HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	旧川の底質挙動と濁質予測に関する研究
Author(s)	横山, 洋
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	乙第6886号
Issue Date	2013-06-28
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r6886
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/53208
Type	doctoral thesis
File Information	Hiroshi_Yokoyama.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学大学院工学研究科　博士学位論文

旧川の底質挙動と濁質予測に関する研究

横山　洋

2013 年 5 月

目 次

第 1 章　序論 **1**

1.1　研究の背景及び目的 1
1.2　旧川の水環境に関する既往研究 2
1.3　本研究の概要 9

第 2 章　旧川の底質からの濁質供給に関する研究 **15**

2.1　序論 15
2.2　現地概要 17
2.3　現地観測の概要 22
2.4　底質巻上げ量の算定 33
2.4.1　セジメントトラップによる算出 33
2.4.2　水質連続観測による算出 35
2.4.3　両手法での算出結果の比較 40
2.5　底質巻上げ量の定量化 42
2.5.1　底面せん断力と巻上げ量の検討 42
2.5.2　風速による底質巻上げ量モデル化 46
2.6　結語 49

第 3 章　旧川の巻上げ懸濁物の沈降現象に関する研究 **52**

3.1　序論 52
3.2　沈降速度の算出方法 53
3.3　SS 沈降試験による各試料の沈降形態とその比較 56
3.3.1　茨戸川底質の沈降特性 56
3.3.2　石狩川底質との沈降形態の比較 58
3.3.3　底質と河川水との沈降形態の比較 60
3.4　沈降速度の定量化 64
3.4.1　沈降速度と代表粒径の関係 64
3.4.2　SS 沈降試験と他手法による沈降速度の比較 65
3.4.3　粒径と有効密度の関係 67
3.5　沈降速度のモデル化 69
3.6　結語 71

第 4 章　旧川の水質予測手法構築に関する研究 **73**

4.1　序論 73
4.2　鉛直 2 次元水質予測モデル及び現地再現計算 74
4.2.1　底質・懸濁物の挙動モデル化 74
4.2.2　基礎方程式 76
4.2.3　計算条件 79
4.2.4　計算結果 82

4.2.5　底質挙動モデルの感度分析 89
4.3　3 次元モデルによる水質予測計算 91
4.3.1　基礎方程式 91
4.3.2　計算条件 93
4.3.3　計算結果 95
4.4　モデルの特性を踏まえた現地水質予測への適用 100
4.5　結語 101

第 5 章　結論 **104**

第1章　序論

1.1　研究の背景及び目的

沖積平野を流れる自然河川は，流路が著しく蛇行している．蛇行流路の外岸側では浸食が，内岸側では堆積が進む．蛇行流路はある一定条件を満たすと発達し [1]，さらに蛇行が進むと迂曲して自然短絡に至る [2]．自然河川では，洪水等をきっかけに蛇行流路が自然短絡することも多い．また，捷水路（ショートカット）などの治水事業により，蛇行河道を人為的に直線河道に付け替えることも多い．このようにして，蛇行河道が自然作用あるいは人為的に切り替わり，現河道から切り離された水面（旧川，河跡湖，あるいは三日月湖とも呼ぶ）が形成される．本研究では，このような蛇行流路から切り離されて形成された旧河道を「旧川」と称する．

特に，北海道では，かつての原始河川の名残として，石狩川・天塩川等の主要河川の沖積平野部を中心に，旧川が現在も数多くみられる．これは，平野部の大規模な開発開始が北海道では明治期以降であり，本州よりも遅いことに起因する．明治以前の道内河川は原始河川に近い状態であり，山地から平野部に流れ出た河川は，広く蛇行しながら流下し，氾濫を繰り返していたと考えられる．沖積平野部の河川平野及びその周辺に広がる湿地域は，そのままでは生活の場として利用することは困難であり，農地や居住地として安定して利用するためには，氾濫の抑止が不可欠であった．そのため，北海道開拓の本格化とともに，道内河川の改修事業が大規模かつ急速に進められた．大正時代以降，洪水時の河川水位の低下を目的として，捷水路工事（ショートカット）が本格的に開始した．例えば石狩川においては，1918 年から 1969 年までに 29 か所の捷水路工事が行われ，河道延長が 58km 短縮されたことが報告されている [3]．捷水路工事の進捗は，洪水継続時間の短縮，氾濫面積の減少等をもたらし，治水安全度は格段に向上した．また河川水位の低下は，中下流域の泥炭地からの排水を可能とし，流域の開発や社会基盤の形成と発展にも貢献した．

一方，本川から切り離された旧川は，本川との水交換が少なく流れが滞留すること，流域からの汚濁負荷の流入により，富栄養化が進行することとなった．中には流域の土地開発とともに，水質悪化が自浄機能を大きく超えて進んだ箇所も見られる．例えば，石狩川下流域の旧川で，札幌都市圏に隣接する茨戸川では，流域からの汚濁負荷増加とともに水質悪化が進行し，1970 年代にはアオコの大規模発生など，水質改善が緊急の課題となった [4]．

河川・湖沼の水質改善に対する意識も変化してきた．1971 年には水質汚濁防止法が施工され，公共用水域への排水規制，生活排水対策の実施等，水質保全への本格的取り組みが開始した．1993 年には，国土交通省により水環境改善緊急行動計画（清流ルネッサンス 21）が開始され，水質汚濁の著しい河川、湖沼、ダム貯水池などにおいて，関係機関が地域と一体となった水質改善事業が進められている．2001 年度からは，同じく国土交通省により第 2 期水環境改善緊急行動計画（清流ルネッサンス II）が開始され，水質改善が必要な水域において引き続き事業が進められている．前述した茨戸川でも，流域での下水道整備による流入汚濁負荷の削減，栄養塩類の蓄積した底質の浚渫が進められ，さらに清流ルネッサンス II による水質改善事業が 2003 年から開始され，水質改善は着実に進行している [4]．

近年では，旧川やその周辺の湿地を，河川環境の保全や復元に積極的に活用する新たな動きもみられる．1997 年には河川法改正により，河川整備において河川環境の保全が主たる目的の 1 つであることが明示され，2003 年には自然再生事業推進法も施工された．近年の旧川やその周辺域を用いた河川環境の復元には，これらの社会情勢の変化が大きい．旧川を活用した自然再生事業の事例もみられる．例えば北海道東部の標津川では，蛇行流路と現存する直線河道の併存 [5]，釧路川では蛇行流路への通水による再蛇行化による蛇行復元事業 [6]，のほか，関東地方の荒川でも旧川を利用した自然再生事業が進められている [7]．これらの事例以外にも，旧川で残された水面利用による親水空間利用及び保全の例は各地に数多くみられる．旧川を用いた河川環境の復元への取り組みは，今後も事例が増えていくことが予測される．

旧川が河川流域において果たす機能，役割は，多岐にわたる．草らは，石狩川に残る旧川群を対象として，治水，利水，環境の各面における機能とそれに応じた役割があることを指摘している [8]．例えば治水機能として，内水貯留の機能が挙げられる．旧川の中には，石狩川砂川遊水地のように，遊水地の一部として利用されているものもある．利水面では，農業用水や水産用水としての取水が挙げられる．また環境面では，親水空間としての利用のほか，鳥類の中継地や休息場等の機能等，貴重な自然環境を有しており，その水環境を適切に保全することが求められる．

一方，旧川は閉鎖性が強いことに加え，居住地や農地に隣接した旧川の中には流域からの過剰な汚濁負荷流入や水質の悪化等，旧川の利水・環境機能にも影響を及ぼしている箇所もみられる．このような水域では，水質の改善が課題となっている．

本研究では，わが国に現存している旧川の中でも，最大級の面積・容量を有し，かつ札幌都市圏に隣接して利水，環境両面においても重要な役割を果たしている，石狩川最下流の旧川である茨戸川を研究フィールドに選定した．以下，茨戸川を念頭に，旧川の水環境の保全や改善において，現状と課題・問題点を整理し，それらに対する解決策を検討していく．

1.2　旧川の水環境に関する既往研究

閉鎖性水域の水質汚濁と底質・濁質との関係

まず本研究を行うに当たり，閉鎖性水域全般の水質悪化機構について，本研究のフィールドである茨戸川の特性も踏まえながら検証する．

図 1.1 に，閉鎖性水域での水質ならびに底質環境悪化の流れを模式図を示す．

閉鎖性水域には，流域から栄養塩類等の汚濁負荷が土砂とともに流入する．これらの流入した物質のうち，懸濁物質は水中を浮遊する有機物や栄養塩類を吸着しながら沈降・堆積することで，高含水率の浮泥状の底質が形成される．閉鎖性水域の水質悪化をもたらす栄養塩類の供給は，流入負荷のほか，底質からの汚濁負荷の回帰（溶出・巻上げ）による影響が大きいことが知られる．

底質からの栄養塩溶出については，(1) 底質から間隙水への溶出を経て水中に拡散する場合，(2) 底質が巻上げられた後に水中で溶出する場合の 2 つの形態があるとされる．なお底質から間隙水への溶出時には，底質中の有機物が微生物によって分解されるため，底質や間隙水内，底面近傍の水中の溶存酸素が消費される．底層部への酸素供給が乏しい水域の場合には，底質の嫌気化や貧酸素水塊の発生因子ともなる．底質からの栄養塩類の溶出は，嫌気条件の場合が好気条件に比べて促進されることが知られる [9]．

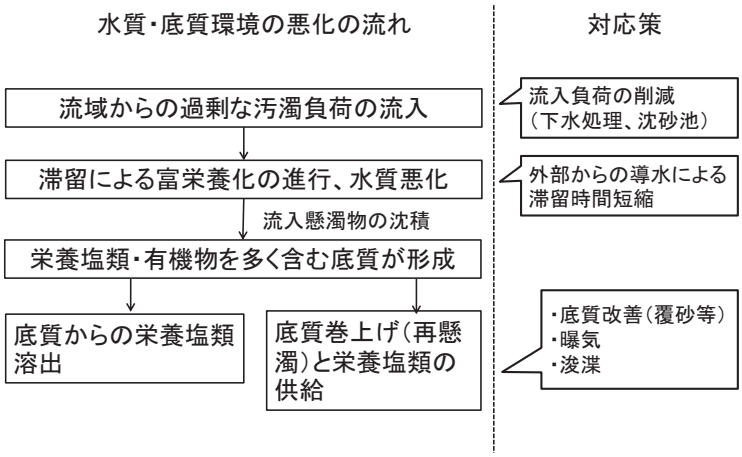


図 1.1: 閉鎖性水域における水質・底質環境悪化の流れ

また，閉鎖性水域では，水流や風波の外力を受けることで底質巻上げが発生し，水中への顕著な栄養塩類の再供給が生じることも知られる．特に浅い閉鎖性水域では，水深全体に及ぶ規模で底質巻上げが生じ，底質とともに水中に連行される栄養塩類が主要な汚濁負荷供給源となっていることが確認されている [9]．例えば，今回の研究対象域である茨戸川でも，夏季の藻類増殖をもたらす因子である総リンの供給の 7 割が，底質からの巻上げに由来することが濱原らにより示されている [10]．また現地水質調査から，懸濁物（SS）濃度と総リン濃度の間には線形の良好な相関関係がみられることから，夏季の富栄養化状態ならびに藻類増殖の潜在的可能性は，懸濁物濃度をモニタリングすることで推測可能といえる．

このように，底質に多量の有機物や栄養塩類が蓄積された状態では，底質からの溶出や巻上げによる水中への汚濁負荷の回帰による供給が継続する．そのため，このような水域は流入する汚濁負荷の軽減対策だけでは水質の改善が進まない．特に浅い閉鎖性水域では，風による底質巻上げによる濁質供給を把握することが，水質悪化機構の解明ならびに対策検討には不可欠といえる．

また閉鎖性水域の懸濁物は，シルト・粘土に分類される細粒分が主であることから，粒子が凝集しフロックを形成しやすいことが知られる．また懸濁物は土砂成分のほか，動植物プランクトンやその死骸等の有機物も多く含まれている．ゆえにフロック化した懸濁物は，同一粒径の砂と比べると密度が小さくなるため，沈降速度はより遅くなり，沈降形態はより複雑となる．

懸濁成分の沈降速度は，底質の堆積速度のほか，流入や底質巻上げ等により供給された懸濁物濃度の変遷過程の追跡や推定精度にも大きく影響する因子である．懸濁物の濃度は水中透明度や栄養塩の水中への回帰，水中栄養塩の吸着にも影響する [25]．ゆえに懸濁物の沈降フラックスの推定は，底質巻上げ量と同様，閉鎖性水域の水環境の評価に重要な指標となる．

閉鎖性水域の底質及び水中懸濁物の性状や挙動に関する既往研究は数多くあるため，ここでは代表的と考えられるものを挙げ，閉鎖性水域における底質巻上げならびに懸濁物の沈降過程の解明やその評価に関する既往研究の成果とその課題について述べていく．

なお以下の既往レビュー内では，各文献の元表記に従い，底質の代わりに「底泥」または「浮泥」の用語を用いる．これらは，別途の説明のない限り，底質と同義である．

底質巻上げ動態に関する研究

閉鎖性水域の底質巻上げ量の定量的評価には，底質巻上げ時の現象把握と力学的機構の解明が必要である．そこで，まずシルト・粘土といった粘性土主体で形成された底質の流水に対する挙動の把握と力学的機構（巻上げ，沈降，堆積等）について解明が進められた．

その先駆的事例として，Einstein・Krone の研究があげられる [11]．Einstein・Krone らは閉鎖性内湾に堆積し，細粒分が主体であるサンフランシスコ湾の底質を採取して水路に設置して通水実験を行い，底質の巻上げ現象や沈降，堆積過程と底質の間での現象を検証した．その結果，懸濁物の沈降速度や堆積量が水中土砂濃度に比例すること等，底質の挙動に関し，多くの先駆的な知見を得ている．

Partheniades は，サンフランシスコ湾の底質を採取して開水路内に設置して塩水を通水し，底質巻上げや懸濁物の沈降過程を計測している [12]．その結果，底質巻上げ量は底面せん断力がある値を超えると急激に増加を開始すること，底質浸食速度は浮遊懸濁物濃度や底質の強度には依存せず，底面せん断力に依存することを示した．Ariathurai らは，前述した Partheniades[12] の実験結果から，底面巻上げ量を，侵食速度と限界底面せん断力からの超過せん断力のべき乗で表示することを提案した．この巻上げ量の式形は，現在の水質シミュレーションにおいて，幅広く用いられている．また，底質の化学性状や温度，懸濁物濃度によって巻上げ量が変化することを実験的に示している [13]．Fukuda らは，北米五大湖の 1 つである Erie 湖の底質を対象に通水実験を行い，底面巻上げ量は底面せん断力と含水比に比例することを示した．[14]

わが国においても，閉鎖性水域の水環境の悪化とともに，底質からの巻上げ動態に関する研究が進められてきた．大坪らは，人工的に作成した有機粘性土及び現地から採取した底泥を対象に，底泥の物理性状を考慮して，底泥の巻上げ現象や沈降・沈積について，広範な実験を行っている [15]．これらの実験結果から，大坪らは底泥が流送される場合に，底泥粒子が巻き上がり始める流送限界と，河床面が破壊されて侵食が進行する破壊限界を定義し，底泥が流送形態が異なる 2 つのグループに分類できること，流送限界ならびに破壊限界と底泥の粘度との間には，一義的関係があることを実験的に示した [16]．また巻上げ量についても，底泥の無次元飛び出し率で表現することを提案している [17]．

閉鎖性海域の底泥挙動について，海田らは，柔らかい底泥の巻上げ現象を実験で把握し，巻上げ形態が含水比により異なること，巻上げが急速巻上げ期とその後の緩速巻上げ期に分かれること，巻上げ速度の減速は底泥表層の固体分率の増加によることを示した [18]．楠田らは，閉鎖性海域を念頭に，波と流れが作用する場合の底泥浮遊機構について，流れと波が併存する場における底泥巻き上げについて，実海域に近い条件に調整した底泥による巻上げ実験を行い，振動流下での底泥巻き上げの進行を詳細に考察してモデル化を行うとともに，振動流下での SS 鉛直濃度の解析解を求めている [19]．

梅田らは，霞ヶ浦の底泥を現地堆積状況に近い状態に調整した試料を直線水路に設置し，底泥の洗掘量を計測した．その結果，底質巻上げ量を含水比の関数で表現することを提案している．また実験結果をもとに，底泥巻上げ量の定量化を行っている [21]．

また，現地観測機器や手法の発達により，湖沼や内湾において大規模かつ連続的に底質巻上げ現象の把握のための現地観測が可能となった．観測機器の性能向上も受け，1970 年代以降は，大規模な現地観測による検討事例が増加してきた．

Sheng らは，米国五大湖の 1 つで富栄養化の進行した Erie 湖を対象として，流入河川や風による底質巻上げ及び濁度変動の機構を把握するため，大規模な現地観測を行い,．また数値解析による流動・濁度計算，衛星写真によるリモートセンシングによる濁度推定等，濁度変動機構解明に関する総合的な調査研究を行っている [20]．Luettich らは底質中の栄養塩類沈積が顕著である，ハンガリーの Balaton 湖を対象として，採水・流速・風速風向の集中観測をを行っており，強風時に SS 濃度が急激に上昇すること，SS 上昇と底面せん断力に相関があること，強風時の底面せん断力は風波による成分が流れによる成

分よりも卓越することを示している [23]．Aalderink らは，吹送流の発達した湖沼での巻上げ量を，底面せん断力のほかに風速との相関式でも示している [24].

わが国においても，富栄養化の進行した湖沼において，底質巻上げと水質変動の関係を解明するために大規模な現地調査と分析が行われてきた．国立公害研究所（現：国立環境研究所）では，霞ヶ浦の底質巻上げやそれに伴う水質汚濁機構について，1980 年代前半に集中的に研究が行われており，富栄養化機構や対策について検討している．この中で，風による底質巻上げについて，詳細な現地観測や数値解析を併用した機構検討がなされている [22].

底質巻上げ量の評価についても，多くの研究がなされてきた．閉鎖性水域における底質巻上げ量の測定の代表事例として，福島らによる霞ヶ浦の観測例がある [22]．福島らは，クロロフィルを指標として，セジメントトラップで捕集された懸濁物量を底質由来と自生性由来（植物プランクトンの増殖等）の両成分に分離して底質巻上げ量を算定した．さらに適切なトラップ形状や観測条件を検討している．橘ら [50] は，茨戸川上流部でこの手法を用いて水深別の底質巻上げ量を計測し，さらに巻上げ量と風に相関関係があることを示している.

関らは霞ヶ浦における濁度長期化の原因を解明するため，強風時を含めた現地水質観測を行い，濁度上昇が無機濁質の増加により生じていることを定量的に示している [25]．また豊田らは富栄養化の進んだ諏訪湖を対象に，風による巻上げ及び降雨時の濁度上昇機構について詳細に検討している [30].

閉鎖性湖沼での底質巻上げ量を実際にモデル化した事例として，梅田らは霞ヶ浦の底質を対象として，底質巻上げの限界せん断力と含水比の間に実験的に関係を作成した [21]．濱木らはこの知見を，茨戸川への浄化用水導水の際の導水口付近において発生する流速と，底質巻上げ限界判定のためのシミュレーションに導入している [54].

懸濁物の沈降過程に関する研究

単一粒子の自由沈降現象については，Stokes の沈降速度により表現できることが知られている [32]．一方，2 個の粒子が相互に干渉する条件では，沈降速度は単体に比べて減少することは実験的に知られている（例えば Eveson ら [33]）．また多数の粒子が水中に拡散した場合の沈降では，土砂濃度による補正式も多く提案されている（例えば Happel ら [34]）．さらに実際の閉鎖性水域では，様々な粒径，性状を有する懸濁物が存在しており，場所や時間に応じても変化する．懸濁する細粒分は沈降の進行とともに凝集（フロック形成）が盛んにみられ，沈降形態の把握やその定量化をより複雑にする一因となっている.

フロック形成やその沈降過程に関する研究は，下水道分野において古くから数多くの研究が進められてきた．例えば丹保らは土粒子を硫酸アルミニウムにより凝集させる場合の凝集過程やフロックの平衡状態での粒径について実験を行い検討している [35]．船水らは，粒子群が粒径分布及び密度分布を有する場合を模した材料により沈降過程について実験を行い，密度が異なる粒子群の挙動の差を考察するとともに沈降速度式の修正を提案している [36][37].

実際の閉鎖性水域における細粒分主体の懸濁物沈降過程に関する研究も，ダム貯水池の濁水長期化現象を中心に古くから行われてきた．足立らは，ダム貯水池の出水時における濁度観測を行い，微粒子率（24 時間以上沈降しない割合）が沈降速度に影響することを示している．宮永らはダムの濁水現象を対象に，懸濁物を混合粒径で表現し，粒径別の沈降過程の違いを考慮することで，濁質変動の予測精度が向上することを示している．[27]．梅田らは，ダムの濁水現象を対象として，懸濁物の沈降過程を把握するため，多くの湖水試料を採取し SS 沈降試験を行った．その結果，一定粒径（この場合は粒径 $10\mu m$）以上の成分は Stokes 沈降則による沈降過程を示し，それ以下のさらに細かい成分は Stokes 則とは異な

り，沈降は非常に遅いことを示した．また，これらの成分が漸減する過程を表現可能なモデルを提案している [28].

西村らは，太田川河口域・広島湾で採取したフロック化した有機泥を対象として，沈降速度を測定している．性状の異なる有機物の付着特性を表すパラメーターとして，幾何学的構造を考慮することで，有機物やフロック形状をパラメータとした沈降速度のモデル化を行っている．[38].

水中懸濁物の沈降軌跡の追跡による沈降速度算出に関する研究も，行われてきている．小田らは塩水中にベントナイトを滴下し，フロック形成過程及び沈降速度の変化を顕微鏡を用いて追跡し，フロック形成の終局過程に至るまでの沈降特性・沈降速度を明らかにした．沈降軌跡の追跡は，沈降速度を実験的に求める上で他にも用いられており，山崎ら [39] は河口域から海域に流入する土砂の沈降速度を実験的に求めている．また島田ら [40] は，ダム貯水池を対象に湖底に堆積した細粒分の沈降速度の特徴を明らかにしている．

沈降速度の算出方法の 1 つとして，セジメントトラップによる懸濁物捕集量から算出する手法が広く用いられている．細川らは沈降筒を用いた懸濁物沈降試験で得られる沈降速度と，セジメントトラップによる捕集懸濁物量から得られる沈降速度を比較し，両手法から算定されるデータの比較を行っている [41]．今清水らは，セジメントトラップによる時系列的土砂捕捉を目的に，転倒マス型セジメントトラップを作成し，浮遊土砂沈降量の時間変動把握技術を提案している [26].

このように懸濁粒子全体での沈降速度算出は様々な手法が検討されている．

濁質変動予測手法に関する研究

底質の巻上げ及び懸濁物の動態については，実測及び室内実験による研究が先行したが，計算機の性能が向上するとともに，水質や底質挙動の予測を数値計算による行う事例がみられるようになった．

各予測モデルでは，底質巻上げ量の定量化自体は，前述した Ariathurai[13] による底面浸食量を底面せん断力の関数で表現する方法が広く用いられている．前述した Lueticch らは，底質からの巻上げによる SS 濃度変化について，巻上げ量と風波による底面せん断力の関係をモデル化し，現地の SS 濃度を良好に再現できることを示した [23]．天野らは，前述した Lueticch らのモデルを浅い閉鎖性湖沼である印旛沼に適用し，風波による底質巻上げ状況を平面分布で予測可能なモデルを作成するとともに，水生植物の巻上げ抑制効果を検証している [29].

豊田らは，同じく閉鎖性湖沼である諏訪湖を対象として，強風時の湖内流動と SS の時空間変動の関係について有限要素法による 3 次元流動・濁質モデルで計算して検討を行い，強風時の風波による底質巻上げ機構を明らかにしている [30].

一方，ダム貯水池等，鉛直方向の変化が顕著となる水域では，細粒分による濁質の長期化は大きな課題となっており，これらの現象を精度よく表現可能なモデルが検討されてきた．Markofsky らは，成層が形成される条件下での 1 次元鉛直方向の水温・物質濃度の予測モデルを開発した [42]．安芸らは，このモデルに濁質実験結果を踏まえた改良を行い，濁質の 1 次元鉛直挙動モデルを構築している [43] ほか，足立ら [44]，宮永ら [27] らにより，シミュレーションを用いた濁質長期化に関する検討が行われている．森北らは，流下方向の運動を考慮した静水圧鉛直 2 次元モデルに拡張し，湖内流動と濁質挙動を予測している [45]．森北らが提案した鉛直 2 次元モデルは，わが国のダム貯水池における水質予測に広く用いられている．

梅田らは，前述したモデルの鉛直方向拡散を改良するとともに，濁質挙動を混合粒径モデルにより細粒分の挙動を考慮し，ダム貯水池の濁質変動を再現している [28]．また，堀田らは，ダムの濁質挙動に

ついて，同じく混合粒径によるモデル化を行い，流入濁水の粒径特性を把握するとともに，濁水の長期化における細粒分の影響を考察している [31].

関らは，霞ヶ浦において混合粒径による底質挙動を考慮した水質予測モデルで複数年の濁度シミュレーションを行い，大規模な巻上げ時に沈降しにくい細粒分により高濁度が維持される機構を示すとともに，近年の限界せん断力の低下と巻上げ量増加の関係を報告している [25].

さらに横断方向の挙動も加味した 3 次元モデルに関する研究も多く行われている．水質予測への 3 次元モデルの先駆的な利用は，前述した Sheng ら [20] によるものがあげられ，以降様々なモデルが開発・改良され，一部モデルはソースコードを含めた公開がなされている．底質巻上げ動態を計算可能なモデルでは，ECOMSED[46]（要ユーザー登録）が代表的であり，これらを改良したモデルによる地域環境シミュレータの開発等 [47]，研究や実用面への活用がなされている．

旧川（河跡湖）の水理・水質動態に関する研究

前節での研究事例は，浅い閉鎖性水域全体での底質の特性やその挙動について述べたものであり，必ずしも「旧川」に着目したものではない．ここでは旧川の水理・水質や流域の特性に着目した研究事例を述べていく．

旧川の水理に着目した研究として，福島らは，石狩川感潮区間にある旧川で，本川からの流出入の影響を強く受ける茨戸川の流れが潮汐の影響を受け周期的に変化すること，旧川内の深い位置で塩水が浸入を現地観測により確認している [48].

郡は，石狩川からの流出入のある茨戸川での水の流動を，1 次元ボックスモデルで再現しており，潮汐の影響を受ける旧川の流動が計算可能であることを示した [49].

また，水質・底質にも着目した研究として，橘らは茨戸川上流部で現地観測を行い，巻上げ量を把握するとともに，風速と流速，水質，底質巻上げ状況の関係を検証した．その結果，風と流速，底質巻上げ量には相関があることを明らかにした [50].

神戸らは石狩川中流域の旧川（伊藤沼）を対象に，水収支と流域からの汚濁負荷流入から水質予測モデルを作成，周辺土地利用形態による水質変化の関係を検証した [51].

濱原らは茨戸川への水及び汚濁負荷の流出入量を整理し，底質巻上げが茨戸川への栄養塩類供給に主たる役割を果たしていることを示した [10].

杉原らは．流動のほかに熱収支や生物モデルを組み入れた 1 次元モデルを完成させ，茨戸川での水温や栄養塩類，植物プランクトンの長期変動を再現した [52]．さらに杉原らは水質鉛直分布を把握するため，前述したモデルを鉛直 2 次元モデルに拡張し，導水による水質改善効果について，茨戸川の水深方向での水質変化を予測している [53].

濱木は茨戸川への導水により生じうる底質巻上げ現象を予測するため，梅田らの底質巻上げモデル [21] を組み入れた濁質シミュレーションを行い，導水による巻上げ発生範囲の推定を行っている [54].

Chao らは，ミシシッピー川氾濫原に位置する河跡湖を対象として，3 次元モデルによる SS 濃度変動計算を行い，風波によるせん断力による巻上げが顕著な水質現象の再現を行っている [55].

また，旧川の生物生息環境に関する機能に着目した研究も，近年みられるようになってきた．

例えば山口らは，石狩川とその旧川である茨戸川の間でのシラウオの生態やその移動に着目し，シラウオの資源生産サイクルにおいて，静穏域である旧川である茨戸川が及ぼす影響が大きいことを示している [56].

林田らは，石狩川の中下流域の旧川群全体を対象に，1977 年と 2003〜2005 年に行われた魚類調査結果を比較し，旧川群の魚種数が増加したこと，移入種の侵入が顕著であること，旧川群の魚種構成が均

質化したことを述べている [57]．桃枝らはさらに石狩川本川と旧川の間での接続水路の現状を整理し，ショートカットを行った湖沼と自然短絡湖沼の間には接続水路延長や蛇行度の傾向に違いがみられること，湖沼内への流入系統数が多いほど魚種が多くなる傾向があることを示している [58]．

既往研究における課題

前節において，旧川を含む閉鎖性水域の底質挙動や，その動態を考慮した水質予測計算に関する既往研究を述べた．既往の研究結果より，閉鎖性が強い水域における底質巻上げと外力（流れ，風，底面せん断力等）の関係については，ほぼ解明されている．また水質予測手法についても，一般的な閉鎖性水域についていえばほぼ確立している．しかしながら，今回の研究対象である茨戸川は，感潮域に位置する旧川であり，これらの既往知見を適用するにあたり，以下の 2 つの課題が上げられる．

(1) 底質沈降形態が、一般の土粒子と異なる

懸濁物の沈降速度は，一般に粒子の密度を土粒子，形状を球形と仮定した Stokes の沈降則（以下「土粒子の Stokse 則」とする）に従うとされる．濁質の変動を取り扱っている既往研究事例においても，懸濁物の沈降速度については，土粒子の Stokes 則による表現で，現象を概ね良好に再現されることが報告されている．

しかしながら，細粒分や有機質を多く含む底質の場合，沈降速度は土粒子の Stokes 則と比べて遅くなることが知られる．過去に茨戸川の現地観測で得られた懸濁物沈降速度も，中央粒径に対して土粒子の Stokes 則を用いた場合に比べて，1〜2 オーダー遅いことが確認されている．さらにこのような底質では，様々な密度の粒子が集積しており，早期に沈積するものや，水中に長期間滞留するもの等，その挙動はより複雑となる．

細粒分を多く含む底質の沈降形態は，前述したとおり梅田ら [28] や堀田ら [31] による検討事例があるが，有機物を多く含む材料では密度は一様ではない．西村らは有機懸濁物のフロック成長と沈降速度を実験からモデル化している [38] が，時間によるフロック成長モデルでは，水中から常時懸濁物が供給される条件で混合粒径での沈降形態を算出するのは容易ではない．密度分布が存在する中での沈降現象を適切に評価する沈降モデルが必要である．

(2) 本川からの水理的影響を強く受ける場合の底質巻上げ特性

ここまで述べてきたとおり，閉鎖性水域の底質巻上げ機構や巻上げ量のモデル化は，これまで多くの研究が重ねられてきた．これらの閉鎖性水域の多くは湖沼のように，ある程度面的に広がりがある場が多く，風などの外力のバランスは局所的には変化するが，空間的にはほぼ一様と考えることが可能である．

しかし茨戸川のような旧川は，かつての蛇行河道の一部であることから，水域が細長くかつ湾曲している．そのため，底質巻上げや水域内での流動の駆動力となる風の影響が，縦横断方向に変化しながら作用する．さらに本川の水理的影響（背水等）を受ける場合は，その影響も縦断方向に変化しながら作用する．そのため，底質巻上げにも，空間的な変化が生じ，より複雑な挙動を示す可能性が考えられ，巻上げや流動の駆動力が時間的のみでなく空間的にも変化する状況を踏まえながらモデル化する必要がある．

今回の茨戸川のように，風の影響が縦断的に変化し，また外部水域からの水理的影響も加わった状況における底質巻上げ量や，時空間的な変化を検討した事例は，著者らの知る限りでは見当たらない．茨戸川のような外部水域の水理的影響を強く受ける旧川の底質挙動把握には，これらを検討する必要がある．

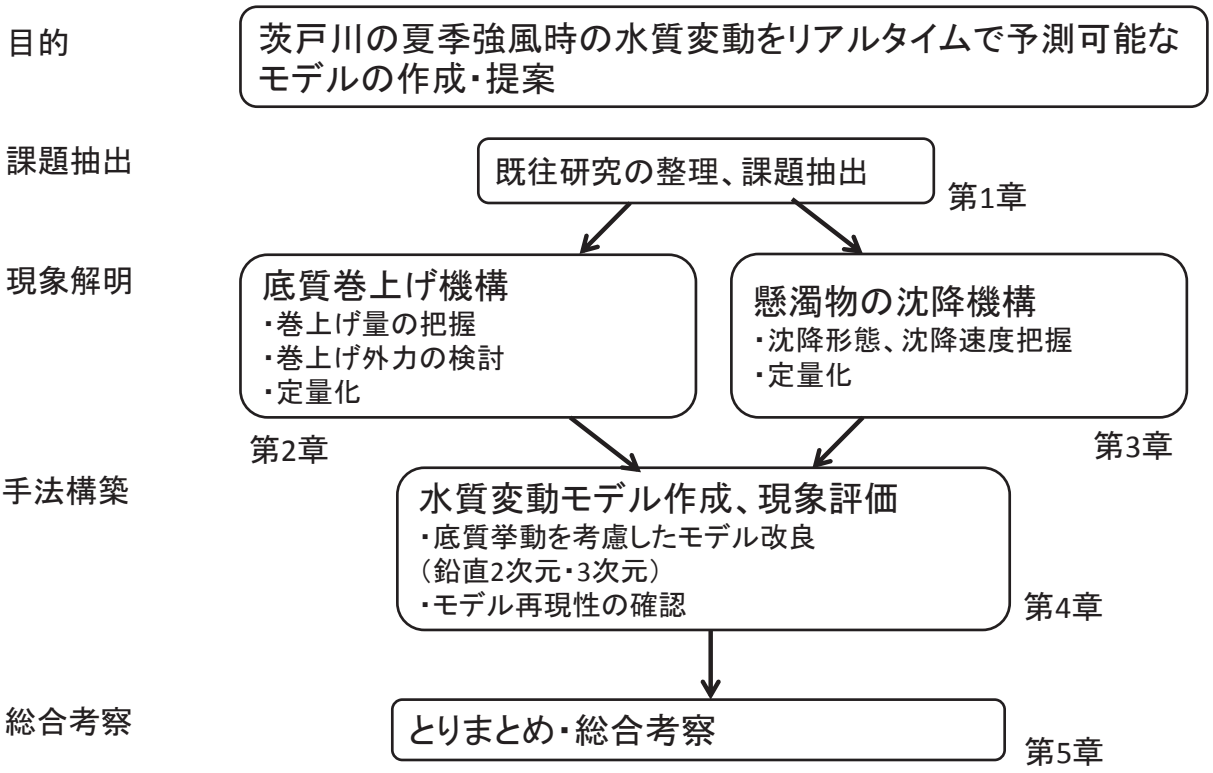


図 1.2: 研究の構成

本研究では，既往研究のレビューにおいて課題となった底質挙動に関する 2 つの課題を，現地観測ならびに室内試験を通して実験的に検証し，旧川の底質挙動のうち巻上げ現象及び懸濁物の沈降速度に関する定量化を行った．

また既存の濁度予測モデルに底質からの濁質供給や沈降過程に関する改良モデルを組入れることにより，濁度を指標とした旧川の汚濁負荷動態を簡易な手法で迅速に評価可能な手法を提案するとともに，モデルを用いて茨戸川内での濁度の動態について特性を検討している．

1.3 本研究の概要

本研究の概要を以下に述べる．図 1.2 に本研究の構成を示す．

第 1 章では，本研究の背景，旧川をはじめとした閉鎖性水域の底質挙動に関して既往研究のレビューを行うとともに課題を抽出し，研究の流れを説明している．

第 2 章では，感潮域にあり，本川からの背水の影響を縦断的に受ける石狩川旧川の茨戸川を対象として，底質巻上げ現象の空間的な変化について検証を行った．風による底質巻上げ機構と，巻上げ時の機構解明を行うとともに，巻上げ量モデル化とそのパラメータとなる因子の検討を行った．

第 3 章では，土粒子よりも沈降速度が非常に遅い旧川懸濁物の沈降過程を把握するとともに，底質巻上げ後の沈降速度モデルについて提案を行っている．

第 4 章では，第 2 章及び第 3 章で検討された巻上げ及び沈降過程モデルを，濁質変動予測モデルへの組み入れを行う．現地観測や室内試験で示された旧川の底質挙動特性を考慮し，モデル組み込みによる

効果検討を行った．またモデルを用いて茨戸川内での濁質動態とその特性を把握し，風による流動と水位変動による流量交換が重なる複雑な水理場での物質輸送の基礎特性について考察を行っている．

第 5 章では，これまで述べてきた結果をとりまとめ，旧川の底質挙動と巻き上げ，沈降量の定量化に向けた課題をとりまとめている．

参考文献

[1] 池田駿介，日野幹雄，吉川秀夫 : 河川の自然蛇行に関する理論的研究，土木学会論文報告集，第 255 号，1976

[2] 福岡捷二，山坂昌成：側岸の浸食・堆積による蛇行発達の理論，土木学会論文報告集，第 327 号，73-85，1982

[3] 山口甲，品川守，江利川喜一：石狩川の河道水理の変化について，土木学会第 46 回年次学術講演会，2-242，1991

[4] 茨戸川清流ルネッサンス II （http://www.sp.hkd.mlit.go.jp/kasen/09kawazukuri/04tiikikyodo/02jigyou/01renaissance/index.html）

[5] 標津川自然復元川づくり計画，標津川技術検討委員会，2007
（http://www.ks.hkd.mlit.go.jp/kasen/sibetucon/pdf/keikaku.pdf）

[6] 釧路湿原自然再生事業茅沼地区旧川復元実施計画，国土交通省北海道開発局釧路開発建設部，2006

[7] 荒川太郎右衛門地区自然再生事業自然再生全体構想，荒川太郎右衛門地区自然再生協議会，2006

[8] 草大輔，山本忠男，長澤徹明，井上京：治水機能からみた石狩川河跡湖の地域資源的評価，農村計画論文集 3, 67-72，2001

[9] 湖沼における水理・水質管理の技術，湖沼技術学研究会，2007

[10] 濱原能成，中津川誠，加藤晃司：都市集水域をもつ閉鎖性水域の総合的水質解析，水工学論文集第 48 巻，1435-1440，2004

[11] Einstein, H. A. and R. B. Krone, Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water, J. Geophys. Res., 67(4), 1451-1461，1962

[12] Partheniades, E., Erosion and Deposition of Cohesive soils, Journal of the Hydraulics Division, Vol. 91, No. 1, January/February 1965, pp. 105-139，1965

[13] Ariathurai,R., Arulanandan, K., Erosion Rates of Cohesive Soils, Journal of the Hydraulics Division, Vol. 104, No. 2, February 1978, pp. 279-283

[14] Fukuda, M. K., Lick, W., The entrainment of cohesive sediments in freshwater, Journal of Geophysical Research:Volume 85, Issue C5, pages 2813-2824, 1980

[15] 大坪国順：底泥の物性及び流送特性に関する実験的研究，国立公害研究所報告第 42 号，1983

[16] 大坪国順，村岡浩璽：底泥の物性及び限界掃流力に関する実験的研究，土木学会論文集第 363 号／II-4，225-234, 1985

[17] 大坪国順，村岡浩璽：流れによる底泥の飛び出し率，土木学会論文集第 375 号／II-6，43-51, 1986

[18] 海田輝之, 楠田哲也，二渡了，粟谷陽一：柔らかい底泥の巻き上げ過程に関する研究，土木学会論文集　第 393 号/II-9，33 - 42，1988

[19] 楠田哲也，山西博幸，川添正寿，二渡了：波による底泥の浮遊及び挙動に関する研究，第 35 回海岸工学講演会論文集，352-356，1988

[20] Sheng, P., Lick,W., The Transport and Resuspension of Sediments in a Shallow Lake, Journal of geophycical Reserach, Vol,84 No C4, 1809-1826, 1979

[21] 梅田信，GAO F，石川忠晴，大滝諭，市山誠：霞ケ浦底泥の洗掘過程に関する実験的研究，土木学会論文集,740(64),63-73，2003

[22] 福島武彦, 相崎守弘, 村岡浩爾：浅い湖における沈殿量の測定方法とその起源, 国立公害研究所報告, 第 51 号, 73-87,1984

[23] Luettich, R. A. Jr., HARLEMAN, D. R. F., Laszlo, S. : Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events, LImnol., Oceanogr.,35, 1050-1067，1990

[24] Aalderink,R. H., Lijklema, L. Breukelman, J., Raaphorst, W. V, Brinkman, A. G.: Quantification of Wind Induced Resuspension in a Shallow Lake, Water Science and Technology Vol 17 No 6-7 pp 903-914, 1984

[25] 関智弥，福島武彦，今井章雄，松重一夫：霞ヶ浦の濁度上昇と底泥巻き上げ現象，土木学会論文集 G, Vol.62, No.1, 122-134, 2006

[26] 今清水雄一，二瓶泰雄：転倒マス型セディメントトラップに基づく土砂沈降量の連続計測，水工学論文集，第 51 巻，883-888，2007

[27] 宮永洋一，安芸周一：濁度粒度が貯水池濁水現象に及ぼす影響について，土木学会論文報告集第 296 号，49-59，1980

[28] 梅田信，富岡誠司：ダム貯水池における洪水時濁水シミュレーションモデルの開発，平成 14 年度ダム水源地環境技術研究所所報，3-17，2003

[29] 天野邦彦，安田佳哉，鈴木宏幸：浅い貯水池における表層底泥の巻き上げによる水質変化のモデリング，水工学論文集第 46 巻，1085-1090，2002

[30] 豊田政史，北村聡，富所五郎：諏訪湖における風波の影響を考慮した底泥の輸送解析，水工学論文集第 47 巻，1213-1218，2003

[31] 堀田哲夫，東海林光，山下芳浩，陳飛勇：貯水池濁水予測における濁質粒径の取り扱いに関する一考察，水工学論文集第 49 巻，1123-1128，2005

[32] 水理公式集平成 11 年度版，p387

[33] Eveson, G. F., Hall, E. W., Ward, S. G.: Interaction between two equal-sized equal-settling spheres moving through a viscous liquid, British Journal of Applied Physics, Vol.10, 1959

[34] Happel, J., Brenner, H.: Low Reynolds Number Hydrodynamics, Prentice-Hall Englewood Cliffs, N.J., 1965

[35] 丹保憲仁、穂積準：フロック形成におよぼす凝集条件について，衛生工学，16：37-47，1968

[36] 船水尚行、高桑哲男：粒子分布をもつ粒子群の干渉沈降，水道協会雑誌 Vol.54, No.4, 42-52，1985

[37] 船水尚行、高桑哲男：粒子・密度分布をもつ粒子群の干渉沈降，水道協会雑誌 Vol.54,No.6, 2-12，1985

[38] 西村尚哉，トウナロン，駒井克昭，日比野忠史：有機性状を考慮した有機懸濁物質の沈降速度のモデル化，土木学会論文集 B2（海岸工学）Vol. B2-65，No.1，1151-1155，2009

[39] 山崎真一，森田真郷，山下俊彦：河川水中の懸濁粒子の海水混合による凝集・沈降特性，海岸工学論文集第 50 巻，961-965，2003

[40] 島田友典，吉川泰弘，渡邊康玄：2003 年 8 月沙流川洪水時の二風谷ダム湖内の土砂移動，水工学論文集第 49 巻，913-918，2005

[41] 細川恭史、堀江毅、三好英一、加藤道康：沿岸域におけるけん濁粒子の沈降速度測定法について　ー数種の測定法の比較ー，港湾技研資料 Vol.433, 1982

[42] Markofsky,M., Harleman, D.R.F: Prediction of Water Quality in Stratified Reservoirs, Journal of the Hydraulics Division, Vol. 99, No. 5, May 1973, pp. 729-745

[43] 安芸周一，白砂孝夫：貯水池流動形態のシミュレーション解析，発電水力，No.134，1975

[44] 足立昭平，中村俊六：横山ダム貯水池における洪水時の濁水調査，第 21 回水理講演会論文集，15-20，1977

[45] 森北佳昭，天野邦彦：貯水池水質の予測・評価モデルに関する研究，土木研究所報告 (182), 1-109，1991

[46] ECOMSED(http://www.hydroqual.com/ehst_ecomsed.html)

[47] 三島豊秋，山下隆男，駒口友章，フィトリ　リアンディニ：干潟の地形変化モデルの現地適用性に関する研究，水工学論文集第 52 巻，1333-1338, 2008

[48] 福島久雄，八鍬功，高橋将，大谷守正：石狩川河口の旧川における感潮現象，海岸工学論文集第 19 巻，107-111，1971

[49] 郡義和：分合流する河川における不定流解析，北海道開発局土木試験所月報第 280 号，1-14，1976

[50] 橘治国，井上孝信：浅い湖沼における沈降物量の評価，陸水学雑誌第 57 巻 2 号，163-171，1996

[51] 神戸敏光，山本忠男，井上京，長澤徹明：石狩川河跡湖の水質と周辺土地利用の関係 (II)，農業土木学会全国大会講演要旨集 170-171，2003

[52] 杉原幸樹，濱原能成，加藤晃司，中津川誠：茨戸川の富栄養化に関する総合的解析　その２　ー負荷収支の推定と生態系モデルによる水質シミュレーションー，北海道開発土木研究所

[53] 杉原幸樹，中津川誠，秋山泰祐，坂井一浩，益塚芳雄：茨戸川の水質改善に向けた導水効果の検証，河川技術論文集第 14 巻，491-496，2008

[54] 濱木道大：底泥の巻き上げ特性を考慮した 3 次元温度密度流解析について，開発工営社論文集 Vol.17，2009

[55] Xiaobo Chao, Yafei Jia, F. Douglas Shields Jr., Sam S.Y. Wang, Charles M. Cooper: Three-dimensional numerical modeling of cohesive sediment transport and wind wave impact in a shallow oxbow lake, Advances in Water Resources 31, 1004-1014, 2008

[56] 山口幹人：石狩川下流域および沿岸域に分布するシラウオの資源生態学的研究．北水試研報．70, 1 － 72，2006

[57] 林田寿文, 平山明, 上田宏：石狩川旧川群の魚類相の変遷と移入種の影響について, 水工学論文集, 第 54 巻,pp1261-1266,2010

[58] 桃枝英幸，林田寿文，石谷隆始：石狩川旧川群における物理環境の特性と生息魚類の関係，第 54 回（平成 22 年度）北海道開発技術研究発表会論文，KK-21，2011

第2章　旧川の底質からの濁質供給に関する研究

2.1　序論

わが国では治水及び土地利用の促進を目的として河道の直線化が進められ，かつての蛇行河道が旧川として残された箇所が多く見られる．これらの旧川の一部は近年親水空間として水辺の利用が進む一方，流れの停滞や栄養塩の流入により富栄養化が進行し環境の悪化が見られる水域も多く，水質の改善が課題となっている個所も多い．

閉鎖性水域への汚濁負荷供給に対して，流域からの流入濁質が大きく影響を及ぼすことは明らかであり，水質の改善に対して流入汚濁負荷を軽減することが効果的であることは言うまでもない．しかし，富栄養化が進行した浅い閉鎖性水域における汚濁負荷の供給は，流域からの濁質流入のほかにも，風やそれにより生じた流動によって底質が水中に再浮上することが大きな役割を果たすことも知られている．そのため，閉鎖性水域での汚濁負荷収支や変動を考えるには，水域への流出入に加え，底質の巻上げや懸濁物の沈積過程等，底質と濁質の相互関係を考慮することが重要である（例えば [1]）．富栄養化した浅い湖沼における水質悪化と底質巻上げによる影響に関する研究は国内外で非常に多く行われていることから，ここでは代表的な研究事例について挙げていく．

底質巻上げとそれに伴う懸濁物の挙動に関する研究の先駆的事例として，Einstein, Krone[2] らは，底質巻上げやその後の沈降過程について，室内試験でその挙動を考察し，懸濁物濃度による影響が大きいことを示している．大坪らは，底泥の水流による流送現象を室内実験で詳細に観察し，その過程について力学的な詳細検討を行っている [3]．大坪は，底泥の流送に関して底泥粒子が浮上を始める流送限界と，底泥床面が破壊される破壊限界の 2 つの限界掃流力を定義し，底泥が離脱する破壊限界を限界掃流力と定義することを提唱している．楠田らは，波と流れが併存する場における底質巻上げについて，水理実験から振動流下での底質巻上げ機構を明らかにし，底面付近での高濁度層の形成過程を明らかにしている [4].

底質巻上げ量の定量的評価に関する研究として，Ariathurai らは底質巻上げ量を侵食速度と底面せん断力で表現するとともに，侵食速度が温度やイオン等の化学的性状でも変化することを示している [5]. なお，Ariathurai らが提案した底質巻上げ量の式形は，他の底質挙動モデルでも広く用いられている．梅田らは，霞ヶ浦の底質を対象に巻上げ実験を行い，数値モデルへの適用を念頭に，含水比を指標とした巻上げ量の定量化を行っている [6].

現地観測による事例として，福島らは霞ヶ浦にセジメントトラップを設置して，巻上げ量実測を行っている [7]．Luettich らは，実測した底質巻上げ量と外力（風・底面せん断力）との詳細を検証し，風波のせん断力の影響が大きいことを示した [8]．関らは霞ヶ浦において強風時の濁質上昇機構を現地観測及び予測計算から解明し，濁度長期化に細粒分が及ぼす影響を示した [9].

底質巻上げに伴う栄養塩類の水中回帰についても，数多くの研究がなされている．中村らは，底泥からのリン溶出機構と溶存酸素濃度，底面流速の関係を検討し，溶出が極大となる流速を求めるとともに，溶出濃度と DO，流速の関係をモデル化している [11].

茨戸川における底質巻上げ現象やその影響に関する既往研究例として，橘らは上流部でセジメントトラップを用いた巻上げ量実測を行っており，風速との相関があることを示している [10]．濱原らは茨戸川及び札幌都市圏からの流域の汚濁負荷の収支を解析し，リンは 7 割以上が風による底質巻上げで供給されることを明らかにしている [12].

ところで茨戸川は，下流部で水路により石狩川感潮域と接続していることから，旧川全体の水理状況（水位・流動等）は潮汐の影響を受ける．また旧川は全長約 20km にわたって蛇行している（図 2.1 参照）ことから，風が河川流動や底質巻上げに及ぼす影響が縦断方向に変化し，流況が複雑となるとともに，巻上げ現象が場所により変化することも考えられる．橘らの研究では，茨戸川のうち上流部における巻上げ量と風の関係を検討しているが，風による影響は縦断方向にも変化すること，石狩川の背水の影響が縦断方向にも変化すると考えられる．他の水域・地点での巻上げと風の関係の検証は，茨戸川全体での濁質動態を考える上で重要である．

そこで，本研究では，茨戸川において底質巻上げに関する現地観測を行い，巻上げ量を把握するとともに，その定量化を試みた．底質巻上げは，現地の風速風向やそれに伴う流動の変化により，時々刻々と変化する．本研究では，巻上げ量と風，底面流速の関係について，現地風速，流速データをもとに検証していく．これらの外力と巻上げ量の関係の考察を踏まえ，より簡便な手法による時系列変化の定量化を提案する．

なお本来であれば，底質巻上げによる汚濁負荷の水中回帰については，リン・窒素等の栄養塩類についても検討する必要がある．しかし過去の水質調査データから，茨戸川における藻類増殖の主たる因子である総リン濃度は SS 濃度とほぼ比例していることから，濁度または SS の水中変動を把握・予測することで，これらの栄養塩類動態も概ね表現することが可能と考え，本章では巻上げによる濁度供給のみを考えることとする．



Microsoft product screen shot reprinted with permission from Microsoft Corporation
(c) 2010 Microsoft Corporation and its data suppliers

図 2.1: 茨戸川の概況（Bing map による航空写真に加筆）

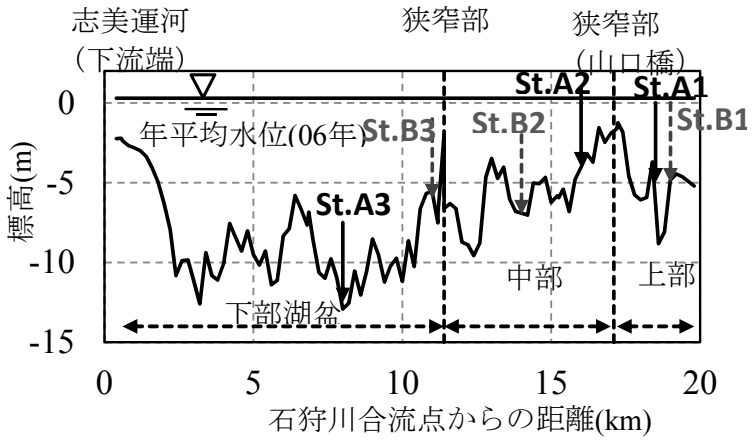


図 2.2: 茨戸川最深河床縦断

2.2 現地概要

まず，本研究の対象域である，茨戸川の概況を説明する．

(1) 地形概況

図 2.1 は，本研究の対象域である茨戸川の平面形状である．

茨戸川は，石狩川下流域に位置する旧川（河跡湖）である．茨戸川は，石狩川の生振捷水路（1931 年完成）及び当別捷水路（1933 年完成）の両事業により形成された，全長約 20km，川幅約 200～500m と石狩川流域で最大規模の旧川である．

図 2.6 に示すとおり，茨戸川には狭窄部が 2 箇所あり，そこを境界に流れの特性が異なる上部湖盆，中部湖盆，下部湖盆の 3 区間に分類される．平均水深は上部湖盆で 2.2m，中部湖盆では 2.1m，下部湖盆では 3.3m である．最深部は下部湖盆に位置しており，14.5m である [13].

下部湖盆は，平水時には下流端で運河（川幅約 20m）及び樋門を通じて，石狩川本川と接続している．下部湖盆の上流端付近には，札幌市街地から付籠川，創成川，発寒川の 3 河川が合流する形で流入している．下部湖盆と中部湖盆はカルバート状の狭窄部（幅 5m）を通じて接続している．上部湖盆と中部湖盆の間は，川幅 20m 程度の狭窄部で接続している．

図 2.2 は 2006 年の国土交通省測量結果による，茨戸川の最深河床高の縦断変化である．上部湖盆及び中部湖盆の河床高は，局所的に-9m まで深くなっている箇所もあるものの，概ね-5m 前後で推移している．一方下部湖盆は全体的に深く，河床高が-10m 以下の区間も多い．最深部は下部湖盆 St.A3 付近（最深河床高-13m）であり，図 2.6 に示すとおり蛇行部に位置している．

上部湖盆の上流端は 2010 年に，導水樋門により石狩川から導水が開始された．しかし本研究での解析対象期間である 2009 年までは，茨戸川上流端は石狩川の堤防により締め切られ，河川からの流入はない．

なお，石狩川の下流域は緩勾配のため感潮区間が長く，河口から約 27km 上流にある石狩大橋でも，水位は潮汐の影響を受けていることが確認されている [21]．平水時の下部湖盆は石狩川本川の KP6.8 付近で接続しており，茨戸川は石狩川感潮域の影響を強く受ける．本川と茨戸川の間には概ね日周期の流量交換が生じていることが，国土交通省の観測により確認されている [14],[15]．濱原らによると，平水時における石狩川からの逆流の他，札幌市街地から流入する伏籠川等の流入河川，茨戸処理場からの処理水の流入である．また中部湖盆は上部湖盆・下部湖盆との水交換，上部湖盆は中部湖盆との水交換と地下水流入が主な流出入であることを示している [12].

各水域の滞留時間は，1997 年から 2001 年のデータをもとに濱原らが算出した結果では，下部湖盆で約 12 日，中部湖盆で約 10 日，上流湖盆で約 19 日であり [12]，上部湖盆での閉鎖性が強いことが特徴である．

石狩川本川の塩水遡上は，西田らの観測によると，渇水年であった 1994 年に，河口から約 28km 上流まで塩水楔の侵入が確認されている [22]．一方，茨戸川への塩水遡上については，志美運河の河床高が高いことから，石狩川からの塩水侵入は通常時にはほとんど認められず，渇水時に低濃度の塩水が局所的かつ一時的に存在することが報告されている [23]．なお，著者らの既往観測においても，下部湖盆の底層近傍に一時的に 1psu 前後の塩分上昇がみられた以外には塩水浸入はみられない．また，上部湖盆及び中部湖盆では，塩水遡上はいずれの観測時においても確認されなかった．

(2) 水位

茨戸川は全域にわたり石狩川の背水区間であり，感潮域である．茨戸川内の流速流向・水位は，全区間で潮汐の影響を強く受ける．

図 2.3 は，2006 年 7 月 12 日から 20 日における小樽潮位（気象庁観測結果），石狩河口及び茨戸川内の複数地点における水位（国土交通省観測結果）の時系列変化である．茨戸川の各地点の水位は，石狩川の水位変動と同じく，概ね日周期での変動がみられる．水位ピーク到達時刻をみると，小樽潮位と石狩河口水位はほぼ同位相であるが，茨戸川の上流部に向かうに従い，位相差が大きくなることがわかる．水位ピーク到達時刻では石狩河口と比べると茨戸水位観測所（下部湖盆 : St.B3 付近）では約 2 時間，生振 8 線（中部湖盆 : St.A2）で約 2 時間半，上部湖盆 (St.A1) では約 3 時間半の遅れがみられる．

また茨戸川の 2 か所の狭窄部での通過流量は，濱原らによると日周期で変動すること，下流側の狭窄部通過流量がより大きいことが確認されており [12]，茨戸川の流動や水収支が潮汐の影響を強く受けることが確認できる．

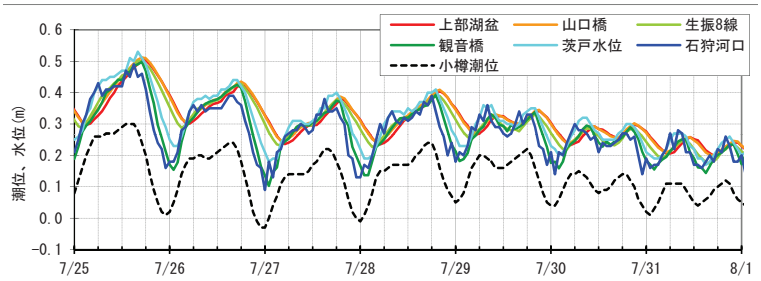


図 2.3: 小樽潮位・石狩川・茨戸川水位の変遷

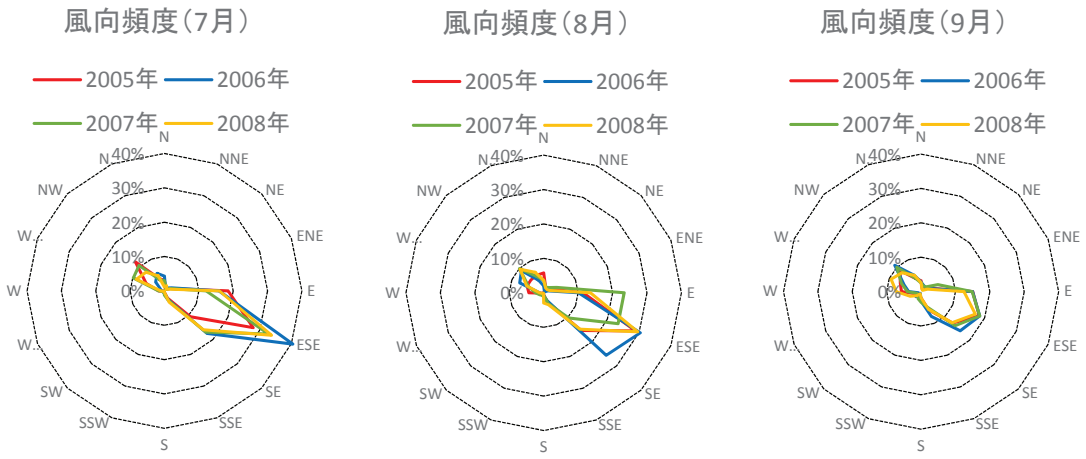
(3) 気象特性

図 2.4 は，気象庁石狩気象観測所における 2005 年から 2008 年までの 4 か年の 7 月〜9 月の月別の風向頻度及び風向別の平均風速値を示したものである [17]．風向は東南東が最も発生頻度が高く，次いで北西である．7 月は東南東の風の頻度が約 40%と高いが，9 月では約 20%まで減少している．月平均風速では，東〜南方向の風では $2m/s$ 前後，西〜北方向からの風では，$3m/s$ 前後であり，西〜北方向からの風がやや強い傾向にある．

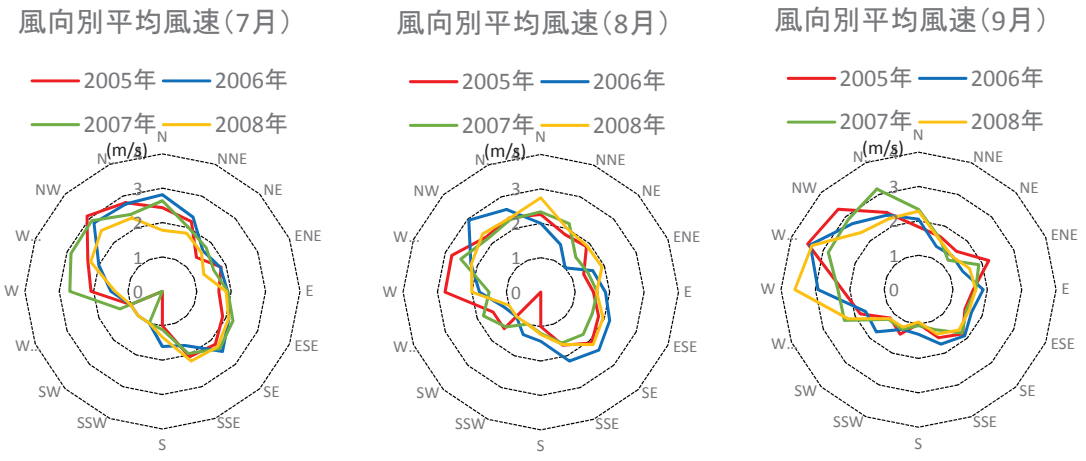
(4) 底質特性

図 2.6 中の St.B1，St.B2，St.B3 で，後述する懸濁物沈降試験に用いる試料採取のため，アクリル柱を用いた底質の柱状採泥を行っている．ダイバーが目視で表層から 20cm まで底質を乱さないよう採取している．採取試料は，土の粒度試験（ふるい分け，75μm 以下は沈降試験）及び密度を分析した．

図 2.5 は 2008 年 7 月から 10 月にかけて月 1 回採取した，表層から深さ 20cm までの底質分析結果（土の粒度試験，土の密度試験，含水比及び強熱減量）を示したものである．底質はできるだけ乱さないように採取するため，ダイバーがアクリル管 (径 4cm) を用いて柱状採泥を行い，底質表面から約 20cm を分析用試料とした．粒度分布は 4 時期の分析結果の平均値，その他は各調査時の値である．粒度分布はいずれの地点でも，75μm 以下である細粒分が，8〜9 割を占める．St.A3 は特に粒径が小さい成分が多い．含水比，強熱減量は St.A3 が 15〜20%と最も高く，A2，A1 の順に低くなるが，いずれの地点も 10%以上である．土の密度は St.A1 で最大であり，A2，A3 の順に小さい値となる．なお含水比はいずれの時期，地点ともに 350%以上であり，特に St.A3 は常に 600%以上である．ところで底質の含水比がその性状に及ぼす影響について，日比野らは，広島湾の底泥に関する研究において，含水比が 400%を超える層を浮泥層と定義して，堆積泥と区別をしている [24]．これに従うと，茨戸川の底質は，全体として浮泥あるいはそれに近い状態で存在している．さらに全体として粒径が細かくかつ有機物量が多い．底質の巻上げ量評価については単に浮遊砂の浮上とは異なる挙動を示すことが示唆される．



(a)月別風向頻度



(b)月別風向別平均風速

図 2.4: 石狩気象観測所における月別風向頻度・風向別月平均風速（2005～2008 年）

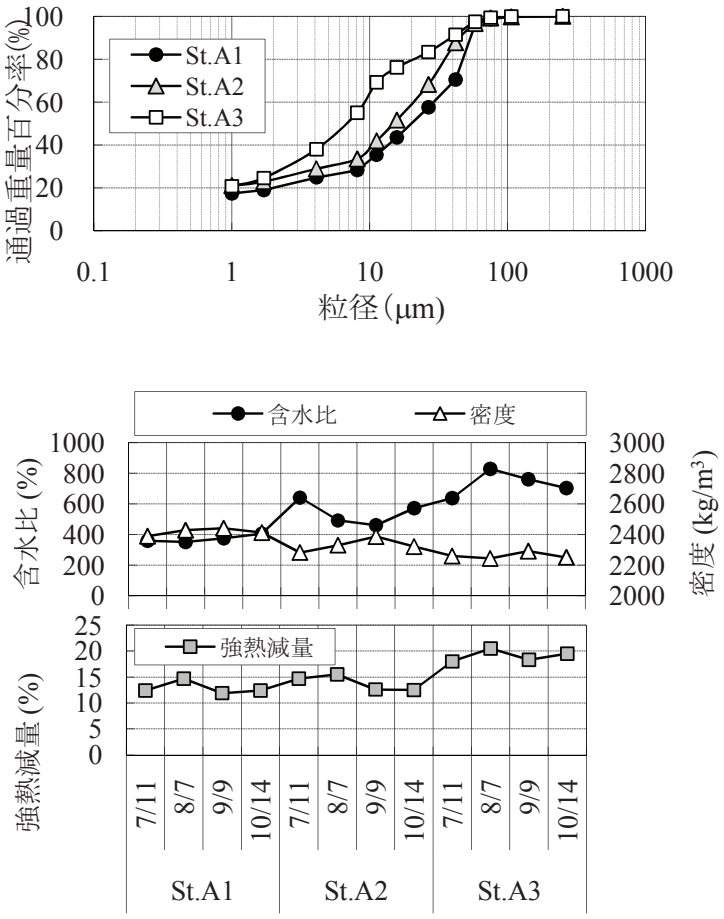


図 2.5: 底質表層部の分析結果（2008 年 7～10 月）



図 2.6: 茨戸川の観測地点（国土地理院刊行 5 万分 1 地形図に加筆）

表 2.1: ADCP による茨戸川観測条件

観測期間	観測地点・水深	使用機器
2005 年 7 月 12 日～9 月 28 日	St.A1（全水深約 3m）	RD Instruments Workhorse 2400kHz
2005 年 7 月 12 日～9 月 28 日	St.A2（全水深約 4m）	RD Instruments Workhorse 1200kHz
2006 年 7 月 6 日～9 月 27 日	St.A1（全水深約 4m）	RD Instruments Workhorse 1200kHz
2007 年 7 月 6 日～9 月 30 日	St.A1（全水深約 5m）	RD Instruments Workhorse 1200kHz

2.3 現地観測の概要

茨戸川での底質挙動，特に底質からの巻上げ及び巻き上がり後の濁度沈降現象を把握するため，茨戸川で流動，濁度変動及び底質・懸濁物の動態に関する現地調査を行った．現地観測項目ならびに実施箇所を，図 2.6 に示す．茨戸川での水理・水質データ観測は，(独）土木研究所寒地土木研究所（旧（独）北海道開発土木研究所によるものも含む），国土交通省北海道開発局で行っている．以下，観測実施者の注釈がないものは，寒地土木研究所による観測である．

以下では，各観測の手法と観測結果の概要を述べる．

(1) 流速

風による吹送流の発達や底面付近の流動，底面せん断力評価を目的として，流速鉛直分布を時系列で計測した．

流速連続観測は，ADCP(RD Instruments Workhorse 1200kHz/2400kHz) を湖底から上向きに設置して行っている．調査実施箇所，期間及び使用機器は表 2.1 に示すとおりである．いずれの調査でも，流速測定間隔は 10 分であり（1 分観測，9 分休止．観測期間中は 60ping 発信），鉛直方向の測定観測は 0.2m である．

図 2.7 に 2005 年 7 月の St.A1（上部湖盆），St.A2（中部湖盆）の水面下 1m 及び河床上 1 mにおける流速計測結果を，図 2.8 に 2006 年 7 月の St.A1（上部湖盆）水面下 1m 及び河床上 1 mの流速計測結果を示す．風による流動への影響を検証するため，石狩気象観測所の毎時風速風向 [17] を併せて示す．

まず 2005 年 7 月の流況を検証する（図 2.7）．茨戸川は全域で感潮区間であるため，St.A1，St.A2 ともに，流速流向は表層部，下層部ともに日周期で変動している．St.A2 の流速の振幅は，St.A1 に比べると大きい．これは茨戸川は下流端で本川感潮域と接続している一方，上流端は行き止まりであるため，下流側に位置する St.A2 が，上流側の St.A1 よりも潮汐の影響をより強く受けるためである．

この期間の風速風向は，前述した風配図（図 2.4）からも明らかなように，南東及び北西方向からの風が卓越している．しかし風向は短期間でめまぐるしく変化しており，同一方角からある程度の強さの風が 1 日以上吹き続けるのは，7 月 27 日前後など，わずかな期間しかない．そのため，風による流速流向への影響は，St.A1，St.A2 ともに明瞭にみられる期間はほとんどない．続いて 2006 年 7 月の流況を検証する．風速風向特性は，2006 年も 2005 年と同様，南東及び北西方向からの風が卓越する．しかし 06 年は 05 年と違い，南東方向からの風が 1 週間近く連続する期間（7 月 19 日～25 日）がみられる．この期間付近の St.A1 の流況をみると，7 月 19 日ごろまでは，表層，下層流向ともに日周期で変化しているが，20 日以降，同一方向への流れが加速されていることがわかる．なお風向は表層，下層ともに卓越風向とはほぼ逆方向に加速されている．

(2) 水質連続観測

茨戸川での濁質変動ならびに各水域での濁質収支や底質巻上げ量の推定を目的として，水質連続観測を行った．

水質連続観測は，自記式濁度・クロロフィル計（アレック電子製 Compact-CLW）を水面下 0.2m または 0.5m になるよう浮体から下向きに設置した．設置箇所は，2004 年～2006 年は St.A1，St.A2，St.A3（いずれも国土交通省北海道開発局で設置），2007 年は St.A1 のみ，2008 年は St.A1，St.A2 で観測を実施した．

自記式濁度クロロフィル計の測定値は，現地採水試料の分析値との間で検量線を作成し，以下の手順で換算した．

まず，関ら [9] にならい，茨戸川の SS を，主に底質巻上げにより生じる無機態 SS と，主として植物プランクトンとその残滓である有機態 SS に分離して考える．関らは無機態 SS と有機態 SS の合計値は，水質機器観測による濁度測定値に対応し，有機態 SS は水質機器観測によるクロロフィル測定値に対応すると考え，両者の分離を図っている．

観測期間中の現地水質と自記式濁度・クロロフィル計による機器出力値の関係を表 2.2 に示す．現地 SS は，自記式濁度クロロフィル計による濁度出力値との間で検量線を作成して換算した．なお 2005 年，2006 年は自記式濁度クロロフィル計設置箇所（St.A1・St.A2）では VSS の採水分析を行っていないため，表 2.2 にも示すとおり，近傍点である St.A1a・St,A2a での水質分析結果を用い，2 つの検量線を用いて機器クロロフィルの値を最終的に VSS に変換している．2007 年及び 2008 年は，自記式濁度クロロフィル計設置箇所で VSS 計測を行ったことから，実測 VSS と機器クロロフィルの検量線を作成・変換している．

また 2004 年の全観測値，2005 年以降の St.A3 観測では，VSS の分析を行っていない．そこで機器濁度と SS，機器クロロフィルとクロロフィル a への検量線のみとしている．

図 2.9 は，2005 年及び 2006 年の自記濁度クロロフィル計による水温，クロロフィル a，SS，VSS の連続観測結果（St.A1，St.A2，St.A3），図 2.10 は 2007 年及び 2008 年の水温，クロロフィル a，SS の水質連続観測結果である．

SS は St.A1 では 20～30mg/L 前後，St.A2 では 15mg/L 前後の値をとり，St.A1 が St.A2 に比べてやや高い値をとる．2005 年は両地点ともに SS の変動幅は大きく違わず，期間全体を通しての変動幅は

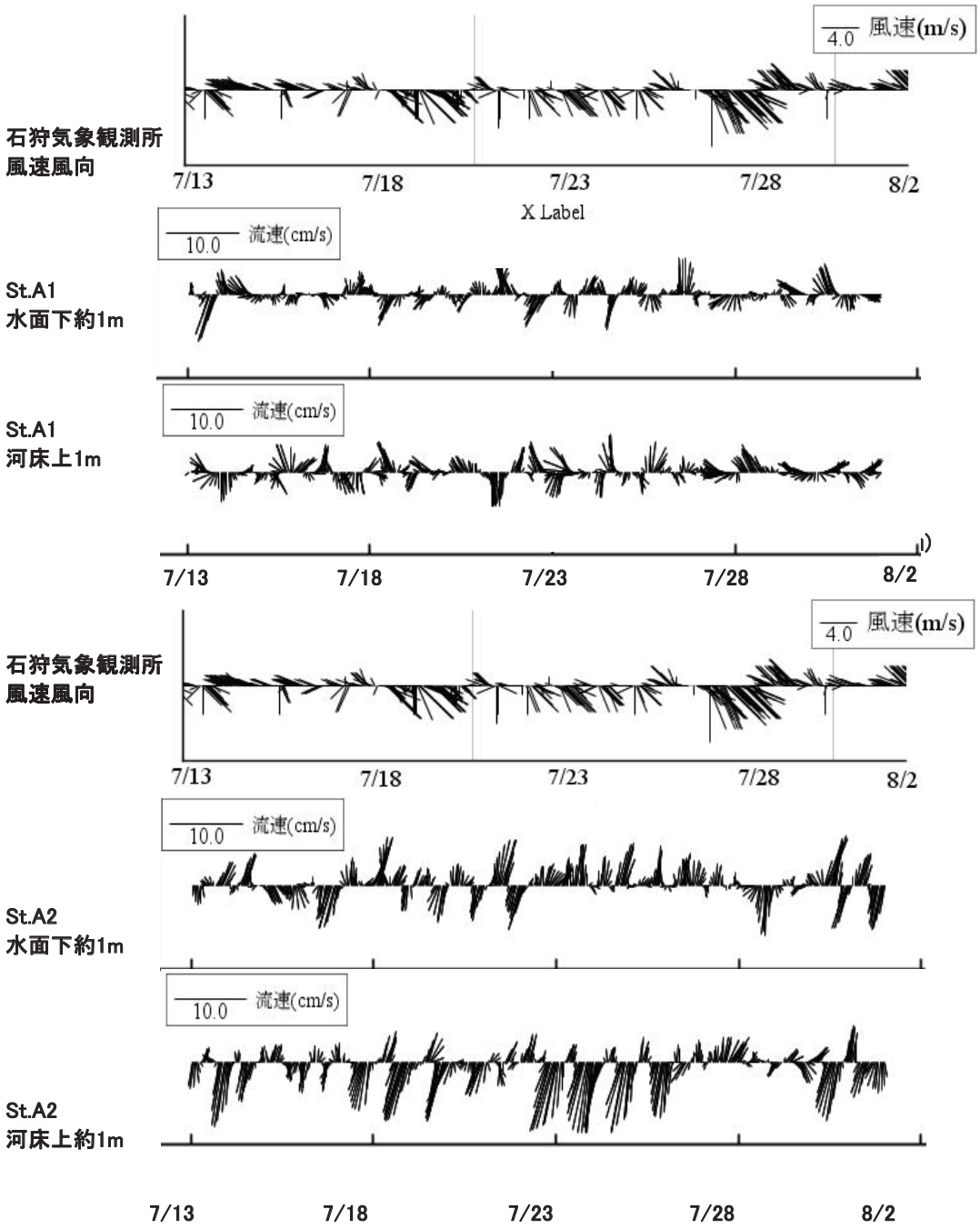


図 2.7: ADCP 流速流向ベクトル（2005 年 7 月 : St.A1，St.A2）

$5mg/L$ 以下であった．一方，2006 年は 7 月から 8 月上旬にかけて St.A1 を中心に SS の変動幅が大きく，数日間の間に $10mg/L$ も上昇・低下する時期もみられた．St.A2 でも 2005 年に比べて変動が目立つ結果となっている．

一方，VSS の値はいずれの年においても，期間中に大きな変動はなく，St.A1，St.A2 いずれも 10mg/L 前後の値をとっている．すなわち VSS の値は SS の基底値を形成するものと考えられる．

クロロフィルとフェオフィチンの合計値は，St.A1 が St.A2 に比べると高い傾向にある．これは上部湖盆のある St.A1 で植物プランクトンの増殖がより顕著であることをうかがわせる．2005 年と 2006 年の変動幅をみると，2006 年は 1 日の間での変動が 2005 年に比べると高い．特に 2006 年 St.A1 では，SS 上

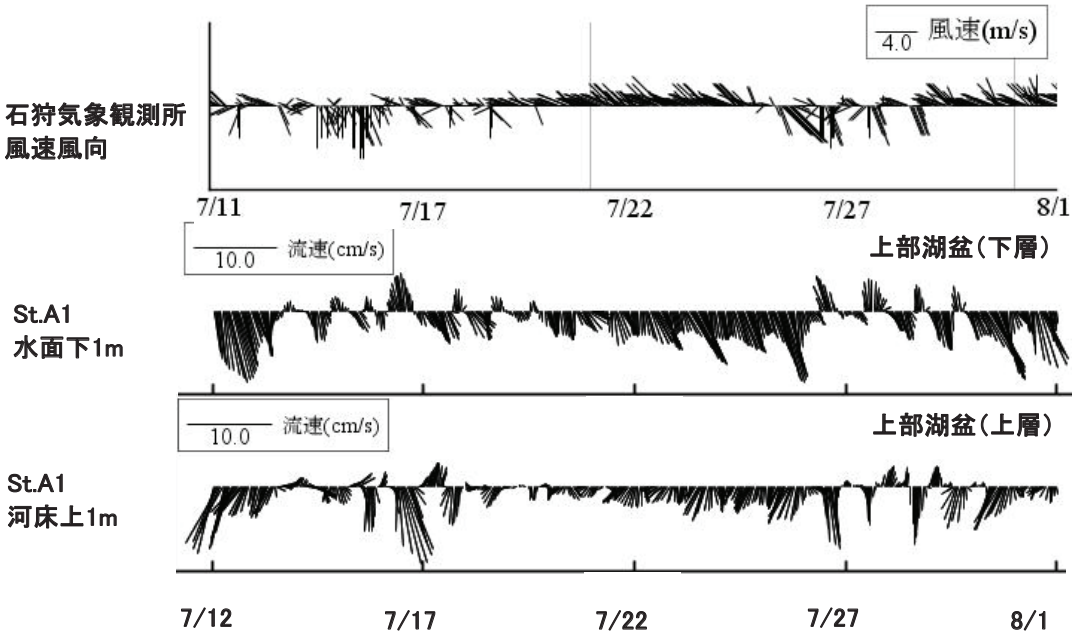


図 2.8: ADCP 流速流向ベクトル（2006 年 7 月 : St.A1）

昇とほぼ同時期またはやや遅れてクロロフィルとフェオフィチンの合計値が上昇していることが窺えた．

水温は 7 月上旬で 20 ℃前後だが，その後気温の上昇とともに次第に水温は上昇していく．8 月中旬に最高水温がみられ，表層部では一時的に 28 ℃前後まで達している．その後水温は気温とともに次第に低下していき，9 月末には 18 ℃前後まで低下している．

なお，水温は数日単位の長期的な変動のほか，1 日の間でも日中と夜間で大きく変化しており，3 ℃以上変動しているところもある．これは，水温を計測する自記式濁度計が水面下 0.2m に設置してあり，直射日光による水温上昇や夜間の気温低下による水温低下が顕著なためである．

(3) 水質鉛直分布調査

投げ込み式多項目水質計（アレック電子 ASTD-687 : 濁度，クロロフィル，水温，塩分）により，表層から湖底まで 0.1m 間隔で水質鉛直分布の計測をおこなっている．調査は 2005 年及び 2006 年の 2 か年実施しており，St.A1，St.A2 では流心部・左岸部・右岸部で，St.A3 では流心部で計測を実施している．

a) 水質鉛直分布の経時変化

続いて水質の鉛直方向変化の特性を示す．図 2.11 は，2006 年 7〜9 月における St.A1，St.A2 で測定した水温，濁度出力値である．

水温をみると，St.A1，St.A2 ともに鉛直方向の変化は小さく，鉛直分布がほぼ一様である場合が大半である．水温の表層と下層の差が最も大きいのは，St.A1 では 9 月 6 日と 9 月 15 日（水温差 3 ℃），St.A2 では 9 月 15 日（水温差 2 ℃）であった．St.A1 と St.A2 の水温差はほとんどみられない．

濁度をみると，St.A1，St.A2 ともに，底面近傍を除いて概ね一様な値をとることが多い．St.A1 の濁度は 20〜40ppm，St.A2 は 15〜30ppm であり，St.A1 の方が濁度が大きい傾向にある．

以上から，水温は一時的に表層部と下層部で水温差が発生するものの，成層が安定して長期間形成されることはなく，水温・濁度ともにほとんどの期間で鉛直方向に一様な分布となっている．

表 2.2: 自記式濁度クロロフィル水質計出力値と現地水質の相関

項目	回帰式・決定係数
現地 SS〜機器濁度	現地 SS(mg/L)=0.68 ×機器濁度 (ppm) + 3.74 (St.A1：04〜06 年 6〜10 月) (決定係数 R^2=0.865) 現地 SS(mg/L)=0.62 ×機器濁度 (ppm) + 5.42 (St.A2：04〜06 年 6〜10 月) (決定係数 R^2=0.504) 現地 SS(mg/L)=0.92 ×機器濁度 (ppm) + 1.16 (St.A3：04〜06 年 6〜10 月) (決定係数 R^2=0.471) 現地 SS(mg/L)=2.035 ×機器濁度 (ppm)-3.87 (07 年) （決定係数 R^2=0.606) 現地 SS(mg/L)=1.22 ×機器濁度 (ppm)+3.53 (08 年) （決定係数 R^2=0.779)
現地クロロフィル a 〜機器クロロフィル a	現地 Chl-a(μg/L)=7.91 ×機器 Chl-a(ppb)-42.7 (St.A1：04〜06 年 6〜10 月) (決定係数 R^2=0.793) 現地 Chl-a(μg/L)=2.14 ×機器 Chl-a(ppb)+67.7 (St.A2：04〜06 年 6〜10 月) (決定係数 R^2=0.207) 現地 Chl-a(μg/L)=5.08 ×機器 Chl-a(ppb)+4.11 (St.A3：04〜06 年 6〜10 月) (決定係数 R^2=0.831) 現地 Chl-a(μg/L)=11.1 ×機器 Chl-a(ppb)+47.0 (08 年) (決定係数 R^2=0.396)
現地 VSS 〜現地クロロフィル a ＋フェオフィチン	現地 VSS(mg/L)=0.0522 ×現地 Chl-a(μg/L)+3.87(St.A1, St.A2: 05 年) （決定係数 R^2=0.499） 現地 VSS(mg/L)=0.0274 ×現地 Chl-a(μg/L)+4.21(St.A1, St.A2: 06 年) （決定係数 R^2=0.436)
現地 VSS 〜機器クロロフィル	現地 VSS(mg/L)=0.265 ×機器 Chl-a(ppb)+5.19（St.A1: 08 年） (決定係数 R^2=0.323) 現地 VSS(mg/L)=0.57 ×現地 SS(mg/L) (St.A1: 07 年：現地 7 月実測平均値より)

b) 水質鉛直分布（横断変化）

続いて，水質の横断方向変化の特性を示す．ここでは代表事例として，2006 年 7〜9 月に St.A1 の横断面内 3 地点（左岸部，流心，右岸側）において多項目水質計により測定した，水温，SS について計測した結果を，図 2.12 に示す．なお計測箇所の水深は，流心が約 5.5m，左岸が約 6m と比較的水深が大きいのに対し，右岸は約 1m と浅い．

図 2.12 より，水温鉛直分布形状は横断方向にはほとんど変化がなく，横断方向にほぼ一様である．これは表層部と下層部の水温差が大きくなる 9 月でも，その他の月でもほぼ同様であった．

SS 鉛直分布形状は，ほとんどのケースで表層から下層に向けて緩やかに SS が上昇する鉛直分布形状となっている．流心部と左岸部については，同一水深で比較するとほぼ同じか，やや左岸部で高い SS がみられた．また左岸下層部では，比較的高い SS g が観測されている．一方，流心部と左岸部を比較したところ，いくつかの観測事例では右岸部の SS が高くなっている．浅い箇所では風による底質巻上げの影響がより強く出ると考えられる．

なお，SS 観測データの中には，表層部で高い濃度が確認されるものもみられた．

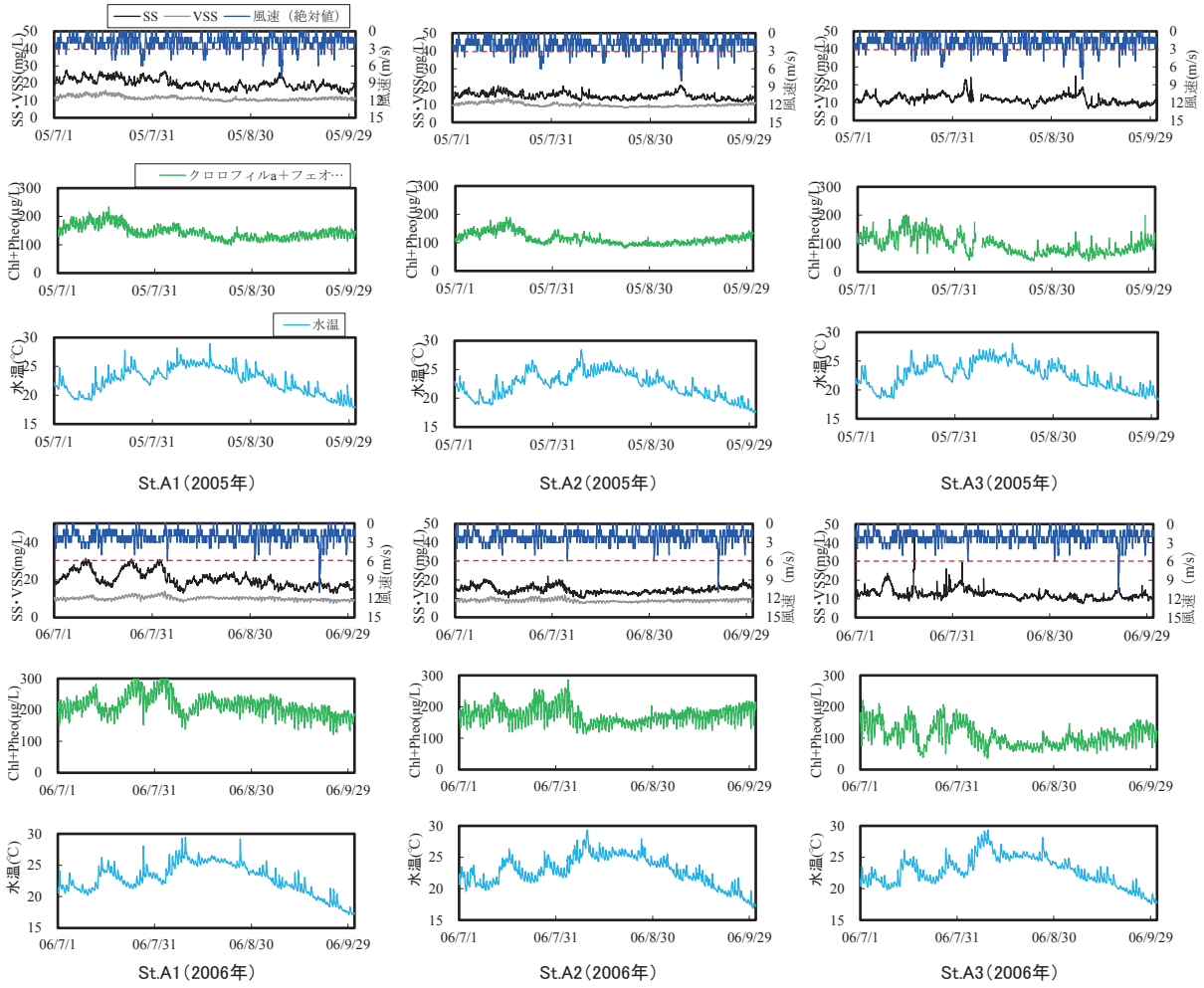


図 2.9: 自記式濁度・クロロフィル計による SS・VSS・クロロフィル・水温観測結果（2005 年及び 2006 年：SS・VSS・クロロフィルは回帰式で換算）

(4) 懸濁物捕集調査

茨戸川の底質巻上げ量把握の手法の 1 つとして，橘らはセジメントトラップを設置し，懸濁物の沈降速度算出のほか，底質巻上げに由来する成分を分離して評価した [10]．本研究においても，茨戸川各水域での懸濁物捕集調査結果から，懸濁物の沈降速度や底質からの巻上げ量の推定を行う．

調査では，セジメントトラップを水中に 1〜2 週間設置し，懸濁物を捕集した．寒地土木研究所により，2001 年から 2009 年にかけて茨戸川の各湖盆で行われた捕集沈降物調査結果である．対象とした調査の条件一覧は，表 2.3 に示すとおりである．2005 年以降の調査では，捕集懸濁物の粒度分布をレーザー回折散乱法（島津製作所 SALD-2000 または SALD-3000 使用）で分析し，沈降物の粒径と沈降形態の関係を検証している．セジメントトラップの設置概要は図 2.13 のとおりである．

底質巻上げ量ならびにその特性については，後述する巻上げ量算定で詳しく述べる．

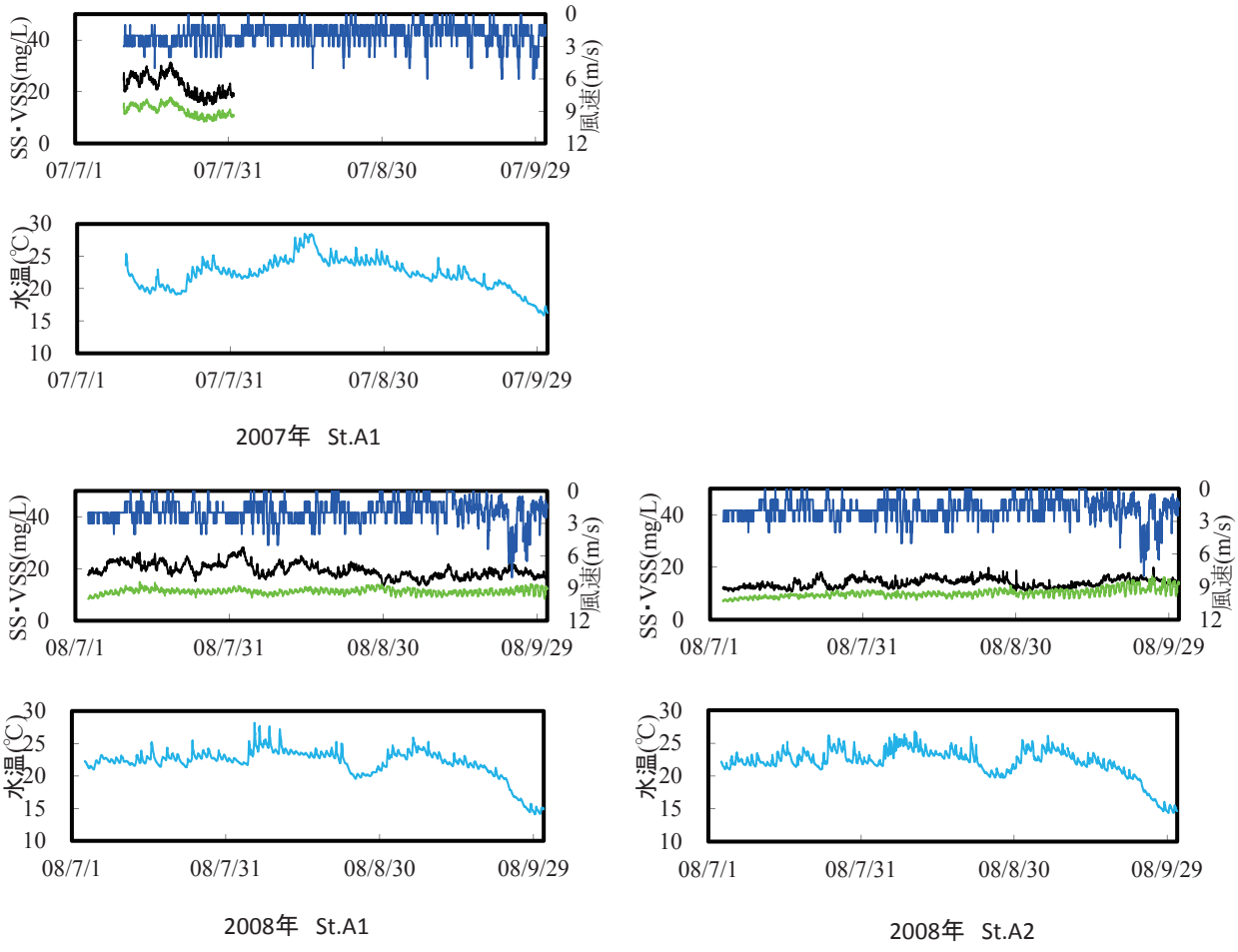


図 2.10: 自記式濁度・クロロフィル計による SS・クロロフィル・水温観測結果（2007 年及び 2008 年：SS・クロロフィルは回帰式で換算）

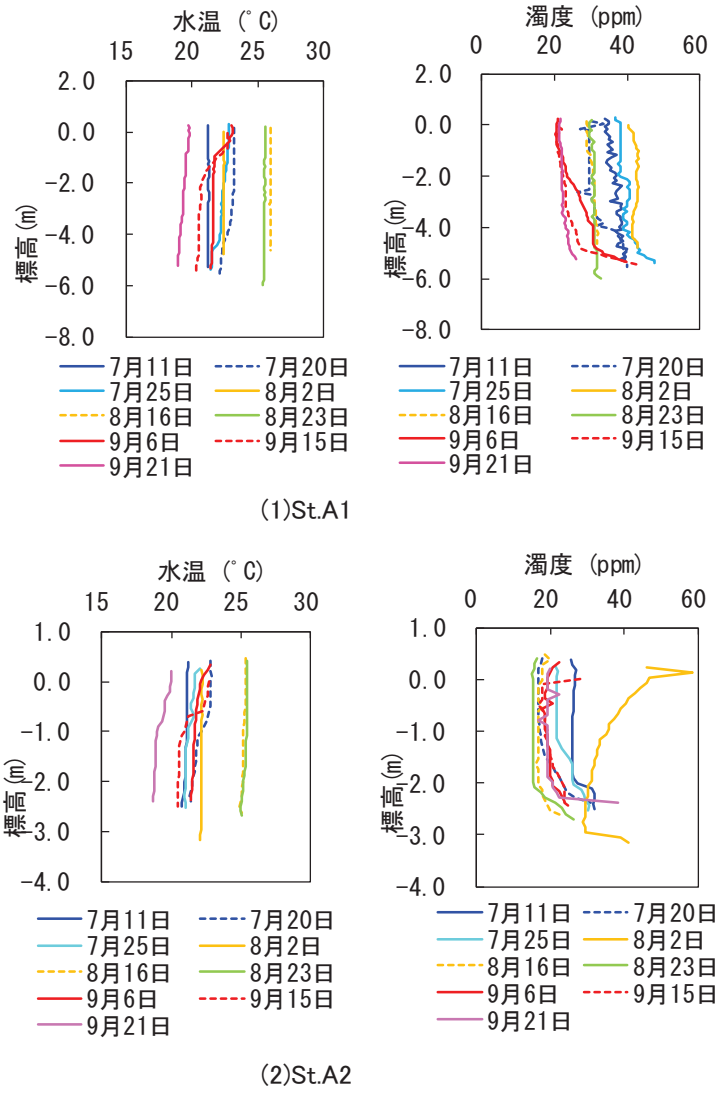


図 2.11: 自記式濁度クロロフィル計による水質鉛直分布

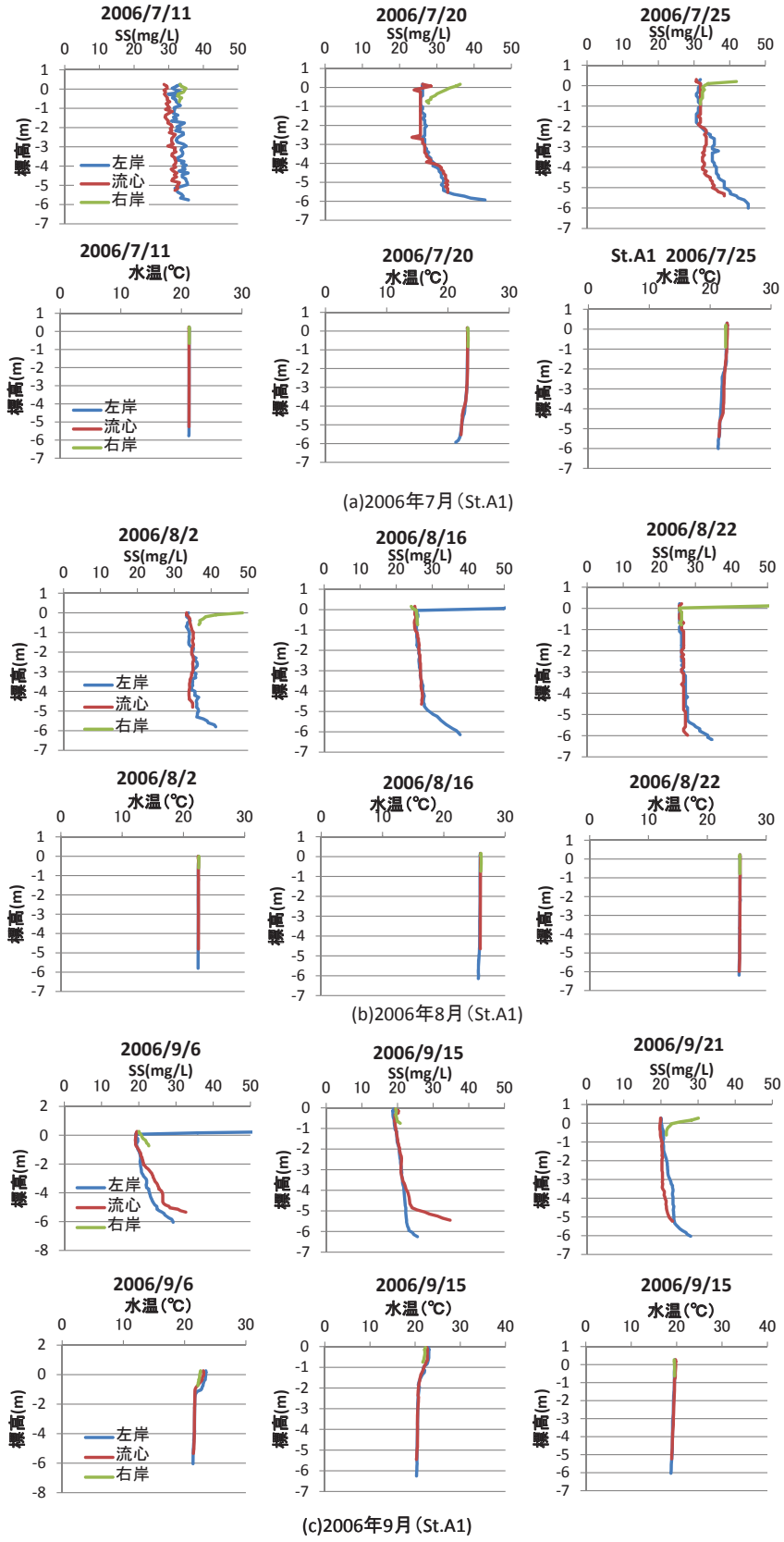


図 2.12: 水質鉛直分布の横断比較（2006 年 St.A1)

表 2.3: セジメントトラップの設置条件

設置期間	設置地点・水深
2001 年 8 月 10 日〜 8 月 20 日	St.A2（河床上 0.7m）
8 月 30 日〜 9 月 14 日	St.A3（河床上 0.7m）
9 月 14 日〜 9 月 27 日	
2002 年 7 月 10 日〜 7 月 23 日	St.A2（河床上 0.7m）
7 月 23 日〜 8 月 7 日	St.A3（河床上 0.7m）
8 月 7 日〜 8 月 20 日	
9 月 11 日〜 9 月 26 日	
2003 年 4 月 24 日〜 5 月 7 日	St.A2（河床上 2m）
5 月 23 日〜 6 月 4 日	St.A3（河床上 2m，河床上 8m）
8 月 22 日〜 9 月 3 日	
9 月 17 日〜 9 月 29 日	
2005 年 7 月 12 日〜 7 月 25 日	St.A1a（河床上 0.5m）
8 月 10 日〜 8 月 23 日	St.A2a（河床上 0.8m）
9 月 15 日〜 9 月 27 日	
2006 年 7 月 10 日〜 7 月 19 日	St.A1a（河床上 0.8m）
7 月 21 日〜 8 月 1 日	
8 月 1 日〜 8 月 9 日	
8 月 9 日〜 8 月 17 日	
8 月 17 日〜 8 月 24 日	
9 月 1 日〜 9 月 11 日	
2007 年 7 月 19 日〜 7 月 25 日	St.A1（河床上 1.2m，河床上 3m）
8 月 7 日〜 8 月 15 日	
8 月 23 日〜 9 月 4 日	
9 月 11 日〜 9 月 18 日	
9 月 20 日〜 9 月 26 日	
9 月 27 日〜10 月 4 日	
2009 年 8 月 7 日〜 8 月 18 日	KP19.0（河床上 0.5m）
	St.A2（河床上 2.0m）

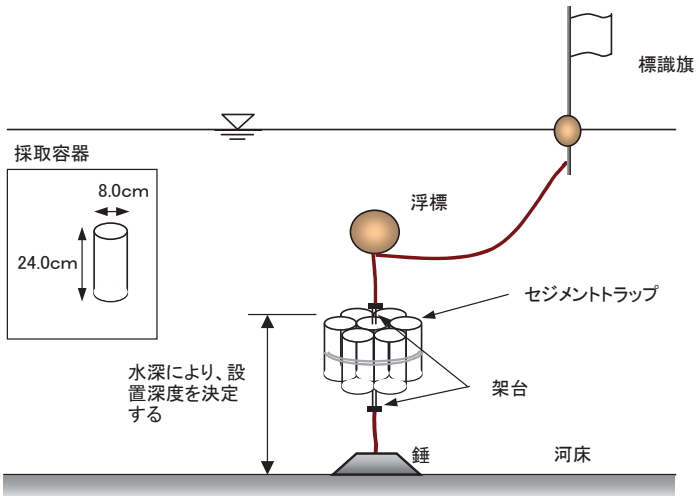


図 2.13: セジメントトラップ設置概要図

2.4　底質巻上げ量の算定

茨戸川の汚濁負荷の主たる供給源は，底質からの巻上げである [12]．それゆえ，閉鎖性水域の水質予測モデルの解析精度は，底質の巻上げ及び沈降の評価量に大きく影響される．また底質巻上げ・沈降量の把握及び適切なモデル化は水質予測モデルの精度確保や改善において重要な項目である．そこで本節では茨戸川の底質巻上げ量算定を行う．

2.4.1　セジメントトラップによる算出

(1) 算定手法

閉鎖性水域における水中懸濁物は，底質巻上げに由来する成分以外に植物プランクトンやその残滓等の自生性，流域からの流入に由来する成分等がある．そのため，セジメントトラップによる水中懸濁物の捕集量から底質巻上げ量を算出するには，底質巻上げに由来する成分の比が必要となる．福島らはクロロフィル a を指標として両者の分離を行っている [7]．また，橘らもこの手法を用いて，茨戸川上部湖盆での底質巻上げ量の算定を行っている [10]．本研究でもこの手法を用い，茨戸川の各水域における底質巻上げ量を算出した．

$$Q_{su} = \gamma Q_{sed} \tag{2.1}$$

$$\gamma = (C_d - C_m) / (C_s - C_m)\, Q_{su} \tag{2.2}$$

ここで γ：沈降物総量に対する自生性沈降物量の比，C_d：水中懸濁物中の指標物質含有量，C_s：セストン中の分離指標物質含有量，C_m：底泥に含まれる分離指標物質含有量（ここではクロロフィル a）である．

なお，今回のケースでは，γ は概ね 0.1〜0.2 の間であった．すなわち，セジメントトラップに沈積した懸濁物のうち，底面巻上げに由来する成分は概ね 8〜9 割であった．

(2) 算定結果

続いて，算出された底質巻上げ量を示す．橘ら [10] は，底質巻上げに風の影響が強いことを踏まえ，茨戸川上流部（St.A1 付近）における底質巻上げ量と現地風速の間に線形の相関があることを示している．本研究でも，算出された底質巻上げ量について，観測地点別に同様の整理を試みる．

図 2.14 は，底質巻上げ量と風速の関係である．風速は，セジメントトラップ設置期間中における，石狩気象観測所での毎時風速の平均値である [17]．

St.A1 の底質巻上げ量は，橘らの検討と同じく [10]，現地風速の増加に伴い，底質巻上げ量もほぼ線形で増加していることが確認できる．St.A1 での底質巻上げ量は，石狩気象観測所の日平均風速が $2.0m/s$ 以下では，中流部に位置する St.A2，下流部に位置する St.A3 と比べても大きな差はない．しかし，日平均風速が $2.0m/s$ 以上になると，他の 2 地点 (St.A2，St.A3）に比べて，底質巻上げ量が急速に増加している．橘らの観測 [10] で得られた底質巻上げ量は，概ね 10〜$120g/m^2/day$ の間であり，今回の底質巻上げ量は橘らの結果に比べて最大値で 2 倍近い値をとるものの，オーダーはほぼ同じである．

なお調査地点が St.A2（中部湖盆），St.A3（下部湖盆）と茨戸川の下流に向かうほど，底質巻上げ量が小さくなる傾向がみられる．また底質巻上げ量と風速の相関も，下流に向かうと弱くなる傾向にあることがうかがえる．

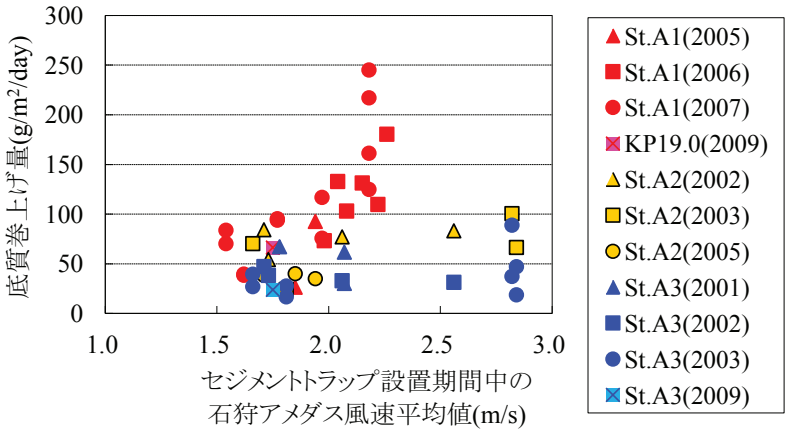


図 2.14: セジメントトラップによる底質巻上げ量と風速の相関

表 2.4: 上部湖盆（St.A1) における底質巻上げ量式の限界風速とべき乗の設定

限界風速	n'	決定係数 r^2
0.0	3.27	0.509
1.0	1.47	0.480
1.5	0.86	0.439

ここで，底質巻上げ量を風速で表現する場合，風速のべき乗について決める必要がある．

Luettich ら [8] が提案した底質巻上げ量式 (2.18) と同様，底面巻上げ量 E と風速 W の間に，以下の関係式が成立するものと仮定する．

$$E = a'(W - W_c)^n + E_0 \tag{2.3}$$

ここで，a'：定数，W：風速，W_c：限界風速（巻上げを生じる最低風速）である．

式 (2.3) の両辺の対数をとると，

$$\log E = \log a' + n \log (W - W_c) \tag{2.4}$$

となる．$\log E$ と $\log(W - W_c)$ の相関から，最適な n' の値を検討する．ここでは，観測データ数が多く，かつ風が底質巻上げに及ぼす影響が最も顕著とみられる上部湖盆（St.A1）を対象に行った．

限界風速は，W_c が取りうる最小値である $0m/s$ から $1.5m/s$（図 2.14 にプロットされた風速最小値）の間で検討した．

n' は，限界風速 W_c の設定により異なる値となる．表 2.4 にその結果を示す．W_c が大きいと，n' は小さくなっている．また W_c の変化に対して r^2 はあまり大きく変化していない．

なお n'=3 の場合，底質巻上げ量が風速の 3 乗に比例することになる．しかし現地での日巻上げ量と日平均風速の関係をみると，ある値以上の風速になると巻上げ量は風速に応じて単調に増加しなくなり，一定または低減する傾向がみられる．すなわち n' が大きいと巻上げ量をより過大に評価する可能性がある．本研究では n' は 1 とし，結果的に橘らと同様の関係式を得た．また，限界風速は，n'=1 の場合に得られた $W_c = 1.3m/s$ で設定する．

表 2.5: セジメントトラップによる巻上げ量と風速の回帰式

調査地点	回帰式	決定係数 r^2
St.A1,A1a（上部湖盆）	E=177W-236	0.539
St.A2,A2a（中部湖盆）	E=29.6W-1.8	0.289
St.A3（下部湖盆）	E=7.2W+25.3	0.032

表 2.5 に，底質巻上げ量を風速の 1 乗で表す場合の回帰式と決定係数を示す．上部湖盆に位置する St.A1 では，ある程度の相関が窺え，橘らと同様の結果を得た．中部湖盆に位置する St.A2 では St.A1 ほど明瞭ではないが，弱い相関がみられる．一方，下部湖盆に位置する St.A3 では，St.A1 と同様に卓越風向と河道が平行するにも関わらず，巻上げ量と風速にはほとんど相関はみられない．

以上から，茨戸川では St.A1 で底質巻上げ量が大きく，かつ風が巻上げ量に及ぼす影響も下流側に位置する St.A2，St.A3 に比べて大きい．これは St.A1 が他の 2 地点に比べて潮汐に起因する流速が小さく，相対的に風の影響が強くなったが一因と推察される．

2.4.2 水質連続観測による算出

セジメントトラップにより算出される底質巻上げ量は，トラップ設置期間中の積算値であり，この手法から期間中の底質巻上げ量の時系列変化を算定することはできない．一方，底質巻上げのメカニズム解明には，底質巻上げ量と外力である風や底面せん断力の関係の評価が必要であり，それには巻上げ量を長期間の積算値ではなく，時系列で把握することが必要である．近年，今清水・二瓶らによるセジメントトラップ改良による土砂沈積量をより細かい周期で実測する手法が提案されているが，細粒分主体の土砂には適用困難なことが述べられており [30]，現時点ではセジメントトラップから閉鎖性水域の巻上げ量を時系列で把握するのは困難である．

時系列で巻上げ量を推定する試みの 1 つとして，濁度の時系列変化から底面からの濁質巻上げ量を算定する手法が考えられる．関らは閉鎖性水域である霞ヶ浦を対象として，濁度計の連続観測データを用いた底質巻上げ量の時系列変化の推定を行っている [9]．本研究でも同様の考え方で巻上げ量を推定した．

(1) 算出手法

既往の観測結果より，濁度及び SS 濃度の鉛直分布は，底面近傍を除くとほぼ一様であることを確認している．Hawley ら [28] は，鉛直方向・水平方向ともに湖水が十分混合し，SS 濃度が空間的に一様と考えられる場合，SS 濃度の時間変化は，底質巻上げ量と懸濁物沈降量の差により表現されるとし，以下の式 (2.5) を提案した（図 2.15 参照）．

$$h\frac{\partial C}{\partial t} = E - D \tag{2.5}$$

$$D = w_s\,(C - C_{bg}) \tag{2.6}$$

ここで C：SS 濃度，h：湖盆の水深，E：底質巻上げ量，D：懸濁物の沈降量，h：水深（多項目水質計設置箇所の河床高及び茨戸水位観測所の毎時水位から算出），C_{bg}：SS の基底値（静水状態にあって沈降せず浮遊する濁質による SS 濃度），w_f：SS の沈降速度である．

なお茨戸川は感潮区間であるため，巻上げ算定箇所前後でコントロールボリュームを設定すると，コントロールボリューム前後での流出入考慮も必要となる．（図 2.15 参照）．

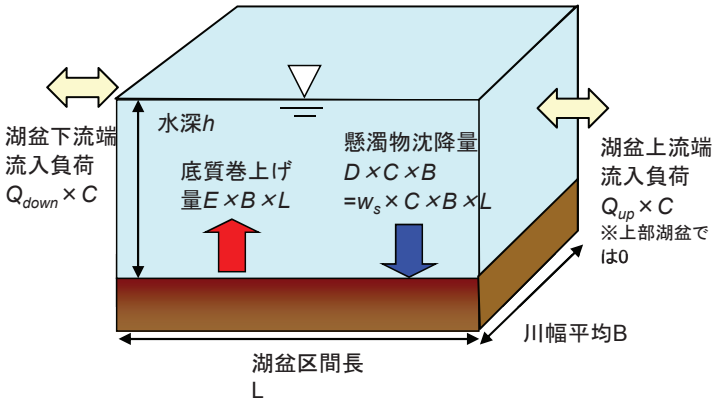


図 2.15: 底質巻上げ量算出模式図

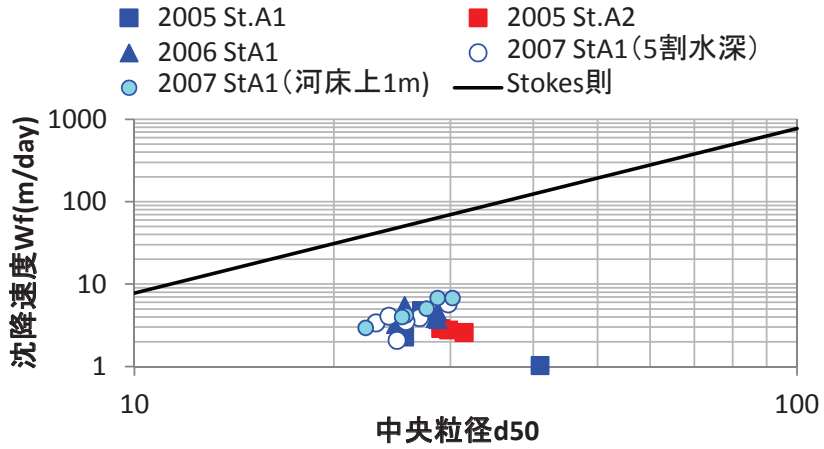


図 2.16: 実測による沈降速度（セジメントトラップによる沈降物捕集調査から算出）

$$h\frac{\partial C}{\partial t} = E - D + C_{in}Q_{in} - C_{out}Q_{out} \tag{2.7}$$

ここで，C_{in}：上流側からの流入水の SS 濃度，Q_{in}：上流側からの流入水量（流入が正値），C_{out}：下流側への流出水の SS 濃度，Q_{out}：下流側への流出水量（流出が正値）である．

ただしここで，縦断方向に SS が十分拡散されていると仮定し，また河道流下方向に対して流下流量自体が少なく，流出入量の差がほとんどないものと仮定すれば，コントロールボリューム内に流入する濁質量 $C_{in}Q_{in}$ と流出する濁質量 $C_{out}Q_{out}$ は相殺されると考えると，底質からの巻上げ量は式 (2.6) で算出可能となる．

C_{bg} は，検討対象期間である毎年 7〜9 月までの SS の最低値にあたる $10mg/L$ とした．w_f は，セジメントトラップによる観測結果をもとに，以下の式 (2.8) で算出した [7].

$$w_f = Q_s/C_s \tag{2.8}$$

ここで w_f：懸濁物全体での沈降速度，Q_s：セジメントトラップ内の捕集沈降物量，C_s：セジメントトラップの設置深度における SS 濃度（セジメントトラップ設置時・回収時の SS の平均値で定義）である．

図 2.16 に，式 (2.8) で算出した沈降速度と，セジメントトラップ捕集沈降物の d_{50} の関係を示す．粒度分布は，セジメントトラップ内に沈積した試料をそのままレーザー回折散乱法（島津製作所 SALD-3000

表 2.6: セジメントトラップ沈降量から算出した沈降速度

場所・年	沈降速度	備考
2005 年・St.A1a	2.7m/day	
2005 年・St.A2a	3.3m/day	
2006 年・St.A1a	4.2m/day	2006 年 St.A2 にも適用
2007 年・St.A1	4.6m/day	2007 年

表 2.7: 濁度連続観測から算出した底質巻上げ量と風速の相関

観測実施年・地点	巻上げ量・風速回帰式	決定係数
2004 年・St.A1	q_{su}=9.3W+20.7	0.131
St.A2	q_{su}=1.9W+17.2	0.033
St.A3	q_{su}=1.9W+6.8	0.054
2005 年・St.A1	q_{su}=12.4W+24.6	0.284
St.A2	q_{su}=1.9W+26.3	0.022
St.A3	q_{su}=4.7W+8.4	0.124
2006 年・St.A1	q_{su}=10.5W+6.2	0.214
St.A2	q_{su}=2.7W+9.8	0.067
St.A3	q_{su}=4.3W+3.6	0.076

で分析）で測定した．なおいずれの捕集沈降物も，シルトが 8 割近く，粘土分が 1 割弱であり，細粒分が主成分であった．

図 2.16 より，d_{50} は，大半の試料で 20〜30μm に分布している．式 (3.2) で得られた沈降速度は，概ね 1〜8m/day の間にある．これは，d_{50} が粒径である場合の土粒子を想定した Stokes の沈降速度と比較して，1〜2 オーダー小さく，土粒子の沈降に比べて非常に遅いことがわかる．また，同一の d_{50} に対し，沈降速度は約 2〜3 倍程度の幅をもって変化している．

そこで，沈降速度算出には，セジメントトラップ観測で得られた沈降速度を，観測場所・観測年別で平均した値を用いる（表 2.6）．

なお式 (2.5) で算出した E が負の場合は，E=0 に補正している．

(2) 算出結果

セジメントトラップからの巻上げ量推定時と同様，水質連続観測による巻上げ量推定値についても，風速との関係について整理する．ここでは石狩気象観測所の日平均風速を用いて整理した．

図 2.17 は，式 (2.7) で計算した日当たり底質巻上げ量と風速絶対値の日平均を時系列で示したものである．日当たり巻上げ量は，毎時巻上げ量を 0 時から翌日 0 時まで積算した値を用いている．また，図 2.18 は，月別に底質巻上げ量と日平均風速の関係をプロットした．表 2.7 は，各年の 7 月 1 日から 9 月 30 日までの底質巻上げ量と風速の間における回帰式と相関係数を示す．

図 2.18 によると，底質巻上げ量と風速の相関は場所によりその特徴が変化している．St.A1 では，いずれの年でも巻上げ量と風速にはある程度の相関がみられており，橘ら [10] が指摘した巻上げ量〜風速の相関を裏付ける結果となった．一方 St.A2，St.A3 の底質巻上げ量と風速の相関は非常に弱いあるいはほとんどみられず，St.A1 とは大きく異なる挙動を示す．

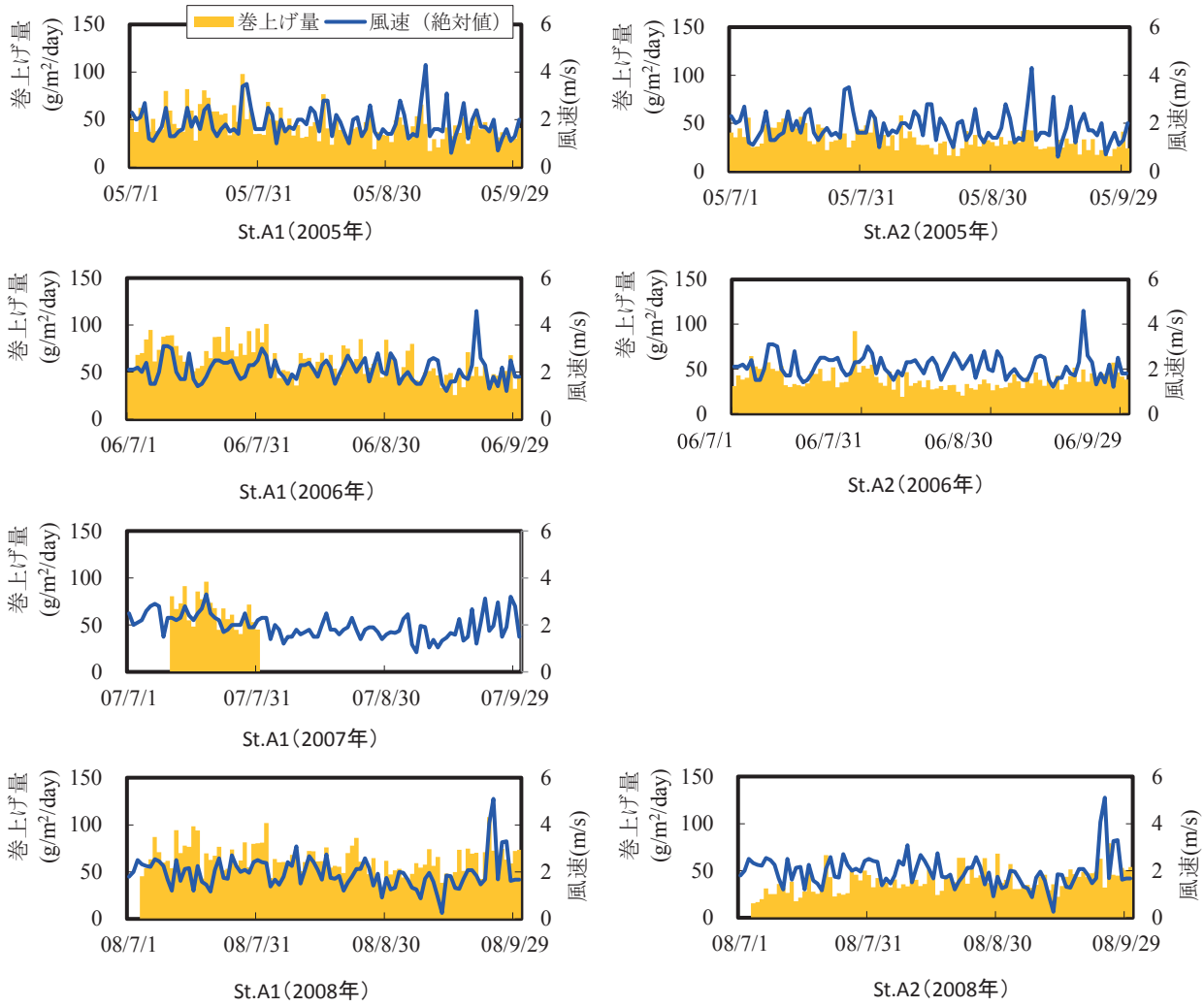


図 2.17: 水質連続観測による底質巻上げ量

図 2.19 は，式 (2.7) 底質の日巻上げ量と，石狩気象観測所の日平均風速絶対値別に区分し，各区分での平均値と風速を比較した結果である．

St.A1a では，いずれの年においても風が強くなるとともに，巻上げ量が増加する傾向が見られる．ただし 2005 年は，他の年に比べて，風による巻上げ量の増加が顕著ではない．St.A2a でも風速の増加とともに巻上げ量は若干増加している．しかし St.A1a と比べて風と巻上げ量の相関は明瞭には見られなかった．以上より，巻上げ量と風速の相関は，上流側にある St.A1a の方が，St.A2a に比べて強いことがうかがえる．

ところで，St.A1 と St.A2 では河道の流下方向が異なっている．すなわち St.A1 は夏季に卓越する風向（南東・北西方向）が，河道流下方向に平行している．一方，St.A2 は卓越する風向と河道流下方向が直交に近い．そのため，巻上げ量の変動は，風速に加えて風向による影響を受けることも考えられる．

そこで，風速の河道流下方向成分（河道の順流方向を正とする）と，式 (2.7) から算出した底質巻上げ量との関係を，図 2.20 に示す．

St.A1 では，2005，2006 年の両年で，巻上げ量と風速の河道流下方向成分に相関が見られた．順流のみでなく，逆流方向の風速増加に対しても，巻上げ量は増加している．St.A2 では，2005，2006 年の両年ともに巻上げ量と風速の相関は明瞭ではない．図の結果から，巻上げ量は風速の河道流下成分ととも

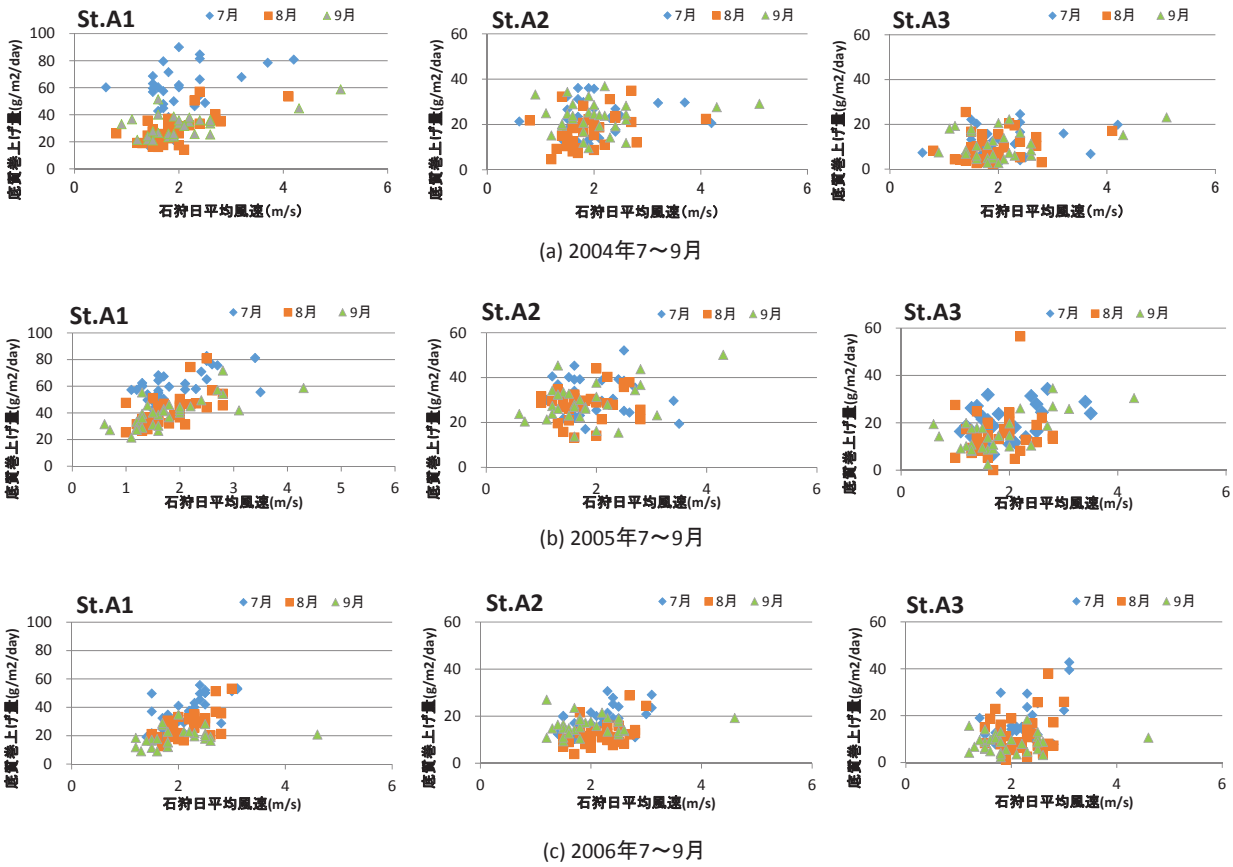


図 2.18: 水質連続観測による底質巻上げ量と風速の相関

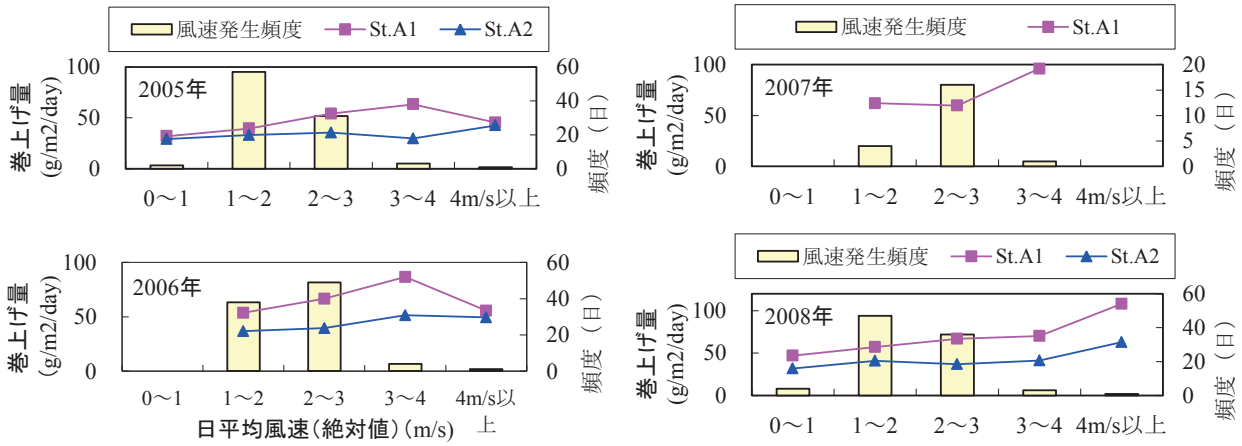


図 2.19: 底質巻上げ量と石狩気象観測所日平均風速（絶対値）の関係

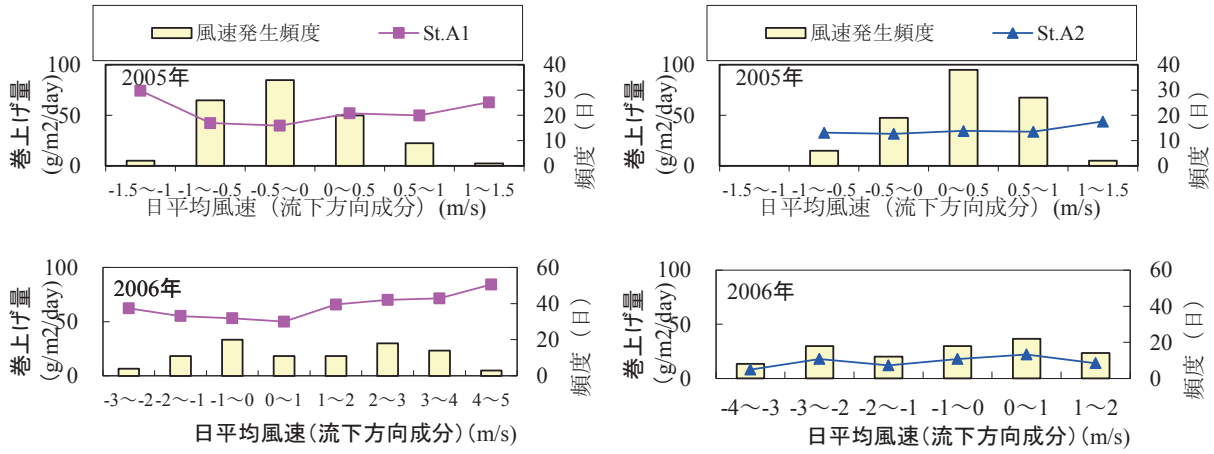


図 2.20: 底質巻上げ量と石狩気象観測所日平均風速（流下方向成分）の関係

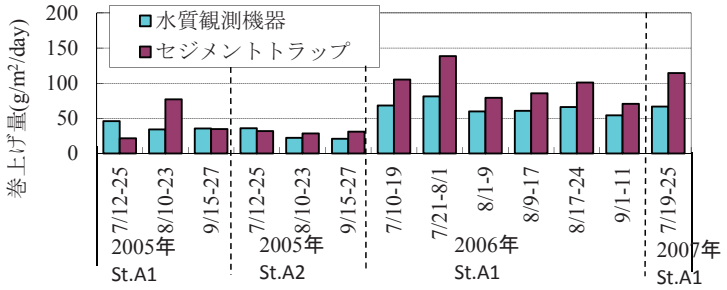


図 2.21: 底質巻上げ量の比較（セジメントトラップ・水質連続観測）

に，風速の絶対値にも大きく影響を受けている．この一因として風波に起因するせん断力が影響する可能性も考えられる．これについては，後ほど別節で検討を行う．

2.4.3 両手法での算出結果の比較

前節では，セジメントトラップによる捕集懸濁物量からの底質巻上げ成分の分離と，SS の時系列変化と底質浮上・SS 沈降量のつり合いからの底質巻上げ量算出という，異なる 2 つのアプローチから底質巻上げ量を算出した．両者の巻上げ量算出精度を検証するため，捕集沈降物調査及び水質連続観測から求めた底質巻上げ量を比較することとした．

図 2.21 は，2005〜2007 年のセジメントトラップの捕集沈降物量から求めた底質巻上げ量（図中，セジメントトラップ）と，水質連続観測結果から式 (3) を用いて算出した底質巻上げ量（図中，水質連続観測）の比較である．

2005 年の St.A1a での巻上げ量を比較すると，7 月及び 8 月は両者の差が顕著にみられる．また 2006 年の St.1a での巻上げ量も，水質連続観測から得られる値と，セジメントトラップ観測から求められる値には，2 倍近い差がみられる．

なお両手法から得られた底質巻上げ量は，オーダーでみると同じである．すなわち，SS の時系列変化と懸濁物の見かけの沈降速度を概ね把握すれば，ある程度長い期間での底質巻上げ量の平均値は，オーダーレベルでは推定可能といえる．

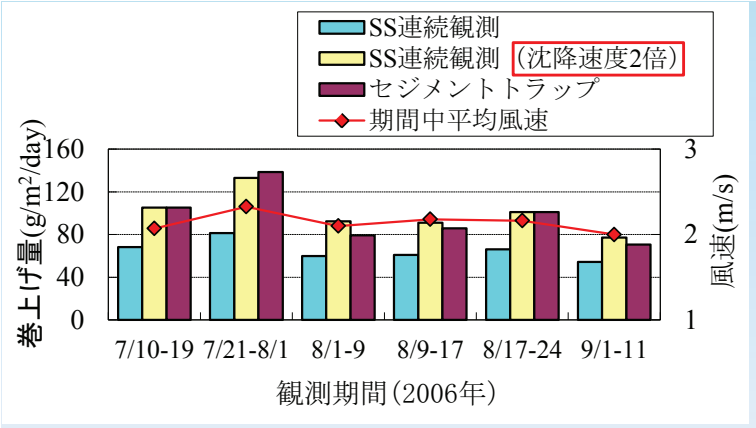


図 2.22: 底質巻上げ量の比較（セジメントトラップ・水質連続観測：沈降速度を 2 倍に設定

表 2.8: 各湖盆の底質巻上げ量式（水質連続観測機器）

観測 St	巻上げ量式
上部湖盆 (St.A1,A1a)	E=42.4W + 40.1
中部湖盆 (St.A2,A2a)	E=10.0W+10.0

この原因であるが，式 (2.5) が示すとおり，水質連続観測から算出する底質巻上げ量は，表 2.6 に示す沈降速度をパラメータとして求めている．しかし，濁質成分の沈降速度にはある程度の変動がある．前述した図 2.16 にも示すとおり，セジメントトラップ捕集沈降物量から算出する沈降速度は，同一の調査地点・調査年においても変動しており，状況によっては 2 倍以上の違いがある．そのため懸濁物の形態によっては，沈降速度は表 2.6 に示す値から変化することも考えられる．

そこで 2006 年の St.A1 での水質連続観測結果による巻上げ量算出時において，表 2.6 に示す沈降速度を 2 倍にして底質巻上げ量を算出した．図 2.22 にその結果を示す．

感度分析の結果，沈降速度を 2 倍に設定することでセジメントトラップ観測結果による底質巻上げ量とほぼ一致する値となった．すなわち水質連続観測による底質巻上げ量は，沈降速度の設定により精度が大きく変化することとなる．

なお，表 2.8 に，セジメントトラップによって算定した底質巻上げ量と合致するように修正した，水質観測機器による巻上げ量の線形回帰式をのせる．

2.5 底質巻上げ量の定量化

底質巻上げを水質予測計算モデルに組み入れるには，巻上げ量の定量的な評価が必要となる．

底質巻上げ量の評価方法としては，実測結果などをもとに一定値を与える手法（例えば杉原ら [25]）が考えられる．長期的な水質予測では，十分な精度で水質再現が可能である．しかし，この手法は巻上げ量の変化と外力の関係が考慮されないため，強風等による急激な底質巻上げ現象の再現に対しては，必ずしも適切な手法とはいえない．F 閉鎖性水域では，風による底面せん断力との関係で与える方法（例えば Luettich ら [8]）も多く用いられている．Luettich らは，巻上げ量は底面せん断力の関数で表現されており，底面せん断力は流動により表現される成分と，風波により生じる成分の 2 つがあること，浅い閉鎖性水域では風波による影響が支配的であることを示している．このモデルは多くの閉鎖性湖沼の水質予測計算で用いられ（例えば [26],[9]），概ね妥当な結果を得られている．しかしながら，茨戸川のように蛇行が著しい水域では，風向への吹送距離は風向により，また空間的にも大きく変化する．さらに全区間で感潮域であるため，風波による底面せん断力の影響のほか，潮汐による流動変化も影響すると考えられる．

なお，茨戸川の底質巻上げ量と外力の関係を対象とした既往研究として，橘らは上部湖盆においてセジメントトラップを用いた現地観測結果から，底質巻上げ量と風速に線形の相関がみられることを示している [10].

そこで本節では，底質巻上げの駆動力を検討するとともに，巻上げ現象の把握や水質予測を念頭にした底面巻上げ量のモデル化を行う．

2.5.1 底面せん断力と巻上げ量の検討

(1) 底面せん断力の算出

Lueticch らは，底質巻上げを引き起こす底面せん断力は，底面近傍流速によるせん断力（以下,「流れのせん断力」とする）と風波により生じるせん断力（以下,「風波のせん断力」とする）の和で表現されることを示した [8]．この手法に従い，茨戸川の底面せん断力を以下のとおり算出した．

$$\tau_{bed} = \tau_{bs} + \tau_{bw} \tag{2.9}$$

流れによる底面せん断力 τ_{bs} は以下の式で表す [27].

$$\tau_{bs} = \rho C_f {U_b}^2 \tag{2.10}$$

ここで C_f : 底面摩擦係数 (ここでは 0.0026 に設定 [27]))，U_b : ADCP による最下層（底面から約 0.7m 上方）の平面流速絶対値である．

また風波によるせん断力 τ_{bw} は，湖沼で多く用いられている以下の式から算出する [8].

$$\tau_{bw} = H_s \left[\rho \frac{\left(\nu\omega^3\right)^{1/2}}{2\sinh kh} \right] \tag{2.11}$$

$$\frac{gH_s}{{W_{10}}^2} = 0.283 \tanh\alpha \times \tanh\left(\frac{\gamma}{\tanh\alpha}\right) \tag{2.12}$$

$$\frac{gT}{W_{10}} = 2.80\pi \tanh\xi \times \tanh\left(\frac{\xi}{\tanh\delta}\right) \tag{2.13}$$

$$\alpha = 0.530 \times \left(\frac{gh}{{W_{10}}^2}\right)^{0.75} \tag{2.14}$$

$$\gamma = 0.0125 \times \left(\frac{gF}{{W_{10}}^2} \right)^{0.42} \tag{2.15}$$

$$\beta = 0.833 \times \left(\frac{gF}{{W_{10}}^2} \right)^{0.375} \tag{2.16}$$

$$\gamma = 0.077 \times \left(\frac{gF}{{W_{10}}^2} \right)^{0.25} \tag{2.17}$$

ここで，g：重力加速度，H_s：有義波高，T：風波の周期，ρ：水の密度，ν：水の粘性係数，ω：角振動数 ($=2\pi/T$)，W_{10}：石狩気象観測所における上空 10m の風速，h：水深，F：吹送距離である．

図 2.23 は，式 (2.9)，式 (2.11) 及び式 (2.12) から算出した，底面せん断力の毎時推定値である．底面せん断力は，流速による成分と風波による成分に分離して示している．

いずれの年，観測地点においても，期間全体を通してみると，底面せん断力では流れのせん断力に起因する成分が卓越している．風波に起因するせん断力は，2005 年 St.A1 において，強風時には短期的に増加・卓越するものの，期間全体を通してみるとその期間はわずかである．風波のせん断力は，巻き上げや流れに大きな影響を及ぼす状況には至っていない．

流速による底面せん断力の成分は，観測場所・観測年で異なる傾向がみられた．

底面せん断力の場所による違いについて，2005 年の St.A1 と St.A2 の結果を比較する．St.A2 の底面せん断力は，St.A1 に比べて大きいが，これは下流側に位置する St.A2 の方が，St.A1 に比べて底面近傍の流速も大きいためである．ただし巻上げ量は，底面せん断力が小さい St.A1 でより大きい値を示している．

観測年で比較すると，St.A1 では 2005 年及び 2007 年では，流速によるせん断力は概ね 0.01〜0.02Pa であり，強風時以外に大きな上昇はみられない．2006 年は，他の年に比べて変動傾向が異なり，強風時のせん断力の上昇幅が大きく，0.03Pa まで上昇している．これは風による流れの加速が，2006 年は他の年に比べて大きいためであった．この原因として，2006 年は南東方向からの強風が，他の年に比べて長い期間連続して吹き続けていることが挙げられる．

(2) 底面せん断力と底質巻上げ量の考察

続いて底面せん断力と，底質巻上げ量の関係を考察する．

当初，底面せん断力の 1 時間平均値と，計算された毎時の底質巻上げ量の関係を検討した．しかし，両者には明瞭な相関が認められなかった．そこで，底面せん断力は日平均値，底質巻上げ量を日積算値（0 時から翌日 0 時までの 24 時間積算値）で検討したところ，比較的良好な相関が得られた．そこで以下では，底面せん断力は日平均値で，底質巻上げ量は日積算値で検討を行うこととした．

図 2.24 は，St.A1（2005，2006 及び 2007 年）及び St.A2（2005 年）における底質巻上げ量と底面せん断力の日平均値の関係を示したものである．なお 2007 年の St.A1 は，7 月の観測データによる算出巻き上げ量のみで，検討を行っている．

全体的にみると，St.A1 ではいずれの年も，底質巻上げ量は底面せん断力とともにほぼ線形に近い形で増加しているように見られる．一方，St.A2 における相関は，同年の St.A1 と比べても不明瞭で相関が弱いように見える．

(3) 底面せん断力による底質巻上げ量の定量化

続いて底面せん断力による底面巻上げ量の評価を行う．

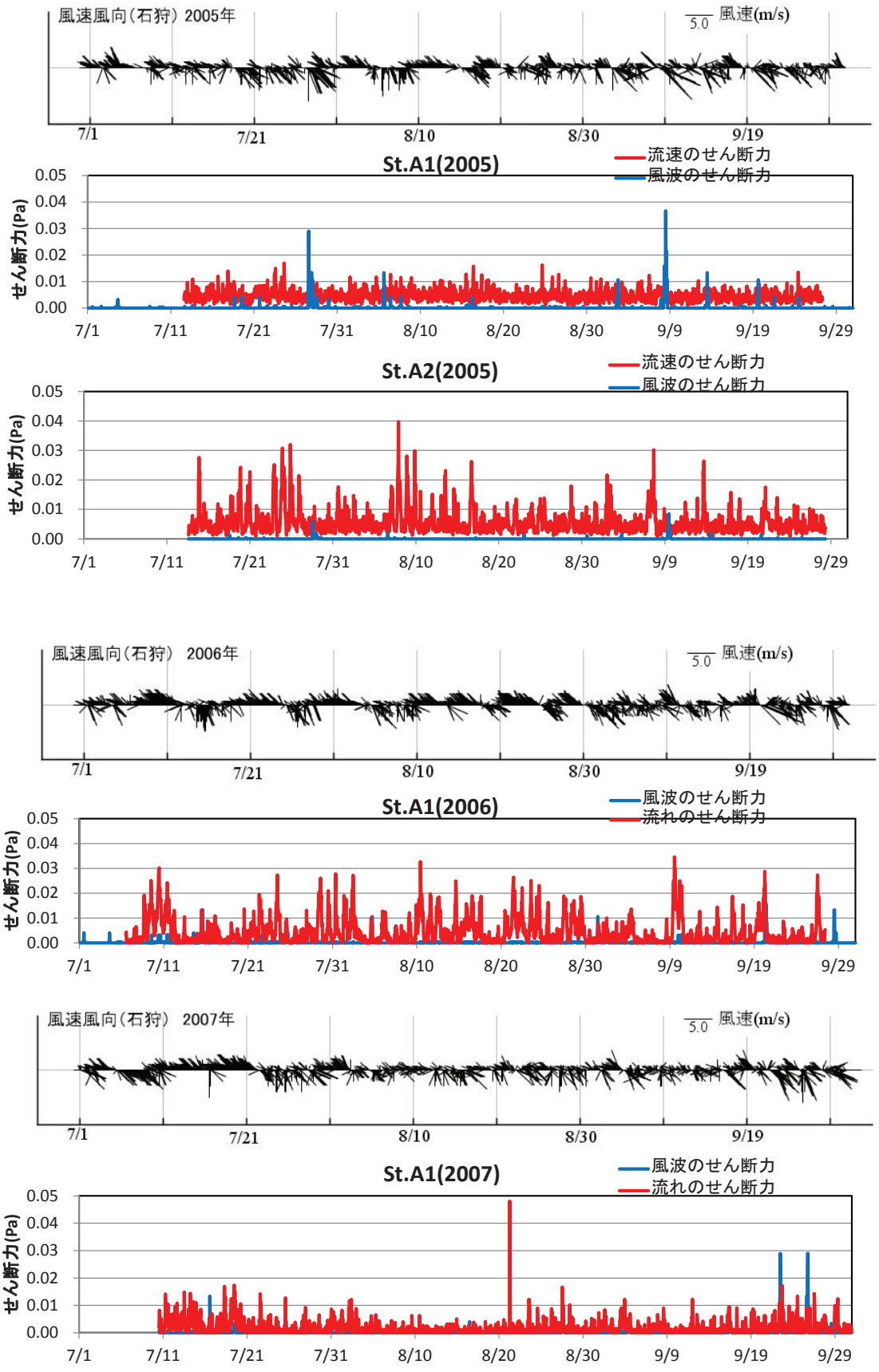


図 2.23: 底面せん断力の変化（2005 年～2007 年）

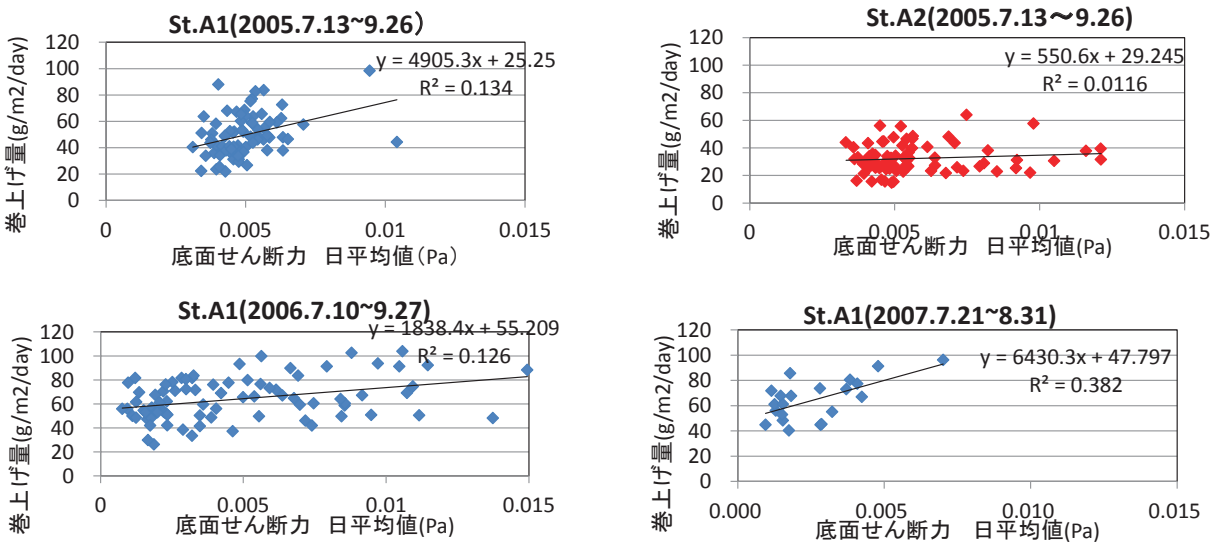


図 2.24: 底面せん断力と巻上げ量の相関（2005～2007 年）

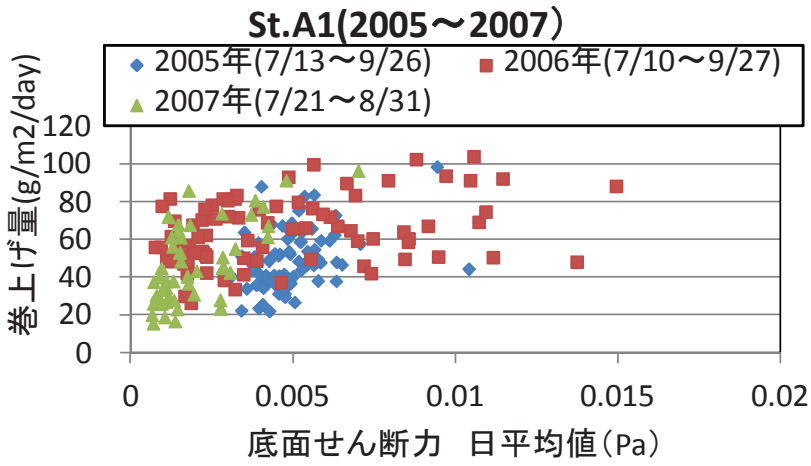


図 2.25: 底面せん断力と巻上げ量の相関（St.A1:2005～2007 年重ね合わせ）

底面せん断力による底質巻上げ量定量化の代表例として，Luettich ら [8] は，底質巻上げ量 E を，底面せん断力 τ を用い，以下の式で表している．

$$E = a\left(\frac{\tau - \tau_c}{\tau_{ref}}\right)^n \tag{2.18}$$

ここで a：定数，τ：底面せん断力，τ_c：限界底面せん断力，τ_{ref}：基準底面せん断力である．なおこのモデルは多くの閉鎖性水域の水質解析で用いられているが，n の値は，場所や季節等の条件で異なるとされ，Luettich ら [8] は n=0.83～3.02，天野ら [26] は渡良瀬遊水地での同定結果をもとに 1 としている．関ら [9] は観測結果をもとに，n=1.5 としている．

一方，今回の茨戸川に関する検討では，前節で示すとおり両者には線形に近い相関が窺えることから，n=1 として検討を進めることとした．

続いて，限界底面せん断力について検討する．

既存の研究における閉鎖性水域の底質巻上げの限界底面せん断力として，関らによる霞ヶ浦の事例 [9] では，$1.5dyne/cm^2(=0.15Pa)$ という結果を得ている．また，梅田らは同じく霞ヶ浦で採取した底質の巻上げ実験の結果から，同じく $0.1Pa$ オーダーの値を得ている [6]．また，巻上げを生じる限界底面せん断力を 0 として取り扱っている事例もある [26].

ところで，図 2.24 に示す茨戸川の底質巻上げ量と底面せん断力の結果をみると，底面せん断力の日平均値の最小値は概ね $0.001Pa$ であり，この場合の底質日巻上げ量は 20〜50$g/m^2/day$ である．すなわち，底面せん断力がほとんど 0 に近い状態でも，底質巻上げが継続的に生じている．

そこで，茨戸川の底面せん断力の表現では，式 2.18 に対して，底面せん断力がほぼ 0 の場合も踏まえ定数項を付け加えることとする．すなわち，

$$E = a\left(\frac{\tau - \tau_c}{\tau_{ref}}\right)^n + E_{base} \tag{2.19}$$

ここで E_{base}：底面せん断力を 0 とした場合の底質巻上げ量である．

図 2.24 中には，底面せん断力と底質巻上げ量の間に線形の相関が成り立つとした仮定した場合の回帰式及び決定係数も付記している．

St.A1 において，観測年ごとに回帰式の決定係数をみると，決定係数 r^2=0.1〜0.3 であり，いずれの年においても底質巻上げ量と底面せん断力の間に弱い相関が窺えた．

一方，回帰式の傾きや切片については，年により異なっている．図 2.25 は，2005〜2007 年の St.A1 における，底面せん断力と底質巻き上げ量を重ね合わせてプロットした結果である．

全体として，底質巻上げ量は底面せん断力に比例する傾向はみられるが，各年での分布範囲が少しずつ異なる．そのため，3 か年分のデータを重ね合わせたところ，相関は単年データに比べて悪い結果となっている．

なお中部湖盆である St.A2 については，流速の測定が 2005 年のみであるため，同年のみの観測結果を示している．St.A2 における底質巻上げ量と底面せん断力の相関の決定係数 r^2 は 0.016 である．これは同年の St.A1 での $r^2(=0.134)$ と比較して非常に小さく，底質巻上げ量と底面せん断力には相関がほとんど認められない．

2.5.2 風速による底質巻上げ量モデル化

底質巻上げは底面へのせん断力が作用することが原因であり，底質巻上げモデルにおいても，底面せん断力による評価が一般的である．しかし底面せん断力の評価には流速の連続計測が必要となり，実際の河川管理上では直接の計測はコスト面から規模や期間も限定される．

そのため、巻上げ駆動力である底面せん断力と密接に関連し，かつ容易でリアルタイムに入手可能なデータによる巻上げ量評価がより望ましいといえる．その点で気象庁気象観測所の風速は，その評価指標として，適切といえる．

そこで前節までで整理した底質巻上げ量と風速の関係を，複数年の軸で改めて検証し，その適用性について検討する．

図 2.26 は，St.A1 及び St.A2 での底質巻上げ量と風速の関係について，各観測地点ごとに複数年の結果を重ね合わせたものである．底質巻上げ量と底面せん断力の関係と異なり，各年での観測結果は，ほぼ同一の回帰式に収れんしていく傾向がみられる．底質巻上げ量と風速の相関は，St.A1 では St.A2 に比べて両者の相関がよい．これは，底質巻上げ量と底面せん断力の関係と同じ傾向である．決定係数を比較すると，底質巻上げ量と風速の関係の方が，底質巻上げ量と底面せん断力の関係に比べて良好な相関がみられる．これは，底面せん断力を評価するための流速測定値が，2005 年に比べて 2006 年は全体としてやや大きい値を示しており，それが底面せん断力に反映されていることがあげられる．結果とし

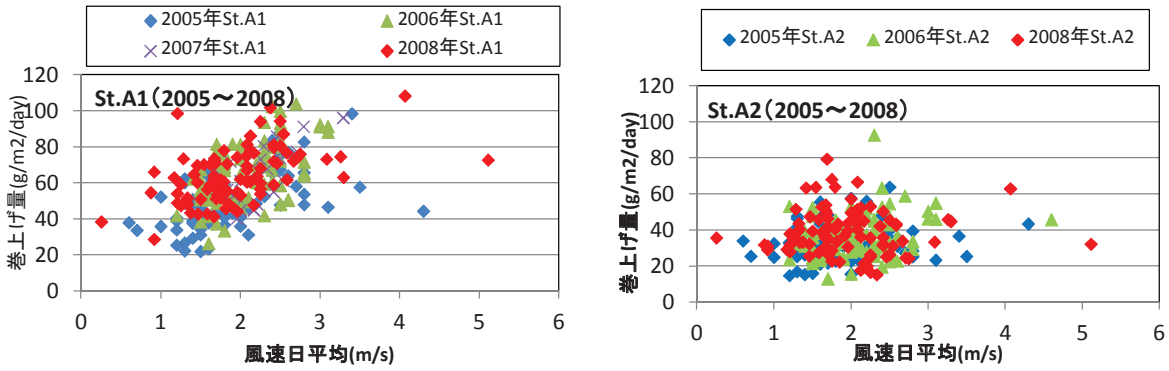


図 2.26: 底面せん断力と風速の相関（2005～2008 年：重ね合わせ）

て，年による変動があまり大きくない風速による方が，巻上げ量の評価指標としては年ごとの変動が小さい結果となっている．

ここまでの検討結果から，上部湖盆 St.A1 と中部湖盆 St.A2 では巻上げ量と風速の関係について，7～8 月及び 9 月で時期を分けて回帰式を作成することが精度の上では良好になることが示されている．そこで以下に，2006 年を対象とした，St.A1 及び St.A2 の底質巻上げ量と風速の相関を図 4.2 に示す．この結果は，後述する濁度予測計算モデルにも導入する．

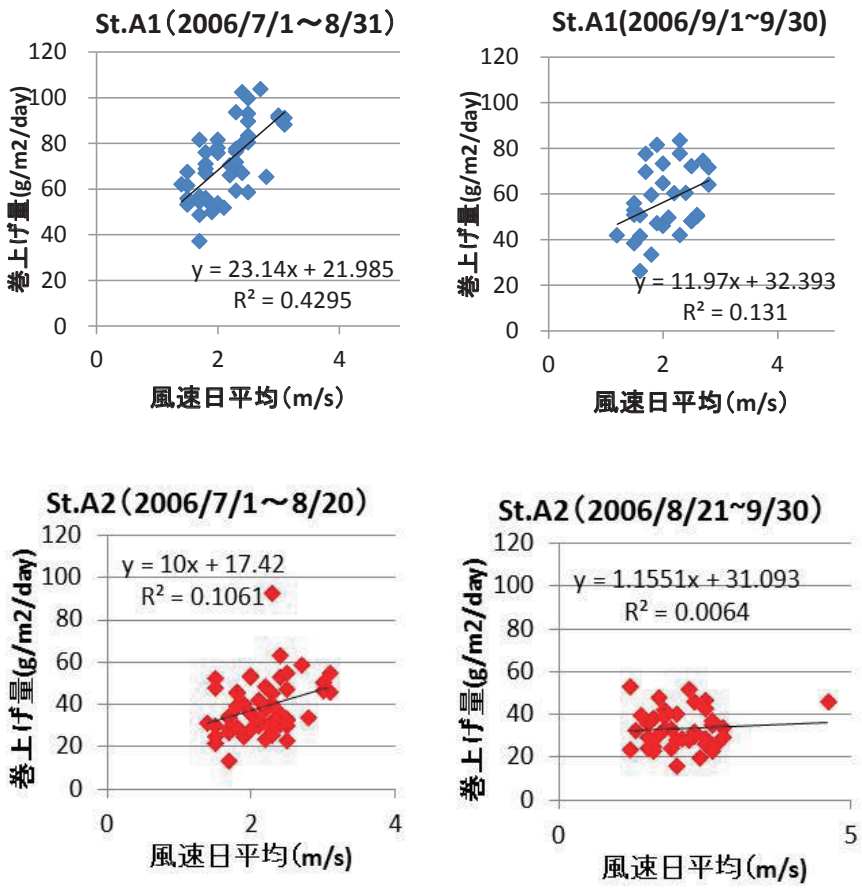


図 2.27: 底面せん断力と巻上げ量の相関（2006 年 St.A1，St.A2：時期別で設定）

2.6 結語

本章では，石狩川感潮域の旧川である茨戸川を対象に，底質巻上げ量を算出するとともに主たる外力と考えられる風や流動，底面せん断力との関係について検証した．以下に，本章で得られた主要な結果を整理して述べる．

1. 茨戸川の水理・水質特性について，現地観測データをもとに整理した．調査区間の流速は，感潮区間であり潮汐の影響を強く受けるが，同一方向からの風が連続する場合は，風向の影響を強く受けることを確認した．

2. 茨戸川の底質巻上げ量と風速の関係について場所による変化を検証した．セジメントトラップでは，時系列での巻上げ量変遷の把握は困難であるため，濁度の連続観測結果から，底質巻上げ量の時系列変化を算出した．濁度連続観測から算出した巻上げ量をセジメントトラップによる巻上げ量と比較した結果，最大で 2 倍程度の差がみられたが，沈降速度を適切に設定することにより，濁度連続観測結果から底質巻上げ量の時系列変化を適切に計算可能なことを示した．

3. 茨戸川の底質巻上げ量の場所による変化を検討した．上部湖盆では橘らの過去の観測結果と同様，風速及び底面せん断力との相関が強いことが確認できた．一方，中部湖盆，下部湖盆では底質巻上げ量と風速, 底面せん断力との相関はほとんどみられなかった．上部湖盆は上流端に当たることから，潮汐の影響が弱い一方，河道主流方向が風の卓越風向と平行することから，巻上げが顕著になる一方，中部湖盆は潮汐による影響が相対的に強いこと，河道主流方向が風の卓越風向と直交することから，巻上げがあまり生じなかったと推測される．

4. 底面巻上げ量と風速の間の相関は，底面巻上げ量と底面せん断力の相関よりも強いことが確認された．これは，底面近傍流速の観測地は，ADCP の設置状況による影響がみられる一方，風速は毎年ほぼ一様の傾向を示すことが考えられる．ゆえに茨戸川の場合においては，底面せん断力評価にあたっては，底面せん断力よりも風速をパラメータとする方が精度がよい結果となった．

なお，底質巻上げ量の算出地点は，各湖盆において水質定期調査地点に当たる．底質の性状は，同一湖盆内であっても場所によって変化すると考えられ，今回算定した巻上げ量等の底質特性が湖盆全体でどのように変化するか，現地調査のほかに後述する濁度予測計算等で検証しながら定量化を進めることが必要である．

参考文献

[1] Evans, R.,D.: Empirical evidence of the importance of sediment resuspension in lakes, Hydrobiologia,Volume 284, Issue 1, 1994

[2] Einstein, H. A. and R. B. Krone, Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water, J. Geophys. Res., 67(4), 1451-1461，1962

[3] 大坪国順：底泥の物性及び流送特性に関する実験的研究，国立公害研究所研究報告第 42 号，1983

[4] 楠田哲也，山西博幸，末次敏弘：振動流下における高濃度層の形成過程とその特性，海岸工学論文集第 38 巻，231-235，1991

[5] Ariathurai,R., Arulanandan, K., Erosion Rates of Cohesive Soils, Journal of the Hydraulics Division, Vol. 104, No. 2, February 1978, pp. 279-283

[6] 梅田信，高峰一，石川忠晴，大滝諭，市山誠：霞ケ浦底泥の洗掘過程に関する実験的研究，土木学会論文集第 740 号 (64)，63-73，2003

[7] 福島武彦, 相崎守弘, 村岡浩爾：浅い湖における沈殿量の測定方法とその起源, 国立公害研究所報告, 第 51 号, 73-87,1984

[8] Luettich Jr.,R. A., Harleman, D. A. F, and Somlyody, L.: Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events, Limnol. Oceanogr.,35, pp.1050-1067, 1990

[9] 関智弥，福島武彦，今井章雄，松重一夫：霞ヶ浦の濁度上昇と底泥巻き上げ現象，土木学会論文集 No.811 ／ 7-38，149-161，2006

[10] 橘治国，井上孝信：浅い湖沼における沈降物量の評価，陸水学雑誌第 57 巻 2 号，163-171，1996

[11] 中村由行，御子神学，朴埼鎬：底層水の流動がリンの溶出フラックスに及ぼす影響，海岸工学論文集第 41 巻，1081-1085，1994

[12] 濱原能成，中津川誠，加藤晃司：都市集水域をもつ閉鎖性水域の総合的水質解析，水工学論文集第 48 巻，435-1440, 2004

[13] 吉岡紘治，工藤喬，斎藤聖喜，加藤善盛，永友功一：閉鎖性河口域茨戸川の水質機構特性と水環境保全策，河川環境総合研究所報告第 9 号，1-17，2004

[14] 平成 17 年度茨戸川外水環境調査試験業務報告書，国土交通省北海道開発局石狩川開発建設部，2006

[15] 平成 18 年度茨戸川外水環境調査試験業務報告書，国土交通省北海道開発局石狩川開発建設部，2007

[16] 中村俊六，足立昭平：濁水化貯水池における濁質粒度の変動，土木学会論文報告集第 279 号，61-68，1978

[17] 気象庁ホームページ：http://www.jma.go.jp/

[18] 国土交通省水文水質データベース：http://www1.river.go.jp/

[19] 平成 17 年度茨戸川外水環境調査試験業務報告書，国土交通省石狩川開発建設部，2006

[20] 平成 18 年度茨戸川外水環境調査試験業務報告書，国土交通省石狩川開発建設部，2007

[21] 国土交通省河川局：汽水域の河川環境の捉え方に関する手引書，第 2 章, 2-6, 2004

[22] 西田修三，吉田静男，大谷守正，中道陽文：石狩川下流部の塩分拡散に関する現地観測，水工学論文集第 40 巻，pp.487-492，1996

[23] 山口幹人：石狩川下流域及び沿岸域に分布するシラウオの生態学的研究，北海道立水産試験場研究報告第 70 号，pp.1-72，2006

[24] 日比野忠史，松本英雄:広島湾に分布する浮泥の特性と季節的な性状変化，土木学会論文集 B，Vol.62, No.4，pp.348-359，2006

[25] 杉原幸樹，濱原能成，加藤晃司，中津川誠：茨戸川の富栄養化に関する総合的解析　その２　ー負荷収支の推定と生態系モデルによる水質シミュレーションー，北海道開発土木研究所

[26] 天野邦彦，安田佳哉，鈴木宏幸：浅い貯水池における表層底泥の巻上げによる水質変化のモデリング，水工学論文集第 46 巻，1085-1090，2002

[27] 大西亮一，白石英彦：有明海の潮流解析について，第 26 回海岸工学講演会論文集, 527-530, 1979

[28] Nathan Hawley, Barry M. Lesht:Sediment resuspension in Lake St.Clair, Limnol. Oceanogr., 37 (8), 1720-1737, 1992

[29] 豊田政史，北村聡，富所五郎：諏訪湖における風波の影響を考慮した底泥の輸送解析，水工学論文集第 47 巻，1213-1218，2003

[30] 今清水雄一，二瓶泰雄：転倒マス型セディメントトラップに基づく土砂沈降量の連続計測，水工学論文集，第 51 巻，883-888，2007

第3章　旧川の巻上げ懸濁物の沈降現象に関する研究

3.1　序論

旧川をはじめとした閉鎖性水域では，有機物を多く含み，細粒分が主体である底質が堆積している．浅い閉鎖性水域では，これらの底質が風や流れ等の外力によって水中に再浮上し，その後時間の経過とともに徐々に沈降することで，SS 濃度の時間変化が生じている．前章では，閉鎖性水域の主たる濁質の供給源である底質の巻上げ過程を中心に検証してきたが，水質変動の適切な予測のためには，懸濁物の沈降現象も精度よく把握することが必要である．

細粒分や有機質を多く含む土砂の沈降速度に関する研究は，貯水池の濁水現象解析をはじめ，現在までに数多くの事例がある．例えば中村らは，土砂の沈降速度を一定ではなく，流入濁質の粒度変動を考慮して設定することにより，適切な濁度予測が可能となることを示した [1]．堀田らはダム貯水池を対象として，堆積物の沈降特性を実験及び数値計算で検討した．シルト・粘土のうち，濁水の長期化に関連する成分について粒径別の濁度計算を行う必要性を述べている．また，濁質の粒度組成が計算に及ぼす影響について検討している [2]．梅田らは懸濁物の沈降試験を行い，一定粒径以下の粒子（梅田らの論文中では，10μm 以下）については，沈降しない状態（浮遊状態）から何らかの確率的要因で沈降状態に移行すると仮定した濁度計算モデルを提案している [3]．これらの既往研究成果を踏まえると，懸濁物の沈降速度を定量的に考察するには，粒径を指標とすることが必要と考えられる．

ただし，今回対象とする旧川の底質は一般的に富栄養化が進行し，微細な土粒子以外に植物プランクトンの残滓等，有機物が多く含まれている．これら，細粒分を多く含む底質の沈降速度は，一般に用いられる土粒子の密度，球形を仮定した Stokes 則には従わないことも明らかにされている [2][3]．本研究では，底質巻上げ後の沈降速度算定を目的として，SS 沈降試験を行った．また沈降試験から得られた懸濁粒子の沈降速度と粒径の関連について考察するとともに，沈降形態のモデル化を試みている．

3.2　沈降速度の算出方法

細粒部の粒子の沈降形態は，単粒子の自由沈降と，多粒子が群となり沈降する場合では，その形態が異なることが知られている．単粒子の場合，沈降速度はStokes則で表現されるが，多粒子の沈降では単粒子の沈降速度に補正係数がかかり，単一粒子の場合に比べて沈降は遅くなるとされる [4].

細粒分の懸濁粒子単体の沈降速度の算出では，個別の粒子の沈降軌跡を画像解析等で求め，そこから沈降速度を算出した事例がみられる．例えば，小田ら [5] はベントナイトを対象に，沈降速度と粒径の関係をプロットしている．山崎ら [6] は，河口域に堆積した細粒分を多く含む土砂を対象に試験を行った．島田ら [7] は，ダム貯水池に堆積した細粒分土砂を多く含む底質を対象に，沈降試験から沈降速度を算出している．

しかし，今回調査を実施する茨戸川の懸濁物及び底質は，粘土の鉱物粒子のほかに，有機物を多く含んでいる．個別の粒子で沈降形態を評価すると，懸濁物質の性状が異なるものが混合するため，幅広い密度分布をもつと考えられる．また茨戸川の懸濁粒子は無機物・有機物がフロックを形成し，粒径の変遷もモデル内で考えることが必要である．なお，有機懸濁物のフロック形成を考慮した粒径モデルとしては，西村らによる広島湾底泥を対象とした実験式が提案されている [8]．本研究の対象域である茨戸川の底質も有機物を多く含むことから，まずは西村らと同様，沈降実験による沈降形態把握を踏まえた沈降速度の把握が必要である．

そこで今回の検討では，茨戸川の底質撹拌水中の個別の粒子沈降軌跡を追跡することで，個別の粒子での沈降特性の把握と沈降速度算出を行う．一方，実際の茨戸川の懸濁物は，幅広い粒度分布・密度をもち，群となって沈降することから，その沈降状況を再現した細粒分の沈降速度の実用的算出方法を検証する．フロック形成過程のモデル化までは考慮せず，懸濁物の沈積過程で粒径分布をパラメータとした沈降速度を算出することを目的とするため懸濁物全体としての沈降速度算出を行う．

(1)SS 沈降試験による手法

以下に沈降試験の装置ならびに計測，解析の概要を述べる．

沈降試験は，恒温状態（20 度）に保った試験室内において，高さ 2m，内径 20cm のアクリル製円筒に沈降速度算定対象の試料を注入，静置している．装置の概要は，図 3.1 に示すとおりである．

試験対象の試料は，底質，河川水，捕集懸濁物（セジメントトラップにより捕集した水中懸濁物）である．沈降試験用の試料作製は，以下の手順で行った．底質は，植物残滓を取り除いた後，脱イオン水と撹拌して，初期状態（試験開始時）の SS 濃度が概ね 100〜500mg/L となるよう高濃度濁水を作成して，沈降筒に注入している．河川水は，底質のときと同じく，試料をろ過して残滓を取り除いた後，採取原液をそのまま沈降筒に注入している．初期濃度は概ね 10〜50mg/L であった．捕集懸濁物は，セジメントトラップの沈積物を，底質と同様，脱イオン水で撹拌して高濃度濁水を作成し，沈降筒に注入した．

試験期間中の沈降状況の把握と，沈降速度の算出のため，沈降筒の中間部にあたる底面から 1m の高さに設置した採水口から，決められた時刻に採水し，SS 濃度，濁度，粒度分析（レーザー回析・散乱法による．分析には，(株）島津製作所：SALD-2000 及び SALD-3000S 使用）を実施した．各試験ケースでの分析は，同一の機器を用いて分析を行っている．SS 沈降試験による沈降速度の算出は，松尾らによる手法に倣い，式 (3.1) を用いた [9].

$$w_f = \left(1 - \frac{L_t}{L_0}\right) \times h \div t \tag{3.1}$$

ここで，w_f：沈降速度，t：経過時間，L_0：前回測定時の水柱の負荷量，L_t：t 時間後の水柱の負荷量，h：水柱の高さである．

SS 沈降速度算定の模式図は，図 3.2 に示す.

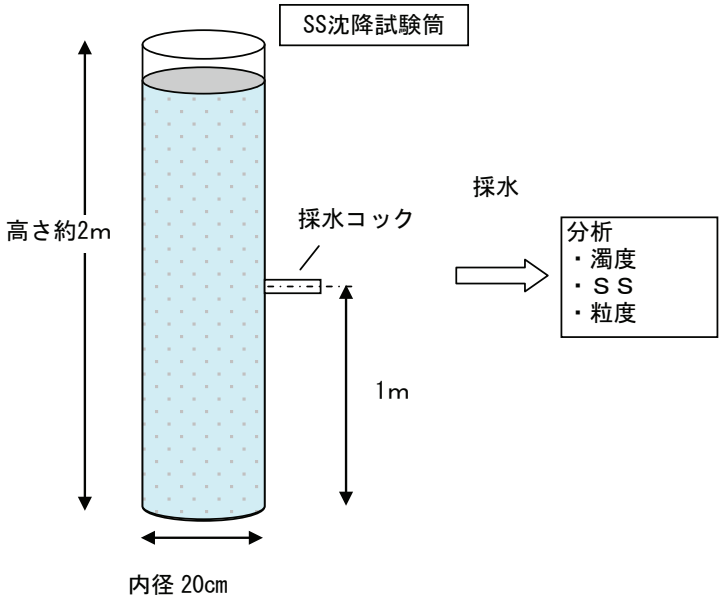


図 3.1: SS 沈降試験装置 模式図

(2) 捕集沈降物量からの算出

水中懸濁物の捕集沈降筒（セジメントトラップ）を水中に設置する方法は，海洋や閉鎖性水域における懸濁成分の沈降速度算出のために，広く用いられている手法である．式 (3.2) に示すとおり，セジメントトラップによる調査で捕集した沈降物量を，現地 SS 濃度（トラップ設置水深において採水，設置時及び撤去時の平均値）で除して見かけの沈降速度を求め，SS 沈降試験の結果と比較した．

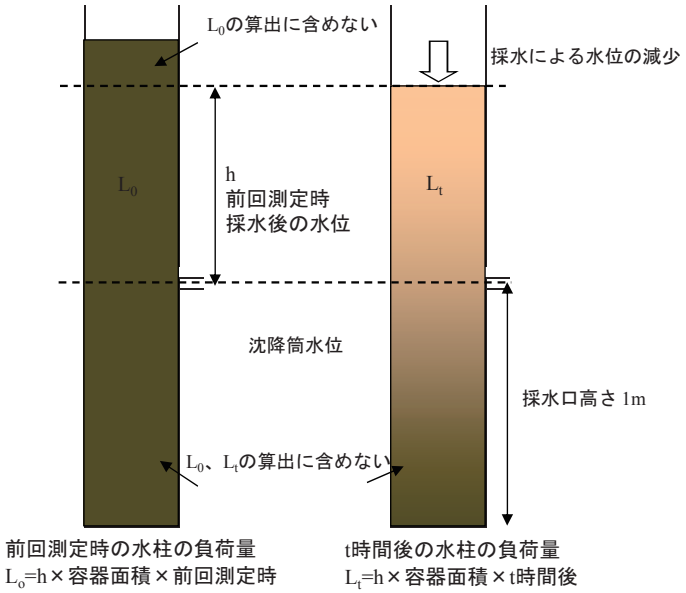


図 3.2: 沈降試験による沈降速度算出 模式図

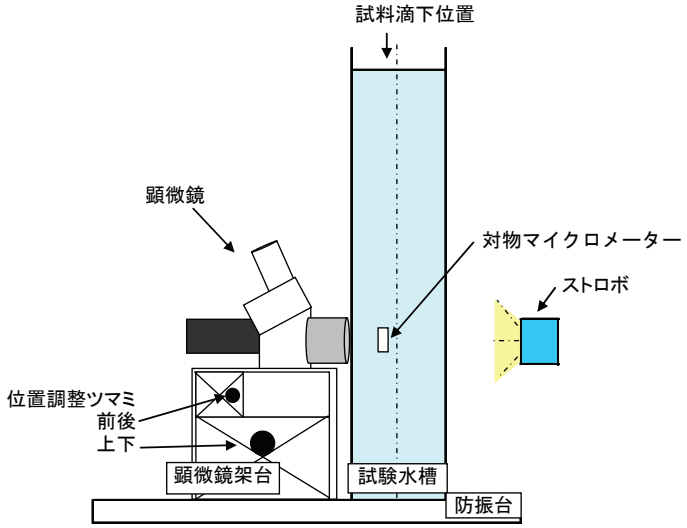


図 3.3: 沈降画像撮影機器概要

$$w_f = Q_s/C_s \tag{3.2}$$

ここで w_f：懸濁物全体での沈降速度，Q_s：セジメントトラップ内の捕集沈降物量，C_s：セジメントトラップの設置深度における SS 濃度である．

捕集沈降物の粒度分布分析は，SS 沈降試験による計測と同じく，レーザー回折散乱法で行った．

(3) 画像解析による粒子追跡

前述した 2 手法は，懸濁粒子を 1 つの群としてとらえ，群全体としての沈降速度が算出される．そのため，個別の懸濁粒子の沈降状況に関する情報は，これらの試験からは得られない．そこで，画像解析により個別粒子の沈降過程を追跡し，粒子ごとの沈降速度の算出を行った．この手法は，河口域や貯水池内等，細粒分の沈積が顕著な水域での沈降速度を求める場合に用いられている [5],[6],[7].

対象とした試料は，2007 年に St.B1 近傍（茨戸川 KP19.0）で採取した底質である．

試料は湿潤状態のまま 106μm のふるいでふるい分けを行い，植物残渣や粒径の大きい砂分を除去した．その後 20 ℃の脱イオン水に 24 時間浸漬してなじませた後攪拌し，撮影用の高濃度濁水を作成した．試験装置の概要は図 3.3 に示すとおりである．高濃度濁水を 20 ℃に保った脱イオン水で満たした試験水槽に滴下し，顕微鏡を用いた画像撮影を行っている．撮影は 1 秒間隔で撮影を行い，PC に画像（サイズ 640 × 480 ピクセル）として取り込んだ後，粒子の中心座標の移動距離から粒子の沈降速度を算出した．顕微鏡の撮影倍率は 12 倍（最小解像度 9.8μm），32 倍（同 3.78μm），及び 64 倍（同 1.94μm）である．

解析可能な粒径の範囲は，最大値はふるいを通過できる最大粒径である 106μm である．また顕微鏡の最大倍率 (64 倍) で撮影した画像 1 ピクセルが約 2 μ m であることから，粒径の誤差が 20%となる 10μm を解析可能な最小粒径に設定した．沈降速度の算定には，連続画像で 3 枚以上観察できたものを用いた．解析可能な速度範囲は，倍率 64 倍の場合 0〜約 0.05cm/s，12 倍の場合 0〜約 0.25cm/s である．

表 3.1: 茨戸川底質沈降試験における試料分析実施時刻

試料	試料採取日	分析用採水時刻
茨戸川底質 (St.B1,B2,B3)	2007 年 9 月	撹拌直後，1 時間後，2 時間後，4 時間後，8 時間後， 1 日後，2 日後，4 日後，8 日後，16 日後
創成川底質 （耕北橋）	2007 年 11 月	撹拌直後，1 分後，5 分後，10 分後，30 分後， 1 時間後，2 時間後，4 時間後，8 時間後， 24 時間後，76 時間後

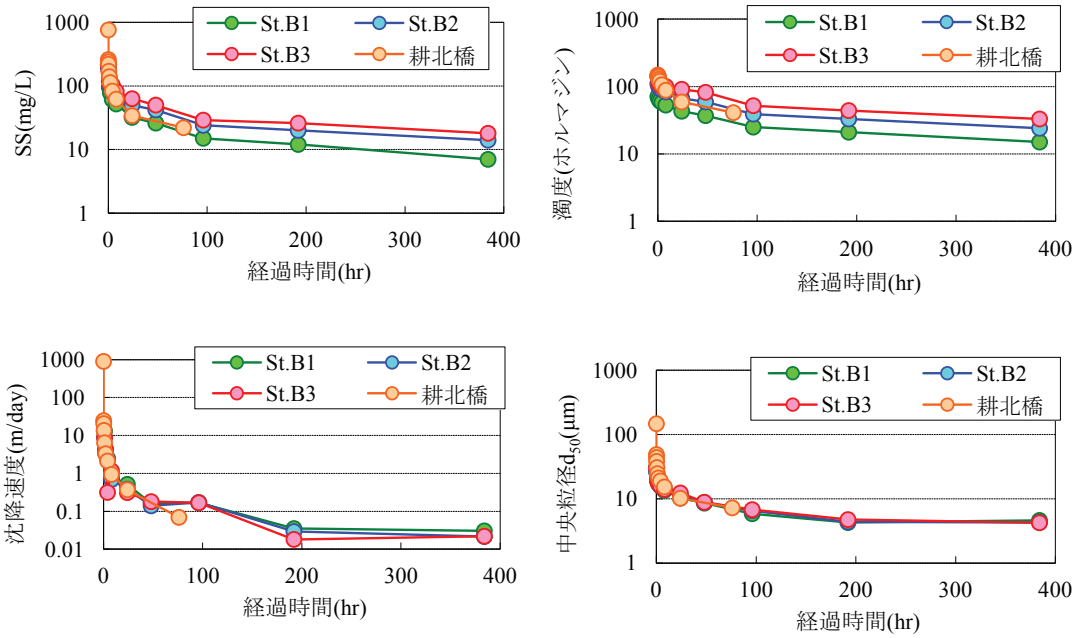


図 3.4: 沈降試験による SS，濁度，沈降速度，中央粒径の経時変化（茨戸川・創成川）

3.3 SS 沈降試験による各試料の沈降形態とその比較

以下では，茨戸川底質の沈降特性把握と沈降速度算出とその定量化を目的として，SS 沈降試験を行った結果を示す．また，茨戸川の底質と河川水での沈降特性の違い，あるいは本川である石狩川底質との沈降特性の違いを検証し，それらを踏まえて茨戸川底質特性の考察を行っていく．

3.3.1 茨戸川底質の沈降特性

まず茨戸川全体での底質沈降特性を把握する．そこで，表 3.1 にも示すとおり，茨戸川の上流から下流までそれぞれの区域を代表する 3 地点，ならびに流入河川である創成川の下流端で底質を採取し，SS 沈降試験を行った．

図 3.4 は，茨戸川底質（St.B1，St.B2，St.B3）ならびに創成川下流端で採取した底質を対象に，沈降試験期間中における SS 濃度，濁度，沈降速度ならびに懸濁粒子の中央粒径 d_{50} の経時変化を示したものである．

沈降試験の各試料は，試験開始時点に SS 濃度が概ね 150〜200mg/L になるように設定した．

SS 濃度は試験開始直後から最初の 1 日（24 時間）で，50mg/L 程度まで急速に減少し，その後 4 日（96 時間）までさらに低減を続ける．4 日以降は，SS の減少は非常に緩やかになる．同一時刻での各検

表 3.2: 粒径別 SS 検証における粒径区分

粒径（μm）	土質区分
～5.0	粘土
5.0～12.33	シルト
12.33～30.41	同上
30.41～75.0	同上
75～	砂

体の SS 濃度を比較すると，St.B3 が最も高く，次いで St.B2，St.B1 の順であった．しかし試験開始直後から終了時までの SS の低減傾向は，いずれの検体もほぼ同じであり，SS 濃度は 3 検体でほぼ平行して低減している．なお，ここまで述べた SS の経時変化の特徴と同様の傾向は，濁度（カオリン）についてもいえる．

沈降速度は，茨戸川底質では試験開始直後は $10m/day$ オーダー，創成川では $100m/day$ オーダーであり，試験開始直後には急速に SS が沈降している．その後，沈降速度は急速に低下しており，試験開始から数時間内に，その後は $1m/day$ 以下にまで低下した．4 日経過以後の沈降速度は，いずれの底質試料でも概ね $0.1m/day$ 前後である．

中央粒径も，試験開始直後には茨戸川では $30\mu m$ に近い値であるが，試験開始 1 日後には $10\mu m$ 程度まで小さくなっている．4 日以降は $5\mu m$ まで小さくなりほぼ安定した．創成川の値も，試験開始直後では $100\mu m$ 以上であるが，その後急速に小さくなっており，試験開始数時間以内に，茨戸川底質と比べてほぼ同じ値まで小さくなっている．

各観測結果の経時変化からみると，試験開始から 4 日経過以降では，底質撹拌水の濁質物はほとんど沈降しない状態に到達し，SS 濃度，濁度，粒度分布もほぼ変わらず，懸濁物の性状変化は収束している状態とみなせる．またこれらの各量の変化は，底質採取箇所（St.B1，St.B2，St.B3）による違いはほとんどなく，今回の試験に関していえば茨戸川の底質再浮上後の懸濁物沈降性状については，ほとんど同じであるといえる．

続いて，各試験検体について，粒径別の沈降状況と SS 濃度について考察する．粒径別の SS 濃度は，各分析時にレーザー回折散乱法で測定した粒径区分別の頻度に比例すると仮定して配分する．各粒度別の SS 濃度は，以下のとおり定義した．

$$C_k = C_0 \times p_k \tag{3.3}$$

ここで C_k：粒径区分 k の SS 濃度，C_0：全体の SS 濃度，p_k：粒径区分中の粒径が SS の全体積に占める割合である．

図 3.5 は，各地点の粒度別の SS 濃度変遷を示したものである．底質の材料組成は，シルト以下の成分が主体であることから，粒径区分は表 3.2 に示すとおり 5 区分した．シルト成分の粒径区分は，対数グラフ上で等幅に 3 分割している．

図 3.5 をみると，砂分に該当する $75\mu m$ 以上の粒子は，試験開始後 8 時間程度でほぼ全て沈降した．シルトに該当する 5～$75\mu m$ の成分は，指数関数的に低減しており，粒径の小さい成分ほど SS 濃度の低減が遅い．粒径 $30.41\mu m$～$75\mu m$ の成分は，沈降試験開始 4 日以降は，確認されていない．一方，粒径 5～$12.33\mu m$ の成分は，濃度低下が非常に遅い．特に粘土にあたる $5\mu m$ 未満の成分については，試験開始から 8 日経過後も，ほとんど濃度は変化していない．

また採取試料のうち，茨戸川の 3 地点（St.B1，St.B2，St.B3）の沈降特性はゆえに沈降特性には，違いはほとんどみられなかった．

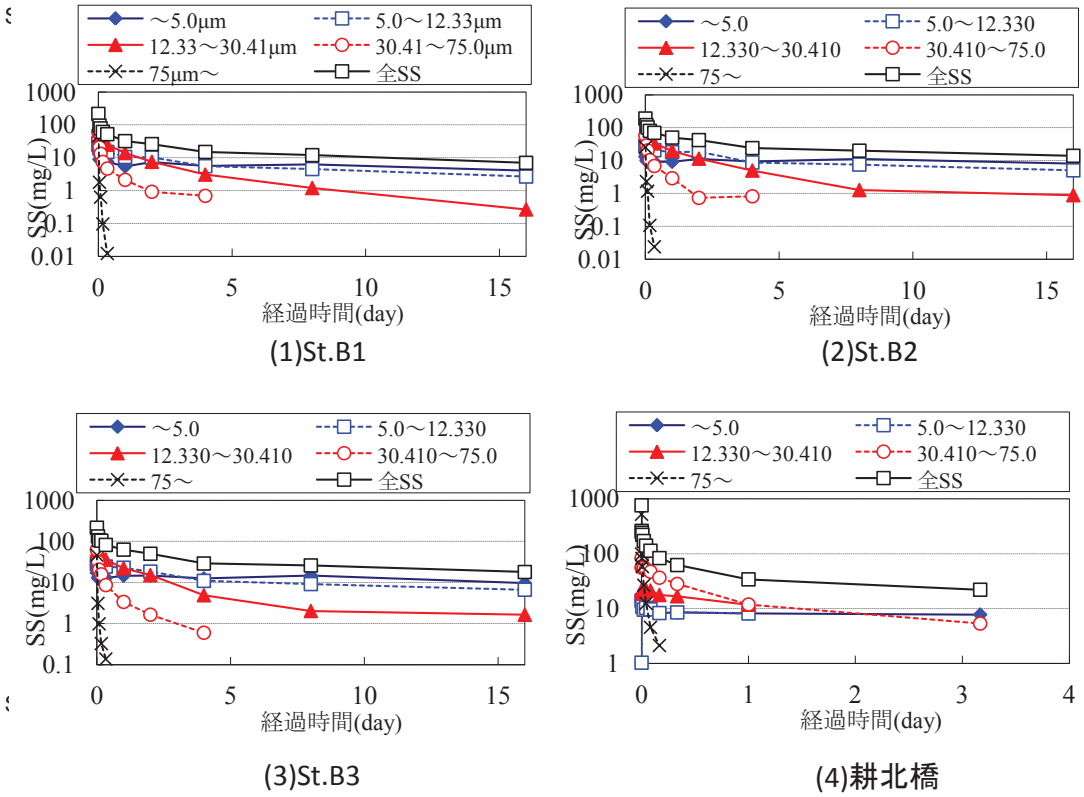


図 3.5: 沈降試験による粒径別 SS 濃度の経時変化（茨戸川）

表 3.3: 石狩川底質沈降試験条件

試料	試料採取日	分析用採水時刻
石狩川底質	2010 年 11 月	撹拌直後，6 時間後，12 時間後，1 日後，2 日後，4 日後，8 日後，16 日後，32 日後

3.3.2 石狩川底質との沈降形態の比較

茨戸川の底質は，前述したとおり有機物や細粒分をより多く含み，沈降特性が河川底質とは異なるものと推察される．そこで，石狩川の本川側の底質沈降特性の違いについて検証する．この過程は，茨戸川底質沈降モデル化において，既往の土砂との違いを確認する上で必要である．

試料は，札幌大橋下流の，茨戸川最上流端に設置された導水樋門の石狩川側水路部に堆積した土砂を採取し，SS 沈降試験を行った．採取場所は，図 2.6 のとおりである．また試験中の採水条件等は，表 3.3 に示すとおりである．

なお，石狩川底質の採取時期は 2010 年 11 月であり，茨戸川底質（2007 年 9 月採取）と採取時期が異なる点に留意する必要がある．

図 3.6 は，SS 濃度，濁度，中央粒径及び沈降速度の経時変化について，石狩川と茨戸川上流部（St.B1）の底質を比較した結果である．

SS 濃度ならびに濁度の低減過程は，茨戸川と石狩川の結果を比較すると，石狩川の方が茨戸川に比べて明らかに低い状態で推移している．これは，試験開始時の SS 濃度初期値が，茨戸川底質で $250mg/L$ 近くであったのに対し，石狩川では $50mg/L$ 程度であったことが原因といえる．なお試験開始から最初の 1 日で SS・濁度ともに大きく低減し，その後は低減速度が低下，4 日経過以降は濃度低減は非常に緩

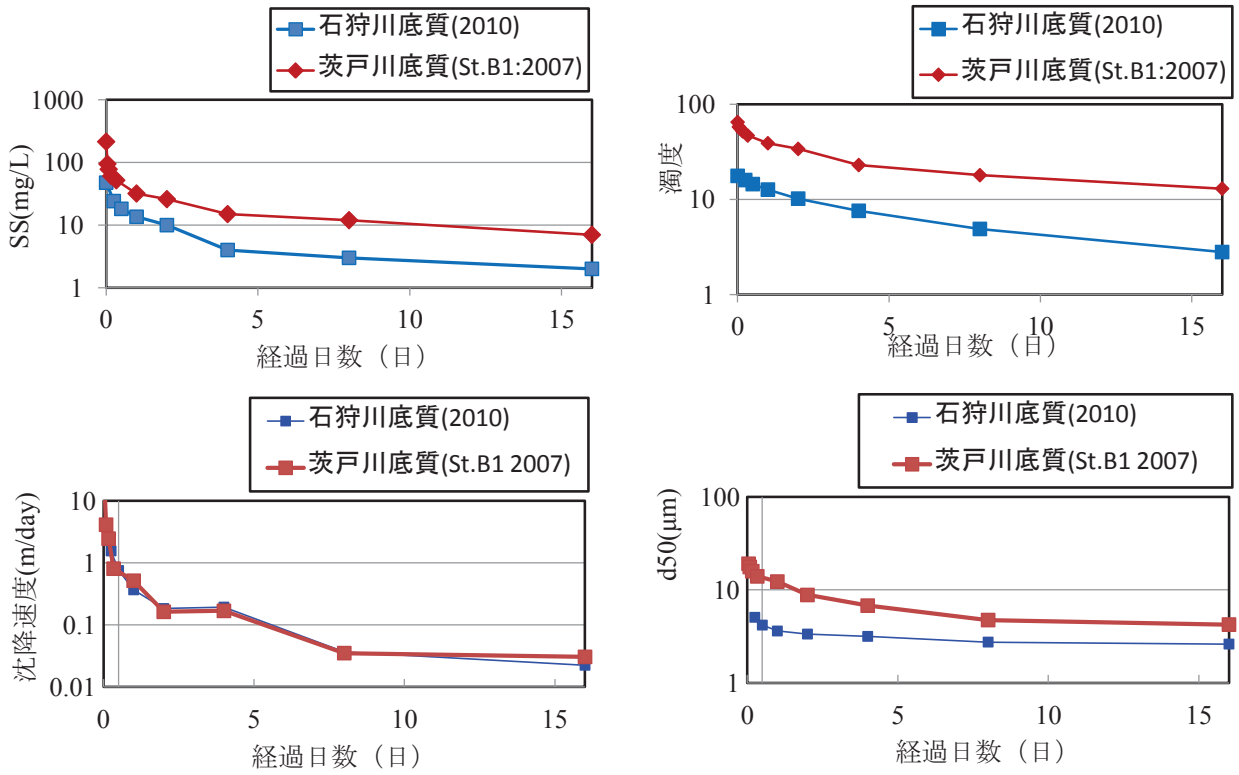


図 3.6: 沈降試験による粒径別 SS 濃度の経時変化（石狩川底質）

やかになっているのは，石狩川底質，茨戸川底質ともに共通している．

沈降速度は，試験開始から終了時まで，石狩川底質と茨戸川底質でほとんど同じ値をとりながら低減している．すなわち，石狩川底質，茨戸川底質ともに，試験開始直後から短時間で急速に懸濁物の沈降が進み，その後は沈降速度が次第に緩やかになる傾向は両者で共通している．

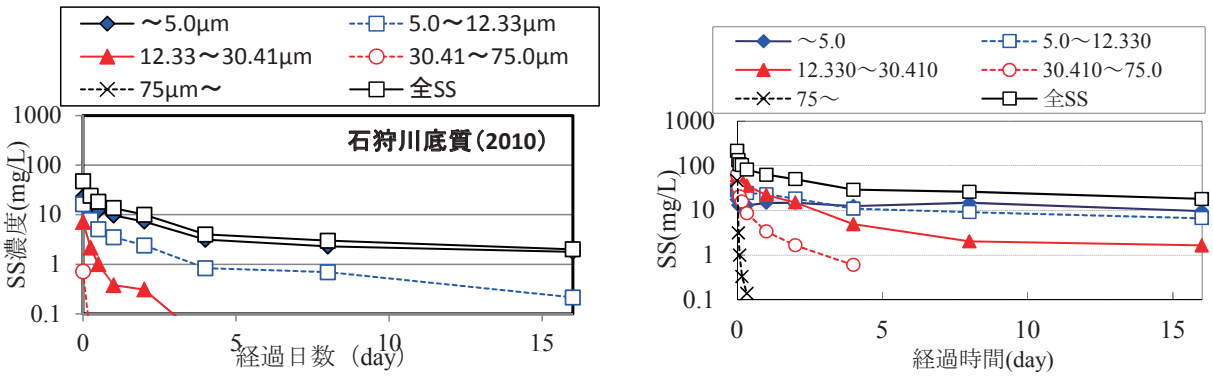
中央粒径は，石狩川底質，茨戸川底質ともに，試験開始以降次第に小さくなっていっており，沈降によって，より粒径の細かい成分が水中に残されていく．しかしながら，中央粒径の値は両者で大きな違いがある．石狩川底質の中央粒径は，試験開始時で $10\mu m$ 以下，試験終了時には $5\mu m$ 程度であった．一方，茨戸川底質の中央粒径は，試験開始時で $30\mu m$ 程度，試験終了時では $8\mu m$ 程度であり，試験開始・終了時での変化の幅は異なっている．

続いて，沈降による各粒径成分の低減過程の違いを検討する．図 3.7 は，石狩川下流で採取した底質の沈降過程における粒度分布の変化を，茨戸川と同様の粒径区分を行い評価した．

石狩川底質は，試験開始後 1 日で，$12.33\mu m$ 以上の成分が沈降した．その後，試験開始 4 日後までに，$12.33\mu m$ 以下の成分が徐々に沈降して濃度が低減し，4 日以降は $5\mu m$ 以下の成分が，SS の大半を占める．

なお，茨戸川底質では，試験開始から 2 日経過まで $12.33\sim30.41\mu m$ の SS 成分が，それよりも細かい粒径による SS 成分とほぼ同程度の濃度で変遷している．また石狩川底質に比べて，粒径の大きい成分の占める割合が大きい．

すなわち石狩川底質は，茨戸川底質と同様，時間経過とともに沈降が進行し，粒径は細かい成分に移行する．ただし，茨戸川では粒径が比較的大きいシルト成分が緩やかに沈降するのに対し，石狩川では粘土分に該当する成分が時間とともに確実に沈降する様子がみてとれる．



(a)石狩川底質（2010）　　(b)茨戸川底質（St.B3:2007年採取）

図 3.7: 沈降試験による粒径別 SS 濃度の経時変化（石狩川底質）

表 3.4: 沈降特性比較試験（St.B1：2008 年）

試料名	分析時刻
底質	開始時，4 時間，8 時間，1 日，2 日，4 日，8 日，14 日，26 日
河川水	開始時，4 時間，8 時間，1 日，2 日，4 日

3.3.3　底質と河川水との沈降形態の比較

茨戸川の底質は，巻上げ等による再浮上後は水中に懸濁し，時間の経過とともに沈積する．これまで行ってきた底質沈降試験は，底質が外力で強制的に撹拌された条件を想定したものであり，実河川では撹拌状況等は様々であるため，河川水懸濁物の沈降速度を実測で把握し，底質と河川水懸濁物の沈降特性の違いを明らかにしておく必要がある．

そこで底質とそれ以外の試料で，SS の低減過程や沈降速度，粒度組成の変化がどの程度異なるかを確認し，今回の底質沈降試験が実際の茨戸川での懸濁物沈降過程を踏まえたものになっているか検証する．

本節では，2008 年に茨戸川 St.B1 付近で，底質と表層河川水を同時採取して行った沈降試験結果を比較した．

(1) 試験条件及び試料

採取した試料の分析条件は，表 3.4 に示すとおりである．

St.B1 での底質ならびに河川水の採取は，2008 年 11 月に同時に行った．底質は，表層 20cm を乱さずに採取した．また，河川水は水面下 1m で採水している．

(2) 試験条件及び試料

次いで，沈降試験の結果を示す．

図 3.8 は，沈降試験による各時刻の底質及び河川水の SS 濃度，中央粒径 d_{50}，沈降速度 w_f を示したものである．

SS 濃度は，底質，河川水ともに，試験開始直後から最初の 2 日で急速に低減している．試験開始 2 日以降，底質沈降試験での SS 濃度の減少速度はそれまでに比べて緩やかとなった．この傾向は，2007 年

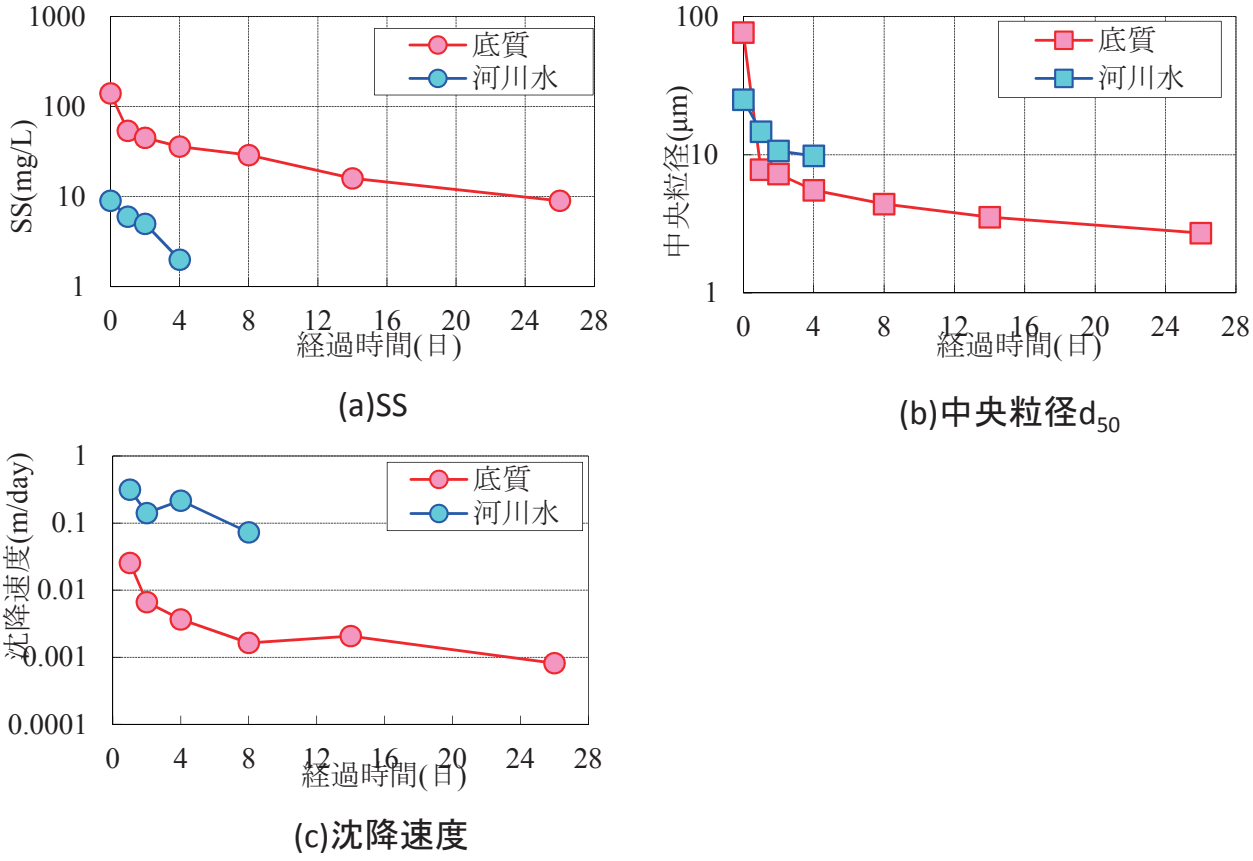


図 3.8: 沈降試験結果 (茨戸川 St.B1 底質，河川水：2008 年 8 月採取)

に採取した茨戸川底質沈降試験と共通している．河川水についても，表層・底質直上ともに SS 濃度は徐々に減少していくが，その減少速度は底質に比べると緩やかである．

中央粒径 d_{50} は，試験開始直後から 2 日までは底質が河川水に比べて大きい．試験開始 2 日目は，d_{50} は底質，河川水いずれでもほぼ同じ大きさになっている．試験開始 2 日以降は，d_{50} の大きさは，河川水が底質に比べて若干大きくなっている．

沈降速度 w_f は，底質，河川水ともに時間経過とともに沈降速度は小さくなっていく．底質では，1 日経過以後の沈降速度は 0.1m/day 以下となっており，その後もさらに沈降速度は低下を続ける．河川水についても，2 日経過後で $0.1m/day$ 程度になり，その後も同程度の沈降速度で推移している．

以上をまとめると，沈降試験開始から 2 日経過した状態では，底質沈降試験，河川水懸濁物沈降試験ともに，試料中の懸濁物の沈降速度・中央粒径はほぼ同じになっている．このことは，底質沈降試験では試験開始から 2 日経過後に，沈降せずに残存する懸濁物の特性が実河川とほぼ同じ状態に近づいており，試験開始から 2 日で底質巻上げによる懸濁物の大半が沈降完了したことが示唆される．

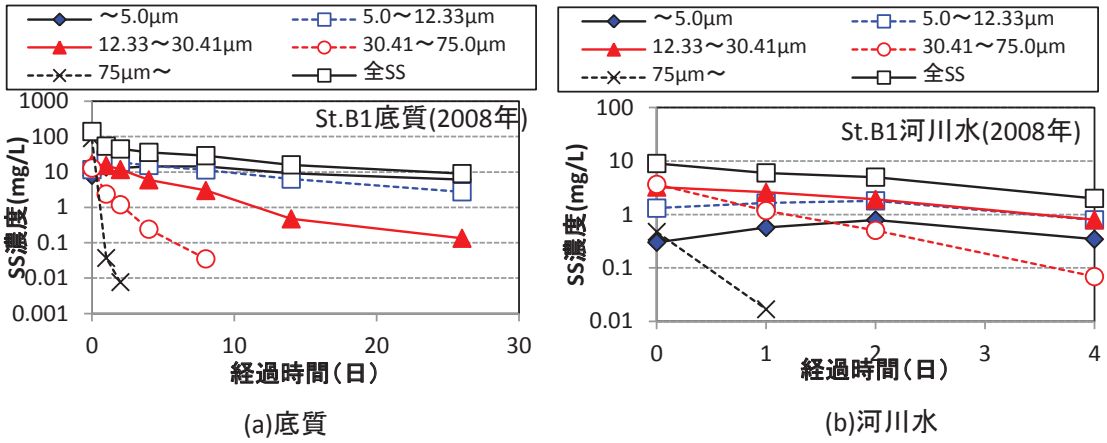
続いて，各検体の粒径別の沈降状況について考察する．

図 3.9 は，底質・河川水沈降試験時の粒径分布の変化から，粒径区分別の SS 濃度の時系列変化を求めたものである．

いずれの試料も，時間の経過とともに各粒径区分の SS 濃度は低下している．

粒径 $75\mu m$ 以上の成分は，底質，河川水ともに試験開始直後から急激に減少する．

底質の沈降過程をみると，粒径の大きいものは早期に沈降が進行し，時間経過とともに卓越する成分が粒径が小さいものに変遷していく．これは，2007 年の底質沈降試験での時間変遷と同様の傾向である．試験開始後 4 日までに，$30.41\mu m$ 以上の成分はほぼ消失し，$12.33\sim30.41\mu m$ の成分も試験開始 8 日ま



(a)底質　(b)河川水

図 3.9: 沈降試験結果 (茨戸川 St.B1 底質，河川水：2008 年 8 月採取)

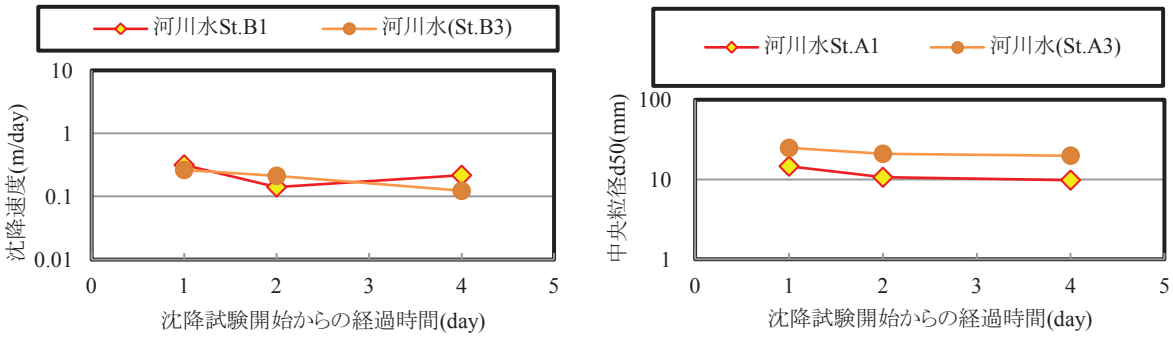


図 3.10: 沈降試験結果 (茨戸川河川水 St.B1,St.B3)

でほぼ消失している．8 日以降は，粒径がより細かい 12.33μm 以下の成分が，試料中の懸濁物の大半を占め，試験終了時（26 日経過後）には 5μm 以下の成分が主となった．

河川水については，試験期間中全体を通して，粒径区分 5～12.33μm ならびに 12.33～30.41μm の成分が高い割合を占めている．底質沈降試験の場合は 5μm 以下の成分が時間経過とともに卓越したが，河川水沈降試験では 5～12.33μm の成分が最も割合が高く，12.33～30.41μm のものがそれに次いでいる．

参考に，別地点での河川水の沈降特性についても述べる．図 3.10 は，St.B1 での河川水と，茨戸川 St.B3 で 2008 年に採取した河川水の沈降速度，中央粒径 d_{50} を，図 3.11 は St.B3 の粒径別 SS 濃度の低減過程を比較したものである．

沈降速度については，St.B1 と St.B3 で経時変化に大きな違いはなく，1 日～4 日までほぼ 0.2～0.3m/day となっている．中央粒径 d_{50} については，St.B1 は 10μm 前後で推移するのに対し，St.B3 では 20μm で変遷している．

粒径区分別でみると，St.B1 と St.B3 での粒度別での沈降特性や経時変化の特徴には大きな違いはない．しかし St.B3 では，試験終了時まで 12.33～30.41μm の成分が卓越し，St.B1 よりも粒径の大きい成分が水中に残留し続けていることがわかる．

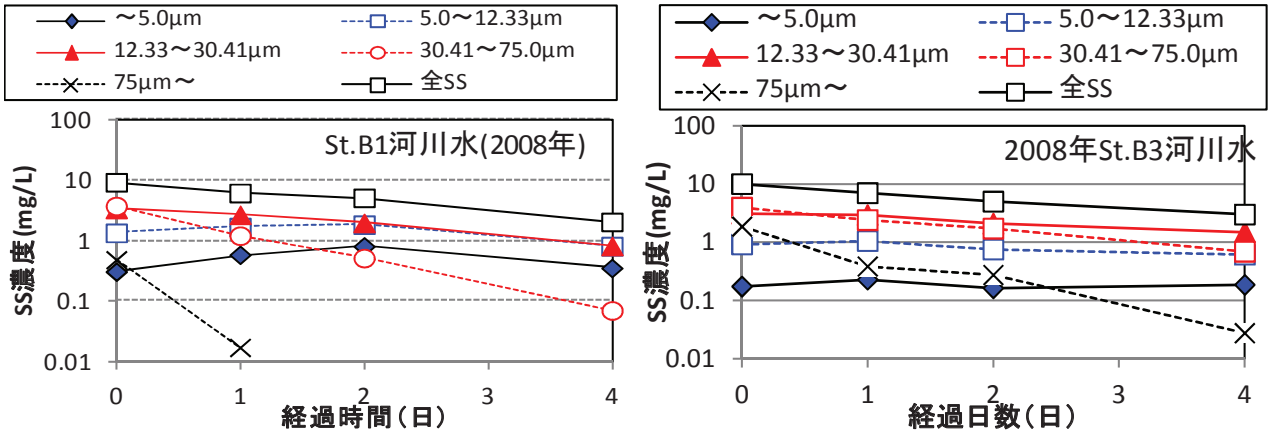


図 3.11: 粒度の時間変化 (茨戸川河川水 St.B3)

3.4　沈降速度の定量化

続いて，SS 沈降試験により得られた懸濁粒子の沈降速度について，定量化を行う．

単一粒子の沈降速度の評価には，Stokes の沈降速度が広く用いられる．また，複数粒子が存在する場合は，粒子間の干渉を考慮した沈降速度も提案されている [10]．これらの手法は，粒子の密度ならびに粒径に応じて沈降速度が決まる．

一方，各水域の濁水中には，多数の懸濁粒子が様々な形状，粒径，密度で存在している．これらの懸濁物総体での沈降速度は，粒子の密度ならびに粒径で評価するのが妥当と考えられる．

なお，沈降速度を粒径をパラメータとして評価するには，各試料を代表する粒径を定義する必要がある．本研究では，SS 沈降試験の代表粒径は，採水試料の粒度分布の中央値 d_{50} を採用し，今後の検討を進める．

3.4.1　沈降速度と代表粒径の関係

(1) 底質

図 3.12 は，2007 年に茨戸川及び流入河川である創成川下流端で採取した底質の沈降試験から算定した沈降速度 w_f と，採取試料の d_{50} との関係を示したものである．ここでは，一般的な土粒子の挙動との違いを比較するため，石狩川 KP15.0 左岸河岸部に堆積した土砂（2010 年 11 月採取），密度が土粒子でかつ球形を想定した場合の Stokes の沈降則による単一粒子の沈降速度も併せて示す．

まず茨戸川の底質沈降形態と，d_{50} の関係について考察する．

底質の沈降速度は，試料採取場所による傾向の違いはみられず，St.B1，St.B2，St.B3 いずれの地点でも，沈降速度と d_{50} の関係はほぼ同一であった．すなわち茨戸川の底質沈降速度は，地点に関係なく同一の式で表現可能なことを示唆している．

底質沈降試験の d_{50} は，概ね 5〜30μm の範囲に分布している．これは d_{50} が 30μm 以上の粒子は試験開始から数時間以内にほとんど沈積してしまい，その後は粒径の大きい成分から順に沈積していったためである．

続いて石狩川底質と d_{50} の関係を，茨戸川底質と比較してその特徴について考察を行う．

石狩川底質の沈降速度についても，茨戸川底質と同様，d_{50} のべき乗により表現可能であることがわかる．

しかし，同一の d_{50} に対して比較すると，石狩川底質の沈降速度は茨戸川底質と比べて 1 オーダー近く大きい．すなわち石狩川底質には、粒径が細かくても早期に沈降する成分が卓越することを示す．また，石狩川底質については d_{50} は，概ね 5〜30μm の範囲に分布しており，試験期間中全体を通して茨戸川よりも粒径の細かい成分が占める割合が高い．

(2) 底質と河川水の比較

図 3.13 は，茨戸川底質と河川水について，沈降速度と採水試料の中央粒径 d50 の関係を整理したものである．

河川水についても底質と同様，d_{50} が大きいほど沈降速度も大きくなる傾向がうかがえる．ただし，河川水の採取箇所によって，両者の相関はやや異なる．上流側である St.A1 では，河川水の沈降速度は底質と比べて若干小さいものもあるが，全体的にほぼ近い値ととっている．しかしながら，下流部にあたる St.A3 では，河川水沈降速度は，同地点での底質沈降速度に比べると，1 オーダー以上小さいものも散見される．

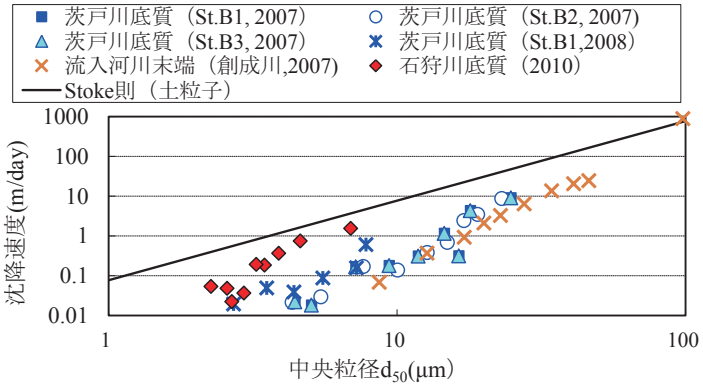


図 3.12: 沈降速度と d_{50} の関係（茨戸川底質・石狩川底質）

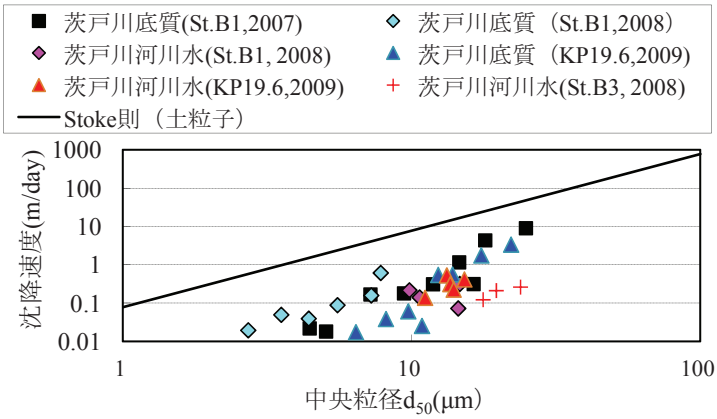


図 3.13: 沈降速度と d_{50} の関係（茨戸川底質・河川水比較）

セジメントトラップの捕集沈降物から算定した沈降速度は，同一の d_{50} による底質の沈降速度に比べると小さいものの，一部のデータを除いてその違いは 1 オーダー以内である．河川水の懸濁物の d_{50} は，20〜30μm に集中している．

図 3.14 は，茨戸川底質及び河川水懸濁物の沈降試験で得られる沈降速度及び懸濁物の中央粒径を，試験開始から時系列でその変動を整理したものである．試験開始から 2 日後までの底質の沈降速度は河川水沈降速度と比べて若干大きい値を示しており，これは試験開始すなわち再浮上した底質の沈降形態が平水時の河川水沈降形態に近似するのに 2 日要することを示す．以上から，底質巻上げに由来する懸濁成分がほぼ沈降するには，約 2 日間を要するといえる．このときの濁質の中央粒径 d_{50} は，底質，河川水懸濁物ともに約 10μm であることがわかる．

3.4.2 SS 沈降試験と他手法による沈降速度の比較

SS 沈降試験による沈降速度は，懸濁粒子の沈降過程における汚濁負荷量の低減から算出している．そのため，個別の粒子沈降過程を追跡したものではなく，あくまで水中懸濁粒子の粒度分布が変化する中で，沈降速度がどのように変化するかを検討したものである．

そこで本節では，個別粒子の動態と沈降速度算出に及ぼす影響についても若干考察する．画像解析により算出した個別粒子沈降速度と粒径の関係式を求め，SS 沈降試験で得られた沈降速度と代表粒径の関

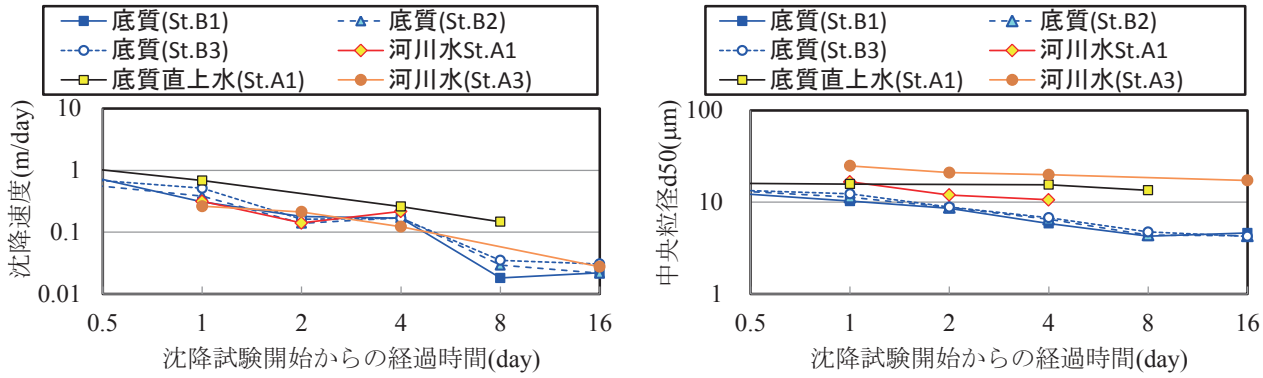


図 3.14: 沈降速度及び d_{50} の試験期間中の変化（茨戸川底質・河川水比較）

係との検証を行う．細粒分の多い土砂を用いた沈降試験は，小田らによるベントナイト沈降試験のほか，山崎らによる河口域土砂によるもの [6]，島田らによるダム貯水池内の堆積土砂によるもの [7] がみられる．今回はこれらの事例も参考に，試験を行った．

実際の粒子は球形ではないため，画像解析から得られた球相当径を，小田らの方法に従って算出，換算した [5]．個別粒子の粒径 $d(\mu m)$ と沈降速度 w_f (m/day) の関係は，式 (3.4) に示すとおりである．

$$w_f = 5.44 d^{0.37} \tag{3.4}$$

図 3.15 に，画像解析から得られた沈降速度と粒径の関係を示す．ここでは比較のため，茨戸川で 2007 年に採取した底質による SS 沈降試験で得られた沈降速度と d_{50} の関係，及び 2005〜2007 年にかけて St.A1，St.A2 で実施したセジメントトラップによる沈降速度と捕集物の d_{50} の関係を示す．

粒径沈降速度は，粒径のべき乗で表現されている．これは，過去に小田ら [5] がベントナイトを対象に行った試験，山崎ら [6] が石狩川河口域の堆積物で示した結果，島田ら [7] がダム貯水池の湖底堆積物で示した結果と同様の結果である．

底質沈降試験による沈降速度と比較すると，画像解析から得られた沈降速度は，粒径との関係式におけるべき乗が小さい．粒径が小さくなるにつれ，粒子追跡で得られた沈降速度は土粒子を想定した Stokes 則に近付いている．

沈降試験による沈降速度と，個別粒子の追跡による沈降速度の違いは，以下のとおり推測される．

画像解析による粒子軌跡の追跡は，沈降開始直後の粒子の動きを捉えている．すなわち粒径の小さいものについても，比較的早期に沈降する成分を捉えやすいと考えられる．一方，粒径の細かい成分では，梅田らの指摘にもあるとおり，濁質の長期化に寄与する成分であることから，沈降試験では長期間沈降しないものの沈積量を含めた評価となっている [3]．なお，粒径が大きい成分については，沈降試験では開始直後にほとんどが沈降により消滅していることから，d_{50} が $30\mu m$ を超過する部分はデータが得られていない．実際には，個別の粒子追跡で得られる沈降速度と，オーダー的には大きく違わない結果と推測される．

以上から，有機懸濁物など長期間懸濁することが推測される成分の沈降速度は，粒子個別の追跡では遅い沈降形態を評価することが困難である．このような試料では，沈降試験による正味の濁質負荷量低減から評価することが必要である．

なお採取された底質，河川水，ならびにセジメントトラップで捕集された懸濁物粒子の d_{50} は，概ね $20〜30\mu m$ である．そこで，代表粒径が $20〜30\mu m$ の範囲における沈降速度について，各方法で得られた沈降速度を比較する．底質沈降試験と画像解析で得られた沈降速度を比較すると，両者は比較的近い値を示している．

粒径 $20\mu m$ 以下の粒子については，画像解析による沈降速度は，SS 沈降試験による沈降速度よりも大

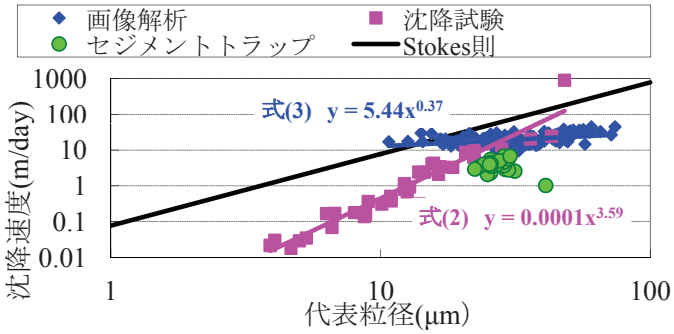


図 3.15: 沈降速度と d_{50} の関係（粒子追跡・沈降試験比較）

きい．粒径 $30\mu m$ 以上の粒子については，画像解析による沈降速度は，SS 沈降試験による粒子よりも大きい．

3.4.3 粒径と有効密度の関係

沈降速度を Stokes 則で表現する場合，粒子群の有効密度は粒径と相関があると考えられる．そこで，Stokes の沈降速度の式より，式 (3.5) により見かけの密度 ρ_s を算定した．

$$\rho_s = \frac{18\mu}{w_f g {d_{50}}^2} \tag{3.5}$$

ここで μ：水の粘性係数 (大気圧下，20 ℃)，w_f：沈降試験及び現地観測から得られた沈降速度，g：重力加速度，d_{50}：各試料中の懸濁物中央粒径である．

(1) 底質の比較（茨戸川・石狩川）

まず，再懸濁後の底質沈降時の密度について考察する．

図 3.16 は，SS 沈降試験から得られた茨戸川底質（2007 年採取）及び石狩川底質について，式 (3.5) から算定した見かけの密度 ρ_s と d_{50} の関係である．土粒子の標準的な密度（$=2650kg/m^3$）と比較すると，いずれの試料も密度は小さい．ρ_s が $1500kg/m^3$ 以上のものも若干みられるが，これは底質の沈降試験開始直後の試料である．この時期には，粒径が大きく早期に沈降する懸濁粒子が水中に占める割合が高く，見かけの密度が大きくなるためと考えられる．この時期を除いた ρ_s は $1200kg/m^3$ 以下が大半であり，d_{50} が $10\mu m$ 以下では，ρ_s は $1100kg/m^3$ 以下とさらに小さい値となっている．

(2) 底質・河川水の比較（茨戸川）

図 3.17 は，SS 沈降試験から得られた茨戸川底質・河川水懸濁物の見かけの密度と d_{50} の関係である．茨戸川底質の ρ_s は，d_{50} が $10\mu m$ 付近を境に特性が異なる．すなわち d_{50} が $10\mu m$ 以上では，粒径のべき乗による表現が可能である一方，d_{50} が $10\mu m$ 以下では密度はほぼ水に近い状態であり，ほとんど沈降しない状態に近い．

なお，捕集沈降物及び河川水の懸濁物は，同一の d_{50} での底質沈降試験での懸濁物よりもさらに密度が小さい傾向にあり，$1000\sim1100kg/m^3$（平均 $1060kg/m^3$）であった．

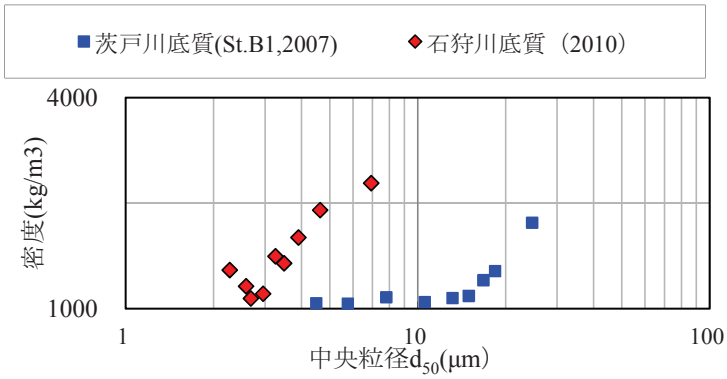


図 3.16: 見かけの密度と代表粒径（茨戸川底質・石狩川底質）

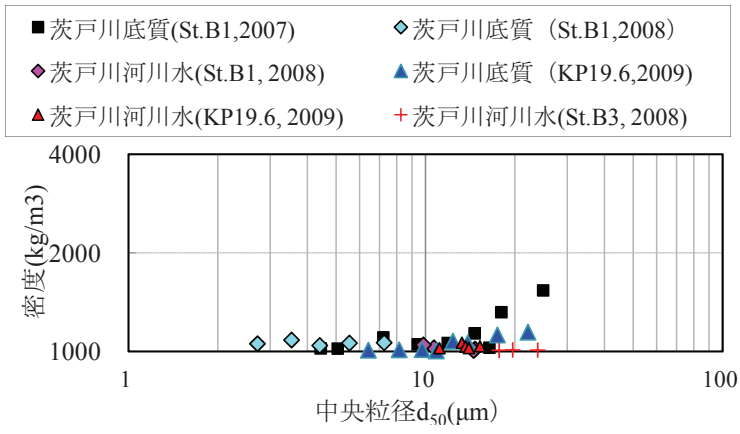


図 3.17: 見かけの密度と代表粒径（茨戸川底質・河川水）

3.5 沈降速度のモデル化

以上，ここまでの沈降試験結果ならびに沈降速度，懸濁物の密度算定結果をもとに，濁質予測モデルへの組み入れを念頭にモデル化を行う．

まず，懸濁物の沈降速度と中央粒径 d_{50} については，以下のとおり関係がみられている．

- 懸濁物の沈降速度は，懸濁物の中央粒径 d_{50} のべき乗で表現される．
- 懸濁物の沈降速度は，一般的な土粒子の Stokes 則による沈降速度と比べて 1 オーダー以上小さく，d_{50} が小さいほど，その差が大きい．
- 底質巻上げに由来する懸濁物成分は，巻上げ後概ね 2 日程度でほぼ沈積していると推測される．

また Stokes 則に従って算出した懸濁物の密度については，

- 懸濁物の密度は沈降速度と同じく d_{50} のべき乗で表現可能である．d_{50} が小さくなるにつれて懸濁物の密度は水の密度に近づき，d_{50} が $10\mu m$ 以下では，ほぼ水と同一の密度になる．

梅田ら [3] は，粒径ダム貯水池の細粒分沈積を対象として，$10\mu m$ を境界として，それ以上の粒径成分は Stokes 則に従った沈降形態，それ以下の粒径成分は非 Stokes 則的挙動を示し，以下の消滅率に従って懸濁成分が低減していくものとして，粒径に応じて挙動を分けて評価することを提案している．

そこで，本研究でもこの考え方を踏まえてモデル化を行う．

茨戸川の懸濁物沈降特性のモデル化は，底質沈降試験から得られた沈降速度と d_{50} の関係式を用い，d_{50} によって挙動の場合分けをした．以下にモデル化の流れを示す．

(1) まず Stokes 則により，水中を沈降する懸濁成分の密度を算出する．その結果，粒子の密度は，中央粒径 d_{50} が $10\mu m$ 以上のものについては，図 3.17 より導出した，式 (3.6) に従う．

$$\rho_s = 345{d_{50}}^{0.47}(10 \leq d_{50} < 75\mu m) \tag{3.6}$$

ここで，ρ_s：粒子の密度 (kg/m^3)，d_{50}：中央粒径 (μm) である．

(2) 式 (3.6) を粒径が大きい側に外挿すると，約 $75\mu m$ で土粒子の標準的な密度 $2650kg/m^3$ となる．沈降試験でも砂分に該当する粒径成分は試験開始直後に沈降，消滅していることから，$75\mu m$ 以上の粒子の密度は一様に，土粒子と同じ値を適用する．

$$\rho_s = 2650(d_{50} \geq 75\mu m) \tag{3.7}$$

(3)$10\mu m$ 以下の懸濁成分は，ほぼ水に近い密度で一定値とみなせる．ここでは，(1) で得られた式にスムーズに接続する値として，以下の式で与える．

$$\rho_s = 1060(d_{50} \leq 10\mu m) \tag{3.8}$$

ところで，底質巻上げに由来する成分は 2 日経過時でほぼ完了したと推定される．一方，今回の沈降試験で得られた中央粒径 d_{50} が $10\mu m$ 以下の沈降速度は，底質沈降試験開始から 2 日以上経過した値であり，底質が本来沈降する際の速度を実際よりも過小評価することとなる．

$10\mu m$ 以下の成分の沈降速度を考える場合は，SS 沈降試験での沈降速度と d_{50} の関係のみでなく，試験初期の $10\mu m$ 以下の成分の沈積過程も加味する必要がある．

ここでは梅田ら [3] の提案にある，一定粒径以下の成分を消滅率を用い，懸濁粒子の沈降等による減少を表現する仕組みを取り入れた．本モデルでも，同様の考え方を組み入れ，$10\mu m$ 以下の成分沈降は以下のとおり修正した．

$$\frac{\partial i}{\partial t} = -\gamma C_i \tag{3.9}$$

ここで C_i：粒径区分 i の SS 濃度，t：時間，γ：SS の減衰率である．

γ は，沈降試験による $10\mu m$ 以下の SS 成分減衰率を用いるものとする．ここでは $\gamma = 3.0 \times 10^7 (1/\mathrm{s})$ で設定した．なお，実際の計算時には，状況に応じて最適な値を設定するものとする．

なお $1\mu m$ 以下の粒子は，溶解成分として取り扱い，沈降モデルの対象外とする．これらの成分が，粒度組成全体に占める割合は 1%以下である．

以上．懸濁物の中央粒径 d_{50} というパラメータで，茨戸川全域での底質巻上げ後の沈降速度を表現するモデルを提案した．

3.6 結語

本章では，茨戸川の底質再浮上による懸濁物の沈降特性の把握と沈降速度を算定するため，底質を撹拌して再沈降させることで，風等による底質再懸濁後の沈降過程の再現と定量化を図った．また試験で得られた沈降速度のモデル化を行った．

以下に，本章で得られた結論をまとめる．

1. SS 沈降試験を行い，底質・河川水の粒径別の沈降形態を検証した．底質・河川水ともに，粒径が細かい成分ほど沈降による濃度低減が遅いことが確認された．

2. 閉鎖性水域である茨戸川底質と，本川である石狩川底質について，沈降形態を比較し，水滞留域である旧川の底質沈降特性の把握を行った．石狩川についても，茨戸川と同様，粒径の細かい成分がより遅く沈降する状況が確認された．一方，同一粒径では石狩川底質の懸濁物の方が，茨戸川と比べて 1 オーダー程度早く沈降が進んでいることを確認した．

3. 茨戸川の底質沈降試験を河川水沈降試験と比較したところ，試験開始当初は粒径，沈降速度ともに大きかったが，試験開始後約 2 日で両者の d_{50}、密度はほぼ同じであり，底質巻上げに由来する成分は最初の 2 日間でほぼ沈降したと推定される．

4. 懸濁物の沈降速度を定量化することを試みた，沈降試験での観察結果を踏まえ，沈降速度から粒子の密度を算出し，懸濁物の中央粒径 d_{50} をパラメータとして表現した．

5. 中央粒径 d_{50} が $1\mu m$ 以上の成分を対象として，d_{50} に応じた底質沈降速度の式を提案した．(1)d_{50} が 10〜$75\mu m$ の成分は，d_{50} に応じた粒子密度を算定，(2)d_{50} が $75\mu m$ 以上の成分は土粒子の密度を設定，(3)d_{50} が $10\mu m$ 未満の成分については，梅田らに倣い [3]，消滅率も考慮した沈降モデルを提案した．

参考文献

[1] 中村俊六，足立昭平 : 濁水化貯水池における濁質粒度の変動，土木学会論文報告集第 279 号，61-68，1978

[2] 堀田哲夫，東海林光，山下芳浩，陳飛勇 : 貯水池濁水予測における濁質粒径の取り扱いに関する一考察，水工学論文集第 49 巻，1123-1128，2005

[3] 梅田信，富岡誠司 : ダム貯水池における洪水時濁水シミュレーションモデルの開発，平成 14 年度ダム水源地環境技術研究所所報，3-17，2003

[4] 水理公式集平成 11 年版，p387

[5] 小田一紀，宋元平，芝村圭，農元充 : 塩水中における微細土粒子の凝集・沈降過程に関する研究－ベントナイトをモデルとして－，海岸工学論文集，第 46 巻，981-985，1999

[6] 山崎真一，森田真郷，山下俊彦 : 河川水中の懸濁粒子の海水混合による凝集・沈降特性，海岸工学論文集第 50 巻，961-965，2003

[7] 島田友典，吉川泰弘，渡邊康玄 : 2003 年 8 月沙流川洪水時の二風谷ダム湖内の土砂移動，水工学論文集第 49 巻，919-924，2005

[8] 西村尚哉，TOUCH NARONG，駒井克昭，日比野忠史 : 有機性状を考慮した有機懸濁物質の沈降速度のモデル化，土木学会論文集 B2（海岸工学）Vol. B2-65，No.1，1151-1155，2009

[9] 松尾友矩，大垣真一郎，浅野孝，宗宮功，丹保憲仁，村上健監訳 : 水質環境工学－下水の処理・処分・再利用－，技法堂出版，174，1993

[10] 川村一郎著 : 土砂水理学，森北出版

第4章　旧川の水質予測手法構築に関する研究

4.1　序論

旧川をはじめとした閉鎖性水域における水質改善策の検討や効果の推定に当っては，限られたデータをもとに，現在の水質の特性や，将来的な水質変動を適切に把握していかなければならない．その過程において，水質予測シミュレーションは，大きな役割を果たしている．

閉鎖性水域の水質予測シミュレーションでは，数多くの水理・水質計算モデルに関する研究がされてきた．特にダム貯水池では，濁水の挙動予測を目的として古くから多くの研究がなされている．先駆的事例として安芸らによる 1 次元モデルによる水質鉛直分布の推定に始まり [1]，計算機の発達とともに鉛直方向の水質・流動を解く鉛直 2 次元モデルが構築された [2]．さらには横断方向への流れや物質輸送を解析するために 3 次元モデルが構築され [3]，多くの水域にも適用されてきた．3 次元モデルも静水圧近似ではなく，非静水圧での挙動を解析可能とするものも多く開発され，風による

現在，水理・水質予測モデルの基本部分はほぼ完成し，計算も高精度化している．動植物プランクトンや水域内の生態系変化を解析する生物モデルについても，各水域の特性を考慮することで，多くの事象の再現がなされている．

旧川を対象にした水質予測モデルに関する研究も行われている．本研究のフィールドである茨戸川を事例としたものとしては，本川（石狩川）との分合流を考慮した 1 次元水理モデルが，郡ら [8] により構築されている．濱原らは，郡らのモデルに茨戸川での栄養塩動態と植物プランクトンの消長を組み入れた，1 次元ボックスモデルを構築した [9]．杉原らは，茨戸川の水質鉛直方向の分布を考慮するため，鉛直 2 次元モデル [11] による水質変動予測手法を構築した．これらのモデルによる計算結果は，長期の水質変動予測や水質改善事業の効果検討等，実務面にも用いられている [11]．また，3 次元モデルを用いた旧川の水質解析の事例として，Chao らによるミシシッピー川の旧川を対象に行ったものがある [12]．

ところで，閉鎖性水域の水質変動の予測において，底質の挙動，特に底質からの巻上げによる汚濁負荷供給ならびに浮上後の濁質沈積による低減過程の評価は，計算精度において無視できない項である．第 2 章及び第 3 章において，茨戸川の底質挙動，特に懸濁粒子の沈降過程の把握と沈降速度の定量評価に向け，沈降試験結果を積み重ねて検討を進めてきた．これは，第 2 章で述べたとおり，底質巻上げ量の算出精度は，水中に浮遊する懸濁粒子の沈降速度に依拠するためである．

これら課題点を踏まえ，本研究では，場所ならびに外力変化に応じた底質巻上げ量を設定するとともに，懸濁粒子の沈降過程を考慮した底質挙動モデルを組み入れた，水質予測シミュレーションを行った．まず底質からの濁質供給や沈積過程等，鉛直方向の変化を解析するため，静水圧鉛直 2 次元モデルによりモデルの感度分析や現象の再現性検討を行った．また，平面方向への流れや濁質の挙動を解析するため，静水圧 3 次元モデルによる旧川の水質計算を行った．

モデルの現地再現結果検証によりその適用性を検討するとともに，計算により旧川における風と底質巻上げ，濁度変動の関係について特性を検証した．最後にモデル適用に関する総合的考察を行い，特徴的な水域である旧川の水質予測や管理に適するモデルのあり方について述べる．

表 4.1: 計算で設定した底質粒度分布と区分

区分番号 i	粒径区分 (μm)	代表粒径 (μm)	相対粒子量 p_i
1	1.0〜14.4	7.7	0.1
2	14.4〜24.4	19.4	0.1
3	24.4〜36.8	30.6	0.1
4	36.8〜52.8	44.8	0.1
5	52.8〜71.5	62.2	0.1
6	71.5〜365.0	75.0	0.5

4.2 鉛直 2 次元水質予測モデル及び現地再現計算

まず，第 2 章・第 3 章における底質挙動の把握と考察，定量化の結果を踏まえ，旧川を対象とした鉛直 2 次元水質予測モデルを構築する，また構築したモデルを用い茨戸川の現地水質変動の再現計算を行い，再現性や適用性について検証を行う．

計算に適用する水質予測モデルでは，水質の鉛直分布が表現できること，横断形状もある程度考慮可能なことが必要となる．また，旧川内の流れは一般に緩やかであることから，流れの計算では静水圧近似が可能と考えられる．本研究では，土木研究所で開発されたダム貯水池を対象とした鉛直 2 次元静水圧モデル [2] をベースとする．

4.2.1 底質・懸濁物の挙動モデル化

本節では，第 2 章，第 3 章で解明された底質の挙動（巻上げ・沈降）の 2 次元，3 次元両モデルへの組み入れについて述べる．

(1) 粒径区分

底質巻上げ及び沈降速度は，第 2 章及び第 3 章で設定したモデルを用いる．堀田らの研究 [7] から，細粒分の多い閉鎖性水域の濁質変動を適切に予測するには，粒径を区分する必要がある．そこで本研究でも，底質巻上げ量及び沈降速度の評価において，底質・懸濁質の粒度分布を考慮する．

底質表層の粒度分布は，2005 年（St.A1，St.A2：各地点で 7〜9 月に 3 回採取した結果の平均値），2006 年（St.A1：各地点で 7〜10 月に採取した結果の平均値）に採取した底質表層材料からレーザー回析・散乱法で算出した．ここでは，以下の表 4.1 に示すとおり分類した．

粒径区分は，粒径が小さい方から累積相対粒子量が 0.1 刻みに増加するよう，各区分の粒径範囲を選定している．砂に該当する概ね 75μm 以上の成分は，前章の沈降試験においても短時間で沈降が完了している．そのため，土粒子を想定した Stokes 則で速やかに沈降するものとして取り扱った．

各粒径の代表粒径 d_i は，以下の式で表している．

$$\log d_i = 0.5 \left(\log d_{imin} + \log d_{imax} \right) \tag{4.1}$$

ここで d_{imin}：各粒径区分の粒径下限値，d_{imax}：各粒径区分の粒径上限値である．ただし後述するとおり，最小及び最大の粒径区分では，d_i は別途設定している．

図 4.1 に，底質表層の実測粒度分布（2006 年 St.A1）と計算における設定値を示す．

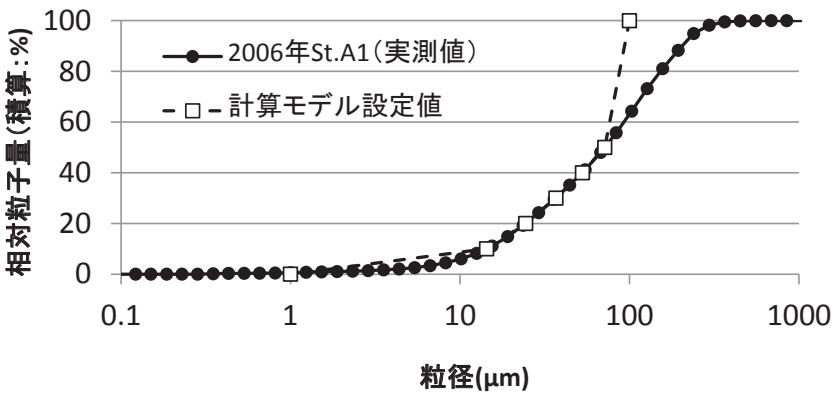


図 4.1: 底質表層の粒度分布（計算モデル設定値）

(2) 底質巻上げ

混合粒径を考慮した底質巻上げ量は，底質を構成する材料の粒度組成に比例し，以下のとおり設定した．

$$E_i = p_i \times E \tag{4.2}$$

ここで E_i : 粒径区分 i での底質巻上げ量，p_i : 粒径区分 i での粒径頻度，E : 底質巻上げ量の全量である．$1\mu m$ 以下の粒径区分に該当する成分は，ほぼ溶解状態にあるものとし，SS 収支計算では除外した．なお，$1\mu m$ 以下の成分は，採取した底泥表層の粒径区分に占める割合は 0.2%程度であった．

鉛直 2 次元モデルでは，底面近傍の流速評価を精度よく行うことには限界があると考え，底質巻上げ量の評価に当たっては，風速を指標とし，場所及び時期別で場合分けした底質巻上げモデルで評価する．

(3) 沈降速度

混合粒径を考慮した沈降速度は，第 3 章の沈降試験結果に基づき，以下のとおり設定した．

- d_i が粒径 1〜$75\mu m$ に属する粒径区分の成分（表 4.1 では i=1〜5）は，代表粒径に応じて各粒径区分で粒子密度を設定する．
- d_i が $10\mu m$ 以下の成分は，粒子の密度 ρ_s を一定 $(=1060kg/m^3)$ に設定するとともに，懸濁粒子の消滅率 γ（第 3 章で実施した河川水 SS の沈降試験での実測に基づき，$\gamma = 3.0 \times 10^{-7}(1/\mathrm{s})$) を考慮する．
- 粒径区分が $75\mu m$ 以上の成分（表 4.1 では区分番号 i=6）は，d_i は $75\mu m$ とし，粒子の密度は土粒子と同じ $2650kg/m^3$ で設定する．(粒径 $75\mu m$ の粒子は，概ね $450m/day$ となり，試験開始後数時間以内で砂分が消滅した沈降試験結果と同じ傾向を表現可能である.)
- 粒径区分が $1\mu m$ 以下の成分は，浮遊成分として扱い，計算では考慮しない．この成分は底質表層全体の 0.2%と非常に少ないため，計算対象からも除外する．

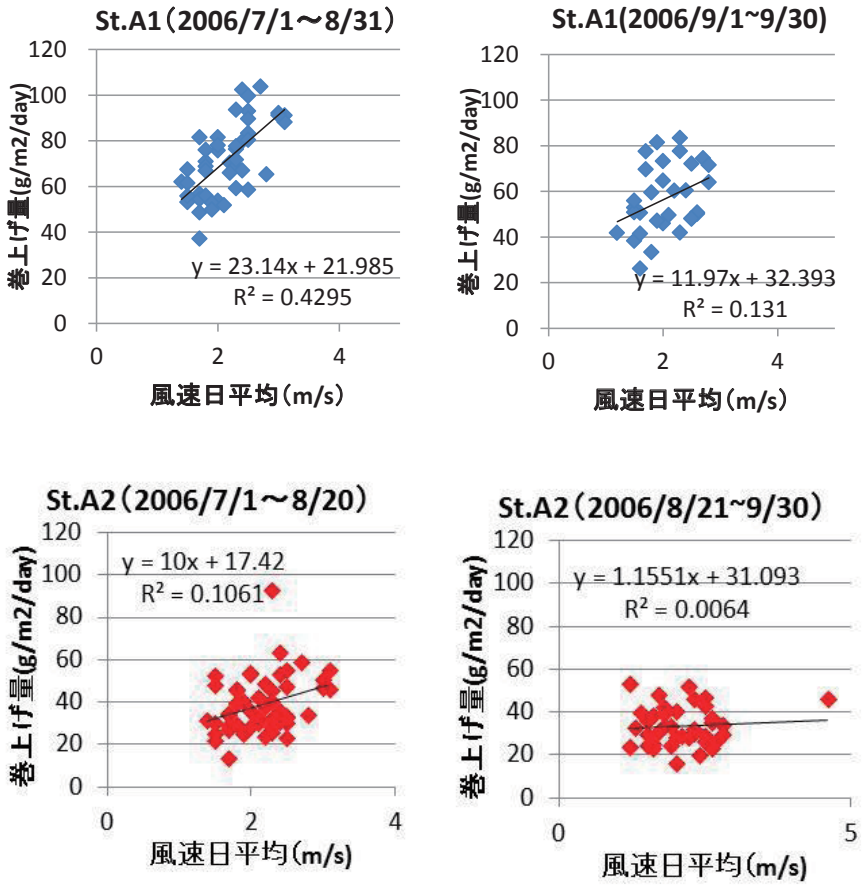


図 4.2: 鉛直 2 次元モデルによる底質巻上げ量の設定方法

4.2.2 基礎方程式

2 次元鉛直モデルの基礎方程式は，土木研究所による鉛直 2 次元解析モデル [2] 及び杉原ら [11] が茨戸川を対象とした予測モデルを用いた．底質の浮上，水中懸濁物の沈降を混合粒径で考慮するため，濁度計算式の付加項を一部改変している．以下に基礎式を示す．

連続式：

$$\frac{\partial(uB)}{\partial x} + \frac{\partial(wB)}{\partial z} = 0 \tag{4.3}$$

x 方向運動式：

$$\frac{\partial(uB)}{\partial t} + u\frac{\partial(uB)}{\partial x} + w\frac{\partial(uB)}{\partial z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial(Bp)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\left(D_{mx}B\frac{\partial u}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{mz}B\frac{\partial u}{\partial z}\right) \tag{4.4}$$

z 方向運動式：

$$0 = -g - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} \tag{4.5}$$

水温輸送拡散方程式：

$$\frac{\partial(TB)}{\partial t} + u\frac{\partial(TB)}{\partial x} + w\frac{\partial TB}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_{tx}B\frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{tz}B\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \frac{\phi B}{\rho c_p} \tag{4.6}$$

濁質輸送拡散方程式：

$$\frac{\partial(C_mB)}{\partial t}+u\frac{\partial(C_mB)}{\partial x}+(w-w_{f_m})\frac{\partial(C_mB)}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial x}\left(D_{cx}B\frac{\partial C_m}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{cz}B\frac{\partial C_m}{\partial z}\right)+\frac{S_fB_f}{h\Delta z}-\gamma C_mB \tag{4.7}$$

ここに x：流下方向座標（下流向きが正），z：鉛直方向座標（上向きが正），B：計算セルの横断幅，u，w：x 及び z 方向の流速，w_{f_m}：粒径区分 m での代表粒径に対する沈降速度，ρ：水の密度，g：重力加速度，p：圧力，D_{mx}, D_{mz}: x，z 方向の運動式拡散係数，T：水温（℃），D_{tx}, D_{tz}： x，z 方向の水温拡散係数，Φ：水面でのエネルギー収支 (W/m^2)，c_w：水の比熱 (=4180$J/K/kg$)，C_m：粒径区分別の SS 濃度 (mg/L)，S_{f_m}：単位面積当たりの底面からの物質供給量，B_f：各計算格子のうち，底層と接する部分の幅，γ：粒子の消滅係数 (1/s)（粒径区分が 10μm 以下の成分のみ），D_{cx}, D_{cz}: x，z 方向の濁質拡散係数である．

・境界条件（連続式）

運動学的条件から，水位 H は以下の式から算出される．

$$w_s=\frac{\partial H}{\partial t}+u_s\frac{\partial H}{\partial x} \tag{4.8}$$

ここに，u_s，w_s：表層計算格子の x，z 方向の流速，H：水位である．

・境界条件（運動式）

a) 表層

表層では，鉛直方向の拡散項は以下のとおり風によるせん断応力 τ_w として評価される．

$$D_{mz}\frac{\partial u}{\partial z}|_{z=H}=\tau_w \tag{4.9}$$

風によるせん断力は，表層部の計算格子にのみ，以下の式で与える．

$$\tau_w=\rho_aC_fW^2\cos(\theta_w-\theta_s) \tag{4.10}$$

ここで τ_w：風による表面せん断力，ρ_a：空気の密度 (=1.2kg/m3), W：石狩アメダスデータによる上空 10 mの風速，θ_w：風向，θ_s：河道の流下方向である．

C_f は以下の式で表わされる [17].

$$C_f=\begin{cases}(1.29-0.024W)\times10^{-3} & (W<8m/s)\\ (0.581+0.063W)\times10^{-3} & (W\geq8m/s)\end{cases} \tag{4.11}$$

b) 底層

底面に接する部分の鉛直方向の拡散項は以下のとおり底面せん断力 τ_b として評価される．

$$D_{mz}\frac{\partial u}{\partial z}|_{z}=\tau_b \tag{4.12}$$

$$\tau_b=\rho\gamma_bU^2 \tag{4.13}$$

ここで，τ_b：底面せん断力，U：底面での流速絶対値，γ_b：底面摩擦係数（=0.0026）である．

・境界条件（水温輸送拡散方程式）

a) 表層

まず水温輸送拡散方程式の境界条件のうち，大気と接する表層での条件について述べる．ここでは濱原ら [9] による 1 次元計算モデルで用いられた手法を用い，以下の式で与える．

$$\Phi = \frac{A}{\rho c_w}\left\{(1-\alpha)\,S\downarrow + L\downarrow - \epsilon\sigma T^4 - H - lE\right\} \tag{4.14}$$

ここで，$S\downarrow$：全天日射量，$L\downarrow$：下向き長波放射量，A：水面の面積，ρ：水の密度 (=1000kg/m^3)，T：絶対温度による水温 (K)，α：水面のアルベド (=0.1)，ϵ：射出率 (=1.0)，σ：Stephan-Boltzmann 定数 (=5.67 $\times 10^{-8}$ $W/m^2/K^4$)，H：顕熱 (W/m^2)，lE：潜熱 (W/m^2) である．

下向き長波放射量は以下の式で表す.

$$L\downarrow = \epsilon\sigma T^4\left\{1-\left(1-\frac{L_d\downarrow}{\sigma T^4}\right)C\right\} \tag{4.15}$$

$$L_d\downarrow = \left(0.74+0.19x+0.07x^2\right)\sigma T^4 \tag{4.16}$$

$$x = log_1 0 {u_t}^* \tag{4.17}$$

$${u_t}^* = 0.14 e_a \tag{4.18}$$

$$e_a = e_{sat} \times RH/100 \tag{4.19}$$

$$e_{sat} = 6.107 \times 10^{7.7T/(237.3+T)} \tag{4.20}$$

$$D = N/N_0 \tag{4.21}$$

$$C = \begin{cases} = 0.826D^3 - 1.234D^2 + 1.135D + 0.298 (0 < D \leq 1) \\ = 0.2235 (D = 0) \end{cases} \tag{4.22}$$

ここで，$L_d\downarrow$：晴天時の下向き長波放射量，${u_t}^*$：有効水蒸気量 (cm)，e_a：水蒸気圧，e_{sat}：飽和水蒸気圧，RH：相対湿度 (%)，C:雲量の関数，N:日照時間，N_0：可照時間，D：日照率である．

顕熱 H は以下の式から求める．

$$H = C_P \rho_a C_H W (T - T_a) \tag{4.23}$$

$$\rho_a = 1.293\left(\frac{273.15}{273.15+T_a}\right)\left(\frac{P}{1013.25}\right)\left(1-0.378\frac{e}{P}\right) \tag{4.24}$$

ここで，C_P：空気の定圧比熱 (=1004J/kg/K)，ρ_a：空気の密度，C_H：バルク定数，W：風速，T：水温 (K)，T_a：気温 (K) である．

潜熱 lE は以下の式から求める．

$$lE = l\rho_a \beta C_H W(e_{sat} - e_a)\left(\frac{0.622}{P}\right) \tag{4.25}$$

$$l = 2.5 \times 10^6 - 2400T \tag{4.26}$$

ここで，l：蒸発潜熱，β：蒸発効率 (=1.0)，P:大気圧である．

b) 底層

続いて，底層での鉛直方向の水温輸送拡散の境界条件について述べる．

底層の鉛直方向拡散は，河川水の水温と底質中の地下水の水温勾配により計算する．通常，地下水温は河川の水温と比べて年間の変動は小さく，夏季の地下水温は河川水温に比べて低いことが一般的である．各計算格子において，河川水と河床（＝底質）が接する部分では温度の鉛直方向拡散が生じ，その評価は，以下のとおり表現される．

$$D_{Tz}\frac{\partial T}{\partial z}|_z = D_{Tg}(T_{i,j} - T_{gnd})/\delta z \tag{4.27}$$

ここで，D_{Tg}：地下水温と河川水の間の熱伝導係数，$T_{i,j}$：計算格子 (i,j) における水温，T_{gnd}：地下水温，δz：鉛直方向計算格子間隔である．

地下水温 T_{gnd} は，濱原らのモデルで用いられている 11 ℃を期間中一定として設定した [9]．地下水温と河川水の間の熱伝導係数 D_{Tg} は，横山らが筑後川感潮域の底泥に水温計を設置した観測から得られた係数 [15] をもとに設定した．

・境界条件（濁度輸送拡散方程式）

表層での濁質供給はないため，濁質の輸送拡散に関する境界条件は，底面からの巻き上げのみ考慮することとする．

ここでは以下のとおり設定した．単位面積当たりの底面からの物質供給量 S_{f_m} は，第 3 章で検討した単位面積当たり底質巻上げ量を，各計算格子のうち，底層と接する面積に応じて付与する．

4.2.3 計算条件

計算条件を以下の表 4.4 に示す．

図 4.3 は，今回対象とした計算領域である．今回の計算は，湖内の水質のうち，底質巻上げ現象とそれに伴う濁質の低減過程の再現性を主な目的としている．そこで計算対象域も，主要な流入河川がなく，流域からの汚濁負荷流入が水質に大きく影響を及ぼさないと考えられる，上部湖盆・中部湖盆を対象域とした．計算領域の上流端は上部湖盆末端，下流端は狭窄部（観音橋）である．

図 4.4 は，今回の計算に用いた格子形状である．計算格子は水平方向に 100m 間隔（81 分割），鉛直方向には 0.5m 間隔（26 分割）で分割した．なお表層部のセルの鉛直方向幅は，現地水面の変動に対応して変化させるものとした．

流出入の境界条件であるが，上流端である上部湖盆末端は，堤防により石狩川本川から締め切られており，流出入河川や樋門もない（※ 2005～2008 年当時：2010 年に導水樋門が完成し，現在はこの樋門を通じて石狩川から日最大 $86400m^3$ 導水可能である）ことから，流出入流量は 0 としている．下流端は

表 4.2: 2 次元鉛直計算の条件一覧

対象区間	茨戸川上部湖盆・中部湖盆 （全長 8.2km，水面幅 200〜500m）
対象時期	2005 年 7 月 1 日〜9 月 30 日 2006 年 7 月 1 日〜9 月 30 日
計算格子	主流方向に 82 分割（Δs =100 m） 鉛直方向に 26 分割（Δz =0.5 m）
境界条件	上流端：Q_{in} = 0（流出入なし） 下流端：茨戸水位観測所の実測水位
初期条件	水温，SS を領域内で一様分布になるよう設定



図 4.3: 鉛直 2 次元モデル計算領域（国土地理院刊行 5 万分 1 地形図に加筆）

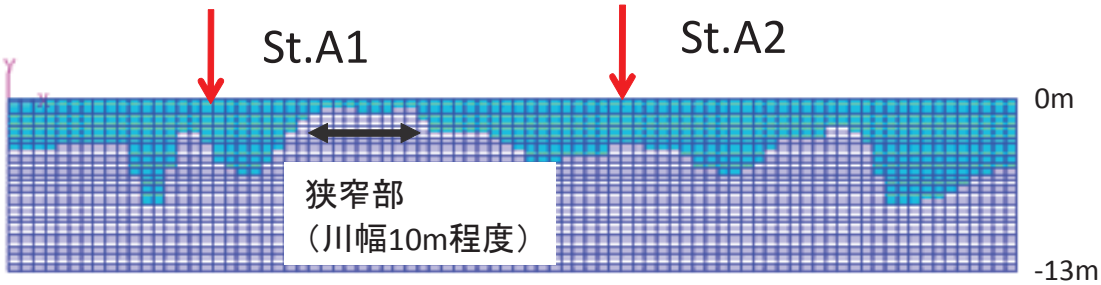


図 4.4: 鉛直 2 次元モデル計算格子

表 4.3: 計算で設定した拡散係数 (単位: m^2/s)

方向	運動式	水温	SS
水平方向 D_x	1.0	1.0	1.0
横断方向 D_y(3 次元のみ)	0.1	0.1	0.1
鉛直方向 D_z	0.0001	0.00002	0.001

中部湖盆末端の狭窄部である観音橋である．しかし狭窄部の形状をそのまま与えると計算が不安定であることから，下流端の水路幅は縮めず等幅とした．最下流端の計算点には，2005 年・2006 年については，国土交通省の調査により観音橋に設置された水位計の実測値を与えている．2008 年は観音橋における実測水位がないことから，狭窄部から約 1km 下流にある茨戸水位観測所の毎時水位データ [14] から観音橋の水位相関を推定した．

$$H_{end} = 1.0002 H_{Barato} - 0.032 \tag{4.28}$$

ここで H_{end}：下流端（観音橋）の水位 (m)，H_{Barato}：茨戸水位観測所の水位 (m) である．

また，下流端では流下方向流速，水温，SS 濃度の流下方向勾配は 0 とした．

拡散係数は，表 4.3 に示すとおり，一定値で与えた．拡散係数は，本来は対象物理量の水平・鉛直分布や流況に応じて変動するものである．鉛直方向の拡散係数については，躍層の形成状況に応じた手法 [4] が多く用いられている. その他，$k-\epsilon$ モデル等の乱流モデルも広く用いられるようになり（例えば [23]），様々な手法が実用化されている．しかし本研究では，懸濁粒子の沈降形態を考慮・改良したモデルの感度分析と現地適用性の検討が主目的であることから，拡散係数は平面方向・鉛直方向ともに定数で評価することとした．

なお平面方向である s 方向，n 方向の拡散係数は，MEC モデル [20] で標準値として設定されている以下の式で与えている．

$$D_s = 54.4 \left(\frac{\Delta s}{1000.} \right) D_n = 54.4 \left(\frac{\Delta n}{1000.} \right) \tag{4.29}$$

鉛直方向の拡散係数は，ADCP による実測流速にできるだけ近くなるように調整し，$D_z = 1.0 \times 10^(-4)$ で設定した．

ここで Δs，Δn : s 方向，n 方向の格子標準幅であり，ここではそれぞれ代表値である 100m，20m で設定している．

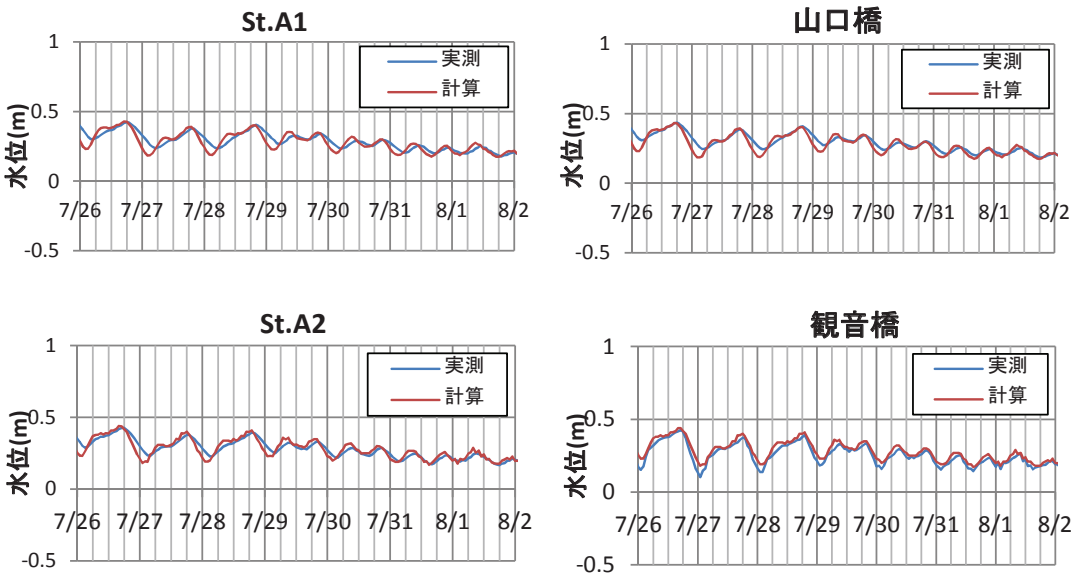


図 4.5: 水位結果の比較（鉛直 2 次元モデル）

4.2.4 計算結果

(1) 水位

図 4.5 は，実測水位（国土交通省による観測）と計算水位を比較したものである．

計算値は，潮汐の影響によって周期的な水位変動が現れる様子をほぼ再現している．

なお，位相差の再現性は，実測値では上流側に向かうに従い，水位変動の位相が次第に遅れ，St.A1 では下流端の観音橋に比べ 2 時間程度の差がみられる．しかし，計算値では，縦断方向の水位変動の位相差はほとんど見られず，細かい部分では実測と計算値では若干の差がみられる結果となった．

(2) 流量

図 4.6 は，計算区間内の 2 箇所の狭窄部にあたる山口橋（上部湖盆と中部湖盆の接続部），観音橋（計算区間下流端・中部湖盆と下部湖盆の接続部）での流量計算結果と，国土交通省による実測流量について比較したものである．

実測流量をみると，山口橋，観音橋ともに，日周期で流量が変動している．また流量の振幅は，観音橋の方が山口橋の 3〜4 倍程度ある．この結果は，茨戸川全体が感潮区間であり，かつ下流部ほど潮汐の影響を受けた流量交換が盛んであることを示す．

計算結果は，これらの実測流量の特徴を概ね再現しており，計算領域内の水の交換をほぼ良好に再現していることがわかる．

(3) 流速

図 4.7 及び図 4.8 は，St.A1（上部湖盆）及び St.A2（中部湖盆）における実測流速（ADCP により計測．ただし 2006 年 St.A1 表層は，2 次元電磁流速計による測定値）と，鉛直 2 次元モデルによる計算結果を示したものである．実測流速は河道流下方向成分を算出した（流下方向を正）．また，風速風向が流れに及ぼす影響を検証するため，石狩気象観測所の風速風向を併せて示す．

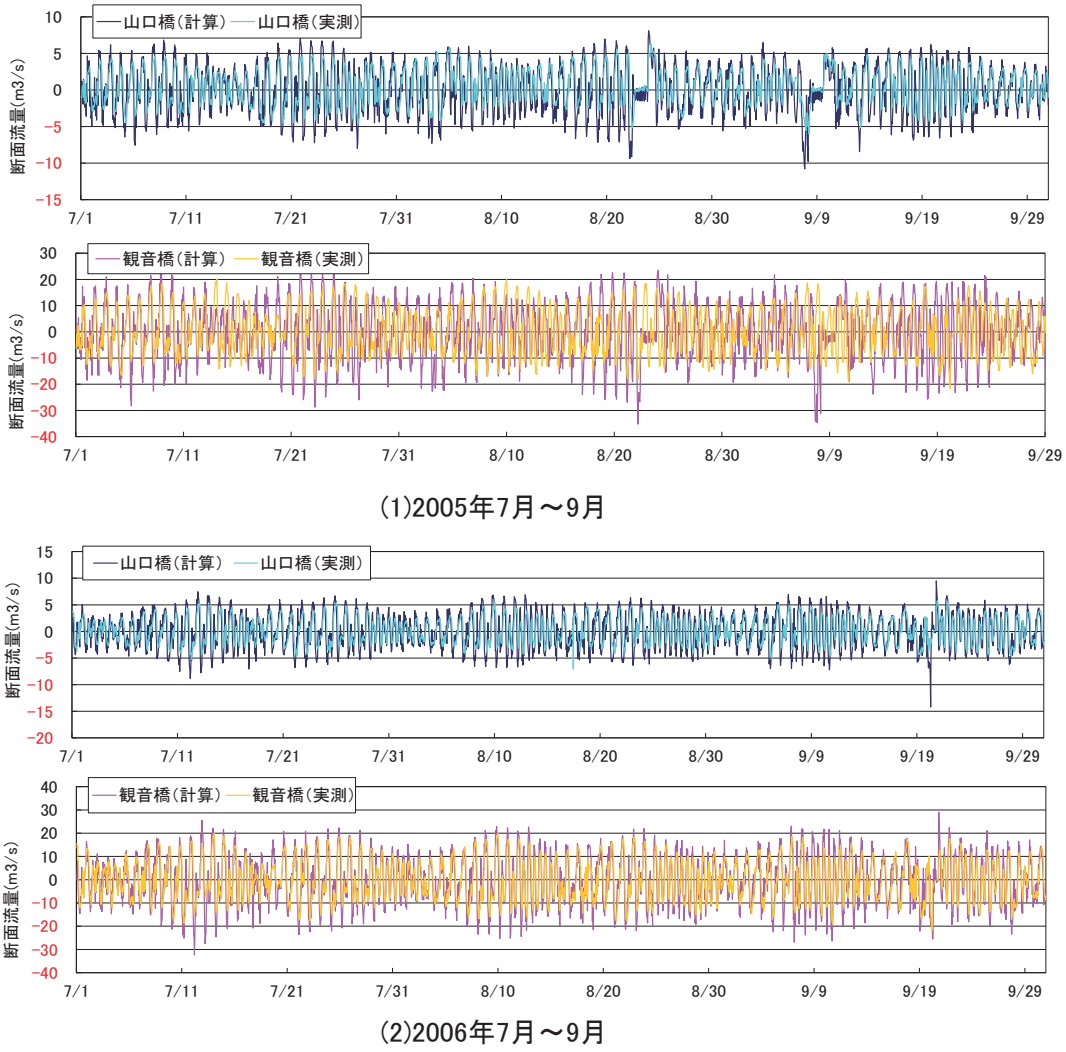


図 4.6: 狭窄部（山口橋・観音橋）の実測流量と計算流量の比較

現地卓越風向は，2005 年，2006 年ともに北西方向及び南東方向である．しかし，2005 年は比較的短い期間で風向が頻繁に変化するのに対し，2006 年は 7 月及び 8 月上旬を中心に，南東方向からの風が数日間連続している状態がみられた．

図 4.7 から実測による流下方向流速をみると，St.A1，St.A2 いずれの地点においても，半日程度の短時間で流速流向が変動している．これは風向がほぼ半日から 1 日おきに変化しており，長期間一定方向に風が連続していないことも一因である．なお 7 月 28 日前後でほぼ 2 日間にわたって北西方向の風が卓越している．しかし，2005 年は流速観測の両地点において，河道流下方向と北西の風向がほぼ直交に近い形であることから，強風が流れの加速にはあまり影響しなかったことも考えられる．

また，流速の変動振幅は，St.A2 が St.A1 に比べてやや大きい．これは上部湖盆 St.A1 に比べて中部湖盆 St.A2 が潮汐の影響をより強く受けるためである．

計算値は，期間中の流速流向の変化特徴を部分的に表現している．例えば St.A2 河床上 3.2m の流速流向の日周期での変化は，比較的その特徴を捉えている．下層部の流速流向については再現性は十分とはいえない．

続いて 2006 年の状況を検討する．図 4.8 に，底質巻上げが最も盛んであった 7 月 12 日から 7 月 31 日までの結果を示す（図 4.8）．なお河道流下方向は，南南東から北北西に向かう方向である．

実測流速流向は，表層部で風向と逆方向に流れの加速がみられる．また中層・下層部でも，実測流速

は，風速と逆方向に流れが加速されている．

一方計算値は，南方向から流向は実測値と逆方向になっているものの，流速絶対値は各層において実測値とほぼ同じ値を示している．また，表層部と下層部での流速流向が反転している状況や周期的な流向の変化など，St.A1 での現地流況の特徴をほぼ捉えている．

(4) 水温

図 4.9 は，St.A1 及び St.A2 表層部における水温実測値（自記式濁度計による値）と計算結果の比較である．

計算結果は，2005 年，2006 年両年ともに，各地点の実測値を概ね再現している．

なお，実測値は計算値に比べると，日内での変動が大きい．これは，水温計測を行った自記濁度計の設置位置が，水面下 0.2〜0.5m と浅い水深であり，実測値が日射による表層部の水温上昇の影響を強く受けているためと考えられる．

他方，計算上では，対象期間中の水位変動に対応するため，表層部のメッシュの鉛直方向の長さは水位変化に応じて概ね 1〜1.5m の間で変動させている．そのため，計算値では表層での日射の影響が，実測よりも小さくなったと考えられる．

(5)SS

図 4.10 は，茨戸川 St.A1（上部湖盆）及び St.A2（中部湖盆）における SS 計算結果と実測値を比較したものである．

上部湖盆である St.A1 では，両モデルの計算結果の特徴がよくあらわれている．7〜8 月上旬にかけ強風時に SS 実測値が上昇する傾向が見られ，変動幅も他の時期に比べると大きい．底質巻上げ量が外力に応じて変化するモデル 1 では，この期間の現地 SS の上昇，下降過程ならびにピーク値をほぼ再現している．一方，底質巻上げが一定のモデル 3 では，SS の変動幅は計算期間を通じて小さい．期間全体を通じての SS 最低値はほぼ再現しているが，現地でみられる SS 上昇の時期やピーク値は，十分に再現していない．

中部湖盆 St.A2 では，St.A1 ほど明確ではないものの，やはり両モデルの計算結果の特徴がみられる．全期間にわたり SS の変動幅は小さい．計算結果は，風速考慮モデル，巻上げ一定モデルともに大きな違いはなく，現地 SS をいずれの手法でも概ね再現している．以上の結果より，閉鎖性が強い水域になるほど，SS 変動予測において底質巻上げ量を風速に応じて設定することの必要性を確認できた．

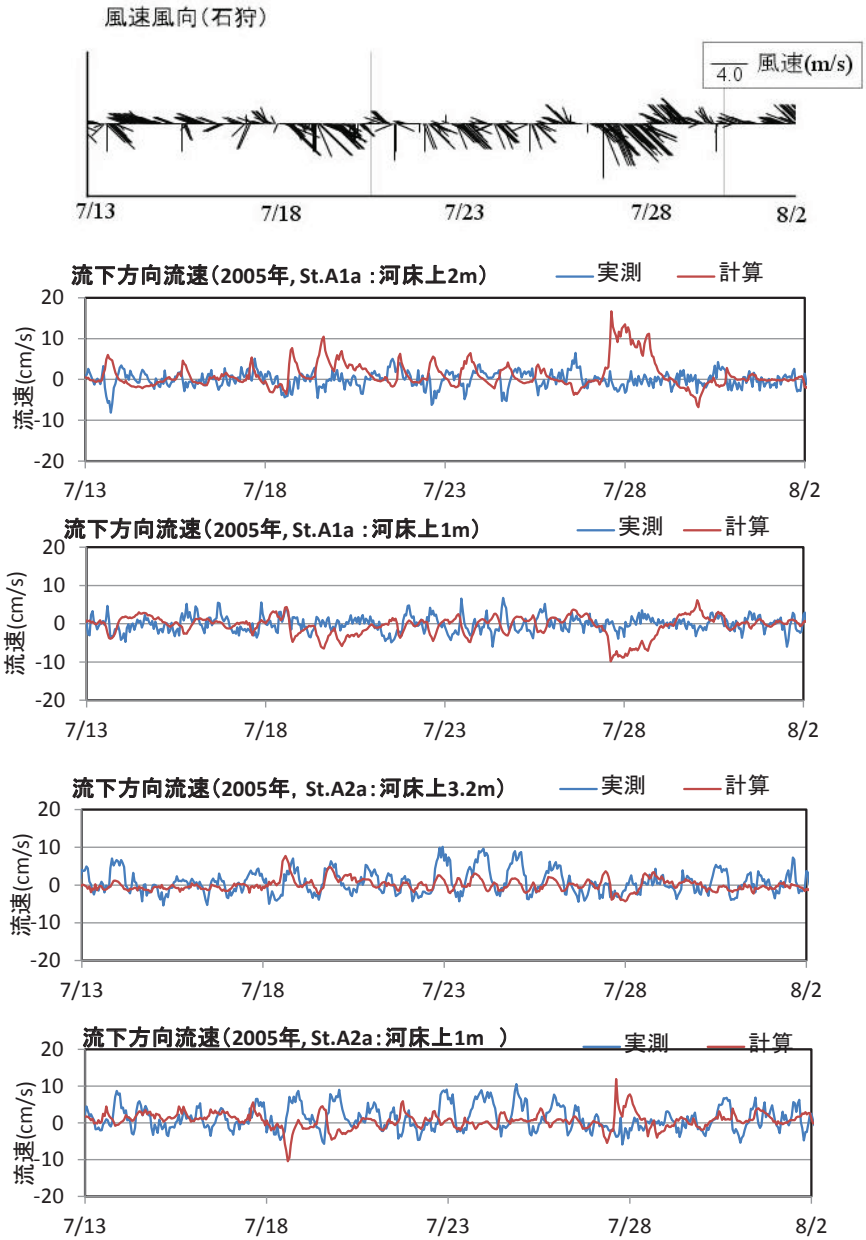


図 4.7: 流速計算結果（2005 年 7 月 13 日～8 月 2 日：鉛直 2 次元モデル）

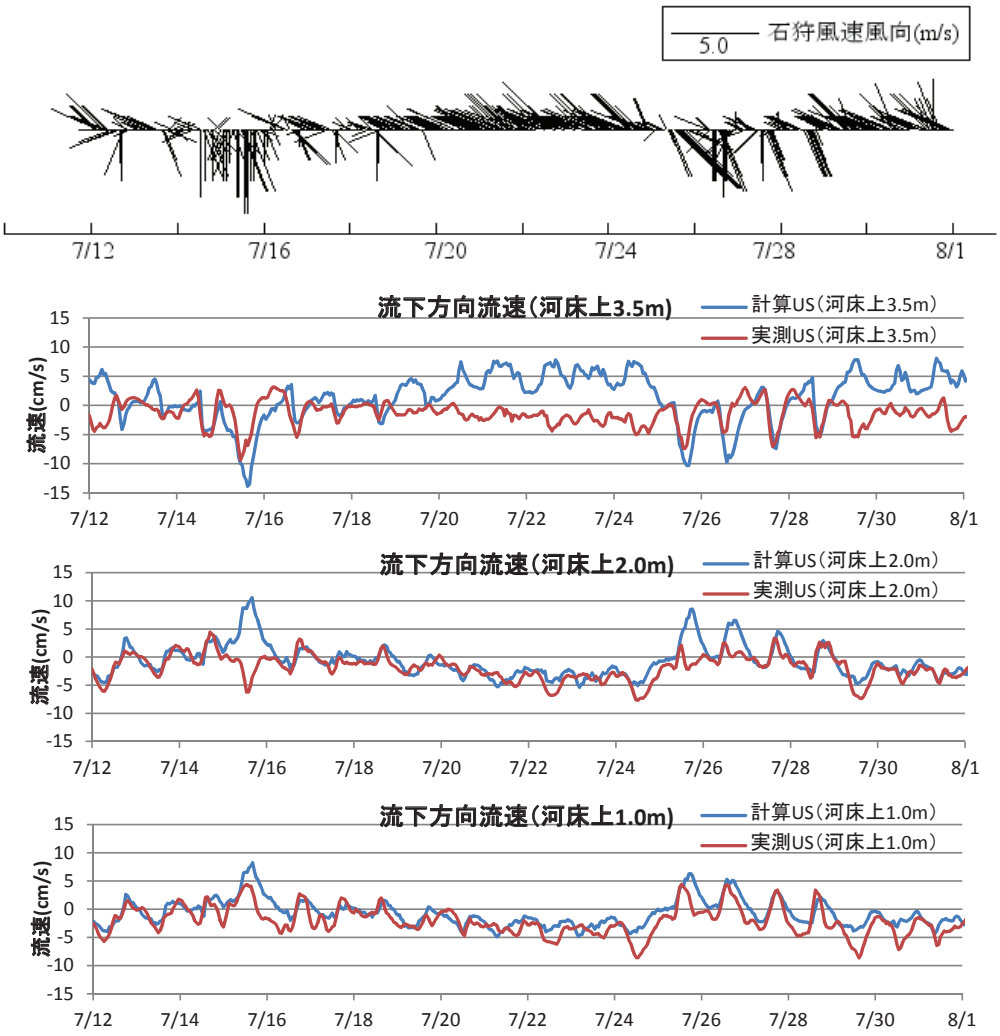


図 4.8: 流速計算結果（2006 年 7 月 12 日～31 日：鉛直 2 次元モデル）

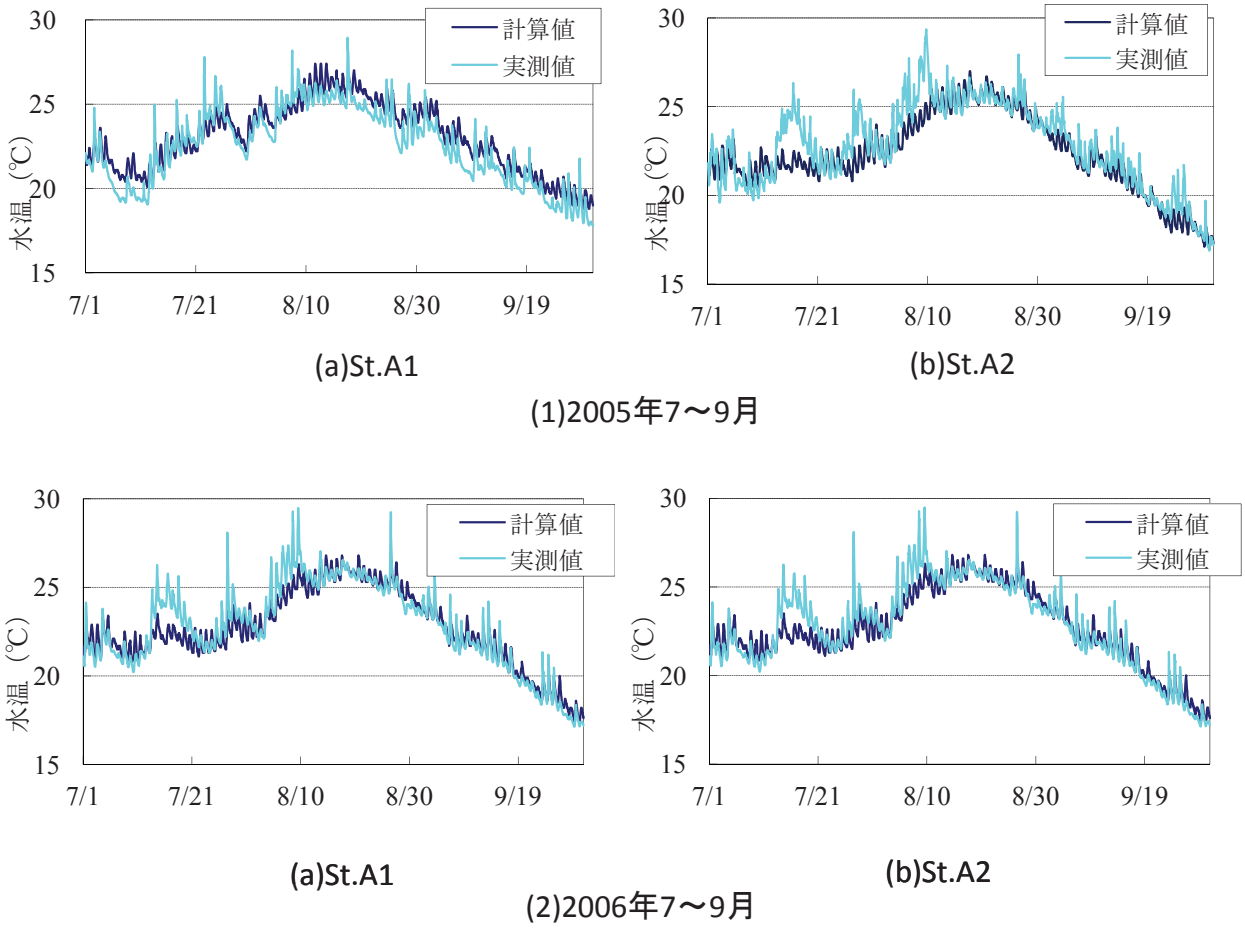


図 4.9: 鉛直 2 次元モデル計算結果（水温）

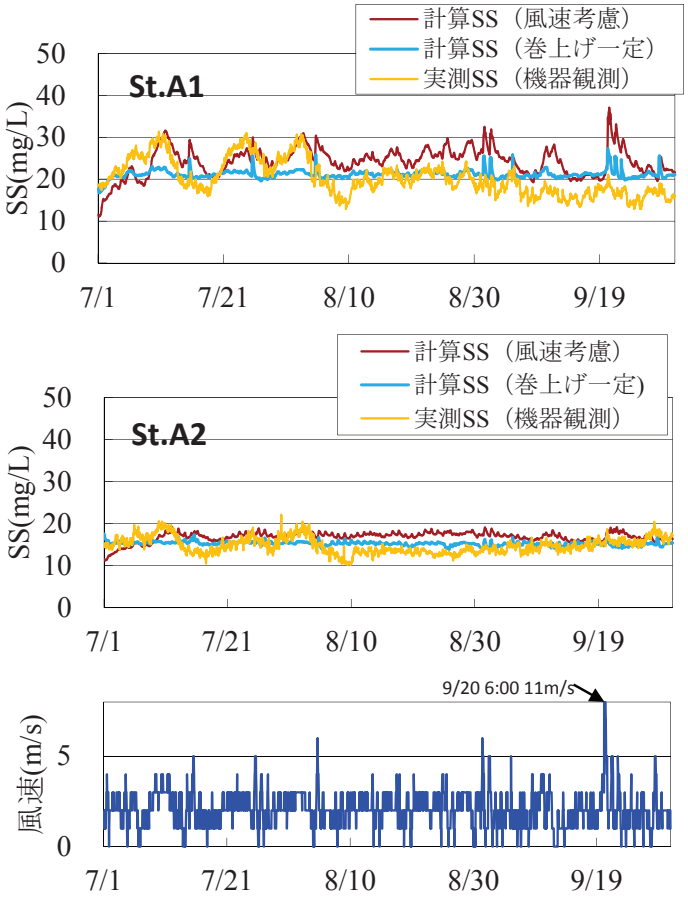


図 4.10: 鉛直 2 次元モデル計算格子

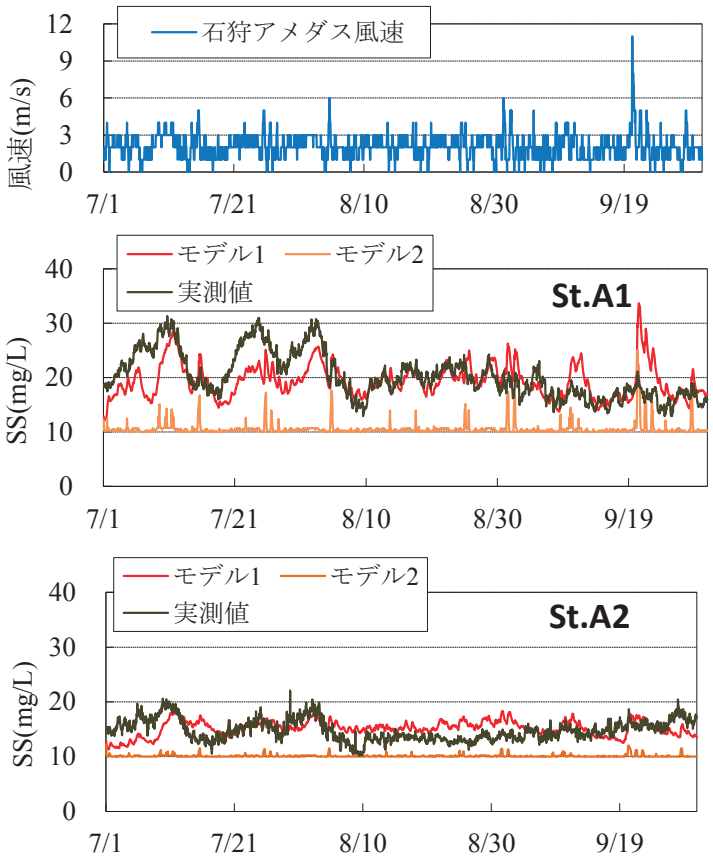


図 4.11: 懸濁粒子密度の違いによる SS 濃度計算結果の比較（2006 年）

4.2.5　底質挙動モデルの感度分析

続いて，本研究で底質挙動を改良した鉛直 2 次元モデルについて，感度分析を行うほか，モデル導出対象外のデータに対する再現計算を行い，モデルの性能や再現性を検証する．

(1) 粒径密度の設定方法

粒子の密度を粒径に応じて変化させる本研究での沈降モデルと，従来の粒子沈降を一定値としたモデルで計算結果を比較し，密度変化を重視したモデルの有効性について検証を行う．

モデル 1：**懸濁粒子の密度を沈降実験で得られた有効密度で設定**

モデル 2：**懸濁粒子の密度は全て一定値 (2650$kg/m3$) で想定（従来のモデル）**

鉛直 2 次元計算結果（有効密度の比較）

図 4.11 に，2006 年 7〜9 月の SS 時系列変化について，両モデルでの計算結果ならびに実測値との比較を示す．モデル 1（粒子密度を粒径に応じて変化）では，7〜8 月の強風時に SS が上昇し，その後徐々に低減していく過程をほぼ良好に再現していることがわかる．一方，モデル 2（粒子密度は一定）では，SS 濃度はほぼすべての期間で基底値（10mg/L) 程度でほぼ一定である．強風時にはモデル 2 で SS がパルス状に短時間で増加し，その後急速に低下して基底値 SS 濃度が上昇しているが，すぐに低下している．

これは，モデル 2 ではすべての，懸濁物の細粒分の沈降速度が計算では実現象に比べて過大に評価されているため，風で再懸濁した細粒分が短期間に急速に沈降するためである．一方モデル 1 では，細粒

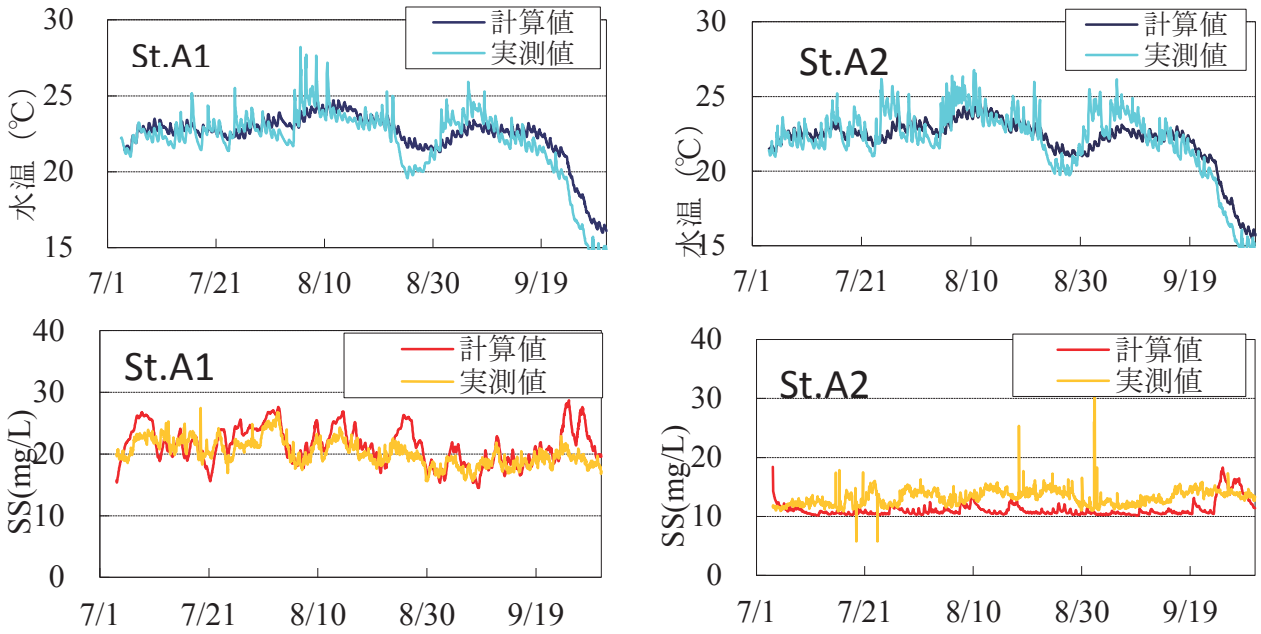


図 4.12: 表層水温・SS 濃度の変動（2008 年 7 月～9 月）

分の密度が粒径に応じて減少することから，浮上した懸濁分が粒径によって沈降速度が違うことによる実際の沈降現象を良好に再現することが可能である．

以上より，SS 沈降速度を，粒径に応じた密度設定を行った Stokes 則で評価するモデルの有用性を示すことができた．

(2) 底質巻上げ量回帰式作成対象外での事象再現性について

今回提案したモデルによる流れの再現性検討のため，ここでは 2008 年の水質連続観測結果を対象に，SS の再現性を検討する．

図 4.12 は，2008 年 7 月 1 日から 9 月 30 日までを対象に実施した濁度予測計算結果である．モデルでは，SS の変動を概ね再現出来ており，今回提案したモデルにより，茨戸川の濁度・水温を連続的に再現できることが示された．なお，年数の経過とともに回帰式に変化があることも考えられることから，実測値との検証は定期的に行うことが必要と考えられる．

4.3　3 次元モデルによる水質予測計算

前節では，茨戸川上部・中部湖盆を対象に，底質粒径分布を考慮した鉛直 2 次元計算による水理・水温及び濁質変動計算を行った．鉛直 2 次元計算では，濁質の時系列変化ならびに鉛直分布をほぼ再現可能であった．しかし，浅い水域での濁度上昇等，断面内で横断分布がある場合は，鉛直 2 次元モデルでは表現できない．また，茨戸川のように横断方向にある程度の水面幅がある湾曲した細長い水域では，風による表面せん断力と流路のなす角が縦断方向に変化し，風が流水に及ぼす影響が河道流下方向，法線方向ともに変化する．そこで，縦断方向・鉛直方向に加え，横断方向の分布や運動も考慮できる 3 次元モデルにより，流れと水質の計算を行う．

4.3.1　基礎方程式

計算モデルは岩佐らが提案した，静水圧を仮定した 3 次元流れと水温，濁度の方程式をベースとした [16]．現地での流速観測では，強風時の表層部を除いて概ね $10cm/s$ 以下であることから，静水圧を仮定することによる支障はないと考えた．蛇行旧河道を表現する座標系には，清水による直交曲線座標系を採用した [6]．以下に基礎式を示す．

連続式:

$$\frac{\partial u}{\partial s}+\frac{\partial v}{\partial n}+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \tag{4.30}$$

s 方向運動式:

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial s}+v\frac{\partial u}{\partial n}+w\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{2uv}{r}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}+\frac{\partial}{\partial s}\left(D_{ms}\frac{\partial u}{\partial s}\right)+\frac{\partial}{\partial n}\left(D_{mn}\frac{\partial u}{\partial n}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{mz}\frac{\partial u}{\partial z}\right) \tag{4.31}$$

n 方向運動式:

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial s}+v\frac{\partial v}{\partial n}+w\frac{\partial v}{\partial z}-\frac{u^2}{r}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}+\frac{\partial}{\partial s}\left(D_{ms}\frac{\partial v}{\partial s}\right)+\frac{\partial}{\partial n}\left(D_{mn}\frac{\partial v}{\partial n}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{mz}\frac{\partial v}{\partial z}\right) \tag{4.32}$$

z 方向運動式:

$$0=-g-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} \tag{4.33}$$

水温輸送拡散式 :

$$\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial s}+v\frac{\partial T}{\partial n}+w\frac{\partial T}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial s}\left(D_{ts}\frac{\partial T}{\partial s}\right)+\frac{\partial}{\partial n}\left(D_{tn}\frac{\partial T}{\partial n}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{tz}\frac{\partial T}{\partial z}\right)+\frac{\phi}{\rho c_p h\Delta z} \tag{4.34}$$

濁質輸送拡散式（粒径ごとに計算）:

$$\frac{\partial C_m}{\partial t}+u\frac{\partial C_m}{\partial s}+v\frac{\partial C_m}{\partial n}+(w-w_{f_m})\frac{\partial C_m}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial s}\left(D_{cs}\frac{\partial C_m}{\partial s}\right)+\frac{\partial}{\partial n}\left(D_{cn}\frac{\partial C_m}{\partial n}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{cz}\frac{\partial C_m}{\partial z}\right)+\frac{S_{f_m}}{h\Delta z}-\gamma C_m \tag{4.35}$$

ここで s，n，z : 河道主流方向，横断方向，鉛直方向，u，v，w : s，n，z 方向の流速成分，T : 水温，C_m : 粒径区分 m の SS 濃度，w_{f_m} : 粒径区分 m の SS 沈降速度，p : 圧力，D_{ms}，D_{mn}，D_{mz} : s，n，z 方向の流速拡散係数，D_{ts}，D_{tn}，D_{tz} : s，n，z 方向の水温拡散係数，D_{cs}，D_{cn}，D_{cz} : s，n，z 方向の濁質拡散係数，S_{f_m} : 底質巻上げによる SS の供給項（底層に当たる格子のみ考慮），γ : 粒子の消滅係数 (1/s)（粒径区分が $10\mu m$ 以下の成分のみ．SS 沈降試験から $3.0\times10^{-6}(1/s)$ に設定）である．

・境界条件（運動式）

表層の風によるせん断応力 τ_w は，鉛直 2 次元モデルと同じく，表層部の計算格子にのみ，式 (4.10) 及び式 (4.11) で算出し，表層の風向に応じて以下のとおり分解する．

$$\tau_{ws}=\tau_w\cos(\theta_w-\theta_s)\tau_{wn}=\tau_w\sin(\theta_w-\theta_s) \tag{4.36}$$

ここで τ_{ws} : 風による表面せん断力 τ_w の主流方向（s 方向）成分，τ_{wn} : 風による表面せん断力 τ_w の横断方向（n 方向）成分，θ_w : 風の風向，θ_s : 河道の流下方向である．

河床と接する格子では，底面摩擦力 τ_b を底面近傍流速流向に応じて与える手法も多い．

$$\tau_{bs}=\rho C_b u\sqrt{u^2+v^2} \tag{4.37}$$

$$\tau_{bn}=\rho C_b v\sqrt{u^2+v^2} \tag{4.38}$$

しかし茨戸川での流動形態は，吹送流に近い状況がみられていることから，本モデルでは底面では non-slip 条件を適用した．

・境界条件（水温輸送拡散式）

水温輸送拡散式における表層での熱収支は，鉛直 2 次元モデルで示されている式 (4.14)〜式 (4.26) と同手法を用いている．

また下層で底質と接する各計算格子において，鉛直 2 次元モデルで示されている手法と同じく，地下水との間での水温鉛直拡散を考慮している．

・境界条件（濁質輸送拡散式）

鉛直 2 次元モデルと同じく，表層での濁質供給はないため，濁質の輸送拡散に関する境界条件は，底面からの巻き上げのみ考慮することとする．

表 4.4: 3 次元計算の条件一覧

対象区間	茨戸川上部湖盆 （全長 2.4km）
対象時期	2006 年 7 月 1 日〜9 月 30 日
計算格子	主流方向に 24 分割（Δs =100 m） 横断方向に 10 分割（Δn = 20 m） 鉛直方向に 26 分割（Δz = 0.5 m）
境界条件	上流端：$Q_{in} = 0$（流出入なし） 下流端：山口橋実測水位 （茨戸水位観測所との水位相関から算出）
初期条件	領域全体に一様に実測水温，SS 濃度を与える

4.3.2 計算条件

計算条件を以下の表 4.4 に示す.

計算対象期間は，一定方向からの風が連続して継続した期間が存在し，それによる底質巻上げ現象も顕著に確認されている 2006 年 7 月 1 日から 7 月 31 日までの 1ヶ月間とする.

計算対象領域は，図 4.13 に示すとおり，茨戸川の最上流端にあたり，風の影響が強いことが確認された領域である上部湖盆部分（流下方向延長約 2,200m，水面幅約 200〜500m）である.

図 4.14 に，計算の平面格子分割形状及び河床高を示す．平面方向の格子分割は，流下方向に概ね 100m(21 分割），法線方向には概ね 20m（10 分割）とした.

計算格子の鉛直方向分割方法は，主に σ 座標系に代表される，河道断面形状及び水面形に沿って鉛直方向の格子分割数を同じにしたモデルと，鉛直方向の格子間隔を一定にし，表層部で水面変動を表現するマルチレベルモデルの 2 つがあげられる．前者の代表例としては POM[19]，後者は MEC モデル [20] が挙げられる．両手法で茨戸川を対象に予備計算を行った結果，前者の σ 座標系では計算時に不安定な状態が一部みられた一方，後者のマルチレベルモデルでは安定して計算を行うことができた．そこで，3 次元モデルでは，マルチレベルモデルにより計算を行う.

境界条件は，上流端は 2 次元鉛直モデルと同様，流入量は 0 とした．下流端は，山口橋（上部湖盆末端）において，国土交通省による実測水位 [5] を与えた．また，2 次元鉛直モデルと同様，下流端における流速，SS，水温の流下方向勾配は 0 とした.

表層及び底層での熱量交換については，前項の 2 次元鉛直モデルと同じ手法・条件を用いる．初期水温及び SS は全領域で一定値とし，2006 年 7 月 1 日 0 時の上部湖盆観測点における多項目水質計の計測値を与えた.

流下方向，横断方向及び鉛直方向の拡散係数は，表 4.3 に示す定数で与えている.

鉛直方向の拡散係数は以下の考え方で設定した．吹送流が十分発達した水域では，表面流速は風速の概ね 3%程度の値をとるとされる [18]．また吹送流が発達した場合の流速鉛直分布は理論解が存在し [21]，密度，鉛直拡散係数を一定値とすると，流速の鉛直分布 $u(z)$ は以下の式で表現できる.

$$u(z) = U_s \left(1 + \frac{z}{h}\right)\left(1 + \frac{3z}{h}\right) \tag{4.39}$$

$$U_s = \frac{h\tau_s}{4\rho\nu_v} \tag{4.40}$$

ここで z: 水面からの距離 (m)，h: 全水深 (m)，τ_s: 風による応力 (Pa) であり，式 4.10 で定義される.



図 4.13: 3 次元モデル計算領域（国土地理院刊行 5 万分 1 地形図に加筆）

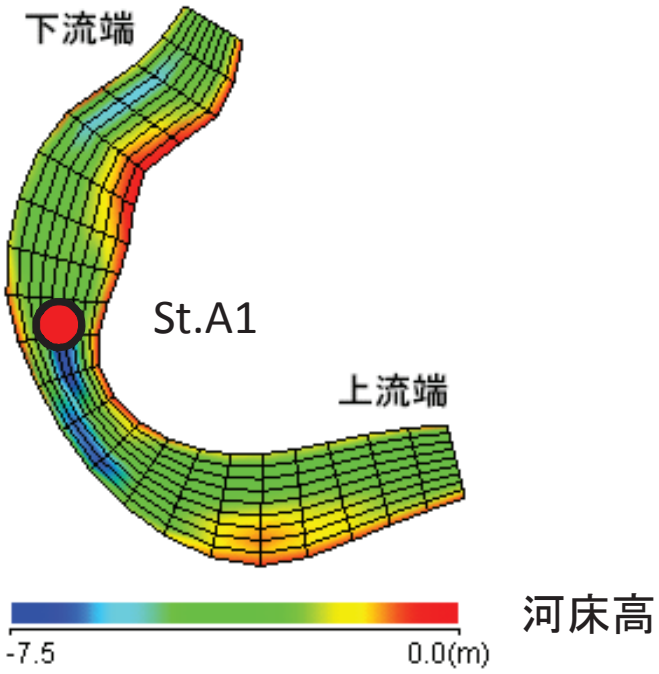


図 4.14: 3 次元モデル計算格子

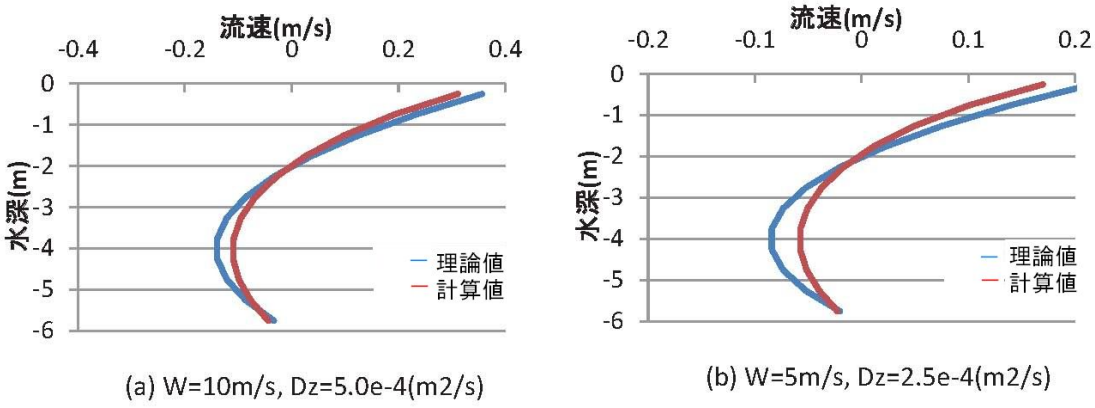


図 4.15: 吹送流理論値と計算値の比較

実際の茨戸川と同じく，主流方向格子間隔 Δs=100m，横断方向格子間隔 Δn=20m とし，水深は ADCP 設置箇所とほぼ等しい水深 6m で一定である矩形水域を設定し，そこに石狩気象観測所における夏季最大風速である 10m/s，及び夏季日平均風速のおおよその最大値である風速 5m/s の風が主軸方向に継続して作用するとした．計算収束時に，最表層の計算格子の流速が風速の概ね 3%となるよう，鉛直方向の拡散係数 A_z を設定した．

図 4.15 は，風速 W=10m/s 及び風速 5m/s の風が 1 日吹いた場合における，式 4.39 で示される理論解と，モデル計算結果（計算開始後 1 日経過）を示したものである．鉛直方向の拡散係数は，$W = 10m/s$ のときは $A_z = 5.0 \times 10^{-4}$，$W = 5\ m/s$ のときは $A_z = 2.5 \times 10^{-4}$ で表現される．計算による流速鉛直分布を理論値と比較すると，底面近傍付近の流速には差が幾分みられるものの，表層部及び流速の正・負が反転する深度をほぼ適切に表現できている．以上から本モデルは適切な拡散係数を付与することで，実際の流動を十分な精度で表現できることを示すことができた．

以下では，$W = 5m/s$ に対応して設定された鉛直混合係数 $A_z = 2.5 \times 10^{-4}$ を，計算モデルに適用した．

4.3.3 計算結果

続いて静水圧 3 次元モデルによる水質シミュレーション結果を示す．

感度分析 (1) 風速・風向による底質巻上げ動態の比較

感度分析として，吹送流の理論解との比較を行った．ここでは，風速絶対値は 5m/s とし，風向を変化させている．

図 4.16 は，それぞれ南東，南西，北西，北東の各風向で 5m/s の風が 3 日間連続したと仮定した場合の流れと濁度の収束値を示したものである．現地では南東方向の風が最も卓越し，次いで北西方向の風の頻度が多い．また年により同一方向からの風が連続する期間は異なるものの，2006 年のように数日間連続して南東方向からの風が連続するケースがある．なお南西及び北東はそれに 90 度直交する形となる．

それぞれの風向で，濁度が上昇する箇所をみると，それぞれの卓越風向と平行する区間でかつ水深の浅い河岸部で SS が上昇していることがわかる．このような箇所では平面方向流速をみても，流速が大

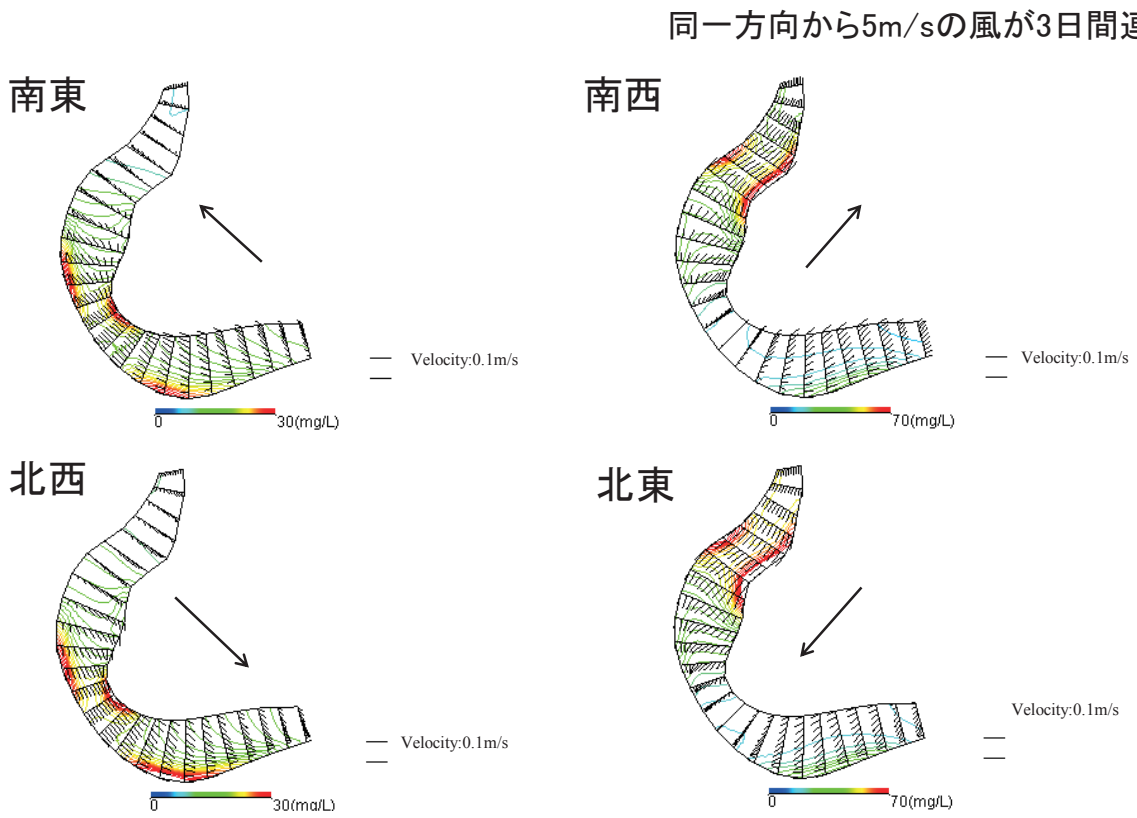


図 4.16: 風向による SS 平面分布・表面流速流向の変化

きい値を示しており，底面せん断力が大きいと考えられる．現地水質調査においても，浅い河岸部では流心部に比べて SS が上昇しており，この計算結果は現地調査結果の傾向を定性的に捉えている．

また南東方向と北西方向，南西方向と北東方向と，風向が 180 度変化している状態で比較すると，流速流向は風に応じて変化しているが，SS の平面分布は両者でその特徴はほぼ同じである．茨戸川の場合では，卓越風向が南東・北西の 2 方向であることから，底面からの巻上げが顕著な箇所は，期間を通じてほとんど変わらない可能性がある．

(1) 流速流向計算結果

図 4.17 は，南東方向の風が 3 日間連続した場合の，風速による底面巻上げ量の違いである．風速の違いによって巻上げ量の差はあるものの，巻上げが顕著な箇所はほぼ重なっている．すなわち底質の平面分布を決める要素として，風向の影響が大きいことが示唆される．

図 4.18 は，南東方向の風が 3 日間連続した場合の，各横断面における SS 横断面分布である．風向が河道流下方向と平行になる i=10〜14 では河岸部では他の部分に比べて SS が顕著に上昇している一方，風向と河道流下方向が直交に近くなる i=16 では，浅い河岸部での SS 上昇はほとんどみられない．図 4.16 からも，流速絶対値に違いがみられ，底面せん断力が大きい浅い河岸部の巻上げが顕著なことが推測される．

続いて，現地の流動・水温・濁度について再現計算を行う．

図 4.19 は，風と茨戸川の濁度変動の相関が大きくみられた 2006 年 7 月において，St.A1 における流速流向について，3 次元モデルによる計算値と実測値を比較した結果である．ここでは，風が流速流向に及ぼす影響を検証するため，水域に近接する篠路水位流量観測における風速風向データも示している．

2006 年 7 月は，7 月 7 日から 12 日，7 月 18 日から 24 日前後にかけて，南東方向からの風がある程度

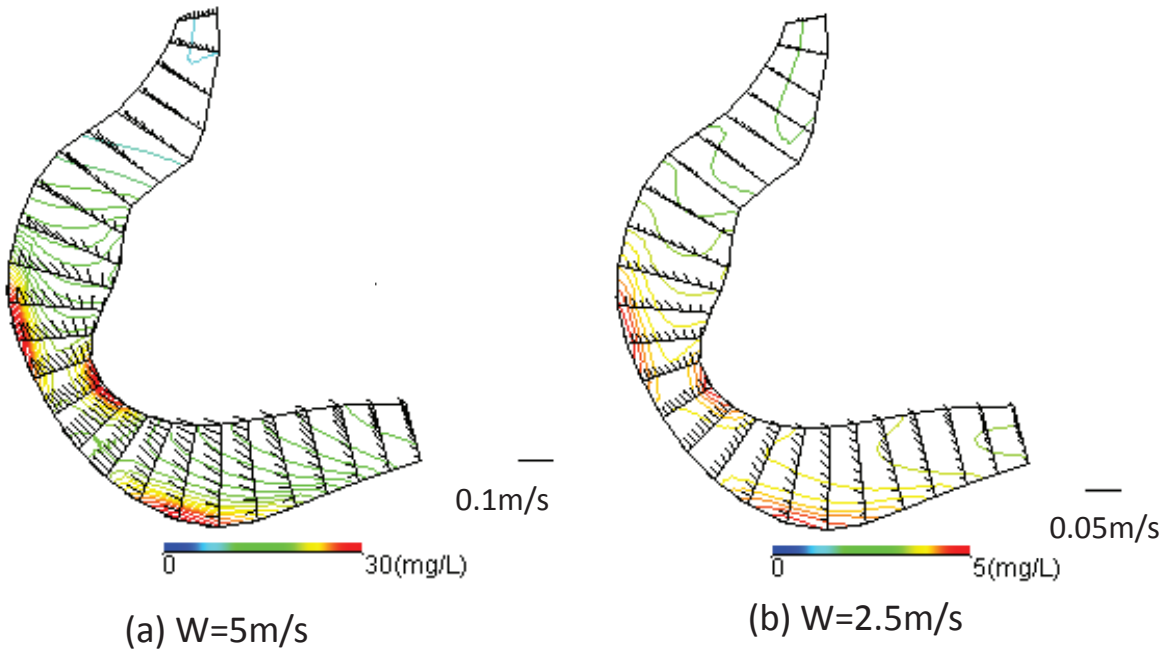


図 4.17: 風速による SS 平面分布・表面流速流向の変化

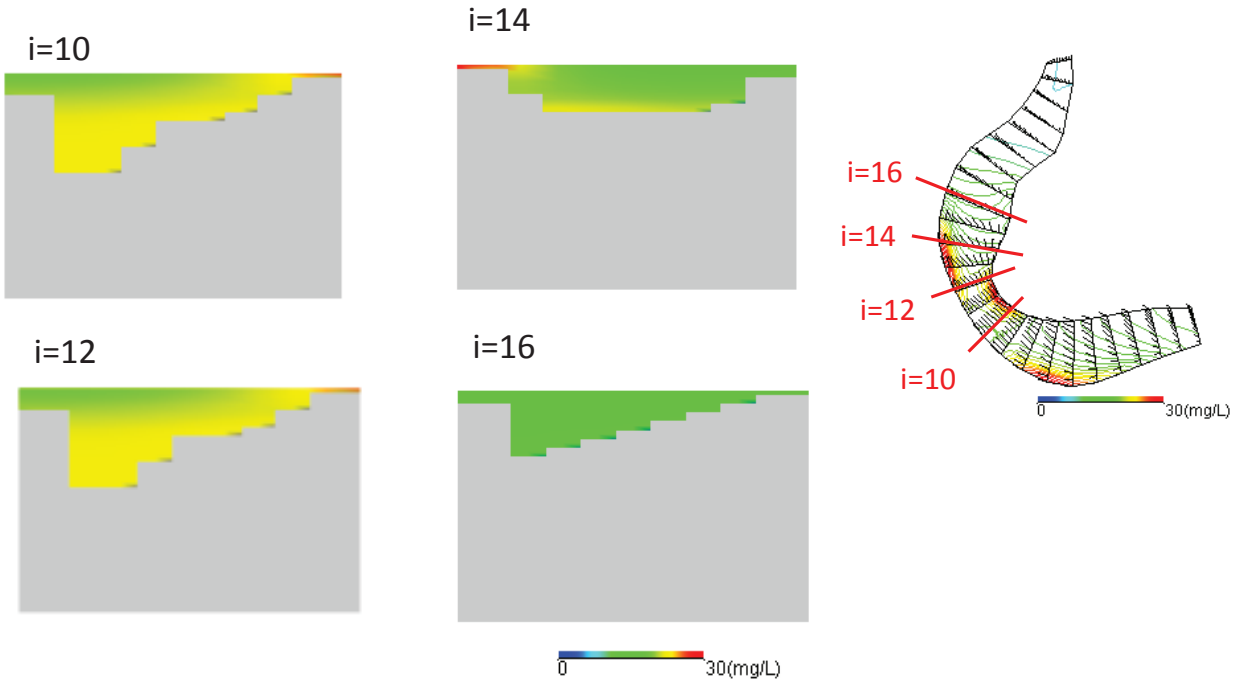


図 4.18: 風速による SS 横断分布の変化

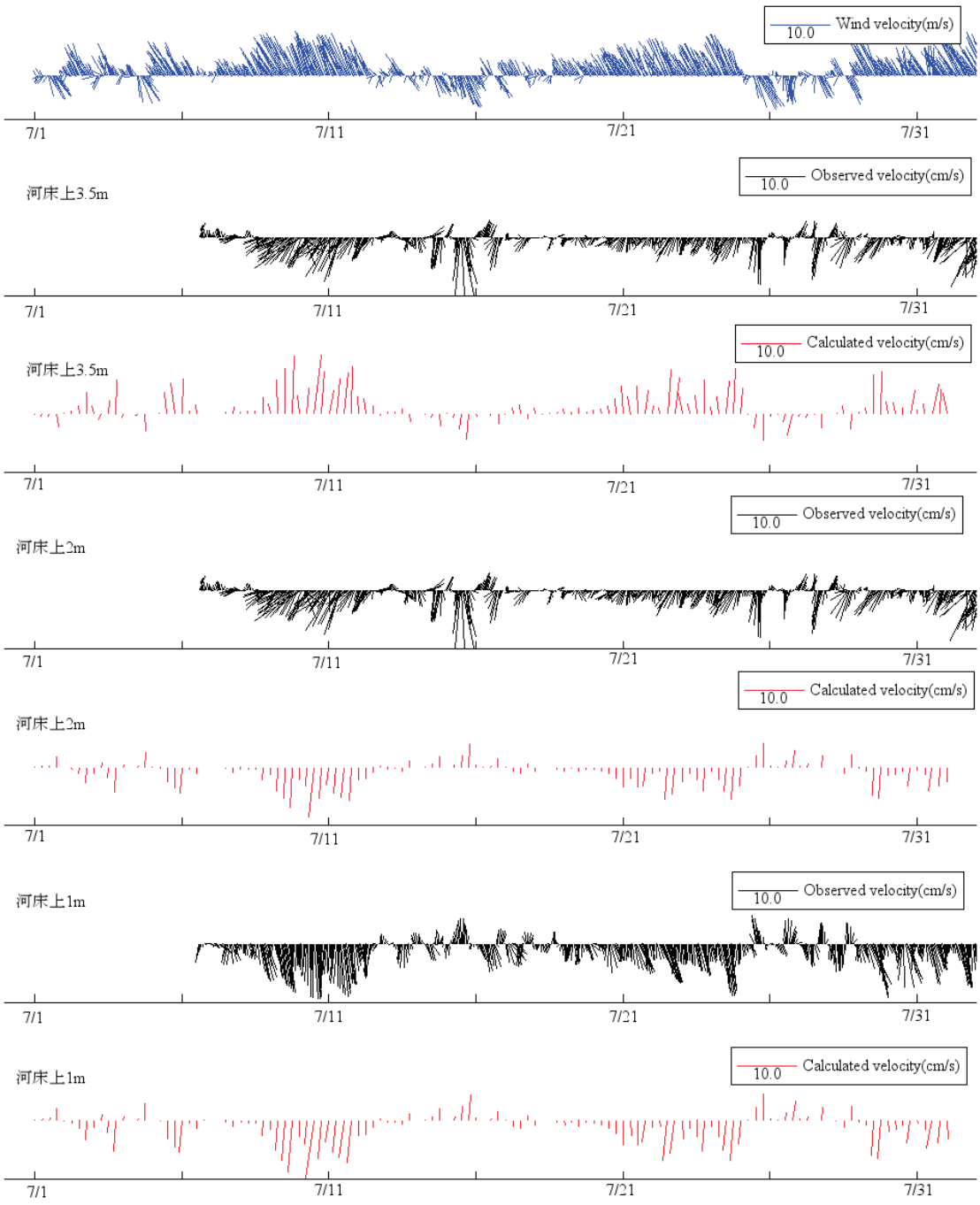


図 4.19: 3 次元モデルによる流速流向（2006 年 7 月）

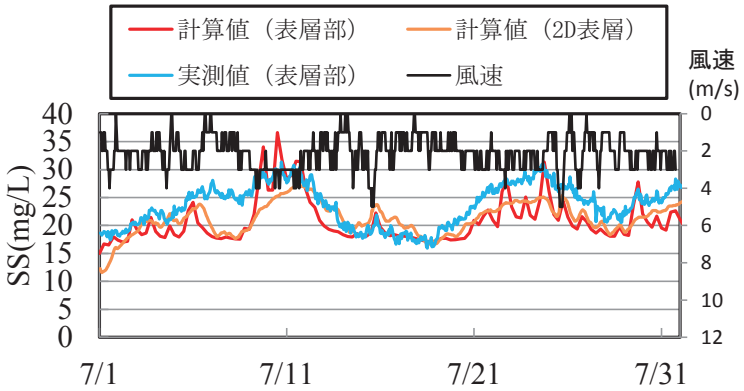


図 4.20: 3 次元モデルによる SS 計算結果（2006 年 7 月）

強い状態が連続しており，特徴的な風の状態がみられる．茨戸川の流れもこの風の影響を受けた挙動を示している．

表層に近い河床上 3.5m（水面下約 1m）の流向をみると，北西方向からの風が吹く場合，実測流速は風とほぼ同一方向に加速されている．このときの計算結果の流向は，実測値の流向・流速絶対値ともにほぼ良好に再現している．一方，南東方向からの風が吹く場合，実測値は風とはほぼ逆方向である北東方向の流れがみられ，計算値は絶対値は実測値とほぼ同じものの，流向は実測とはほぼ逆方向となっている．なおこの層付近が，吹送流で流向が反転する深度にあたることから，そのことが風向と逆方向の流れが加速された一因の可能性もある．

中層部である河床上 2m の流向は，南東からの風が卓越する場合には実測値と計算値は概ね一致している一方，北西方向からの風が卓越する場合は計算値と実測値は逆方向の流向となっている．

下層部（底面上約 1m）では，いずれの風向からの風に対しても，実測値と計算値で流向，流速絶対値ともにほぼ一致している．すなわちこのモデルにおいては，全体の流況をある程度再現しているとともに，底質巻上げを支配する底面せん断力についてもより適切に評価することが可能である．

(3)SS 計算結果

図 4.20 は，St.A1 における 2006 年 7 月の 1 か月間の SS 濃度の変動を示したものである．SS 実測値は，表層部（水面下概ね 1m）に設置された自記式濁度計の計測値を SS に換算したものである．ここでは参考のため，鉛直 2 次元モデルによって計算された SS 濃度も示す．

3 次元モデルによる SS 計算値（表層部）は，実測 SS とも概ね一致しており，現地での巻上げ及び懸濁物の挙動による濁度変化を概ね再現している．なお鉛直 2 次元モデルに比べると，濁度変動がやところどころ急になっている部分がみられる．これは 3 次元モデルでの再現流速から算出する底面せん断力が底質巻上げ量算出のパラメータであり，風速の細かな変動が流速及び底面せん断力の短時間変動にも影響しているためである．なおこれらの変動は数時間単位であり，全体での濁度変動の傾向は良好に再現できている．

4.4　モデルの特性を踏まえた現地水質予測への適用

(1) 鉛直 2 次元モデルの適用性

まず，鉛直 2 次元モデルによる水質予測の適用性についてまとめる．

現地水質鉛直分布調査から，茨戸川では水温の横断方向の変化がほとんどなく，鉛直方向のみの変化であるため，水温は鉛直 2 次元モデルで解析可能である．水温予測計算は，現地水温変化を精度よく再現していることから，水温計算は鉛直 2 次元モデルで十分な精度で計算している．

SS についても，水深がある程度深い部分では，横断方向への変化はほとんどないことから，鉛直 2 次元モデルでも SS の縦断変化，鉛直変化は十分再現可能である．ただし横断方向でみると，実測 SS は浅い水域では高い値を示している．同モデルは，今回の巻上げ～風速の相関式作成の対象外である 2008 年夏季の濁度変動についてもある程度再現している．一方，浅い水域での SS 変動まで再現・評価する場合には，鉛直 2 次元モデルでは評価はできない．

流動については，狭窄部での通貨流量は鉛直 2 次元モデルで十分な精度で計算できている．ただし底面近傍流速の適切な表現は困難であり，底面せん断力の評価やそれを指標とした底質巻上げ予測には向いていない．

以上から，鉛直 2 次元モデルでは，水温は再現可能であり，SS についても断面内代表値に対する縦断方向，鉛直方向の SS は再現可能である．実用上は 7～9 月の水質変動ならびに水理状況をほぼ再現出来ている．

(2)3 次元モデルの適用性

続いて 3 次元モデルの適用性についてまとめる．

水温については，鉛直 2 次元モデルで十分解析可能である．

SS について述べる．3 次元モデルの感度分析（一定の風速風向を 3 日間与える）を行った．その結果，河道では縦断方向，横断方向ともに SS の分布が生じている．河道流下方向と風の方向が平行になる断面で SS が上昇しており，上昇箇所は風が 180 度反転してもその傾向は大きくは変わらない．横断方向については，浅い水域の SS 変化把握のように，横断方向内で一様ではない現象再現には，3 次元によるモデル計算は必要である．

流況については，鉛直 2 次元モデルでは再現性が低かった底面付近の鉛直分布の再現性が向上した．そのため底面せん断力をパラメータとした底面巻上げ量モデルでも，SS 変動予測結果は現地実測値を概ね再現できる．

以上から，断面内に浅い水域を含む箇所を考慮する必要がある場合，3 次元モデルによる解析が必要である．その他については，鉛直 2 次元モデルでも十分に再現可能といえる．

4.5 結語

本章では，旧川の底質巻上げ・沈降時の実際の挙動を考慮した鉛直 2 次元濁質予測モデル及び 3 次元濁質予測モデルを構築し，茨戸川の水理・水質状況について再現を試みた．また，計算結果をもとに，茨戸川の水理・水質特性について考察を行った．

以下に本章で得られた主な結論を述べる．

1. 茨戸川の各湖盆での底質巻上げ量の設定ならびに，再懸濁後の底質沈降速度の設定の妥当性を検証するため，上流部・中流部を対象として，鉛直 2 次元モデルによる計算を行った．計算では，水温，濁度の時系列変動，狭窄物の通過流量など，現地の流動と水質変動を概ね再現できた．流速については，底面近傍での流速等，詳細な再現までは困難であるが，現地の流速変動を定性的に表現できた．

2. 3 次元モデルにより，風による底質巻上げが最も顕著な水域である上部湖盆を対象に計算を行った．流速については，卓越風向からの風の連続により吹送流が発生している状況を，モデルでもある程度再現できた．また底面せん断力の発生や底質巻上げ現象についても，モデルで概ね表現ができた．

3. 3 次元モデルにより，流心と河岸部での流れや水質変化について考察を行った．浅い箇所における SS の上昇など，茨戸川の巻上げや濁度の空間分布を推定し，旧川の地形形状が流動や水質の特性にも影響していることを示した．

参考文献

[1] 安芸周一，白砂孝夫：貯水池流動形態のシミュレーション解析，発電水力，No.134，1975

[2] 森北佳昭，天野邦彦：貯水池水質の予測・評価モデルに関する研究，土木研究所報告，第 182 号-1，1991

[3] 松尾直規，岩佐義朗，椎野佐昌，山田哲也：平面多層モデルによる貯水池の富栄養化現象の数値解析，水工学論文集，第 35 巻，203-210, 1991

[4] 岩佐義朗：数値水理学，丸善，134-135，1995

[5] 国土交通省河川局：汽水域の河川環境の捉え方に関する手引書，第 2 章, 2-6, 2004

[6] 清水康行：沖積河川における流れと河床変動の予測手法に関する研究，開発土木研究所報告 No.93，1991

[7] 堀田哲夫，東海林光，山下芳浩，陳飛勇：貯水池濁水予測における濁質粒径の取り扱いに関する一考察，水工学論文集第 49 巻，1123-1128，2005

[8] 郡義和：分合流する河川における不定流解析，北海道開発局土木試験所月報第 280 号，1-14，1976

[9] 濱原能成、中津川誠、加藤晃司：都市集水域をもつ閉鎖性水域の総合的水質解析，水工学論文集，第 48 巻，1435-1440，2004

[10] 杉原幸樹，濱原能成，加藤晃司，中津川誠：茨戸川の富栄養化に関する総合的解析その２ － 負荷収支の推定と生態系モデルによる水質シミュレーションー，北海道開発土木研究所月報 No.615，2004

[11] 杉原幸樹，中津川誠，秋山泰祐，坂井一浩，益塚芳雄：茨戸川の水質改善に向けた導水効果の検証，河川技術論文集第 14 巻，491-496，2008

[12] Xiaobo Chao, Yafei Jia, F. Douglas Shields Jr., Sam S.Y. Wang, Charles M. Cooper: Three-dimensional numerical modeling of cohesive sediment transport and wind wave impact in a shallow oxbow lake, Advances in Water Resources 31, 1004-1014, 2008

[13] 気象庁ホームページ：http://www.jma.go.jp/

[14] 国土交通省水文水質データベース：http://www1.river.go.jp/

[15] 横山勝英：強混合型の河川汽水域における底泥の洪水時フラッシュと剪断強度変化に関する調査実験，河川整備基金助成事業報告書，2006

[16] 岩佐義郎，井上和也，劉樹坤，阿部徹：琵琶湖湖流の三次元的な解析，京都大学防災研究所，第 26 号 B-2，1983

[17] 本多忠夫，光易恒;水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究，海岸工学論文集，第 27 巻，90-93,1980

[18] 土木学会編，水理公式集（平成 11 年版）pp. , 丸善，1999

[19] The Princeton Ocean Model: http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/

[20] MEC OCEAN MODEL: http://mee.k.u-tokyo.ac.jp/mec/model/

[21] 沿岸の海洋物理学，東海大学出版，p672, 1993

[22] 田中陽二、鈴木高二郎：密度流・湧昇流の計算を目的とした三次元沿岸域流動モデルの開発について， 港湾空港技術研究所報告，第 49 巻，第 1 号，2010

[23] 梅田信，池上迅，石川忠晴，富岡誠司：ダム貯水池における洪水時濁水挙動に関する数値解析，水工学論文集，第 48 巻，1363-1368，2004

第5章　結論

本研究により得られた結論を以下に述べる．

第1章の概説

第1章では，旧川の水質予測を行うにあたり，主たる汚濁負荷供給源とされる底質巻上げ及び懸濁粒子の沈降形態について，既往研究を整理するとともに，旧川の特徴を踏まえた課題を抽出した．すなわち，本川からの背水等，常時水理的な影響を受ける旧川における底質巻上げのモデル化，底泥の有効密度が明らかに小さく，通常の土粒子を想定したStokes則に従わない沈降形態のモデル化，それらを底質挙動に取り入れた水質予測モデル構築が必要なことを述べた．

第2章の概説

第2章では，研究対象フィールドである石狩川感潮域に位置する旧川である茨戸川の地形・気象・水理特性等について検証し，流動には潮汐と現地の風速風向が顕著に影響していることを確認した．

まず底質の巻上げ現象について，現地観測データをもとに詳細に考察した．既往の知見により，茨戸川上流部の底質巻上げ量は風速に比例することが確認されている．そこで本研究では，まず茨戸川の底質巻上げ量と風の関係の場所による変化を把握することを目指した．濁度連続観測から底質巻上げ量を時系列で把握し，セジメントトラップ調査で得られる巻上げ量と精度比較し，概ね良好な結果を得ることを確認した．この手法から，底質巻上げ量と風の相関を茨戸川中・下流部でも検証し，中・下流部は上流部に比べて巻上げ量と風の相関が弱いことを明らかにした．この原因として，底質巻上げ量と風速の相関が強い場所は，流れの閉鎖性がより強い場所であり，潮汐の影響が相対的に小さいことが推察された．

次いで，底質巻上げ量と巻上げ駆動力の定量化を行った．巻上げ量と底面せん断力の相関を検討した結果，閉鎖性の強い上流部において相関がより強くみられ，この結果は底面巻上げ量と風速の間でみられた関係とほぼ同様の傾向であった．さらに，底質巻上げ量と風速の関係を検討したところ，底面せん断力と比べて風速をパラメータとして表現する手法が，より精度よく底質巻上げ量を評価することが可能であることを示した．

第3章の概説

第3章では，旧川を懸濁する細粒分粒子の沈降特性を把握するとともに，沈降速度を定量化した．

まず，茨戸川で採取した底質の再懸濁を想定し，底質撹拌水を静置してSS沈降試験を行い，沈降形態の観察，SS濃度低減による沈降速度の算出，沈降進行に伴う懸濁物粒度組成の変化測定を行った．茨戸川の底質は，SS沈降試験開始直後に砂に該当する粒径$75\mu m$の成分が数時間内で全て消滅し，試験開始後2日程度で濁質の中央粒径が$10\mu m$になることを確認した．茨戸川底質の沈降速度は，土粒子のStokes沈降則に比べて1〜2オーダー小さく，中央粒径が$10\mu m$になると，$0.1m/day$オーダーとなり，ほぼ浮遊状態に近い沈降速度であることを確認した．また石狩川下流域の堆積土砂による沈降試験結果

と比較し，懸濁物の中央粒径が同一の場合，茨戸川の懸濁物は石狩川に比べて沈降速度が 1 オーダー程度小さいことを示した．

底質沈降試験と河川水懸濁物の沈降試験結果を比較したところ，試験開始 2 日後に懸濁物粒径ならびに濁質の沈降速度は，両者でほぼ同じとなり，底質沈降試験では巻上げ由来成分は約 2 日で沈積することを確認できた．以上から本研究で実施した底質撹拌による沈降実験から得られた沈降速度は，概ね現地現象を表現していることを確認した．

次いで懸濁物の沈降速度と，中央粒径の関係についてモデル化を行った．懸濁物の沈降速度を定量化することを試みた，沈降試験での観察結果を踏まえ，沈降速度から粒子の密度を算出し，懸濁物の中央粒径 d_{50} をパラメータとして表現した．

また中央粒径 d_{50} が $1\mu m$ 以上の成分を対象として，d_{50} に応じた底質沈降速度の式を提案した．(1)d_{50} が 10〜$75\mu m$ の成分は，d_{50} に応じた粒子密度を算定，(2)d_{50} が $75\mu m$ 以上の成分は土粒子の密度を設定，(3)d_{50} が $10\mu m$ 未満の成分については，梅田らが提案した消滅率も考慮した沈降モデルで妥当な結果を得ることができた．

第 4 章の概説

第 4 章では，静水圧分布を仮定した鉛直 2 次元モデルならびに 3 次元水質予測計算モデルを対象に，濁質予測の精度向上を図った．

まず鉛直 2 次元モデルに，第 2 章で得られた底質巻上げ（再懸濁）モデルを組入れ，風による底質巻上げ量の変化を考慮することで，現地気象条件に応じた底質巻上げ量による濁質供給量の変化を考慮した．また，第 3 章で得られた懸濁物沈降モデルを組み入れ，土粒子の Stokes 沈降則に従わない旧川の水中懸濁物の挙動を考慮し，細粒分が多く濁水が長期化する傾向にある閉鎖性水域の濁質計算モデルを提案した．

これらの底質・濁質挙動をモデルを組み入れて計算を行った結果，今回提案したモデルは，水温及び SS の変動についていずれの年・観測地点でも，計算値は実測値をほぼ再現できた．また現地流動についても，狭窄部の通過流量の変化を概ね再現しており，ある程度その特性を再現することができた．

一方，鉛直 2 次元モデルでは，浅い部分での SS の上昇等，平面的な流況変化に起因する水質・流動現象については検証することが困難である．また鉛直方向の流速分布の再現も困難であった．そこで，3 次元モデルにより，茨戸川の流動と SS 挙動について横断面内での濁度分布や変動，平面・横断面の流れや濁質輸送について解析を行った．

3 次元モデルにより，現地での卓越風向により平面的な巻上げ顕著な箇所が変化し，風と河道流下方向が平行し，浅い箇所で巻上げが顕著になることを感度分析から示すことができ，断面内でも浅い箇所での濁度上昇がみられることを確認できた．浅い箇所における SS の上昇など，茨戸川の巻上げや濁度の空間分布を推定し，旧川の地形形状が流動や水質の特性にも影響していることを示した．

最後に鉛直 2 次元モデルと 3 次元モデルの適用性について考察を行った．水温や濁度の中長期的変動は，鉛直 2 次元モデルで十分に再現している．ただし浅い水域の SS 変化把握のように，横断方向内で一様ではない現象再現が風速風向に応じて生じており，詳細な SS 上昇等を捉えるためには 3 次元によるモデル計算が必要となる．

本研究の実務への成果と今後の課題

以上，茨戸川をフィールドとして，河跡湖の水質改善について考察を行ってきた．今回対象とした箇所では，水質問題が生じる夏季に卓越する風向が同一方向であり，底質からの巻上げ量が汚濁負荷の主たる供給源であることが知られている．

このような水域において，容易かつリアルタイムで入手可能である気象データを用いることで，現地で藻類増殖の因子である総リンと相関の強い SS の動態に関するモニタリングや今後の動態を，迅速にかつ十分な精度で行うための手法を提案できたと考える．

また底質沈降についても，土粒子に近い沈降形態を示す成分から水に近い密度を示す成分まで混在する懸濁物の動態を中央粒径で十分な精度でモデル化を行うことができ，現地の SS 変動を適切かつ簡便に表現できることを示すことができた．

今回の手法自体は，実験的手法により各パラメータを同定したものであり，各水域に応じて同定する必要があるが，モデルの基本的考え方の構築等に，同様の河跡湖の水質改善策を検討するにあたり，今回の研究での検討過程や結果を活用することが期待できると考えるものである．

謝辞

本研究は，筆者が独立行政法人土木研究所寒地土木研究所に在職中の研究成果をとりまとめたものである．

北海道大学工学研究科教授　清水康行先生には，主査として本研究を実施，とりまとめる機会を与えていただきました．研究の進捗の遅い筆者に対し，忍耐強く終始暖かくご指導と激励をいただきました．ここに深く感謝の意を表します．

北海道大学工学研究科教授　泉典洋先生，准教授　木村一郎先生には，本論文の副査として本研究の細部にわたり多くのご助言をいただきました．ここに感謝の意を表します．

北見工業大学工学部教授　渡邊康玄先生には，先生が寒地土木研究所に在職中から研究に関する多くのご指導をいただき，本研究を進める上でも多くのご助言をいただきました．ここに感謝の意を表します．

国土交通省北海道開発局石狩川開発建設部（現：札幌開発建設部）の方々には，貴重な現地調査データを提供いただいた他，調査研究に当たり多くの助言をいただきました．ここに感謝の意を表します．

室蘭工業大学教授 中津川誠先生には，茨戸川での研究について助言をいただくとともに，研究への取り組みについても多くの激励をいただきました．ここに感謝の意を表します．

（株）福田水文センター 杉原幸樹氏には，茨戸川における現地観測，水質計算について多くの議論を行い，貴重な助言をいただきました．ここに感謝の意を表します．

茨戸川での現地調査・室内沈降試験の実施に当たっては，(株）福田水文センター，(株）北水エンジニアリング，(株）東亜エンジニアリングの方々に多くの協力をいただきました．その他本研究を行うにあたって関係された全ての方々に，改めて御礼を申し上げます．

寒地土木研究所 所長 柳屋圭吾氏，寒地水圏研究グループ長 浜本聡氏，水環境保全チーム上席研究員 矢部浩規氏，また本研究の実施期間当時に在職された 元所長 恒松浩氏，前所長 川村和幸氏，寒地水圏研究グループ 元グループ長 石田亨平氏，吉井厚志氏，前グループ長 許士裕恭氏，水環境保全チーム 元上席研究員 山下彰司氏には，本研究の実施や学位論文とりまとめにご理解いただき，多大なご支援，ご協力をいただきました．また寒地水圏研究グループ水環境保全チーム，寒地河川チームの現在及び歴代の職員の皆様をはじめ，寒地土木研究所の関係される皆様には，研究の実施にあたり多大なご協力，ご助言をいただきました．ここに深く感謝の意を表します．

最後に本研究の実施に応援，協力してくれた家族に心から感謝いたします．