

博士論文

全球土砂動態モデリングに関する研究

(Study on Global Sediment Dynamics Modeling)

鳩野 美佐子

東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻

2018年3月

論文要旨

本論文は、河川を通じた全球土砂動態に関して、全球河川氾濫モデルを用いて表現し、その時空間変動の要因を解明することを目的としている。土砂は多くの栄養塩や有機物を含んでおり、洪水などによって栄養豊富な土砂が下流域へもたらされる。また土砂流出による魚類へのストレスやダム内の堆積による利用容量の減少が問題としてあげられる。土砂に関する研究の多くは小流域を対象とした比較的ローカルな空間スケールを対象としていることが多い。しかし、洪水により沿岸域へと流出する鉄分や窒素を多く含んだ土砂は海洋生物に影響を及ぼし、また、土砂供給の増減によって海岸線は変化するため、大陸から全球を対象とした広域スケールでの土砂動態も重要である。さらに、土砂動態の解明によってそれに付随する炭素や窒素に関する全球循環の解明にもつながると考えられる。しかしながら既存の土砂動態モデルは、大半が小流域スケールを対象としたものであった。数少ない全球スケールを対象としている土砂動態モデルは、多くの経験的なパラメータを必要とする上、時間解像度が荒く、観測されている大きな日々変動を表現するには不十分なものである。そこで本論文では、全球スケールの土砂動態を物理法則に則って表現できるモデルを開発し、陸域の土砂収支を適切に表現すると同時に日々スケールでの土砂動態の解明を試みた。全球スケールでの土砂動態のモデル化は、次世代海洋モデルに必要な入力情報となってくる陸からの土砂流入量を提供することをはじめ、河床・海底地形の時系列変動の精度向上にもつながることが期待され、水文学に限らず様々な分野で非常に有益となると期待される。

上記の目的を達成するために、まず、世界中の土砂濃度/輸送量の観測データベースを作成した。土砂に関する観測値は、全球スケールでのまとまったデータベースがこれまで存在しなかったため、様々な機関から土砂濃度/輸送量に関する観測データを収集し、それらの特徴や取り扱い方法についてまとめた(2章)。次に、全球土砂動態モデルを開発し、全球スケールで土砂輸送量の日単位変動から季節変動さらには年々変動までが表現可能となった(3章)。河川流量の再現性が高い地点で観測値と比較した検証を行い、観測された含有土砂量の季節変動を再現することに成功した(4章)。また、開発したモデルでは土砂の動きを河道内に限定しているため、陸域全体における土砂動態の導入に必要な物理過程について議論した(5章)。以下に各章の要旨を述べる。

第2章では土砂濃度や輸送量の観測データ収集について述べた。これまでの観測ベースの土砂研究は、特定の地域や流域で行われており、土砂と流量の関係性を表す係数などに移転可能性がないことが通常である。さらに IPCC の第5次報告書では気候変動により土砂輸送量が増加するという観測に基づく証拠は足りないと言われている。そこで世界中の土砂に関する観測値を収集することによって包括的な特徴の分析を試みた。また、これまでの土砂動態の観測研究では、観測手法に関する情報が共有されていない場合が多く、データの特徴や取り扱い方が分かりにくい状況である。そこでできる限り多くの観測データ及びそのメタ情報を収集し、それらの特徴をまとめたデータベースを作成した。現段階では全球で月単位、カナダ・アマゾン川・アメリカ・中国・日本・オーストラリアで日単位のデータを収集した。主にインターネット上で公開されているものから収集

し、その他は論文著者や該当機関から直接入手した。一部重複もあるが、有効なデータをもつ観測地点は計 4505 地点あり、最も古いデータはアメリカのコロラド川における 1929 年のものである。

第 3 章では本論文で開発した全球土砂動態モデルの枠組み及びそれぞれの物理過程について述べた。枠組みとしては東京大学を中心として開発している統合陸域モデル Integrated Land Simulator(ILS)を用いた。ILS を用いることにより他モデルとの結合やシナリオ実験などが容易となる。導入した物理過程は土砂生産、土砂輸送、土砂巻上・沈降である。流体とともに流下する浮遊砂と河床付近を滑動・転動などしながら流下する掃流砂の 2 種類の輸送形態を考慮し、砂・シルト・粘土の 3 種類の代表粒径を用いて混合粒径を表現した。またモデルには、計算の安定化のために指数関数による解析解から土砂流出量を求める手法、流速等で表現される河道内の水理レジームに応じて変容する巻上・沈降過程を表現する手法を実装した。

第 4 章では用いた実行したシミュレーションの計算設定及び結果について述べた。ELSE-GPCC の気象外力を用いて 1979-2000 年におけるシミュレーションを行い、1981-2000 年の 20 年間について解析を行った。浮遊砂は大河川に沿って多く輸送され、上流から下流につれてその量が増えていくことを示した。また、高緯度では雪解けにつれて浮遊砂輸送量や浮遊砂濃度が増加していく様子をとらえることができた。さらに第 2 章で収集した土砂濃度や土砂輸送量の観測データを用いて検証を行った。河口付近での年間浮遊砂輸送量はアマゾン川や東南アジアでは観測値と似た傾向を示すものの、東アジアやアメリカ西海岸では過小評価が目立つ結果となった。巻上・沈降過程に水理レジームの違いによる変容を実装した場合、流量の再現性が高い地点では浮遊砂輸送量の季節変動も観測値とよく合致した。河川流量の再現性が高い地点では季節変動はうまく再現できているものの、ピーク値等は全体的に過小評価しており、海洋への全球浮遊砂輸送量は文献値と比べて約 13~23%程度であった。また、採用している経験式等のパラメータの感度実験を行った。浮遊砂輸送量や浮遊砂濃度に対して土砂生産過程と増水時の巻上過程が大きく不確実性があることが分かり、パラメータの調整により全球浮遊砂輸送量の文献値の幅を捉えることができた。新しく構築された土砂動態モデルにより全球を高い空間解像度で、かつ日・月単位での土砂動態を表現することが可能となり、衛星データのような全球データを用いた検証やデータ同化などへの応用が期待される。

第 5 章では、開発した全球土砂動態モデルを用いた陸域全体における土砂動態の表現に必要な物理過程について議論した。開発した全球土砂動態モデルは土砂の動きを河道内に限定しているため、陸域全体における土砂動態を表現するには物理過程のさらなる追加や緻密化が必要となる。ここでは氾濫原での土砂動態・土砂生産過程の緻密化・河床変動のフィードバックの 3 点について考察した。氾濫原での土砂動態の考慮により Amazon 川流域では変動幅が大きくなり、ピークのタイミングが遅くなることが分かった。また、河道と氾濫原では侵食・堆積傾向が異なり、氾濫原における土砂動態導入の必要性が示唆された。土砂生産過程の緻密化のためにサブグリッド地形パラメータを用いた斜面勾配の算定法や降水量だけでなく植生を通じた水滴や表面流による土砂生産量をより物理的に算出することを試みた。サブグリッド地形パラメータを用いることにより斜面勾配はほとんどのグリッドで CTL 実験より大きくなり、浮遊砂輸送量も増加した。水滴等を考慮した土

砂生産量の算定により Amazon 川では氾濫によって水滴の衝撃が吸収されるため CTL 実験と比べて土砂生産量が減少することが分かった。氾濫原内の浸水域と非浸水域を分けて算定し、さらに全球へと展開するために新たなパラメータ設定が必要である。また、河床変動のフィードバックにより Amazon 川本流では河川流量の季節変動が大きくなることが分かった。河床変動は河道勾配や河道深・水深に影響を及ぼし、河床地形の時系列変動やそれに伴う洪水リスクの変化が表現可能となる。

最後に第 6 章では全体をまとめて結論とした。

目次

1. 序論.....	1
1.1. 背景.....	1
1.2. 既往研究.....	2
1.3. 研究の目的.....	4
1.4. 研究の構成.....	4
2. 河川中の土砂観測データの収集.....	5
2.1. 観測データの収集.....	5
2.2. 観測データの特徴.....	10
3. 全球土砂動態モデルの開発.....	16
3.1. 統合陸域モデル ILS.....	17
3.1.1. 陸面過程モデル.....	17
3.1.2. 河川氾濫モデル.....	17
3.1.3. カプラーJcup.....	20
3.2. 全球土砂動態モデル.....	20
3.2.1. 全体構想.....	20
3.2.2. 土砂生産過程.....	21
3.2.3. 浮遊砂輸送過程.....	21
3.2.4. 掃流砂輸送過程.....	21
3.2.5. 沈降量.....	23
3.2.6. 巻上量.....	25
3.2.7. 交換層.....	27
3.2.8. 指数関数による流出土砂量の計算安定化.....	27
3.2.9. 流速の変動による巻上・沈降過程のレジーム移行の考慮.....	28
4. 計算設定及びシミュレーション結果.....	30
4.1. 境界条件.....	30
4.1.1. 掃流砂貯留量.....	30
4.1.2. 粒径分布.....	30
4.1.3. 斜面勾配.....	31
4.2. 計算設定.....	31
4.3. 検証地点の選定.....	32

4.4.	Amazon 川流域.....	35
4.5.	Mekong 川流域.....	39
4.6.	利根川流域.....	42
4.7.	全球スケール.....	44
4.8.	感度実験.....	55
5.	陸域全体における土砂動態導入に向けた検討.....	63
5.1.	氾濫原の土砂動態の導入.....	63
5.2.	土砂生産過程の緻密化.....	65
5.2.1.	サブグリッド標高による勾配の算定.....	65
5.2.2.	雨滴および水滴の衝撃による土砂侵食の表現.....	67
5.3.	河床変動によるフィードバック.....	69
6.	まとめと結論.....	73
Appendix A.	検証地点の詳細緒元情報.....	76
Appendix B.	検証地点の平均月流量.....	78
謝辞.....		80
参考文献.....		81

図目次

図 1-1 全球スケールの河川を通じた陸域から海洋への土砂輸送量(Panin [2004] Fig1)	2
図 1-2 過去千年紀における土砂貯留量変化[10 ⁹ t] (Naipal [2016] Fig3.10).....	3
図 2-1 収集した観測データ地点	9
図 2-2 有効な観測データのある年及び上流面積	10
図 2-3 各月にピーク値をとる全観測データの時系列変動	11
図 2-4 各月にピーク値をとる観測データ毎の時系列変動	12
図 2-5 全観測データについてピークとなる月の内訳	14
図 2-6 観測データ毎のピークとなる月の内訳.....	14
図 2-7 アメリカの浮遊砂輸送量ピーク月の分布	15
図 2-8 アメリカの河川流量ピーク月の分布	15
図 3-1 FLOW 手法の河道網作成法 (Yamazaki et al.[2009] Fig4).....	18
図 3-2 CaMa-Flood のサブグリッド地形パラメータと氾濫深の計算法	18
図 3-3 土砂動態モデルの模式図.....	20
図 3-4 せん断応力の説明図(芦田・道上 [1972] 図 1)	22
図 4-1 岩盤までの深さ[cm](Shangguan et al.,[2017] Figure8a)	30
図 4-2 各粒径の存在割合	31
図 4-3 斜面勾配	31
図 4-4 モデルによる流量再現性の高い観測地点	33
図 4-5 検証地点	34
図 4-6 Amazon 川流域の観測地点	36
図 4-7 Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10 ³ ton/dy].....	36
図 4-8 Serrinha における浮遊砂輸送量の観測値[10 ³ ton/dy]	36
図 4-9 流量および年間浮遊砂輸送量の月ごとの内訳	38
図 4-10 Amazon 川流域における年平均河床高のトレンド[m/yr].....	39
図 4-11 Mekong 川下流域の観測地点	40
図 4-12 Mekong 川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10 ³ ton/dy]	40
図 4-13 Mekong 川流域の年間浮遊砂輸送量の月ごとの内訳.....	41
図 4-14 Mekong 川流域における年平均河床高のトレンド[m/yr].....	42
図 4-15 利根川流域の観測地点.....	43
図 4-16 利根川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10 ³ ton/dy].....	43
図 4-17 利根川流域の年間浮遊砂輸送量の月ごとの内訳	44
図 4-18 利根川流域における年平均河床高のトレンド[m/yr].....	44
図 4-19 検証地点における流量[10 ³ m ³ /s]及び浮遊砂輸送量[10 ³ ton/dy].....	47

図 4-20 浮遊砂輸送量の相関係数.....	50
図 4-21 浮遊砂輸送量の誤差率[%].....	50
図 4-22 浮遊砂濃度の相関係数.....	51
図 4-23 浮遊砂濃度の誤差率[%].....	51
図 4-24 浮遊砂輸送量/流量が最も多い月	51
図 4-25 各河川の河口付近における浮遊砂輸送量[10 ⁶ t/yr].....	53
図 4-26 河口における年間浮遊砂輸送量の観測値と計算値[10 ⁶ t/yr]	53
図 4-27 年平均河床高のトレンド[m/yr]	54
図 4-28 河床変動の流域の大きい順.....	55
図 4-29 感度実験による浮遊砂輸送量の相関係数の差.....	58
図 4-30 感度実験による浮遊砂濃度の相関係数の差.....	59
図 4-31 感度実験	60
図 4-32 Obidos における再現性のいい感度実験の浮遊砂輸送量[10 ³ ton/dy]	61
図 4-33 Pakse における再現性のいい感度実験による浮遊砂輸送量[10 ³ ton/dy]	61
図 4-34 取手における再現性のいい感度実験による浮遊砂輸送量[10 ³ ton/dy]	61
図 4-35 海洋への全球浮遊砂輸送量の感度.....	62
図 5-1 氾濫原の土砂動態を考慮した Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量[10 ³ ton/dy]	64
図 5-2 氾濫原の土砂動態を考慮した河床・氾濫原床変動トレンド.....	65
図 5-3 斜面勾配の差[度].....	66
図 5-4 Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10 ³ ton/dy].....	66
図 5-5 Obidos 観測所の浮遊砂輸送量の時系列変動[10 ³ ton/dy]	67
図 5-6 Amazon 川流域における年平均土砂生産量[m ³ /s].....	69
図 5-7 河床変動の模式図	70
図 5-8 河床変動の考慮の有無によるトレンドの差.....	71
図 5-9 河床変動のフィードバックの有無による河川流量気候値の再現性[m ³ /s].....	72

表目次

表 2-1 観測データの基本情報	8
表 3-1 パラメーター一覧	16
表 3-2 CaMa-Flood の変数一覧	16
表 3-3 全球土砂動態モデルの変数一覧	17
表 4-1 粒径分布	30
表 4-2 CTL 実験のパラメータ設定	32
表 4-3 選定された検証地点の河川流量の再現性	34
表 4-4 浮遊砂の再現性一覧	45
表 4-5 感度実験の対象パラメータ	55
表 5-1 降水強度と雨滴による運動量のパラメータ(Wicks & Bathurst[1996] Table1)	67
表 5-2 既往研究の実験結果による土砂侵食係数	69

1. 序論

1.1. 背景

地球水循環の水輸送において大きな役割を担う河川は、同様に土砂・窒素・炭素などさまざまな物質の輸送でも大きな役割を担っている。土砂は多くの栄養塩や有機物を含んでいるため河川を通じた陸域から海洋への土砂輸送は地球上の炭素や窒素などをはじめとした陸域から海洋への物質輸送においても重要である[Walling, 2006]。洪水などによって栄養豊富な土砂が下流域へもたらされ畑地を豊かにする一方で、土砂流出による魚類へのストレス[Larkin et al., 1998]やダム内の堆砂による利用容量の減少[Schellenberg et al., 2017]が問題としてあげられる。

陸域から河川を通じて海洋へと流出する土砂輸送のうち、観測が行われていてさらにデータが公開されているのは世界中で 10%以下であるといわれている[Syvitski et al., 2005]。公開されているデータも観測機関によって観測対象の定義や観測頻度、データ形式など異なる場合が多い。土砂だけに限らず水文学に関係する多くの研究は観測データの収集から始まるため、観測データの入手法や取り扱いに関する注意事項などの属性情報を含めたデータベースの作成によって、よりスムーズに包括的な議論がしやすくなると考えられる。

近年、人間活動の表現のために貯水池操作などが水文モデルに導入されている[e.g. Hanasaki et al., 2008]が、土砂に関しても人間活動は大きな影響がある。ダム建設や土地利用の改変などが表面流出や土砂生産量に影響を与え、結果として土砂輸送量の変化が報告されている。海洋への土砂輸送量は人間活動による影響を除いた一定である”natural”な輸送量と変動する”anthropogenic”な輸送量に分けられるという指摘もあり、”anthropogenic”な輸送量によって海洋への総輸送量は”natural”な輸送量の 1.7~3 倍になると推定されている[Panin, 2004]。Syvitski et al. [2005]は全球スケールで海洋へと輸送される土砂量は人新世以前には $14 \times 10^9 \text{ton/yr}$ 、現在では $12.6 \times 10^9 \text{ton/yr}$ であり、約 10%減少していると推定した。

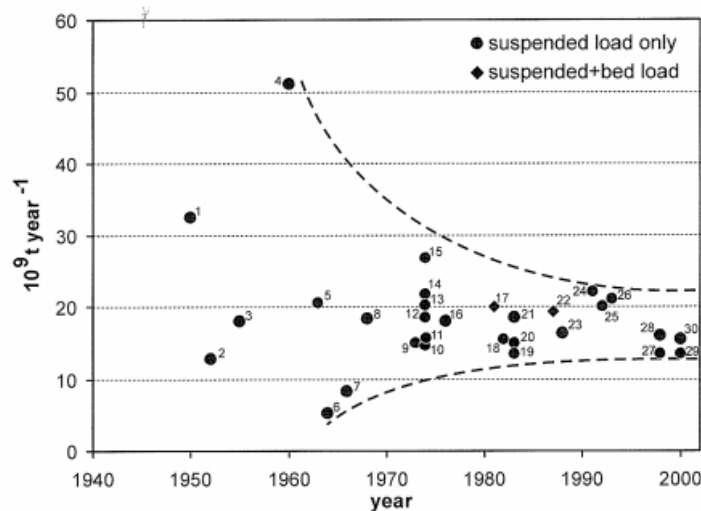
土砂に関する研究の多くは小流域を対象とした比較的ローカルな空間スケールを対象としていることが多い。しかし、洪水により沿岸域へと流出する鉄分や窒素を多く含んだ土砂は海洋生物に影響を及ぼし[Dybas, 2005]、また、土砂供給の増減によって海岸線は変化するため[宇多ら, 2007]、大陸から全球を対象とした広域スケールでの土砂動態も重要である。さらに、土砂動態の解明によってそれに付随する炭素や窒素に関する全球循環の解明にもつながる[Lal, 2003]と考えられる。土砂動態の解明に向けて水文モデルなどへの土砂動態の導入が試みられているが、既存のモデルは、大半が小流域スケールを対象としたものである。数少ない全球スケールを対象としている土砂動態モデルは、多くの経験的なパラメータを必要とする上、時間解像度が荒く、観測されている大きな日々変動を表現するには不十分なものである。地域ごとの観測値などを用いたチューニングを必要としない全球スケールでの土砂動態を物理的に表現するモデルの開発により、観測データの不足などに影響されず細かい時間スケールでの土砂動態の表現が可能となり、地域特性と汎

用的な特性を包括的に解析できるようになると期待される。

次節では本研究で対象としている全球スケールの土砂研究について述べる。

1.2. 既往研究

図 1-1 は Panin [2004]によってまとめられた全球スケールでの河川を通じた陸域から海洋への土砂輸送量の推計値である。縦軸が土砂輸送量の推計値[10^9t/yr]、横軸が記載されている論文の発表年である。最も古い推計値は 1950 年に報告されており、1970 年代以降に盛んに新たな推計値が報告されていることが分かる。また幅は存在するものの、近年報告されている海洋への年間土砂輸送量は $13.5\sim 22\times 10^9\text{ton/yr}$ 程度である。最も古い推計値である Kuenen [1950]も含めて図 1-1 にプロットされている文献のうち、1/4 は海洋を対象とした研究によるものであり、全球スケールでの土砂流出は海洋の土砂動態を解明するために陸域からの境界条件として必要とされていた。陸域視点では、近年は河床変動や洪水に伴う土砂輸送量の変化が注目されている。



Sources of data: 1 – Kuenen (1950), 2 – Lopatin (1952), 3 – Gilluli (1955), 4 – Fournier (1960)^{*}, 5 – Schumm (1963)^{*}, 6 – Corbel (1964), 7 – Mackenzie & Garrels (1966)^{*}, 8 – Holeman (1968)^{*}, 9 – Sundborg (1973)^{*}, 10 – Bondarev (1974), 11 – Alexeev & Lisitzina (1974), 12 – Lisitzin (1974), 13 – Gudzon (1974 – cit. in Safyanov, 1978), 14 – L'vovich (1974), 15 – Jansen & Painter (1974)^{*}, 16 – Goldberg (1976)^{*}, 17 – Holland (1981), 18 – Meybeck (1982 – cit. in Meybeck, 1988), 19 – Milliman & Meade (1983), 20 – Walling & Webb (1983), 21 – Gordeev (1983), 22 – Vassil'ev (1987), 23 – Meybeck (1988), 24 – Lisitzin (1991), 25 – Milliman & Syvitski (1992), 26 – McLennan (1993), 27 – Stallard (1998), 28 – Ludwig & Probst (1998), 29 – Harrison (2000), 30 – Dedkov & Mozzherin (2000).
^{*}cit. in Walling & Webb (1996).

図 1-1 全球スケールの河川を通じた陸域から海洋への土砂輸送量 (Panin [2004] Fig1)

Syvitski & Milliman [2007]は地質学・人間活動要素 B 、流量の気候値 \bar{Q} 、上流面積 A 、標高 R 、気温 T を用いて浮遊砂輸送量を算定する BQART モデルを開発し、式 1-1 から浮遊砂輸送量の気候値 \bar{Q}_s を推定した。

$$\bar{Q}_s = \omega B \bar{Q}^{0.31} A^{0.5} R T \text{ for } T \geq 2^\circ\text{C} \quad 1-1$$

$$\bar{Q}_s = 2\omega B \bar{Q}^{0.31} A^{0.5} R T \text{ for } T < 2^\circ\text{C}$$

ただし、 \bar{Q} は流量の気候値、 A は上流面積、 T は上流の平均気温、 ω は係数、 B は地質および人間活動に関する指標、 R は上流にある最も高い標高との差である。Morehead et al. [2003]は BQART から得られる関係と対数正規乱数を用いて日単位の土砂流出量を算定可能とし、Cohen et al. [2013]によって WBMsed という全球スケールのモデルに適用された。WBMsed では流量は水文モデルを用いて物理的に算定されているが、土砂輸送量は上述のように地形などのパラメータや対数正規乱数を用いて経験的に導出されている。また、流量との関係性のみを用いているため、河道内の変動や河床変動の様子は表現できていない。

Naipal [2016]は地球システムモデルの枠組みへの土砂侵食および貯留量変動の導入を試みた。土砂侵食は Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) [Renard et al., 1997]を用いている。RUSLE では降水量や土地被覆などさまざまな要素を用いて経験的に長期平均土砂侵食量が求められる。貯留量変動に関しては氾濫原と斜面に分けられており、例えば氾濫原の貯留量変動は式 1-2 から求められる。

$$\frac{dM_a}{dt} = D_a(t) - kM_a(t) \quad 1-2$$

ただし、 M_a は氾濫原の土砂貯留量、 $D_a(t)$ は時間依存の流入土砂量、 k は滞留時間の逆数である。このようなモデルによって過去千年紀の土壌侵食量やそれに伴う土壌有機炭素量の変化などを推定している(図 1-2)。しかし、これらは陸面の土壌侵食のみの表現に留まっており、河川を通じた上下流や河口への土砂輸送の表現はできていない。

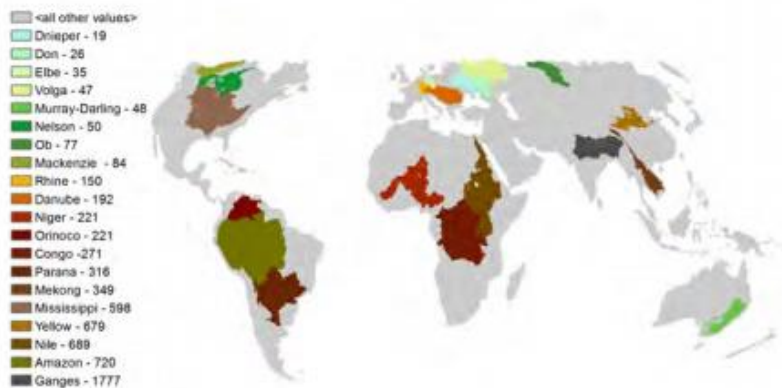


図 1-2 過去千年紀における土砂貯留量変化[10⁹t] (Naipal [2016] Fig3.10)

1.3. 研究の目的

本論文では、全球スケールの土砂動態を物理法則に則って表現できるモデルを開発し、陸域の土砂収支を適切に表現すると同時に日々スケールでの土砂動態の解明を試みる。全球スケールでの土砂動態のモデル化は、次世代海洋モデルに必要な入力情報となる陸からの土砂流入量を提供することをはじめ、河床・海底地形の時系列変動の精度向上にもつながることが期待され、水文学に限らず様々な分野で非常に有益となると期待される。

1.4. 研究の構成

本論文では、全球土砂動態モデルの開発とその応用に向けた検討について述べる。

- 第 2 章では、河川中の土砂濃度や土砂輸送量の観測データの収集およびそれらの特徴について述べる。
- 第 3 章では、新たに開発した全球土砂動態モデルのフレームワークおよび導入した物理プロセスの詳細について述べる。
- 第 4 章では、検証に用いる全球シミュレーションの計算設定および結果について述べる。Amazon 川、Mekong 川、利根川を例として特に詳細に考察し、全球スケールでの検証・分析や感度実験も行う。
- 第 5 章では、本研究で新たに開発した河道内の土砂を対象とした全球土砂動態モデルを応用し、河道内だけでなく陸地も含めた陸域全体に展開するために必要な物理過程について議論する。

最後に、第 6 章に結論を述べる。

2. 河川中の土砂観測データの収集

これまで観測ベースの土砂研究は、特定の地域や流域で行われており、土砂と流量の関係性を表す係数などに移転可能性がないことが通常である。また、観測手法に関する情報が共有されていない場合が多く、データの性質や取り扱い方が分かりにくい状況である。そこで本章では世界中の河川中の土砂に関する観測値及びその計測手法や取り扱い方法等を含む属性情報を収集し、包括的な性質の分析を試みると同時に特徴をまとめたデータベースを作成した。

2.1. 観測データの収集

観測ベースの河川中の土砂研究で用いられている観測データの管理は以下のような分類が考えられる。

- データベース化/公開されている
- データはあるが、公開されていない
- 該当機関のホームページが存在しない/自国語のみ
- 論文著者が各々短期間サンプリング

自らサンプリングする場合を除き、観測ベースの研究を行う際にはまずデータの収集から始まる。既に存在している観測データの種類や入手方法を事前に容易に把握できると非常に便利である。そこで、本研究ではできる限り多くの観測データの収集及び整理を行った。ここでは主にインターネット上で公開されているものから収集し、その他は論文著者や該当機関から直接入手した。収集する土砂観測データは土砂濃度及び土砂輸送量の2種類とした。

土砂に関する観測データは2種類存在する。一つは定期的にサンプリングした時系列データを提供するもの、もう一つはある一定期間の気候値を代表値として提供するものである。時系列データの場合は対象領域が国や流域単位など小さいスケールであることが多く、気候値の場合は全球を網羅している場合もあった。また、時系列を示すデータでも月に1, 2サンプル程度のようなデータから1日の中で数サンプルあるデータまで時間スケールにも幅が存在した。

現段階で収集しているデータについて以下に述べる。それぞれの基本情報は表 2-1 にまとめた。

GEMS/Water

GEMS/Water (以下 GEMS とする)とは「国連環境計画 (UNEP) や世界保健機関 (WHO) などの国際機関によって進められている、淡水水質の監視プロジェクト」[UNEP GEMS/Water ナショナルセンター]である。土砂だけでなくさまざまな淡水水質データを参加国が提供し、それらをまとめてデータベース化している。全球を幅広く網羅しているがデータの格納頻度は月に1, 2サンプル程度であるため、時間解像度の高い観測データを入手するにはそれぞれのデータ元をたどる必要がある。最も古いデータは1965年、最も新しいデータは2016年のものであった。GEMSでは淡水水

質データベース GEMStat で自由に検索・閲覧ができるが、2017 年 10 月時点では国連組織の改編に伴い使用できない状態であったため、GEMS データベースセンターにメールで問い合わせデータを手した[United Nations Environment Programme, 2017]。

GEMS の土砂に関するデータは Total solids、Suspended solids、Dissolved solids の 3 種類の土砂濃度[mg/l]に分類されている。Total solids は約 15 分間をかけて 103-105℃または 170-180℃で乾燥させた試料の重さを測定している。Suspended solids は Whatman F/C フィルタを通して残ったサンプルを 105℃または 180℃で 2.5 時間炉乾燥させ、15 分間デシケーターで冷まされた試料の重さを測定している。Whatman F/C フィルタの細孔径は 0.1 μm である。Dissolved solids は Whatman F/C フィルタを通過したサンプルを乾燥させ、その残留物を一晩 105℃または 108℃で炉乾燥し、15 分間デシケーターで冷まされた試料の重さを測定している。Dissolved solids は 2 種類の測定方法が採用されているという記述があるが、もう 1 種類に関する記述は見つけることができなかった。

HYBAM

HYBAM とはフランスの研究チームによって 2003 年から運用されている観測プロジェクトであり、プロジェクトの狙いは”to provide the research community with the high quality scientific data needed to understand and model the systems behavior and their long-term dynamics”[“SO HYBAM - The Environmental Research Observatory on the Rivers of the Amazon, Orinoco and Congo Basins,”]としている。対象流域はアマゾン川、オリノコ川、コンゴ川であり、土砂を観測する地点は合計 423 地点から選定できるが、有効なデータがあったのは計 18 地点のみであった。最も古いデータは 1994 年、最も新しいデータは 2017 年のものであった。HYBAM はインターネット上にデータがほぼ全て公開されているため、ホームページから直接ダウンロードした。1 地点 1 種類ずつしか一度にダウンロードできない。

ダウンロード URL: <http://www.ore-hybam.org/>

HYBAM のデータベースには詳細なドキュメントが存在していない。そこで HYBAM のデータを用いた既往研究からその特徴を推察した。Bouchez et al. [2011]は 0.1μm のろ紙を用いたと報告している。Armijos et al. [2013]は 63μm のフィルタを用いて一旦分類した後 0.45μm のろ紙を用いたと報告している。

HYDAT

HYDAT とは Water Survey of Canada の 8 つの地方局によって観測された水文気象データを収集したカナダ政府主体のデータベースである[Environment Canada]。データの種類は“Loads”、“Concentration”、“Instantaneous”の 3 種類に分かれており、土砂を観測する地点は合計 835 地点から選定できる。最も古いデータは 1948 年、最も新しいデータは 2003 年のものであった。データはインターネット上に公開されているため、ホームページから直接ダウンロードした。1 地点 1 種類

ずつしか一度にダウンロードできない。

ダウンロード URL: https://wateroffice.ec.gc.ca/search/sediment_e.html

USGS

U.S. Geological Survey(以下 USGS とする)とはアメリカ地質調査所のことであり、土砂濃度以外にもさまざまな観測データを提供している[U.S. Geological Survey]。データの種類はまず“Daily”と“Discrete”に分かれており、“Daily”は USGS National Water Information System(以下 NWIS とする)というデータベースから取得されており、日単位またはさらに細かい頻度でサンプリングされている観測所の日平均値が登録されている。“Discrete”は 2013 年 4 月に NWIS からまとめて取得されたデータであり、下記にあてはまるものは除外されている。

- 品質管理用サンプル、湖または貯水池のサンプル、または河道断面を適切に表現できていないと判断されたサンプル
- 15 サンプル以上観測されていない観測所である
- 日流量観測所と同一または隣接していない観測所である

観測所は 1807 地点から選定できる。最も古いデータは 1929 年、最も新しいデータは 2017 年のものであった。データはインターネット上に公開されているため、ホームページから直接ダウンロードした。有効データのある最低年数などの条件でフィルタをかけて一括ダウンロードが可能である。

ダウンロード URL: <https://cida.usgs.gov/sediment/>

Discrete データには一部のデータごとにサンプリング手法が記載されている。測定手法に関してはまとまった報告書は不足しているが、一部のデータには粒度分布が記載されているため、測定されている最少粒径は 2 μ m であると推測する。

CHDP

China Hydrology Database Project(以下 CHDP とする)はアメリカのオーバリン大学に所属する Amanda Henck Schmidt 博士により行われていたプロジェクトである[Henck et al., 2011]。紙媒体でしか存在しない中国の観測データのデジタル化を試みている。まだ一部しかデジタル化できていないが、観測所は 64 地点から選定できる。最も古いデータは 1947 年、最も新しいデータは 2000 年のものであった。データ自体はインターネット上に公開されていないため、Henck Schmidt 博士に直接問い合わせ入手した。SQL 形式で配布されている。

MLIT

水文水質データベースとは国土交通省による観測データを公開するデータベースである[国土交通省]。土砂を含む水質だけでなく雨量や水位など水文気象データ全般を含んでいる。観測所

は 2008 地点から選定できる。最も古いデータは 1958 年、最も新しいデータは 2017 年のものであった。データはインターネット上に公開されているため、ホームページから直接ダウンロードした。1 地点 1 年分ずつしか一度にダウンロードできない。

ダウンロード URL: <http://www1.river.go.jp/>

水文水質データベースの試験方法については国土交通省水質連絡会による河川水質試験方法(案)[国土交通省水質連絡会, 2009]に記されている。水文水質データベースには SS(浮遊物質)が濃度[mg/l]という変数で登録されており、2mm のふるいを通過し 1 μ m のフィルタ上に残留する物質を指す。

QLD

オーストラリアの Queensland 地方の科学局によって観測されているデータである[Queensland Government]。水質だけでなく水位など水文データも含まれている。観測所は合計 46 地点から選定できる。最も古いデータは 2000 年、最も新しいデータは 2016 年のものであった。インターネット上からデータ取得の申請は可能であるが、1 地点しか選ぶことができない。そこで、全地点の一括取得を担当者に直接申請して入手した。

表 2-1 観測データの基本情報

データ出典	地域	観測地点数
GEMS/Water	全球	764
HYBAM	アマゾン川	18
HYDAT	カナダ	498
USGS	アメリカ	1531
CHDP	中国	64
MLIT	日本	1592
QLD	オーストラリア	21

上記のデータを入手したことにより、GEMS/Water とその他で一部重複があるが、合計 4505 地点での土砂観測データを入手した(図 2-1)。最も古いデータはアメリカのコロラド川における 1929 年のものであり、最新は複数のデータで現在まで存在している。有効なデータのある期間とその地点の上流面積をデータごとに図 2-2 に示す。欠損は存在するが、ほとんどの地点で最低 10 年分のデータが存在することが分かる。また、一部偏りはあるものの、上流面積に関しては幅広い範囲を網羅している。これはある流域の上流から下流にかけて配置された観測所のデータを入手できたことを意味し、場所による流域内の違いの分析に役立つと考えられる。

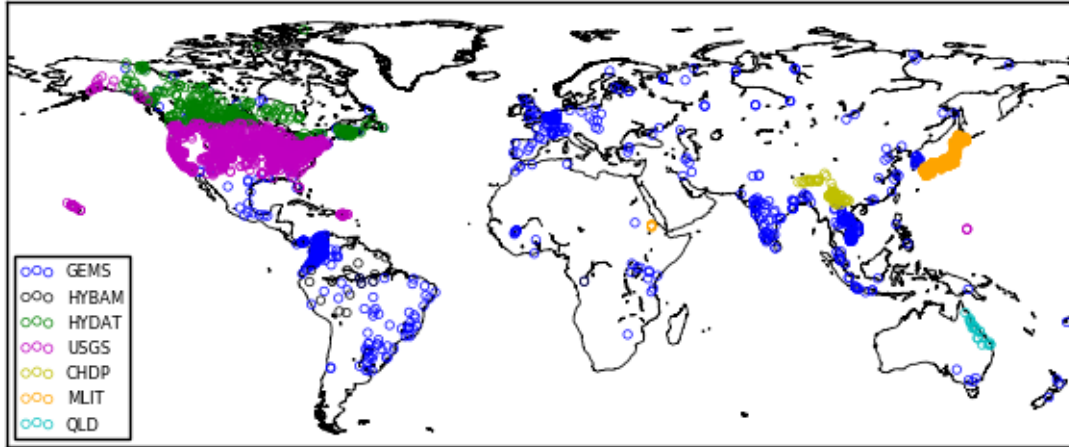


図 2-1 収集した観測データ地点

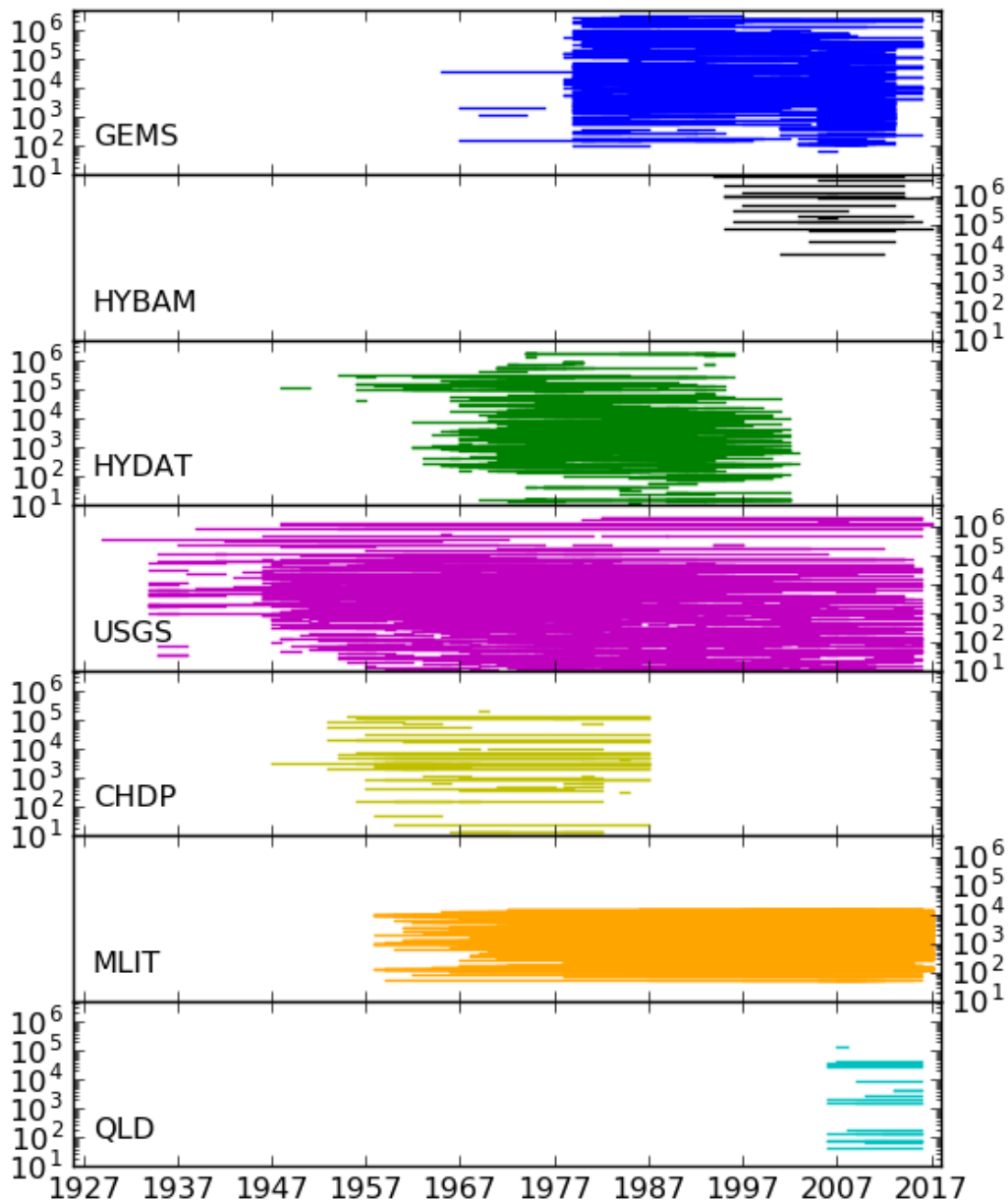


図 2-2 有効な観測データのある年及び上流面積

2.2. 観測データの特徴

図 2-3 および図 2-4 はそれぞれの月に浮遊砂輸送量のピークをとる観測データの月平均の時系列変動を示した図である。図 2-3 はすべての観測データ、図 2-4 は観測データ別に分けたものである。全ての月にデータが存在する観測所のみを採用し、各観測所における月平均値の時系列変動を年平均値で標準化した値である。枠内に書かれている N はそれぞれの月に分類された観測所数を表す。図 2-5 および図 2-6 はすべての観測データおよびそれぞれの観測データについてピークとなる月の内訳を示している。

全体で最もピーク値が多い月は6月、最も少ない月は10月であった。これは最も多くの観測地点数をもつUSGSによる傾向である。GEMSは全球の様々な観測所を示すが、HYBAM、HYDAT、USGS、CHDP、MLIT、QLDはそれぞれAmazon川流域、カナダ、アメリカ、中国、日本、Queenslandの地域特性を示す。HYBAMでは他と比べると数は少ないが、3月にピークが最も多い。これはAmazon川では洪水が3、4月に起こるためそれに伴って土砂輸送量が増加する傾向が表されている。他の観測データと比べてピークが突出しておらず、年間を通じて一定の浮遊砂輸送量があるため緩やかな時系列変動となっていることが分かる。これは特に2、3月以外の月では明確なピークが存在していない点で顕著に表れている。HYDAT、USGS、MLITはピークが平均値の約8~12倍程度であり、非常に突出している地点が多い。この原因は2点考えられる。1つは単純に平常時と比べてピーク時には膨大な量の土砂輸送が行われているからである。もう1つは観測時に大規模な洪水が起こり、それに伴って突発的に土砂輸送量が増加したことによるものである。例えば、Mississippi川の上流にあるRoberts Creekに位置するUSGSの観測所では通常は輸送量が10ton/dy以下であるのに、1991年6月15日に大規模な洪水が起こり[Eash & Kopensteiner, 1996]、その日に144,000ton/dyの輸送量が観測されていた。このことから洪水が土砂輸送量に与える影響の大きさが示唆される。また、他の観測データではピークが一つに落ち着いているものの、HYDATではピーク時以外にも平均と比べて4倍近くの浮遊砂輸送量が観測されている。これからカナダでは洪水時に非常に大きい輸送量が生じるとともに、1年のうちに複数回ピークが生じることを示唆している。

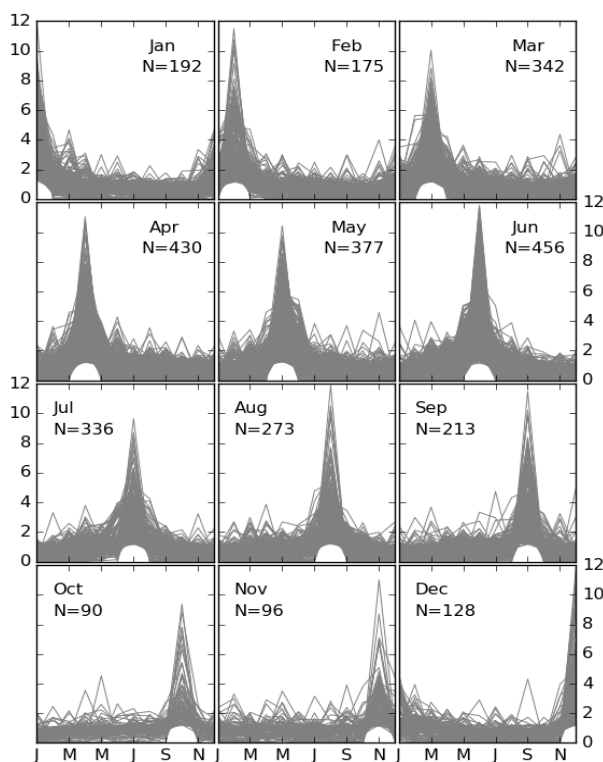


図 2-3 各月にピーク値をとる全観測データの時系列変動

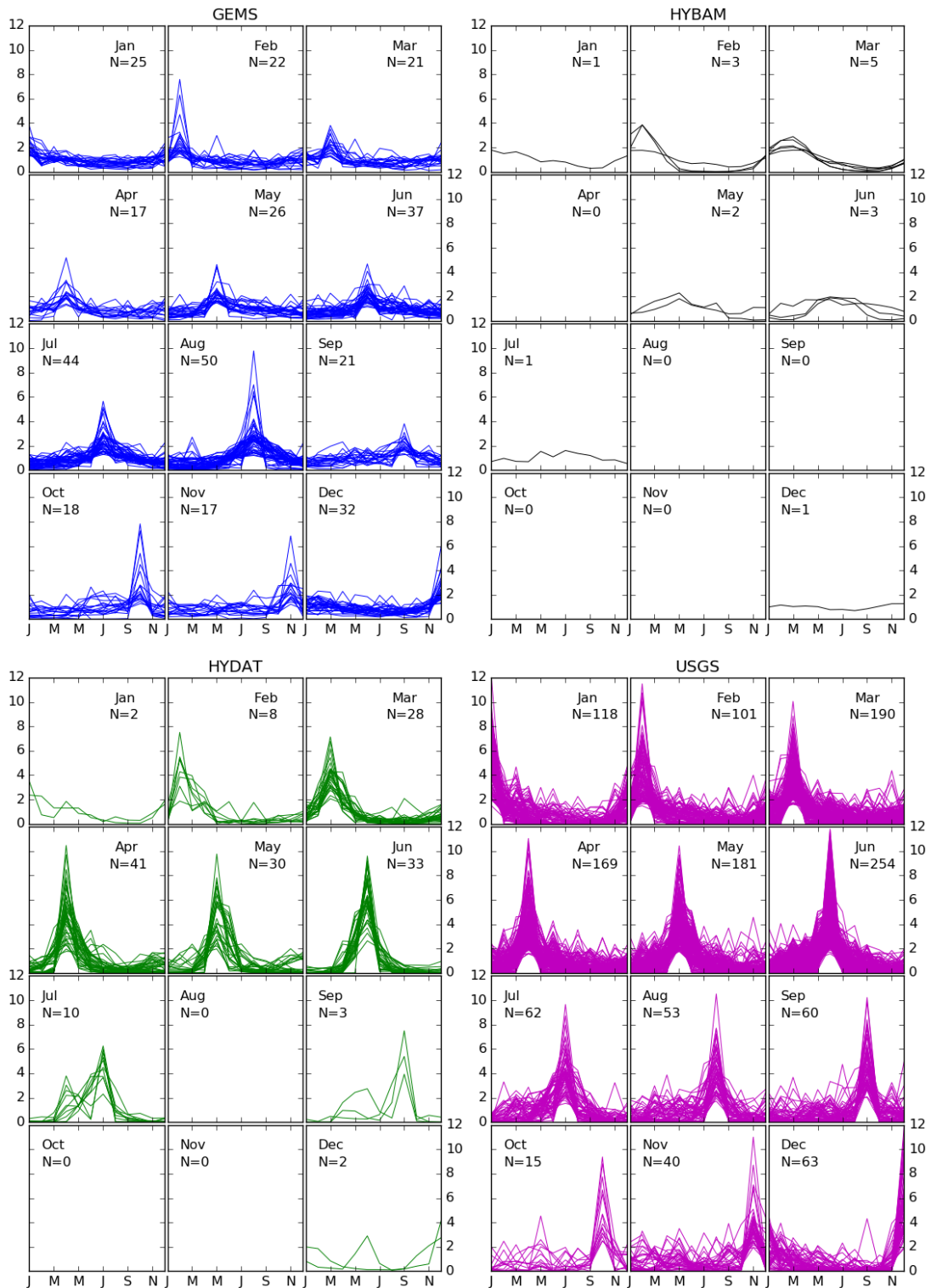


図 2-4 各月にピーク値をとる観測データ毎の時系列変動

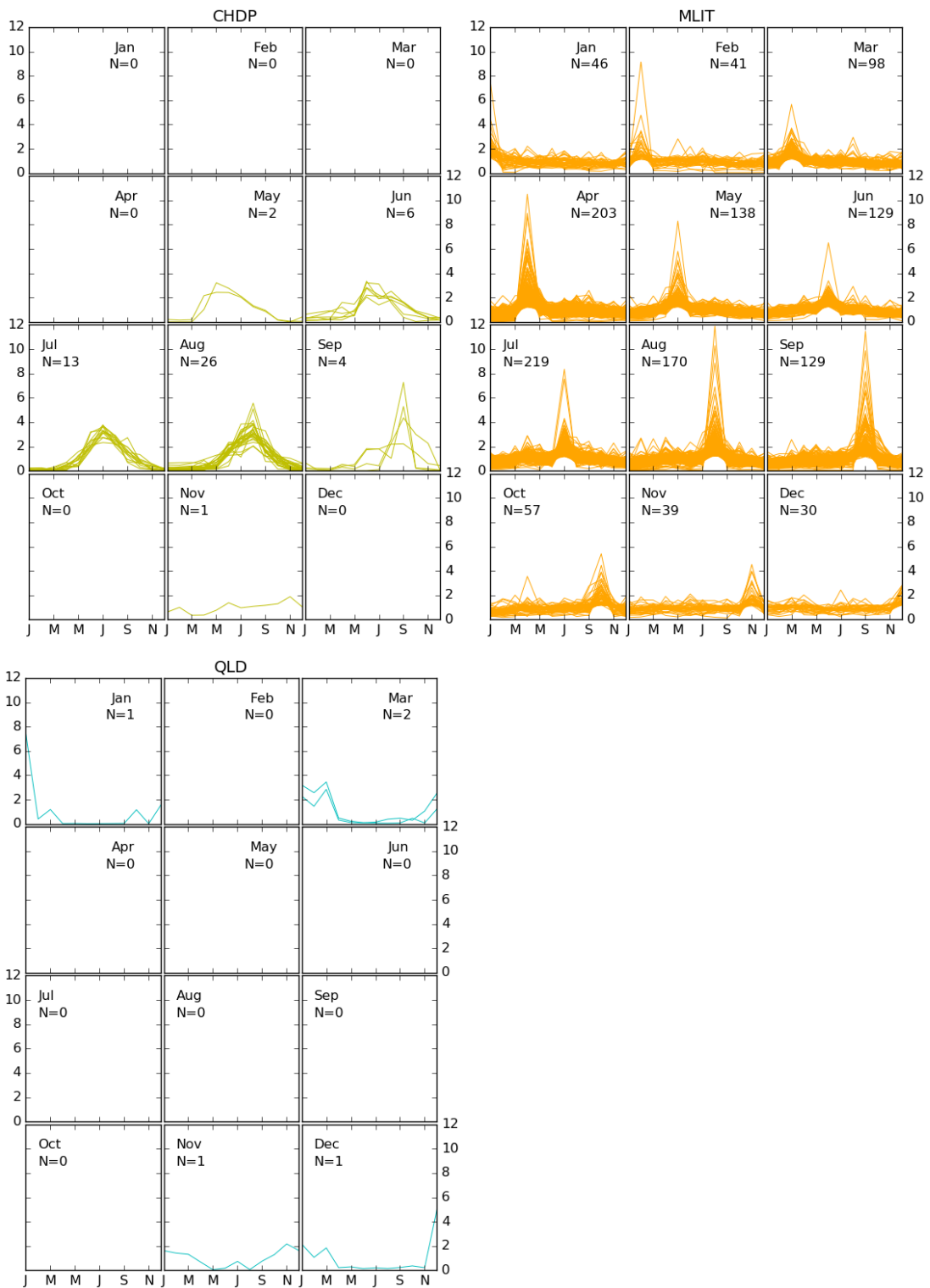


図 2-4 各月にピーク値をとる観測データ毎の時系列変動

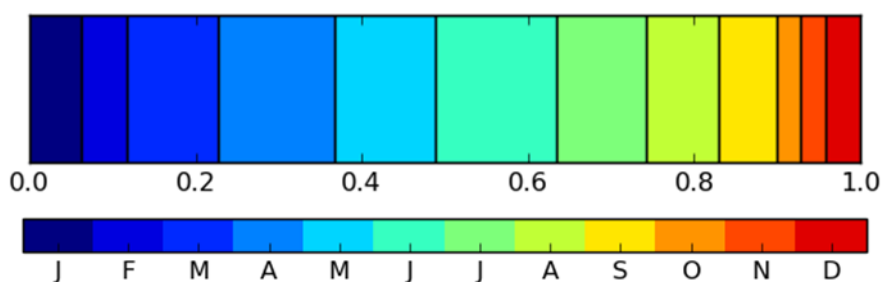


図 2-5 全観測データについてピークとなる月の内訳

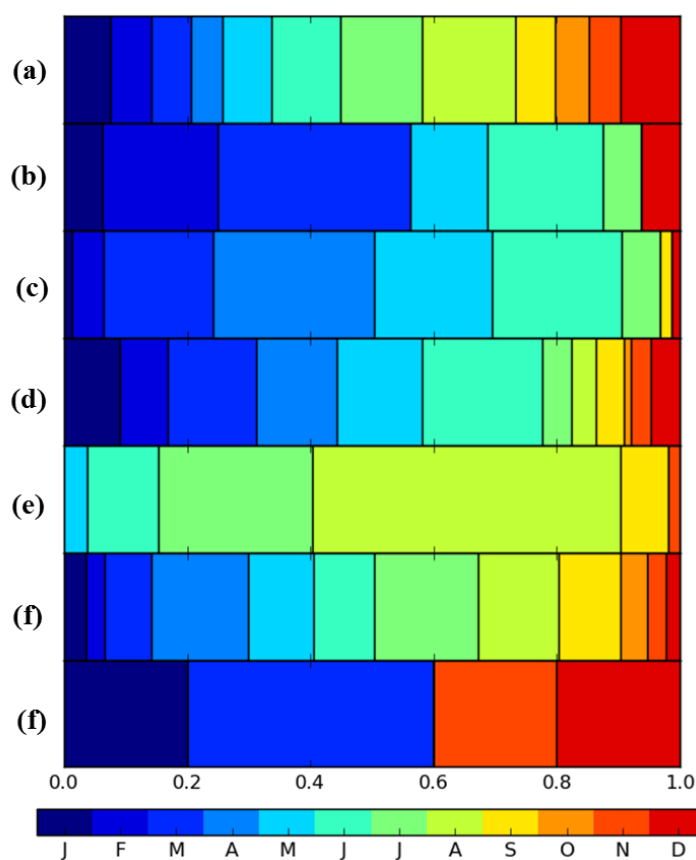


図 2-6 観測データ毎のピークとなる月の内訳

(a) GEMS (b) HYBAM (c) HYDAT (d) USGS (e) CHDP (f) MLIT (g) QLD

ピーク値をとる月の空間分布で特徴的なのは、アメリカが西海岸から東海岸にかけて大きく傾向が異なっていることである。図 2-7(b)は USGS の観測地点で浮遊砂輸送量のピーク値をとる月の空間分布である。図 2-7(a)は 125W から 70W までを 0.5 度間隔に分割し、その 0.5 度間隔のうちに各月がピークとなる割合を示している。図 2-8 は GRDC の観測値を用いた河川流量についての同様の図である。浮遊砂輸送量の西側では 12, 1 月、内陸地では 5, 6 月、東側では 2, 3 月にピークがある地点が大半を占めていることがわかる。西側では降水量、内陸地では降水量及び河川流量、東側では河川流量と同様の傾向を示している。

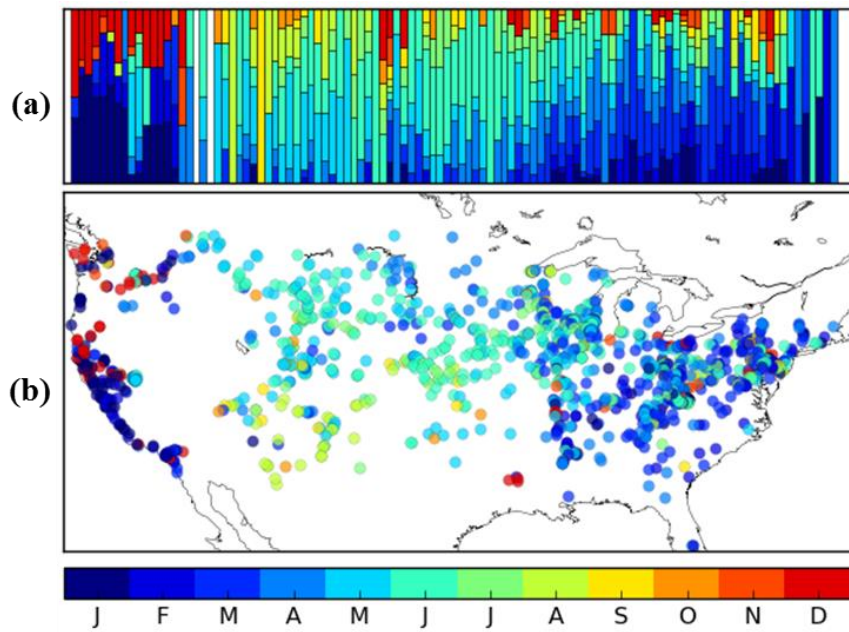


図 2-7 アメリカの浮遊砂輸送量ピーク月の分布

(a) 各月が 0.5 度間隔にある地点のピーク時にある割合 (b)空間分布

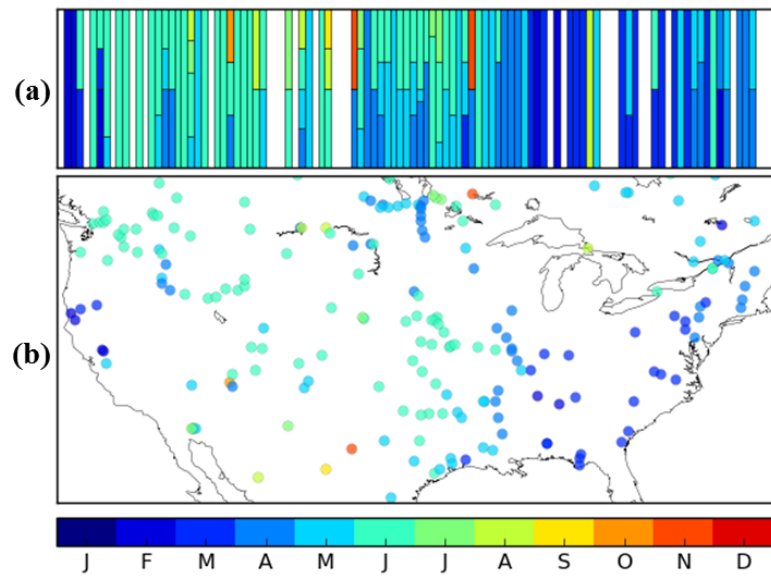


図 2-8 アメリカの河川流量ピーク月の分布

(a) 各月が 0.5 度間隔にある地点のピーク時にある割合 (b)空間分布

3. 全球土砂動態モデルの開発

本章では本研究で新しく開発した全球土砂動態モデルのフレームワーク及び物理プロセスについて説明する。本章を通して使用するパラメータ名及び変数名を表 3-1、表 3-2、表 3-3 に記す。

表 3-1 パラメーター一覧

Yamazaki et al. [2011]Table1 に一部加筆

記号	パラメータ名	単位
L	河道長	m
W	河道幅	m
B	河道深	m
Z	河道標高	m
A_c	単位集水域面積	m ²
A_r	河床面積	m ²
n	マンニングの粗度係数	m ^{-1/3} s ⁻¹
g	重力加速度	ms ⁻²
ρ	流体密度	kgm ⁻³
ρ_s	粒子密度	kgm ⁻³
d	粒子の直径	m
s	水中比重($=\frac{\rho_s}{\rho} - 1$)	-

表 3-2 CaMa-Flood の変数一覧

Yamazaki et al. [2011]Table1 に一部加筆

記号	変数名	単位
S	総貯水量(S_r+S_f)	m ³
S_r	河道貯水量	m ³
S_f	氾濫原貯水量	m ³
D_r	河道水深	m
D_f	氾濫原水深	m
A_f	氾濫面積	m ²
R_o	陸面モデルからの流出量	ms ⁻¹
Q	流量	m ³ s ⁻¹
R_{up}	年最大 30 日上流流出量	m ³ s ⁻¹
v	流速	ms ⁻¹

表 3-3 全球土砂動態モデルの変数一覧

記号	変数名	単位
S_s	浮遊砂貯留量	m^3
S_d	掃流砂貯留量	m^3
Q_s	浮遊砂輸送量	m^3s^{-1}
Q_b	掃流砂輸送量	m^3s^{-1}
pcp	沈降水量	m^3s^{-1}
ssp	巻上量	m^3s^{-1}
$ylid$	土砂生産量	m^3s^{-1}
S_b	交換層体積	m^3

3.1. 統合陸域モデル ILS

本研究では統合陸域モデル Integrated Land Simulator(以下 ILS とする)の枠組みに則って全球土砂動態モデルを開発した。ILS は陸面過程モデル、河川氾濫モデル、データのファイル読み書きを主な役割とする IO モジュール、それらのデータ通信を主な役割とするカプラーを中心として現在開発が進められている。陸域の諸現象を数値モデルで再現するには様々な分野のモデルが必要となり、それらの組み合わせの最適化には多くの感度実験が必要となる。ILS では様々なモデルの実装や結合を容易に行うために、カプラーを通じてモデル同士がデータのやりとりが行えるような設計となっている。本節では ILS の中心となっている構成要素について述べる。さらなる詳細についてはそれぞれの論文を参照されたい。

3.1.1. 陸面過程モデル

陸面過程モデルとして Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff[Takata et al., 2003](以下 MATSIRO とする)が導入されている。MATSIRO は陸面の水・エネルギー収支を解いており、当初は大気モデルの下部境界条件を計算するために開発された。各格子に 1 層のキャノピー層、6 層の土壌層、最大 3 層の積雪層をもち、土壌層では凍結も考慮されている。地形によって土壌水分の水平方向不均質が生じてしまうため、簡略化された TOPMODEL[Beven & Kirkby, 1979]を導入し、表面流出量と基底流出量を分けて計算している。入力値として用いる変数は 2m 気温、2m 湿度、地表気圧、10m 風速、地表降水量、地表における下向き短波及び下向き長波である。

3.1.2. 河川氾濫モデル

河川氾濫モデルとして Catchment-based Macro-scale Floodplain model[Yamazaki et al., 2011](以下 CaMa-Flood とする)を用いる。各グリッドに河道と氾濫原を定義し、サブグリッドの物理過程として氾濫を表現した。本研究で開発した土砂動態モデルは CaMa-Flood から計算される諸変数を用

いるため、計算過程について詳細に記す。

河道網構築のためには Flexible Location of Waterways[Yamazaki et al., 2009](以下 FLOW とする)手法を用いる。従来の河道網作成法(e.g. Oki & Sud[1998])では高解像度標高データを用いて隣接 8 グリッドのうち最も急な勾配に流下先を選択していたが、粗い解像度では標高と表面流向が一致しなくなり、手動による河道網の修正を必要としていた。

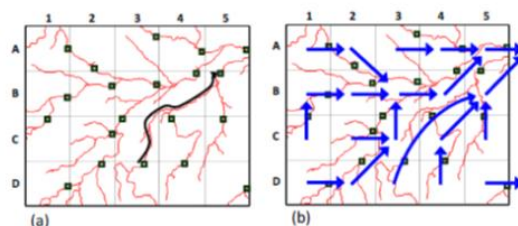


図 3-1 FLOW 手法の河道網作成法 (Yamazaki et al.[2009] Fig4)

河道網構築のために FLOW 手法では高解像度表面流向データ GDBD[Masutomi et al., 2009] 及び高解像度標高データ SRTM30[Shuttle Radar Topography Mission]を用いる。それぞれの空間解像度は 1km である。ここで高解像度グリッドを「ピクセル」、低解像度グリッドを「セル」とする。上流面積を基準に各セルの境界線にあるピクセルから代表ピクセルを決定する。各セルに決定される代表ピクセルから次の代表ピクセルまで表面流向データを下流へ辿り、その代表ピクセルが含まれるセルが流下先セルとして選択される。下流の代表ピクセルに辿りつく前に outlet ピクセルに辿りついた場合、そのセルは河口と認定される。それぞれの代表ピクセル間の長さを河道長、代表ピクセルの標高をそのセルの河道標高、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する。図 3-1 の緑色の四角が代表ピクセル、赤線が表面流向データ上の河道、青矢印が構築される河道網である。

FLOW 手法で決定された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とされる。CaMa-Flood の 1 つのグリッドに 1 つの単位集水域が割り当てられる。単位集水域ごとのサブグリッド地形パラメータは SRTM30 を用いて決定する(図 3-2)。

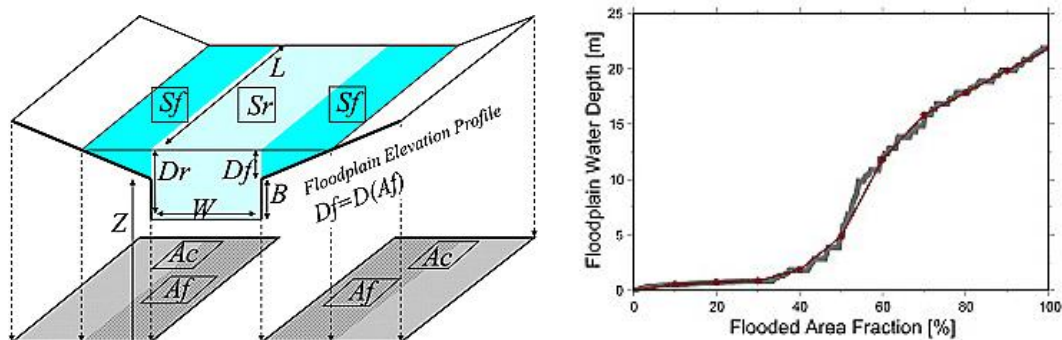


図 3-2 CaMa-Flood のサブグリッド地形パラメータと氾濫深の計算法 (Yamazaki et al.[2011] Fig1, Fig2(c))

単位集水域に含まれる標高ピクセルの累積分布関数 (CDF) によって氾濫原の水面標高は計算される。河道貯水槽に定義される河道幅および河道深のパラメータは式 3-1 によって計算される。

$$\begin{aligned} W &= \max[10.0, 0.53 \times R_{up}^{0.75}] \\ B &= \max[1.0, 0.14 \times R_{up}^{0.40}] \end{aligned} \quad 3-1$$

基礎方程式としては St. Venant 運動方程式を簡略化した局所慣性方程式を用いる。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial}{\partial x} (h + Z) + \frac{gn^2|Q|Q}{r^{\frac{4}{3}}A} = 0 \quad 3-2$$

ただし、A:河道断面面積[m²]、h:水深[m]、r:径深[m]である。上式から河川流量は式 3-3 により計算される。

$$Q^{t+\Delta t} = \frac{Q^t + \Delta t g A S}{1 + \frac{\Delta t g n^2 |Q^t|}{r^{\frac{4}{3}} A}} \quad 3-3$$

また、グリッド *i* における総貯水量の時間発展は下記の式 3-4 により計算される。

$$S_i^{t+\Delta t} = S_i^t + \sum_k^{upstream} Q_k^t \Delta t - Q_i^t \Delta t + A_{c_i} R_{oi}^t \Delta t \quad 3-4$$

ただし、*k*:該当グリッド *i* の上流に位置するグリッドである。

総貯水量 *S* が予報変数として計算され、その他の変数は総貯水量から診断的に計算される。氾濫開始貯水量 *S_{ini}* (=BLW) を *S* が下回る場合、式 3-5 を用いる。

$$\begin{aligned} S_r &= S \\ D_r &= \frac{S_r}{WL} \\ S_f &= 0 \\ D_f &= 0 \\ A_f &= 0 \end{aligned} \quad 3-5$$

S が *S_{ini}* を上回る場合、式 3-6 を用いる。

$$\begin{aligned} S_r &= S - S_f \\ D_r &= \frac{S_r}{WL} \\ S_f &= \int_0^{A_f} (D_r - D(A)) dA \\ D_f &= D_r - B \\ A_f &= D^{-1}(D_f) \end{aligned} \quad 3-6$$

3.1.3. カプラーJcup

Jcup[Arakawa et al., 2011]は ILS を構成するサブモデル及び I/O モジュール間の通信管理と格子変換を担う。Jcup を利用することで従来モデルによる時間積分で最も計算時間を要するファイルの読み書きの機能を I/O モジュールに担わせることができたため、大幅な計算時間の削減が可能となった。それぞれのモデルの格子の対応関係をマッピングテーブルとして用意することで Jcup 内部にて格子変換がおこなわれ、ニーズに沿った柔軟なモデル結合が可能となる。

3.2. 全球土砂動態モデル

3.2.1. 全体構想

図 3-3 に土砂動態モデルの模式図を示す。

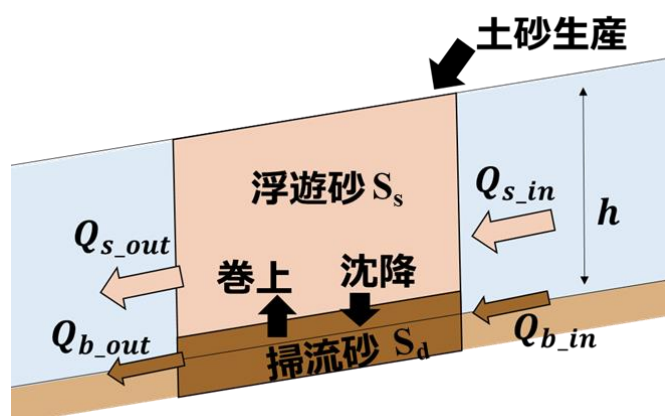


図 3-3 土砂動態モデルの模式図

土砂輸送形態として河床から巻き上げられ流体とともに流下していく「浮遊砂」と河床付近で滑動や転動しながら流下していく「掃流砂」の 2 種類を考える。浮遊砂、掃流砂それぞれの流下方向の輸送量に加えて陸面における土砂生産量、浮遊砂の沈降量及び掃流砂の巻上量によって土砂貯留量は変化するものとする。CaMa-Flood は水位差によって流量が上流へと逆流する場合もあるが、逆流する場合には土砂輸送は起こらないとした。グリッド i における浮遊砂、掃流砂それぞれの貯留量の時間発展は式 3-7、3-8 によって計算する。

$$S_{si}^{t+\Delta t} = S_{si}^t + \sum_k^{upstream} Q_{sk}^t \Delta t - Q_{si}^t \Delta t + ssp_i^t \Delta t - pcp_i^t \Delta t + yld_i^t \Delta t \quad 3-7$$

$$S_{di}^{t+\Delta t} = S_{di}^t + \sum_k^{upstream} Q_{bk}^t \Delta t - Q_{bi}^t \Delta t + pcp_i^t \Delta t - ssp_i^t \Delta t \quad 3-8$$

次節からそれぞれの物理過程で採用した式および仮定について述べる。

3.2.2. 土砂生産過程

土砂生産過程では土砂生産量を降水量と斜面勾配の関数と仮定して計算した[砂田&長谷川, 1994]。

$$V = \beta \theta^2 r^2 \quad 3-9$$

ただし、 V :土砂生産量[m³/km²/hr]、 θ :斜面勾配[度]、 r :降水量[mm/hr]、 β :定数である。

斜面勾配は隣接する 8 グリッドとの勾配を平均したものとし、既往研究に基づいて定数 β は 0.01 を採用する[砂田ら, 1999]。また、生産された土砂はすべて河道内に流入するものとして扱う。

3.2.3. 浮遊砂輸送過程

式 3-10 では浮遊砂の輸送は移流によってもたらされることを示している。

$$q_s = \int_a^h C_s \cdot v dz \quad 3-10$$

ただし、 q_s :単位時間、単位幅あたりに流下する浮遊砂輸送量[m³/s]、 C_s :浮遊砂濃度[m³/m³]である。ここでグリッドにおける流速平均、浮遊砂濃度を流下断面において鉛直分布が一様であると仮定すると、

$$q_s = C \bar{v} h \quad 3-11$$

となる。ただし、 C :鉛直方向に一様な土砂濃度[m³/m³]、 \bar{v} :平均流速[m/s]、 h :水深[m]である。ここで河道内の土砂は均一濃度で浮遊していると仮定して各グリッドにおける土砂濃度 C は式 3-12 で与える。

$$C = \frac{S_s}{S} \quad 3-12$$

河道幅を用いて単位時間あたりに流下する河川流量は式 3-13 と計算されるため、単位時間あたりに流下する浮遊砂輸送量は式 3-14 によって求められる。

$$Q = \bar{v} h B \quad 3-13$$

$$Q_s = C Q \quad 3-14$$

3.2.4. 掃流砂輸送過程

掃流砂の輸送過程では芦田・道上の式[芦田&道上, 1972]を採用した。以下に詳細を記す。

芦田・道上の式では以下の 2 つの仮説を立てている。

- a. 全せん断応力 τ は

$$\tau = \tau_G + \tau_F \quad 3-15$$

で表される。ただし、 τ_G は粒子の衝突によって生じるせん断応力、 τ_F は流体自身のせん

断応力である。

- b. 流体中の粒子の衝突によって鉛直応力 σ_G が生じ、以下が成立する。

$$\tau_G = \sigma_G \mu_f \quad 3-16$$

ただし、 μ_f は粒子の動摩擦係数である。

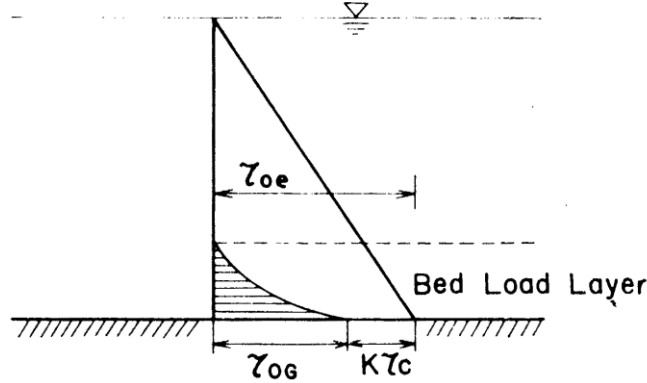


図 3-4 せん断応力の説明図 (芦田・道上 [1972] 図 1)

図 3-4 のように、有効せん断応力が流砂と流体にそれぞれ伝達され、かつ流砂濃度が平衡している状態では河床面から新たに砂粒は補給されないので、流体に伝達される河床面でのせん断応力は砂粒の限界掃流力にほぼ近い値に保持されていると考え、河床面における有効せん断応力は

$$\tau_{0e} = \tau_{0G} + K\tau_c \quad 3-17$$

と表す。ただし、 τ_{0e} は有効せん断応力、 τ_{0G} は流砂自身の衝突や流砂と河床面との衝突によって生じる河床面でのせん断応力、 K は 1 に近い比例定数、 τ_c は限界掃流力である。式 3-16 から

$$\tau_{0G} = V(\rho_s - \rho)g \cos \theta_b \mu_f \quad 3-18$$

とかける。ただし、 V は単位面積あたりの流砂の体積、 θ_b は河床の水平面からの傾きである。単位幅掃流砂輸送量 q_b は流砂濃度と砂粒の移動速度の積の積分で表されるため、

$$q_b = \int_0^{H'_s} C v_s dz \quad 3-19$$

$$\equiv V \bar{v}_s \quad 3-20$$

とかける。ただし、 H'_s は流砂の存在する高さ、 C は河床から z の高さの流砂濃度であり、式 3-20 が成り立つ \bar{v}_s が砂粒の平均移動速度である。対象としている流れは緩勾配流れであるとする、 $\cos \theta_b = 1$ として、式 3-17 と式 3-18 と合わせて

$$q_b = \frac{\tau_{0e} - K\tau_c}{(\rho_s - \rho)g\mu_f} \bar{v}_s \quad 3-21$$

を得る。

次に、移動している砂粒の平均移動速度は、砂粒に働く効力と摩擦抵抗のつり合いから、

$$\frac{1}{2}\rho C_D(u_b - \bar{v}_s)^2 \frac{\pi d^2}{4} - (\rho_s - \rho)g \frac{\pi d^3}{6} \mu_f = 0 \quad 3-22$$

であり、

$$u_b - \bar{v}_s = \sqrt{\frac{4}{3} C_D s g d \mu_f} \quad 3-23$$

が得られる。ただし、 C_D は抗力係数、 u_b は河床面から粒径オーダーの高さの流速である。 $\bar{v}_s = 0$ のときの u_b の値を砂の移動限界流速 u_c とすると、式 3-23 は

$$\frac{\bar{v}_s}{u_b} = 1 - \frac{u_c}{u_b} \equiv 1 - \frac{u_{*c}}{u_{*e}} \quad 3-24$$

と変形される。ただし、 u_{*c} は砂礫の移動限界摩擦速度、 u_{*e} は有効摩擦速度である。ここで、 $u_b = \beta u_{*e}$ として、式 3-24 を式 3-21 に代入すると、

$$q_b = \frac{\tau_{0e} - K \tau_c}{(\rho_s - \rho) g \mu_f} \beta u_{*e} \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_{*e}}\right) \quad 3-25$$

と表される。さらに、 $K = 1$ として、無次元量を用いて整理すると、 $\tau_{0e} = \rho u_{*e}^2$ 、 $\tau_c = \rho u_{*c}^2$ 、 $\tau_{*e} = \frac{u_{*e}^2}{sgd}$ 、 $\tau_{*c} = \frac{u_{*c}^2}{sgd}$ より

$$\begin{aligned} \Phi_b &= \frac{q_b}{\sqrt{sgd^3}} \\ &= \frac{\beta}{\mu_f} \frac{\tau_{0e} - \tau_c}{\rho \sqrt{(sgd)^3}} u_{*e} \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_{*e}}\right) \\ &= \frac{\beta}{\mu_f} \frac{u_{*e}^2 - u_{*c}^2}{sgd} \tau_{*e}^{\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_{*e}}\right) \\ &= \frac{\beta}{\mu_f} \tau_{*e}^{\frac{3}{2}} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_{*e}}\right) \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_{*e}}\right) \end{aligned} \quad 3-26$$

を得る。さらに Gilbert & Murphy [1914]、佐藤ら [1957]による実験結果から $\frac{\beta}{\mu_f} = 17$ 、 $\left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_{*e}}\right) = \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)$ と修正すると、

$$q_b = 17 \sqrt{sgd^3} \tau_{*e}^{\frac{3}{2}} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right) \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_*}\right) \quad 3-27$$

を得られる。ただし、 u_* は摩擦速度、 $\tau_* = \frac{u_*^2}{sgd}$ である。

3.2.5. 沈降量

沈降量の計算には Rubey の実験式[Rubey, 1933]を採用した。Rubey の実験式とは Stokes 式と

Impact 式の組み合わせである。以下に詳細を記す。

Stokes 式では流体中の球体粒子に働く抵抗力 F_s 、浮力 F_b 、重力 F_g が釣り合うことを仮定して終端速度を求める。

$$F_s = 6\pi r\eta v \quad 3-28$$

$$F_b = \frac{4\pi r^3}{3} \rho g \quad 3-29$$

$$F_g = \frac{4\pi r^3}{3} \rho_s g \quad 3-30$$

ただし、 r :粒子の半径[m]、 η :流体の粘度[Pa・s]、 v :終端速度[m/s]である。ここで粒子に働く力は釣り合っているとすると式 3-31 より、終端速度は式 3-32 となる。

$$F_s + F_b = F_g \quad 3-31$$

$$v_s = \frac{2}{9} g \frac{\rho_s - \rho}{\eta} r^2 \quad 3-32$$

Stokes 式は流体の抵抗は粘性で決まるという制約が当てはまる粒径の小さな粒子にのみあてはめることが可能である。

Impact 式では、流体中の球体粒子に働く運動量 F_i 、浮力 F_b 、重力 F_g が釣り合うことを仮定して終端速度を式 3-34 より求める。

$$F_i = \pi r^2 v^2 \rho \quad 3-33$$

$$v_i = \sqrt{\frac{4}{3} g \frac{\rho_s - \rho}{\rho_f} r} \quad 3-34$$

Impact 式では粘性を無視しているため、それを無視できるほど粒径の大きな粒子に適用できる。

Rubey の実験式では粒子に働く力すべてが釣り合っていると仮定して沈降速度 w_f を計算する。

$$F_s + F_i + F_b = F_g \quad 3-35$$

$$w_f = \frac{\sqrt{\frac{4}{3} g \rho (\rho_s - \rho) r^3 + 9\eta^2 - 3\eta}}{\rho r} \quad 3-36$$

$$= \sqrt{\frac{2}{3} sgd + \frac{36v^2}{d^2} - \frac{6v}{d}}$$

ただし、 ν :動粘性係数($=\frac{\eta}{\rho}$)である。Rubey の実験式から算定された沈降速度より、沈降量[m³/s]は式 3-37 で表される。

$$pcp = w_f CA_r \quad 3-37$$

3.2.6. 巻上量

河床からの巻上の計算には板倉の式[板倉, 1984]を採用した。以下に詳細を記す。

河床は均一の粒子で構成されていると仮定する。粒子に働く重力 G と流体力 F により式 3-40 と表せる。

$$F = \varphi_s \rho d^2 u_*^2 \quad 3-38$$

$$G = (\rho_s - \rho) g \frac{\pi}{6} d^3 \quad 3-39$$

$$(F - G)t_* = mv_0 = \rho_s \frac{\pi}{6} d^3 v_0 \quad 3-40$$

ただし、 t_* : 粒子に揚力が作用する作用時間、 m : 粒子の質量、 v_0 : 粒子が河床から離脱する際の初速度である。

ここで河床の単位面積から単位時間に巻き上がる粒子群の体積 q_{su} は

$$q_{su} = (\text{粒子 1 個の体積}) \times (\text{露出個数}) \div (\text{置換に要する特性時間}) \quad 3-41$$

$$\text{粒子 1 個の体積} = \frac{\pi}{6} d^3 \quad 3-42$$

$$\text{露出個数} = \frac{k_1}{\frac{\pi}{4} d^2} \quad 3-43$$

$$\text{置換に要する特性時間} = k_2 \frac{d}{v_s} \quad 3-44$$

より

$$q_{su} = \frac{2 k_1}{3 k_2} v_s = K v_s \quad 3-45$$

とおける。河床は平衡状態にあると仮定すると、河床から巻き上がる粒子群の体積と河床へ沈降する粒子群の体積は等しくなるため、

$$q_{su} = q_{sd} = w_0 c_b \quad 3-46$$

である。

河床から離脱した粒子には近似的に揚力が働かなくなり、流体力に起因する沈降速度のみが作用すると仮定すると、 v_s は式 3-47 とおける。

$$v_s = v_0 - w_0 \quad 3-47$$

河床近傍の乱れの場の Yalin に準じてモデル化する。乱れの変動を一定の変動時間 \bar{t}_* をもつ不連続な変動としてとらえ、その変動の確率密度関数は連続的な乱れ変動と同一であるとする、一定の変動時間 \bar{t}_* は河床近傍の渦の寿命時間と密接な関係をもつことから、 $\sqrt{v'^2_*}$ を鉛直方向の乱れ

強度として

$$\sqrt{v'^2} \propto u_*, \text{ また } \lambda(\text{渦のスケール}) \propto d$$

より式 3-48 と仮定できる。

$$\bar{t}_* = \alpha_* \frac{d}{u_*} \quad 3-48$$

$\bar{t}_* \simeq t_*$ と近似すると、式 3-48 より初速度 v_0 は

$$v_0 = t_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g \left(\frac{F}{G} - 1 \right) \quad 3-49$$

とかけ、 F を平均値 \bar{F} で基準化すると、

$$\frac{F}{G} = \frac{F \bar{F}}{\bar{F} G} = r \frac{\bar{F}}{G} = r \varphi_s \frac{6}{\pi} \bar{t}_* \quad 3-50$$

$$\bar{t}_* = \frac{u_*^2}{sgd} \quad 3-51$$

である。ここで、変動する基準化された揚力 r は

$$r = \frac{\bar{F} + F'}{\bar{F}} = 1 + \frac{F'}{\bar{F}} = 1 + r' \quad 3-52$$

とかける。ただし r' は変動成分を表す。河床粒子が離脱する条件は $F > G$ であり、 $F = G$ に対応する基準化された揚力を $r = a$ とおくと、 $r' > a - 1$ となる時河床粒子は離脱する。 r' は平均値 0、分散 σ^2 の正規分布に従うと仮定すると、瞬時的な粒子が河床から離脱する際の初速度は下式となる。

$$\begin{aligned} v_0 &= t_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g \left(r \varphi_s \frac{\bar{t}_*}{\frac{\pi}{6}} - 1 \right) \\ &= t_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g \left\{ (1 + r') \frac{\bar{t}_*}{B_* \eta_0} - 1 \right\} \end{aligned} \quad 3-53$$

ここに、

$$B_* = \frac{\pi}{6} \frac{1}{\eta_0 \varphi_s} \quad 3-54$$

$$\eta_0 = \sqrt{2} \sigma \quad 3-55$$

とおく。以上より初速度 v_0 の平均値 \bar{v}_0 は下式で計算される。

$$\begin{aligned} \bar{v}_0 &= \frac{\int_{a-1}^{\infty} v_0 \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{r'^2}{2\sigma^2}\right) dr'}{\int_{a-1}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{r'^2}{2\sigma^2}\right) dr'} \\ &= t_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g \left\{ \frac{\bar{t}_* \int_{a'}^{\infty} \xi \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi}{B_* \int_{a'}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi} + \frac{B_* \eta_0}{\bar{t}_*} - 1 \right\} \end{aligned} \quad 3-56$$

ここに、

$$a' = \frac{B_*}{\bar{\tau}_*} - \frac{1}{\eta_0} \quad 3-57$$

$$\xi = \frac{r'}{\sqrt{2}\sigma} \quad 3-58$$

とおく。以上より式 3-56 について

$$\Omega = \frac{\bar{\tau}_* \int_{a'}^{\infty} \xi \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi}{B_* \int_{a'}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi} + \frac{B_* \eta_0}{\bar{\tau}_*} - 1 \quad 3-59$$

とおくと基準点濃度 c_b は

$$c_b = K \left(\frac{\bar{v}_0}{w_0} - 1 \right) = K \left(\alpha_* \frac{1}{\bar{\tau}_*} \frac{\rho}{\rho_s} \frac{u_*}{w_0} \Omega - 1 \right) \quad 3-60$$

と計算され、単位面積から単位時間に巻き上がる粒子群の体積 q_{su} は下式となる。

$$q_{su} = w_0 K \left(\alpha_* \frac{1}{\bar{\tau}_*} \frac{\rho}{\rho_s} \frac{u_*}{w_0} \Omega - 1 \right) \quad 3-61$$

よって、単位時間あたりの巻上量は式 3-62 で表される。

$$ssp = q_{su} A_r \quad 3-62$$

3.2.7. 交換層

3.2.4 項および 3.2.6 項で算定される掃流砂輸送量および巻上量は際限なく増えてしまう。そこで本研究では浮遊砂と河床が容易に交換される層を導入し、1 タイムステップで流出する掃流砂の上限值とした。交換層体積は式 3-63 で算定される。

$$S_b = \min(h_b A_r p_k, S_d) \quad 3-63$$

ただし、 h_b は交換層厚、 p_k は河床における各粒径の存在割合である。

3.2.8. 指数関数による流出土砂量の計算安定化

あるグリッドでの流出土砂量が貯留量を上回る場合、計算不安定が起きてしまう。そこで、流出土砂量はそのグリッドの貯留量に比例する[Liston et al., 1994]として計算安定化を図った。

浮遊砂の流出土砂量は浮遊砂輸送量及び沈降量の合計である。これらに関しては、3.2.3 及び 3.2.5 で流出量が貯留量に比例する形となっているため、その式を応用する。浮遊砂輸送量及び沈降量の比例定数をそれぞれ a_q 、 a_p とおくと、

$$a_q = \frac{Q}{S_r} \quad 3-64$$

$$a_p = \frac{w_f A_r}{S_r} \quad 3-65$$

より浮遊砂の流出土砂量は

$$\frac{dS_s}{dt} = -(a_q + a_p)S_s \quad 3-66$$

$$\Delta S_s = (1 - e^{-(a_q+a_p)\Delta t})S_s \quad 3-67$$

とかける。以上より流出土砂量の内訳は比例定数に比例するとして、

$$Q_s = \frac{a_q}{a_q + a_p} \frac{\Delta S_s}{\Delta t} \quad 3-68$$

$$pcp = \frac{a_p}{a_q + a_p} \frac{\Delta S_s}{\Delta t} \quad 3-69$$

と表される。

掃流砂の流出土砂量は掃流砂輸送量及び巻上量の合計である。これらに関しては、3.2.4 及び 3.2.6 では貯留量による制限が設けられていない。そこで、1 タイムステップに流出する掃流砂量を交換層分のみとし、式と式で計算される掃流砂輸送量および巻上量を掃流砂貯留量における交換層の割合分に補正した。掃流砂輸送量及び巻上量の比例定数をそれぞれ b_q 、 b_s とおくと、

$$b_q = \frac{Q_b}{S_d} \quad 3-70$$

$$b_s = \frac{ssp}{S_d} \quad 3-71$$

より掃流砂の流出土砂量は

$$\frac{dS_b}{dt} = -(b_q + b_s)S_b \quad 3-72$$

$$\Delta S_b = (1 - e^{-(b_q+b_s)\Delta t})S_b \quad 3-73$$

とかける。以上より流出土砂量の内訳は比例定数に比例するとして、

$$Q'_b = \frac{b_q}{b_q + b_s} \frac{\Delta S_b}{\Delta t} \quad 3-74$$

$$ssp' = \frac{b_s}{b_q + b_s} \frac{\Delta S_b}{\Delta t} \quad 3-75$$

と表される。

3.2.9. 流速の変動による巻上・沈降過程のレジーム移行の考慮

二瓶ら[2005]は増水期に浮遊砂濃度は鉛直方向に一様になり、その後のピーク時や減水期には河床付近の浮遊砂濃度が表層部より大きくなると指摘した。そこで本研究では流速に応じて変容する巻上・沈降過程の表現を導入した。増水期・減水期を下記のように定義した。

$$\text{増水期: } v_t \geq \frac{v_{t-1} + v_{t-2}}{2} + V$$

$$\text{減水期: } v_t < \frac{v_{t-1} + v_{t-2}}{2} + V$$

ただし、 v_t はタイムステップ t における流速、 V は定数である。

減水期には土砂濃度に鉛直濃度が生じると仮定して、指数関数を適用する。鉛直方向に平均した土砂濃度を C とすると、河床付近の土砂濃度 C_b は式 3-76 で算定できる。

$$C_b = \frac{6Z}{1 - e^{-6Z}} C \quad 3-76$$

$$Z = \frac{w_f}{\kappa u_*} \quad 3-77$$

増水期には巻上が起こりやすいと仮定して巻上量の比例定数を

$$b_s = \alpha \frac{ssp}{S_d} \quad 3-78$$

とした。

4. 計算設定及びシミュレーション結果

4.1. 境界条件

4.1.1. 掃流砂貯留量

掃流砂貯留量の初期値は河床低下の許容上限値を意味する。全てのグリッドで一様な深さを設定してしまうと地域特性が出づらくなってしまふ。そこで、地表面から岩盤までの深さのデータ(図 4-1)を用いて初期値を算定した。モデルの陸海分布と合致しないため、岩盤までの深さが欠損値となるグリッドに関しては全グリッドの平均深さを設定した。元データが空間解像度 1km であるものをモデルの空間解像度に合わせて内挿を行い、グリッド面積を掛け合わせて掃流砂貯留量の初期値とした。

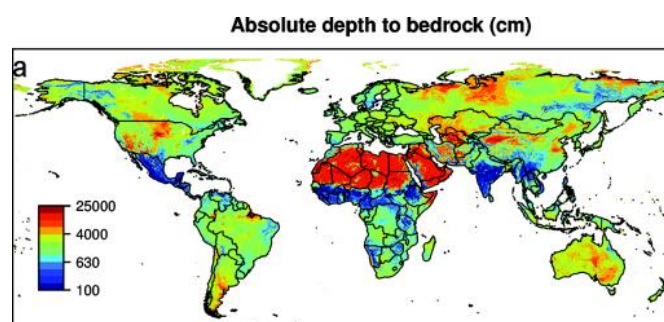


図 4-1 岩盤までの深さ[cm] (Shangguan et al.,[2017] Figure8a)

4.1.2. 粒径分布

河床や水中の土砂には様々な粒径の粒子が混在している。砂、シルト、粘土の 3 種類の代表粒径を粒子に持たせることによって混合粒径を表現した(表 4-1)。主にサハラ砂漠などのグリッドでは欠損値となっていたため、3 種類全てが均等に存在すると仮定してそれぞれの粒径の割合は 1/3 とした。これらの粒径分布を各タイムステップの土砂生産量分布及び掃流砂貯留量の初期条件として設定する。

表 4-1 粒径分布

	代表粒径[mm]	適用範囲
砂	1	0.05mm<D<2mm
シルト	0.025	0.002mm<D<0.05mm
粘土	0.001	D<0.002mm

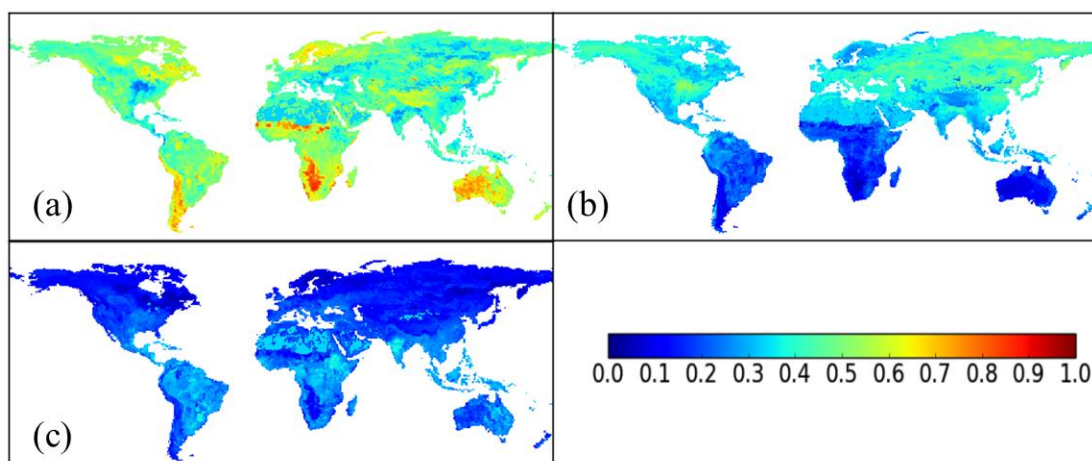


図 4-2 各粒径の存在割合
(a)砂 (b)シルト (c)粘土

4.1.3. 斜面勾配

土砂生産量を計算する式 3-9 で斜面勾配を用いている。CaMa-Flood は矩形格子でなく不規則な形状の単位集水域を採用している。そこで隣接 8 グリッドの傾斜勾配は各単位集水域の outlet ピクセルの緯度経度、標高を用いて計算した。(図 4-3)

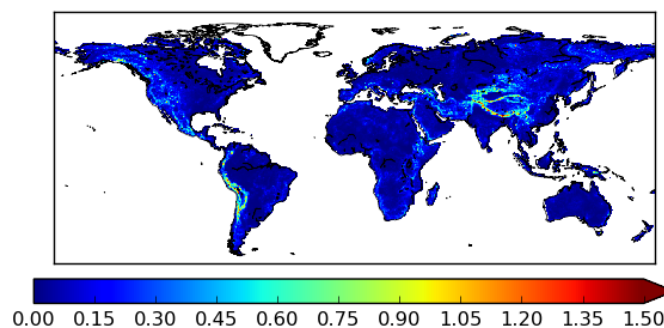


図 4-3 斜面勾配[度]

4.2. 計算設定

本研究で開発したモデルは降水量及び流出量を入力値とする。気象外力として全球再解析データ[Kim et al., 2009]を用いた。流出量は気象外力データを入力として MATSIRO に与えた結果得られたものを使用する。

入力値の空間解像度は $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ の矩形格子であり、時間解像度は1日である。土砂動態モデルの空間解像度は $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 相当の CaMa-Flood 単位集水域とした。時間解像度は CFL 条件を満たすものとし、15 分前後であった。感度実験によってタイムステップを変更する場合、CaMa-Flood の流量などの計算は変更せず、土砂動態の計算のみタイムステップを変更した。次節以降の解析

は日単位の出力値に対して行った。

計算期間は 1979-2000 年であり、そのうち最初の 2 年間はスピニアップとして、1981-2000 年の 20 年を解析期間として用いた。表 4-2 に示した 6 つのパラメータについて 4.8 節にて感度実験を行った。記載がない限り、次節以降で示すモデル推計値は CTL 実験として表 4-2 の値を採用している。

表 4-2 CTL 実験のパラメータ設定

変数名	CTL 実験	本論文の対応箇所
浮遊砂濃度	0.01	式 3-14 C
土砂生産量	0.01	式 3-9 β
タイムステップ	1	
増水・減水期閾値[m/s]	0.001	3.2.9 項 V
交換層厚さ[m]	0.00005	式 3-63 h_b
巻上量	1	式 3-78 α

4.3. 検証地点の選定

ここで、次節以降で行う検証地点の選定について述べる。全球スケールは主に観測気候値を用いて検証したため、データが存在する場合すべてを用いた。流量など河道内の水理レジームを用いて土砂動態を表現しているため、これらの再現性が高いことは土砂動態をよく再現するために必須である。そこで、流量の再現性が高い地点をピックアップして検証を行った。

流量の検証には Global Runoff Data Centre (以下 GRDC とする) のデータを用いた[“Global Runoff Data Centre”]。GRDC は日単位で世界中の流量観測データを集めたデータベースであり、合計 1119 地点の観測所のデータを入手した。再現性に関する指標としては式 4-1 から計算される Nash-Sutcliffe Efficiency (以下 NS とする)、Root Mean Square Error (以下 RMSE とする)、相関係数 (以下 R とする) および誤差率 PB を用いた。

$$\begin{aligned}
 NS &= 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2} \\
 RMSE &= \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \\
 R &= \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}}) (y_i - \bar{y}_i)}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2}} \\
 PB &= \frac{\sum y_i - \sum \hat{y}_i}{\sum \hat{y}_i} \times 100
 \end{aligned}
 \tag{4-1}$$

ただし、 y_i はモデル推計値、 \bar{y}_i はモデル推計値の平均値、 \hat{y}_i は観測値、 $\bar{\hat{y}}_i$ は観測値の平均値、 N はサンプル数である。

以下の条件をもとに検証地点の候補を選定した。

- 1981～2000年のうち河川流量の有効なデータが365サンプル以上ある
- $NS > 0$ である

これらの条件を満たす流量観測所は計233地点であった。それらの空間分布を図4-4に示す。

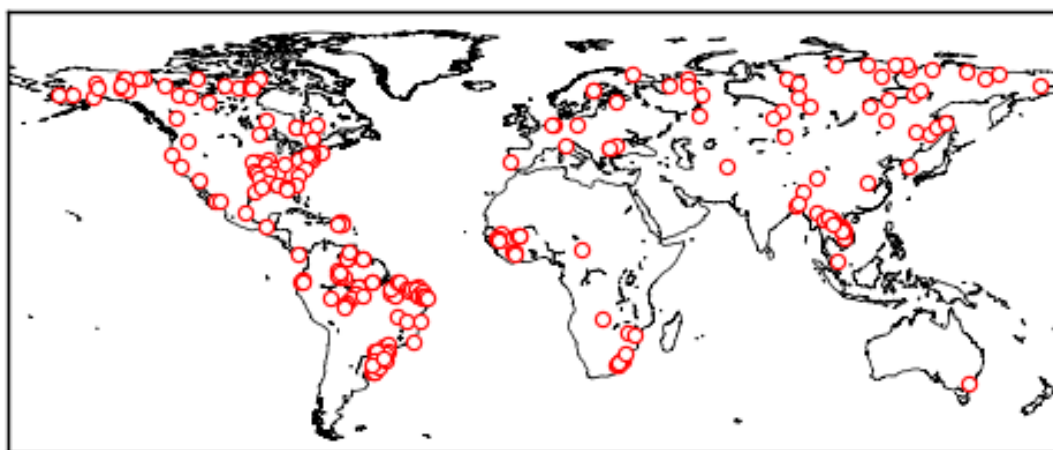


図4-4 モデルによる流量再現性の高い観測地点

選定された検証地点の候補を土砂観測地点と照らし合わせ、さらに以下の条件を適用して土砂動態の地域スケールでの検証地点とした。

- 上流面積が10,000km²以上ある
- 流量と土砂の有効な観測データがともに存在する期間がある
- 1981～2000年のうち土砂の有効な観測データが12サンプル以上ある

これらすべての条件を満たす地点は計41地点あった(表4-3)。また、観測地点の空間分布を図4-5に示す。表4-3には選定された土砂の観測所と対応するGRDCまたは水文水質データベースの観測所名、モデル推計値の年平均流量 $Q_{sim}[m^3/s]$ 、観測値の年平均流量 $Q_{obs}[m^3/s]$ 、NS係数(NSE)および相関係数(R)が記載されている。図4-5は選定された土砂観測所の空間分布を示している。それぞれの丸の枠線の色は図2-1と対応している。各観測所の詳細な緒元情報はAppendix A.を参照されたい。検証地点における月平均流量の時系列変動はAppendix B. 検証地点の平均月流量を参照されたい。

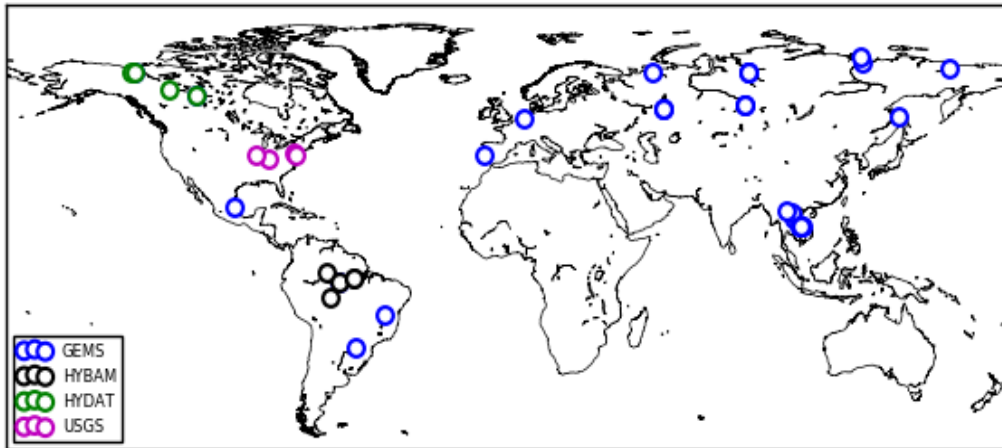


図 4-5 検証地点

表 4-3 選定された検証地点の河川流量の再現性

データ元	土砂観測所番号	流量観測所番号	Qsim [m ³ /s]	Qobs [m ³ /s]	NSE	RMSE [m ³ /s]	R
GEMS	BRA00018	3621000	80511	100327	0.01	27126	0.75
GEMS	BRA00055	3651805	1384	2050	0.16	1470	0.77
GEMS	BRA00090	3664160	2046	1939	0.31	1749	0.69
GEMS	CAN00001	4208025	9371	8989	0.70	3591	0.85
GEMS	CAN00005	4208400	2890	3355	0.04	1275	0.82
GEMS	LAO00001	2469260	7750	9175	0.83	3673	0.93
GEMS	LAO00002	2469072	3788	4110	0.73	1783	0.95
GEMS	LAO00003	2469050	3447	3678	0.67	1707	0.94
GEMS	MEX00004	4358300	315	380	0.42	453	0.67
GEMS	NLD00001	6435060	2564	2359	0.46	919	0.76
GEMS	PRT00001	6113050	100	335	0.27	436	0.78
GEMS	RUS00003	6976450	936	871	0.43	819	0.8
GEMS	RUS00004	2910300	758	1025	0.81	640	0.92
GEMS	RUS00009	2906901	11802	11771	0.64	5698	0.8
GEMS	RUS00010	2909150	15919	19041	0.36	18287	0.65
GEMS	RUS00012	6970700	5178	4696	0.09	6096	0.45
GEMS	RUS00017	2998510	2925	3108	0.51	3455	0.73
GEMS	RUS00018	2903420	15523	17325	0.45	17461	0.7
GEMS	RUS00028	2903430	15504	15881	0.51	14598	0.75
GEMS	RUS00030	6976450	936	871	0.43	819	0.8
GEMS	RUS00031	2910300	758	1025	0.81	640	0.92

GEMS	RUS00033	2909150	15919	19041	0.36	18287	0.65
GEMS	RUS00038	6976450	936	871	0.43	819	0.8
GEMS	RUS00039	2910300	758	1025	0.81	640	0.92
GEMS	RUS00041	2909150	15919	19041	0.36	18287	0.65
GEMS	THA00005	2969200	359	578	0.26	649	0.59
GEMS	THA00008	2969010	1988	2562	0.64	1149	0.91
GEMS	THA00010	2969101	7287	9310	0.84	3588	0.94
GEMS	THA00021	2969220	359	753	0.09	847	0.54
HYBAM	14420000	3618051	17564	17594	0.67	4131	0.82
HYBAM	14100000	3621000	80511	100327	0.01	27126	0.75
HYBAM	15400000	3627040	22211	19697	0.70	6403	0.9
HYBAM	17050001	3629000	160730	167060	0.88	15981	0.95
HYBAM	17050001	3629001	163326	176806	0.84	21545	0.95
HYDAT	10ED002	4208005	7631	6881	0.44	3275	0.7
HYDAT	10MC002	4208040	567	685	0.27	843	0.77
HYDAT	07NB001	4208400	2890	3355	0.04	1275	0.82
USGS	3294500	4123300	2890	3320	0.52	2154	0.74
USGS	1570500	4147700	960	947	0.53	768	0.81
USGS	1578310	4147703	1001	1089	0.60	787	0.79
USGS	5586100	4119400	733	732	0.38	449	0.67

4.4. Amazon 川流域

Amazon 川の Obidos 観測所では相関係数が 0.71 であり季節変動はよく再現できているが、観測値ではピークが鋭く立っており、逆にモデル推計値は変動幅が小さくなっているため、NS 係数も小さい値となっている。HYBAM によって Amazon 川流域内に複数観測が行われており(図 4-6)、図 4-7 で観測地のうち最も上流面積の小さい(a)Serrinha から最も上流面積の大きい(d)Obidos に向けて観測値とモデル推計値を比較した。(a)~(d)の地点における年平均浮遊砂輸送量のモデル推計値はそれぞれ約 86,000ton/dy、195,000ton/dy、726,000ton/dy、1,284,000ton/dy であり、(b)の Porto Velho のみ 75%が過小評価、(a),(c),(d)はそれぞれ 751%、10%、26%の過大評価を示した。これら 4 地点の中で最上流である Serrinha は大幅に過大評価しているが、観測値も非常に不規則な挙動を示している(図 4-8)。この地点に関してはさらに観測値の不確実性も含めて調査する必要がある。Porto Velho は大きく過小評価しているため NS 値は負となっているが、振幅は非常に小さいが季節変動は観測値とよく合うことが相関係数からも分かる。Manacapuru では振幅の幅やピーク前の小さな立ち上がりも捉えられているが、その後観測値ほど速やかに減少しない。観測地点の中で最下流の Obidos でも Manacapuru と同様の傾向を示していることが分かる。

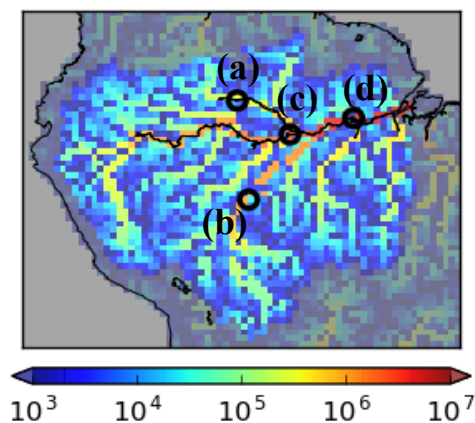


図 4-6 Amazon 川流域の観測地点

(a)Serrinha、(b)Porto Velho、(c)Manacapuru、(d)Obidos

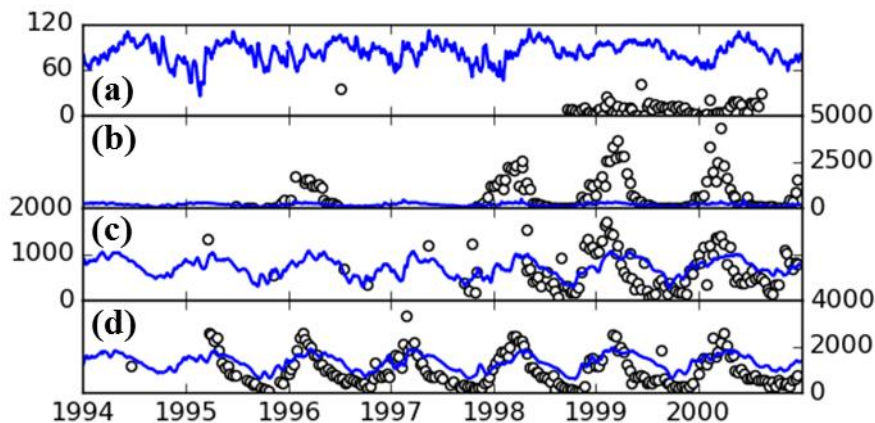


図 4-7 Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10^3ton/dy]

(a)Serrinha、(b)Porto Velho、(c)Manacapuru、(d)Obidos

黒丸:観測値、青線:モデル推計値

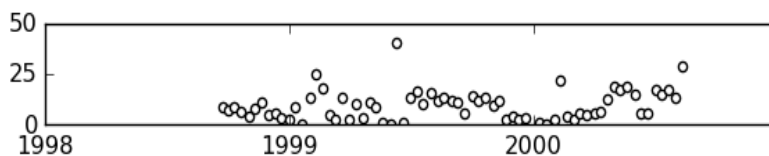


図 4-8 Serrinha における浮遊砂輸送量の観測値[10^3ton/dy]

次に、年間浮遊砂輸送量のうち各月が占める割合を比較した(図 4-9)。図 4-7 と同様、上から順に Serrinha、Porto Velho、Manacapuru、Obidos であり、左側が観測、右側がモデル推計値によるものである。色が各月を表し、それらが年間浮遊砂輸送量を 1 としたときに占める割合を示した図である。HYBAM の観測では年によっては月に 1, 2 サンプル程度しかデータがないため、それをそ

の月の代表値として割合を求めた。4 地点ともに共通する傾向として、モデル推計値では非常に緩やかな季節変動を示しており、これは図 4-7 において観測より振幅が小さくなっていることに起因している。観測では 4 地点のうち、Serrinha のみ 2 月と 7 月に 2 つのピークが見られ、他の 3 地点では 2, 3 月に一度ピークがありその後緩やかに減少し、11, 12 月でまた増加し始める傾向がある。Serrinha の 2 つのピークはモデル推計値では表現できていないが、他の 3 地点の季節変動はピークが 1, 2 か月遅れた状態で表現できている。また、Porto Velho の内訳の分布は他の 3 つと異なっており、観測・モデル推計値ともに年間量の半分以上が 4 月までに占められていることが分かる。観測の方がこの傾向は顕著であり、4 月までで年間浮遊砂輸送量の 8 割近くを占めている。河川流量の内訳も同様の傾向を示すが、4 月までの河川流量は約 5 割程度である。Porto Velho が位置する Madeira 川では 2~4 月が主な氾濫期であり、他の 3 地点と比べて流量の変動も激しいことが分かる。Serrinha と Porto Velho では Manacapuru と Obidos と比べて年間の河川流量が小さい。そのため、低水時では土砂を運ぶ能力が低くなってしまう。Porto Velho はアンデス山脈が上流にあり、洪水時には大量の土砂が流入するため、供給量が多くなり Serrinha と比べると増水時に多くの土砂が輸送されていると考えられる。また、1999 年には Porto Velho の上流にある Beni 川で大規模な洪水があったため、土砂流入量が増え相対的にピーク時の輸送量も大きくなっている[Gautier et al., 2007]。モデル推計値では十分な土砂供給量がないため、観測値と比べて大きく過小評価していると考えられる。

本モデルでは掃流砂の貯留量変動によって河床変動の様子を表現している。図 4-10 は解析期間における Amazon 川流域の年平均河床高のトレンドを示している。Amazon 川流域とされるグリッドのうち約 89%では河床低下、約 11%では河床上昇のトレンドがある。Amazon 川流域で平均すると約 8mm/yr の河床上昇のトレンドを示す結果となった。ここで河床上昇が起こると推定されている箇所はほとんどが最上流域であり、標高が高い地域である。3.2.2 節で示したように、土砂生産量は勾配に大きく影響され、標高が高い地域では多くの土砂が生産される傾向にある。Amazon 川の上流域では勾配が大きい上に年間降水量も多いため、土砂が多く生産され河道内に流入するがその分の浮遊砂の流下能力が不足しており沈降する結果として多くの土砂堆積が生じている。

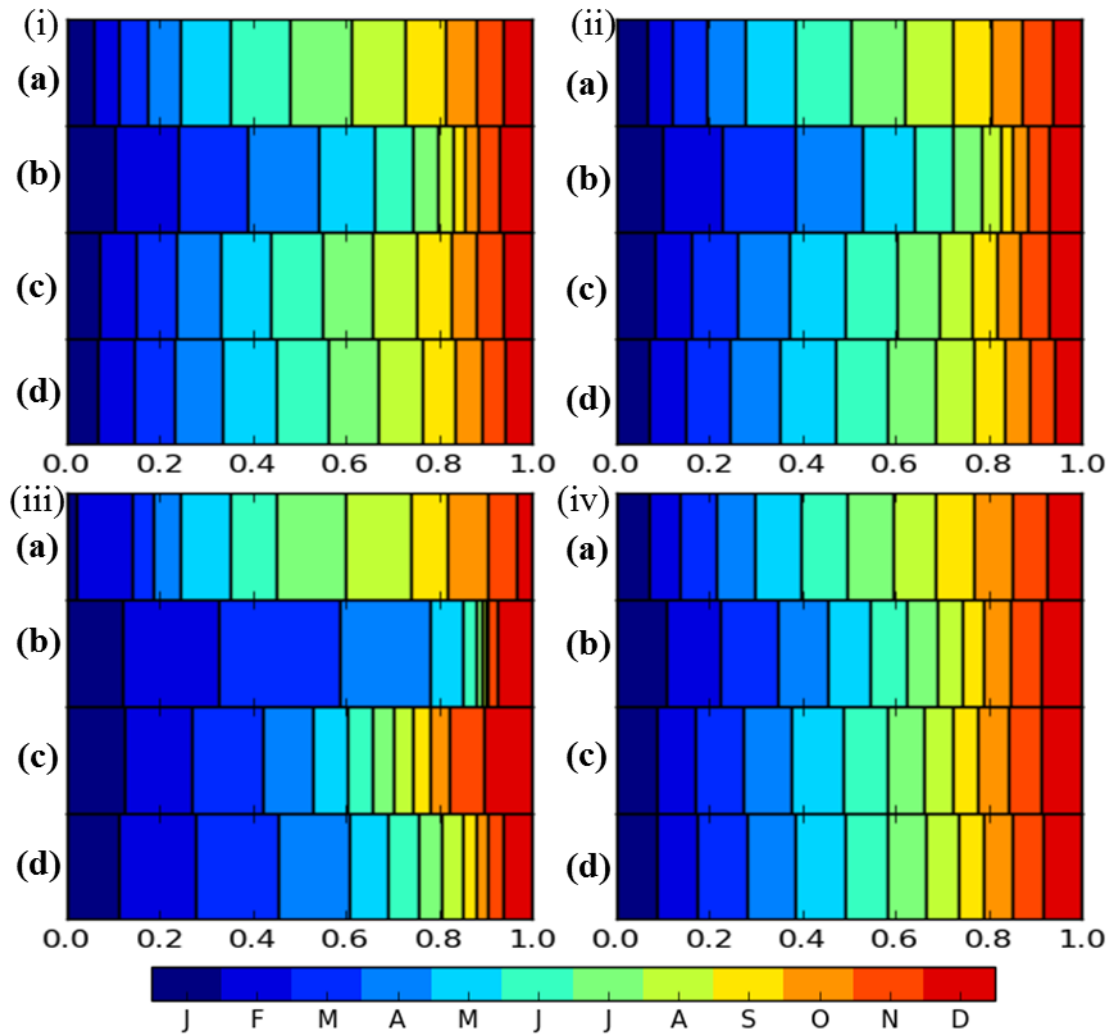


図 4-9 流量および年間浮遊砂輸送量の月ごとの内訳

(i)流量観測、(ii)流量モデル推計、(iii)浮遊砂輸送量観測、(iv)浮遊砂輸送量モデル推計
 (a)Serrinha、(b) Porto Velho、(c)Manacapuru、(d)Obidos

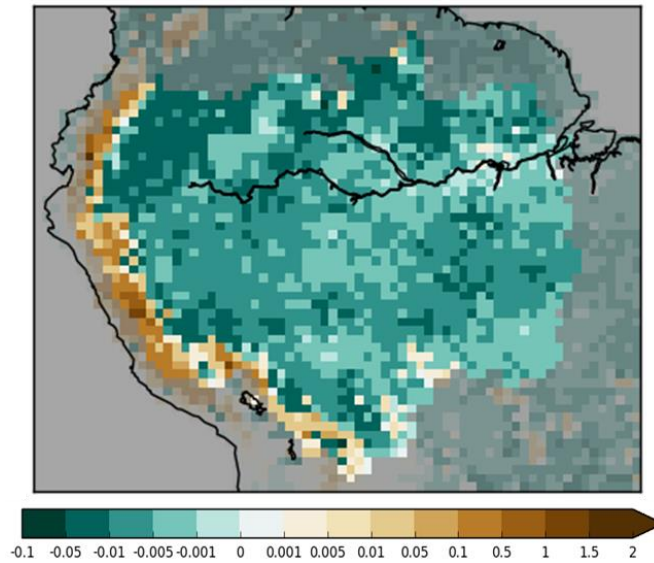


図 4-10 Amazon 川流域における年平均河床高のトレンド[m/yr]

4.5. Mekong 川流域

Mekong 川の Pakse 観測所ではピーク値を大幅に過小評価しているものの、相関係数が 0.54 であり季節変動はよく再現できている。NS 係数は 0.20 であった。Mekong 川流域は GEMS による複数の観測データがあり(図 4-11)、図 4-12 で流域内の観測地のうち上流面積が最も小さい(a)Ubon から最も上流面積が大きい(f)Pakse に向けて観測値とモデル推計値を比較した。(a)~(f)の地点における年平均浮遊砂輸送量のモデル推計値はそれぞれ約 1,000ton/dy、67,000ton/dy、126,000ton/dy、180,000ton/dy、195,000ton/dy、209,000ton/dy であり、すべての地点で観測値と比べて 10~70%過小評価している。Mekong 川流域では全体的にピーク値を過小評価して季節変動は比較的表現できているが、Ubon ではピークが観測と比べて遅れている。これは河川流量のモデル推計値が観測と比べて同様にピークがずれていることに起因する。Mekong 川流域内の計 6 観測地点のうち Khong Chiam で最も再現性が高いことがわかった。NS は 0.39、相関係数は 0.68 である。通常は Amazon 川のように下流側にあるグリッドで再現性が高くなることが多いが、最も下流に位置する Pakse の NS が 0.20、相関係数が 0.54 となり、Khong Chiam より再現性が低くなっていることが分かる。河道網をみると、Pakse のグリッドに流れ込む上流グリッドのうち一つが Ubon のグリッドであり、その季節変動のずれが影響していると考えられる。

次に、Mekong 川流域でも年間浮遊砂輸送量のうち各月が占める割合を比較した(図 4-13)。上から順に Ubon、Chiang Saen、Luang Prabang、Vientiane、Khong Chiam、Pakse であり、左側が観測、右側がモデル推計値によるものである。GEMS の観測でも HYBAM 同様、月に 1, 2 サンプル程度しかデータがないため、それをその月の代表値として割合を求めた。4 地点ともに共通する傾向として、モデル推計値では非常に緩やかな季節変動を示しており、これは図 4-7 において観測より振幅が小さくなっていることに起因している。Amazon 川流域では 1~4 月に年間浮遊砂輸送量

の半分以上を占めていたのに対して、Mekong 川流域では7~10月が半分以上を占めていることがわかる。モデル推計値では同様の傾向を示すが、ピーク値を大幅に過小評価することによってピーク後の減少が観測と比べて緩やかになり、7~10月以外でも5~10%程度を占める結果となった。

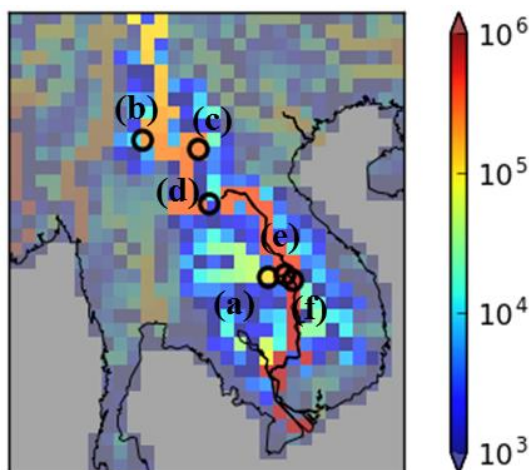


図 4-11 Mekong 川下流域の観測地点

(a)Ubon、(b)Chiang Saen、(c)Luang Prabang、(d)Vientiane、(e)Khong Chiam、(f)Pakse

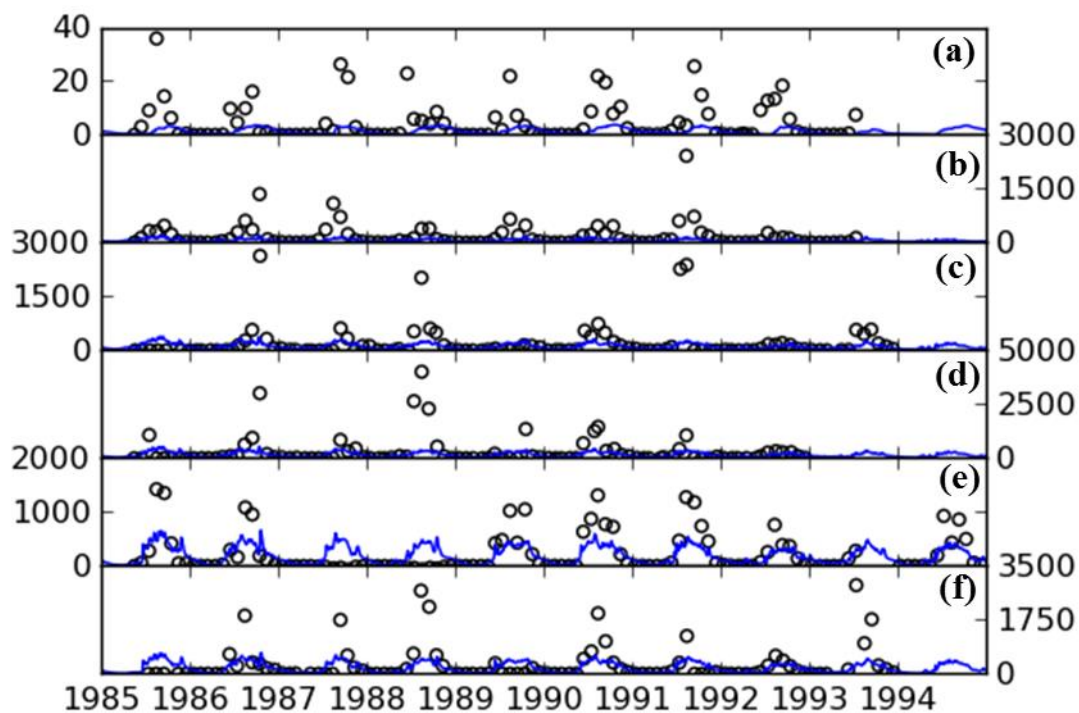


図 4-12 Mekong 川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10³ton/dy]

(a)Ubon、(b)Chiang Saen、(c)Luang Prabang、(d)Vientiane、(e)Khong Chiam、(f)Pakse

黒丸:観測値、青線:モデル推計値

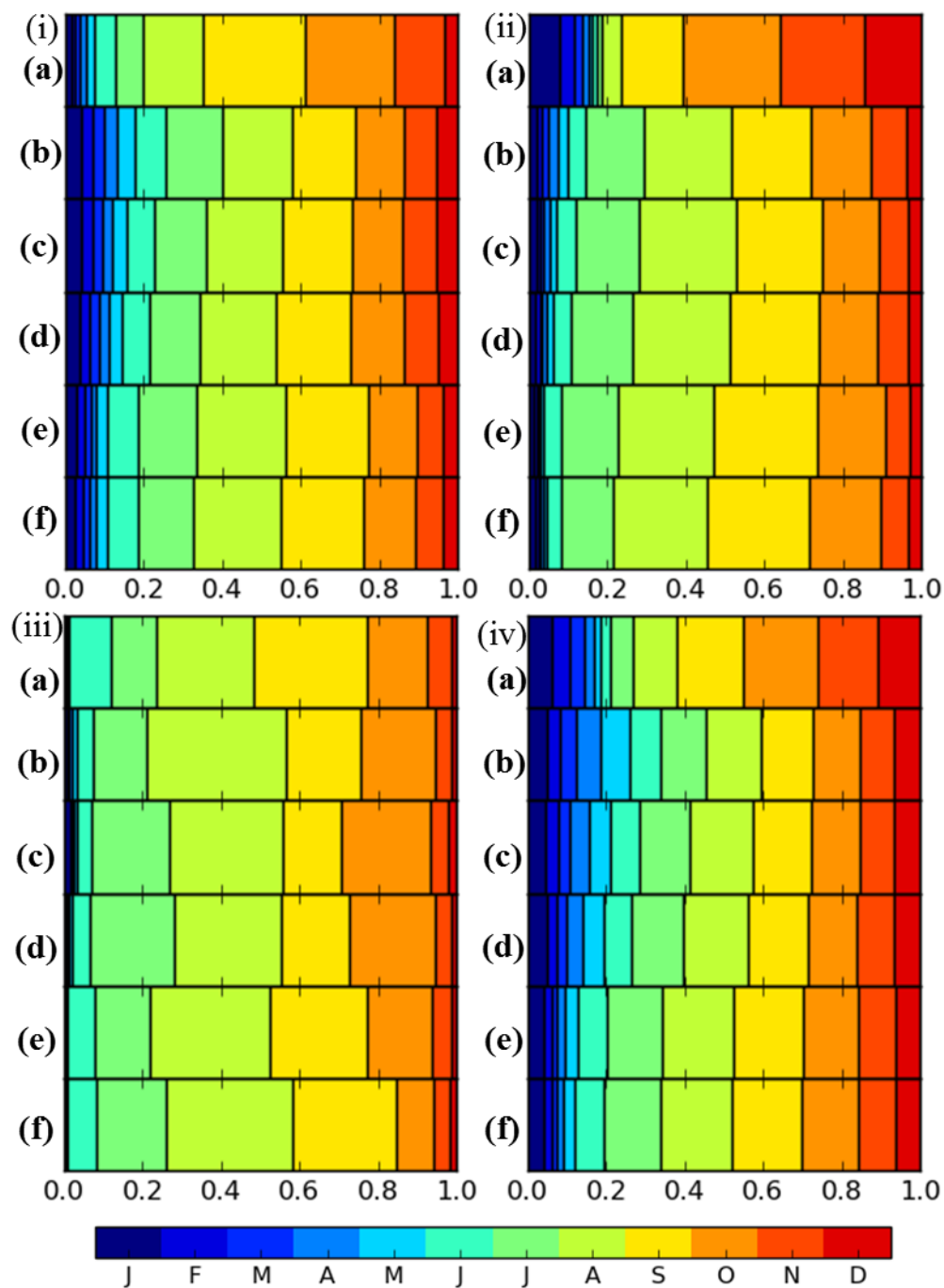


図 4-13 Mekong 川流域の年間浮遊砂輸送量の月ごとの内訳

(i)流量観測、(ii)流量モデル推計、(iii)浮遊砂輸送量観測、(iv)浮遊砂輸送量モデル推計
 (a)Ubon、(b)Chiang Saen、(c)Luang Prabang、(d)Vientiane、(e)Khong Chiam、(f)Pakse

図 4-14 は解析期間における Mekong 川流域の年平均河床高のトレンドを示している。Mekong 川流域とされるグリッドのうち約 89%では河床低下、約 11%では河床上昇が起これと推定されてい

る。Mekong 川流域全体で平均すると約 2cm/yr の土砂が河床低下のトレンドを示す結果となった。Mekong 川流域では Amazon 川流域とは対照的に上流側の標高が高い地域でより多くの河床低下が起こると推定されている。Mekong 川の上流域では Amazon 川と比較すると勾配は同程度であるが、降水量が少なく土砂生産量は数%程度であるため巻上量が沈降量を卓越し、侵食が進んだと考えられる。

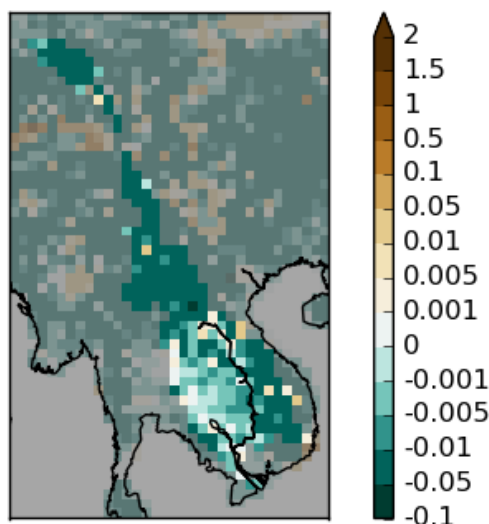


図 4-14 Mekong 川流域における年平均河床高のトレンド[m/yr]

4.6. 利根川流域

利根川流域の取手観測所では相関係数が 0.39、NS 係数は 0.07 である。季節変動は比較的再現できているものの、1989～1993 年にある通常より大きいピークを捉えられていない。利根川流域では国土交通省の水文水質データベースによる複数の観測データがあり(図 4-15)、利根川流域で流量の NS 係数が 0 以上になる観測所は 14 地点あったが、そのうち土砂の観測も行っているのは野田観測所と取手観測所の 2 地点のみであった。野田観測所、取手観測所における年平均浮遊砂輸送量のモデル推計値はそれぞれ約 200ton/dy、300ton/dy であり、2 地点とも約 40%過小評価している。野田観測所でも取手観測所と同様、平常時の季節変動は捉えられているが、通常より大きいピークは表現できていない(図 4-16)。

次に、利根川流域でも年間浮遊砂輸送量のうち各月が占める割合を比較した(図 4-17)。上段が野田観測所、下段が取手観測所であり、左側が観測、右側がモデル推計値によるものである。水文水質データベースの観測でも月に 1, 2 サンプル程度しかデータがないため、それをその月の代表値として割合を求めた。2 地点ともモデル推計値では 9 月に向けてゆるやかなピークが見えるが、観測では急激なピークが存在する。野田観測所では 4 月と 8 月に 2 つのピークがあり、取手観測所では 9 月に大きなピークがあることが分かる。

図 4-18 は解析期間における利根川流域の年平均河床高のトレンドを示している。利根川流域とされるグリッドのうち河床低下するグリッドと河床上昇が起こるグリッドの数はほぼ同数であった。変化が最も大きいのは最上流のグリッドで 4cm/yr の河床上昇のトレンドが推計された。利根川流域全体で平均すると約 5mm/yr の河床上昇のトレンドを示していた。河床上昇するグリッドの方が変動幅は大きい、上流側は各グリッドに割り当てられている単位集水域の面積も小さくなっているため、全体では河床低下する結果となった。

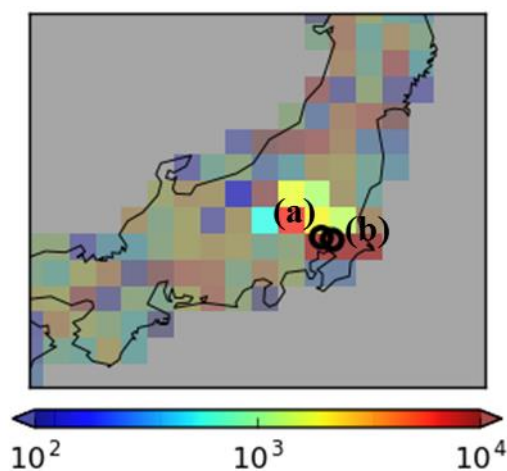


図 4-15 利根川流域の観測地点
色は上流面積[km²]
(a)野田、(b)取手

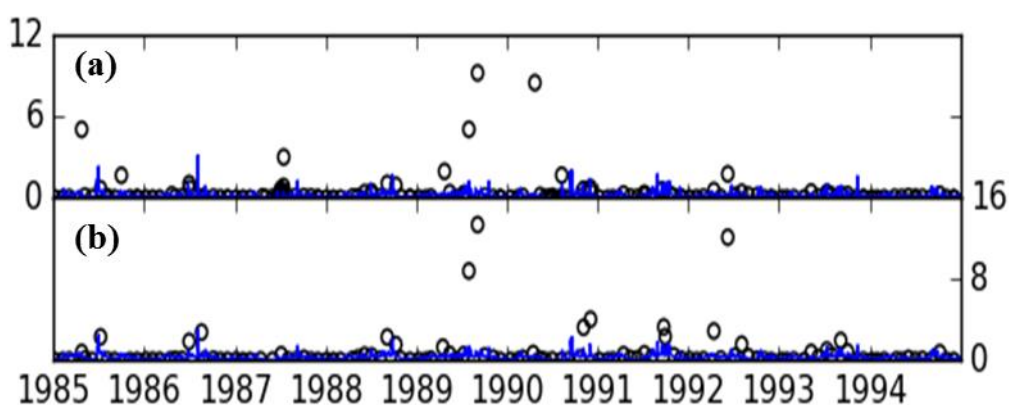


図 4-16 利根川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10³ton/dy]
(a)野田、(b)取手
黒丸:観測値、青線:モデル推計値

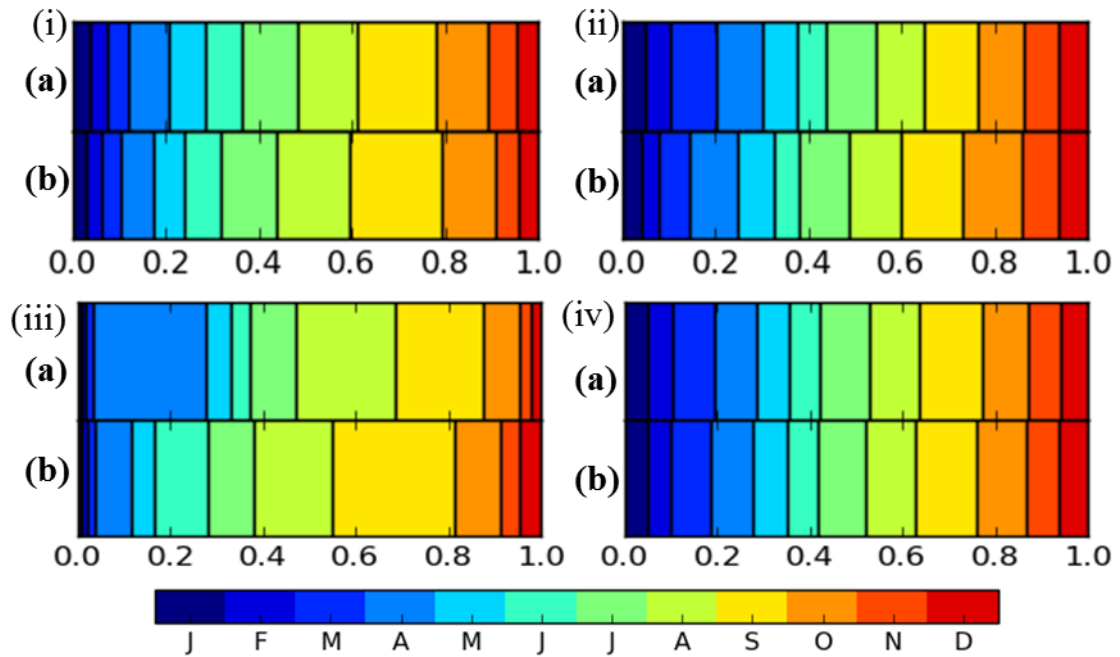


図 4-17 利根川流域の年間浮遊砂輸送量の月ごとの内訳
 (i)流量観測、(ii)流量モデル推計、(iii)浮遊砂輸送量観測、(iv)浮遊砂輸送量モデル推計
 (a)野田、(b)取手

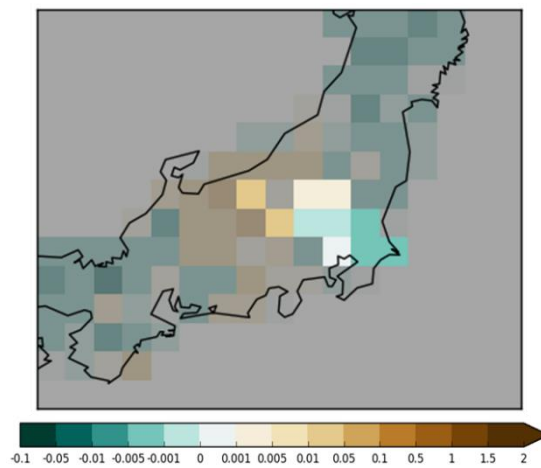


図 4-18 利根川流域における年平均河床高のトレンド[m/yr]

4.7. 全球スケール

ここでは第 2 章で収集した観測値のうち 4.3 節で選定されたものとモデル出力値の比較を地点ごとに行う。

表 4-4 は 4.3 節で選定された検証地点の再現性一覧である。選定された土砂の観測所と有効デ

ータ数、モデル推計値の年平均浮遊砂輸送量 Ssim[ton/dy]、観測値の年平均浮遊砂輸送量 Sobs[ton/dy]、NS 係数(NS)、RMSE[ton/dy]、相関係数(R)が記載されている。図 4-19 は前節までの Amazon 川流域、Mekong 川流域、利根川流域を除いた、流量の再現性が 0.5 以上の計 11 地点の流量および浮遊砂輸送量の時系列変動を示した(表 4-4 で橙色に塗られている)。上段が河川流量[10³m³/s]、下段が浮遊砂輸送量[10³ton/dy]である。それぞれの土砂観測所に対応する GRDC 観測所は表 4-3 に記している。黒丸・青線はそれぞれ観測値及びモデル出力値を示す。

選定された計 42 地点で NS 係数が 0 以上となる地点は 22 地点であった。流量の再現性が高い地点では平均浮遊砂輸送量の再現性もよく、年平均値もモデル推計値は観測値と同じオーダーで再現できている。しかし、ピーク値の大幅な過小評価が一つの要因となり NS 係数は比較的 low RMSE の値は大きい。最も NS 係数が大きい地点は RUS00039 であった。ピーク値の過小評価の原因として浮遊砂輸送量の算定に大きく影響する河川流量が観測値と比べて過小評価していることが挙げられる。図 4-19 の 10 地点からも全体の傾向として季節変動は比較的捉えられているが、ピーク値を大きく過小評価していることが分かる。例えば、Mackenzie 川の下流域に位置する CAN00001 ではピークのタイミングとその後の減少する傾向は捉えられているが、ピークの値は 1981~1985 年は大幅に過小評価している。アメリカや中国でのダム建設など人間活動による影響で土砂輸送量の減少傾向が報告されている。CAN00001 や RUS00004 のように解析期間中に急に傾向が変化する地点では外的要因による影響も考慮する必要がある。

表 4-4 浮遊砂の再現性一覧

データ元	観測所番号	データ数	Ssim [ton/dy]	Sobs [ton/dy]	NS	RMSE [ton/dy]	R
GEMS	BRA00018	14	679533	591456	0.35	264647	0.67
GEMS	BRA00055	29	7025	14205	-0.02	17214	0.44
GEMS	BRA00090	33	30050	5210	-11.24	28093	0.49
GEMS	CAN00001	73	57713	67187	0.20	113585	0.53
GEMS	CAN00005	84	14902	49937	-0.01	280668	0.06
GEMS	LAO00001	98	208917	288305	0.20	522437	0.54
GEMS	LAO00002	92	180222	295312	0.12	630044	0.52
GEMS	LAO00003	102	125621	197758	0.10	443197	0.48
GEMS	MEX00004	163	3966	5018	0.13	18766	0.42
GEMS	NLD00001	625	15936	9241	-0.02	13744	0.48
GEMS	PRT00001	79	636	234	-0.75	913	0.32
GEMS	RUS00003	48	4140	12517	0.07	26779	0.57
GEMS	RUS00004	429	4424	4780	0.22	12600	0.53
GEMS	RUS00009	36	75502	39285	-0.90	49285	0.57

GEMS	RUS00010	62	68983	4816	-160.97	78855	0.61
GEMS	RUS00012	250	5044	7825	0.12	21253	0.45
GEMS	RUS00017	223	14271	22065	0.18	80067	0.48
GEMS	RUS00018	162	112115	45087	-0.67	162006	0.46
GEMS	RUS00028	100	51368	34619	0.24	72412	0.58
GEMS	RUS00030	40	3978	20755	0.01	69112	0.62
GEMS	RUS00031	149	5308	5059	0.37	8506	0.67
GEMS	RUS00033	25	992	8253	-0.40	12279	0.43
GEMS	RUS00038	89	3403	13537	0.07	31682	0.70
GEMS	RUS00039	320	3410	2828	0.48	5031	0.71
GEMS	RUS00041	59	98834	18384	-2.63	98278	0.54
GEMS	THA00005	101	1378	4629	-0.10	7590	0.42
GEMS	THA00008	100	66914	174828	0.02	320926	0.67
GEMS	THA00010	112	194731	216111	0.39	288585	0.68
GEMS	THA00021	100	1387	8169	-0.07	22778	0.28
HYBAM	14420000	69	86437	10161	-93.21	76984	0.38
HYBAM	14100000	106	726049	661512	0.19	374511	0.46
HYBAM	15400000	139	194695	791038	-0.29	1053107	0.74
HYBAM	17050001	128	1283878	1018820	0.32	599030	0.71
HYBAM	17050001	196	1318424	995078	0.22	618489	0.69
HYDAT	10ED002	2571	18520	183284	-0.23	342395	0.61
HYDAT	10MC002	412	7438	80484	-0.12	209632	0.24
HYDAT	07NB001	1886	17446	142030	-0.12	351784	0.36
HYDAT	10LC014	1299	79819	481944	-0.35	741893	0.50
USGS	6329500	6063	1200	25163	-0.17	61831	0.24
USGS	3294500	1002	45912	70833	0.09	144181	0.49
USGS	1570500	90	5346	16158	0.07	42112	0.65
USGS	1578310	3121	5900	2133	-0.09	8232	0.41
USGS	5586100	7305	1183	14753	-0.34	26430	0.33

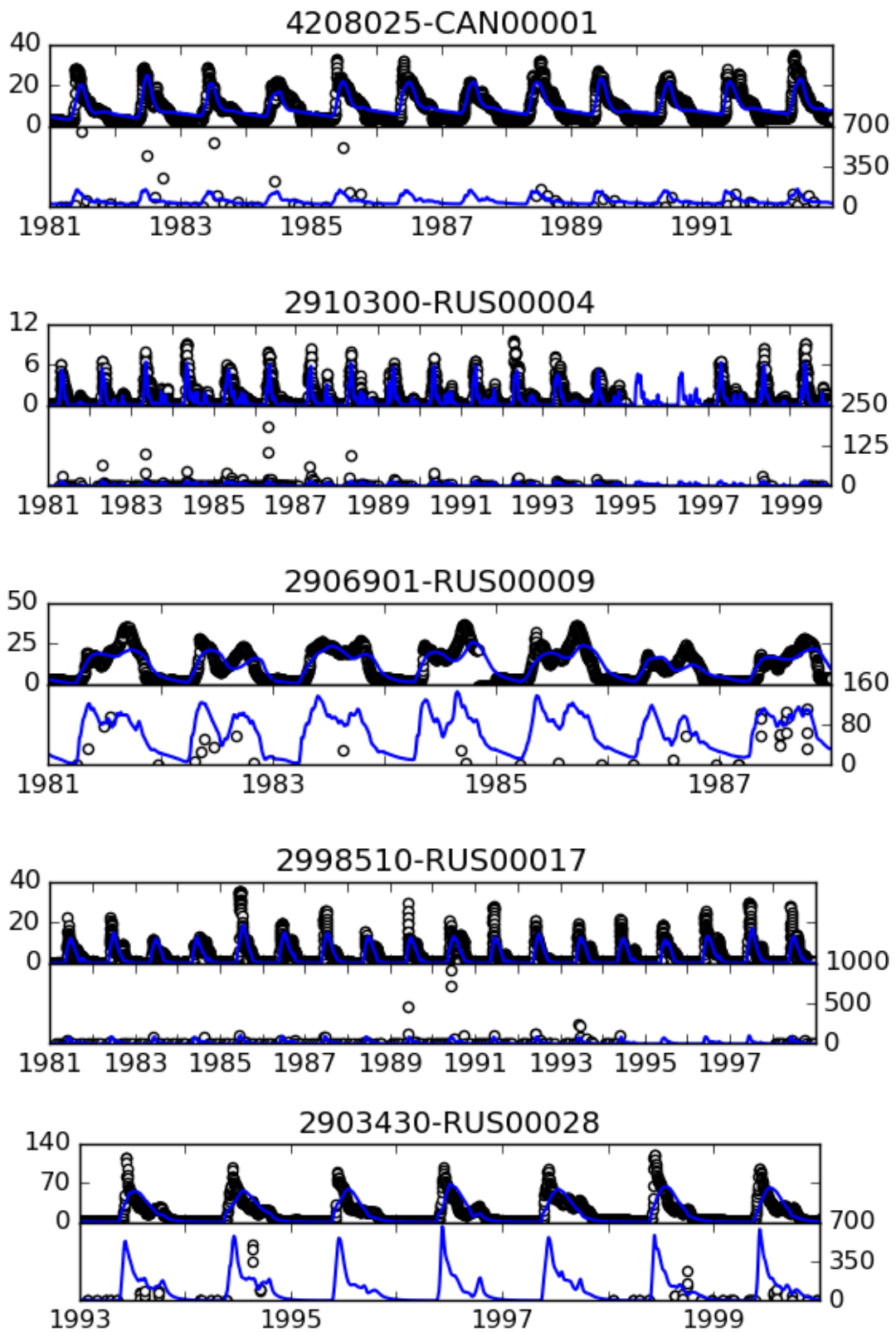


図 4-19 検証地点における流量[$10^3\text{m}^3/\text{s}$]及び浮遊砂輸送量[$10^3\text{ton}/\text{dy}$]
 黒丸:観測値、青線:モデル推計値。 タイトルは「流量観測番号-土砂観測番号」

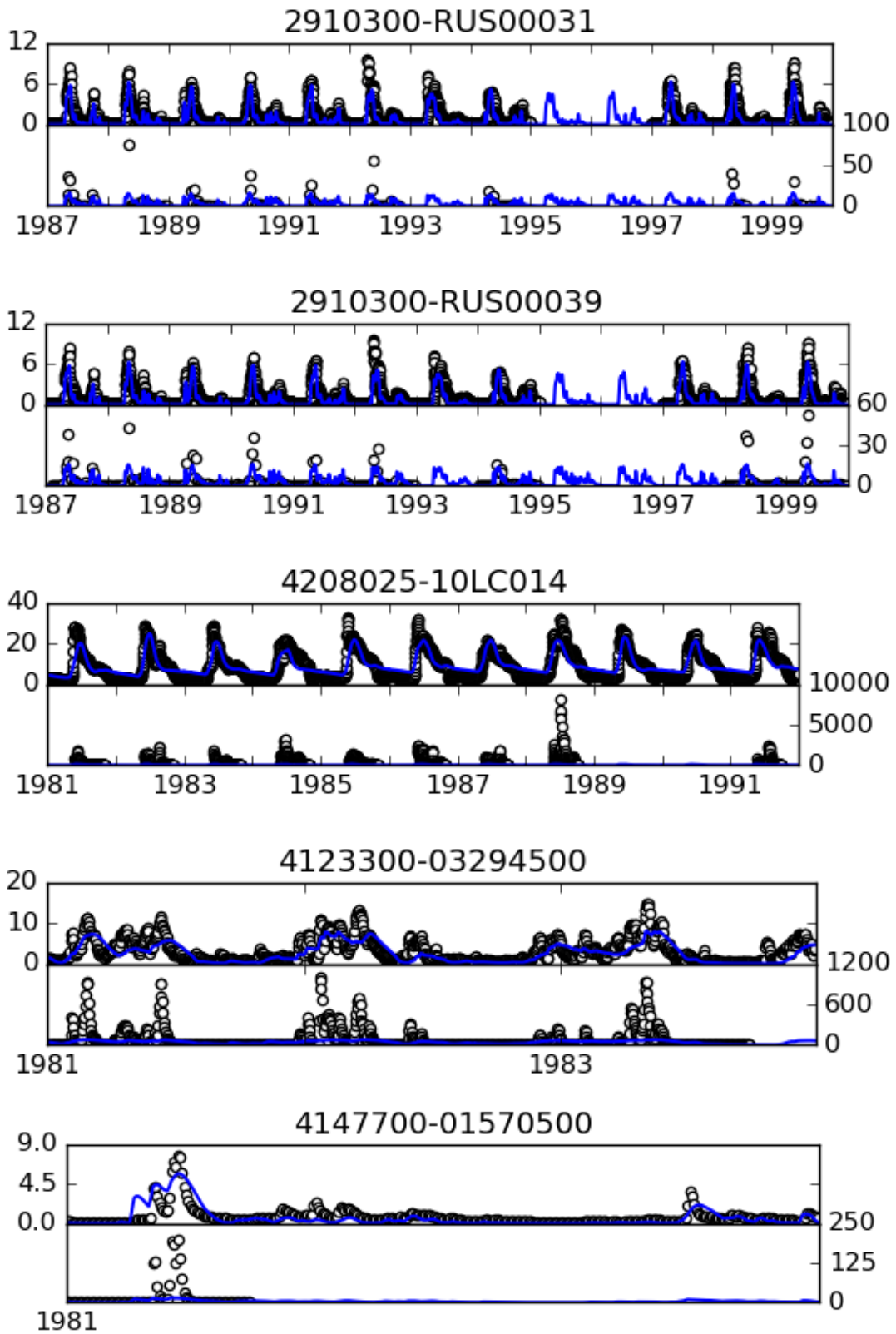


図 4-19 検証地点における流量[$10^3 \text{m}^3/\text{s}$]及び浮遊砂輸送量[$10^3 \text{ton}/\text{dy}$]
 黒丸:観測値、青線:モデル推計値。 タイトルは「流量観測番号-土砂観測番号」

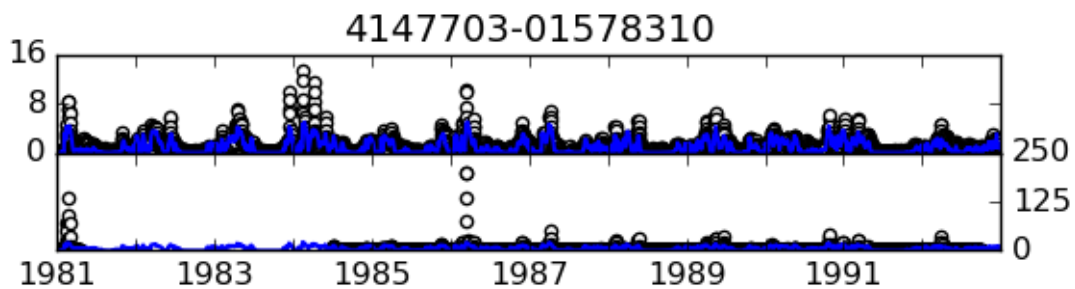


図 4-19 検証地点における流量[10³m³/s]及び浮遊砂輸送量[10³ton/dy]
 黒丸:観測値、青線:モデル推計値。 タイトルは「流量観測番号-土砂観測番号」

図 4-20、図 4-22 は浮遊砂輸送量及び浮遊砂濃度の相関係数である。○印は 95%有意、△印は非有意を示す。図 4-21、図 4-23 は浮遊砂輸送量及び浮遊砂濃度の誤差率である。○印は 55%未満、△印は 55%以上を示し、Moriyas et al.(2007)によって月単位の水文量の再現性として許容範囲内とされる閾値である。一部月単位の比較ではないが、参考として示している。浮遊砂輸送量、浮遊砂濃度の相関係数は 42 地点中それぞれ 41 地点、7 地点で有意な相関を示しており、流量の再現性が比較的高い地点では浮遊砂輸送量の季節変動はよく再現できていることが分かる。また、誤差率が 55%を下回る地点は 42 地点中浮遊砂輸送量では 18 地点、浮遊砂濃度では 10 地点であり、前節までの地点検証と同様に季節変動は再現できるものの浮遊砂輸送量そのものの再現性はまだ改善が必要である。浮遊砂輸送量で唯一非有意を示す検証地点は GEMS に登録されている CAN00005 である。同地点で GEMS に提供された元データであると考えられる HYDAT に登録されている 07NB001 の観測データと比較するとモデル推計値は有意な相関を示している。CAN00005 の観測データは主に浮遊砂輸送量が少ないタイミングに限定されており、サンプル数も 07NB001 に比べて非常に少ないことが原因であると考えられる。浮遊砂濃度は有為な相関を示すのが 2 割程度であり、大半の地点では相関係数が負となり逆相関を示している。観測データでは河川流量と浮遊砂濃度が小さいラグをもった季節変動であるが、モデル推計値では河川流量が増加するときに浮遊砂濃度は減少し河川流量が減少するときに浮遊砂濃度は増加している傾向がある。浮遊砂輸送量と河川流量を用いて浮遊砂濃度に変換しているため、浮遊砂輸送量が観測と異なるラグを持っているために浮遊砂濃度の季節変動がうまくとらえられていない。

図 4-24 は 1 年のうちに最も浮遊砂輸送量の多い月である。検証対象の 42 地点のうち、すべての月にデータがある計 28 地点を示している。上段が観測値、下段がモデル推計値によるものである。28 地点のうち、17 地点ではモデル推計値で観測値における最大月を再現できている。ずれが生じる地点では最大 2 か月分前後していた。ロシアやカナダなどの極域にある観測所では Mackenzie 川の CAN00005 を除いて 5、6 月にピークがある。また、近い緯度帯にあるメキシコ及びメコン川流域の観測所ではピークが 8、9 月となり他の地点より遅くないことがわかった。これらは流量の最も多いピークとそれぞれ対応していることがわかる。流量と浮遊砂輸送量のピークとなる月

は同一もしくは1か月程度のズレとなっている。アマゾンの河口付近の観測所では2, 3ヶ月のズレが観測され、モデル推計値でも再現できている。

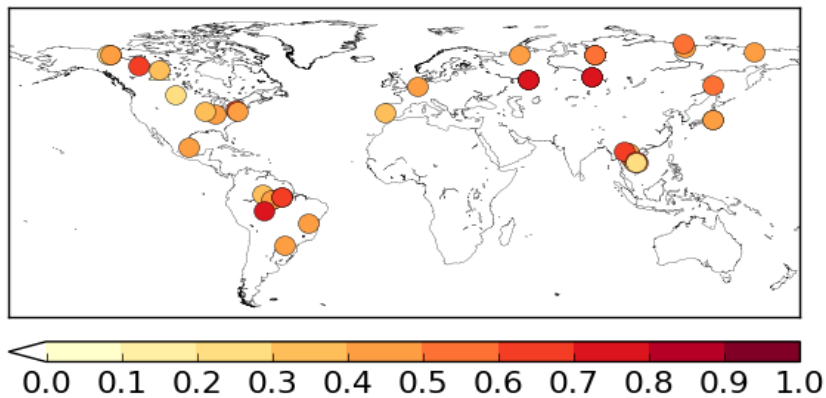


図 4-20 浮遊砂輸送量の相関係数

○:95%有意、△:非有意

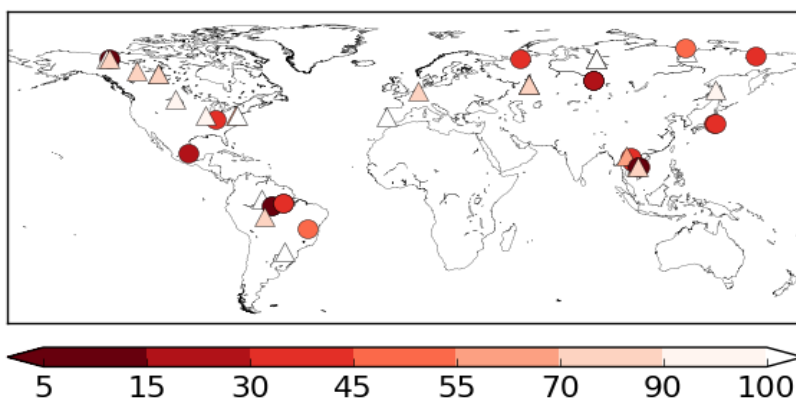


図 4-21 浮遊砂輸送量の誤差率[%]

○:55%未満、△:55%以上

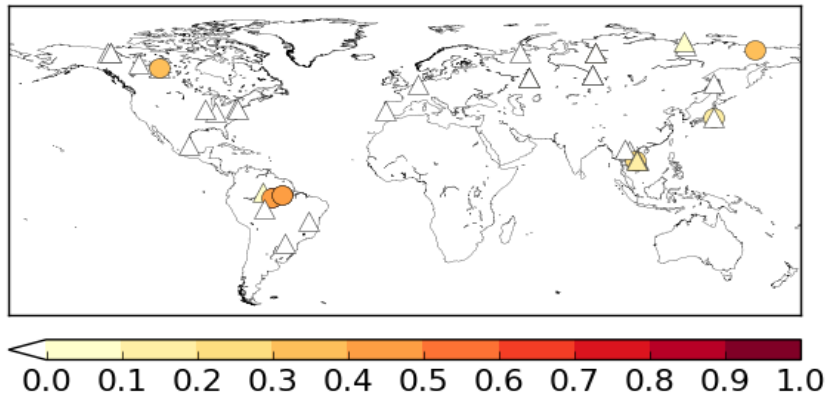


図 4-22 浮遊砂濃度の相関係数

○:95%有意、△:非有意

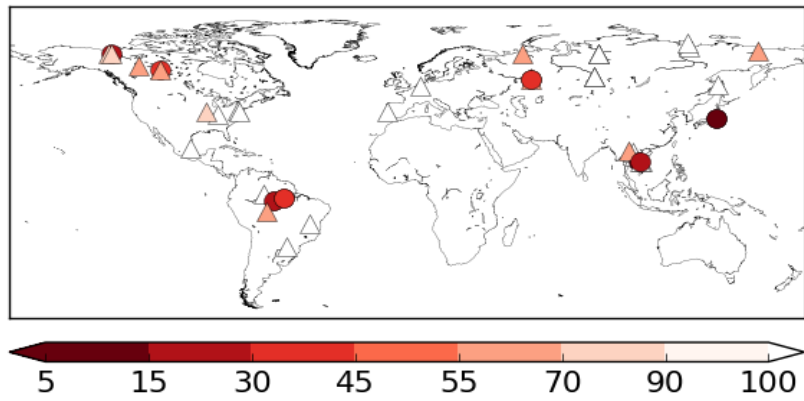


図 4-23 浮遊砂濃度の誤差率[%]

○:55%未満、△:55%以上

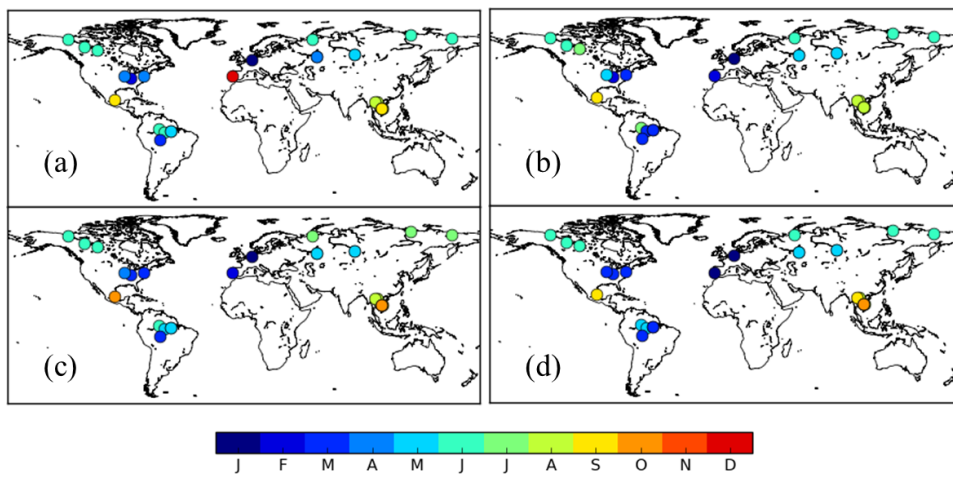


図 4-24 浮遊砂輸送量/流量が最も多い月

観測による(a)河川流量(b)浮遊砂輸送量、モデル推計値による(c)河川流量(d)浮遊砂輸送量

図 4-25 は各流域の河口付近における年間浮遊砂輸送量の気候値[10^6ton/yr]を示したものである。図 4-25(a)は Milliman & Farnsworth [2011](以下 MF11 とする)による文献値、図 4-25(b)はモデル推計値の 20 年平均である。CaMa-Flood では内陸消失点のように海に直接面していなくても流域の「河口」とみなされるグリッドがある。ここではそれらのグリッドに関する値も表示している。また、図 4-25 では観測とモデル出力で表示されている点の一部合致していないことをここに注記する。また、モデル推計値では海岸線すべてに有効な値があるため、 10^6ton/yr 以下のグリッドについては表示していない。アマゾン川、東南アジア、極域では文献値と同様のオーダーが再現できているが、アメリカの西側や東アジアでは過小評価が目立つ結果となっている。過小評価している長江の文献値は $470 \times 10^6\text{t/yr}$ であるが、これは 1984~1986 年の間に 5 回行ったサンプリングの結果である[Zhang et al., 1994]。また、Dai & Lu [2014]では長江の土砂輸送量の時系列変化について、ダム建設によって土砂輸送量の大幅な減少が生じたと報告している。MF11 は複数の文献から各河川の気候値を決定しているため、それらの文献値の不確実性についてもさらに詳細にみる必要がある。MF11 に登録されている観測点のうち、文献値とモデル内の上流面積の誤差が 10%以内にある(a)全地点および(b)上流面積 $10,000\text{km}^2$ 以上の地点について比較した(図 4-26)。横軸が MF11 の文献値、縦軸がモデル出力値である。点の色はそれぞれの地点における上流面積を示しており、黒枠で囲まれているものは上流面積が $10,000\text{km}^2$ を超える地点である。黒線は 1:1 を示し、これに乗る場合は観測値とモデル出力値が一致していることを意味する。これらの地点の合計は MF11 が(a)約 $5.2 \times 10^9\text{ton/yr}$ (b) 約 $4.6 \times 10^9\text{ton/yr}$ 、モデル推計値が(a)約 $2.1 \times 10^9\text{ton/yr}$ (b) 約 $2.1 \times 10^9\text{ton/yr}$ であった。一部大きく過小評価しているが、全体として観測値とモデル出力値は傾向が類似していることが分かる。空間的な相関係数が(a)(b)ともに 0.80、NS が(a)0.56(b)0.55 であり、空間分布は比較的再現できているといえる。大きく過小評価を示す地点は上流面積が $1,000\text{km}^2$ 前後を示しており、0.5 度空間解像度では適切に表現できていないと考えられる。また、上流面積が $10,000\text{km}^2$ 以上の地点のみでは、誤差率が 59%から 53%へと減少し、上流面積が大きい地点の方が再現性が高くなることがわかった。これは本研究で採用している空間解像度が 0.5 度格子と比較的荒いこと、また、下流に進むにつれて瞬間的に大きく効きうる入力値などの不確実性が緩和されていることが原因として考えられる。上流面積が $10,000\text{km}^2$ を超える地点に関しては上流にあたるグリッドは最も少ない地点で 4 グリッドであった。

陸域から海洋への総土砂輸送量は様々な文献で報告されているが、近年は概ね $13.5\sim 22 \times 10^9\text{ton/yr}$ とされている[Panin, 2004]。これらの推定値の中には人間活動の影響の有無によって分類しているものもある。これらの研究では人間活動の影響を受けていない”natural”な土砂輸送量は $6\sim 12.6 \times 10^9\text{ton/yr}$ 、人新世以降の人間活動に影響される”anthropogenic”な土砂輸送量は $6.7\sim 12 \times 10^9\text{ton/yr}$ と報告されている。本研究でのモデル推定値は約 $3.0 \times 10^9\text{ton/yr}$ であった。人間活動の有無を考慮していない推計値と比較すると約 15~20%程度であり、人間活動の影響を受けていないとされる土砂輸送量とは同じオーダーにあり 25~50%程度である。本研究で開発した土砂動態モデルは貯水池や土地利用の変化など人間活動の影響を受ける要素を考慮できていない

ため、”natural”な土砂輸送量に近いと考えられる。海洋への全球浮遊砂輸送量の過小評価を改善する要因のひとつとして、モデルへの人間活動の導入による土砂動態への影響評価は今後の課題とする。

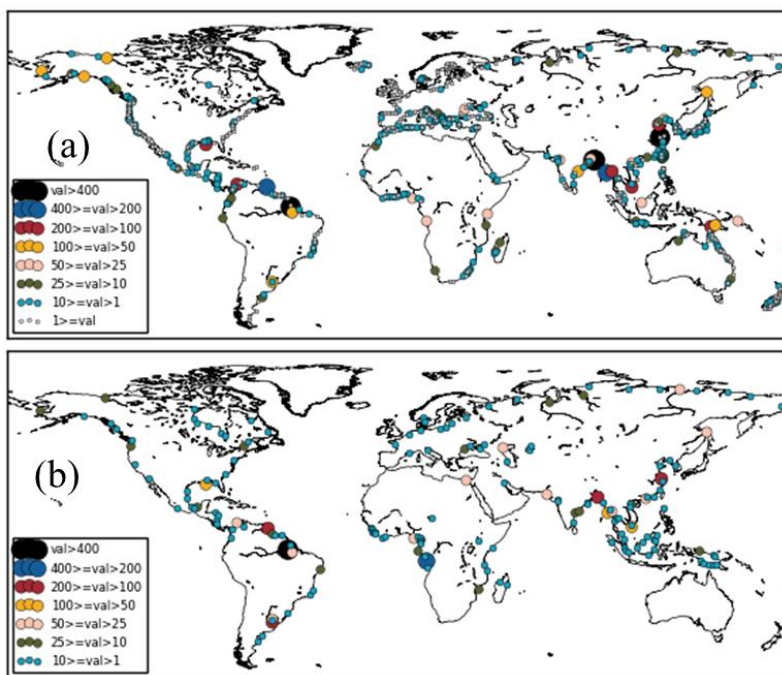


図 4-25 各河川の河口付近における浮遊砂輸送量[10⁶t/yr]
(a) MF11 (b)モデル推計値

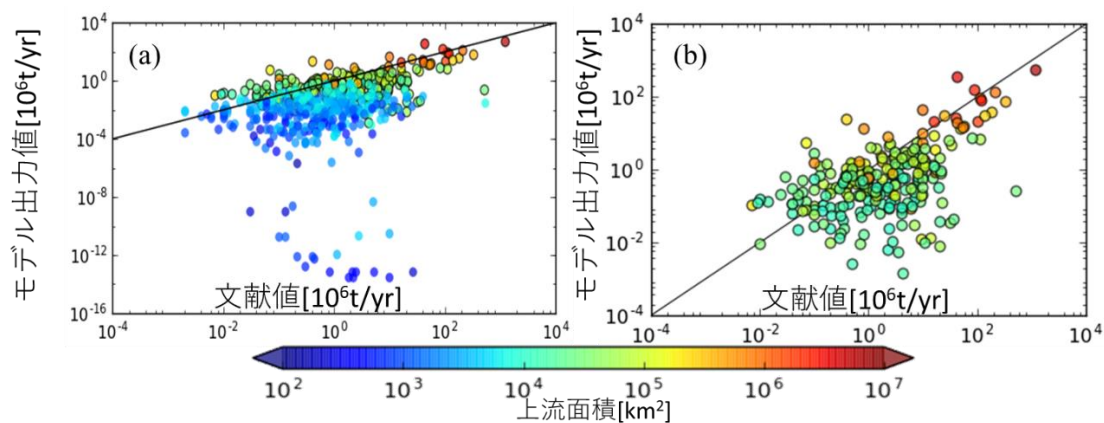


図 4-26 河口における年間浮遊砂輸送量の観測値と計算値[10⁶t/yr]
(a)全地点 (b)上流面積 10,000km²以上の地点
色は各地点の上流面積[km²]、黒枠のある地点は 10,000km²以上

図4-27は解析期間における年平均河床高のトレンドを示している。全球で河床低下トレンドを示すグリッドは約65%、河床上昇トレンドを示すグリッドは約35%であり、全球で約0.4mm/yrの河床低下トレンドを示す結果となった。変化が最も大きいグリッドは約2.7m/yrの河床上昇トレンドを示しており、解析期間の20年間で約51mの河床上昇が起こると推計された。大きく堆積する地域はアンデス山脈やヒマラヤ山脈など山間部に密集している。また、最も大きい変化を示しているグリッドはAmazon川流域の最上流にあるアンデス山脈に位置している。最上流のグリッドのため、水と土砂の流入源は流出量および土砂生産量のみである。流入量が小さくて河道内の水の貯留量が少なく、結果として下流への流量も少ないため、下流への浮遊砂輸送量も少なくなり沈降による堆積が大きく起こっている。また、土砂の堆積・侵食による河床高の変化は河川モデルの河道深にフィードバックさせていないため、河床の堆積厚さが河道深を上回る値になっていることがある。河床変動によるフィードバックについては、5.3節でさらに議論する。

流域面積10,000km²以上ある流域について流域全体で河床低下が大きい流域から河床上昇が大きい流域が大きい流域の順番を図4-28で示した。緑系の流域は河床低下、茶色系の流域は河床上昇が起こる。流域面積が10,000km²以上ある132流域のうち、47流域で河床上昇が起こり、残りの85流域では河床低下が起こる結果となり、世界の主要な河川流域ではすべて河床低下が起こっている。最も河床が低下する流域では約0.60m、最も河床が上昇する流域では約0.81m河床高が変動する。

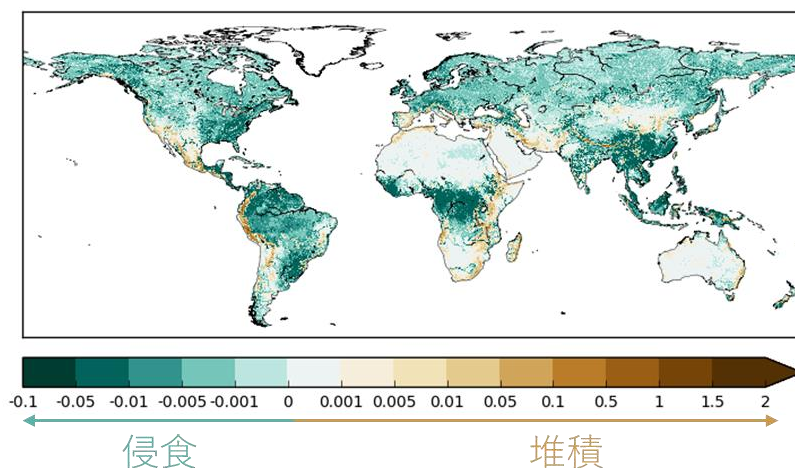


図4-27 年平均河床高のトレンド[m/yr]

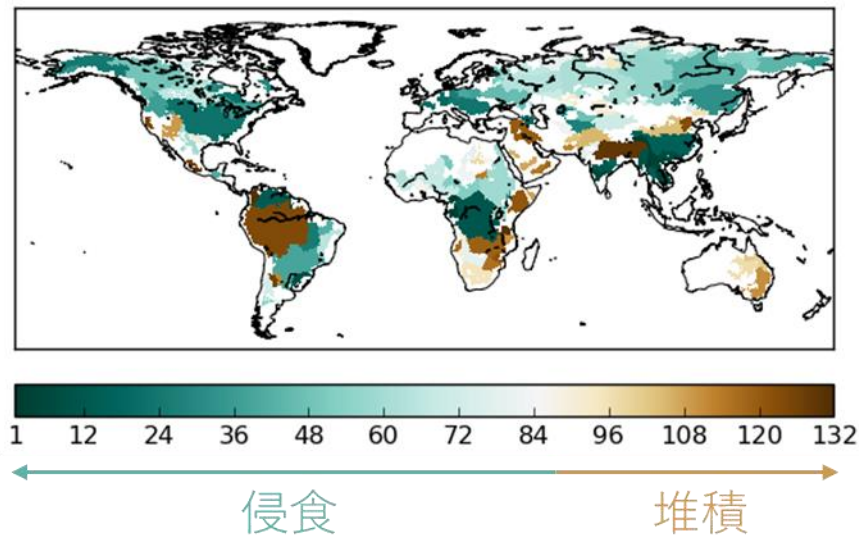


図 4-28 河床変動の流域の大きい順

4.8. 感度実験

前節で述べたように、本研究ではいくつかのパラメータを導入している。そこで次節以降ではそれらの感度実験の結果について述べる。感度実験で使用したパラメータ設定は表 4-5 のとおりである。

河道内の浮遊砂濃度は数%程度であるといわれており、浜口ら[2011]に倣って CTL 実験では 0.01 を採用した。河道貯留量と同量の浮遊砂輸送量が存在する $\beta=1$ を極端な上限として感度実験を行った。土砂生産量はパラメータ調整に比例して各タイムステップにおける土砂生産量は変化する。CTL 実験の値は既往研究に基づいた値であり、感度実験に用いた変動範囲は恣意的に決定した。交換層厚は既往研究では 90%粒径などが用いられている[ウォンさら, 2004]が、本研究の CTL 実験ではシルトの粒径の 2 倍とし、最大粒径である砂の粒径を上限として感度実験を行った。タイムステップ、増水期の閾値、増水期の巻上量増加に関するパラメータは恣意的に決定している。

表 4-5 感度実験の対象パラメータ

変数名	CTL 実験	変動範囲	本論文の対応箇所
浮遊砂濃度	0.01	0.1, 1, 0.001	式 3-14 C
土砂生産量	0.01	0.001, 0.1, 1	式 3-9 β
タイムステップ	1	10, 20	
増水・減水期閾値[m/s]	0.001	0.01, 0	3.2.9 項 V
交換層厚さ[m]	0.00005	0.0001, 0.001	式 3-63 h_b
巻上量	1	10, 20, 5	式 3-78 α

図 4-29、は感度実験による浮遊砂輸送量及び浮遊砂濃度の相関係数の差である。CTL が前節の検証などに用いている CTL 実験の相関係数であり、それ以外はパラメータを変更した実験設定の CTL 実験との相関係数の差である。○印は観測値に対して 95%有意、△印は非有意を示しており、網掛は CTL 実験の相関係数と 95%有意な差があることを示している。有意な変化を示しているのは土砂生産量を 10 倍、100 倍にした場合、交換層厚を 20 倍にした場合、および増水時の巻上量を 2 倍、10 倍、20 倍にした場合である。土砂生産量を増加させる場合と増水期の巻上量を増加させる場合はともに降水量や流量のピーク時に河道内の浮遊砂が増加させる働きがある。浮遊砂濃度は観測値と比べて逆相関を示している点が多いため、ピーク時に浮遊砂が増加し濃度が濃くなることによって相関係数が CTL 実験と比較して改良されている地点が多いことがわかる。

図 4-31 は(a)Amazon 川の Obidos、(b)Mekong 川の Pakse、(c)利根川の取手観測所における感度実験の結果である。横軸が観測浮遊砂輸送量[10^3ton/dy]、縦軸がモデル推計値[10^3ton/dy]である。ssConc が浮遊砂濃度、yld が土砂生産量、sedt がタイムステップ、vel が増水・減水期閾値、exch が交換層厚、ssp が巻上量に関するパラメータによる感度の違いであり、青丸が CTL 実験の結果を示している。それぞれの地点で解析期間のうち観測値がある日をすべてプロットしている。対象となっているパラメータ以外は CTL 実験の設定と同じものを用いている。それぞれが対応する変数については表 4-5 を参照されたい。3 地点すべてで浮遊砂濃度、タイムステップ、増水・減水閾値はほとんど影響がないことがわかる。体積浮遊砂濃度は 3 地点とも非常に小さく、最も大きい Pakse で 0.0001 程度であるため、浮遊砂濃度に上限を設けても輸送量に大きな影響はない。最も影響が大きかったパラメータは交換層厚である。交換層厚は一タイムステップに巻上可能な浮遊砂貯留量を意味する。交換層厚を CTL 実験の 20 倍の 1mm にするとオーダーが一つ大きくなり過大評価が起こっている。河床から巻き上げられる土砂量が増えることにより、浮遊砂濃度が大きくなってその結果浮遊砂輸送量が大幅に大きくなっている。次に影響の大きい土砂生産量に関しては、CTL 実験の 0.1 倍にしても大きな差は見られなかったが、10 倍にするとピーク時の過小評価が改善され、100 倍にすると大きく過大評価するようになった。式 3-7 から土砂生産量は浮遊砂貯留量に直接影響を与えているため、土砂生産量の増加が浮遊砂輸送量に過敏に反応すると考えられる。

Obidos 観測所で最もよい再現性を示したのは NS 係数及び RMSE に関しては ssConc=0.001、相関係数に関しては yld=1 の実験設定であった。図 4-32 は Obidos 観測所における CTL 実験と再現性のいい実験設定の時系列変動を示している。黒丸が観測値、青線が CTL 実験、緑線が NS 係数及び RMSE がそれぞれ最も高い/小さい ssConc=0.001、赤線は相関係数が最も高い yld=1 の実験設定である。ssConc=0.001 は CTL 実験とほとんど変わらず、NS 係数・RMSE もそれぞれ 0.0002、73ton/dy 分改善しただけであるため、実行した計算設定の中では CTL 実験も妥当な値を出しているといえる。yld=1 は大幅に過大評価しているが、CTL 実験と比べて相関係数が 0.09 改善している。

Pakse 観測所で最もよい再現性を示したのは NS 係数及び RMSE に関しては ssp=20、相関係

数に関しては ssp=5 の実験設定であった。図 4-33 は Obidos 観測所における CTL 実験と再現性のいい実験設定の時系列変動を示している。黒丸が観測値、青線が CTL 実験、緑線が NS 係数及び RMSE がそれぞれ最も高い/小さい ssp=20、赤線は相関係数が最も高い ssp=5 の実験設定である。ssp=20、ssp=5 の実験設定はともにピーク時の立ち上がりが大きくなっている。これは増水期にそれぞれ 20 倍、5 倍の巻上量が起こるという仮定に基づくため、ピーク値のみ大きくなるのは妥当である。ssp=20 では CTL 実験と比べて NS 係数・RMSE はそれぞれ 0.07、22880ton/dy 分改善している。ssp=5 では CTL 実験と比べて相関係数が 0.02 改善している。

取手観測所で最もよい再現性を示したのは NS 係数及び RMSE に関しては yld=0.1、相関係数に関しては sedt=20 の実験設定であった。図 4-34 は取手観測所における CTL 実験と再現性のいい実験設定の時系列変動を示している。黒丸が観測値、青線が CTL 実験、緑線が NS 係数及び RMSE がそれぞれ最も高い/小さい yld=0.1、赤線は相関係数が最も高い sedt=20 の実験設定であった。ssp=20、ssp=5 の実験設定はともにピーク時の立ち上がりが大きくなっている。これは増水期にそれぞれ 20 倍、5 倍の巻上量が起こるという仮定に基づくため、ピーク値のみ大きくなるのは妥当である。yld=0.1 では CTL 実験と比べて NS 係数・RMSE はそれぞれ 0.11、92ton/dy 分改善している。ssp=5 では CTL 実験と比べて相関係数が 0.0006 改善しているがほとんど変化していないといえる。

図 4-35 は海洋への全球浮遊砂輸送量の感度を示している。Panin(2004)の Fig.1 に対してそれぞれの感度実験による海洋への全球浮遊砂輸送量を青線で示している。最も大きい値を示した感度実験は交換層厚 20 倍にした場合であり、その次が土砂生産量 100 倍の感度実験であった。パラメータ調整によって $2.9\sim 30 \times 10^9 \text{ton/yr}$ の変動幅を持つ結果となり、採用しているパラメータの調整によって CTL 実験では大幅に過小評価となっていた文献値の幅をとらえることができることが分かった。しかし、これらのパラメータ調整は恣意的なものや地域特有のものであるため、物理プロセス等の高度化が本質的な改善策であり、次章でいくつかのプロセスについて議論を行う。

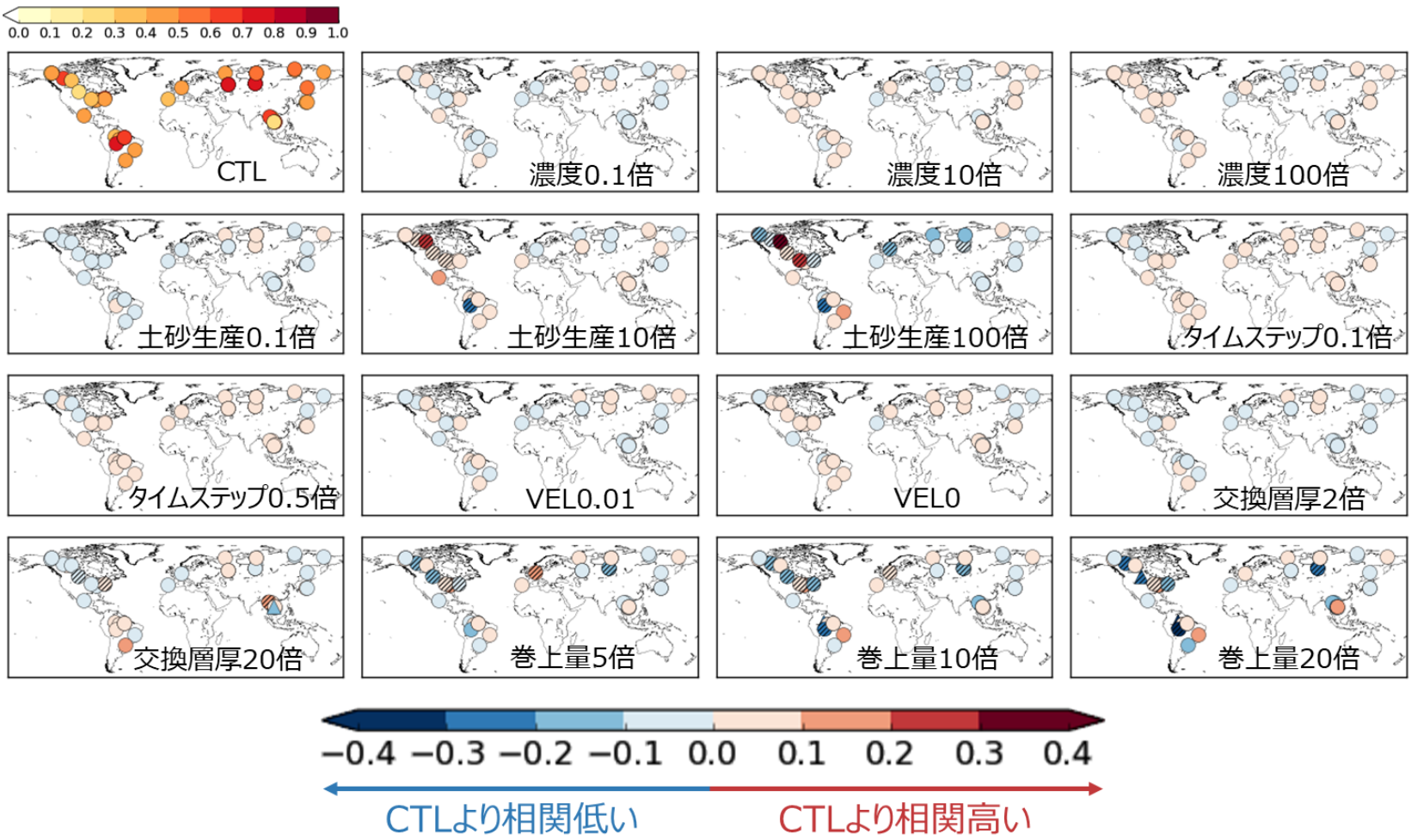


図 4-29 感度実験による浮遊砂輸送量の相関係数の差

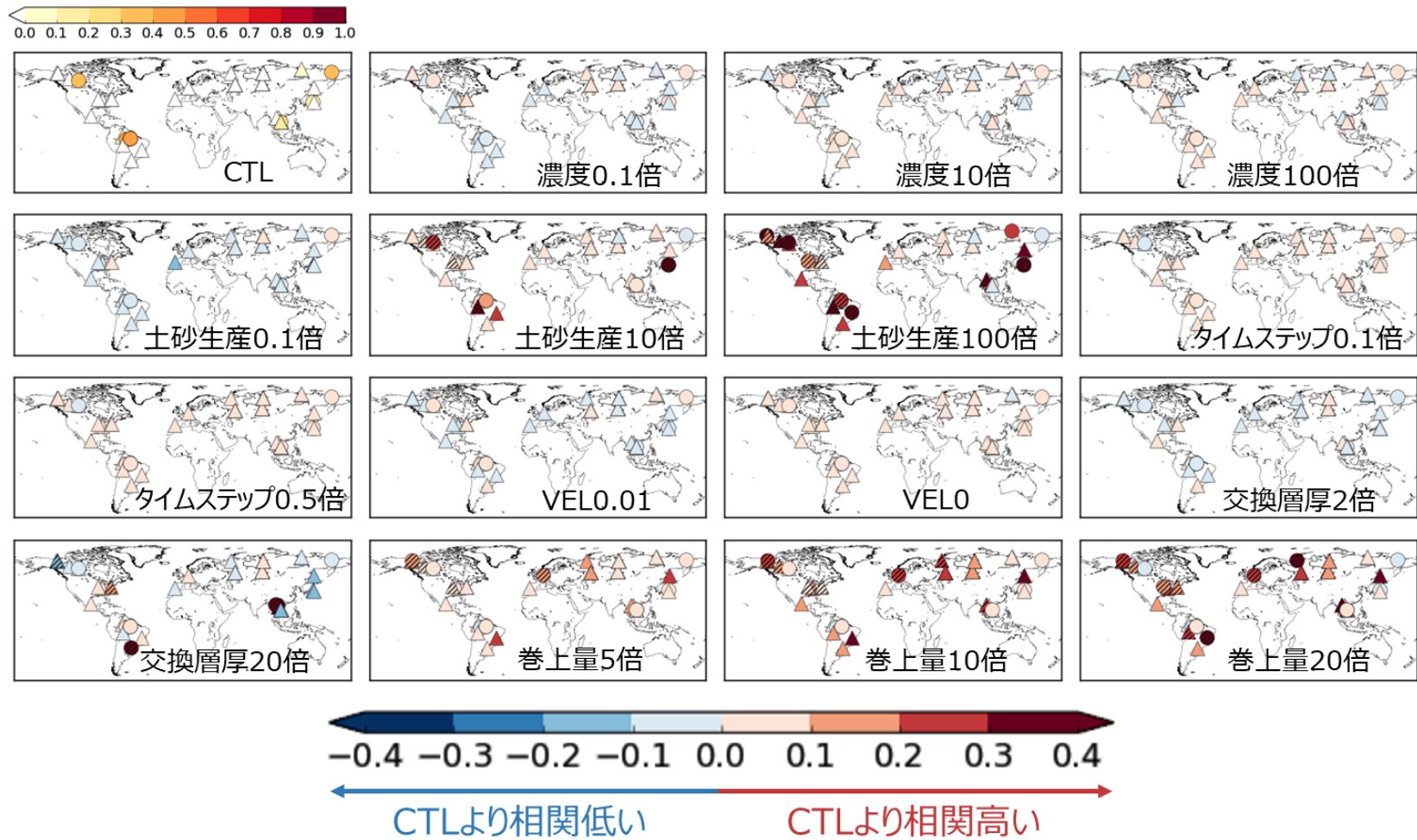


図 4-30 感度実験による浮遊砂濃度の相関係数の差

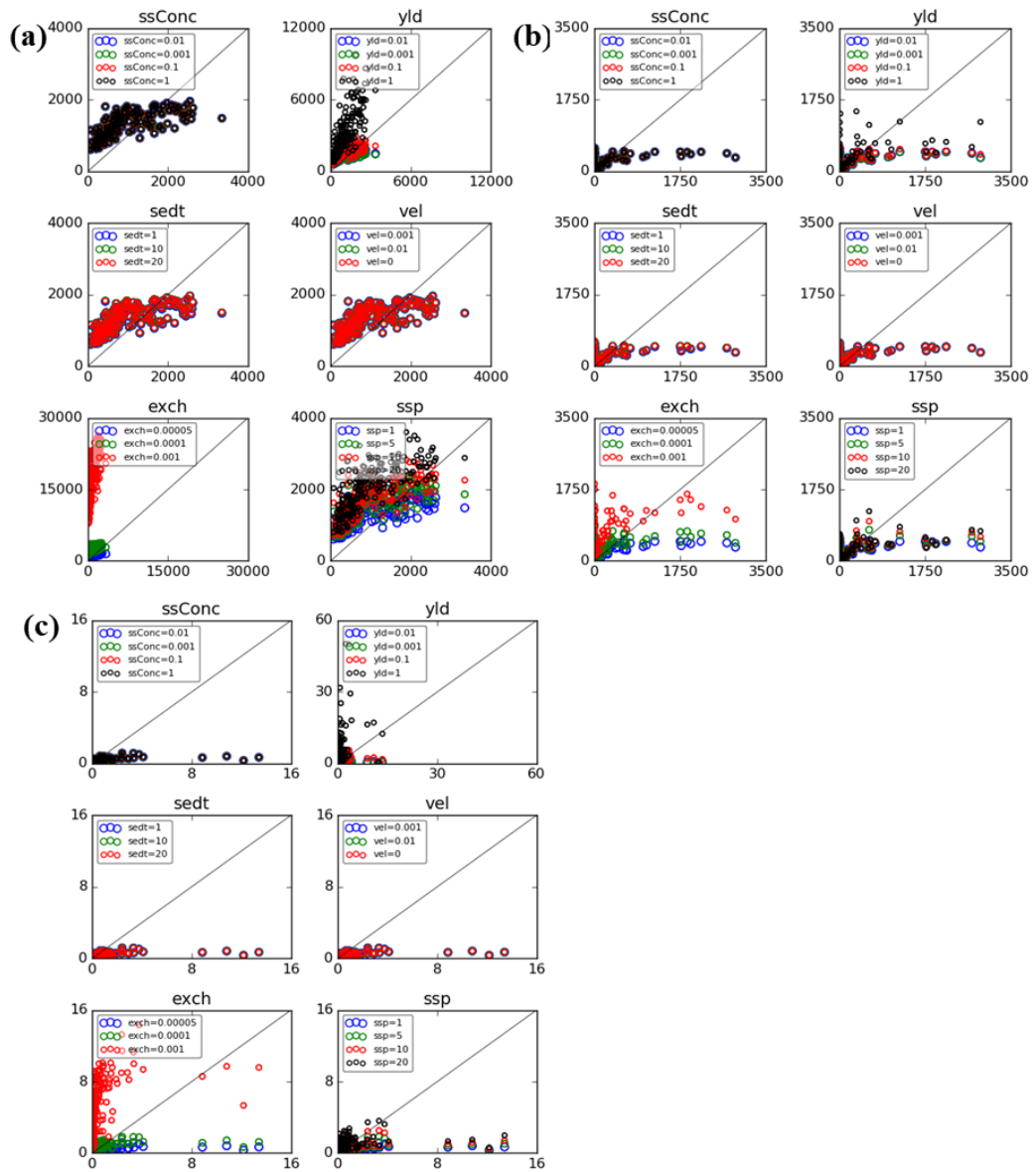


図 4-31 感度実験

(a) Obidos (b) Pakse (c) 取手

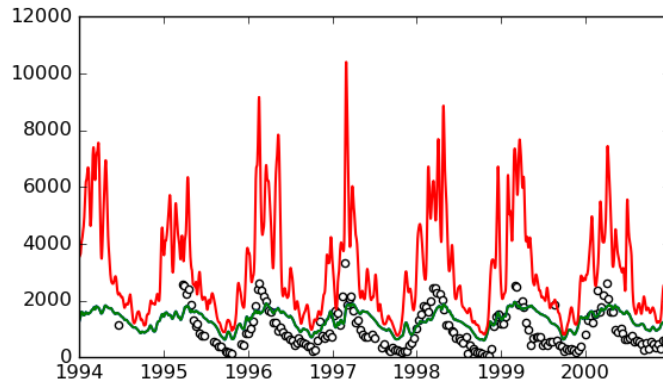


図 4-32 Obidos における再現性のいい感度実験の浮遊砂輸送量[10³ton/dy]
 黒丸:観測、青線:CTL 実験、緑線:ssConc=0.001、赤線:yld=1

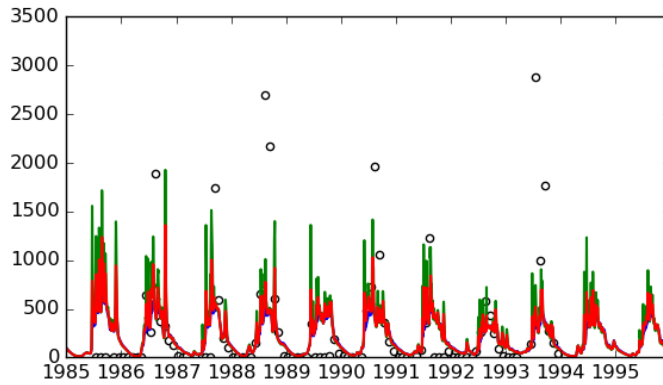


図 4-33 Pakse における再現性のいい感度実験による浮遊砂輸送量[10³ton/dy]
 黒丸:観測、青線:CTL 実験、緑線:ssp=20、赤線:ssp=5

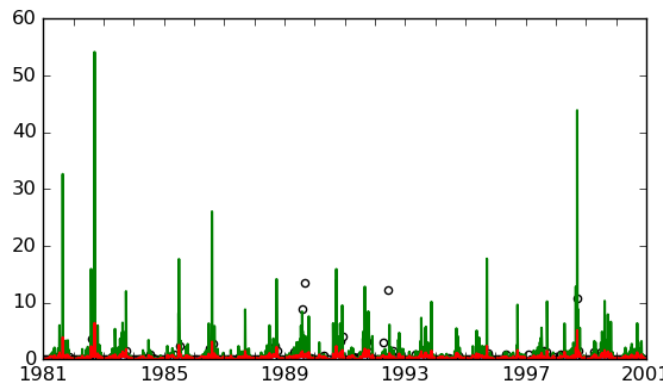


図 4-34 取手における再現性のいい感度実験による浮遊砂輸送量[10³ton/dy]
 黒丸:観測、青線:CTL 実験、緑線:yld=0.1、赤線:sedt=20

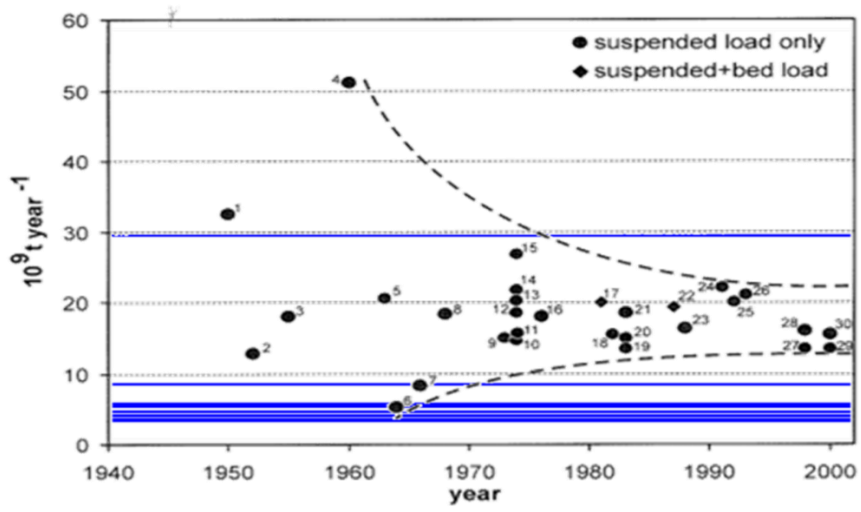


図 4-35 海洋への全球浮遊砂輸送量の感度
(Panin[2004]Fig1 を加工)

5. 陸域全体における土砂動態導入に向けた検討

5.1. 氾濫原の土砂動態の導入

前章までは土砂は河道内のみにあるという制限を設けていたが、実際は水の氾濫とともに土砂は氾濫原へと流出する。

本節では CaMa-Flood で扱っている氾濫原を簡素化したものを試行的に導入した。大きな違いとしては、CaMa-Flood では図 3-2 のように氾濫原を周囲の標高から計算された勾配を適用しているが、ここでは浸水域は長方形断面であると仮定し、土砂は水中で均一に分布しているとした。河道内と氾濫原でそれぞれ計算されたフラックスを合計して貯留量変動を計算した。土砂輸送や巻上、沈降などの物理式は同一のものを採用したが、一部河道と氾濫原で変数を分けて計算した。

河道および氾濫原で分けて出力される変数は浮遊砂輸送量、掃流砂輸送量、掃流砂貯留量、巻上量、沈降量の 5 種類である。土砂は水中で均一に分布するという仮定により河道および氾濫原の土砂濃度は等しいとしているため、浮遊砂貯留量は河道・氾濫原で分けず、それぞれの水の貯留量の割合に応じて浮遊砂貯留量を分配した。河道-氾濫原間の土砂の物理過程に基づいたやり取りの導入により改善できると考えられるが、今後の課題とする。4.1.1 項で述べた掃流砂貯留量の初期値については下記のように定義した。

$$\text{河道:} \quad S_{dro} = d_b * A_r \quad 5-1$$

$$\text{氾濫原:} \quad S_{dfo} = d_b * (A_c - A_r) \quad 5-2$$

CaMa-Flood で計算される氾濫面積および浸水深を A_f 、 D_f とすると、土砂動態モデルで扱う氾濫原面積 A'_f および浸水深 D'_f は

$$A'_f = A_f - A_r \quad 5-3$$

$$D'_f = \frac{S_f}{A'_f} \quad 5-4$$

と計算される。浸水面積は河道内における河床面積と同様の意味合いをもつ。ここで、河道および氾濫原について、

$$r_{si} = \frac{S_i}{S} \quad 5-5$$

$$r_{ai} = \frac{A_i}{A_c} \quad 5-6$$

という貯留量および面積の割合とする変数を定義する。ただし、 i は河道または氾濫原を示し、 S_i は河道または氾濫原の水の貯留量、 S は水の総貯留量、 A_i は河道または浸水した氾濫原の面積、 A_c はグリッド面積である。これらを用いて、浮遊砂に関しては式 3-64～3-65 において $S_r = S_i$ 、式 3-66～式 3-69 において $S_s = r_{si} S_s$ と代入して計算した。掃流砂に関しては、式 3-63 において $A_r = A_i$ 、

$S_d = r_{ai}S_d$ 、式 3-70~3-71 において $S_d = r_{ai}S_d$ と代入して計算した。

図 5-1 は Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量に対する氾濫原の土砂動態考慮の有無による影響を比較した図である。黒丸が HYBAM による観測値、青線が氾濫原の土砂動態考慮なし、緑線が氾濫原の土砂動態考慮ありを示す。氾濫原の土砂動態を考慮している輸送量に関しては、観測が河道内で行われていると考え、河道内の浮遊砂輸送量を図示している。氾濫原の土砂動態を考慮することにより、振幅幅が大きくなっていることが分かる。また、氾濫原の土砂動態考慮により、全体的にピークのタイミングが遅くなっている。氾濫が起こることで、河道内の土砂が氾濫原へと流出し、河道内の土砂量の増加が遅れることに起因すると考えられる。つまり、増水期は土砂が氾濫原へと流出するため河道内の浮遊砂量が少なくなり、減水期に氾濫面積が小さくなるにつれて河道内に土砂が戻り下流へと輸送される。河道内の浮遊砂量が減少することによって沈降量も少なくなるが、河道内の巻上量は氾濫原考慮しない場合と大きく変化しないため、氾濫原も含めた総浮遊砂貯留量は大きくなる。特に Amazon 川は氾濫が常にある流域であり、最下流の Obidos 観測所では年平均で 55% 氾濫しているためその影響を受けやすいと考えられる。

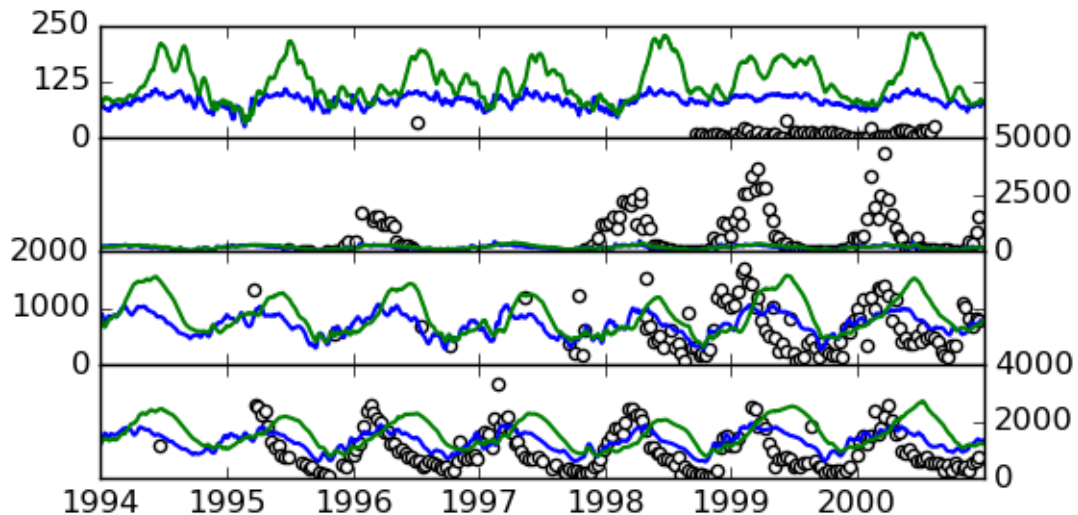


図 5-1 氾濫原の土砂動態を考慮した Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量[10³ton/dy]
 黒:観測 青:CTL 実験 緑:氾濫原考慮あり

図 5-2 は Amazon 川流域における 20 年間の堆積・侵食深さトレンドを示している。(a)は河床の変動トレンド[m/yr]、(b)は CaMa-Flood の元データとなる 0.005 度の地形データを用いて河道および氾濫原の高解像度グリッドを識別して変動トレンド[cm/yr]をダウンスケールしたものである。トレンド=0 となるグリッドは白く表示してある。(b)では河床・氾濫原床は均一に変動すると仮定しているため、河道と識別されたグリッドには河床の変動幅、氾濫原と識別されたグリッドには氾濫原における変動幅を適用した。それぞれの特徴を捉えるために(a)(b)で単位が異なることに注意されたい。河床は上流側を除いて侵食されているグリッドが多い。氾濫原に関しては本流沿いでは堆積するグリッドが目立ち、本流に近い支流では侵食傾向にあることが分かる。それ以外の地域では堆積する

グリッドが大半を占めている。本流沿いでは頻繁に広範囲にわたる氾濫が生じているため、河道内から溢れた浮遊砂が氾濫原内に堆積していると考えられる。本流に近い支流では氾濫域は狭いものの氾濫流の流速が大きくなっているため、氾濫原は侵食されている。また、本流から離れた氾濫原の多くが堆積している地域においても河道内は侵食されていることが多い。氾濫が少なく狭い範囲で起こるため、河道からあふれた土砂量が輸送されず堆積していると考えられる。このように河道内と氾濫原の土砂の動きは大きく異なることが分かり、氾濫原における土砂動態も適切に表現することの必要性が示唆される。

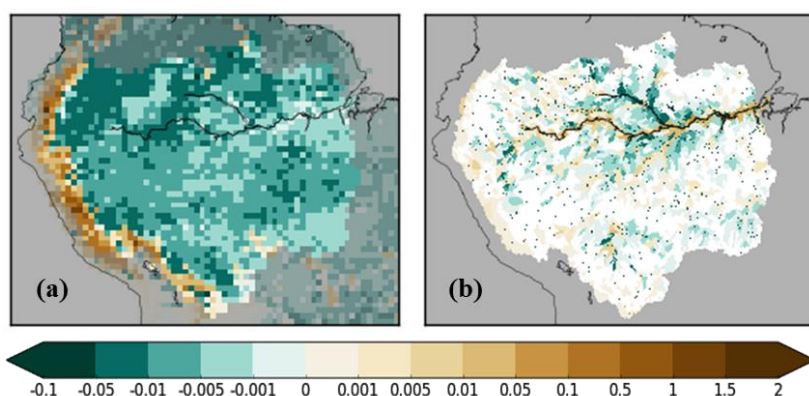


図 5-2 氾濫原の土砂動態を考慮した河床・氾濫原床変動トレンド
(a)河道[m/yr] (b)河道・氾濫原を高解像度データにダウンスケール[cm/yr]

5.2. 土砂生産過程の緻密化

5.2.1. サブグリッド標高による勾配の算定

3.2.2 項で述べた土砂生産量を算定する式 3-9 で使用する斜面勾配は隣接する 8 グリッドとの勾配を平均したものとしている。しかし、モデル解像度が荒いため、斜面勾配の過小評価につながると思われる。そこで CaMa-Flood で定義されているサブグリッド地形パラメータを用いた斜面勾配の算定法を試す。以下に詳細に記す。

各グリッドに割り当てられている単位集水域内の標高差は氾濫原の最大標高と等しいとする。単位集水域は不均一な形状であるが、水平距離は単位集水域面積を河道長で割った値とする。よって、斜面勾配 θ [度]は式 5-7 で算定される。

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{h_f}{A_c/L}\right) \times \frac{180}{\pi} \quad 5-7$$

ただし、 h_f は氾濫原内の最大標高である。

図 5-3 は算定される斜面勾配の差である。斜面勾配が CTL 実験より小さくなるグリッドは全体の約 0.2% であり、ほとんどのグリッドで斜面勾配は増加した。最も小さくなったグリッドでは約 0.8 度小さくなっている。これはそのグリッドがアンデス山脈に位置しており標高約 4060m であるのに対して、

内陸消失点であり標高 0m のグリッドが隣接しているため CTL 実験の斜面勾配が過大評価されていることに起因する。最も大きくなったグリッドでは斜面勾配が約 81 度大きくなっている。そのグリッドは標高が約 370m、氾濫原の最大標高が約 420m であり大きな差はないが、河道長が CaMa-Flood で最小値と設定されている約 27830m であるため、水平距離が約 65m となり非常に急勾配なサブグリッド地形として定義されていることに起因する。サブグリッド地形パラメータを用いたより正確な斜面勾配の算定法は今後の課題とする。

図 5-4 は 4.4 節の図 4-7 と同様の図である。斜面勾配が大きくなっているため、4.8 節の感度実験で土砂生産量を増加させた場合と同様、浮遊砂輸送量は大きく過大評価している。さらに降水量に大きく影響されるため、細かな振動が目立つようになる。CTL 実験と比較すると、(d)Obidos で相関係数が約 0.009 増加したが、その他の地点の相関係数や全地点での NS 係数は低くなっている。相関係数の低下は降水量に反応する細かな振動、NS 係数の低下は大幅な過大評価に起因すると考えられる。図 5-5 は(d)Obidos における浮遊砂輸送量である。比較のために黒丸が観測値で左軸、青線はモデル推計値で右軸を用いている。変動幅は大きく異なるが、立ち上がりのタイミングや季節変動はうまく捉えられていることが分かる。

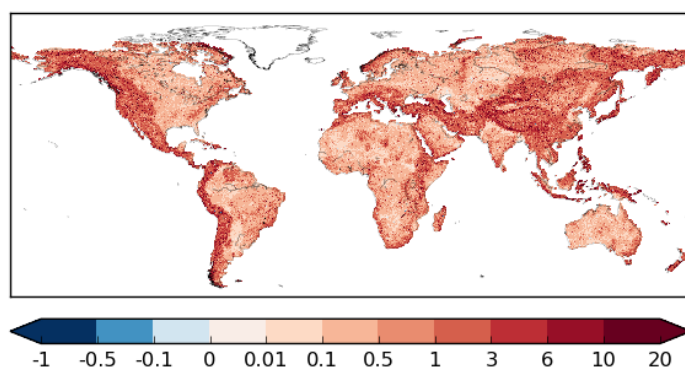


図 5-3 斜面勾配の差[度]

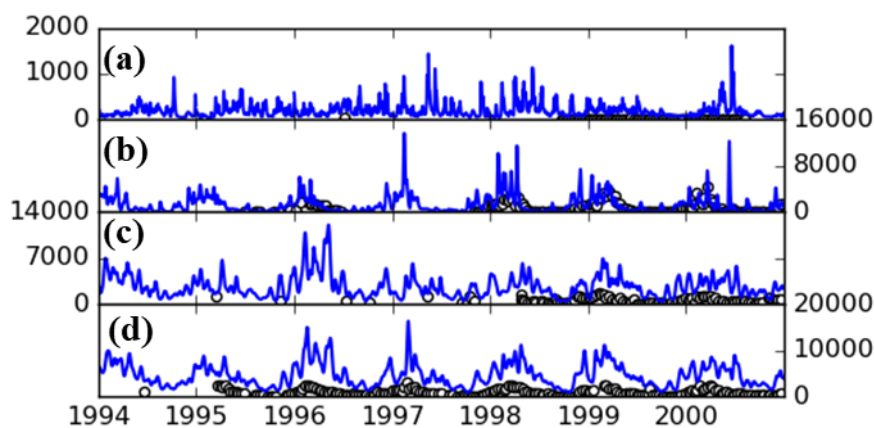


図 5-4 Amazon 川流域内の浮遊砂輸送量の時系列変動[10^3ton/dy]
(a)Serrinha、(b) Porto Velho、(c)Manacapuru、(d)Obidos

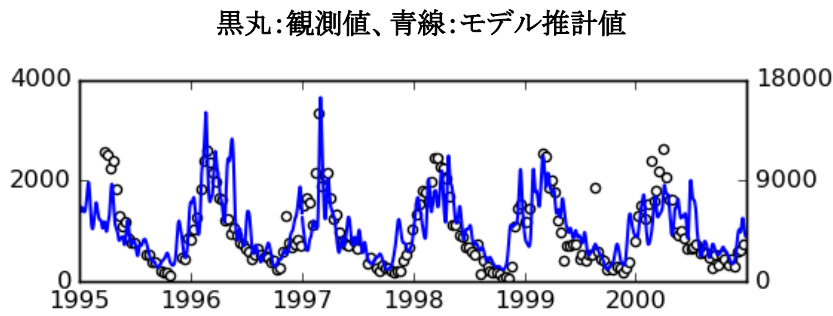


図 5-5 Obidos 観測所の浮遊砂輸送量の時系列変動[10³ton/dy]

黒丸:観測値(左軸)、青線:モデル推計値(右軸)

5.2.2. 雨滴および水滴の衝撃による土砂侵食の表現

SHESED[Wicks & Bathurstbt, 1996]に導入されている雨滴および植生から滴る水滴の衝撃による土砂侵食の算定法を試した。以下に詳細を記す。

雨滴による運動量の二乗 $M_R[(\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1})^2 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}]$ は式 5-8 で算定される。

$$M_R = \alpha I^\beta \quad 5-8$$

ただし、 I は降水強度[mm/h]である。 α 、 β は Wicks[1988]により推定された経験的パラメータである(表 5-1)。

表 5-1 降水強度と雨滴による運動量のパラメータ(Wicks & Bathurstbt[1996] Table1)

降水強度 I	α	β
$0 \leq I < 10$	2.69×10^{-8}	1.6896
$10 \leq I < 50$	3.75×10^{-8}	1.5545
$50 \leq I < 100$	6.12×10^{-8}	1.4242
$100 \leq I < 250$	11.75×10^{-8}	1.2821

植生からの滴下による運動量の二乗 $M_D[(\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1})^2 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}]$ は式 5-9 で算定される。

$$M_D = \frac{\left(\frac{V\rho\pi D^3}{6}\right)^2 \text{DRIP\%DRAIN}}{\left(\frac{\pi D^3}{6}\right)} \quad 5-9$$

ただし、 V は植生からの滴下の落下速度[m/s]、 D は水滴の直径[m]、DRIP%DRAIN は滴下量[m/s]である。水滴の落下速度は Epema & Riezebos[1983]に基づいて推定される。水滴の直径は Wicks[1988]に基づいて 5.5mm とした。滴下量は MATSIRO に含まれるキャンピー水収支サブモデル MATCNW で計算されている。

ある一定の深さ以上の水体が地表面に存在していると土壌は雨滴による衝撃を避けることができる。そこで Park et al.[1982]に提案された関係性から式 5-10 によって補正係数を定義する。

$$F_W = \exp\left(1 - \frac{h}{D_m}\right) \quad \text{if } h > D_m \quad 5-10$$

$$F_W = 1 \quad \text{if } h \leq D_m$$

ただし、 h は水深[m]、 D_m は平均雨滴直径である。水深は CaMa-Flood の浸水深とし、平均雨滴直径は降水が止んだ後も植生から水の供給がある場合は植生からの水滴の直径、降水イベント中は

$$D_m = 0.00124I^{0.182} \quad 5-11$$

と定義した。以上を用いて、雨滴の衝撃による土砂侵食量 $D_R[\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}]$ は

$$D_R = k_r F_W (1 - C_G) [(1 - C_C) M_R + M_D] \quad 5-12$$

と計算される。ただし、 k_r は雨滴による土砂侵食係数 $[J^{-1}]$ 、 C_G は植生の被覆率、 C_C は樹冠の被覆率である。

上記の土砂侵食量を本研究に適用するために用いているパラメータを MATSIRO 及び CaMa-Flood の出力値に合わせて調整した。

雨滴による土砂侵食係数 k_r

雨滴による土砂侵食係数 k_r は既往研究の実験結果を用いて最適化されている(表 5-2)。MATSIRO の土壌タイプに合わせて適用し、複数候補がある場合は平均値を用いた。MATSIRO の土壌タイプにある loamy sand, sandy clay loam, clay loam, sandy clay は参考値がないため、Meyer & Harmon[1984]の平均値の 26.2 を便宜的に適用した。追加実験によって適切な値を求める必要があるが、今後の課題とする。

植生の被覆率 C_G 、樹冠の被覆率 C_C

C_G は低い植生が地面を覆っている割合であり、低い植生が存在すると雨滴や植生からの滴下による侵食が生じないと仮定している。 C_C は高い植生の葉が地面を覆っている割合であり、葉が存在すると雨滴による直接の侵食が生じないと仮定している。MATSIRO では 12 種類の土地被覆タイプを定義しており、それぞれ植生高、被覆率が定義されている。植生高が 0.1m 以下の場合低い植生であるとし、 C_G が定義された被覆率、 C_C を 0 とした。その他を高い植生とし、 C_G を 0、 C_C を定義された被覆率とした。

GRENE-TEA Model Intercomparison Project[Sueyoshi et al., 2016]による 3 時間間隔の気象外力を入力値として MATSIRO と土砂動態モデルの計算を 2000 年の 1 年分を行った。MATSIRO のタイムステップは 1 時間であり、日平均のモデル推計値を用いて土砂生産量の算定を行った。比較対象として土砂生産過程 3.2.2 項の算定方法も同じ気象外力を用いて算定した。図 5-6 はそれぞれの土砂生産量の算定法による Amazon 川流域の年平均土砂生産量である。Amazon 川は平均的に氾濫しており、式 5-10 から浸水深が大きいと土砂生産が行われていない。そのため特に本流沿

いは土砂生産量が0となっている。氾濫原のサブグリッド地形を用いて浸水域と非浸水域を分けて算定することを今後の課題とする。

表 5-2 既往研究の実験結果による土砂侵食係数

	Clay	Silty clay	Silty clay loam	Silt	Silt loam	Loam	Sandy loam	Sand
Meyer & Harmon[1984]	19	18.2	16.2	29.8	39.8	28.2	32	
Morgan [1985]						30		
Bradford et al. [1987a,b]	73.5		22.2		25.7	37.6	34.4	62.4
Verhaegen[1987]					24.7	23.4	30	

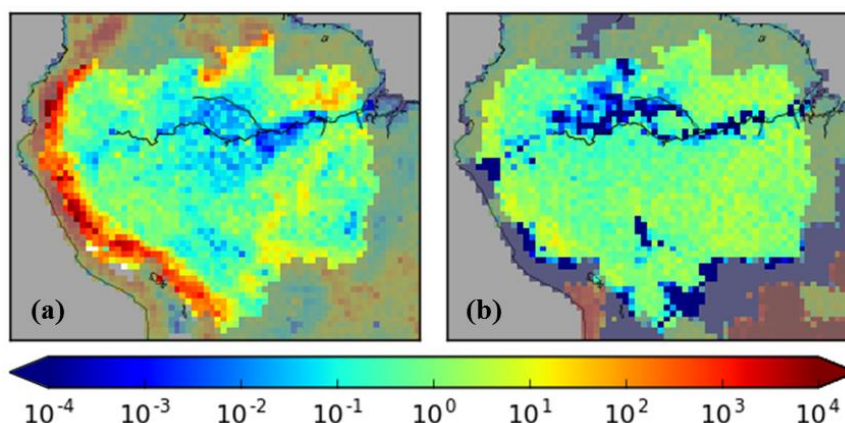


図 5-6 Amazon 川流域における年平均土砂生産量[m³/s]
 (a)3.2.2 節による土砂生産量 (b)SHESED に基づいた土砂生産量

5.3. 河床変動によるフィードバック

前章までは土砂動態モデルにより河床への堆積や侵食が算定されているが、その影響は土砂動態モデル内にとどまっており、河川モデルの地形に影響を及ぼしていない。現在、数多くの洪水研究は行われているが、それらのほとんどは固定された河道断面を仮定している。例えば日本が隆起するのは 1000 年に 1mm 以下という報告もあるが[藤原ら, 2005]、これらの情報を含めて河道断面が逐一更新されれば、特に気候変動に関する実験のような長期シミュレーションに対して新たな知見を提供できると期待される。

そこで、本節では土砂動態モデルにより算定される河床変動を河川モデルの地形データに試行的に反映させた。河床変動の影響を見るためなので、以下の仮定を採用した。

- 河床のみ変動するとして、氾濫原の標高分布は変化しない
- 河床以外の河道の側面などは変化しない
- 5.1 節の氾濫原の土砂動態考慮ありにする

陸面からの土砂生産や氾濫原の堆積・侵食によって氾濫原の標高分布は変動するが、まず河床変動が流量や氾濫面積に与える影響の大きさを評価するためにフィードバックは河道内のみ限定した。河道の側面を変動させないのも同様の理由である。これらは今後の課題とする。フィードバックを与える際に、計算安定のために河道深に下限を設けている。下限に達した場合、全体の収支が閉じるように、超過した堆積量分を氾濫原へと移動させる必要があったため、氾濫原ありの設定を採用した。

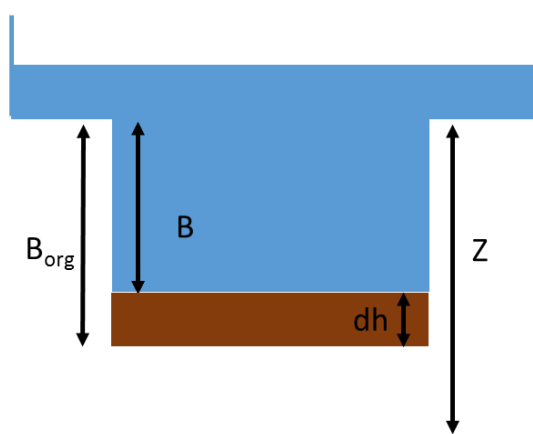


図 5-7 河床変動の模式図

河床堆積・侵食を地形データに反映させるために、河道深・および河床標高を変更する。図 5-7 は河床変動に伴う河道内の模式図である。B_{org} は CaMa-Flood において経験式を用いて定義されるデフォルトの河道深、B は河床変動を考慮したときの河道深、Z は単位集水域の標高、dh は土砂の堆積・侵食による河床の変動幅である。河床の変動幅は 4.1.1 項で定義された岩盤までの深さとの差によって算定される。算定された河床の変動幅を用いて河道深は $B=B_{org}-dh$ と更新される。ここで流量計算の安定のためにある程度の河道深は必要であると考え、恣意的に下限として 0.5m を採用した。これに関しては感度実験がさらに必要である。河道深が 0.5m を下回る場合、(0.5-B)m 分の掃流砂を氾濫原の掃流砂貯留量へと移動させた。上記によって更新された河道深を用いて河床標高および河道・氾濫原の貯留量容量の更新も行った。この計算は各タイムステップに行われる。

図 5-8 は河床変動の河川モデルへの反映の有無を示した図である。図 5-2 と比較して河床・氾濫原床が上昇した場合正であり、低下した場合は負を示す。(a)は河床の変動幅を示し、(b)は図 5-2(b)と同様、0.005 度にダウンスケールした場合の差を示す。変化がないグリッドについては白く示している。河床は Amazon 川流域の上流側で大幅に堆積されていたグリッドで堆積量が大きく減

少している。これは主に河道深の下限を設けたことに起因すると考えられ、河床で最も変化が大きいグリッドは 1.7m/yr 分堆積が減少している。氾濫原で最も変化が大きいグリッドは 0.1cm/yr 分堆積が増加している。

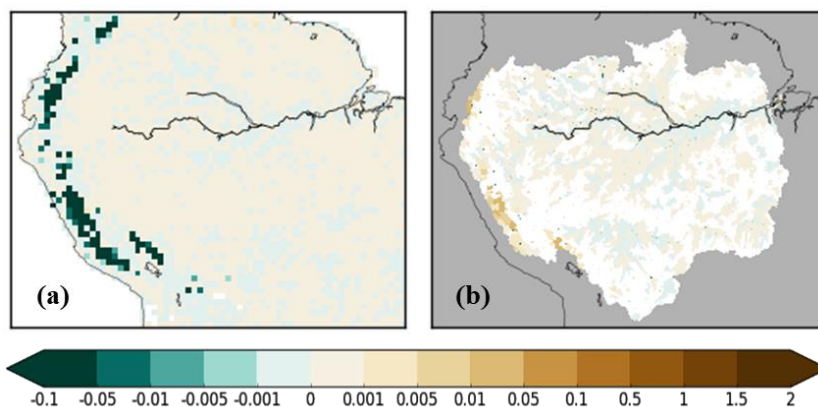


図 5-8 河床変動の考慮の有無によるトレンドの差
(a)河道内[m/yr]、(b)河道・氾濫原を高解像度にダウンスケール[cm/yr]

Amazon 川流域内の観測地点 Serrinha、Porto Velho、Manacapuru、Obidos ではそれぞれ河床は平均的に年間 0.016m、0.005m、0.007m、0.004m 侵食されており、河道深は単調増加している。図 5-9 は Amazon 川流域内の観測地点における河床変動のフィードバックの有無による河川流量への影響を示した図である。(a)(b)の灰色線が GRDC による観測値であり、青線が CTL 実験のモデル推計値である。(c)(d)が河床変動のフィードバックを示しており、河床変動の河川流量から CTL 実験の河川流量を引いた差である。(a)(c)が Manacapuru、(b)(d)が Obidos である。季節変動にはほとんど差はなく、変動幅が大きくなっていることがわかる。時系列データを比較しても相関係数などの統計値にほとんど変化はなく、RMSE が約 $100\text{m}^3/\text{s}$ 減少する程度である。これらの地点では河床低下が起こっているため氾濫が起こりづらくなっている。氾濫が起こりづらいため、氾濫原へと流出していた水量が下流へと輸送されやすくなり変動幅が大きくなると考えられる。この結果は CaMa-Flood の境界条件の感度実験と同様の傾向を示している[Yamazaki et al., 2011]。変動幅は CTL 実験と比較して 1%以下であるが、河床変動の影響評価にはより長期的なシミュレーションを行うことが必要であり、今後の課題とする。

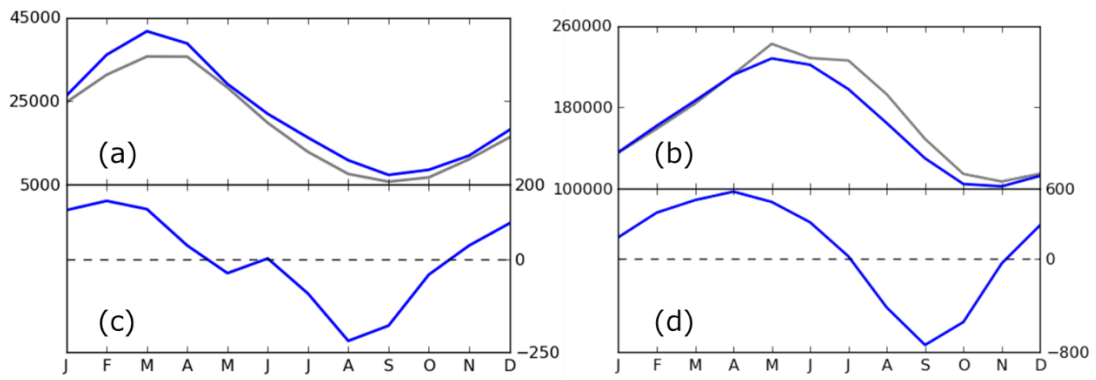


図 5-9 河床変動のフィードバックの有無による河川流量気候値の再現性[m^3/s]

(a)(c)Manacapuru (b)(d)Obidos

(a)(b)灰色線:GRDC 観測値、青線:CTL 実験 (c)(d)河床変動フィードバック

6. まとめと結論

本研究では、陸域の土砂収支を適切に表現すると同時に日々・月スケールでの土砂動態の解明を試みた。そのために全球スケールの土砂輸送などを物理的に表現した全球土砂動態モデルを開発し、同時に河川中の土砂に関する観測データを収集しデータベース化した。

第 2 章では観測データの収集および特徴について説明した。まずインターネットまたは担当者がデータを公開している観測データを収集した。一部を除いて詳しいメタ情報が付随していないため、報告書や論文などを参考に登録されているデータについての情報をまとめた。また、各データについてピークとなる月を解析し、月平均値の季節変動に地域に応じた特徴があることが分かった。特に、アメリカでは西側、内陸地、東側で降水量や河川流量のピークに応じて土砂のピーク月も区分できることが分かった。

第 3 章では開発した土砂動態モデルのフレームワーク及び物理プロセスについて説明した。フレームワークとしては現在開発中の *Integrated Land Simulator* を用いた。現在は陸面過程モデル *MATSIRO*、河川氾濫モデル *CaMa-Flood*、カプラー *Jcup* を中心として開発が進められており、カプラーを通じてデータ通信が行われるため、さまざまなプロセスの結合が容易な設計となっている。土砂動態の物理過程は土砂生産、土砂輸送、沈降、巻上が考慮されている。水体とともに流下する浮遊砂と河床付近を転動・滑動などしながら移動する掃流砂の 2 種類の輸送過程に分類し、さらに砂・シルト・粘度の 3 種類の粒径分布を適用した。

第 4 章では開発された土砂動態モデルのシミュレーションに用いた計算設定および結果の検証・分析を行った。Amazon 川流域、Mekong 川流域、利根川流域の 3 流域に特に着目して考察を行い、さらに全球スケールでの包括的な検証も行った。Amazon 川流域では河川流量の再現性が高いため、下流域では浮遊砂輸送量の季節変動も比較的再現できている。上流域の *Porto Velho* ではアンデス山脈における土砂生産が過小評価されているため、それに伴ってピーク値が大きく過小評価されている。また、上流域のアンデス山脈では土砂生産量が多いが流下しないため、河床に多く堆積されることが分かった。Mekong 川流域では季節変動は表現できているが、ピーク値が全体的に過小評価されている。Mekong 川では 5 月末に乾季が終わり、6~10 月が雨季となっている。この時期に Mekong 川は年間の浮遊砂輸送量の大半を占めている。モデル推計値でも同様の傾向が表現できているが、ピーク値が過小評価されていることによって占める割合は観測値よりは少なくなっている。利根川もピーク値の過小評価が目立つ結果となった。また、野田で観測された 2 度のピークを捉えることはできなかった。

さらに、導入している 6 つのパラメータについて感度実験を行った。土砂生産量を増加させた場合や増水時の巻上量を増加させた場合、CTL 実験と比べて有意な差を示し、感度が大きいことがわかった。Amazon、Mekong、利根川の最下流にある観測地点で結果を比較した結果、3 地点とも浮遊砂濃度、タイムステップ、増水・減水期閾値には影響されないことが分かった。例えば浮遊砂濃度は 3 地点とも非常に小さい値をとっていたので、上限を設けてもほとんど変化しなかった。特に感度があったのは交換層厚及び土砂生産量であった。交換層厚は 1 タイムステップに輸送・巻

上される掃流砂の上限となっており、増加させると特に巻上量に大きく影響する。交換層厚が増加することにより、巻き上げられる掃流砂が増え、結果として浮遊砂輸送量が大幅に増加した。土砂生産量は浮遊砂貯留量を直接増加させるため、浮遊砂濃度の増加及び瞬間的な浮遊砂輸送量の増加につながる事が分かった。

第5章では開発された土砂動態モデルを陸域全体へと展開するために必要な物理過程の追加および緻密化について議論した。まず、河道内に限定されている土砂の動きを陸域に展開するために氾濫原における土砂動態の導入を試みた。浮遊砂濃度を河道内と氾濫原で等しいと仮定することにより、グリッド内の土砂収支を閉じるようにした。Amazon川での変化を考察したところ、氾濫原導入によって変動幅は観測値に近づくものの、ピークのタイミングが遅くなり、流量のピークに近づくことが分かった。これは氾濫が起ると河道内のみ溜まっていた浮遊砂が氾濫原へと流出するため、流量の増加に伴って河道内の浮遊砂が増えにくくなることに起因すると考えられる。河道と氾濫原の土砂のやり取りの適切な表現がさらに必要である。

また、降水量と斜面勾配のみの関数としている土砂生産過程をより物理的に表現するために、サブグリッド地形パラメータを用いた斜面勾配の算定及び雨滴による侵食量と植生を通じた滴下による侵食量算定の導入による土砂生産量の変化について考察した。サブグリッド地形パラメータの使用により斜面勾配はCTL実験より大きく算定され、結果として浮遊砂輸送量のピーク時の立ち上がりも鋭くなる事が分かった。雨滴及び滴下による侵食量のために追加で必要な変数はMATSIROで算定可能である。平地では本研究で開発した土砂動態モデルと同程度の値を示したが、氾濫によって土砂生産が行われないグリッドが多くあった。本研究の土砂動態モデルに導入するにはCaMa-Floodで採用されているサブグリッド地形によって浸水域と非浸水域へとさらに区分して算定する必要があることが分かった。

さらに、開発された土砂動態モデルで表現されている河床変動を河川モデルの地形データに反映させることの影響を議論した。掃流砂貯留量の変動を深さ方向の変動幅に変換し、地形データの河道深に各タイムステップに反映させた。河道深をタイムステップごとに更新することによって土砂だけでなく、CaMa-Floodの流量や氾濫面積などにも影響がある。Amazon川の観測地点における河川流量の季節変動はあまり変化しないが、変動幅が大きくなる事が分かった。河道断面の変化は特に気候変動など長期シミュレーションに大きく影響すると考えられ、近年盛んな気候変動に伴う洪水リスク変化に新たな知見を提供すると期待できる。

本研究で開発した土砂動態モデルによって全球スケールで河川流量の再現性が高い地点では土砂動態モデルの季節変動もよく再現できていることが分かった。観測値からも土砂輸送量の最も多い月は降水量や河川流量の傾向と似る傾向が見られる。モデル推定値では季節変動は再現できているが、洪水時などのピーク値は観測値と比べてずれている地点が多く、文献により報告されている全球での海洋への土砂輸送量の13~23%程度であった。感度実験から浮遊砂を増加させるパラメータにより再現性が高くなる事が分かったため、パラメータ調整が今後必要である。また、浮遊砂濃度が等しいという仮定によって氾濫原と河道内の浮遊砂の分配を行っているため、氾濫原-河道間の土砂輸送も適切に表現する必要がある。掃流砂も含めて全球スケールで物理的に土砂

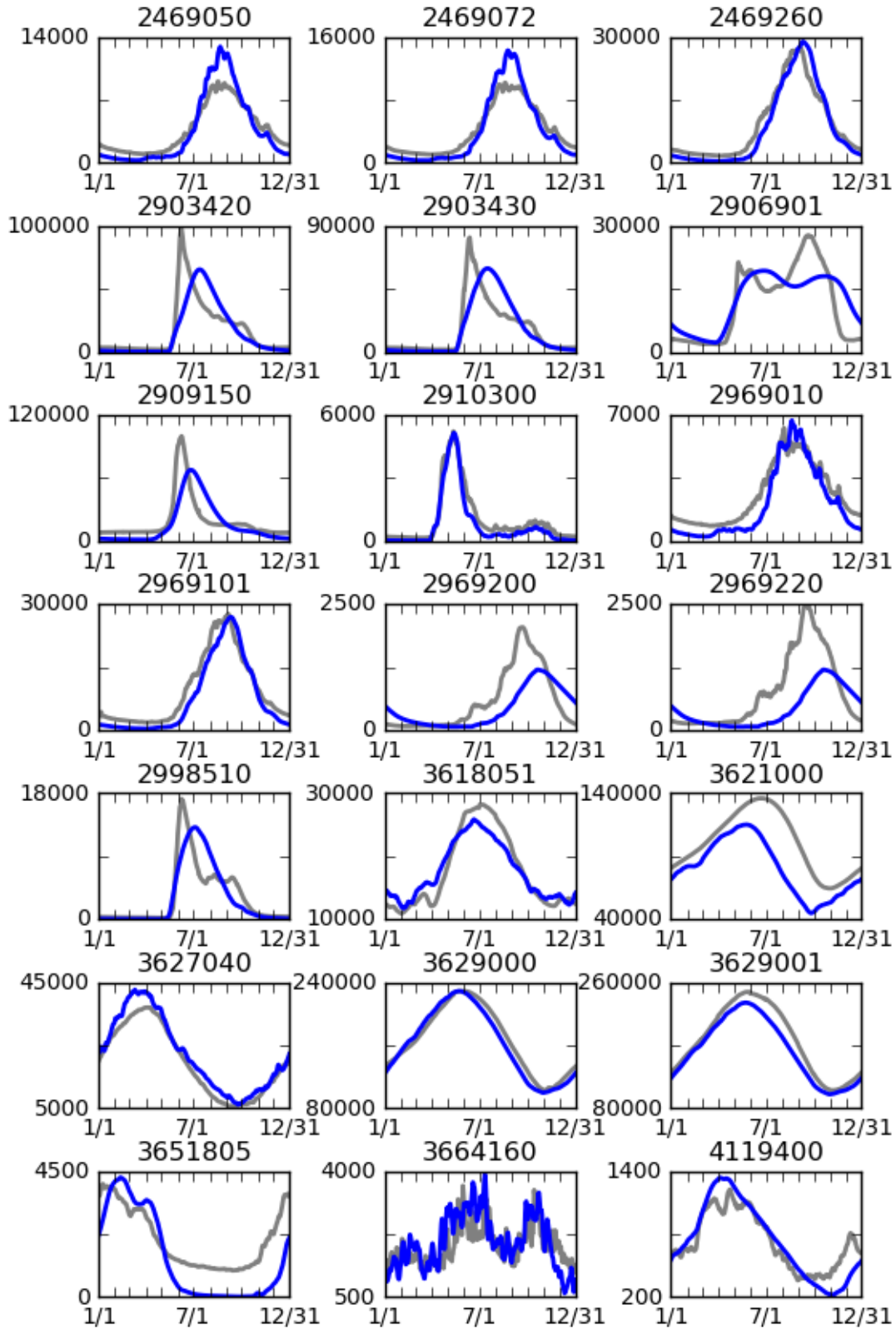
動態モデルを開発したのは世界初であり、今後の土砂動態解明への貢献が大いに期待できる。現在は地点観測を用いて検証を行っており地点数は限られているため、衛星などと組み合わせた検証を今後の課題とする。

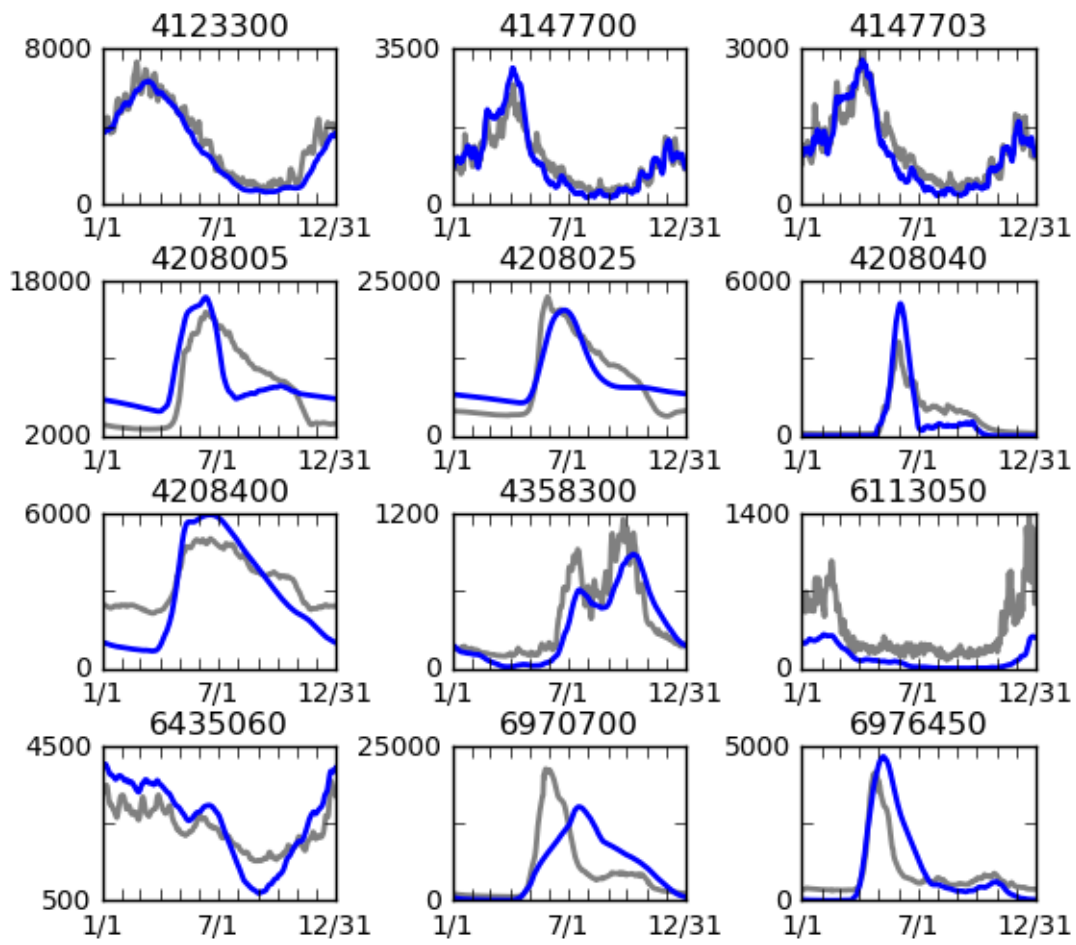
Appendix A. 検証地点の詳細緒元情報

データ元	土砂 観測所番号	流量 観測所番号	緯度	経度	上流面積	サンプル数
GEMS	BRA00018	3621000	-3.31	-60.61	2189439	7305
GEMS	BRA00055	3651805	-14.75	-43.93	200250	7274
GEMS	BRA00090	3664160	-25.63	-54.48	67211	7305
GEMS	CAN00001	4208025	67.46	-133.70	1690301	7154
GEMS	CAN00005	4208400	59.87	-111.59	606509	7305
GEMS	LAO00001	2469260	15.11	105.80	547986	4748
GEMS	LAO00002	2469072	17.93	102.62	301247	4383
GEMS	LAO00003	2469050	19.94	102.21	271833	4748
GEMS	MEX00004	4358300	22.08	-98.22	61869	7163
GEMS	NLD00001	6435060	51.85	6.10	160212	7305
GEMS	PRT00001	6113050	39.23	-8.68	67198	2557
GEMS	RUS00003	6976450	54.97	55.98	113095	5478
GEMS	RUS00004	2910300	56.57	84.90	58183	6208
GEMS	RUS00009	2906901	52.37	140.43	1934680	2498
GEMS	RUS00010	2909150	67.45	86.50	2450929	7304
GEMS	RUS00012	6970700	67.58	52.18	309609	6940
GEMS	RUS00017	2998510	68.72	158.80	534462	6574
GEMS	RUS00018	2903420	70.67	127.33	2431830	7305
GEMS	RUS00028	2903430	72.33	126.67	2463896	7305
GEMS	RUS00030	6976450	54.97	55.98	113095	5478
GEMS	RUS00031	2910300	56.57	84.90	58183	6208
GEMS	RUS00033	2909150	67.45	86.50	30566	7304
GEMS	RUS00038	6976450	54.97	55.98	113095	5478
GEMS	RUS00039	2910300	56.57	84.90	58183	6208
GEMS	RUS00041	2909150	67.45	86.50	2450929	7304
GEMS	THA00005	2969200	15.22	104.86	107124	4748
GEMS	THA00008	2969010	20.27	100.09	187290	4748
GEMS	THA00010	2969101	15.32	105.50	419240	4382
GEMS	THA00021	2969220	15.24	105.25	107124	4748
HYBAM	14420000	3618051	-0.48	-64.83	296859	7305

HYBAM	14100000	3621000	-3.31	-60.61	2206940	7305
HYBAM	15400000	3627040	-8.74	-63.92	1005700	7274
HYBAM	17050001	3629000	-1.95	-55.51	4676670	6338
HYBAM	17050001	3629001	-1.95	-55.51	4676670	7124
HYDAT	10ED002	4208005	61.74	-121.23	272947	7305
HYDAT	10MC002	4208040	67.26	-134.89	70046	6820
HYDAT	07NB001	4208400	59.87	-111.58	605059	7305
HYDAT	10LC014	4208025	67.46	-133.75	1690302	7154
USGS	3294500	4123300	38.28	-85.80	236129	7305
USGS	1570500	4147700	40.25	-76.89	62419	7305
USGS	1578310	4147703	39.66	-76.17	70189	7305
USGS	5586100	4119400	39.70	-90.65	69264	7305

Appendix B. 検証地点の平均月流量





灰色が観測値[m^3/s]、青色がモデル推計値[m^3/s]である。

謝辞

本研究をまとめるにあたり、多くの方々にお世話になりましたので、ここに感謝の気持ちを表したいと思います。

主査の芳村圭准教授には学部4年のときから約6年間ご指導いただきました。研究だけでなく様々な場面で気にかけていただき、議論する度に研究で思い悩んでいる事柄の突破口を見出すことができていました。本当にありがとうございました。これからも「大きいこと」に挑戦し続けようと思います。

同じく学部4年のときから多くご指導いただいた副査でもある沖大幹教授にはいつも懇切丁寧に指導していただきました。時には抜けている部分を鋭く指摘していただき、いつも気を引き締めるきっかけとなっていました。

副査の佐藤慎司教授、羽角博康教授、知花武佳准教授にはお忙しい中たくさんのコメントや助言をいただきました。広い領域を対象としているため見落としがちな細かいスケールの観点からのご指摘や異なる分野からの視点など大変勉強になりました。

6年間過ごした研究室の生活の中ではたくさんの方々にお世話になりました。(とても全員のお名前や思い出をここに挙げることはできないので、いずれ直接感謝の気持ちを語らせてください。) 研究室スタッフの方々にはゼミでの鋭いご指摘から飲み場での叱咤激励まで様々な場面で助けていただきました。また、秘書のみなさまには研究のサポートだけでなく時には楽しい憩いの場を提供していただいたおかげで息抜きをしながら研究に取り組むことができました。先輩方には研究に対する姿勢をたくさん学ばせていただき、日常生活でもふとした時にお声掛けいただいて元気づけていただきました。特に直属の先輩である佐藤雄亮さんと岡崎淳史さんには卒業後もよくメール等で励ましていただき、いつも相談に乗っていただいて本当に心強かったです。卒論期から博士課程までそれぞれの時期にいた同期のみんなとは追い込みのつらい時期や研究からの息抜きを一緒にしていつも楽しい時間を過ごせました。特に修士課程から5年間一緒に研究し、博士課程のいろんな締切前の追い込みをともにした研究室同期の吉田奈津妃さんの存在はとても心強かったです。研究室の後輩たちは本当に頭がよくて研究の話を知るときにいつも刺激を受けていました。特に本研究の土台となるモデルを修士論文で構築した向田清峻くんには卒業後も研究内容も含めて色々話ることができて助けられました。

研究活動に対して博士課程の3年間では日本学術振興会から多大な助成をいただいたことにより研究に集中することができました。

最後になりますが、これまで背中を押していつも応援してくれている両親に感謝したいと思います。これから少しずつ恩返しさせていただきます。

参考文献

- Arakawa, T., Yoshimura, H., Saito, F., & Ogochi, K. (2011). Data exchange algorithm and software design of KAKUSHIN coupler Jcup. *Procedia Computer Science*, 4, 1516–1525.
<https://doi.org/10.1016/j.procs.2011.04.164>
- Armijos, E., Crave, A., Vauchel, P., Fraizy, P., Santini, W., Moquet, J. S., ... Guyot, J. L. (2013). Suspended sediment dynamics in the Amazon River of Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 75–84. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2012.09.002>
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(January 2015), 43–69.
<https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., & Dutra-Maia, P. (2011). Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3), Q03008. <https://doi.org/10.1029/2010GC003380>
- Bradford, J. M., Ferris, J. E., & Remley, P. A. (1987a). Interrill Soil Erosion Processes: I. Effect of Surface Sealing on Infiltration, Runoff, and Soil Splash Detachment. *Soil Science Society of America Journal*, 51(6), 1566–1571. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100060029x>
- Bradford, J. M., Ferris, J. E., & Remley, P. A. (1987b). Interrill Soil Erosion Processes: II. Relationship of Splash Detachment to Soil Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 51(6), 1571–1575. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100060030x>
- Cohen, S., Kettner, A. J., Syvitski, J. P. M., & Fekete, B. M. (2013). WBMsed, a distributed global-scale riverine sediment flux model: Model description and validation. *Computers & Geosciences*, 53, 80–93. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2011.08.011>
- Dai, S. B., & Lu, X. X. (2014). Sediment load change in the Yangtze River (Changjiang): A review. *Geomorphology*, 215, 60–73. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2013.05.027>
- Dybas, C. L. (2005). Dead Zones Spreading in World Oceans. *BioScience*, 55(7), 552–557.
- Eash, D. A., & Koppensteiner, B. A. (1996). *Floods of July 12, 1972, March 19, 1979, and June 15, 1991, in the Turkey River basin, northeast Iowa. US. Geological Survey Open-File Report 96-560.*
- Environment Canada. Sediment Data Search. Retrieved November 3, 2017, from https://wateroffice.ec.gc.ca/search/sediment_e.html
- Epema, G. F., & Riezebos, H. T. (1983). Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain. *Rainfall Simulation, Runoff and Soil Erosion*, 1–17.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J. L., ... Bourrel, L. (2007). Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(2),

- 230–248. <https://doi.org/10.1002/esp.1394>
- Gilbert, G. K., & Murphy, E. C. (1914). *The Transportation of Debris by Running Water. Professional Paper 86*.
- Global Runoff Data Centre. Retrieved January 25, 2015, from http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., ... Tanaka, K. (2008). An integrated model for the assessment of global water resources – Part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences, 12*, 1007–1025. <https://doi.org/10.5194/hess-12-1007-2008>
- Henck, A. C., Huntington, K. W., Stone, J. O., Montgomery, D. R., & Hallet, B. (2011). Spatial controls on erosion in the Three Rivers Region, southeastern Tibet and southwestern China. *Earth and Planetary Science Letters, 303*(1–2), 71–83. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.12.038>
- Kim, H., Yeh, P. J. F., Oki, T., & Kanae, S. (2009). Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins. *Geophysical Research Letters, 36*(August), 2–6. <https://doi.org/10.1029/2009GL039006>
- Kuenen, P. H. (1950). *Marine Geology*. New York: Willey.
- Lal, R. (2003). Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International, 29*(4), 437–450. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00192-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00192-7)
- Larkin, G. A., Slaney, P. A., Warburton, P., & Wilson, A. S. (1998). *Suspended Sediment and Fish Habitat Sedimentation in Central Interior Watersheds of British Columbia*.
- Liston, G. E., Sud, Y. C., Wood, E. F., Liston, G. E., Sud, Y. C., & Wood, E. F. (1994). Evaluating GCM Land Surface Hydrology Parameterizations by Computing River Discharges Using a Runoff Routing Model: Application to the Mississippi Basin. *Journal of Applied Meteorology, 33*(3), 394–405. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1994\)033<0394:EGLSHP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1994)033<0394:EGLSHP>2.0.CO;2)
- Masutomi, Y., Inui, Y., Takahashi, K., & Matsuoka, Y. (2009). Development of highly accurate global polygonal drainage basin data. *Hydrological Processes, 23*, 572–584. <https://doi.org/10.1002/hyp.7186>
- Meyer, L. D., & Harmon, W. C. (1984). Susceptibility of Agricultural Soils to Interrill Erosion. *Soil Science Society of America Journal, 48*(5), 1152–1157. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800050040x>
- Milliman, J. D., & Farnsworth, K. L. (2011). *River discharge to the coastal ocean : a global synthesis*. Cambridge University Press.
- Morehead, M. D., Syvitski, J. P., Hutton, E. W. H., & Peckham, S. D. (2003). Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change, 39*(1–2), 95–110. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00019-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00019-5)
- Moriassi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007).

- Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Naipal, V. (2016). *Modelling long-term, large-scale sediment dynamics in an Earth System Model framework*. Universitat Hamburg.
- Oki, T., & Sud, Y. C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2(1), 1–1. [https://doi.org/10.1175/1087-3562\(1998\)002<0001:DoTRIP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DoTRIP>2.0.CO;2)
- Panin, A. (2004). Sediment Transfer through the Fluvial System (Proceedings of a symposium held in Moscow Land-ocean sediment transfer in palaeotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. In *Sediment Transfer through the Fluvial System* (Vol. 288, pp. 115–124). Moscow: IAHS Publ.
- Park, S. W., Mitchell, J. K., & Scarborough, J. N. (1982). Soil Erosion Simulation on Small Watersheds: A Modified ANSWERS Model. *Transactions of the ASAE*, 25(6), 1581–1588.
- Queensland Government. Water Monitoring Information Portal. Retrieved November 3, 2017, from <https://water-monitoring.information.qld.gov.au/>
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K., & Yoder, D. C. (1997). *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. *Agricultural Handbook 703*. USDA.
- Rubey, W. (1933). Settling velocities of gravel, sand, and silt particles. *American Journal of Science*, 25, 325–338.
- Schellenberg, G., Donnelly, C. R., Holder, C., Briand, M.-H., & Ahsan, R. (2017). *Sedimentation and Hydropower: Impacts and Solutions Sedimentation, Dam Safety and Hydropower: Issues, Impacts and Solutions*.
- Shuttle Radar Topography Mission. Retrieved January 25, 2015, from <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>
- SO HYBAM - The Environmental Research Observatory on the Rivers of the Amazon, Orinoco and Congo Basins. Retrieved November 3, 2017, from <http://www.ore-hybam.org/>
- Sueyoshi, T., Saito, K., Miyazaki, S., Mori, J., Ise, T., Arakida, H., ... Sugimoto, A. (2016). The GRENE-TEA model intercomparison project (GTMIP) Stage 1 forcing data set. *Earth System Science Data*, 8(1), 1–14. <https://doi.org/10.5194/essd-8-1-2016>
- Syvitski, J. P. M., & Milliman, J. D. (2007). Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. *The Journal of Geology*, 115(1), 1–19. <https://doi.org/10.1086/509246>
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005). Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, 308(5720), 376–380.
- Takata, K., Emori, S., & Watanabe, T. (2003). Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, 38, 209–222.

- [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00030-4](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00030-4)
- U.S. Geological Survey. USGS Sediment Data Portal. Retrieved November 3, 2017, from <https://cida.usgs.gov/sediment/>
- UNEP GEMS/Water ナショナルセンター. GEMS/Waterとは. Retrieved November 3, 2017, from http://db.cger.nies.go.jp/gem/inter/GEMS/gems_jnet/outline_j.html
- United Nations Environment Programme (2017). GEMStat database of the Global Environment Monitoring System for freshwater (GEMS/Water) Programme. International Centre for Water Resources and Global Change, Koblenz. Accessed 10/10/2017. Available upon request from GEMS/Water Data Centre: data-request@gemstat.org
- Verhaegen, T. (1987). The use of small flumes for the determination of soil erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(2), 185–194. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120208>
- Walling, D. E. (2006). Human impact on land–ocean sediment transfer by the world’s rivers. *Geomorphology*, 79(3–4), 192–216. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.019>
- Wicks, J. M. (1988). *Physically-based Mathematical Modelling of Catchment Sediment Yield*. Newcastle University.
- Wicks, J. M., & Bathurst, J. C. (1996). SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. *Journal of Hydrology*, 175, 213–238.
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., & Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, 47(January), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2010WR009726>
- Yamazaki, D., Oki, T., & Kanae, S. (2009). Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 2241–2251. <https://doi.org/10.5194/hess-13-2241-2009>
- Zhang, J., Huang, W. W., Liu, M. G., & Cui, J. Z. (1994). Eco-social impact and chemical regimes of large chinese rivers—a short discussion. *Water Research*, 28(3), 609–617. [https://doi.org/10.1016/0043-1354\(94\)90011-6](https://doi.org/10.1016/0043-1354(94)90011-6)
- ウォンササニット, 清水康行, & 岩井聖. (2004). 流域全体系における土砂動態のモデル化の試み: 河道形状・土地利用変遷に関する基礎的検討. 河道形状・土地利用変遷に関する基礎的検討. 水文・水資源学会誌, 17(6), 593–606.
- 芦田和男, & 道上正規. (1972). 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究. 土木学会論文報告集, 1972(206), 59–69.
- 宇多高明, 吉添高兆, 横山卓司, 甲賀肇, 古池鋼, 村井健太, & 石川仁憲. (2007). 天竜川からの供給土砂量の増加と遠州灘海岸の侵食の関係. 海岸工学論文集, 54, 596–600.
- 国土交通省. 水文学質データベース. Retrieved November 3, 2017, from <http://www1.river.go.jp/>
- 国土交通省水質連絡会. (2009). *河川水質試験方法(案)[2008年版]*.
- 佐藤清一, 吉川秀夫, & 芦田和男. (1957). 河床砂礫の掃流運搬に関する研究(1). 土木研究所報告,

98, 13–30.

砂田 憲吾, 小松 勝彦, 柴田 高教, & 杉浦 信男. (1999). 数値地形情報に基づく水系土砂動態モデルの構成に関する検討. 水工学論文集, 43, 551–556.

砂田憲吾, & 長谷川登. (1994). 国土数値情報に基づく山地河川水系全体における土砂動態のモデル化の試み. 土木学会論文集, 1994(485), 37–44.

藤原治, 柳田誠, 三箇智二, & 守屋俊文. (2005). 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究. 原子力バックエンド研究, 11(2), 113–124.

二瓶泰雄, 飯田裕介, & 佐藤慶太. (2005). 都市河川における流速・SSの鉛直構造に関する高解像度 ADCP調査. 水工学論文集, 49, 631–636.

板倉忠興. (1984). 河川における乱流拡散現象に関する研究. 土木試験所報告, (83), p1-90.

浜口俊雄, 田中拓馬, 小槻峻司, 田中賢治, 峠嘉哉, & 安部雅宏. (2011). 分布型流出モデルに沿ったマクロスケールでの土砂生産・輸送モデリングの基礎的研究. 京都大学防災研究所年報, (55), 501–509.