度と比較すると、誤差はまだまだ大きいと言わざるを得ない。再現された水面標高の誤差のほとんどは、河道断面パラメータの不確実性によると考えられる。本章では、河道幅と河道深のパラメータは流域全体で単一の経験式(5.4)と(5.5)から導出した。しかし、現実には河道幅と河道深は勾配や土質といった局所的な特徴に左右されていると考えられる。

河川モデルの不確実性について調べるため、水面標高の河道断面パラメータに対する感度実験を行った。ここでは、河道幅と河道深の両方 10% ずつ増加および減少させた 2 つの感度実験を実行した。船舶航行用の地図などで確認すると、10% という範囲は河道断面の誤差としては適当な範囲であると考えられる [LeFavour and Alsdorf, 2005]。感度実験で再現された水面標高の時系列を図 5.7 に水色の線で示している。下側(上側)の線が河道幅と河道深を 10% ずつ増加(減少)させた実験結果である。河道幅が広く・河道深が深くなると氾濫が起きにくくなるため水面標高は低くなり、逆に河道幅が狭く・河道深が浅くなると水面標高は高くなる。衛星観測による水面標高は、基本的に 2 つの感度実験による水面標高の再現値の間にプロットされていることが分かる。10% という誤差は現実的な範囲であることを考えると、CaMa-Flood による水面標高予測の誤差は、モデルの河道断面の誤差に起因する不確実性の範囲に収まっていると言える。

表 5.3 各河道断面に最適なパラメータを選んだ時の水面標高の統計値

	Width	Depth	Z_{obs}	Z_{sim}	Bias	RMSE	Correl	A_{obs}	A_{sim}	A_{err}
Site1	+5%	+10%	48.05	48.53	0.48	1.75	0.85	8.30	8.70	0.39
Site2	-10%	+5%	34.11	34.17	0.07	1.46	0.91	8.86	10.14	1.28
Site3	-5%	-10%	23.62	23.94	0.33	1.64	0.88	9.38	8.79	-0.59
Site4	-10%	+5%	15.76	15.87	0.11	1.30	0.92	9.48	8.59	-0.89
Site5	+/-0%	+/-0%	11.52	11.49	-0.03	1.22	0.91	7.34	8.12	0.78
Site6	-10%	+10%	6.78	6.84	0.06	0.94	0.92	4.81	6.12	1.30

河道断面パラメータを調整することによって、ある 1 つの観測点で水面標高の時系列変動を衛星観測に近づけることは可能である。このことを示すため、河道幅と河道深を独立

に+10%, +5%, +/-0%, -5%, -10%だけ増減させた 25 パターンの実験を行った。6 つの衛星観測地点それぞれで、25 パターンのうち最も RMSE が小さかった実験の統計値を表 5.3 に示した。表 5.2 と表 5.3 を比較すると、各観測点で RMSE が最小になるパラメータを選ぶと水面標高のバイアスは全観測点で 0.5 m を下回ることが分かる。適切な河道断面パラメータを選ぶことで各観測点で再現される水面標高の誤差を小さくできる。しかしながら、1 つの経験式で流域全体の河道断面パラメータを定めるという本研究の枠組みでは、すべての観測点で同時に衛星高度計による観測に近い水面標高を再現することはできなかった。河道断面を河道網の各区間に対してローカルに定めることが、水面標高の再現性を高めるための手法として考えられる。しかし、本研究の目的は現状の全球河川モデルの枠組みでの水面標高の再現性を評価することであるため、ローカルなパラメータ調整は将来の課題とした。

5.5 潮汐効果の再現実験

本節では、河口における潮汐に起因する水位変動を考慮し、アマゾン川流域の内部で見られる潮汐由来の変動を再現する実験を行った。アマゾン川流域は非常に平坦であるため、河口での潮汐変動が内陸まで伝搬することが、河川水位の観測でもわかっている [e.g. Lima et al., 2003]. 内陸部への潮汐変動の伝搬は水面標高の時空間分布によって支配されている現象であることを考えると、アマゾン川における潮汐効果を再現できるかはモデル内部の物理過程が大陸河川での水動態を表現するのに十分複雑であるかを判断する指標になると考えた。

5.5.1 実験設定

潮汐変動を周期関数で近似した河口水位変動を河口グリッドの下流端水位として与えることで、潮汐効果ありの河川流量シミュレーションを実行した。ここでは、河口水位の境界条件を一定 (0 m) とした計算を「NoTide」実験、河口水位を潮汐を表現する周期関数で与えた計算を「Tide」実験とした。NoTide 実験と Tide 実験を比較することで、アマゾン川流域における潮汐変動が地表水動態に及ぼす効果について議論することができる。

モデルに与える潮汐変動の周期関数は University of South Carolina の潮汐予測モデル: Tide Current Predictor (<http://tbone.biol.sc.edu/tide/index.html>) の予測値を元に作成した。Tide Current Predictor は、地形や水深を考慮した球面調和関数に基づいて地球各地の海面水位変動を計算する。本章では、アマゾン川の河口にある Macapa 付近の海面水位変動の計算値を用いた。

表 5.4 潮汐の主要4成分

	起潮力	周期(時間)	起潮力の要因
M_2	主太陰半日周潮	12.42060122	地球と月の相対位置
K_1	日月合成周潮	23.93446966	地球と太陽と月の相対位置
S_2	主太陽半日周潮	12.00000000	地球と太陽の相対位置
O_1	主太陰日周潮	25.81934166	地球と月の相対位置, 球面調和関数の第2モード

境界条件の海面水位変動は、表 5.4 に示した起潮力の主要 4 成分を用いて近似するとした。 M_2 は地球と月の相対位置による主太陰半日周潮、 K_1 は地球と太陽と月の相対位置による日月合成周潮、 S_2 は地球と太陽の相対位置で決まる主太陽半日周潮、 O_1 は地球と月の相対位置で決まる成分だが球面調和関数の第 2 モードとなる主太陰日周潮である。実際の潮汐はその他の起潮力の影響を受け、かつ天文潮以外にも風や河川からの淡水流入などの影響を受けるが、主要な海水面変動は上記の 4 成分で近似できる。

上述した主要 4 成分を考慮すると、ある時刻 t における海面水位 $f(t)$ は以下の周期関数(5.5)で表される。

$$f(t) = a_0 + a_1 \left(\frac{t - t_1}{\theta_1} \right) + a_2 \left(\frac{t - t_2}{\theta_2} \right) + a_3 \left(\frac{t - t_3}{\theta_3} \right) + a_4 \left(\frac{t - t_4}{\theta_4} \right) \quad (5.5)$$

ただし、 a_0 は平均潮位、 $a_1 \sim a_4$ と $\theta_1 \sim \theta_4$ と $t_1 \sim t_4$ はそれぞれ M_2 、 K_1 、 S_2 、 O_1 成分の振幅と周期と位相を表す。ここでは、平均潮位を $a_0 = 0$ として、定数 $a_1 \sim a_4$ と $t_1 \sim t_4$ を、Tide Current Predictor の予報値との Root Mean Squared Error (RMSE) が最小と成るようにカリブレーションした。

表 5.5 最適化した潮汐4成分の振幅と位相

	振幅 (m)	周期 (hour)	位相 (hour)
M_2	1.18394442	12.42060122	10.44336611
K_1	0.05749964	23.93446966	2.57888469
S_2	0.33267657	12.00000000	8.35131184
O_1	0.05913391	25.81934166	10.95457739

その結果、 $a_1 \sim a_4$ と $t_1 \sim t_4$ は表 5.5 に示した値に最適化され、海面潮位の RMSE は 0.201 m となった。ただし、位相はシミュレーション開始時刻 (1990 年 1 月 1 日 0 時, GMT) からの経過時間 t に対する値である。Tide Current Predictor の予測値と周期関数の近似値を図 5.8

で比較した。図 5.8a の短期間のプロットにおける半日周期の満潮干潮も，図 5.8b の長期間の変動における大潮小潮も上手く再現されていることが分かる。

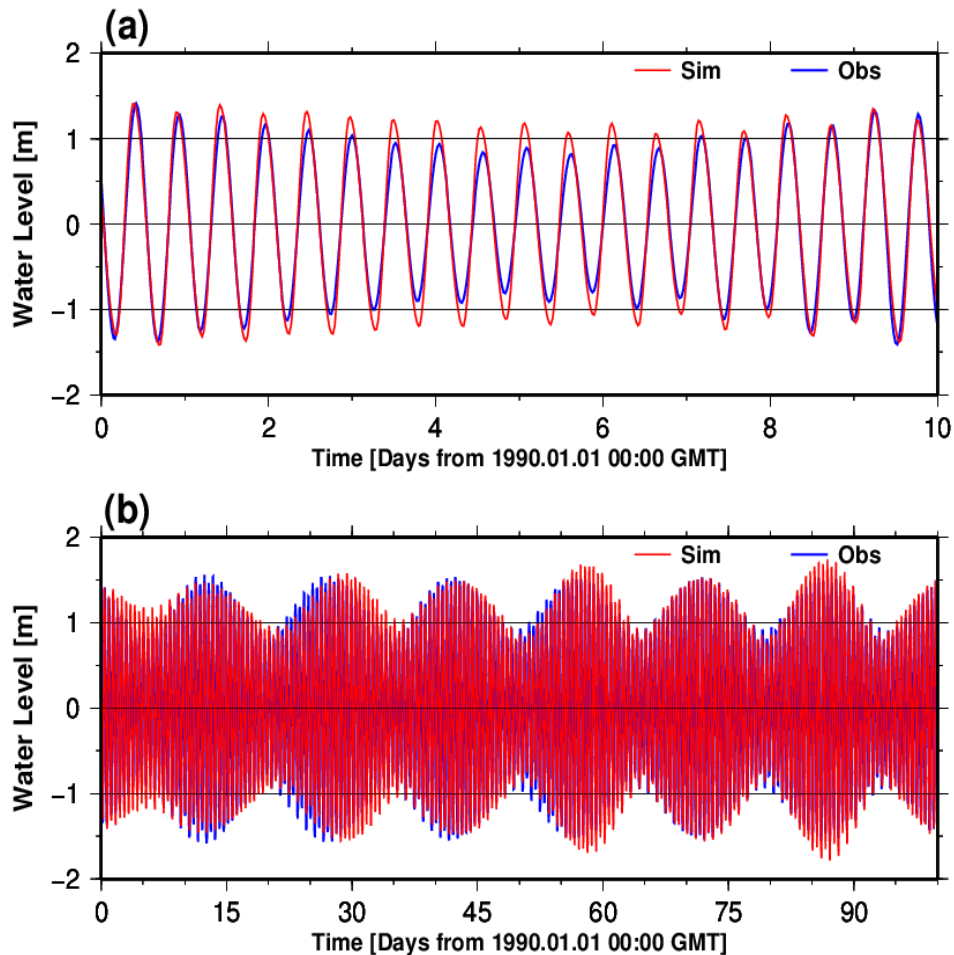


図 5.8 周期関数による潮汐変動の再現性
赤線が周期関数，青線が Tide Current Predictor による水位予測を示す

5.5.2 実験結果

水位変動から潮汐効果を検出するため，Tide 実験と NoTide 実験で再現された水位の時系列変動に対してスペクトル分析を行った。ここでは，河口から 800 km の距離にある Obidos における 2003 年～2005 年の水位変動を解析対象とした。Obidos の位置は図 5.1 の青色四角で囲われた“a”で表している。モデルと観測とで比較を行うため，スペクトル分析は現地観測データに対しても行った。スペクトル分析では，まず水位変動の時系列をフーリエ変換によって周期成分に分割する。

$$F(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_k^N \left\{ a_k \cos\left(\frac{2\pi k}{L}t\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi k}{L}t\right) \right\} \quad (5.6)$$

ただし、 $F(t)$ はフーリエ形式の水位変動時系列、 L は時系列の長さ（ここでは 1096 日）、 a_k と b_k はそれぞれ k 番目のサインとコサイン成分の振幅である。 k 番目の成分の周期は $T_k = L/k$ となる。周期 k の成分の振幅 A_k は、サイン成分とコサイン成分を合成して、式(5.7)で表される。

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \quad (5.7)$$

図 5.9 は(a)Tide 実験、(b)NoTide 実験、(c)観測の水位変動時系列に対するスペクトル分析の結果を示している。モデルと観測ともに最も卓越しているのは年周期（365 日）の成分であった。いくつかの年周期より短い成分が確認できるが、これはおそらく支流ごとに洪水ピークの時期が異なることに起因すると考えられる。Tide 実験と観測の水位変動に対するスペクトル分析では、15 日周期の成分が他より卓越しているのが確認できた。これは、大潮の時に発生する潮汐ボアに起因することがわかっている [Lima et al., 2003]。15 日周期成分は NoTide 実験では検出されなかったことから、Tide 実験に見られる 15 日周期変動は潮汐による効果をモデルが表現できている結果だと考えられる。

Tide 実験で検出された 15 日周期成分の振幅は、観測と比べて小さくなっていた。これはおそらく、潮汐ボアには段波の成分が含まれているが、拡散波方程式ではそれを表現できないためと考えられる。そのため、拡散波方程式を採用した CaMa-Flood では、潮汐変動の上流側への伝搬が過小評価されているのではないかと考えられる。

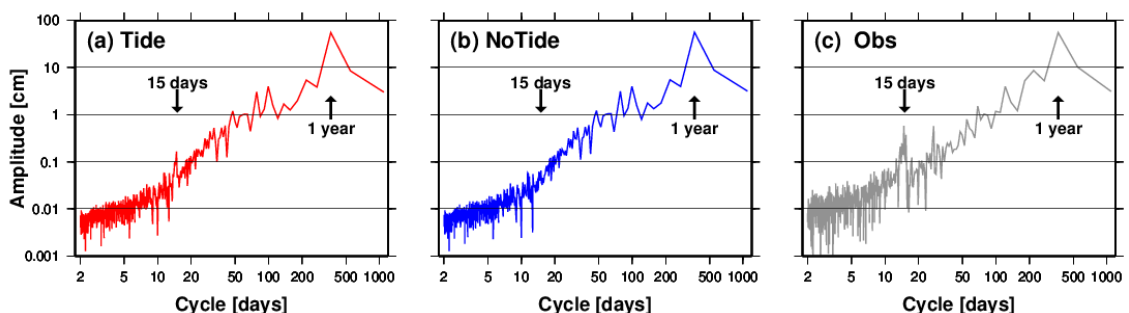


図 5.9 Obidos における水位変動のスペクトル解析
横軸が周期、縦軸が振幅。(a)Tide 実験、(b)NoTide 実験、(c)観測

次に、潮汐変動が内陸部に伝搬するメカニズムを確認するために、Tide 実験と NoTide 実験で再現された河川流量を解析した。図 5.10a は Tide 実験と NoTide 実験の河川流量のアノマリー (Tide-NoTide) を 1 日おきにプロットしたものである。青色～紫色が Tide 実験の流量が NoTide 実験より少ない状態、黄色～赤色が Tide 実験の流量が NoTide 実験より多い場合を示している。図 5.10a は時系列は 2004 年 1 月 1 日からの 35 日間を示している。

図 5.10a から、河川流量のアノマリーには潮汐に起因する 15 日周期が顕著に現れることが確認できる。河川流量のアノマリーは、河口付近から始まり時間が経つに連れて内陸部に伝搬していくことがわかった。河川流量のアノマリーは、Amazon 川と Madeira 川が合流する河口から約 1000 km の地点まで伝搬していた。

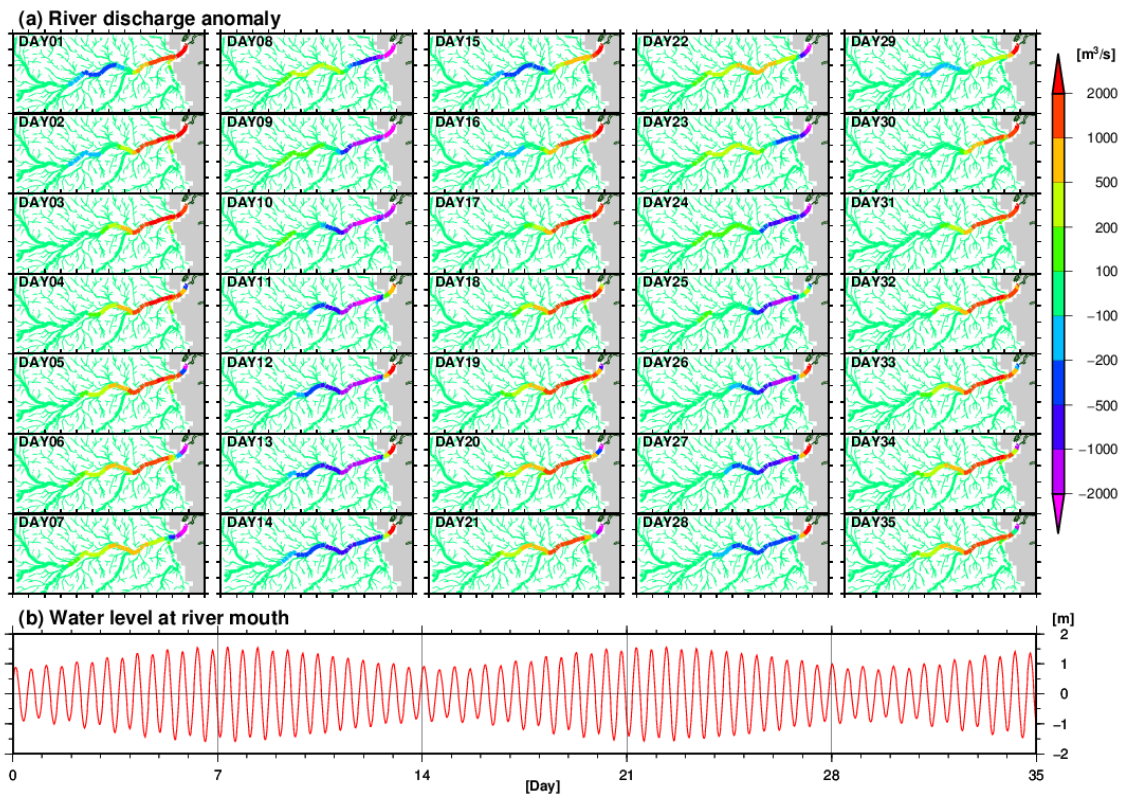


図 5.10 潮汐変動が内陸に伝搬するメカニズム

(a) Tide 実験と NoTide 実験の河川流量のアノマリー (Tide-NoTide) を 1 日間隔で示した。青色～紫色が Tide 実験の流量が少ない場合、黄色～赤色が Tide 実験の流量が多い場合。

(b) 河口境界条件の水位の時系列

Tide 実験における河口境界条件の水位の時系列を図 5.10b に示した。これによると大潮のタイミングは Day 8 と Day 22、小潮のタイミングは Day 1 と Day 15 と Day 29 であったことが分かる。図 5.10a と図 5.10b を比較すると、負のアノマリー (Tide 実験の流量が NoTide 実験の流量より少ない) が大潮のタイミングで河口付近に発生していることが分かる。大潮は 15 日周期のうちで最も高い潮位が観測される日である。そのため、河口付近から海洋

への流出量が少なくなり、結果として河口付近の水位は上昇する。CaMa-Flood では拡散波方程式を採用しているため、下流側の水位上昇は上流の流量の減少へと繋がる。上流側の流量減少で上流側に水がたまるので、上流グリッドで水位の上昇が起こる。このプロセスの繰り返しで、河口における水位変動が上流側に伝わっていくと考えられる。

5.6 まとめ

本章では、全球河川モデル CaMa-Flood による大陸河川での水位変動の予測可能性を議論した。ケース・スタディとしてアマゾン川の地表水動態を対象に実験を行った。モデルが再現した水面標高の妥当性を検証するために、アマゾン川本流沿いの水面標高を Envisat による観測値と比較した。再現された水位変動の位相と振幅は観測に近い変動を示し（相関係数が 0.69 以上、振幅の誤差が 1.6 m 未満）、相対的な水位変動はよく再現されていることがわかった。絶対的な水面標高（海拔）も Envisat と比較をした結果、全球モデルの枠組みとしては良好な結果（バイアスが 2.3 m 未満、RMSE が 2.8 m 未満）を示した。再現された水面標高の誤差は、河道幅と河道深という河道断面パラメータに起因する不確実性の範囲に収まっていた。この結果は、流域全体で経験式により河道断面を定める一般的な大陸河川モデリングの枠組みの代わりに、河道の各区間に対してローカルにパラメータを調整することで水面標高の再現性を高められる可能性を示唆している。

CaMa-Flood がアマゾン川流域の内陸部で確認できる潮汐由来の現象を再現できるかを調べるため、河口境界条件に潮汐を考慮した水動態実験を行い水位変動を解析した。その結果、河口から 800 km の距離にある Obidos でも潮汐由来の 15 日周期成分の検出に成功し、モデルが内陸部でも見られる潮汐由来の水位変動を再現できていることが分かった。また、潮汐による海面変動が河口から内陸に伝わるメカニズムを、潮汐効果あり/なしの実験で再現された河川流量のアノマリーを解析することで調べた。その結果、河口付近に生じた河川流量のアノマリーが徐々に上流側に広がっていくことが確認された。潮汐を考慮した場合は大潮のあとに河口付近の河川流量が少なくなる傾向にあったことから、大潮で潮位が上がったときに河川から海への排水が抑えられて水位が上昇し、それが内陸部に伝搬していくというメカニズムが確認できた。

全球河川モデルで水面標高を予測できるとすると、衛星高度計のデータをモデルの検証や改良の用いることができる。これまでの研究では水位の変動幅のみがモデル検証に用いられてきたため [e.g. Duchaeme et al., 2008; Getirana et al., 2009; Getirana et al., 2010] , 水面標高を用いると水位の絶対値という新たな情報を付加することができる。これは、河道幅や河道深といった河川モデルのパラメータ推計などに大きく役立つと考えられる [e.g. Durand et al., 2008]。また、全球河川モデルと衛星高度計を組み合わせたデータ同化の可能性も見えてくる。これまで、比較的小さな流域を対象として衛星高度計の観測値をモデルに同化して河川流量予測や河道断面推定を行う研究が行われてきた [e.g. Andreadis et al., 2007; Durand et al., 2010; Matgen et al., 2010; Giustarini et al., 2011]。より大きなスケールの

流域では、河川流量の時間発展は降水量などの外力よりも現在の貯水量で決まると考えられるため、大陸河川モデルに衛星高度計のデータ同化を行うことで、洪水湯水予測の向上を期待することができる。

本章では、アマゾン川本流のみでモデルが再現した水面標高を衛星高度計で検証した。これはモデルの精度の問題もあるが、衛星高度計による Nadir 方向の水面標高の計測は 2~3 km のフットプリントを有するため川幅が十分にない地点では観測誤差が生じるためである [Calmant et al., 2008]。しかし、この問題は 2019 年に NASA と CNES が打ち上げを予定している次世代の衛星高度計 SWOT によって解決される見込みである。SWOT は Nadir 方向の計測に加えて、干渉合成開口レーダーを用いて面的な水面標高の計測を行う。水平解像度は Cross-track 方向に 10 m~60 m, Along-track 方向に約 2 m となるため、ほぼすべての地点で水面標高を計測することが可能になる [Durand et al., 2010; Lee et al., 2010]。将来は SWOT ミッションによる 2 次元的な高精度の水面標高観測を利用することで、データ同化などを介して観測と整合性の取れた河川流量の推計など、地表水動態のより詳細なプロセスの議論が可能になると考えられる。

第 6 章 全球河川モデルを応用した メコン川流域の将来洪水予測

Assessment of the future flood situation in the Mekong basin
using a global hydrodynamics model

Abstract

The prediction of future flooding situation is helpful for the water resources management of the Mekong River, yet the model-based flood assessment of the Mekong basin is still difficult because of the complex hydrodynamics of flooded water in the lower Mekong floodplains. In this chapter, a global hydrodynamics model, CaMa-Flood, is applied for hydrodynamic simulations of the entire Mekong River considering floodplain topographies and backwater effect. The model validation under the present climate suggests that the model well reproduces the daily variations of river discharge in both mountainous regions and downstream regions with floodplains including the seasonal backflow from the Mekong River to the Tonle-Sap Lake. The flooding extents simulated by the model also well agree to the satellite observations. Then the simulation for a future a climate condition was executed using the runoff forcing from a climate change experiment. The flooding extents are predicted to be increased along the Mekong mainstem where the increase in upstream runoff is observed in the climate change experiment. However, the increase in flooding extents is also found around the Tonle-Sap Lake even though the lake basin has no significant increase in upstream runoff. It is found that the enhanced flooding in the mainstem intensifies the seasonal backflow from the mainstem to the Tonle-Sap Lake, which enhances the flooding around the Tonle-Sap Lake without the increase in upstream runoff into the lake basin. Even though there still exist large uncertainties in the climate change experiments, this study suggested a possibility for the explicit prediction of the flooding extent under the climate change using a continental-scale hydrodynamics model.

6.1 はじめに

チベット高原に端を発し、中国・ミャンマー・ラオス・タイ・カンボジア・ベトナムを抜けて南シナ海にそそぐメコン川は、流域面積 795,000 km²、平均流量 16,000 m³/s の東南アジア最大の河川である。流域はアジアモンスーン地域に属するため、雨季と乾季で河川流況が大きく異なる。メコン本流に位置する Stung Toreng (105.94E,13.53N) では、乾期の流量は 2000~3000 m³/s であるが雨季には 50000~70000 m³/s まで洪水流量が増大する。

雨季の洪水氾濫は農業漁業や発電などには利益となるが、極端に大きな洪水は水域の人々に多大な人的経済的被害をもたらす。

流域の水資源マネジメントには気候変動に伴うメコン川流域の洪水氾濫の将来変化を予測することが重要となるが、水文モデルを用いた洪水の将来予測にはまだ多くの課題が残っている。とりわけ洪水氾濫計算ではメコン川下流域の氾濫原における複雑な水動態の表現が課題となる。ここでは勾配が非常に緩く河道から氾濫原への洪水が顕著になるため、河道流下のみを表現したモデルでは適切に流下計算ができない。図6.1にメコン川下流域の河道網を示した。背景は各グリッドにおいて河道からの標高差が5m未満の面積の割合で、メコン川本流の Stung Toreng から下流域およびメコン川支流の Mum 川と Songhkam 川で平坦な地形が広がっていることが分かる。さらに、メコン川下流域の特徴ともいえる雨季にメコン川本流の水位が上昇しトンレサップ湖の水位と逆転することで発生する大規模逆流も流域の水循環には重要である [Penny, 2006]。これも水位差に基づく物理的な流下計算を達成しない限りは再現が不可能な現象である。

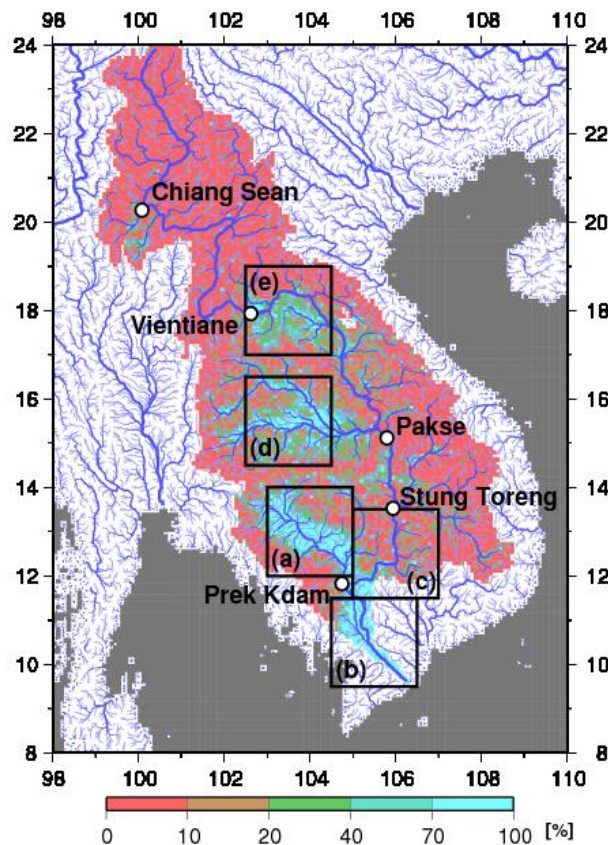


図 6.1 メコン川中下流域の河道網と地形分布
背景の色は各グリッドにおける河道からの標高差が5m以下の面積の割合。
検証に用いた観測点位置と氾濫原領域を示してある。

既往研究においても氾濫原の浸水やトンレサップ川の逆流を表現しようとする試みが行われてきた。解決方法として、一つ目に水位と流量の関係を経験式で表現することで氾濫量や逆流を表現する手法が挙げられる [e.g. Kite, 2001; Inomata and Fukami, 2008]。しかし、過去のデータから経験的に定めた水位と流量の関係は将来期間や極端な洪水時にも有効であるという保証はないため、将来予測には物理法則に基づく計算のほうが適切と考えられる。そこで 2 つ目の解決方法として、氾濫原の詳細な地形を考慮した 2 次元氾濫解析モデルによる洪水計算が挙げられる [e.g. Dutta et al., 2007]。2 次元氾濫解析モデルでは物理法則に基づいて河川流量と氾濫流を計算するので、地形が変化しない限りは将来期間でも適切な洪水予測が可能であると考えられる。しかし、2 次元氾濫解析モデルは詳細地形を高解像度で表現する必要があるため、メコン川流域の下流部のみに解析領域を絞って計算を行う必要がある。そのためには、解析領域上流端の流量を境界条件として与える必要があるが、将来期間においては上流端の流量が入手できないという問題があった。

そこで本研究では、全球河川モデルとして開発された CaMa-Flood を用いてメコン川流域全域を含む水動態シミュレーションを行った。メコン流域全体を対象とする CaMa-Flood は気候モデルおよび陸面過程モデルの出力値を用いることができるので、2 次元氾濫解析モデルのように上流端の流量を必要としない。そのため、温暖化予測実験などの出力結果を利用することで、将来の洪水状況を物理的に計算することができる。以下、6.2 節でメコン流域シミュレーションのためのモデルと実験の設定を説明する。6.3 節で現在気候におけるモデルの再現性を検証し、6.4 節で気候モデル出力を用いてメコン川流域の洪水将来予測を行った。最後に 6.5 節に本章のまとめを記した。

6.2 河川モデルの設定

本章では全球河川モデル CaMa-Flood の計算範囲を東南アジア地域に限定して、メコン川流域および隣接する河川の水動態シミュレーションを行った。メコン川の中流と下流域の河道網を図 6.1 に示した。水動態シミュレーションのアルゴリズムは第 2 章および Yamazaki et al. [2011] の説明と同様だが、本章では東南アジア地域のみを対象とするため空間解像度を 5 分 ($1/12^\circ$, 約 8 km) に上げて計算を行った。高い空間解像度シミュレーションでは時間解像度も上げる必要があるため、本章ではタイムステップを 2 分とした。

サブグリッドスケールの地形パラメータは、90 m 解像度の表面流向データ HydroSHEDS, および同じく 90 m 解像度の衛星デジタル地形標高モデル SRTM3 DEM から抽出した。パラメータ抽出の方法は第 3 章および Yamazaki et al. [2009] と同様である。また、SRTM DEM に含まれる植生キャノピー、細い河道や堤防などサブピクセルサイズの地形構造による誤差、ランダムノイズなどは第 4 章および Yamazaki et al. [Accepted] で説明した衛星 DEM 修正のアルゴリズムで極力取り除いた。

また、DEM からは抽出できない河道断面のパラメータもメコン流域の水動態シミュレーションに合わせて最適化した。河道幅 W (m) と河道深 B (m) は式(6.1)と(6.2)で与えた。

$$W = \max[1.00 \times R_{up}^{0.7}, 10.0] \quad (6.1)$$

$$B = \max[0.045 \times R_{up}^{0.5}, 1.00] \quad (6.2)$$

ただし、 R_{up} (m^3/s) は日単位流出量の気候値から計算した、30 日平均の上流流出量の最大値である。

6.3 過去の水文データを用いた再現実験

将来の洪水予測を行う前に、過去の観測気象データに基づいて水動態シミュレーションを行い、河川流量や氾濫面積などを観測データと比較することで、CaMa-Flood がメコン川流域における基本的な水循環を再現できているか検証した。

6.3.1 過去の再現実験の設定

過去の再現実験では、観測データを元に計算した陸面モデルからの流出量として Kim et al. [2009] のプロダクトを CaMa-Flood に入力値として与えた。Kim et al. のプロダクトの流出量の計算に用いた陸面モデルへの気象場は、基本的には気象庁の再解析プロダクト JRA-25 [Onogi et al., 2007] であるが、再解析では不確実性が大きい降水量については月平均値を GPCC の観測値で補正してある。この気象場を陸面モデル MATSIRO [Takata et al., 2003] に与えることで、現実的な流出量を算定することができる。Kim et al. の流量プロダクトは全球 1 度解像度で日単位のデータが利用可能である。本章ではこのプロダクトを 5 分解像度の集水域に空間内挿して CaMa-Flood に与え、河川流量や浸水域を計算した。計算期間は 1980 年から 2007 年の 28 年間で、最初の 1 年をスピニアップ期間として除外した 27 年分のデータを解析した。

CaMa-Flood の河川モデルとしての特徴はサブグリッドスケールの地形パラメータを導入することで氾濫原による水貯留効果を表現して水深と浸水域の予測を可能としたことと、地形勾配に基づく運動波方程式 (Kinematic wave equation) に代わって水面勾配に基づく拡散波方程式 (Diffusive wave equation) で流速と流量を算定する点である。過去の再現実験では、メコン川流域の水動態を再現するにはどの程度複雑なモデルを用いる必要があるか議論するために、以下の 3 つの実験を行った。

1 つ目は「NoFLD」で、河道の堤防高さを無限大とすることで氾濫原貯水槽を考慮しない実験である。氾濫原貯水槽を考慮しない場合は水位変動が非現実的になり水面勾配で流速と流量を計算する拡散波方程式を用いることができないので、NoFLD では運動波方程式で流量計算を行った。2 つ目は「FLD+Kine」で氾濫原貯水槽を考慮して、運動方程式で流速と

流量を計算した実験である。NoFLD と FLD+Kine の計算結果を比べることで、氾濫原による貯水効果のメコン流域の水循環における役割を議論することができる。3 つ目は FLD+Diff で氾濫原貯水槽を考慮して、拡散波方程式で流量と流速を算定した実験である。FLD+Diff が CaMa-Flood による標準計算となる。FLD+Diff と FLD+Kine の計算結果を比較することで、水面勾配を考慮した拡散波方程式で水動態を表現する必要性について議論できる。

6.3.2 過去の再現実験の結果

メコン川本流にある 4 つの流量観測(a)Chang Sean, (b)Vientiane, (c)Pakse, (d)Stung Toreng およびメコン川本流とトンレサップ湖を接続するトンレサップ川にある観測点(e)Prek Kdam におけるモデル再現の日河川流量を観測値と比較した。観測点の位置は図 6.1 に示した。観測値はメコン川本流については Global Runoff Data Center (GRDC) が配布するデータを、Prek Kdam については Inomata and Fukami [2008] による現地観測データを用いた。各観測点における日流量変動を図 6.2 にプロットした。ただし、利用可能な観測データに合わせて、メコン川本流については 1991 年と 1992 年、Prek Kdam については 2004 年と 2005 年の河川流量を示している。また、各観測点における年平均流量（観測 Q_{obs} 、モデル Q_{sim} ）およびモデルと観測の相関係数を表 6.1 にまとめた。ただし、トンレサップ川にある Prek Kdam では逆流が発生するため年平均流量は示せない。また Prek Kdam での相関係数は現地観測流量が利用可能な日のデータのみから計算した。

メコン本流における 4 つの観測点では、年平均流量は観測とモデルで非常に近い値を示しており、さらに FLD+Diff による河川流量は 4 地点すべてで 0.9 以上の相関を示している。ここから、再解析の気象場を用いて計算した陸面モデルからの流出量 [Kim et al., 2009] はメコン流域における流出発生量とタイミングを上手く捉えており、また CaMa-Flood による流下計算も適切に行われていると判断できる。山がちな上流部に位置する Chang Sean と Vientian では、3 つの実験結果はほとんど変わらなかった。氾濫が起こる中流部の Pakse と Stung Toreng では、氾濫原を考慮した FLD+Diff と FLD+Kine が観測を適切に捉えているのに対し、氾濫原がない NoFLD による流量は洪水ピークが過大評価されている。相関係数も氾濫原を考慮した実験では 0.95 付近であるのに対し、NoFLD では 0.90 と低い値を示している。このことから、山がちな上流部では氾濫原を考慮する必要はないが、平坦になりはじめるメコン中流部では河川流量の再現には氾濫原の考慮が必要となってくることがわかる。氾濫原の導入により洪水ピークが緩和されるのは、氾濫原の浸水が始まることで水位の上昇が緩やかになり、下流への流量が抑えられるためである。

表 6.1 メコン流域の各観測点における年平均流量と相関係数

	Lon	Lat	Area [km ²]	Qobs	Qsim	Correlation		
						FLD+Diff	FLD+Kine	NoFLD
Chang Sean	100.08	20.27	189000	2516.1	2425.6	0.94	0.94	0.94
Vientian	102.62	17.93	299000	3602.8	4020.9	0.92	0.92	0.91
Pakse	105.8	15.12	545000	8618.3	8366.6	0.95	0.94	0.90
Stung Toreng	105.94	13.53	635000	12934.8	11297.4	0.95	0.95	0.90
Prek Kdam	104.75	11.83	86800	-	-	0.90	-0.34	-0.19

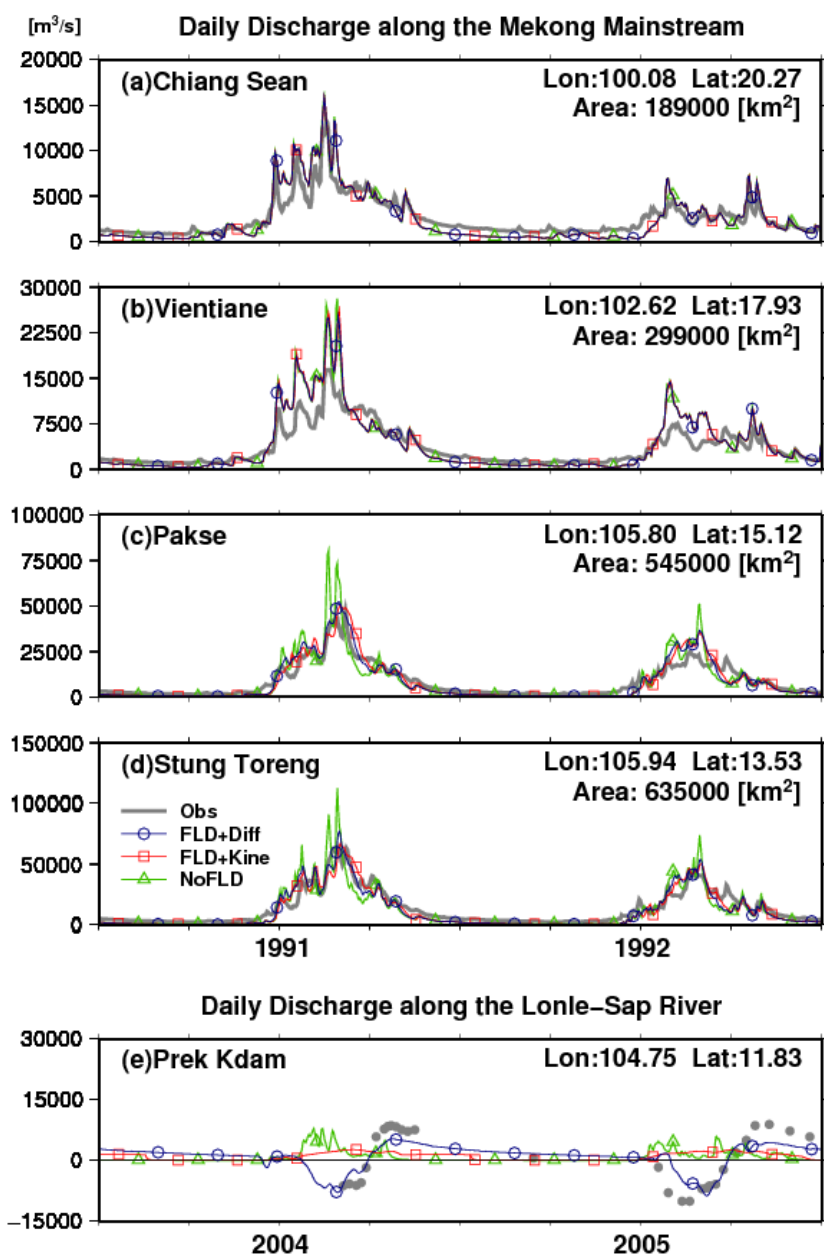


図 6.2 メコン川の各観測点における日河川流量変動
 灰色が観測，青色と赤色と緑色がそれぞれ FLD+Diff と FLD+Kine と NoFLD によるモデル計算。

また、メコン本流とトンレサップ湖を接続するトンレサップ川の Prek Kdam では、拡散波方程式を用いた FLD+Diff のみが現地観測流量を上手く捉えている。相関係数は FLD+Diff は 0.90, FLD+Kine と NoFLD は -0.34 と -0.19 であった。これは、トンレサップ川の特徴である雨季の水位逆転による大規模逆流は、水面勾配により流量と流速を計算する拡散波方程式でしか表現できないためである。Prek Kdam を通過する総流量の平均（流量の絶対値を平均したもの）は $2552 \text{ m}^3/\text{s}$ となり、一方で Prek Kdam よりトンレサップ湖側からの流出量に起因する成分は $904 \text{ m}^3/\text{s}$ であったので、トンレサップ湖の集水域内の総流出量に匹敵する量の水がメコン川本流からトンレサップ湖に逆流により流入していることが分かった。逆流している水量がかなり多いことを考えると、メコン川下流域の水動態を再現するには水面勾配で流量と流速を解く拡散波方程式の導入が不可欠であると言える。

次に、CaMa-Flood による氾濫域の計算結果を衛星観測 [Mori et al., 2009] と比較した。Mori et al.による氾濫域の衛星観測は MODIS の可視・近赤外画像を基本にして、雲などにより地表面の情報が獲得できなかったところを AMSR-E のマイクロ波放射計によって補完したものである。氾濫面積の解析は図 6.1 に黒枠で示した(a)トンレサップ湖周辺、(b)メコン川河口付近、(c)メコン川本流の下流域、(d)Mum 川流域、(e)Songkhram 川流域の 5 つの領域で行った。各領域における氾濫面積の時系列変動を図 6.3 に示した。また、メコン下流域における氾濫域の空間分布を図 6.4 に示した。図 6.4 の各グリッドの色は、グリッドの単位集水域面積に対する氾濫面積の割合を示している。

メコン川の下流域にあたる(a)~(c)の地域では、FLD+Diff による計算は観測された氾濫面積の時系列変動を上手く捉えているが、FLD+Kine では氾濫面積が過小評価されている。特にトンレサップ湖周辺では、FLD+Kine は乾期に氾濫域がほぼゼロまで減少してしまうことが、図 6.3 と図 6.4 の双方から確認できる。これは、メコン本流からトンレサップ湖への大規模逆流によってトンレサップ湖が天然の遊水地として働く効果の再現には拡散波方程式の導入が必要であり、洪水波の下流へのゆるやかに伝搬するのが FLD+Diff のみで再現されているためと考えられる。

メコン川中流域の支流である Mum 川と Songkhram 川では、氾濫面積の再現性が下流部ほど高くはない。この 2 つの地域は本流沿いにはないため、下流部の 3 つの氾濫原と比べて上流流域面積が小さいことが特徴としてあげられる。そのため、河川モデルへの入力データとして用いた陸面過程モデルの流出量の誤差が氾濫面積の再現性に大きく響いてくると考えられる。そのため将来予測においては、中流部の 2 つの支流は解析対象としなかった。

以上、過去の再現実験における河川流量と氾濫面積の検証から、CaMa-Flood はメコン川流域における水動態を、概ね適切に表現できていることが分かった。また、水動態の適切な再現には氾濫原による貯水効果と拡散波方程式の導入が必須であることも分かった。次のセクションでは、気候モデルの出力を用いてメコン川流域における将来の洪水状況の予測を試みる。

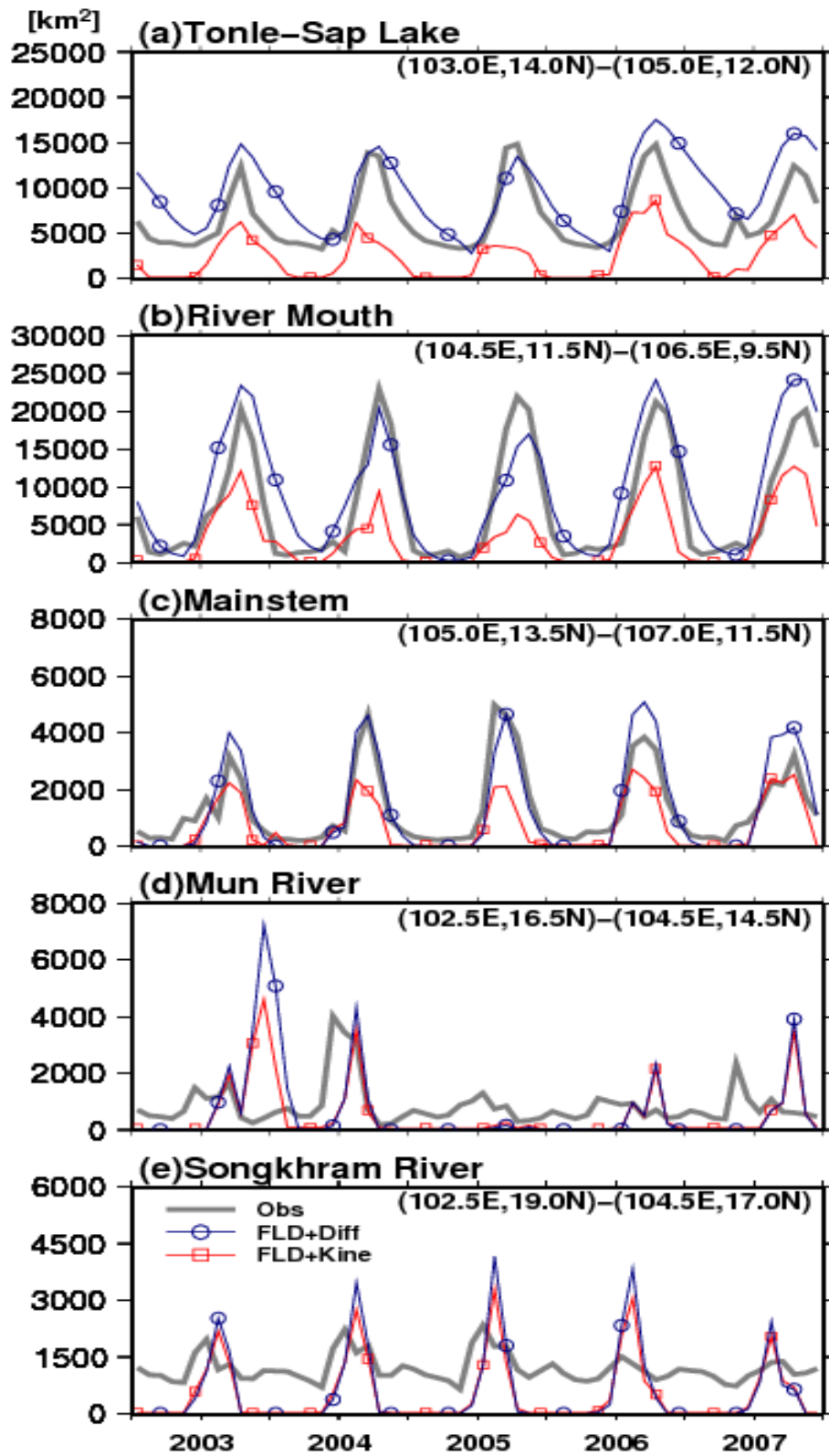


図 6.3 メコン川流域の各地域における氾濫面積の時系列変動
 灰色の線が Mori et al.による衛星観測, 青線と赤線が FLD+Diff と FLD+Kine によるモデル計算.

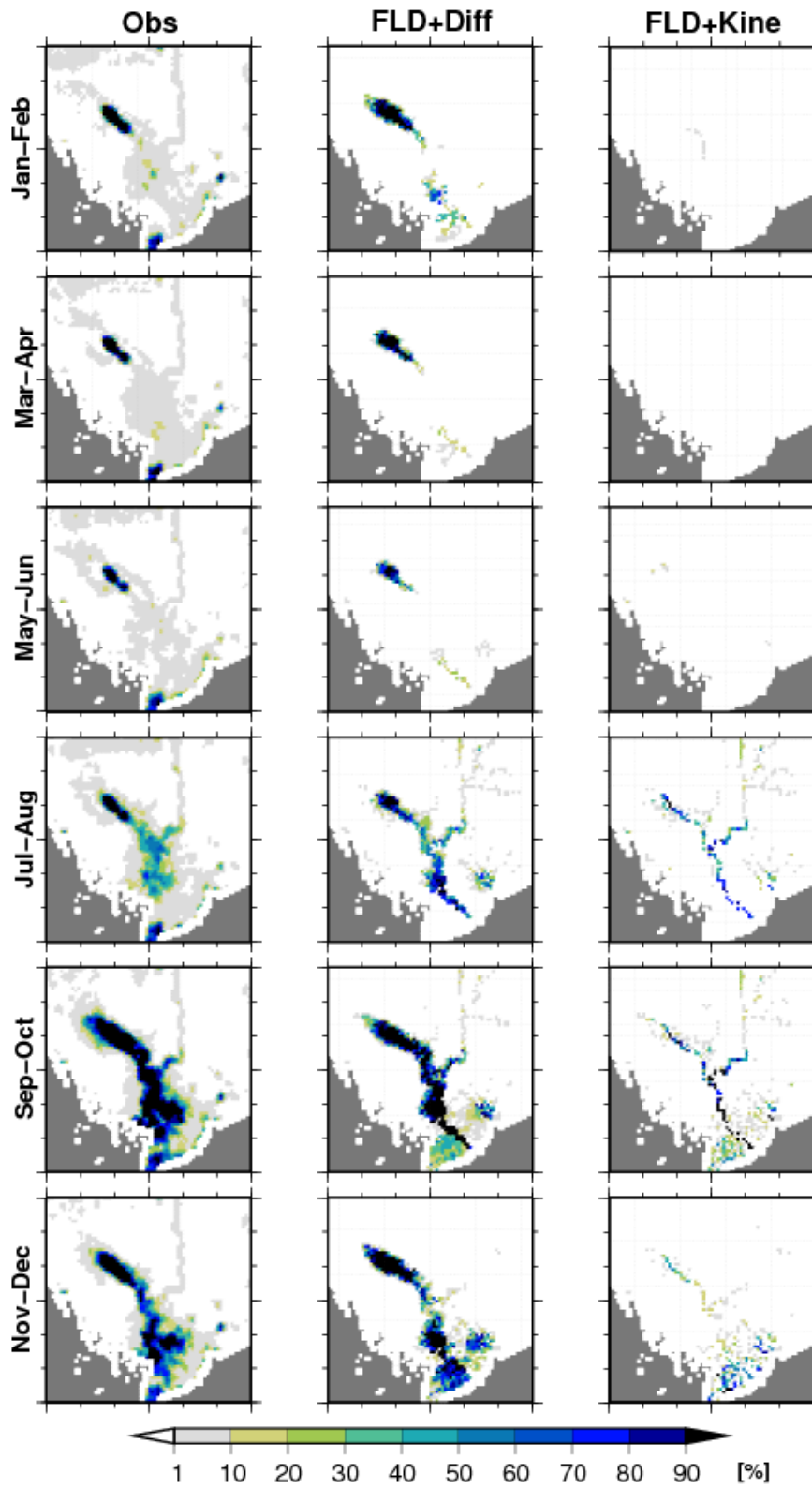


図 6.4 メコン川下流部の氾濫面積割合の空間分布
 2004 年の氾濫域の変化を 2 ヶ月間隔で示した。
 左が観測, 中央と右が FLD+Diff と FLD+Kine によるモデル計算。

6.4 将来の洪水予測実験

将来の洪水予測実験には、気候モデルを用いた温暖化実験の出力データを用いた。しかし、最新の気候モデルによっても現実の気候場・気象場を精度よく再現することは難しいので、気候モデルの出力をそのまま陸面モデルや河川モデルに与えても再現されるのは現実とはかけ離れた水循環となってしまう。これでは洪水予測や水資源マネジメントにとっては有用な情報を引き出せないため、気候モデルの出力値を、観測データを用いて補正する必要がある [e.g. Lehner et al., 2006]。本節では気候モデルの出力データと過去の観測データから将来気候での補正済み気候・気象場を作成し、将来の洪水予測を行った。

6.4.1 使用した気候モデル出力とその補正

本章では将来期間の気候場・気象場として、CCSR/NIES/FRCGC が開発した気候モデル MIROC3.2 [K-1 model developers, 2004] による CMIP3 向けの温暖化実験 SRES A1b シナリオの出力結果を用いた。また、過去の気象データと比較して気候モデル出力を補正するため、MIROC3.2 による 20 世紀気候再現実験 20C3m の出力結果も用いた。使用したデータの期間は現在気候 20C3m 実験が 1980–2000 年の 21 年間、温暖化 A1b 実験が 2081–2100 年の 20 年間である。

MIROC による気候場・気象場を陸面モデルに与えて流出量を計算し [Pokhrel et al., 2010]、その流出量を補正せずに用いて CaMa-Flood で河川流量を計算したところ、現在気候でもメコン川流域の水動態を現実的に再現することができなかった。そこで、現在気候から将来気候への「補正係数」を計算し、再解析による気候場・気象場を陸面過程モデルに与えて計算した「現在気候の現実的な流出量」に「補正係数」掛け合わせることで、補正済みの「将来期間の現実的な流出量」を作成した。ただし流出量が時間空間的に大きく変動するため、各グリッドの各日付（月日）に対して別個に補正係数を計算した。プノンペン周辺のグリッド（102.5E,17.5N）を例として補正係数の計算手法を図 6.5 を用いて説明する。

まず、MIROC を元に計算した日単位の流出量から、式 6.3 によって 21 年間の日流出量の気候値を作成する（式 6.3）。

$$\bar{R}_{GCM:20C3m}^{day(j),grid(k)} = \sum_{i=1}^{21} R_{GCM:20C3m}^{year(i),day(j),grid(k)} \quad (6.3)$$

$$\bar{R}_{GCM:A1b}^{day(j),grid(k)} = \sum_{i=1}^{21} R_{GCM:A1b}^{year(i),day(j),grid(k)}$$

ただし、 $R_{GCM:20C3m}^{year(i),day(j),grid(k)}$ と $R_{GCM:A1b}^{year(i),day(j),grid(k)}$ はそれぞれ現在期間と将来期間の i 年の日付 j におけるグリッド k の流出量、 $\bar{R}_{GCM:20C3m}^{day(j),grid(k)}$ と $\bar{R}_{GCM:A1b}^{day(j),grid(k)}$ はそれらを 21 年間で平均した流出量の気候値（それぞれ図 6.6a の灰色と緑色の細線）である。しかし、21 年間の平均をとって気候値を作成しただけでは台風などに起因する流出量の日単位のばらつきが大きかった。そのため、日流量の気候値に対して 31 日間の移動平均を式(6.4)によって計算し、滑らかな日流量気候値の移動平均（現在気候 $\hat{R}_{GCM:20C3m}^{day(j),grid(k)}$ と将来気候 $\hat{R}_{GCM:A1b}^{day(j),grid(k)}$ 、図 6.6a の灰色と緑色の太線）を計算した。

$$\hat{R}_{GCM:20C3m}^{day(j),grid(k)} = \sum_{l=-15}^{15} \bar{R}_{GCM:20C3m}^{day(j+l),grid(k)} \quad (6.4)$$

$$\hat{R}_{GCM:A1b}^{day(j),grid(k)} = \sum_{l=-15}^{15} \bar{R}_{GCM:A1b}^{day(j+l),grid(k)}$$

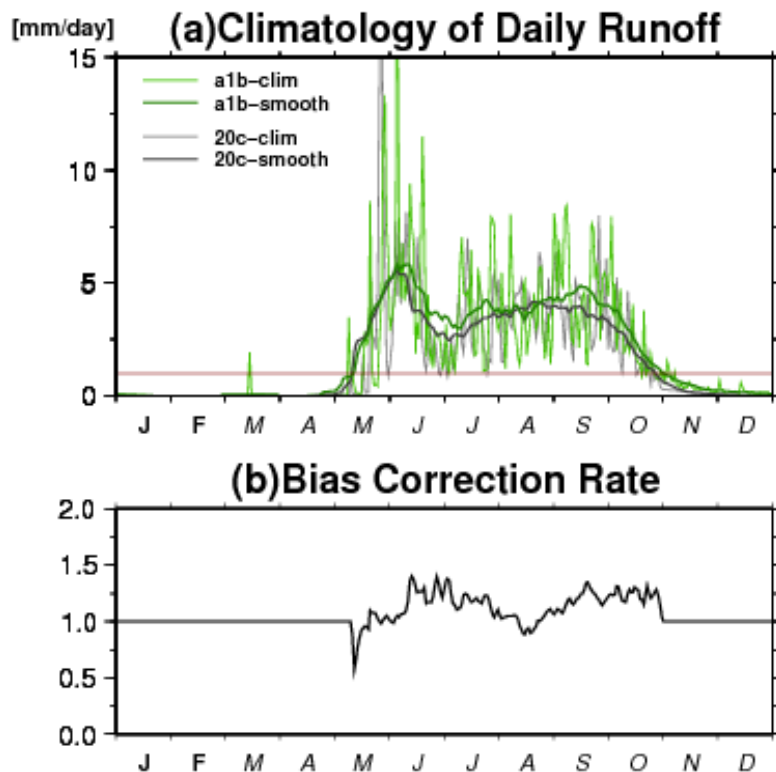


図 6.6 プノンペン周辺グリッドにおける現在から将来の変化量の計算例
 (a)の灰色と緑色は現在期間と将来期間の流出量を表す。細線が日単位の気候値、
 太線が気候値から計算した 31 日移動平均。(b)は各日付の補正量を表す。

最後に、流出量移動平均の将来期間の値を現在期間の値で割ることで、各グリッド各日付における補正係数 $C^{day(j),grid(k)}$ (図 6.6b の黒線) を求めた。

$$C^{day(j),grid(k)} = \hat{R}_{GCM:20C3m}^{day(j),grid(k)} / \hat{R}_{GCM:20C3m}^{day(j),grid(k)} \quad (6.5)$$

ただし、現在期間の流出量が小さい場合は補正係数が非常に大きくなってしまふので、流出量が 1 mm/day 未満の場合には補正係数は 1.0 に固定した (図 6.6a の赤線)。この補正係数を再解析データから計算した現在気候の流出量 $R_{Present:Obs}^{year(i),day(j),grid(k)}$ に掛け合わせることで、将来期間の補正された流出量 $R_{Future:Adjust}^{year(i+100),day(j),grid(k)}$ を各年月日各グリッドについて計算した。

$$R_{Future:Adjust}^{year(i+100),day(j),grid(k)} = C^{day(j),grid(k)} \times R_{Future:Adjust}^{year(i),day(j),grid(k)} \quad (6.6)$$

将来期間の洪水予測は、この補正された流出量を河川モデルに与えることで計算した。

6.4.2 洪水氾濫の将来予測

将来期間の補正した流出量を用いてメコン流域全体で水動態シミュレーションを行った。最初に、現在期間と将来期間で河川モデルへの入力データである流出量がどの程度変化したかを調べた。図 6.7 に各グリッドの上流域の総流出量の現在期間から将来期間の変化率を示した。黄色～赤色が将来の上流域の総流出雨量が増えたグリッド、青色～紫色が将来の上流域の総流出量が減った地域を表す。メコン川流域では最上流のチベット高原では流出量がやや減少するが、北緯 20～30° の上流域では顕著な流出量の増加が見られる。また、下流域では流出量は変化なしかやや減少している。メコン本流にあたるグリッドは各支流での増減の影響を受けるが、北緯 20～30° での流出量の増加が顕著であるため、河口まで一貫して総流出量は増加傾向を示している。また、トンレサップ湖周辺では流出量に変化なしか減少傾向にあるので、トンレサップ川の上流域総流出量はメコン本流とは違い増加傾向を示していない。

次に、メコン川下流域における氾濫面積の変化を図 6.8 に示した。現在期間については 1981～2000 年の平均値を、将来期間については 2081～2100 年の平均値を示している。図 6.8c のメコン川下流域の本流では上流域の総流出量の増加が顕著であるため、氾濫面積が年平均で+24%増加しており、図 6.8b の河口付近でも上流域の総流出量が増加したため氾濫面積もわずかだが+7%の増加傾向にある。図 6.8a のトンレサップ湖周辺では上流域の総流出量に増加傾向は見られなかったが、氾濫面積をみると 17%の増加となっている。流出が増加しないのに氾濫面積が大きくなった原因を以下で考察する。

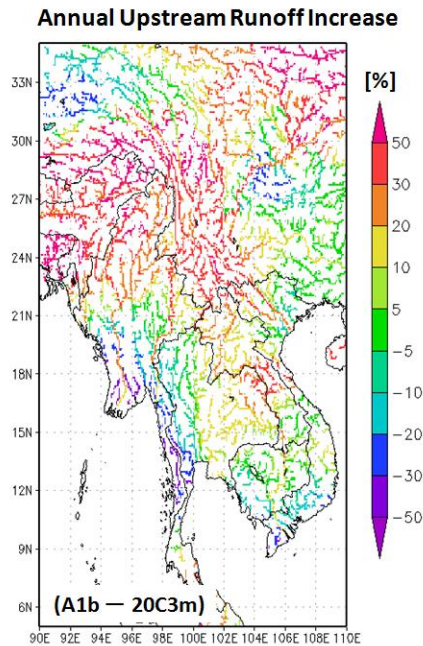


図 6.7 現在期間と将来期間の上流域の総流出量の変化率

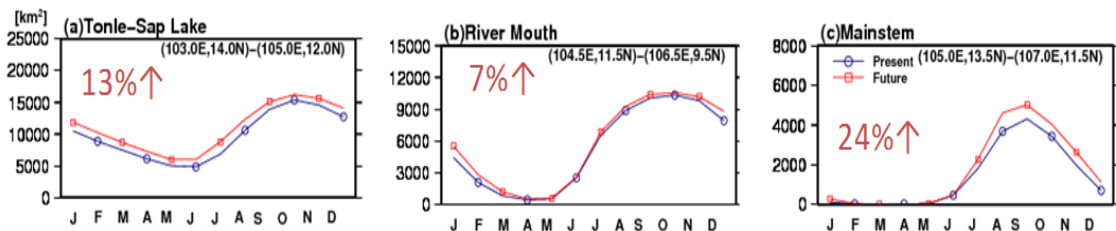


図 6.8 メコン川下流域における氾濫面積の変化

現在期間は 1980-2000 年の気候値, 将来期間は 2080-2100 年の気候値.
 青色と赤色がそれぞれ現在期間と将来期間を表す. 各領域の位置は図 6.1 に示した.

メコン流域の各観測点における現在期間と将来期間の日流量変動を図 6.9 に示した. 現在期間については 1990 年と 1991 年, 将来期間については 2090 年と 2091 年の計算結果を示している. 上流域の流出量増加に伴いメコン川本流にある Chang Sean, Vientiane, Pakse, Stung Toreng の各観測点では洪水ピーク流量が増加していることが分かる. またトンレサップ川の Prek Kdam ではメコン川本流からトンレサップ湖への逆流が強くなっていることが確認できる. これは, メコン上流域での流出量の増加によってメコン川本流の洪水時の水位が高くなり, メコン本流とトンレサップ湖の水位差が大きくなったため逆流が激しくなったと解釈できる. メコン本流からの逆流の増加がトンレサップ湖への流入水を増やし, 結果としてトンレサップ湖の周辺では流出量の増加がなくても氾濫面積が大きくなるという結果を生んだと考えられる.

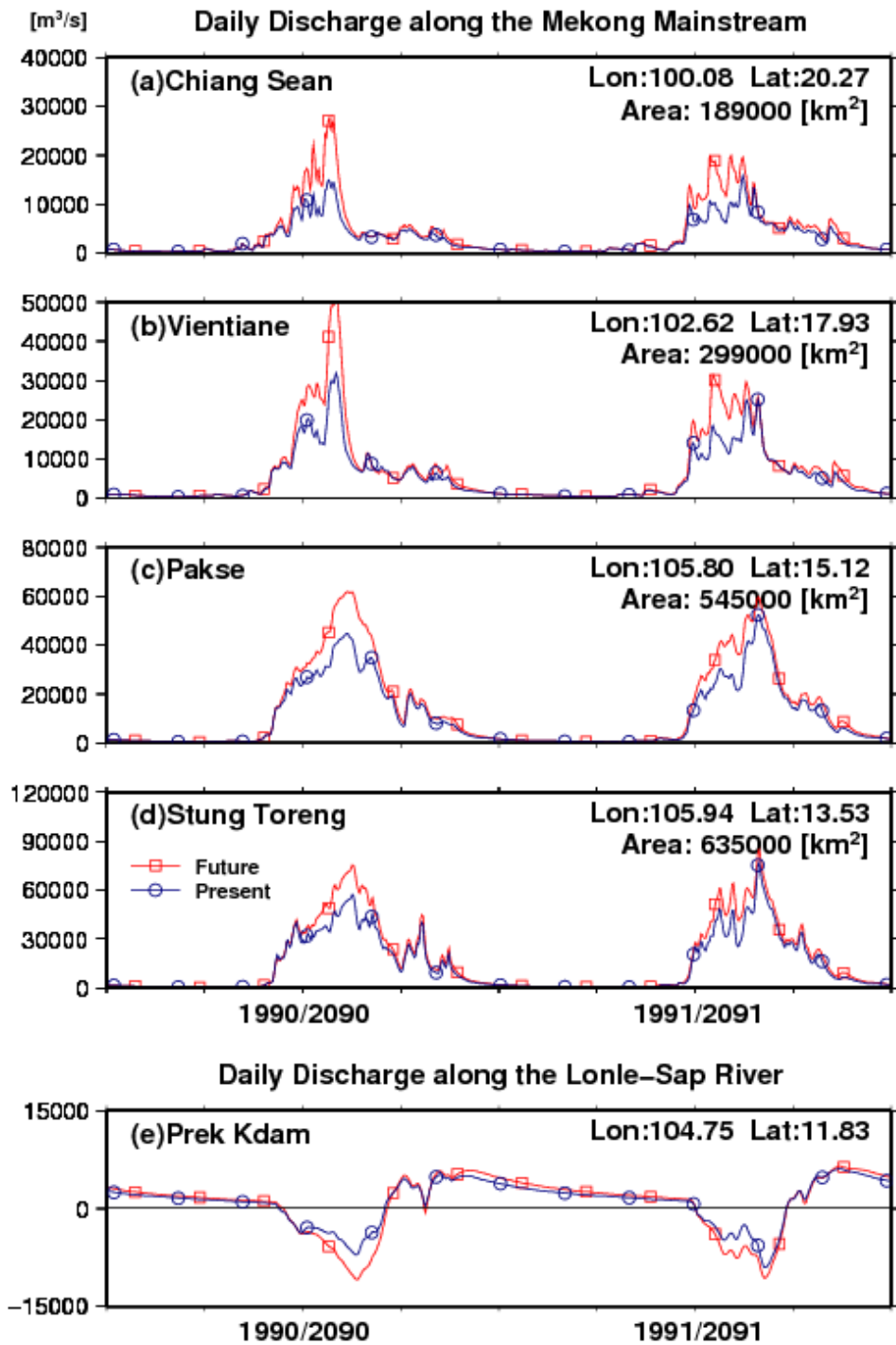


図 6.9 メコン川の各観測点における河川流量の変化
 現在期間は 1990 年と 1991 年, 将来期間は 2090 年と 2091 年の計算結果。
 青色と赤色がそれぞれ現在期間と将来期間を表す。各観測点の位置は図 6.1 に示した。

6.5 まとめ

本章では、全球河川モデル CaMa-Flood を用いてメコン川流域全体を対象として水動態シミュレーションを行った。過去の気候・気象データを用いてモデルの再現性を確認したことに加え、気候モデルによる温暖化実験の出力データを用いることでメコン流域における将来の洪水氾濫の変化を予測した。

過去の再現実験では、CaMa-Flood はメコン流域の日河川流量と氾濫面積を現実的に再現できることを確認した。また、メコン流域の水動態を再現するのに求められるモデルの複雑さを議論するために、氾濫原による貯水効果を考慮しない実験および下流水位が上流の流れに影響する背水効果を除いた実験を行った。山がちで勾配が急な上流域では氾濫原を考慮しなくても日河川流量は再現できるが、地形が平坦になる中下流域では氾濫原による貯水効果を考慮しないと日流量変動が適切に表現できないことを突き止めた。また、トンレサップ湖への逆流を含む下流域での氾濫は、拡散波方程式を導入して背水効果を考慮しないと適切に表現できないことを示した。

将来期間の予測は、気候モデルによる温暖化実験の出力データに補正を加えた流出量を用いて計算した。将来期間ではメコン上流域で流出量が増えるため、それに従ってメコン川本流では洪水ピーク流量が上昇することと、メコン本川沿いの氾濫原では氾濫面積が増加することを確認した。しかし、将来予測実験は流出量の増加が見られないトンレサップ湖周辺での氾濫面積も増加するという結果を示した。予測された水動態場を解析した結果、メコン上流域での流出量の増加がメコン本流の洪水時の水位を上昇させ、それに伴うメコン本流とトンレサップ湖の水位差の増加がトンレサップ湖への逆流による流入水の増加に繋がったことを突き止めた。トンレサップ湖における氾濫面積の増加を予測するには、河川モデルが水位の逆転による逆流を表現できる必要がため、CaMa-Flood のような拡散波方程式を導入できるモデルでしか再現できないものである。

本章で示したメコン川流域の将来洪水予測には、まだ多くの不確実性が残る。まず、河川モデル内部の河道断面などのパラメータによって再現される水動態は大きく変わりうる。また、気候モデルには現状でも大きな不確実性があり気候場・気象場を完全に再現することはできていない。本研究では気候モデル MIROC3.2 の出力データを用いて解析を行ったが、気候モデルの不確実性を考慮するためには、複数モデルによるアンサンブル計算を行うことが求められる。また、気候モデル出力から現実的な水循環を計算するための補正手法にも恣意性が残るため、改善の余地が考えられる。これらの不確実性のため、本章で示した洪水将来予測は「起こりうる可能性の一つ」として解釈すべきものである。しかし、トンレサップ湖の氾濫面積の増大などは、氾濫原による貯水効果および拡散波方程式による背水効果を考慮しなければ再現できない現象であるため、最新の全球河川モデルを用いて将来の水動態を予測する必要性を示すことはできた。

第7章 結論

Conclusion

7.1 まとめ

本研究では、大陸河川の大規模洪水を物理的に表現した全球河川モデルを新たに開発した。大陸河川スケールでの洪水波の伝搬を物理的に記述するため、(1)各グリッドにおける貯水量と水深・浸水面積の関係を衛星地形データから河道と氾濫原の地形パラメータとして矛盾なく構築するアルゴリズムを構築した。これにより各グリッドにおいて相対的な水位だけでなく絶対的な水面標高の計算が可能になり、グリッド間の水面勾配を陽に表現できるようになった。(2)水面勾配に基づいて流速・流量を算定する拡散波方程式の導入に成功した。大規模洪水が起こるのは大陸河川の非常に平坦な地域であるため、流れは地形勾配よりも水面勾配によって駆動される。そのため、拡散波方程式の導入は大陸河川における「物理的な」流れの計算には不可欠である。

開発したモデルを用いて全球河川流量シミュレーションを行い、大規模洪水の物理的モデリングの達成によって河川流量の予測精度が大幅に向上することを示した。また、既往モデルのルーチンによる実験結果と比較することで、日単位の河川流量変動には氾濫原による貯水効果が大きく寄与していること、および水面標高の時空間分布を現実的に再現するには拡散波方程式を用いた流速・流量の計算が不可欠であることを初めて数値的に実証した。

また、開発したモデルは河川流量だけでなく浸水域と水面標高を観測と直接比較できる形で出力できる点も特徴的である。これにより全球河川モデルの出力結果を浸水域や水面標高の衛星観測データでも検証することが可能になった。合成開口レーダーやマイクロ波放射計による浸水域の観測データや衛星高度計と比較しても、開発した全球河川モデルによる予測結果は妥当な範囲に収まっている。衛星観測データと比較したことで、河川流だけで検証されてきた既往研究に比べ、本研究で開発したモデルはよりロバストである。

また、これまで全球河川モデルが再現することが出来なかった水動態現象も新たに研究対象となった。例えば、アマゾン川の潮汐現象を対象とした実験で全球河川モデルによる水面標高変動の予測可能性を議論し、開発したモデルは潮汐に起因する内陸域での水位変動のメカニズムを物理的に再現できることと、また衛星高度計と直接比較が可能な精度で絶対的な水面標高を再現できることを確かめた。さらに、メコン川流域を対象とした洪水予測実験では、メコン川本流とトンレサップ湖の水位逆転による大規模逆流の再現に成功した。水動態の物理的な表現により、トンレサップ湖周辺で将来は大規模逆流の規模が大きくなることで氾濫域の増加が予測されるのなど、既往モデルでは不可能だった洪水リスクアセスメントなどができるようになった。

7.2 今後の展望

大規模洪水の物理的モデリングを達成したことで、大陸河川において河川流量だけでなく水面標高や浸水域を陽に予測できるようになった。これにより地表水の衛星観測データを全球河川モデルと直接比較することが可能になる。既往の枠組みでは、全球河川モデルによる河川流量の予測は気象フォーシングと陸面モデルによる流出量計算の受け手として位置し、最終的に予測された河川流量を現地観測データと比較することで検証されてきた。河川流量は観測点から上流側のすべての水文プロセスを集約したものであるため、予測の誤差がどこに起因するのかを特定することは困難であった。しかし、水位や浸水域を解析することで観測地点のローカルな地形などの特徴についても議論が可能になり、また衛星を用いれば面的にデータを収集できる。そのため、これまでは観測点の上流域全体でしか議論出来なかった水文プロセスを、より詳細な空間分布を伴って議論することが可能になると期待できる。

衛星観測の応用として特に注目すべき技術は、衛星観測とモデル予測を統計的に融合して最適化された水動態の解析場を求めるデータ同化である。全球河川モデルによる予測はすべての変数の時空間変動を記述できるが、気象フォーシングと陸面プロセスの受け手にあたるので再現される水動態場には多様な誤差が含まれる。一方で衛星観測は、観測誤差も考慮する必要があり観測できる変数は浸水域や水面標高など限られているが、観測時点での現実の水動態場を捉えていると考えられる。両者を統計的に融合することで、水面標高や浸水域の実態を反映した大陸河川の水動態場の時空間変動を推計できる。

また、データ同化は水面標高などの衛星観測を、全球河川モデルでの予測に初期値として必要な貯水量に変換することもできる。特に大陸河川における大規模洪水の数日～数週間スケールで予測するには、降雨という「境界条件」だけではなくその時点でどれだけの水が上流に溜まっているかというモデルにとっては「初期値」の情報が重要になる。データ同化を用いて最新の貯水量情報を反映して洪水流下予測を行うことは、現業レベルの洪水対策にも貢献できると期待される。

全球河川モデルを用いたデータ同化を行うにあたって、現状ではモデルの予測精度だけでなく衛星による水動態の観測精度もネックとなっている。マイクロ波放射計を用いた浸水域観測は、全球をカバーできる点では有利だが、データ同化に用いるには精度が十分ではない。また衛星高度計による水面標高の観測も数 cm の精度を確保するには 2～3km のフットプリントが必要であるので、高精度の観測は川幅が十分な河川のみに限られている。衛星による観測精度の解決が期待されるのは NASA と CNES が 20 年に打ち上げを予定している次世代高度計 SWOT (Surface Water and Ocean Topography) [Durand et al., 2010] である。これは Ka バンドの InSAR を用いて空間解像度 100 m 鉛直解像度 10 cm 程度 [Lee et al., 2010] で全球の浸水域と水面標高分布を高頻度 (地域によるが少なくとも 10 日に 1 回) で観測する画期的な衛星となる。

今後は開発した全球河川モデルの精度向上に引き続き取り組むと共に、観測と比較可能な浸水域と水面標高の予測という強みを生かしデータ同化を通して地球水循環の実態に迫ることが期待できる。

参考文献

References

- Alsdorf, D. E., J. M. Melack, T. Dunne, L. A. K. Mertes, L. L. Hess, and L. C. Smith (2000), Interferometric radar measurements of water level changes on Amazon flood plain. *Nature*, 404, 174–176.
- Alsdorf, D. E. (2003), Water storage of the central Amazon floodplain measured with GIS and remote sensing imagery, *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 93, 55–66.
- Alsdorf, D., T. Dunne, J. Melack, L. Smith, and L. Hess (2005), Diffusion modeling of recessional flow on central Amazonian floodplains, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21405, doi:10.1029/2005GL024412.
- Alsdorf, D. E., P. D. Bates, J. M. Melack, M. D. Wilson, and T. Dunne (2007), The spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08402, doi:10.1029/2007GL029447.
- Alsdorf, D., S.-C. Han, P. Bates, and J. Melack, (2010), Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites, *Rem. Sens. Environ.*, in press, doi:10.1016/j.rse.2010.05.020.
- Andreadis, K. M., E. A. Clark, D. P. Lettenmaier, and D. E. Alsdorf (2007), 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.
- Arora, V. K., and G. J. Boer (1999), A variable velocity flow routing algorithm for GCMs, *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 30965–30979.
- Bates, P. D., (2000), Development and testing of a sub-grid scale model for moving boundary hydrodynamic problems in shallow water, *Hydrol. Proc.*, 14, 2073–2088.
- Bates, P. D., and A. P. De Roo (2000), A simple raster-based model for flood inundation simulation, *J. Hydrol.*, 236, 54–77.
- Bates, P. D., M.S. Horritt, and T. J. Fewtrell (2011), A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling, *J. Hydrol.*, 387, 33–45.
- Beighley, R. E., K. Eggert, T. Dunne, Y. He, and V. Gummadi (2009), Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin, *Hydrol. Proc.*, 23(8), 1221–1235, doi:10.1002/hyp.7252.
- Biancamaria, S., P. D. Bates, A. Boone, and N. M. Mognard (2009), Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of an arctic river: the Ob River in Siberia, *J. Hydrol.*, vol.379, 136–150, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.054.

- Birkett, C. M., L. A. K. Mertes, T. Dunne, M. H. Costa, and M. J. Jasinski (2002), Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8059, doi:10.1029/2001JD000609.
- Birkett, C. M., and B. Beckley (2010), Investigating the performance of the Jason-2/OSTM radar altimeter over lakes and reservoirs, *Marine Geodesy*, 33(S1), 204–238, 2010.
- Birkett, C. M., and B. Beckley (2010), Investigating the performance of the Jason-2/OSTM radar altimeter over lakes and reservoirs, *Marine Geodesy*, 33(S1), 204–238, 2010.
- Beighley, R. E., K. G. Eggert, T. Dunne, Y. He, V. Gummadi, and K. L. Verdin (2009), Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. *Hydrol. Proc.* 23, 1221–1235.
- Beighley, R. E., R. L. Ray, Y. He, H. Lee, L. Schaller, K. M. andreadis, M. Durand, D. E. Alsdorf, and C. K. Shum (2011), Comparing satellite derived precipitation datasets using the Hill slope River Routing (HRR) model in the Congo River Basin, *Hydrol. Proc.*, 25, 3216–3229, doi:10.1002/hyp.8045.
- Callow, J. N., K. P. Van Niel, and G. S. Boggs (2007), How does modifying a DEM to reflect known hydrology affect subsequent terrain analysis? *J. Hydrol.* 332, 30–39.
- Calmant, S., and F. Seyler (2006), Continental surface waters from satellite altimetry, *C. R. Geoscience*, 338, 1113–1122.
- Calmant, S. F. Seyler, and J. F. Cretaux (2008), Monitoring continental surface waters by satellite altimetry, *Surv. Geophys.* 29, 247–269.
- Coe, M. T., and G. B. Bonan (1997), Feedbacks between climate and surface water in northern Africa during the middle Holocene, *J. Geophys. Res.* 102(D10), 11087–11101, doi:10.1029/97JD00343.
- Coe, M. T., M. H. Costa, A. Botta, and C. Birkett (2002), Long-term simulation of discharge and floods in the Amazon basin, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8044, doi:10.1029/2001JD000740.
- Coe, M. T., M. H. Costa, and E. A. Howard (2008), Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impact of new river geomorphic and flow parameterizations, *Hydrol. Proc.*, 22, 2542–2553, doi:10.1002/hyp.6850.
- Costa, M. H., C. H. C. Olivera, R. G. Andrade, T. R. Bustamante, and F. A. Silva (2002), A macroscale hydrological data set of river flow routing parameters for the Amazon basin, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), LBA6, doi:10.1029/2000JD000309.
- Costa-Cabral, M., and S. J. Burges (1994) Digital elevation model network (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributiinf and dispersal areas, *Water Resour. Res.*, 30(6), 1681–1692
- Davies, H. N., and V. A. Bell (2009), Assessment of methods for extracting low-resolution river networks from high resolution digital data, *Hydrol. Sci. J.*, 54(1), 17–28.

- Driscoll, N.W., and G. H. Haug (1998), A short circuit in thermohaline circulation; a cause for Northern Hemisphere glaciation?, *Science*, 282, 436–438.
- Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires (2008), A new river scheme for global climate applications: off-line evaluation over South America, *J. Geophys. Res.*, 113, D11110, doi:10.1029/2007JD009376.
- Decharme, B., R. Alkama, F. Papa, S. Faroux, H. Douville, and C. Prigent (2011), Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model, *Clim. Dyn.*, 2011, published online, doi:10.1007/s00382-011-1054-9.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki (2006), The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2): Multi-Model Analysis and Implications for our Perception of the Land Surface, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 1381–1397.
- Döll, P., and B. Lehner (2002), Validation of a new global 30-min drainage direction map, *J. Hydrol.*, 258, 214–231.
- Döll, P., F. Kaspar., and B. Lehner (2003), A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, *J. Hydrol.*, 270, 105–134.
- Dudgeon, D., et al. (2006), Freshwater biodiversity: importance, threats, status and conservation challenges. *Biol. Rev.* 81, 163–182, doi: 10.1017/S1464793105006950.
- Durand, M., K. M. Andreadis, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, D. Moller, and M. Wilson (2008), Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20401, doi:10.1029/2008GL034150.
- Durand, M., L.-L. Fu, D. P. Lettenmaier, D. E. Alsdorf, E. Rodrigues, and D. Esteban-Fernandez (2010), The Surface Water and Ocean Topography mission: observing terrestrial surface water and oceanic submesoscale eddies, *Proc. IEEE.*, 98(5), 766–779.
- Dunne, T., L. A. K. Mertes, R. H. Meade, J. E. Richey, and R. B. Forsberg (1998), Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 110, 450–467.
- Dutta, D., S. Herath, and K. Mushiake (2000), Flood inundation simulation in a river basin using physically based distributed hydrologic model, *Hydrol. Proc.*, 14, 497–519.
- Dutta, D., J. Alam, K. Umeda, M. Hayashi, and S. Hironaka (2007), A two-dimensional hydrodynamic model for flood inundation simulation: a case study in the lower Mekong river basin, *Hydrol. Proc.*, 21, 1223–1237.
- Enjolas, V. M., and E. Rodriguez (2009), Using altimetry waveform data and ancillary information from SRTM, Landsat, and MODIS to retrieve river characteristics, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 47(6), 1869–1881.
- Farr, T. G., et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.* 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

- Fekete, B. M., C. J. Vörösmarty, and R. B. Lammers (2001), Scaling gridded river networks for macroscale hydrology: Development, analysis, and control of error, *Water Resour. Res.*, 37, 1955–1967.
- Filizola, N., and J. L. Guyot (2004), The use of doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon, *Hydrol. Sci. J.*, 49, 143–153.
- Frappart, F., C. S. Calmant, M. Mathilde, F. Seyler, and A. Cazenave (2006), Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin, *Rem. Sens. Env.*, 100, 252–264.
- Getirana, A. C. V., M.-P. Bonnet, E. Roux, S. Calmant, O.C. Rotunno Filho, and W. J. Mansur (2009), Hydrological monitoring of large poorly gauged basins: a new approach based on spatial altimetry and distributed rainfall-runoff model, *J. Hydrol.*, 379, 205–219, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.049.
- Getirana, A. C. V. (2010), Integrating spatial altimetry data into the automatic calibration of hydrological models, *J. Hydrol.*, 387, 244–255.
- Getirana, A. C. V., J. C. V. Espinoza, J. Ronchail, O. C. Rotunno Filho (2011), Assessment of different precipitation datasets and their impacts on the water balance of the Negro River basin, *J. Hydrol.*, 404, 304–322, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.037.
- Giustarini, L., P. Matgen, R. Hostache, M. Montanari, D. Plaza, V. R. N. Pauwels, G. J. M. De Lannoy, R. De Keyser, L. Pfister, L. Hoffmann, and H. H. G. Savenije (2011), Assimilating SAR-derived water level data into a hydraulic model: a case study, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2349–2365, doi:10.5194/hess-15-2349-2011.
- Hanasaki, N., S. Kanae, T. Oki, K. Masuda, K. Motoya, N. Shirakawa, Y. Shen, and K. Tanaka (2008), An integrated model for the assessment of global water resources – Part 1: Model description and input meteorological forcing, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 1007–1025, 2008.
- Hall, A.C., G. J.-P. Schumann, J. L. Bamber, P. D. Bates, P.D., and M. A. Trigg (Submitted), Geodetic corrections to gauges on large rivers using ICESat GLAS, Submitted to *Water Resour. Res.*
- Hagemann, S. and L. Dümenil (1998), A Parameterization of the lateral water flow for the Global Scale. *Climate Dynamics*, 14, 17–31.
- Hess, L. L., J. M. Melack, E. M. L. M. Nobo, C. C. F. Bardosa, and M. Gastil (2003), Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Rem. Sens. Env.*, 87, 404–428.
- Hirabayashi, Y., S. Kanae, I. Struthers, and T. Oki (2005), A 100-year (1901–2000) global retrospective estimation of the terrestrial water cycle, *J. Geophys. Res.*, 110(D19), D1910110, doi:10.1029/2004JD005492.
- Horritt, M. S., and P. D. Bates (2002), Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *J. Hydrol.*, 268, 87–99.

- Houweling, S., T. Kaminski, F. Dentener, J. Lelieveld, and M. Heimann (1999), Inverse modeling of methane sources and sink using the adjoint of a global transport model, *J. Geophys. Res.*, 104(D21), 26137–26160.
- Hunger, M., and P. Döll (2008), Value of river discharge for global-scale hydrological modeling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 841–861.
- Inomata, H., and K. Fukami (2008), Restoration of historical hydrological data of Tonle Sap Lake and surrounding areas, *Hydrol. Proc.*, 22(9), 1337–1350.
- Jenson, S. K., and J. O. Domingue (1998), Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis, *Photogram. Eng. and Remote Sens.*, 52(11), 1593–1600.
- K-1 model developers (2004), K-1 coupled model (MIROC) description. K-1 Tech. Rep. 1, Center for Climate System Research, University of Tokyo, 34 pp.
- Kim, H., P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae (2009), Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17402, doi:10.1029/2009GL039006.
- Kite, G. (2001), Modelling the Mekong: Hydrological simulation for environmental impact studies, *J. Hydrol.*, 253, 1–13.
- Koster, R. D., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, and P. Kumar (2000), A catchment-based approach to modeling land surface processes in a General Circulation Model: 1. Model structure, *J. Geophys. Res.*, 105(D20), 24809–24822.
- Kosuth, P., D. Blitzkow, and G. Cochonneau, (2006), Establishment of an altimetric reference network over the Amazon basin using satellite radar altimetry (TOPEX/Poseidon), In: Esa-Cnes (ed.) Fifteen Years of Progress in Radar Altimetry. Venice: ESA-CNES.
- Kouraev, A. V., E. A. Zakharova, O. Samain, N. M. Mognard, and A. Cazenave (2004), Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002), *Rem. Sens. Env.*, 93, 238–245, doi:10.1016/j.rse.2004.07.007.
- Krinner, G. (2003), Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *J. Geophys. Res.*, 108(D16), 4520, doi:10.1029/2002JD002597.
- Lee, H., C. Shum, Y. Yi, M. Ibaraki, J. Kim, A. Braun, C.-Y. Kuo, and Z. Lu (2009), Louisiana wetland water level monitoring using retracked TOPEX/Poseidon altimetry, *Marine Geodesy*, 32, 284–302.
- Lee, H., M. Durand, H. C. Jung, D. Alsdorf, C. K. Shum, and Y. Sheng (2010), Characterization of surface water storage changes in Arctic lakes using simulated SWOT measurements, *International Journal of Remote Sensing*, 31(14), 3931–3957, doi:10.1080/01431161.2010.483494.
- Lee, H., R. E. Beighley, D. Alsdorf, H. C. Jung, C. K. Shum, J. Duan, J. Guo, D. Yamazaki, K. Andreadis (2011), Characterization of terrestrial water dynamics in the Congo Basin using GRACE and satellite radar altimetry, *Rem. Sens. Env.*, 115, 3530–3538, doi:10.1015/j.rse.2011.08.015.

- LeFavour, G., and D. Alsdorf (2005), Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17404, doi:10.1029/2005GL023836.
- Lehner, B., and P. Döll (2004), Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands, *J. Hydrol.*, 296, 1–22.
- Lehner, B., P. Döll, J. Alcamo, T. Henrichs, and F. Kaspar (2006), Estimating the impact on flood and drought risks in Europe: a continental, Integrated analysis, *Climatic Change*, 75, 273–299.
- Lehner, B., K. Verdin, and A. Jarvis (2008), New global hydrography derived from spaceborne elevation data, *EOS Trans. AGU*, 89(10), doi:10.1029/2008EO100001.
- Leopold, L., and T. Maddock (1953), The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 252.
- Lima, I. B. T., R. R. Rosa, F. M. Ramos, and E. M. L. de Maraes Novo (2003), Water level dynamics in the Amazon floodplain, *Adv. Water Resour.*, 26, 725–732, doi:10.1016/S0309-1708(03)00052-6.
- Liston, G. E., Y. C. Sud, and E. F. Wood (1994), Evaluating GCM Land Surface Hydrology Parametarization by Computing River Discharge Using a Runoff Routing Model: Application to the Mississippi Basin. *J. Applied Meteorol.*, 33, 394–405.
- Maidment, D. (1996), GIS and hydrological modelling: an assessment of progress. Presented at Third International Conference on GIS and Environmental Modelling, Santa Fe, NM, 20–25 January 1996.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer (1988), Two Stable Equilibria of a Coupled Ocean Atmosphere Model. *Journal of Climate*, 1, 841–866.
- Marks, D., J. Dozier, and J. Frew (1984), Automated basin delineation from digital elevation data, *GeoProcessing*, 2(4), 299–311.
- Marts, L. W., and J. Garbrecht (1999), An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers Geoscience* 25, 835–844.
- Masutomi, Y., Y. Inui, K., Takahashi, and U. Matsuoka (2009), Development of highly accurate global polygonal drainage basin data, *Hydrol. Proc.*, 23, 572–584.
- Matgen, P., M. Montanari, R. Hostache, L. Pfister, L. Hoffmann, D. Plaza, V. R. N. Pauwels, G. J. M. De Lannoy, R. De Keyser, and H. H. G. Savenije (2010), Towards the sequential assimilation of SAR-derived water stages into hydraulic models using the Particle Filter: proof of concept, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1773–1785, doi:10.5194/hess-14-1773-2010.
- Matthews, E., and I. Fung (1987), Methane emission from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, *Global Biogeochem. Cycles*, 1, 61–86.

- Matthews, E., I. Fung, and J. Lerner (1991), Methane emission from rice cultivation: Geographic and seasonal distribution of cultivated areas and emissions, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 5, 3–24.
- Meade, R. H., J. M. Rayol, S. C. da Conceição, and J. R. G. Natividade (1991), Backwater effects in the Amazon River Basin of Brazil, *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2), 105–114.
- Miller, J. R., G. L. Russell, and G. Caliri (1994), Continental-scale river flow in climate models, *J. Clim.*, 7, 914–928.
- Mori, S., W. Takeuchi, and H. Sawaa (2009), Estimation of land surface water coverage (LSWC) with AMSR-E and MODIS, 2nd joint student seminar at IT: Bangkok, Thailand, 2009 Jul. 7.
- Moussa, R., and C. Bocquillon (1996), Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels, *J. Hydrol.*, 186, 1–30.
- O’Callaghan, J., and D. M. Mark (1984), The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Comput. Vision Graphics Image Proc.*, 28(3), 323–344.
- O’Donnel, G., B. Nijssen, and D. P. Lettenmaier (1999), A simple algorithm for generating streamflow networks for grid-based macroscale hydrological models, *Hydrol. Proc.*, 13, 1269–1275.
- Oki, T., and Y. C. Sud (1998), Design of Total Runoff Integrating pathways (TRIP) – a global river channel network, *Earth Interactions*, 2, 1–36.
- Oki, T., T. Nishimura, and P. Dirmeyer (1999), Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), *J. Meteor. Soc. Japan*, 77(1B), 235–255.
- Oki, T., and S. Kanae (2006), Global hydrological cycles and world water resources, *Science*, 313, 1068–1072.
- Olivera, F., M. S. Lear, J. S. Famigletti, and K. Asante (2002), Extracting low-resolution river networks from high resolution digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 38(11), 1231, doi:10.1029/2001WR000726.
- Olivera, F., and R. Raina (2003), Development of large scale gridded river networks from vector stream data, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 39(5), 1235–1248.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007), The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369–432.
- Orlandini, S., G. Moretti, M. Franchini, and B. Testa (2003), Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 39(6), 1144, doi:10.1029/2002WR001639.
- Orlandini, S., and G. Moretti (2009), Determination of surface flow paths from gridded elevation data, *Water Resour. Res.*, 45(3), W03417, doi:10.1029/2008WR007099.

- Paiva, R. C. D., W. Collischonn, and C. E. M. Tucci (2011), Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach, *J. Hydrol.*, 406, 170–181.
- Papa, F., F. Durand, W. B. Rossow, A. Rahman, and S. k. Bala (2010a), Satellite altimeter-derived monthly discharge of the Ganga–Brahmaputra River and its seasonal to interannual variations from 1993 to 2008, *J. Geophys. Res.*, 115, C12013, doi:10.1029/2009JC006075.
- Papa, F., C. Prigent, F. Aires, C. Jimenez, W. B. Rossow, and E. Matthews (2010b), Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004, *J. Geophys. Res.*, 115, D12111, doi:10.1029/2009JD012674.
- Pavelsky, T. M., and L. C. Smith (2008a), Remote sensing of hydrologic recharge in the Peace–Athabasca Delta, Canada, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08404, doi:10.1029/2008/GL33268.
- Pavelsky, T. M., and L. C. Smith (2008b), RivWidth: A software tool for the calculation of river width from remotely sensed imagery, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 5(1), 70–73.
- Paz, A. R., W. Collischonn, and A. L. L. Silveira (2006), Improvements in large-scale drainage networks derived from digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 42, W08502, doi:10.1029/2005WR004544.
- Penny, D. (2006), The Holocene History and Development of the Tonle Sap, Cambodia. *Quaternary Science Reviews*, 25, 310–322.
- Pedinotti, V., A. Boone, B. Decharme, J. F. Cretaux, N. Mognard, G. Panthou, and F. Papa (2011), Characterization of the hydrological functioning of the Niger basin using the ISBA–TRIP model, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 8, 9173–9227, doi:10.5194/hessd-8-9173-2011.
- Pokhrel, Y., N. Hanasaki, S. Koirala, S. Kanae, and T. Oki (2010), Extreme river discharge under present and future climate conditions using high-resolution climate model data, *Annual Journal of Hydraulic Engineering JSCE*, 54, 97–101.
- Prigent, C., F. Papa, F. Aires, W. B. Rossow, and E. Matthews (2007), Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000, *J. Geophys. Res.*, 112, D12107, doi:10.1029/2006JD007847.
- Rauter, H. I., A. Nelson, P. Strobl, W. Mehl, and A. Jarvis (2009), A first assessment of ASTER GDEM tiles for absolute accuracy, relative accuracy and terrain parameters. *Proc. IEEE IGARSS*. 5, V240–V243.
- Reed, S. M. (2003), Deriving flow directions for coarse-resolution (1–4km) gridded hydrologic modeling, *Water Resour. Res.*, 39(9), 1238, doi:10.1029/2003WR001989.
- Renssen, H., and J. M. Knoop (2000), A global river routing network for use in hydrological modeling, *J. Hydrol.*, vol.230, 230–243.
- Richey, J.E., L. A. K. Mertes, T. Dunne, R. Victoria, B. R. Forsberg, A. C. F. N. S. Tancredi, and E. Oliveira (1989), Source and routing of the Amazon River flood wave, *Global Biogeochem. Cycles*, 3(3), 191–204.

- Richey, J. E., J. M. Melack, A. K. Aufdenkampe, V. M. Ballester, and L. L. Hess (2002), Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature* 416, 617–620.
- Rodriguez, E., C. S. Morris, and J. E. Belz (2006), A global assessment of the SRTM performance, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 72(3), 249–260.
- Roux, E., J. S. da Silva, A. C. V. Getirana, M.–P. Bonnet, S. Calmant, J.–M. Martinez, and F. Seyler (2010), Producing time series of river water height by means of satellite radar altimetry – a comparative study, *Hydrol. Sci. J.*, 55(1), 104–120, doi:10.1080/02626660903529023.
- Sanders, B. F. (2007), Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modeling, *Adv. Water Resour.*, 30(8), 1831–1843.
- Satoh, M., T. Matsuno, H. Tomita, H. Miura, T. Nasuno, and S. Iga, (2008), Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM) for global cloud resolving simulations, *J. Comput. Phys.*, the special issue on Predicting Weather, Climate and Extreme events, 227, 3486–3514, doi:10.1016/j.jcp.2007.02.006.
- Sausen, R., S. Schubert, and L. Dümenil (1994), A model of river runoff for use in coupled atmosphere–ocean models, *J. Hydrol.*, 155, 337–352.
- Sellars, C. D. (1981), A floodplain storage models used to determine evaporation losses in the upper Yobe River, Northern Nigeria, *J. Hydrol.*, 52, 257–268.
- Soille, P. (2004), Optimal removal of spurious pits in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.* 40, W12509, doi:10.1029/2004WR003060.
- Sophocleous, M. (2002), Interactions between groundwater and surface water: the state of the science, *Hydrogeo. J.*, 10, 52–67.
- Sun, G., K. J. Ranson, V. I. Kharuk, and K. Kovacs (2003), Validation of surface height from shuttle radar topography mission using shuttle laser altimeter, *Rem. Sens. Env.*, 88, 401–411.
- Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe (2003), Development of the Minimal Advances Treatments of Surface Interaction and Runoff. *Global and Planetary Change*, 38, 209–222.
- Tapley, B. D., S. Battadpur, J. C. Ries, P. E. Thompson, and M. M. Watkins (2003), GRACE measurements of mass variability in the earth system, *Science*, 305, 503–505.
- Tarboton, D. G. (1997), A new method for the determination of flow directions and upslope area in grid digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 32(2), 309–319.
- Trigg, M. A., M. D. Wilson, P. D. Bates, M. S. Horritt, D. E. Alsdorf, B. R. Forsberg, and M. C. Vega (2009), Amazon flood wave hydraulics, *J. Hydrol.*, 374, 92–105.
- Vörösmarty, C. J., B. Moore III, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo, B. J. Peterson, E. B. Rastetter, and P. A. Steudler (1989) Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America, *Global Biogeochem. Cy.*, 3, 241–265, doi:10.1029/GB003i003p00241.

- Vörösmarty, C. J., B. M. Fekete, M. Meybeck, and R. B. Lammers (2000), Geomorphometric attributes of the global system of rivers at 30-minute spatial resolution, *J. Hydrol.*, 237, 17–39.
- Wang, M., A. T. Hjelmfelt, and J. Garbrecht (2000), DEM aggregation for watershed modeling, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 36(3), 579–584.
- Wilson, M. D., P. D. Bates, D. Alsdorf, B. Forsberg, M. Horritt, J. Melack, F. Frappart, and J. Famiglietti (2007), Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands, *Geophys. Res. Lett.*, vol.34, L15404, doi:10.1029/2007GL030156.
- Wolski, P., H. H. G. Savenije, M. Murray-Hudson, and T. Gumbricht (2006), Modelling of the flooding in the Okavango Delta, Botswana, using a hybrid reservoir-GIS model, *J. Hydrol.*, 331, 58–72.
- Yamazaki, D., T. Oki., and S. Kanae (2009), Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2241–2251.
- Yamazaki, D., S. Kanae, H. Kim, and T. Oki (2011), A physically-based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resour. Res.* 47, W04501, doi:10.1029/2010WR009726.
- Yamazaki, D., C. Baugh, P. D. Bates, S. Kanae, D. E. Alsdorf, and T. Oki (Accepted), Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modelling. Accepted by *J. Hydrol.*
- Zanobetti, D., H. Longere, A. Preissmann, and J. A. Cunge (1970), Mekong Delta mathematical model program construction, *J. Waterways Harbors Division*, 96(WW2), 181–199.

謝辞

Acknowledgement

本研究をまとめるにあたり、様々な方々からお力添えを頂きました。

なによりもまず、指導教員の沖大幹先生には大変お世話になりました。好きなテーマに自由に取り組めるという非常に恵まれた環境を用意して頂き、その上で本当に力不足を感じたときには厳しいコメントで応援してくれたことで、研究室に所属した6年間を通して大きく成長することができました。

修士課程まで東大生研で指導して頂き、博士論文の副査でもある鼎信次郎先生には、研究分野のトレンド把握から学術論文の書き方まで、丁寧にかつ頻繁にアドバイス頂きました。先生とのコミュニケーションなしでは、研究者らしい思考や発想を身につけることは出来なかったと思います。

I'd like to thank Prof. Douglas Alsdorf for supporting me during the six months visit to the Ohio State University from July to December in 2010. His kindness for promoting my research to his research communities helped me a lot for expanding my international networking with the world-top-class hydrologists.

副査の小池俊雄先生、竹内渉先生、片山浩之先生、田島義満先生には、博士論文へのコメントに限らず多様な助言を頂きました。一人ではどうしても狭くなりがちな研究の裾野を広げ、将来に繋がるより広範な視野を養うことができました。

6年を過ごした東大生研の沖研究室でも多くの支援を頂きました。

秘書の黒澤さん、塚田さん、坂田さん、清水さんの広範なサポートのおかげで、集中して研究活動に取り組むことができました。

研究室スタッフの芳村さん、瀬戸さん、小森さん、木口さん、一雄先生、守利さん、小池さん、乃田さん、西島さん、矢野さんには研究に限らず多様なアドバイスを頂きました。

先輩にあたる花崎さん、山田さん、Choさん、Hyungjunさん、Sujanさん、Pokhrelさん、中村さん、内海さん。研究に対する情熱は博士課程に進学するきっかけとなり、また数え切れないほどのアドバイスも支えになりました。

鈴木くん、佐藤くん、岡崎くん、下川さん、福林さん、梯くん、金沢くん、岡根谷さん、恒川くん、研究室での楽しい時間をありがとう！

I really enjoyed the time with international members of Oki Lab., Pat-san, Craig-san, Rajan-san, Faisal-san, Ram-san, Cherry-san, Xiaogang-san. It was a very good experience for me.

My Ph.D. work is also supported by the oversea friends below.

With the great help of the Ohio State friends, I could have wonderful experiences in the United States. Espetially, I'd like to thanks Mike & Faith, Kostas, Hyongki, Hanh, Matt (Mersel), Matt (MacCann), Jeremiah & Ashley, and Dougyue for shareing the fun moments.

I want to express my gratitude for UK friends for supporting my research activity. Thanks to Prof. Paul Bates, Guy, Jeff, Calum, and Amanda (Univ. Bristol), and also to Frolian, Emanuel, and Fredrick (ECMWF).

I got many inspirations on my research through the discuttion with the SWOT science team. I'd like to thank Augusto, Sylvian, Christine, Ernesto, Tamlyn, Ed, and all the project members.

水文・水資源学会の若手会メンバー皆様および東大 AGS SUS+の水勉強会の仲間には、沢山刺激を頂きました。活発な議論や意見情報交換は自分の見識を深め、また今後の研究の充実にも繋がりそうなネットワークを築くことができました。

また、博士課程で研究活動に対して日本学術振興会から多大な助成を頂きました。特別研究員(DC1)に採用していただいたことで、3年間生活に不自由することなく研究に集中することができました。また、優秀若手研究者海外派遣事業を通して2010年7月～12月まで、アメリカのオハイオ州立大学への訪問をサポートして頂きました。ここでの経験は、自分の能力を高めるだけでなく、国際的な研究者ネットワークを構築することに大変役に立ちました。

修士課程・博士課程の5年間を研究室同期の渡部くんと新田さんの二人と過ごせたことは、とても心強かったです。渡部くんとは研究テーマから性格から正反対で、そのおかげで研究についての議論から研究室での生活まで本当に刺激的で楽しいものになりました。逆に新田さんとは研究の趣味なんか随分と近く、さらにお互い負けず嫌いな事もあり、油断させてくれない良いライバルでした。辛い時期もあったけど基本は楽しいことばかりで、二人と過ごした5年間は自分の人生にとってかけがえのないものです。これからも一緒にがんばろう！

最後に、これまで27年間、経済的にも精神的にも大変お世話になった両親に感謝したいと思います。

2012年2月10日

山崎 大