

細粒土砂の供給が土砂流出・流路変動特性に与える影響  
に関する研究

北海道大学大学院 工学研究院  
京都大学 防災研究所

久加朋子  
山野井一輝



# 細粒土砂の供給が土砂流出・流路変動特性 に与える影響に関する研究

久加 朋子<sup>1</sup>・山野井一輝<sup>2</sup>

Tomoko KYUKA and Kazuki YAMANOI

<sup>1</sup>北海道大学大学院工学研究院 特任准教授

<sup>2</sup>京都大学防災研究所 助教

## 要 旨

河道内に流入する細粒土砂は、その濃度によって氾濫原の高さ、河岸侵食量、土砂輸送特性を変化させ、沖積河川の中長期的な河床・流路形態に影響を与えることが知られている。しかしながら、我が国のような急勾配河川における山地から生産される細粒土砂の挙動や、それらが河道内へ流入した後の輸送特性に関する知見は非常に限られた状況にある。そこで、本研究では3年計画にて、流域全体での細粒土砂の輸送を扱うための枠組みを開発することを目的とし、山地から河川への細粒土砂流出量の定量化モデルおよび河道内での細粒土砂の河床変動特性を扱うための解析モデルの開発を行う。初年度は、河道内に形成される砂州上への細粒成分の堆積特性を把握するための室内実験と数値解析による再現を行うと共に、モデルケースとして北海道胆振東部地震後の現地観測データの揃う厚真川流域を対象とし、流域内の観測データを元に降雨と土砂の供給量を結びつける数理モデルを構築し、これを用いて年スケールの土砂の流出シミュレーションを行なった。以下の報告には下記テーマについて記載する。

- (1) 粘着性・非粘着性河床混在場における交互砂州形状の変化と河床構成材料の変化 (久加朋子)
- (2) 流域土砂動態モデルを用いた細粒分流出プロセスのシミュレーション(山野井一輝)

# 1. 浮遊状態で流入する多量の細粒土砂（シルト）が砂州形状に与える影響と細粒土砂の堆積特性

久加 朋子

Tomoko KYUKA

北海道大学大学院工学研究院 特任准教授

## 要 旨

本研究では非粘着性河床材料で構成される交互砂州に細粒土砂を含む細粒土砂成分が多量に流入した場合を想定し、多量の細粒土砂が砂州形状に与える影響および砂州への細粒土砂の堆積特性について検討した。水路実験の結果、交互砂州では平衡掃流砂量に対して細粒土砂が10%以上増加した場合、その波長と波高に影響を与え、30%以上で砂洲が減衰することが確認された。また、交互砂州への細粒土砂の堆積は局在しており、砂州の上への堆積は少なく、主に平水時の主流路となる低水路の深みに堆積することが確認された。これは、細粒土砂は水路内を浮遊状態で輸送されるが、砂州前縁から低水路に水が流れ落ちる場所では、掃流砂に巻き込まれるように細粒土砂も一緒に砂州へと取り込まれるためである。ただし、既往報告にて蛇行流路を対象とした水路実験では、細粒土砂は低水路よりも砂州の上に堆積することが報告されている。そこで、流路形態の違いが細粒土砂成分の堆積に与える影響について検討するため、本研究では既往の2次元河床変動解析モデルNays2DHを一部修正し、浮遊状態で流れる細粒土砂の堆積箇所について、掃流砂層モデルによる再現性の検討を行った。数値解析の結果、直線流路に形成される交互砂州では、細粒成分の主な堆積は水路実験と同様に砂州前縁から低水路にかけて卓越した。逆に、蛇行流路の内岸側に形成される砂州では、細粒成分は砂州の上への堆積が卓越した。今後、本モデルの実河川への適応を行い、出水時・平水時における細粒成分の輸送と堆積特性について将来予測を行う。

《キーワード：細粒土砂；交互砂州；蛇行流路；室内実験；2次元河床変動解析》

## 1. はじめに

河道内に流入する細粒土砂は、その濃度によって氾濫原の高さ、河岸侵食量、土砂輸送特性を変化させ、沖積河川の中長期的な河床・流路形態に影響を与えることが知られている<sup>1)</sup>。しかしながら、その検討は河口域のような緩勾配区間を対象とするものが多く<sup>2)</sup>、我が国のような急勾配河川における山地から生産される細粒土砂の挙動や、それらが河道内へ流入した後の輸送特性に関する知見は非常に限られた状況にある。近年、全国各地の山地流域にて斜面・河岸崩落、土石流等に伴う多量の土砂移動による災害事例が増加しているなか、中長期的な河川環境の把握を行うためにも、崩壊地からの細粒土砂の輸送・堆積特性について把握することは重要な課題であると考えられる。

非粘着性土砂によって砂州が形成される場に、細粒土砂（ここではシルト成分を想定）のような浮遊状態で輸送される粘着性土砂が流入する場合の河床変動特性や河床材料構成の変化については、幾つかの理論解析による検討<sup>3) 4)</sup>や現地調査<sup>4)</sup>、水路実験<sup>5)</sup>がある。理論解析による検討<sup>3) 4)</sup>では、細粒土砂のような浮遊成分の流入は交互砂州の不安定さを増大させ、砂州の不安定さを増大させ、濃度によって砂州発生限界の波数が変化し、砂州の波長が長くなり砂州が消滅するなど、砂州形状を変化させることが指摘されている。一方、水路実験による検討<sup>5)</sup>は交互砂州ではなく蛇行流路に形成される砂州を対象としている。彼らの実験では上流端からの給砂材料の一部に細粒土砂を混ぜた場合、細粒土砂の堆積箇所を把握すると共に、流路変動に与える影響を確認している。彼らの実験では、蛇行流路にて輸送される細粒土砂の大半は、低水路よりも砂州上（氾濫原）の比高が比較的高い場所に堆積（図-1）することを報告している。また、細粒成分が蛇行流路の流路形状に影響を与える濃度は、平衡掃流砂量に対する細粒成分の割合が20%を超える付近からであり、砂州上に堆積した細粒成分が次第に河岸を強化し、流路の蛇行化を発達させると考察している。

この他、非粘着と粘着性土砂の混在場における河床変動特性に関しては、関根ら<sup>6)</sup>は粘着性河床への砂礫の供給を流量と給砂量を変化させた場合、粘土と砂の混合層が形成されること、それに伴う河床の耐浸食性の向上を指摘している。また、竹林ら<sup>7)</sup>はトンレサップ川を対象とした河床材料調査と解析結果により、初期河床が粘着性と非粘着性であっても河床形状の変化の差異はほとんど見られないものの、粘着河床の方が上流からの給砂材料の粗粒成分の下流への伝播が速いことを指摘している。このように、非粘着性河床に粘着性材料が混在した場合、流砂の輸送特性には変化が生じる可能性が指摘されている。しかしながら、災害後の現地河川において、中長期的な期間で多量の細粒成分が供給された場合、どのような砂州形態への変化や河床材料構成の変化が生じるかに関する知見は非常に限られている。

山地河川の斜面崩壊に伴う河川への中長期的な細粒土砂流入が懸念される場の一つとして、北海道胆振東部地震に伴う厚真川流域があげられる。2018年9月6日、厚真川流域では北海道胆振地方中東部を震

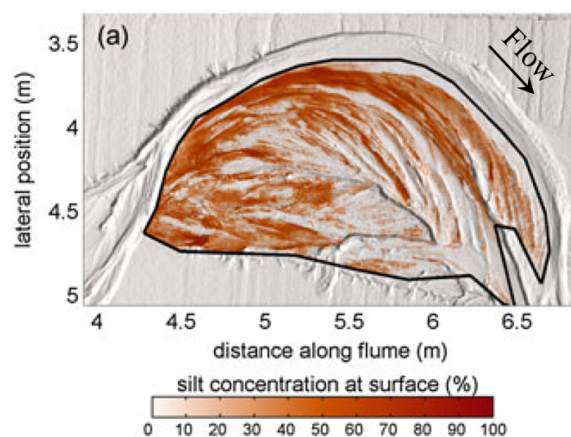
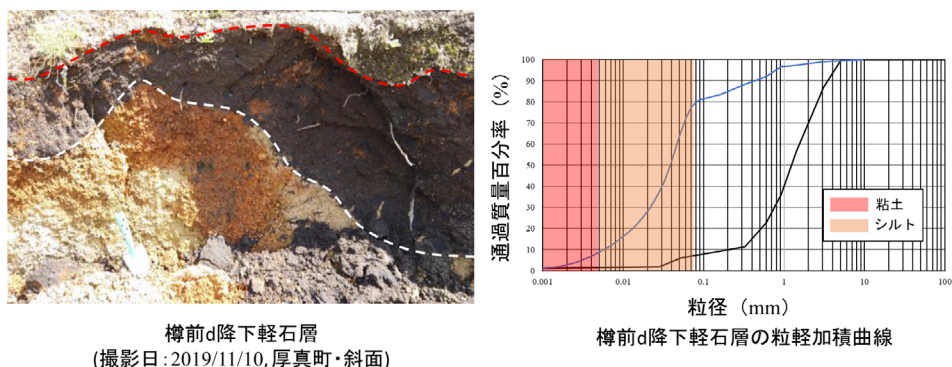


図-1 蛇行流路における細粒土砂の堆積傾向（W. M. van Dijk et al, 2013<sup>5)</sup>より引用）



樽前d降下軽石層  
(撮影日:2019/11/10,厚真町・斜面)

樽前d降下軽石層の粒軽加積曲線

図-2 軽石質の降下火砕堆積物, 左) 橙色の土層は樽前d降下軽石層に該当, 右) 現地の崩壊土塊 (Ta-d) の粒軽加積曲線. 黒: 採取土砂を乾燥させたもの, 青: 採取土砂を乾燥後すり潰したもの (風化した軽石層のため)



厚真川下流域の写真(KP6.4地点)  
(撮影日:2020/10/26, ドローン撮影)

厚真川下流域の写真, 白線は砂州前線.  
(撮影日:2019/07/26, 北海道提供)

図-3 厚真川下流域に形成される砂州地形の様子

源とする直下型地震 (マグニチュード6.7) が発生した<sup>8)</sup>. この地震により, 厚真川町, 安平町, むかわ町 (約 440km<sup>2</sup>の範囲) で6000 箇所以上の斜面崩壊が発生した<sup>9) 10) 11)</sup>. 厚真川上流域における崩壊の多発要因は, 他の流域に比べて樽前カルデラ起源の軽石質の降下火砕堆積物が斜面の基盤を厚く覆っていたためと指摘されている<sup>9) 10) 11)</sup>. 崩壊に伴い山裾等に堆積した崩壊土塊の大半は2018年から2019年度にかけて撤去されたが, 崩壊斜面では小規模の降雨イベントであっても表層流れの形成が確認されている. 図-2に現地で採取した土砂の粒軽加積曲線を示す. 採取土砂の粒度分析にはふるい分析とレーザー回析法 (SALP-3000S, (株) 島津製作所) を用いた. 図-2から細粒土砂を多量に含むことがわかり, 今後, 主にシルトや粘土成分をもつ細粒分の厚真川への流入と, それに伴う中・下流域のシシヤモ産卵場への影響が懸念されている.

そこで, 本研究では厚真川下流域の直線的な流路内に形成される交互砂州地形 (図-3) の河床材料構成の変化をモデルケースとして着目し, 将来的な数値モデルの現地適応を目的とし, はじめに非粘性土砂で構成される交互砂州に浮遊成分の粘性土砂が供給された場合の河床形状と河床材料構成の変化を把握するための水路実験を実施した. ならびに, 2次元河床変動解析モデルによる再現を試みた.

## 2. 水路実験

### 2.1. 実験条件

実験には全長5 m, 幅0.2 m, 勾配0.01の長方形矩形断面水路を用いた (図-4). 水路下流端には高さ8 cmの木材を水路横断方向に設置し, 実験初期はこの高さまで土砂を敷き詰め, 平坦河床を作成した.

表-1 実験の水力条件，実験は初期河床の交互砂州形成後（15分通水）に開始

Case No.	流量(m <sup>3</sup> /s)	河床勾配	給砂量			珪砂の給砂量に対する珪藻土の割合 (%)	珪砂に対する無次元掃流力
			珪砂(g/s)	カオリン(g/s)	珪藻土(g/s)		
1	0.00087	0.01	3.70	0	0	0	0.104
2	0.00087	0.01	3.70	0	0.185	5	0.104
3	0.00093	0.01	3.70	0	0.370	10	0.108
4	0.00087	0.01	3.70	0	0.740	20	0.104
5	0.00087	0.01	3.70	0	1.110	30	0.104
6	0.00093	0.01	3.70	0.37	0	0	0.108

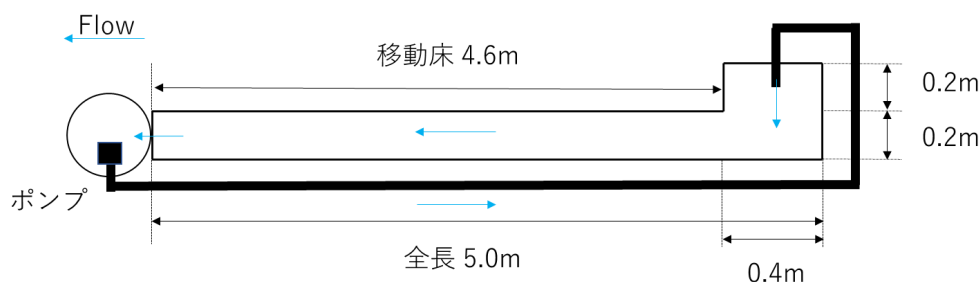


図-4 実験水路の概要図

実験に用いた初期の河床材料は平均粒径0.76 mm，比重2.65の珪砂とした。

実験条件を表-1に示す。実験の水力条件は厚真川下流域を想定し，岸・黒木<sup>12)</sup>を参考に交互砂州形成領域となるように定めた。流量は一定流量とし，始めに15分通水することで交互砂州を形成させた。交互砂州作成時の給砂材料は河床材料と同じ粒径の珪砂を用い，平衡掃流砂量 $1.5 \times 10^{-7}$  m<sup>3</sup>/sec（15分あたり3330.8 g）を水路上流端より手動で供給しつづけた。

初期河床形成後，表-1に示す6ケースを実施した。Case 1は珪砂のみを供給するケースである。Case 2からCase 5は厚真川のような砂成分が卓越する交互砂州に細粒土砂（シルト）が流入することを想定したものである。Case 2からCase 5では，掃流砂成分の総量はCase 1と揃えたうえで，給砂する細粒土砂の掃流砂成分に対する割合を変化させたケースである。なお，細粒土砂としては厚真の軽石由来の土砂を想定し，珪藻土（粒径：36.4 $\mu$ m，比重2.20）を用いた。各ケースの珪藻土の掃流砂成分に対する割合は5%，10%，20%，30%とした。最後にCase 6は厚真川にて砂河川に粘土成分が流入した場合を想定したものである。ここでは，Case 3の珪藻土の代わりに重量比を揃えたカオリン（比重2.65）を給砂した。なお，交互砂州形成後の各々の実験時間は15分間とした。

実験中，水路上部と側面にビデオおよびタイムラプスカメラを設置し，砂州の移動の様子を記録した。また，通水前と通水終了後は，河床高を超高速インラインプロファイル測定器（KEYENCE）にて測定した。河床構成材料については，Case 3の終了後にサンプリングを行った。サンプリング方法は，砂州半波長を対象に直径2.5 cmの筒を用いて表層の土砂を鉛直方向に5 mmずつ，計1 cmの厚さを採取するものとした。採取した土砂は乾燥させた後，ふるいによる粒度分析を行い，河床材料における細粒土砂の含有率を計測した。その他，Case 1では掃流砂成分の堆積場所を確認するため，実験終了前の1分間のみ，供給砂の一部に蛍光塗料（ピンク）を着色した砂を用いた。

## 2.2. 結果と考察

### 2.2.1. 砂州形状の比較 (Case1 ~ Case5)

図-5に、Case 1 ~ Case 5の水路上部から撮影した実験終了時の写真と水路下流側に位置する砂州 (図-5の緑枠の位置) の拡大写真を示す。Case 2からCase 5にて河床材料の色が徐々に色濃くなるのは、白っぽい珪砂に比べて珪藻土の色が茶褐色であるためである。

図-5より、砂州の平面形状を比較すると、水路下流側では給砂した珪藻土の割合が20%を超えると、砂州半波長が長くなり始めたように見える。これは、既往報告でも指摘されるように、浮遊状態で輸送される細粒土砂の混入に伴い、交互砂州の平面形状が変化したためと考えられる。

そこで、次に各ケースについて、細粒土砂の割合変化に伴う砂州半波長の変化を比較する。図-6に、水路下流側に位置する砂州 (図-5下図) について、各ケースの砂州半波長を計測した値を示す。図-6によると、砂州の波長は、給砂材料における珪砂に対する細粒土砂の割合が10%までは大きな変化はみら

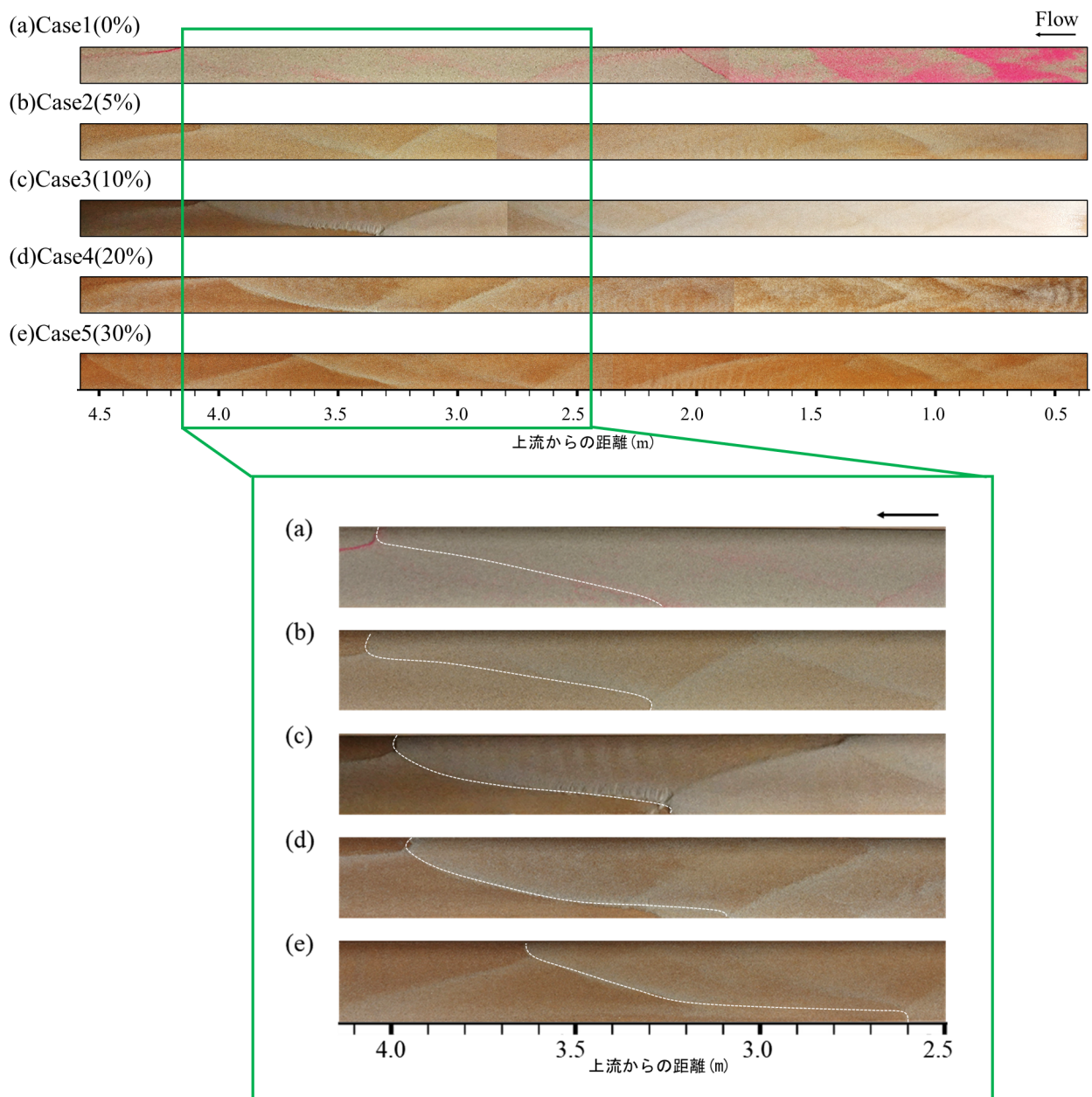


図-5 実験終了時における砂州形状 (下図は拡大図)

(a) Case 1, (b) Case 2, (c) Case 3, (d) Case 4, (e) Case 5, 白点線は砂州前縁を示す



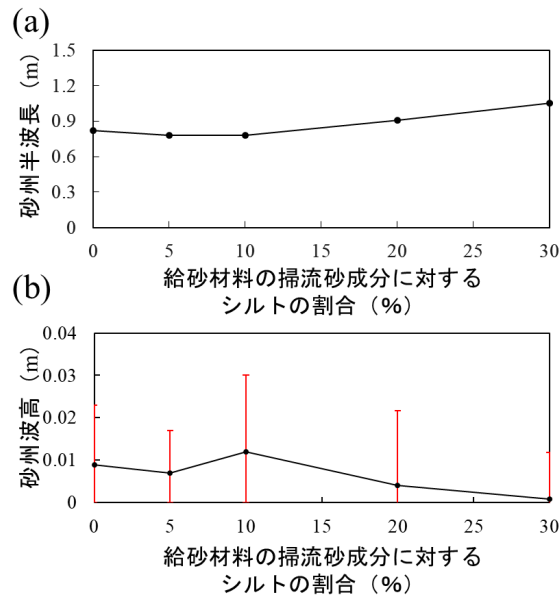


図-6 給砂材料の掃流砂成分に対する細粒土砂（シルト）の割合と砂州の形状変化，  
(a) 砂州半波長，(b) 砂州波高（バーは最大値と最小値を示す）

れない。しかし、細粒土砂の割合が10%を超え、20%、30%と増加すると、砂州半波長は明らかに長くなったことが分かる。細粒土砂20%の場合はCase 1に比べて約1.1倍、細粒土砂30%の場合はCase 1に比べて約1.3倍長くなっている。これは、浮遊砂の増加に伴い砂州波長が長くなるという既往の理論解析<sup>3)4)</sup>と同様の結果を示すものである。今回、細粒土砂として用いた珪藻土は比重が軽く、粒径も小さいため、大部分は水路内をウォッシュロードとして輸送されたが、濃度が高くなるにつれ、砂州の平面形状に影響を与えることが確認された。

次に、各ケースの砂州波高を計測した値を図-6bに示す。波高は、対象とした砂州（図-5下図）の横断河床高を3mm間隔で測定した値を用いた。図-6bによると、波高は珪藻土の割合が10%の時に最大値を取り、10%以降は低くなる。これは、珪藻土の割合が10%までは砂州の半波長が変化していないことをふまえると、珪藻土の給砂量が増えた分、砂州に少量の珪藻土が取り込まれ、その増分がそのまま波高の増分になったと考えられる。一方で20%、30%と波高が徐々に小さくなっているのは、砂州の主な構成材料である掃流砂成分が同量であるため、砂州の半波長が長くなるほど波高の形成に寄与する掃流砂成分が少なくなるためである。Case 5では砂州の波長が長くなるとともに波高が低くなり、砂州の一部が消滅した。これは、浮遊砂が卓越するとき、浮遊砂は砂州の発生領域を狭める方向に働く<sup>3)4)</sup>という報告と一致する結果と言える。

## 2.2.2. 交互砂州における細粒土砂の堆積（Case3）

図-7に、Case 3で表層の土砂を採取した砂州の写真を示す。また、図-7bに対象とした河床高コンター図を、図-7cに河床構成材料に含有する細粒土砂の含有率を示す。図-7より、河床高と細粒土砂成分の含有率の高い場所を比較すると、珪藻土は砂州前縁直下流の低水路側に堆積しやすい傾向があることがわかる。これは、本実験で供給した細粒土砂は主にウォッシュロードとして輸送されたため、砂州上への堆積は少なく、砂州から低水路に水が流れ落ちる場所において掃流砂と共に砂州に取り込まれたものと考えられる。さらに、細粒土砂の堆積割合は、平水時に低水路の最深部（淵）となる場所に最も顕著に堆積する傾向が認められた。これは、砂州と低水路の高低差が大きい場所ほど出水時に鉛直方向の渦が発生しやすく、流れが留まることで細粒土砂が河床材料の中に取り込まれやすい状況が生じるためと推察される。

なお、非粘着性河床材料で構成される蛇行流路において細粒土砂を供給した既往実験<sup>7)</sup>では、細粒土砂の堆積は主に氾濫原にみられ、低水路への堆積は少ないと報告されている。また、その影響は20%付近から顕著で、流路がより蛇行化すると考えられると指摘されている。

今回対象とした交互砂州と既往の蛇行流路では、細粒土砂の主な堆積場所や砂州形状へ与える影響が異なるようである。これは、以下のような堆積の特性によるものであると推察される(図-8)。蛇行流路では洪水時、蛇行部外岸で越水が生じやすく、それにより細粒土砂が氾濫原に流入する。氾濫原は水深が浅く流速が遅いため、細粒土砂が堆積しやすい(図-8a)。氾濫原の中でも低水路に近い場所ほど細粒土砂は高濃度で堆積すると報告されている。一方、本実験の交互砂州では、砂州の上には細粒土砂の堆積は少ない。これは、高流量時、砂州上の流速は低水路の大部分よりも速いため、ウォッシュロード成分の細粒土砂は砂州上にはほぼ堆積せず、むしろ砂州から低水路へ水の流れ落ちる場所に取り込まれるためである(図-8b)。蛇行流路に流入する高濃度の細粒土砂は河岸を強化し蛇行化を促すが、交互砂州に流入する高濃度の細粒土砂は砂州を消滅させる方向に働くことが確認された。

### 2.2.3. 交互砂州に粘土成分が流入した場合 (Case6)

厚真川の現地調査では、斜面から流出する浮遊土砂成分の大半は細粒土砂であり、粘土成分は比較的少ないことが確認された。ただし、ここでは粘土成分がある程度含まれていたと仮定した場合、上述の交互砂州形状にどのような変化が生じる可能性があるかについて、実験から把握を行った。

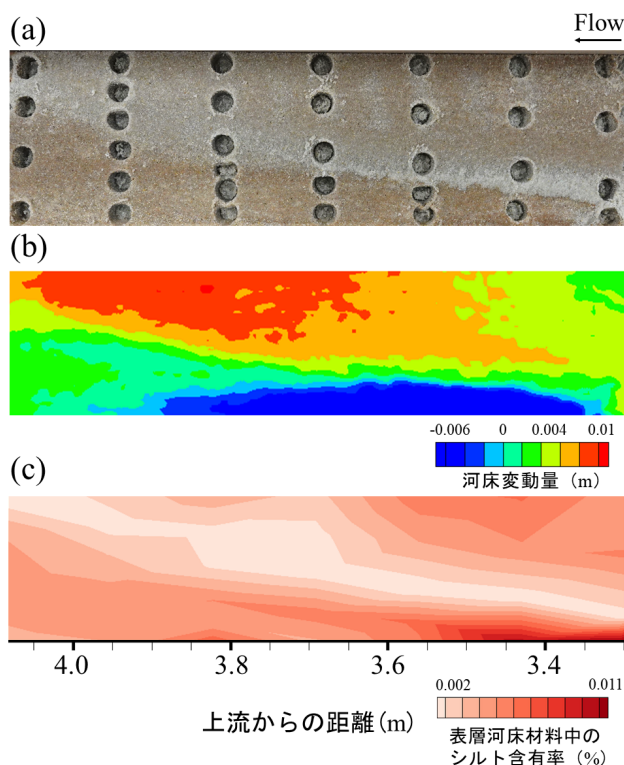


図-7 Case 3における表層土砂の細粒土砂 (シルト)

- (a) サンプリング状況の写真, (b) 河床変動量コンター図  
(c) 表層土砂における細粒土砂の含有率 (点データを面に変換, Tecplot 2D Triangulation)

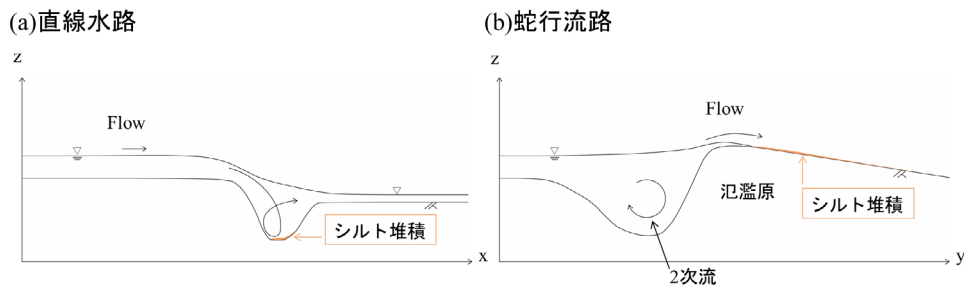


図-8 蛇行流路と直線水路での細粒土砂（シルト）の堆積傾向の違い  
 (a) 蛇行流路の横断面, (b) 直線水路の縦断面

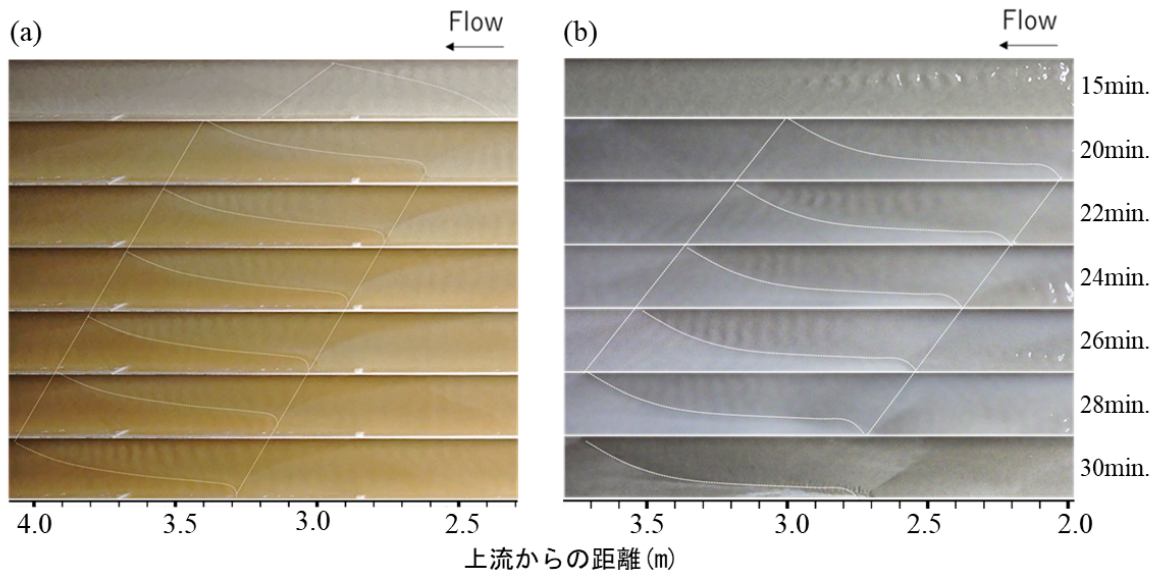


図-9 Case 3 (a) と Case 6 (b) の砂州形状の時間変化,  
 砂州前縁を白点線で示す

図-9に、Case 3とCase 6の砂州形状の時間変化を示す。図-9より、粘土成分は珪藻土と同じく、砂州前縁直下流に沿って、特に最も深い場所に堆積しているのが確認できる（画像内の白い場所）。Case 3とCase 6を比較すると、細粒土砂も粘土成分も砂州が前進するほど砂州内部に次第に取り込まれ平面形状を変化させるが、その変化速度は粘土が存在するほど速いといえる。

今回、交互砂州が発達する場において細粒土砂が主に堆積する場所は平水時の低水路の深み（淵）であり、厚真川下流域において上流域からの細粒土砂成分がシヤマ産卵場へ与える影響は比較的小さいのではないかと推察された。しかし、上述の通り、細粒土砂や粘土成分は砂州の前進とともに少しずつ河床に取り込まれる。また、直線河道と蛇行流路にて堆積特性が異なる可能性もある。

### 3. 数値解析

#### 3.1. 解析条件

上述した室内水路実験を対象に、2次元河床変動解析モデルによる細粒土砂を想定した細粒土砂の堆積特性の再現性を検討した。平面2次元河床変動解析は、はじめに掃流砂のみを対象とした流れ・河床変動を行い（砂州を形成）、続いて、得られた流れ・河床高データを用い、河床を固定床として扱った場における浮遊砂のみの河床変動計算を行うことができるように修正したiRIC Nays2DHを用いた。

流砂の連続式には、出水中における固定床上への浮遊砂の堆積を扱うため、掃流砂層モデルを用いて

いる<sup>13)</sup>。直交座標系における掃流砂層モデルを考慮した流砂の連続式は以下の通りである。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(c_m E_m) + (1-\lambda) \frac{\partial z}{\partial t} + \left[ \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} + q_s - w_f c_b \right] &= 0 & \left( E_{se} \geq E_b \frac{c_m}{1-\lambda} \right) \\ \frac{\partial z}{\partial t} &= 0 & \left( E_{se} \leq E_b \frac{c_m}{1-\lambda} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

ここに、 $z$ は河床高さ、 $\lambda$ は空隙率、 $q_{bx}$ 、 $q_{by}$ は $x$ 、 $y$ 方向の単位幅掃流砂量、 $q_{su}$ は河床からの浮遊砂の単位面積浮上量、 $w_f$ は浮遊砂の沈降速度、 $c_b$ は河床近傍の浮遊砂濃度（基準点濃度）、 $c_m$ は掃流砂層の土砂濃度、 $E_b$ は掃流砂層の厚さ、 $E_{se}$ は平衡掃流砂層の厚さである。ただし、計算の簡略化のため、Nays2DHでは $c_m$ は一定値、 $E_{se}$ は河床材料の粒径の大きさ（均一砂の場合）を一定値で与えている。掃流砂層モデルを用いることによって、浮遊砂は沈降速度に加え、平衡掃流砂層厚を維持するための飽和濃度を超えて流れて高濃度で流れる場において、河床に堆積する。

なお、一般座標系における掃流砂層モデルを考慮した流砂連続式は以下の通りである。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{c_m E_m}{J} \right) + (1-\lambda) \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z}{J} \right) + \left[ \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{q_b^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{q_b^\eta}{J} \right) + \frac{q_{su} - w_f c_b}{J} \right] &= 0 & \left( E_s \geq E_{be} \frac{c_m}{1-\lambda} \right) \\ \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z}{J} \right) &= 0 & \left( E_s \leq E_{be} \frac{c_m}{1-\lambda} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

ここに、 $q_b^\xi$ と $q_b^\eta$ は、 $\xi$ と $\eta$ 方向の単位幅掃流砂量の反変成分である。

数値解析に用いる計算水路は、砂州が形成されやすいように水路実験に比べて幅の広い水路とし、水路長10m、水路幅40cm、水路勾配1/100の直線水路および水路長10m、水路幅40cm、水路勾配1/100、蛇行度28度の蛇行水路を用いている（図-10）。計算格子は主流方向241メッシュ、横断方向に16メッシュとした（直線水路の場合は各々、4.1 cm、2.5 cmに該当）。いずれの計算水路も周期境界条件とし、無限長さの水路を想定した計算を行っている。

### 3. 1. 1. 掃流砂のみを考慮した流れ・河床変動解析

計算は2ステップに分けて行い、はじめに掃流砂のみを考慮した流れ・河床変動計算を行う。初期河床は平坦河床とし、直線水路の場合のみ上流端近くに数か所、1~2mmの高さの擾乱を与えている。河床材料は水路実験と同じく平均粒径0.76 mm、比重2.6の一樣砂とし、流量は直線水路に交互砂州が形成される水理条件として一定流量 $Q = 0.00276 \text{ m}^3/\text{s}$ としている。計算のタイムステップは0.01 sとし、7時間の通水を行うことで直線水路には単列交互砂州を、蛇行水路には内岸側に固定砂州を形成させた。

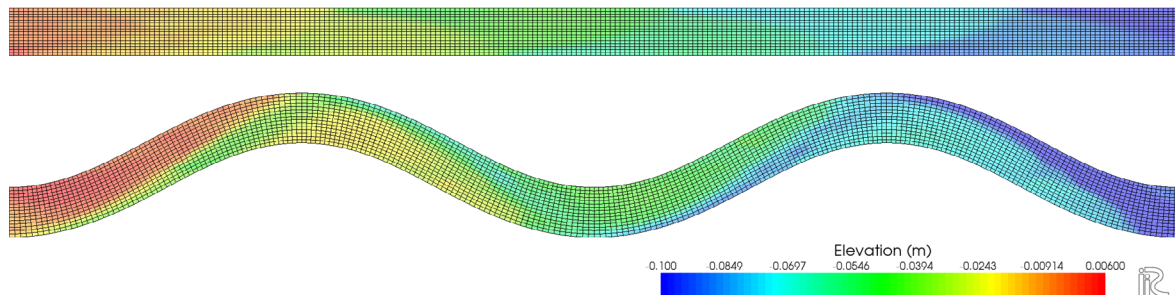


図-10 計算水路形状と初期地形（浮遊砂計算），上）直線水路，下）蛇行水路

### 3. 1. 2. 浮遊砂のみを考慮した流れ・河床変動解析

第2ステップでは、先に計算した掃流砂のみを考慮した計算結果を用い、浮遊砂のみを考慮した流れ・河床変動計算を行う。砂州形状は固定床として扱い、上流端からのみ平衡状態での浮遊砂量を供給する。浮遊砂の粒径は水路実験で用いた珪藻土と同じく粒径 $36.4\mu\text{m}$ 、比重2.20とし、**図-11**に示す流量ハイドログラフを与えている。これは、出水を想定した大流量時の細粒土砂の定着箇所と、減水期の細粒土砂の定着箇所とを確認するためである。なお、浮遊砂以外の水理条件は周期境界条件を用い、無限長の水路を想定した計算を行っている。

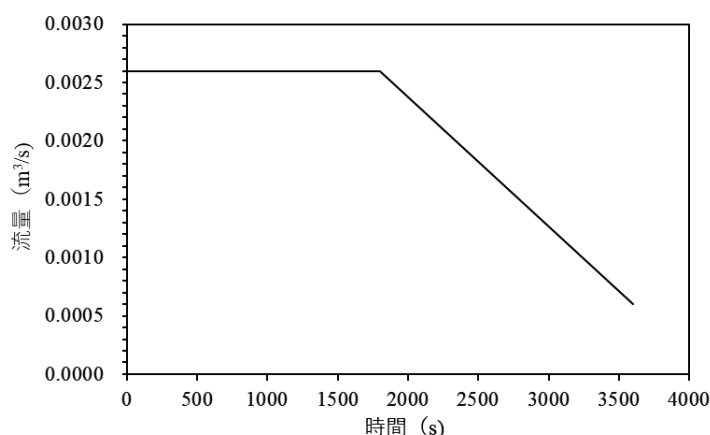


図-11 流量ハイドログラフ（浮遊砂の実を考慮した計算）

## 3. 2. 解析結果

### 3. 2. 1. 交互砂州への細粒土砂の堆積

**図-12**に、単列交互砂州が形成される場における水深、流速、および浮遊砂のみを考慮した河床変動量コンター図、**図-13**にSS濃度の時間変化を示す。**図-12c**の河床変動量コンター図には、計算終了時刻において細粒土砂が高濃度に堆積していた場所ほど赤色が濃く示されている。

出水時を想定した定常流の条件下（0 s ~ 1800 s）では、細粒土砂は主に砂州前縁から低水路へと流れが落ち込む箇所付近に堆積することが分かる（**図-12c**）。これは、前述の水路実験とほぼ類似する結果であり、本計算では水深積分された2次元流れ・河床変動モデルを用いたものの、交互砂州地形における細粒土砂の堆積箇所をある程度再現できていることが分かる。続いて、流量が低下し始める条件下（1800 s ~ 3600 s）では、細粒土砂の堆積箇所は砂州上にも拡大する。ただし、細粒土砂が高濃度で堆積する場所は、出水中から減水期も含めて砂州前縁から低水路へ流れ落ちる箇所であることが確認された（**図-12c**）。この場所に高濃度に堆積する要因について、SS濃度との比較を行うと、必ずしも高濃度で流れる場所（**図-13**）において堆積が生じているわけではないことが分かる。これは、交互砂州の場合、流量減水期においても砂州上の流速が比較的早く、細粒土砂は砂の上に堆積せずに通過するためと考えられる。今後、本計算にて一定値として与えた平衡掃流砂層厚 $E_{s,e}$ を流れの関数として評価するようにプログラムを修正し、より詳細な流れ場と浮遊砂の輸送特性との比較を行うことで、交互砂州において平水時に低水路となるような河床において細粒土砂が堆積しやすい状況の考察を行う。

### 3. 3. 2. 蛇行流路に形成される砂州への細粒土砂の堆積

**図-14**に、蛇行流路の内岸側に固定砂州が形成される場における水深、流速、および浮遊砂のみを考慮した河床変動量コンター図、**図-15**にSS濃度の時間変化を示す。**図-14c**の河床変動量コンター図には、計算終了時刻において細粒土砂が高濃度に堆積していた場所ほど赤色が濃く示されている。

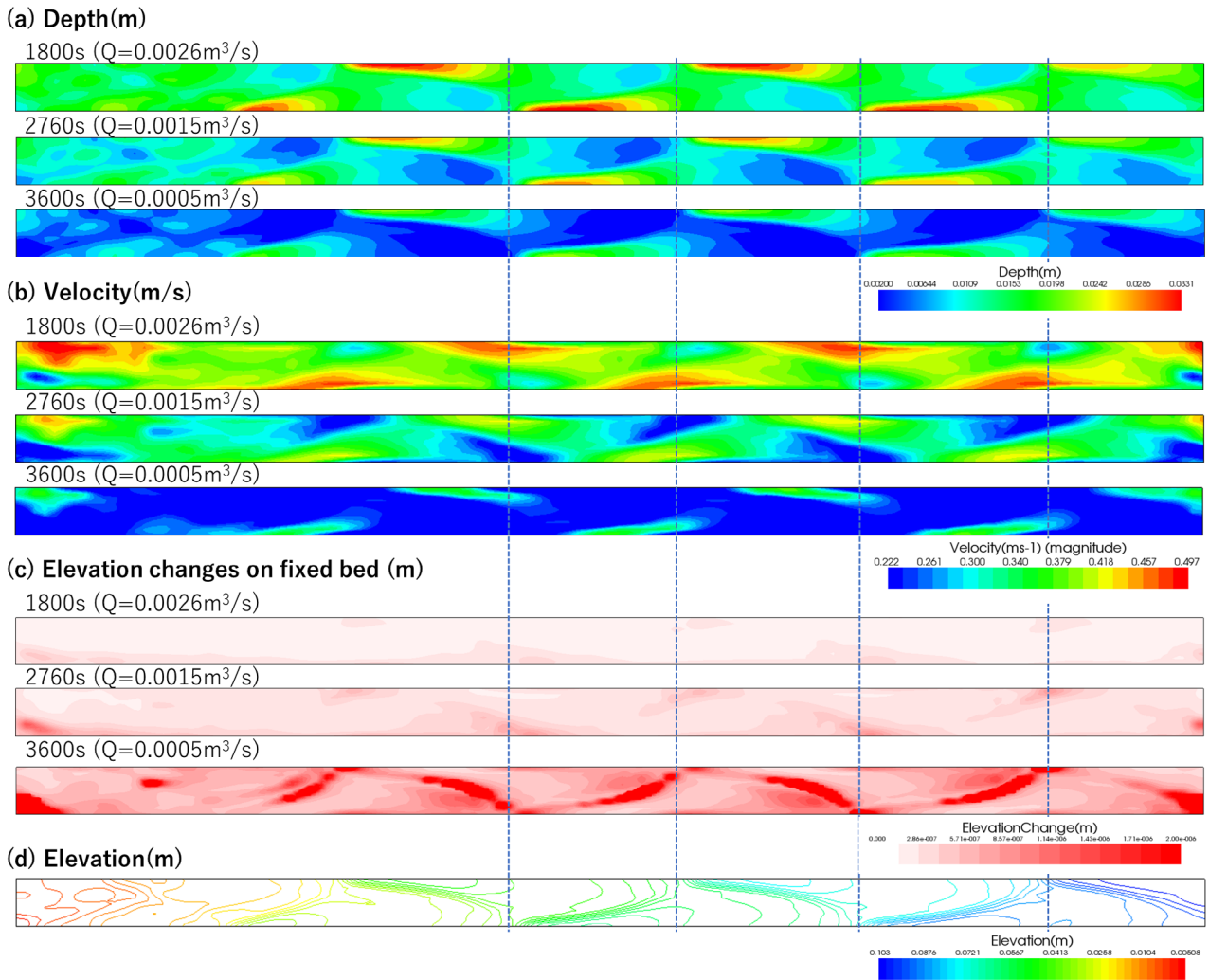


図-12 単列交互砂州が形成される場における計算結果コンター図（浮遊砂のみ考慮した計算）  
 a) 水深, b) 平均流速, c) 河床変動量, d) 河床高（固定床）

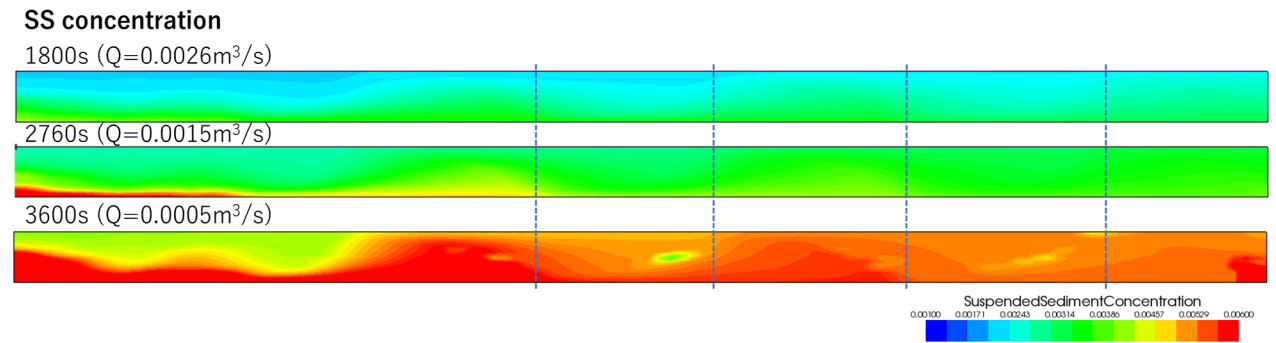


図-13 単列交互砂州が形成される場における計算結果コンター図（浮遊砂のみ考慮した計算）SS濃度

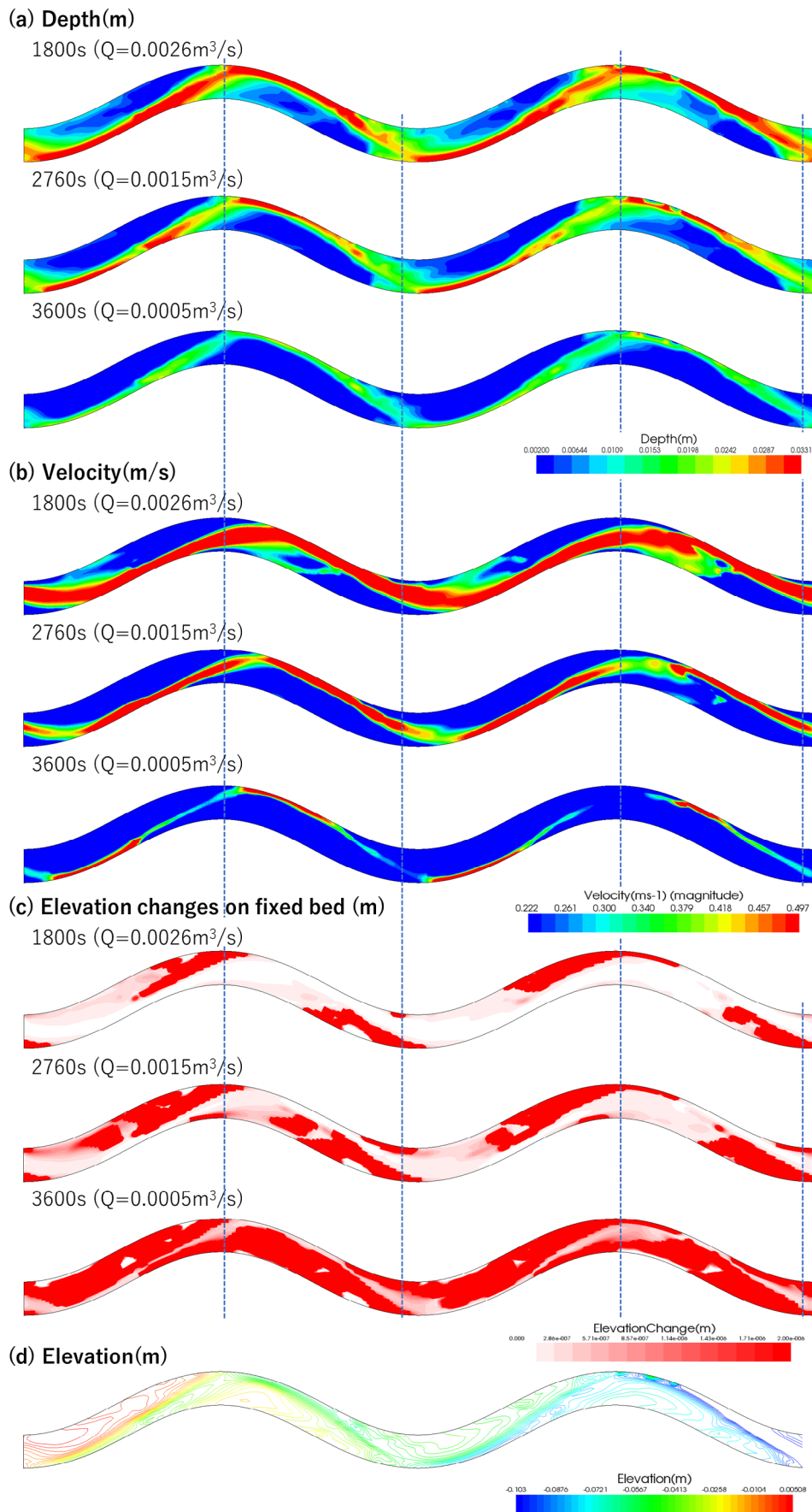


図-14 蛇行流路における計算結果カウンター図（浮遊砂のみ考慮した計算）  
 a) 水深, b) 平均流速, c) 河床変動量, d) 河床高（固定床）

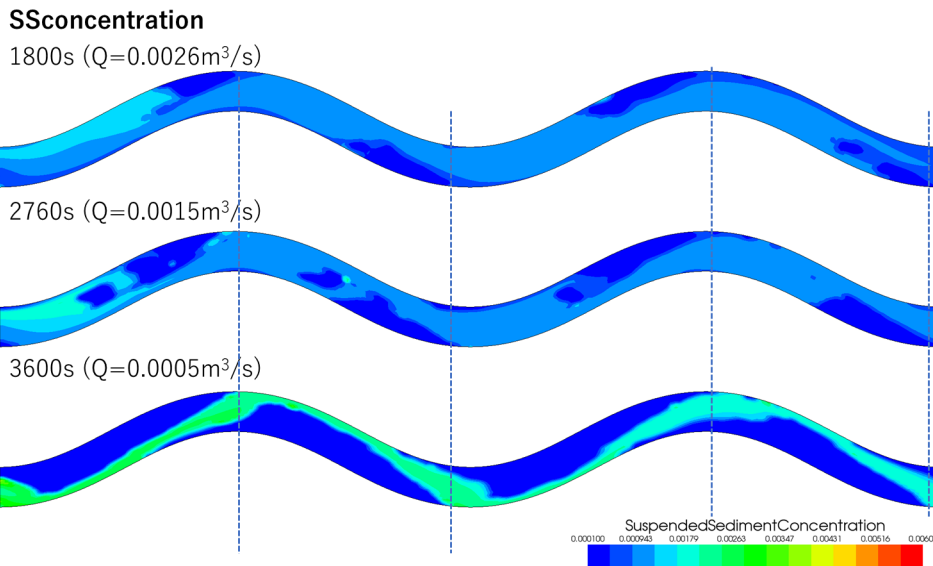


図-15 蛇行流路における計算結果コンター図（浮遊砂のみ考慮した計算）SS濃度

出水時を想定した定常流の条件下（0 s ～ 1800 s）では，蛇行流路における細粒土砂は交互砂州の場合と異なり，主に砂州の上に堆積することが分かる（図-12c）．また，その堆積量も交互砂州の場合に比べて明瞭に大きな値を示すことが分かる．続いて，流量が低下し始める条件下（1800 s ～ 3600 s）では，細粒土砂の堆積河床は主に砂州の上であり，その堆積範囲が砂州前縁から上流側に拡大する．その一方で，平水時に流路となる低水路への堆積量は砂州上に比べて比較的小さい結果が得られた（図-12c）．細粒土砂が砂州上に高濃度で堆積する要因について，SS濃度との比較を行うと，蛇行流路においても必ずしも高濃度で流れる場所（図-13）において堆積が生じているわけではないことが分かる．蛇行流路では，出水中の砂州上での流速が低水路に比べて小さく，この場所に輸送された細粒土砂が堆積しやすい流れ場が形成されていると考えられる．今後，蛇行流路についても，平衡掃流砂層厚 $E_{se}$ を流れの関数として評価するようにプログラムを修正したうえで，より詳細な流れ場と浮遊砂の輸送特性との比較を行う．

次年度以降，本モデルを実河川に適用し，細粒土砂の堆積特性についての再現性の確認および予測評価に用いたいと考えている．

#### 4. 結論

本研究で得られた成果は以下のとおりである．

- (1) 本研究では，非粘着性河床材料から構成される交互砂州に細粒土砂（シルト）が多量に流入する場を想定し3ケースの新規実験と3ケースの既往実験から，細粒土砂の堆積特性の把握を行った．実験では平衡掃流砂量に対する細粒土砂（珪藻土あるいはカオリン）の濃度を変化させた場合の砂州形状の変化，および細粒土砂の堆積特性について確認した．結果，交互砂州の形状は細粒土砂の割合が10%を超えた付近から影響を受け，砂州波長が長くなるとともに，砂州波高が低くなる傾向が認められた．また，細粒土砂の割合が30%まで到達すると，交互砂州は不明瞭になり消失に近い状態となった．これは，既往報告による理論解析と同様の結果であり，細粒土砂を給砂したことで砂州の前進速度が変化したと推察された．
- (2) 交互砂州上に細粒土砂が堆積しやすい場所の分布を確認すると，砂州の上よりも平水時の低水路（主流路）に集中して堆積した．なかでも，出水時に砂州前縁から水が流れ落ちる砂州直下流に堆積



しやすい傾向が確認された。本実験で供給した細粒土砂は主にウォッシュロードとして輸送されたため、砂州上への堆積は少なく、砂州から低水路に水が流れ落ちる場所において掃流砂と共に砂州に取り込まれたものと考えられる。

- (3) 交互砂州を対象とした本実験と、既往報告による蛇行流路への細粒土砂の堆積箇所の傾向には相違が認められた。交互砂州の場合、細粒土砂は低水路に堆積しやすい、一方、蛇行流路では湾曲部からの越水に伴い、砂州上の氾濫原等に堆積しやすい可能性が示唆された。
- (4) 水路実験を参考とし、水深平均の平面2次元流れ・河床変動モデルNays2DHを一部修正し、掃流砂層モデルを用いて固定床上の浮遊砂のみの河床変動特性について、交互砂州と蛇行流路にて比較した。計算の結果、交互砂州が形成される場では、細粒土砂は低水路に主に堆積する傾向のある程度再現することが出来た。また、蛇行流路が形成される場では、細粒土砂は低水路に比べて砂州上に広域的に高濃度で堆積する結果が得られた。今後、平衡掃流砂層厚を流れの関数になるように修正を行い、流れ場の特性と浮遊状態で輸送される細粒土砂の堆積特性との比較を行うと共に、2章の山地河川からの土砂流出モデルより得られた値を数値解析の上流端境界条件とし、実河川を対象とした精度検証および細粒土砂の堆積特性に関する将来予測計算を実施する予定である。

## 参考文献

- 1) M. G. Kleinhans, B. de Vries, L. Braat, M. van Oorschot: Living landscapes: Muddy and vegetated floodplain effects on fluvial pattern in an incised river, *Earth Surface Processes and Landforms*, 43, pp. 2948–2963, 2018.
- 2) L. Braat, J. R. F. W. Leuven, I. R. Lokhorst, M. G. Kleinhans: Effects of estuarine mudflat formation on tidal prism and large - scale morphology in experiments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 417–432, 2019.
- 3) M. B. Bertagni and C. Camporeale : Finite Amplitude of Free Alternate Bars With Suspended Load, *Water Resources Research*, 10.1029/2018WE022819.
- 4) 渡邊康玄, Marco TUBINO : 掃流砂・浮遊砂を伴う流れの交互砂州発生に関する研究, *水工学論文集*. 7–14, 1992.
- 5) W. M. van Dijk, W. I. van de Lageweg and M. G. Kleinhans : Formation of a cohesive floodplain in a dynamic experimental meandering river, *Earth Surf. Process. Landforms*. 38, 1550–1565, 2013.
- 6) 関根正人, 野本高視, 河野大貴 : 砂礫の供給を受ける粘土河床の浸食過程と河床の鉛直構造, *土木学会論文集B1 (水工学)*, 71, I\_859–I\_864, 2015.
- 7) 竹林洋史, 中元達也, 藤田正治 : 粘着性・非粘着性河床材料混在場における土砂輸送特性, *京都大学防災研究所年報*, 52B. 637–645, 2009.
- 8) 小山内信智, 海堀正博, 他23名 : 平成30年北海道胆振東部地震による土砂災害, *砂防学会誌*, 71, 54–65, 2019.
- 9) N. Osanai., T. Yamada, S. Hayashi., S. Kastura., T. Furuichi, S. Yanai, Y. Murakami, T. Miyazaki, Y. Tanioka, S. Takiguchi and M. Miyazaki : Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake. *Landslides* 16, 1517–1528, 2019.
- 10) M. Kasai and T. Yamada : Topographic effects on frequency–size distribution of landslides triggered by the Hokkaido Eastern Iburi Earthquake in 2018. *Earth, Planets and Space* 71. 2019.
- 11) 村上泰啓, 伊波友生, 藤浪武史 : 北海道胆振東部地震における厚真川支川の崩壊地調査について. 第62回北海道開発技術研究発表会, 1–6, 2018.
- 12) 黒木幹男・岸力 : 中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究, *土木学会論文報告集*, 342,

pp.87-96, 1984.

- 13) 竹林洋史・藤田正治: 粘着性・非粘着性土砂混在場における一般断面による一次元河床変動解析, 砂防学会誌, 64, pp. 3-14, 2011.

## 2. 流域土砂動態モデルを用いた 細粒分流出プロセスのシミュレーション

山野井一輝

Kazuki YAMANOI

京都大学防災研究所 助教

### 要 旨

本研究では、流域規模での細粒土砂の流出特性を把握することを目的に、胆振東部地震で多数の斜面崩壊が発生した厚真川流域を対象に、流域土砂動態モデルを用いたシミュレーションを行なった。ここでは、河道外からの細粒分の供給過程は、崩壊裸地斜面表層から洪水時に発生するものと考え、斜面と河道接続部における表面流量に比例する形でモデル化した。供給土砂の粒径分布は崩壊裸地斜面表層におけるサンプリング調査に基づいて設定した。河床材料の粒径分布は、まずはサンプリング限られたデータから与え、さらに流域全域の空間分布を表現するため、10年間分の予備計算を実行する形で決定した。供給量を決定する比例係数は、崩壊地表層の侵食量実測値を参考に設定した場合、流域下流の流砂量が観測値に比べて過大となったため、観測値よりも1オーダーほど小さい値を設定した。これにより、下流端での流砂量が概ね再現された。また、流域下流部での、観測値によると、流量と流砂量の関係性が地震前後で変化し、顕著に流砂量が増加していることが確認されているが、この変化特性が計算でも再現されることを確認した。

《キーワード：流域土砂動態；表面侵食；浮遊砂；土砂供給》

## 1. 研究の背景

細粒分の流出を、降雨や地形データを元に予測するためには、河道外における降雨流出、河道内における水と土砂の輸送過程および、河道外からの土砂の供給プロセスを適切にモデル化し、統合的なシミュレーションを実施しする必要がある。江頭・松木<sup>1)</sup>は、流域の河道網を合流点毎に分割した単位河道と、その左右岸に接続する単位斜面を組み合わせた流域モデル（図-1）を用い、降雨の流出と河道内の水・土砂の移動を解析可能な土砂動態を提案している。これを用いることで、降雨条件と河道内の土砂の粒径分布等の情報から、流域スケールでの水と掃流砂の輸送プロセスを解析することができる。また、浮遊砂を追加した手法も提案されている<sup>2)</sup>。しかしながら、実際の流域、特に今回解析の対象とした厚真川流域のように、河道外部における土砂生産や河道への土砂供給が卓越する流域では、河道内の土砂のみを扱う当モデルでは現象を再現することが困難である。山野井・藤田<sup>3)</sup>は、岐阜県神通川水系足洗谷流域を対象に、流域内の裸地斜面における凍結融解による土砂生産モデルと、河道側部の崖錐状堆積物を仮定した土砂の供給モデルを組み合わせることで、河道外からの土砂の供給が卓越するような場でのシミュレーション手法を提案している。ただし、この手法は、凍結・融解による土砂生産が活発な場への適用には実績があるものの、対象とする厚真川流域のように、地震による崩壊後の残存土砂が、雨滴や表面流の作用により侵食されて河道に供給される場にそのまま適用することは困難である。そこで、本研究では、まずは流域内の観測データを元に降雨と土砂の供給量を結びつける数理モデルを構築し、これを用いて年スケールの土砂の流出シミュレーションを行なうものとした。

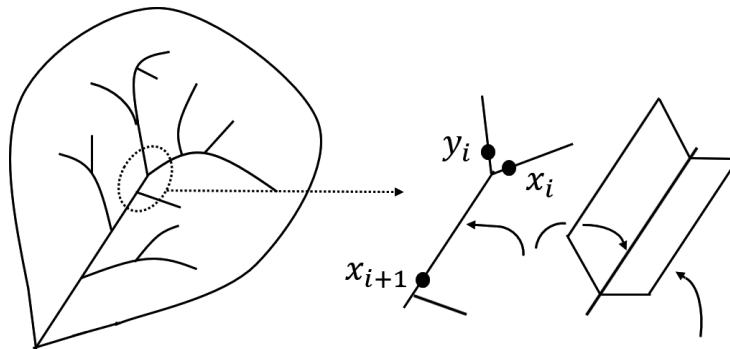


図-1 単位河道・単位斜面の概念図（江頭ら,2000）

## 2. 計算に用いる数値モデル

### 2.1. 土砂動態モデル

本研究で利用する数値モデルは江頭ら<sup>1) 2)</sup>の流域土砂動態モデルを基礎として、外部からの土砂の供給とを考慮したものである<sup>3)</sup>。この概要を下記に示す。斜面部における降雨流出は表面流・中間流統合型のKinematic wave法により計算する。基礎式は、下記のように表わされる。

$$\frac{\partial q_r}{\partial x} + \alpha \frac{\partial h_r}{\partial t} = r - f \quad (1)$$

$$\alpha = \begin{cases} 1 & (h_r > D_A + D_B) \\ \phi & (h_r \leq D_A + D_B) \end{cases} \quad (2)$$

$$q_r = \begin{cases} k_B h_r & (h_r \leq D_B) \\ k_B D_B + k_A (h_r - D_B) & (D_B < h_r \leq D_A + D_B) \\ k_B D_B + k_A D_A + \frac{1}{n_{ms}} (h_r - D_B - D_A)^{5/3} \sin^{1/2} \theta & (D_A + D_B < h_r) \end{cases} \quad (3)$$

ここに、 $h_r$ は水深、 $q_r$ は単位幅流量、 $r$ は降雨量、 $f$ は単位時間当たりの損失水頭、 $\phi$ は空隙率、 $D_A$ 、 $D_B$ はそれぞれA層、B層の層厚、 $k_A$ 、 $k_B$ はそれぞれA層、B層の透水係数、 $\theta$ は斜面勾配、 $n_{ms}$ は斜面の粗度（等価粗度）である。

河道部における水の保存則は、単位河道モデルでの差分化を施した形式で定式化すると、

$$\frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \frac{1}{B_{ci}L_{ci}}(Q_{in1_i} + Q_{in2_i} - Q_i) + \frac{1}{B_{ci}}(q_{rd,j} + q_{rd,k}) \quad (4)$$

と表される。ここに、 $h_i$ は単位河道*i*における水深、 $B_{ci}$ は単位河道*i*における川幅、 $L_{ci}$ は単位河道*i*における河道長さ、 $q_{rd,j}$ 、 $q_{rd,k}$ はそれぞれ単位斜面*j*、*k*の下流端における単位幅流量である。 $Q_i$ は単位河道*i*における流量であり、以下の Manning 式によって算出する。

$$Q_i = B_{ci} \frac{1}{n_{mc}} h_i^{5/3} \sin^{1/2} c_i \quad (5)$$

ここに、 $n_{mc}$ は河道部における Manning の粗度係数、 $c_i$ は単位河道*i*の河床勾配である。

河道部における土砂の保存則は、水と同様に単位河道モデルで差分化した形で定式化すると、

$$(1 - \lambda) \frac{\Delta z_{bi}}{\Delta t} = \frac{1}{B_{ci}L_{ci}}(Q_{bin1_i} + Q_{bin2_i} - Q_{bi} + Q_{supi}) + w_{con_i} - q_{su_i} \quad (6)$$

ここに、 $\lambda$ は河床材料の空隙率、 $z_{bi}$ は河床位、 $Q_{supi}$ は単位河道*i*の両岸の単位斜面からの土砂供給量の和であり、次節の手法を用いて計算する。 $w_{con_i}$ は単位河道*i*における浮遊砂の沈降量、 $q_{su_i}$ は単位河道*i*における河床近傍から浮遊砂として巻き上がる粒子群の単位時間あたりの体積である。

単位河道*i*の掃流砂量 $Q_{bi} = \sum_k q_{bk}$ は次の河床勾配が限界掃流力に与える影響を考慮して補正された 芦田・道上式によって粒径階*k*毎に算出する。

$$q_{bk} = 17 \sqrt{sgd_k^3 \tau_{*ek}^{3/2}} \left(1 - K_c \frac{\tau_{*ck}}{\tau_{*k}}\right) \left(1 - \sqrt{K_c} \frac{u_{*ck}}{u_*}\right) f_{bk} \quad (7)$$

ここに、 $s$ は土粒子の水中比重、 $g$ は重力加速度、 $d_k$ は粒径階*k*の粒径、 $\tau_{*ek}$ は粒径階*k*の無次元有効掃流力、 $\tau_{*ck}$ は粒径階*k*の無次元限界掃流力、 $\tau_{*k}$ は粒径階*k*の無次元掃流力、 $u_{*ck}$ は粒径階*k*の限界摩擦速度、 $u_*$ は摩擦速度、 $f_{bk}$ は粒径階*k*の存在率である。 $\tau_{*ck}$ は粒径階*k*の無次元限界掃流力であり、修正 Egiazaroff の式と岩垣式から算出する。 $K_c$ は河床勾配の効果を表す補正係数であり、

$$K_c = \left\{1 + \frac{1}{\mu} \left(1 + \frac{1}{s}\right) \tan c_i\right\} \quad (8)$$

を用いる<sup>9)</sup>。

流水中の浮遊砂の保存則は、単位河道モデルにおいて下記のように表される。

$$\frac{\Delta c_{sk,i}}{\Delta t} = \frac{1}{B_{ci}L_{ci}h_i}(Q_{sin1_i} + Q_{sin2_i} - Q_{si}) + \frac{1}{h_i}(q_{suk_i} - w_{conk_i}) \quad (9)$$

ここに、 $c_{sk,i}$ は単位河道*i*における*k*粒径階の浮遊砂の断面平均濃度、 $Q_{si} = Q \sum_k c_{sk,i}$ は単位河道*i*における浮遊砂量である。粒径階*k*の浮遊砂浮上量 $q_{suk_i}$ は、板倉の底面濃度式の近似式を用いた下記式を用いる。

$$\frac{q_{suk}}{\sqrt{sgd_k}} = 0.008 \left\{ \frac{0.14}{1+s} \left(14\sqrt{\tau_*} - \frac{0.9}{\sqrt{\tau_*}}\right) - \frac{w_f}{\sqrt{sgd_k}} \right\} \quad (10)$$

ここに、 $w_f$ は沈降速度であり、下記のRubeyの実験式を用いる。

$$\frac{w_f}{\sqrt{sgd_k}} = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{sgd_k^3}} - \sqrt{\frac{36v^2}{sgd_k^3}} \quad (11)$$

沈降量 $w_{conk}$ は、浮遊砂濃度の水深方向の分布に指数分布を仮定して得られる次式<sup>6)</sup>を用いる。

$$w_{con} = \frac{w_f c_{sk} \beta_{sk}}{1 - e^{-\beta_{sk}}} \quad (12)$$

ただし、

$$\beta_{sk} = \frac{w_f h}{D_h} \quad (13)$$

である。 $D_h$ は浮遊砂の拡散係数であり、渦粘性係数 $\epsilon$ に等しいと過程すると、

$$D_h = \epsilon = \frac{\kappa}{6} u_* h \quad (14)$$

で得られる。ここに、 $\kappa$ はカルマン定数である。

## 2.2. 土砂供給モデル

本項では、式(6)における土砂の供給量 $Q_{supi}$ の推定手法について述べる。対象とした厚真川流域では、地震によって多数の斜面崩壊が発生し、この崩壊裸地斜面から、主として降雨時に表面が侵食される過程が確認されている<sup>7)</sup>。この関係性を火山性の堆積物が支配的な厚真川流域で定量的に明らかにするためには、崩壊裸地斜面における土砂の侵食量や流量などを観測し、そのデータを元に適切にモデル化する必要がある。しかしながら、現段階ではそのデータが不足しているため、ここでは下記の仮定を元にモデル化を行った<sup>8)</sup>。

まず、斜面部からの土砂の供給量は、斜面表面の流量によって支配されることから、該当の裸地斜面が属する単位斜面の下端部における表面流の流量、すなわち式(3)の右辺3式目の第3項に比例するものと仮定する。また、ある年における流出量の総量は年間侵食深 $D_e$ と裸地面積の積として陽に与えるものとする。このとき、任意の時刻における単位斜面 $j$ における土砂の河道への供給量は次の式で与えられる。

$$Q_{supj} = D_e \frac{Q_{rsurfj}}{V_{rsurftotj}} P_{rj} A_j \quad (15)$$

ここに、 $Q_{rsurfj}$ は単位斜面下流端の流量であり、式(3)を元に

$$Q_{rsurfj} = \begin{cases} \frac{L_{ci}}{n_{ms}} (h_{br} - D_B - D_A)^{5/3} \sin^{1/2} \theta & (h_r > D_A + D_B) \\ 0 & (h_r \leq D_A + D_B) \end{cases} \quad (16)$$

で与えられる。 $h_{br}$ は単位斜面 $j$ 下流端の流量である。また、 $V_{rsurftotj}$ は計算対象年における $Q_{rsurfj}$ の年積分値である。

## 3. 計算条件

### (a) 地形条件

計算の対象は厚真川流域全域とした。国土地理院の国土基盤地図情報の10mメッシュDEMを元に抽出した単位河道網を図-2に示す。なお、抽出の際には、下流部の緩勾配域において適切な形状が抽出できなかったため、国土数値地図情報の河川の形状データを補助的に用いた。具体的には、河川が存在する地点の標高を10メートル引き下げたDEMから単位河道の形状を抽出し、各節点の標高値の算出時に元のDEMを用いた。

(b) 河床材料及び供給土砂の粒径分布

初期時点における河床材料及び供給土砂の粒径分布は、現地サンプリングによって与えた。2020年11月19日～20日に図2の①～⑤地点において河床材料を、⑥、⑦地点において崩壊裸地斜面表層の土砂を採取した。河床材料の採取地点④および崩壊裸地斜面の最終地点⑦で撮影した写真を図-3に示す。地点④では河床表層に薄い細粒分の堆積層が確認された。これが、上流部の崩壊地で供給された細粒分が輸送されたものと考えられる。河床材料は、写真中央部にあるように、直径30cm、深さ30cm程度の穴を掘り、その中の材料を採取した。また、地点⑦では、本研究で扱う表面流による崩壊地表層の侵食（リル侵食）の痕跡が確認された。

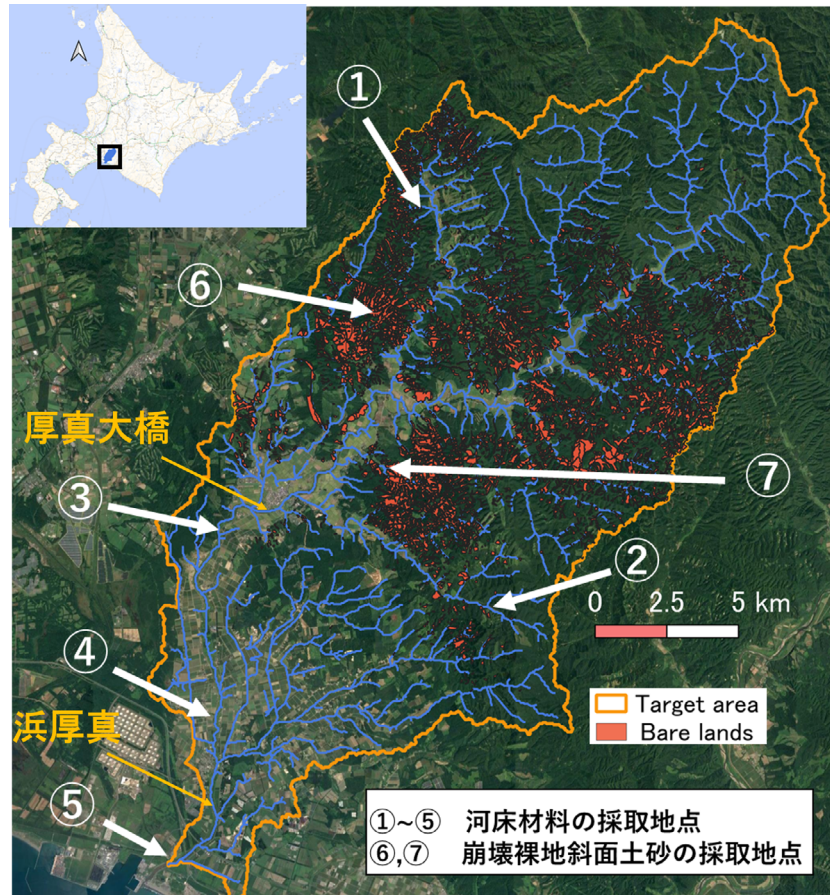


図-2 厚真川流域を対象に抽出した単位河道網と河床材料・崩壊裸地斜面の表層土の採取地点



図-3 地点④の河床材料採集地点（左）および地点⑦の崩壊裸地斜面の表面侵食状態（右）

以上の情報を元に、シミュレーションにおける粒径分布の条件は下記のようにして設定した。まず、これらの地点で採取した材料は、連続式の篩い、電磁振動式篩い分器MS-200および粒度分布測定装置SALD-3000を用いて粒径分布を測定した。測定の結果得られた粒径加積曲線を図-4に示す。本研究では、このデータを元に、Strahlerの河道次数と勾配を元に、次のようにして初期の河床粒度材料を与えた。ここでは、河川次数1または河床勾配1/50以上の単位河道にIの分布、河川次数2, 3または河床勾配1/200以上1/50未満の単位河道にIIの分布、河床勾配1/5000以上1/200未満の単位河道にIIIの分布、河床勾配1/5000未満の単位河道にIVの分布、崩壊裸地斜面からの供給土砂にはVの分布を与えた。供給土砂には図-4のVのデータを与えた。

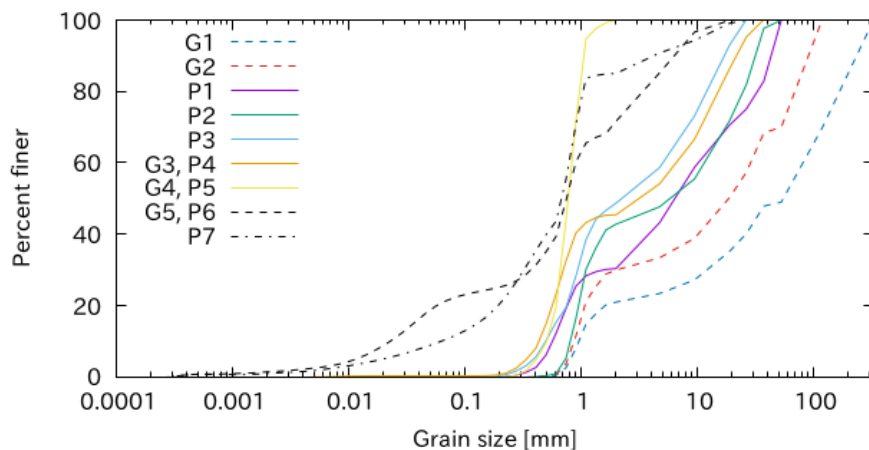


図4 河道部 (P1~P5) と崩壊裸地斜面 (P6~P7) で採取した土砂, および予備計算の初期値に使用した河床 (G1~G4) と供給土砂 (G5) の粒径加積曲線<sup>8)</sup>. G1,G2はP2にそれぞれ30%,50%の粗粒分を追加したものである。

なお、流域内の粒径分布は、その地点の勾配や川幅、土砂の供給量等によって異なるため、このように数点の観測データだけでは流域全体を正確に表せないと考えられる。そこで、上記によって与えたものを初期条件とし、山野井・藤田 (2015) と同様、河道の勾配を固定したまま、土砂を供給せずに10年間の予備計算を実行した。降雨データには後述の2019年の降雨データを繰り返し10回与えることで、10年分の計算とした。予備計算後の河床の平均粒径の空間分布を図-5に示す。これによって得られた河床交換層における土砂の粒径分布を、次の計算時の初期条件とした。

#### (c) 降雨条件

計算の対象は2019年の1月1日から12月31日までの1年間とした。降雨条件にはAMeDAS厚真の降雨データを用いた。ただし、予備的な計算の結果、流量の再現性が不十分であったため、次のようにして補正した降雨データを用いるものとする。まず、本モデルでは融雪出水が考慮できないため、1~2月の出水を再現することは困難であった。そこで、本研究では出水のタイミングに合わせた時期に人為的に降雨量を与えることで、融雪出水を擬似的に再現した。また、 $t=276$  [day]に観測されている降雨のピークに対して、流量の観測値では大きな出水は確認されていない。このことから、該当のタイミングの降雨は、AMeDAS観測点周辺の局地的な降水であったと推定される。したがって、本研究ではこのピークの値を低減させた。以上の補正前後の降雨データを図-6に示す。

#### (d) その他のパラメータ

その他のパラメータは表-1のように設定した。流出に関わるA,B層のパラメータは、流量の計算結果と



観測結果を比較して試行錯誤的に設定した。また、交換層・堆積層の厚さは最大粒径程度の値を採用した。また、流域内の川幅 $B_{ci}$ はレジーム則を用いて $B_{ci} = \alpha\sqrt{Q_0 A_i/A_0}$ として設定した。ただし、 $A_i$ は単位河道 $i$ の集水面積、 $A_0$ は対象流域全体の面積（下流端河道の集水面積）である。これらのパラメータは、衛星写真と比較することで、表1に示した値を設定した。

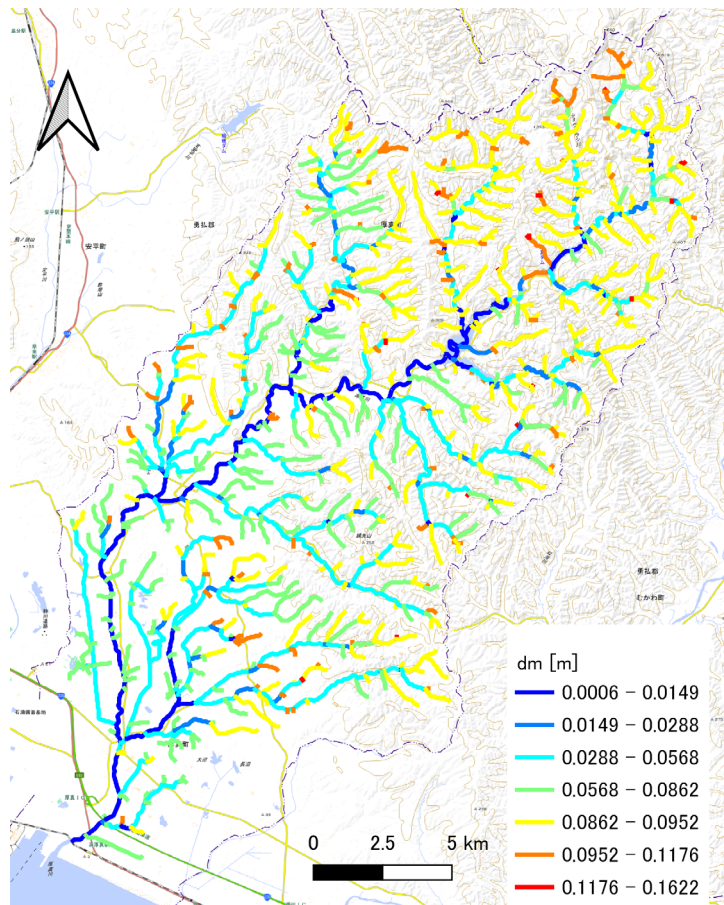


図-5 10年間の予備計算後の平均粒径の空間分布

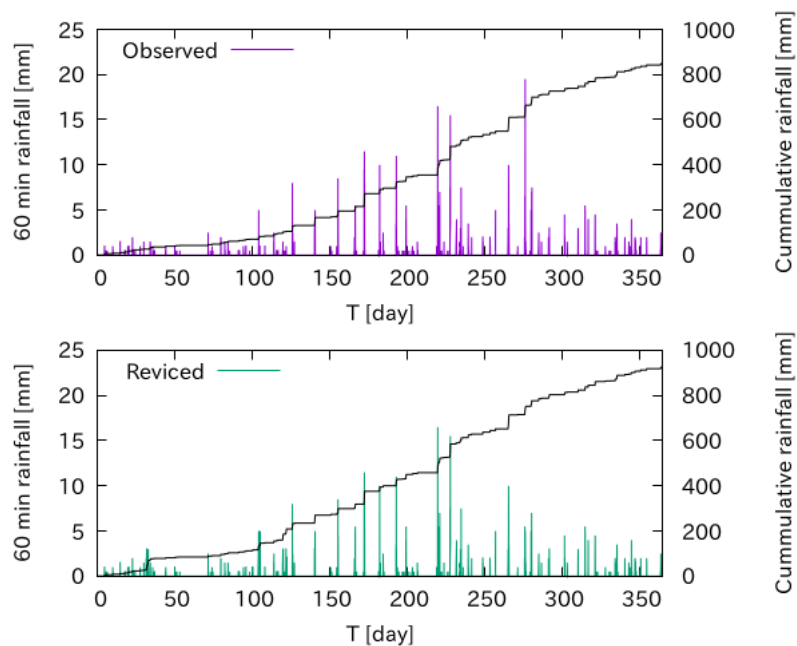


図-6 用いた降雨条件<sup>8)</sup>

表1 計算に用いたパラメータ

パラメータ	値	パラメータ	値
時間ステップ [s]	1.0	損失水頭 [mm/h]	0.07
A層の層厚 [m]	0.1	交換層の層厚 [m]	0.2
B層の層厚 [m]	0.6	堆積層の層厚 [m]	0.2
A層の透水係数 [m/s]	$1.0 \times 10^{-3}$	$\alpha$	5
B層の透水係数 [m/s]	$2.0 \times 10^{-5}$	$Q_0$ [m <sup>3</sup> /s]	80
斜面の粗度係数 [m <sup>-1/3</sup> ・s]	0.8	年侵食量 $D_e$ [m]	0 (case 1)
河道の粗度係数 [m <sup>-1/3</sup> ・s]	0.03		0.05 (case 2)
			0.004 (case 3)

また、土砂の供給量を決定する年侵食深 $D_e$ は、供給を考慮しないケース ( $D_e = 0$ ; case1), ある斜面における地形の差分解析によって得られた値<sup>7)</sup> を利用するケース ( $D_e = 0.05$ ; case2), および下流部の流砂量の観測結果を元に、年間の流出量が概ね一致するように試行錯誤的に設定したケース ( $D_e = 0.004$ ; case3) の3ケースの計算を行なった。

#### 4. 計算結果および考察

##### 4.1. 流量

まず、浜厚真地点および厚真大橋地点の2地点における流量の計算結果を図-7に示す。上流側の厚真大橋地点では、 $T=30, 170, 230, 260, 270$  [d]付近の流量のピークが概ね再現されていることがわかる。ただし、下流側の浜厚真地点では、 $T=230$ のピーク流量が過大に計算された。これは、今回の適用がAMeDAS厚真1地点の降雨データを用いたことで、降雨の空間分布が考慮できていないことに一因があると考えられる。これについては、レーダー観測雨量を利用することで解決できる可能性があるが、これは今後の課題とする。

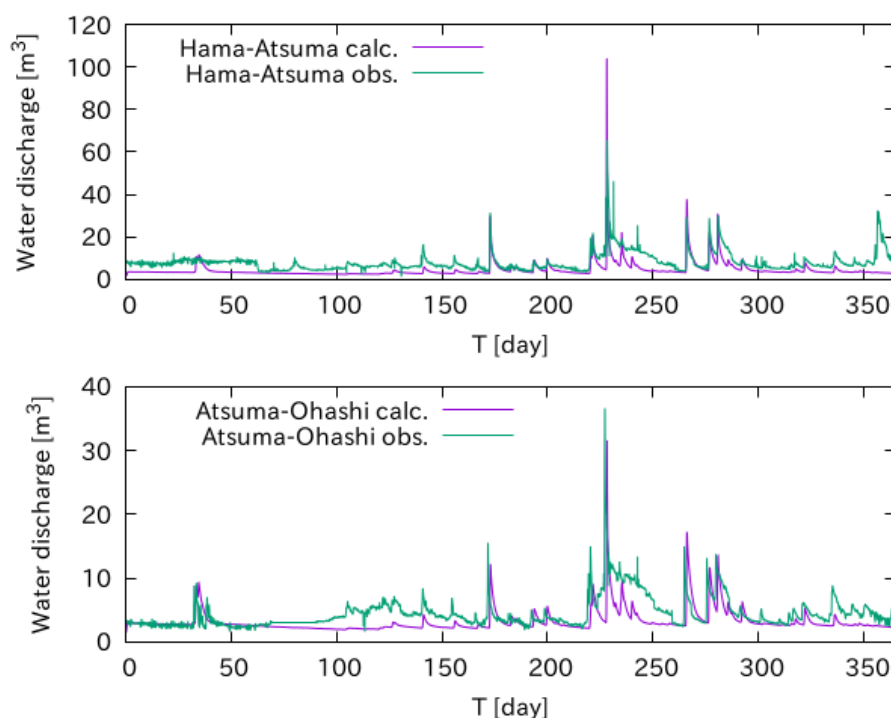


図-7 流量の計算結果と観測結果

## 4.2. 浮遊砂量

次に、浜厚真地点における浮遊砂量の計算結果と観測結果を図-8に示す。斜面の侵食深さから推定した $D_e = 0.05[m]$ を用いた場合は、 $T=230$ 付近のピーク浮遊砂量が過大に計算された。これに対して、 $D_e = 0.004[m]$ を用いた場合には、ピークの浮遊砂量が観測値にも近い結果となった。計算開始時点からの累積値で比較すると、case 2 ( $D_e = 0.05[m]$ ) では年間累積量がおよそ7倍となったのに対し、case 3 ( $D_e = 0.004[m]$ ) の場合は年間累積量も概ね近い値となった。実測値を用いた場合に過大評価となった原因は、斜面部の変動分が必ずしも直接河道に供給されるのではなく、斜面と河道の接続部付近に一度堆積する可能性があること、地形変化の観測値として1斜面の計測結果だけを用いており、値が流域内ではばらつきを持つ可能性があること、また、災害直後から開始された斜面の対策工の効果により、供給量が自然な状態よりも減少したことなどが考えられる。

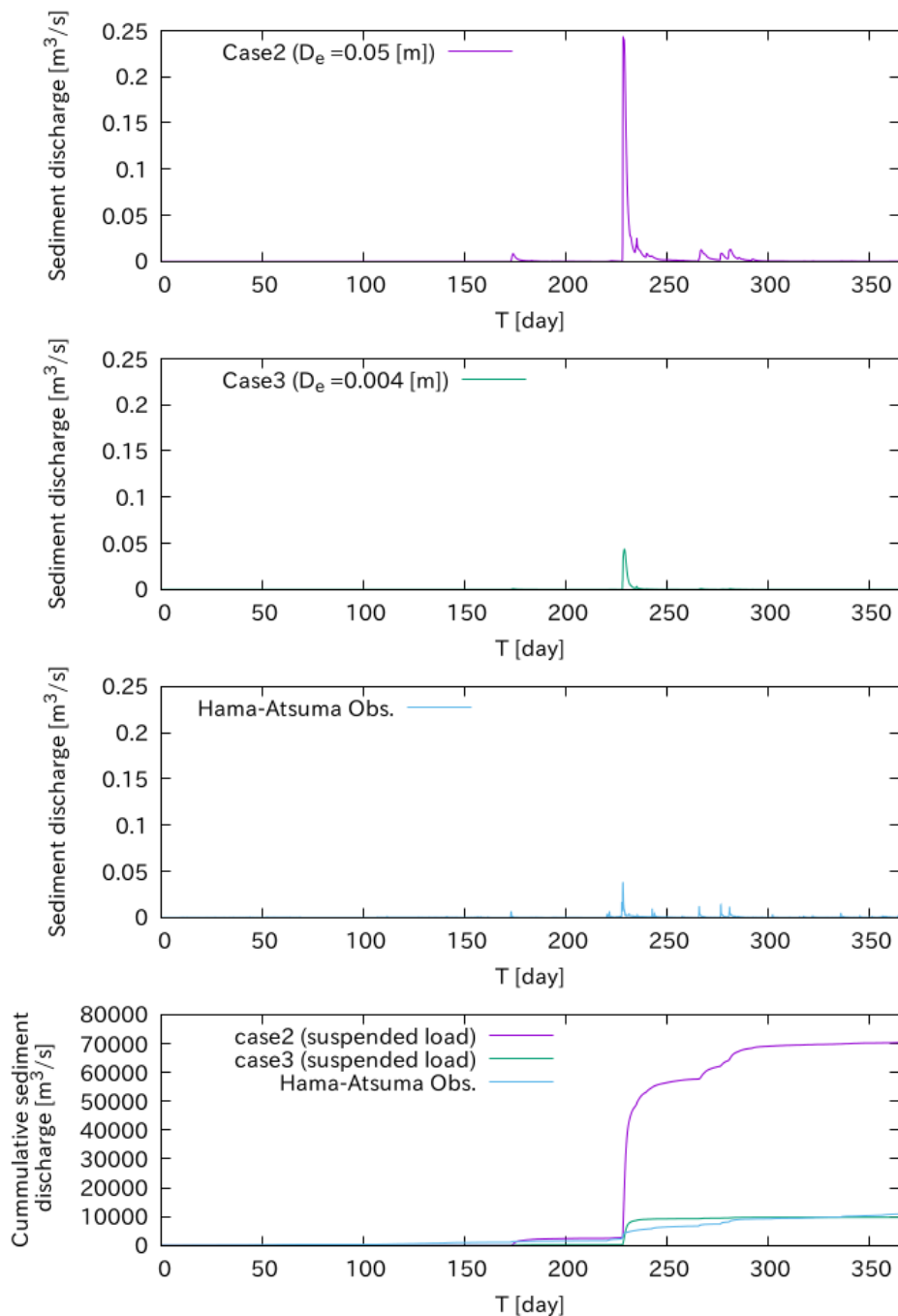


図-8 浮遊砂量の計算結果と観測結果

また、case3でもT=230~280付近の浮遊砂量はやや過小に評価されるなど、全体として計算結果の方がピーク時に集中して土砂が流下する結果となった。この原因については、前節でも述べたように降雨の分布が考慮できておらず、浜厚真地点におけるピーク流量が過大に評価されていることが一因と考えられる。また、土砂の供給モデルについても、簡単のため、単位斜面下端の表面流量に比例するようにしているが、これが実態に即しているかどうか、今後観測データを元に検討する必要がある。

#### 4.3. 流量と浮遊砂量関係の地震による変化

続いて、浜厚真地点における流量と浮遊砂量の関係を両対数軸にプロットした図を図-9に示す。計算値は土砂の供給がないcase1と、浮遊砂量の計算値が実測値と相対的によく一致したcase2の2ケースを、観測値は地震前の値と地震後の値をプロットしている。観測によると地震の前後ではっきりと流量に対

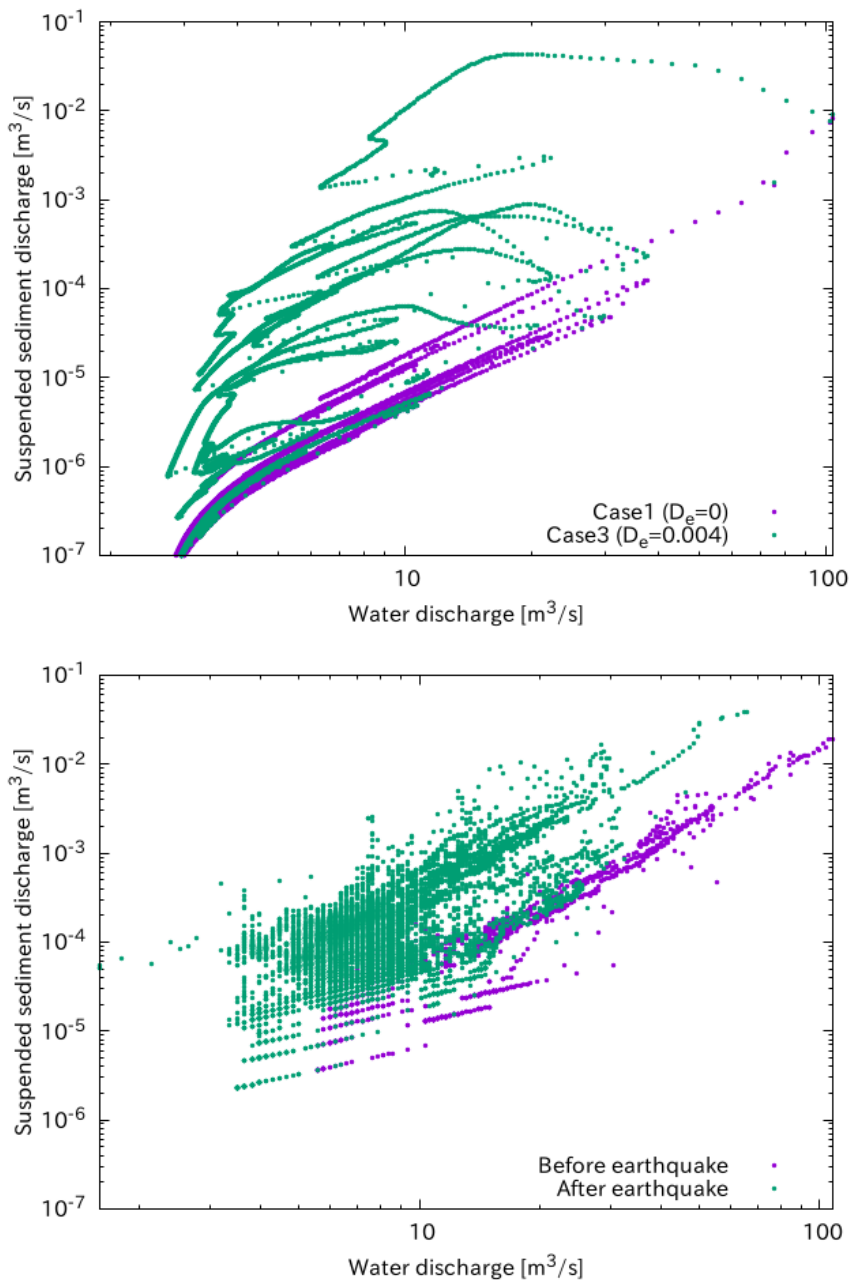


図-9 流量と流砂量の浮遊砂量の計算結果（上）と観測結果（下）  
 （地震前：2018/7/1-9/6；地震後：2018/9/7-2019/12/31）

して流砂量が増加していることが確認できる。計算結果もこれと同様、地震後の崩壊裸地からの土砂の供給を想定したcase2は、供給のないcase1に対して明瞭に流砂量が流量に対して増加していることがわかる。すなわち、土砂供給の影響による浮遊砂量（細粒分の流砂量）が、地震後に顕著に増加したという観測結果が定性的に再現されていることが確認できた。なお、観測結果は地震の前後で異なる時期の結果であるのに対し、計算結果は土砂の供給のみが異なる同じ2019年の結果であることに注意が必要である。

## 5. 結論

本章では、厚真川流域全体を対象に、崩壊裸地斜面における降雨時の土砂供給を考慮した土砂動態モデルの適用を行った。与条件である年間侵食深さは、地形差分による実測値 ( $D_e = 0.05[m]$ ) を流域全体に与えた場合は、浮遊砂量が過大評価となり、それよりも1オーダーほど小さい値 ( $D_e = 0.004[m]$ ) を用いた場合に、浮遊砂量が観測値に近い値となった。この原因として、斜面と河道の接続部分への堆積、観測誤差、および対策工の効果の可能性を挙げたが、これについては、現地観測の充実化を含め、今後明らかにしていく必要がある。また、地震によって流量と流砂量の関係性が大きく変化し、小規模な出水でも細粒土砂が流出しやすくなったことが、計算の面でも示すことができた。今後、この手法を下流部の河床変動解析モデルと組み合わせることで、定量的な細粒分の影響評価に結びつけることができると期待される。

## 参考文献

- 1) 江頭進治・松木敬:河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法, 水工学論文集, 第44巻, pp.735-740, 2000.
- 2) Egashira・Itoh・Horie・Nishimoto: A method to predict sediment transport process in drainage basin with dams. River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, RCEM 2007 - Proceedings of the 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, 2, pp.1193-1201, 2008.
- 3) 山野井一輝・藤田正治: 土砂生産・土砂供給・土砂輸送堆積統合型モデルの開発と山地流域への適用, 土木学会論文集B1 (水工学) Vol70, No4, pp.925-930, 2014.
- 4) 山野井一輝, 藤田正治: 大規模な土砂生産および洪水後の土砂管理に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), 2015, 71 巻, 4 号, p. I\_961-I\_966, 公開日 2016/01/29, Online ISSN 2185-467X, [https://doi.org/10.2208/jscejhe.71.I\\_961](https://doi.org/10.2208/jscejhe.71.I_961),
- 5) B.Y.Liu: Study on Sediment Transport and Bed Evolution in Compound Channels., Tesis presented to Kyoto University, 1991.
- 6) 竹林洋史・中元達也・藤田正治: 粘着性・非粘着性河床材料混在場における土砂輸送特性-トンレサップ川を対象として-, 京都大学防災研究所年報, No.52B, 2009年.
- 7) 久加朋子・今日出人・橋場雅弘・土田宏一・西山典志・清水康行・杉山拓大・岡安努・山口里実: ハビウ川流域を対象とした降雨・土砂流出に関する現地観測および河道内への細粒土砂流入に関する水路実験, (一財) 北海道河川財団研究所紀要, XXXI, pp.153-178, 2020.
- 8) 篠原滉志: 北海道胆振東部地震後の崩壊裸地斜面からの土砂供給が厚真川の土砂動態に与える影響, 京都大学卒業論文, 2021

