

2008 年度 修 士 論 文

有明海奥部における懸濁態物質の挙動に関する研究
Study on the behavior of Suspended Solids
in the inner part of Ariake Bay

大城 亨太
Oshiro, Ryota

東京大学大学院新領域創成科学研究科
社会文化環境学専攻

目次

1 序論	1
1.1 背景・目的	1
1.2 既往の研究	2
1.3 本研究の目的	3
2 現地観測	4
2.1 観測の目的	4
2.2 観測の概要	4
2.3 観測結果・考察	6
2.3.1 流動	6
2.3.1.1 流速の平面分布	6
2.3.1.2 流速の鉛直分布	7
2.3.1.3 潮汐残差成分	11
2.3.2 水質	13
2.3.2.1 水質の平面分布	13
2.3.2.2 水質の鉛直分布	16
2.3.2.3 各水質の相関関係	23
2.3.3 懸濁態物質:SS	27
2.3.3.1 SSと濁度の変換	27
2.3.3.2 SSフラックス	27
2.3.3.3 SSと流速	29
2.3.3.4 底面せん断応力	30
2.3.3.5 上げ潮時の高濁度についての考察	33
2.4 現地観測まとめ	35
3 数値実験	36
3.1 実験の目的	36
3.2 実験の概要	36
3.2.1 ROMSについて	36
3.2.1.1 基礎方程式	37

3.2.1.2 SS 輸送	37
3.2.1.3 底面せん断応力	38
3.2.1.4 S 座標(ストレッチ座標)	38
3.2.2 計算条件	39
3.3 実験結果・考察	40
3.3.1 一般的な時空間変動	40
3.3.1.1 岸沖方向における SS の時間変動	40
3.3.1.2 沿岸方向における SS の時間変動	41
3.3.2 潮流, 河川流のバランスと SS の関係	43
3.3.2.1 潮位差との関係	43
3.3.2.2 河川流量との関係	48
(1) 平常時の流量の範囲で変化させた場合	48
(2) 渇水時, または洪水時と仮定した場合	53
3.3.3 底質条件と SS との関係	58
3.3.4 潮位差, 河川流量, 底質条件のまとめ	60
3.3.5 海底地形と SS との関係	61
3.3.6 成層状態と SS との関係	68
3.3.7 年間での堆積量	74
3.3.8 潮汐の減少との関係	75
3.4 数値実験のまとめ	78
4 結論と今後の課題	79
参考文献	81
謝辞	83

1 序論

1.1 背景・目的

有明海奥部には広大な干潟が存在する。そこには多様な生物が生息し、かつては漁業も盛んに行われていた。しかし近年、赤潮の発生や貧酸素水塊の形成、それに伴う生物の減少が報告されている。漁獲量の減少や養殖ノリの色落ちなどは社会的な問題にもなっており、水環境悪化の原因を解明することが求められている。

懸濁態物質(Suspended Solids 以下 SS)は、河川から海域に流入・拡散していく過程で、栄養塩と吸着・遊離しながら、巻き上げ・沈降を繰り返し、沿岸域の物質循環や生態系、地形変化に大きな影響を与えることが指摘されている。そのため、SS の挙動は、赤潮や貧酸素水塊と密接に関係していると考えられている。有明海は、潮位差が最大 5m 以上と大きく、強い潮流が生じるため、奥部には広い範囲に高濁度域が存在している。したがって、有明海奥部において多量に存在する SS の挙動を把握することは、有明海の水環境を考える上で、きわめて重要な課題である。

そこで本研究では、有明海に流入する河川の中で流量が最大である筑後川河口域において、流動構造と SS の空間分布との関係、および SS の輸送特性を把握することを目的とした。また、河口域は河川と潮汐の相互作用によってその流動構造が時間的に大きく変化する。そこで、特に潮汐(潮位差)・成層(密度差)といった物理過程と SS の挙動との関係について注目した。

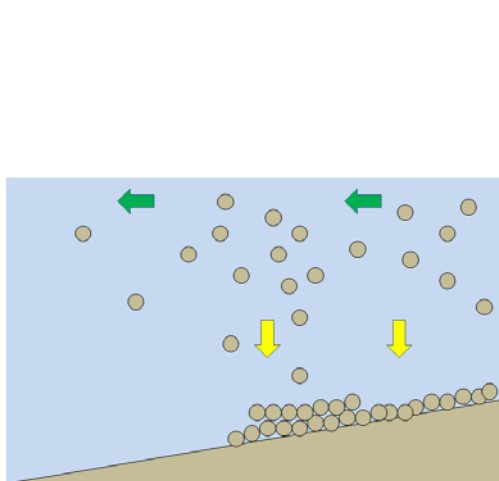


図-1.1 SS の堆積による地形変化

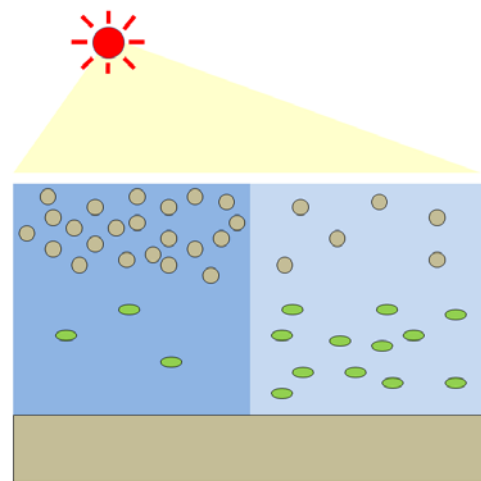


図-1.2 植物プランクトンの光合成制限

1.2 既往の研究

有明海の懸濁態物質に関しては、古くから研究が行われており、瀬口ら(1989)は有明海奥部の浅海域で流速と濁度の連続観測を行い、波浪の重要性を指摘している。

中川ら(2002)は、現地観測に基づき基本的な懸濁態物質の時空間変動特性を示した上で、有明海湾奥部には東部(筑後川沖)から西部へ向けて懸濁態物質が輸送される傾向があることを示している。底泥輸送が潮汐流に強く支配されていることも報告している。干潮時においても 20cm/s 以上の強い流れがあることが、湾奥部の高濁度の原因だと指摘している。底泥輸送の計算も行っているが、浮遊泥濃度の再現性に問題が残されている。

八木ら(2005)は、筑後川河口沖の滞筋上と干潟上で観測を行い、湾奥向きの残差流が発生すること、SSの輸送方向は残差流の向きとは必ずしも一致しないことを示している。滞筋で沖向き、干潟上で岸向きのフラックスになると報告している。上げ潮時と下げ潮時の SS 濃度継続時間の非対称性と、それによって引き起こされる SS の岸向き輸送について、そのメカニズムを今後検討する必要があると述べている。

速水ら(2006)は、有明海北西部の塩田川沖において、海底水道に沿った観測を行い、SS フラックスは湾奥向きであり、湾奥のごく浅海域に SS が集積する傾向にあることを示している。SS フラックスを湾奥向きにする最大の要因は残差流であり、それに加えて、下げ潮時に比べて上げ潮時の方が SS の値が大きくなることの効果もあるとしている。しかし、SS フラックスは鉛直積分されているので、SS の挙動が上層と下層でどのような違いを示すのかは明らかにされていない。また、上げ潮時に高濁度になる原因についても、簡単な数値計算を用いて移流の影響が小さいことを示したのみで、そのメカニズムに関しては、明らかにされていない。

このように、有明海湾奥部の懸濁態物質の挙動については徐々にその性質が明らかにされつつあるが、湾奥部に広がる広大な干潟浅海域における懸濁態物質の性質や輸送特性については十分に明らかにされているとは言えないのが現状である。

1.3 本研究の概要

本研究では、現地観測と数値実験という二つのアプローチを用いる。まず現地観測によって、筑後川河口域における流動構造とSSの空間分布・輸送特性を把握する。次に数値実験によって、物理過程とSSの挙動との関係を明らかにし、観測によって得られた知見の定量化を行う。

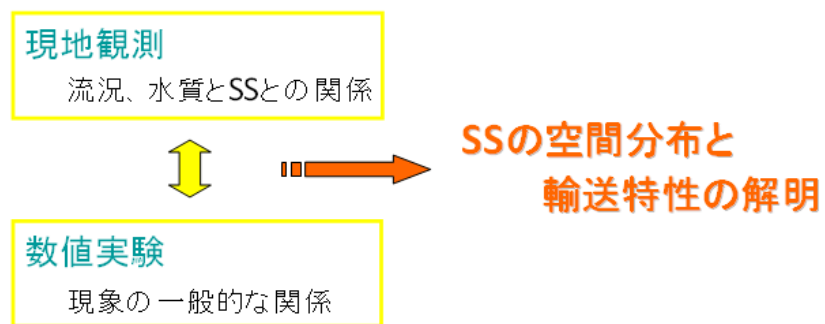


図-1.3 研究フロー

2 現地観測

2.1 観測の目的

有明海に流入する河川の中で流量が最大である筑後川河口域において、流動構造とSSの空間分布との関係、およびSSの輸送特性を把握することを目的とした。

2.2 観測の概要

大潮である2007年9月29日に、筑後川河口域において現地観測を行った。図-2.1に示すように、筑後川は有明海の北東部の湾奥に位置する。

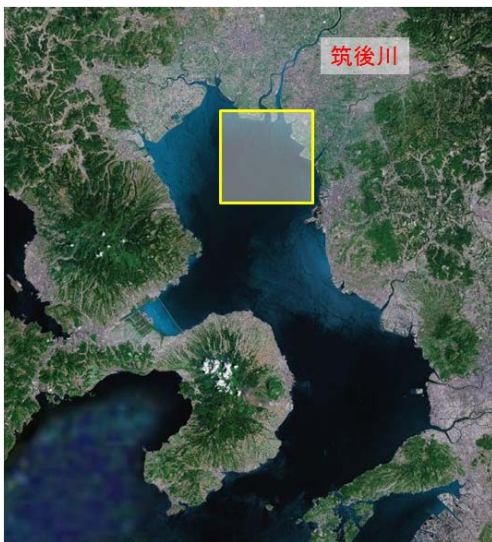


図-2.1 有明海における観測範囲



図-2.2 観測地点と海底地形

観測地点は、図-2.2に示すように、河口域に8地点を格子状に設けた。筑後川の河口からは2本の滞筋が発達しており、支川早津江川からは1本の滞筋が延びて、沖合で分岐、合流している。海底地形との関係では、St.1、St.3、St.5は滞筋上にあり、その他の測点は滞筋からは少し離れている。

各測点において、超音波ドップラー流速計(RD Instruments社製 WorkhorseADCP 1200kHz)(図-2.3)によって流速と流向の鉛直分布、多項目水質計(アレック電子社製 AAQ1183)(図-2.4)によって水質(水温・塩分・溶存酸素・クロロフィル・濁度)の鉛直分布を計測した。また、表層水を採水バケツで、底層水をバンドン採水器(図-2.5)によって採取した。St.1～St.8でこれらの作業を行うことを1回のrunとし、これを5回繰り返した。これは、上げ潮時と下げ潮時の両方で測定することによって、潮汐の影響を除いた解析を可能にするためである。採取した水サンプルは、冷蔵保存して実験室に持ち帰り、分光光度計(HACH社製 DR EL/2400)(図-2.6)を用いて、SSの濃度を分析した。当日の潮位(大浦)と各runとの関係を図-2.7に示す。



図-2.3 超音波ドップラー流速計(ADCP)



図-2.4 多項目水質計(AAQ)



図-2.5 バンドン採水器



図-2.6 分光光度計(DREL/2400)

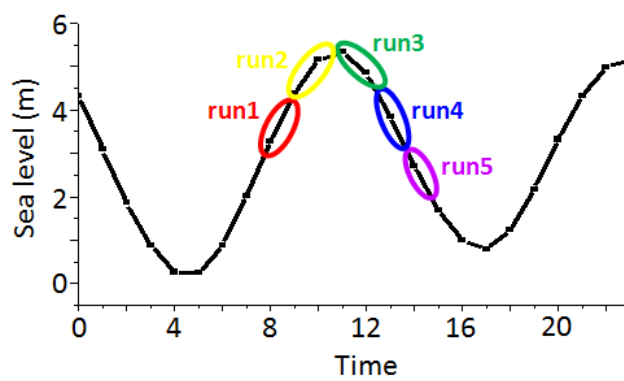


図-2.7 潮位グラフと観測時間

2.3 観測結果・考察

2.3.1 流動

2.3.1.1 流速の平面分布

各 run における、表層と底層の流速ベクトルの平面分布を図-2.8, 図-2.9 に示す。このとき、ADCP で計測を行えない水面付近の流速については、ADCP の第 1 層の流速を、水面まで一定として与えた。

上げ潮から下げ潮にかけて、流向は反時計回りに変化していることがわかる。これは最奥部からの流れの影響であると考えられる。表層では、最大流速は、上げ潮時、下げ潮時ともに約 80cm/s であった。底層ではほとんどの場合、表層に比べて流速が少し小さくなるだけで、流向の傾向は表層と変わらない。しかし、満潮付近の run2, run3 においては、底層の方が表層よりも流速が大きくなるケースも見られた。これは、潮流が弱まることで、潮流に対する河川流の影響が強くなるためだと思われる。

海底地形との関係では、底層で滞筋とそれ以外の測点での違いが見られる。上げ潮時の run1 において、滞筋ではない St.2, St.4 が、滞筋の測点よりも大きな流速になっている。また、流向が大きく変化する満潮付近の run2, run3 において、滞筋の St.1, St.3 は、他の測点よりも流向の変化への対応が遅れていることが確認できる。滞筋とそれ以外の測点でのこれらの違いは、滞筋が河川の影響を受けやすいことを表している。河口から同心円状に等距離の地点であっても、海底地形によって、流動には違いが見られることがわかった。

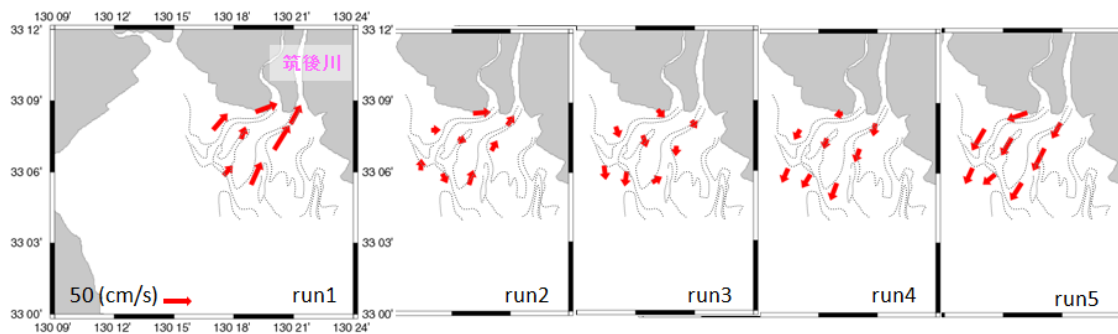


図-2.8 流速の平面分布(表層)

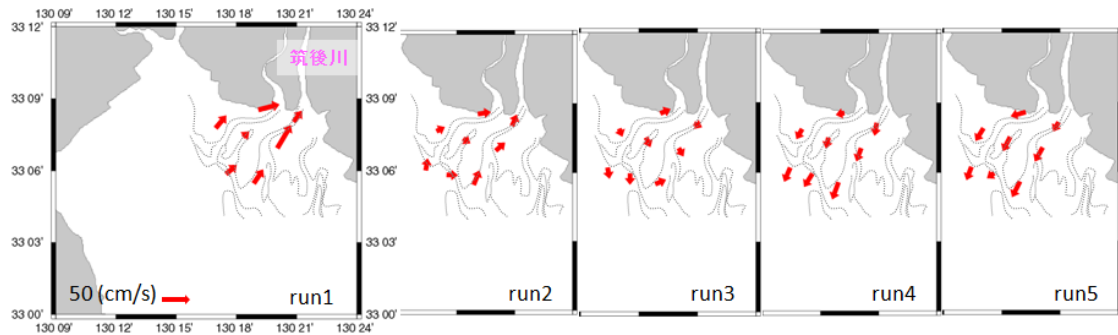


図-2.9 流速の平面分布(底層)

2.3.1.2 流速の鉛直分布

各測点における、流速の鉛直分布を図-2.10 に示す。ほとんどの測点において、対数則のような分布になっているが、上げ潮から満潮にかけての run1, run2 において、比較的河口に近い St.2, St.3, St.4, St.5 で流速分布に鉛直シアが確認できる。下げ潮時の流速分布には、このようなシアは見られない。

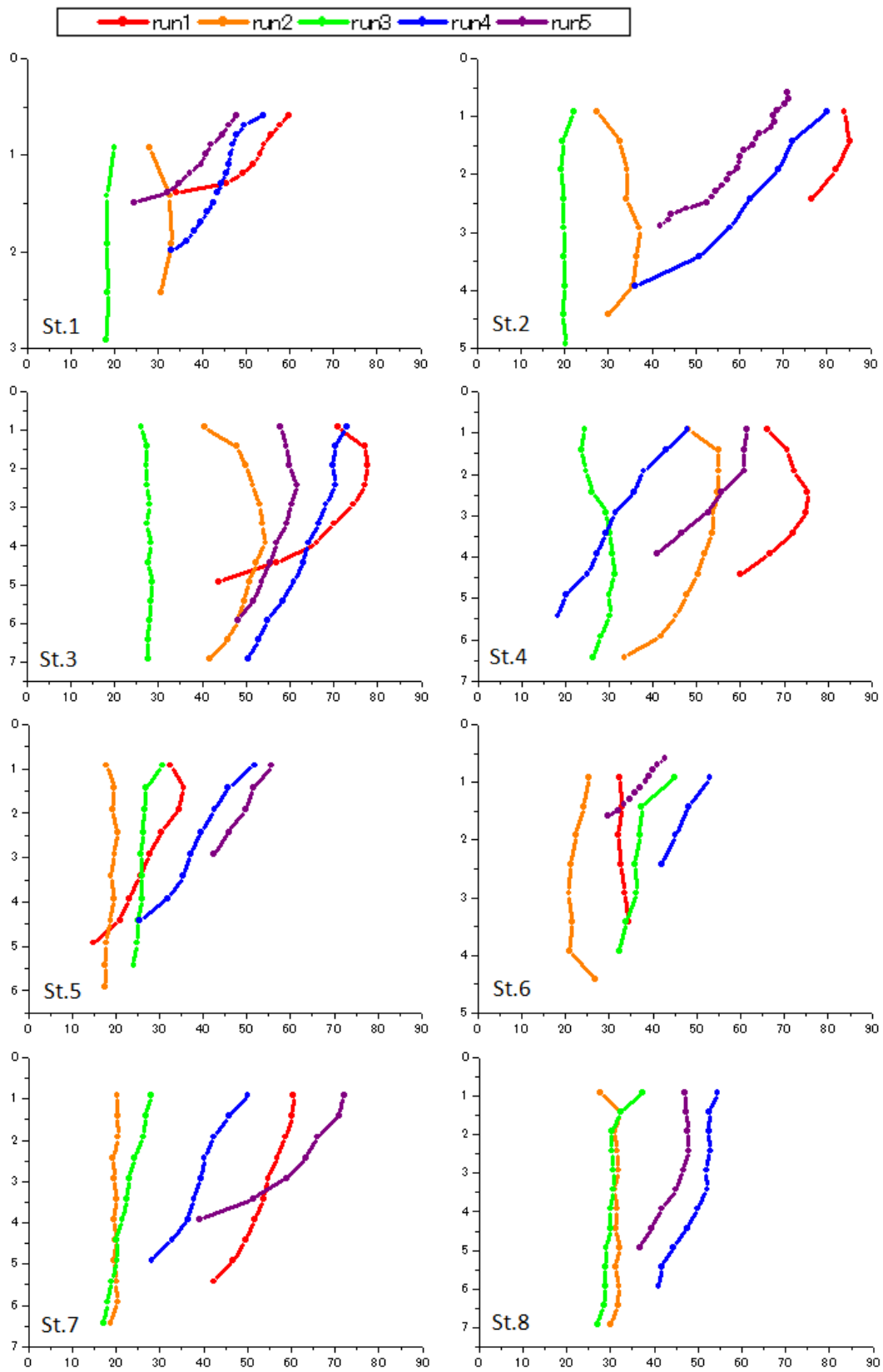


図-2.10 流速の鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸は流速(cm/s)）

潮流と河川流の相互作用をより具体的に把握するために、潮流の往復流方向に流向を統一した鉛直分布図を作成した。潮流の往復流方向で、潮流と河川流の相互作用が最も大きくなると考えられるためである。ここでは、往復流の流軸方向を、上げ潮時、下げ潮時の最大流速の流向より、真北から右回りで 35° と設定し(図-2.11)、各 run、各測点の流速を、流軸平行成分と鉛直成分とにベクトル分解した。このとき陸向きを正とした。

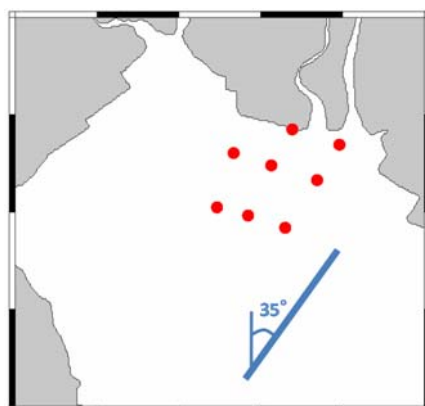


図-2.11 流軸の設定

各測点における、流軸平行成分の鉛直分布を図-2.12 に示す。多くの測点で、上げ潮、下げ潮にかかわらず表層に河川流の影響を確認することができる。St.3, St.4 では、上げ潮時の run1, run2 において、大きな鉛直シアを確認することができる。河川流の影響が見られることと、下げ潮時にはこのようなシアが見られないことから、このシアは河川流と潮流の相互作用、ぶつかり合いによって生じたものだと考えられる。この日の気象条件は、北東の風 $3\sim 5(\text{m/s})$ が連続的に吹き続けている状態であったので、海上風のせん断応力も、このシアの形成に寄与したものと考えられる。

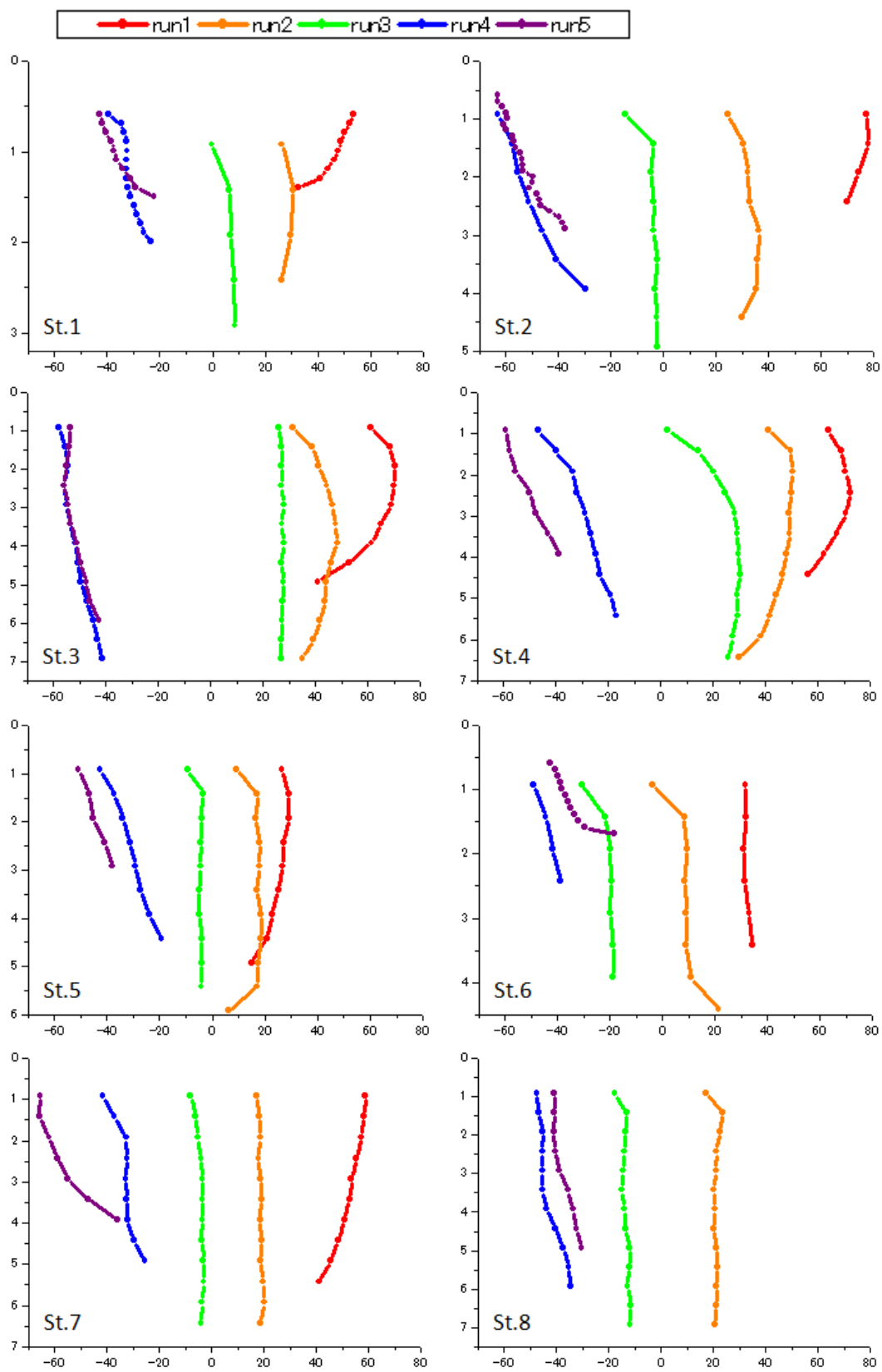


図-2.12 流軸平行成分の鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸は流速(cm/s)）

2.3.1.3 潮汐残差成分

有明海の流動構造は潮流が卓越することが報告されているが、潮流は基本的に往復流であるため、物質輸送をより正確に評価するためには、潮汐周期変動を除去した流れを把握することが必要となる。そこで、ADCP の流速データから潮汐残差成分を計算した。

方法としては、河川の影響を排除しないように、まず各 run、各測点での鉛直流速分布を図-2.13 のように5層に分割し、それぞれの層で平均流速を計算した。次に2.3.1.2と同様に往復流の流軸方向(真北から右回りに35°)を設定し、平均流速を流軸平行成分と鉛直成分とに分解した。そして各測点において、単位時間当たりの水位変動と流軸平行成分(陸向きが正)の相関図を作成し、その回帰直線の切片を潮汐残差成分とした(図-2.14)。

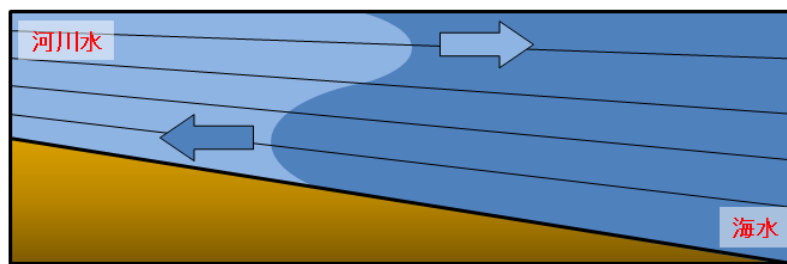


図-2.13 5層に分割するイメージ

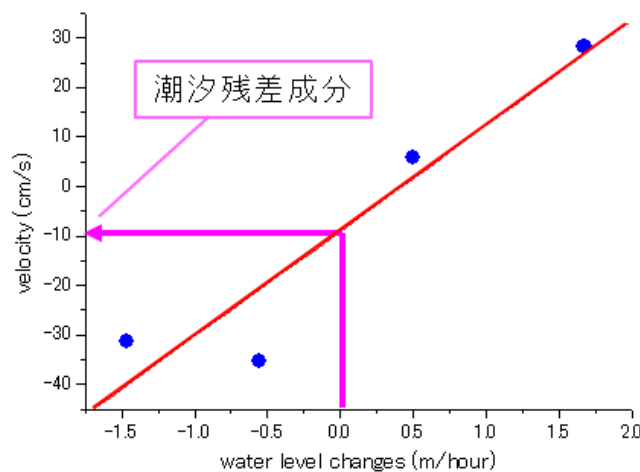


図-2.14 潮汐残差成分の求め方

計算された残差成分(表層, 中層, 底層)を図-2.15 にベクトル図で示す。矢印の大きさが流速の大きさを表している。河川流と残差成分の関係を見るために、各測点において、平均水深に対する塩分躍層水深の割合を百分率で求め、スプライン補間を用いてコンターで表した。河川の影響が大きい測点は色が薄く、影響が小さい測点は色が濃く表示されている。

潮汐残差成分は、河川の影響が大きい測点では、表層で沖向き、中層以深で陸向きのエスチュアリー循環型の流れになっていた。しかし、河川の影響が小さい測点では、残差成分はどの層も陸向きだった。筑後川河口域では潮汐残差成分は基本的に陸向きで、河川の影響が大きくなる場合だけ、表層で沖向きになるという流動構造が把握できた。

海底地形との関係では、滞筋よりもそれ以外の測点の方が、残差成分が大きくなるという傾向が確認できた。滞筋は流量フラックスが多く、潮汐の影響を強く受けているためと考えられる。

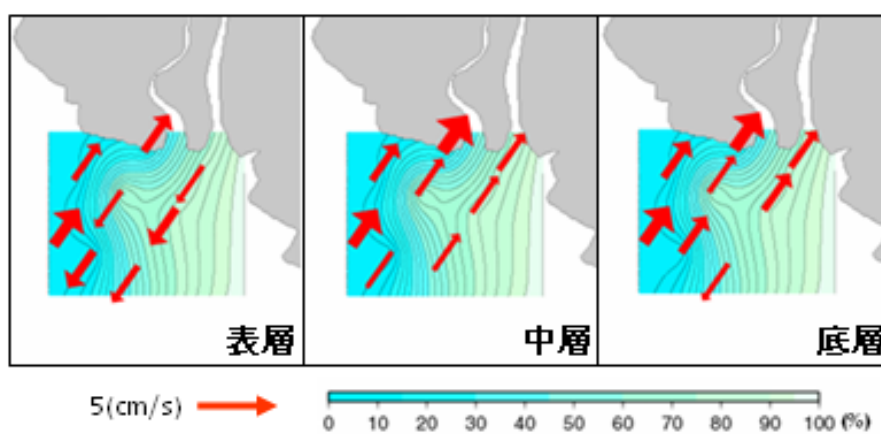


図-2.15 潮汐残差成分(ベクトル), 平均水深に対する躍層水深の割合(コンター)

2.3.2 水質

2.3.2.1 水質の平面分布

多項目水質計により計測した水質(水温・塩分・DO・クロロフィル・濁度)の各 run における平面分布を図-2.16～図-2.20 に示す. スプライン補間を用いてコンター図を作成した.

水温は, run2～run5 においては各測点で概ね一様だが, run1 においては河口付近でやや低い値になっている. このとき塩分の値も小さくなっているため, 低水温の河川水が流入したと考えられる.

塩分は, 前述の run1 においてだけではなく, run5 においても河口付近で低い値の分布が見られる. これは下げ潮に伴って, 河川水の分布域がそれ以前に比べて広がったためだと考えられる.

DO は, run1 において河口付近で貧酸素状態になっている. 濁度の結果を見ると, run1 は底層で特に高濁度となっているので, 巻き上げによって浮上した有機物によって酸素が消費された可能性が考えられる. 阿部ら(2003), 徳永ら(2005)は, 有明海奥部の貧酸素水塊の形成に対して再懸濁物質による酸素消費が重要であることを指摘し, SS による酸素消費速度は底泥の約 7 倍にもなると述べている. また, run5 においては, 河口から離れた範囲で高 DO の分布が見られるので, 湾央は湾奥に比べて DO が高いことがわかる.

クロロフィルと濁度は同様の傾向を示している. 上げ潮時の run1, 下げ潮時の run5 において高い値を示し, 満潮付近では低い値になっている. run1 の底層において, 特に高い値が広範囲に分布していることが特徴的である. このことより, 下げ潮時に比べて, 上げ潮時には底泥の巻き上げがより顕著になっている可能性が示唆された.

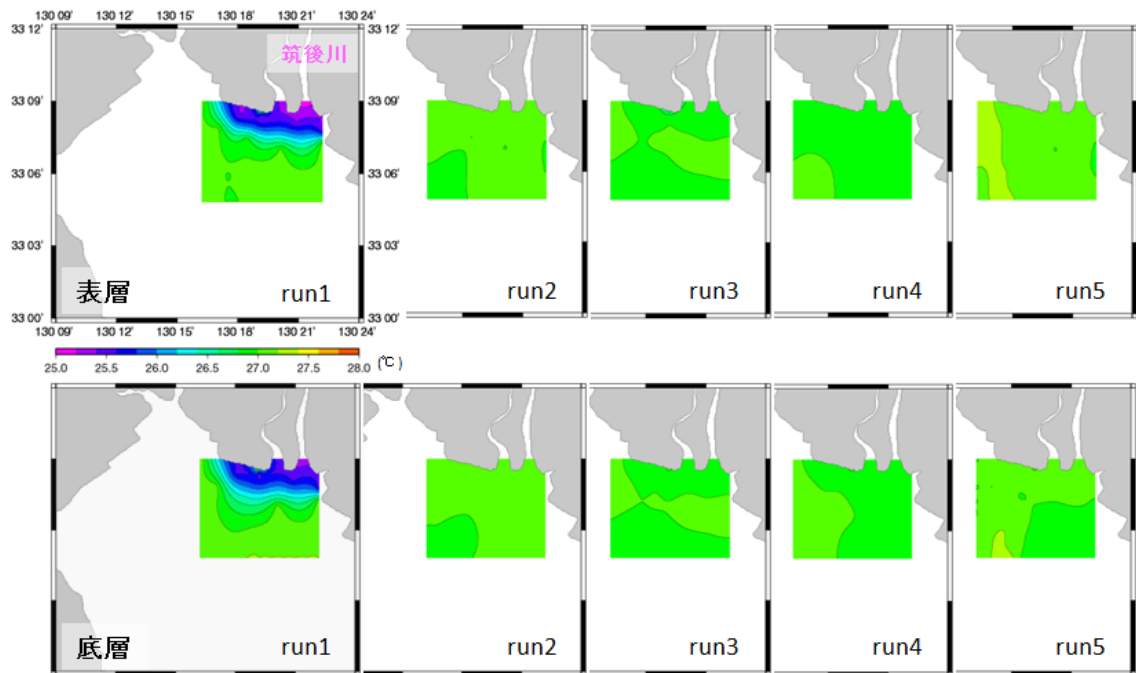


図-2.16 水温の平面分布

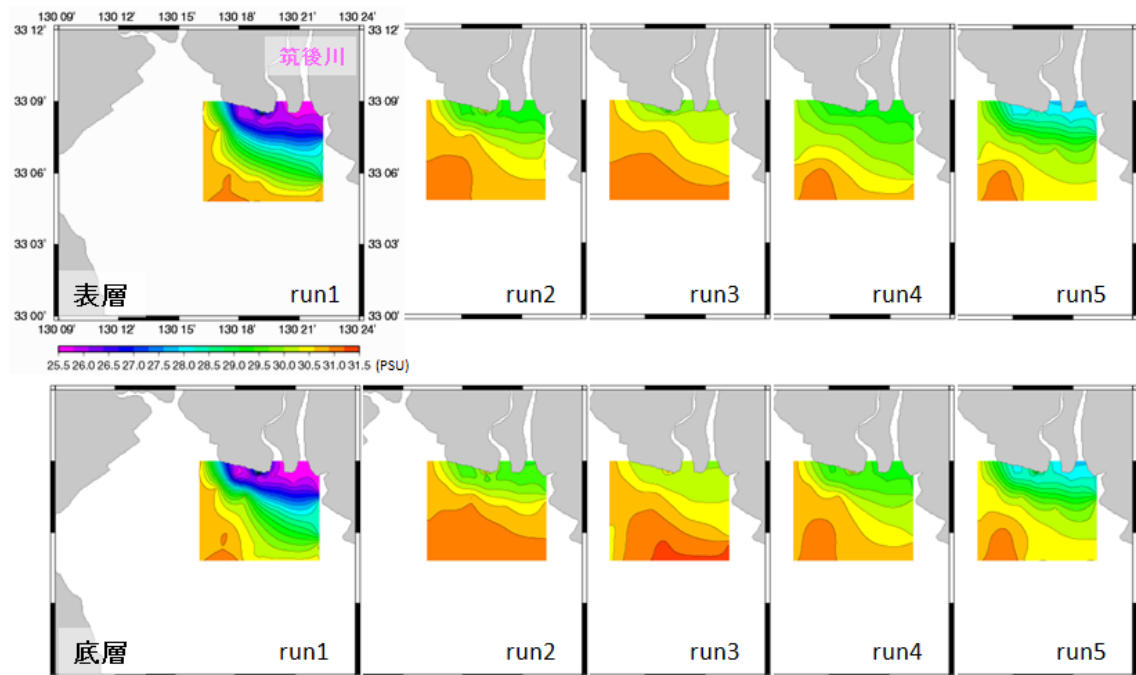


図-2.17 塩分の平面分布

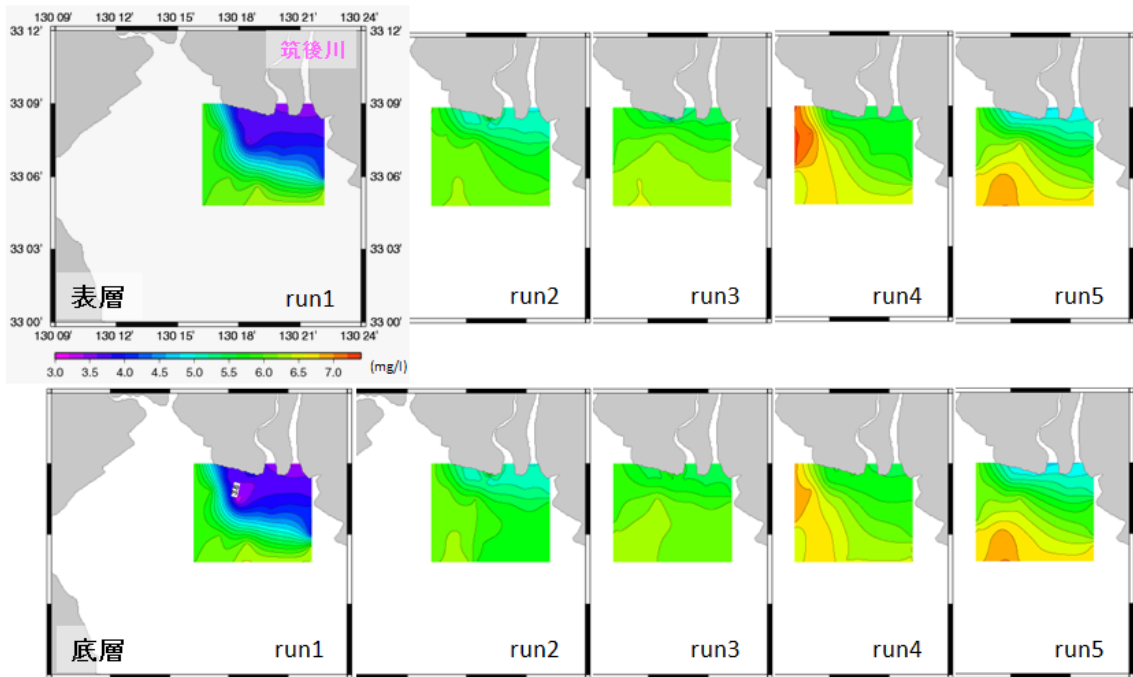


図-2.18 DOの平面分布

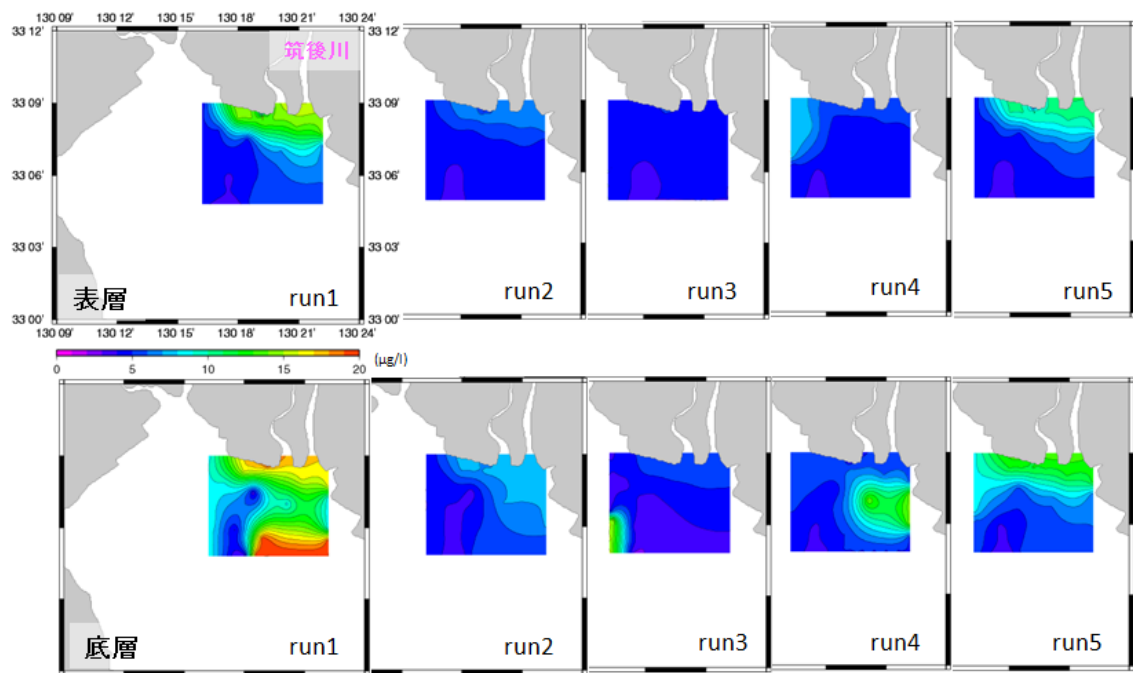


図-2.19 クロロフィルの平面分布

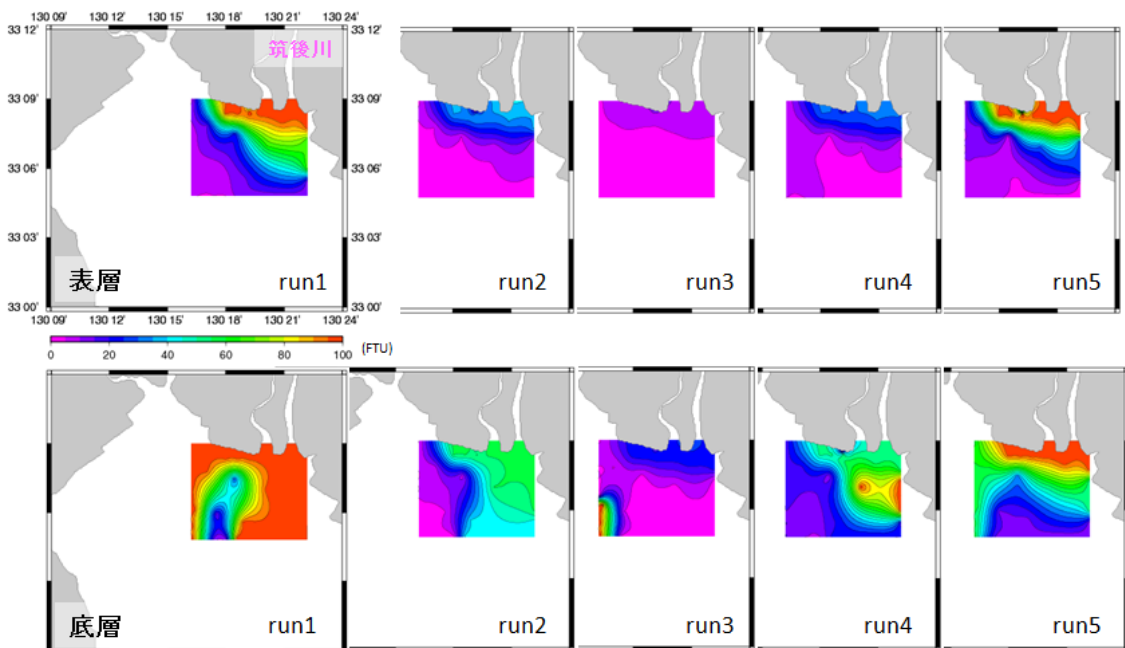


図-2.20 濁度の平面分布の時間変化

2.3.2.2 水質の鉛直分布

多項目水質計により計測した水質(水温・塩分・DO・クロロフィル・濁度)の各測点における鉛直分布を図-2.21～図-2.25 に示す。ここでは各測点における細かい変化に注目したかったので、グラフの横軸のスケールは測点によって変えてある。スケールを統一すると、細かな変化が見えずに、値が鉛直的に一様であるかのように見えてしまう測点が表れるためである。

まず、上げ潮時の run1 の水温は、水平分布で見られた低水温の河川水の流入が、St.1, St.2, St.3 と移流していく様子が確認できる。塩分でも同様の傾向が見られる。しかし、St.5 では、他の測点とは逆の、上層が高水温、下層が低水温の分布になっている。可能性としては、St.4 と St.5 の間の地点で、潮汐流と河川流のバランスに伴い、低水温の河川水が下層に潜り込むという現象が発生したことが考えられる。しかし、塩分の分布では下層が高塩分になっているため、河川水の潜り込みは考えにくい。したがって、St.1 で見られる低水温水と St.5 で見られる低水温水は、異なる水塊であると考えられる。そして、下げ潮時の run5 においては、St.3, St.4, St.5, St.7 で、上層が高水温、下層が低水温の分布になっており、塩分の傾向とも一致することから、これが上げ潮時に St.5 で見られた低水温水塊だと考えられる。つまり、低水温の河川水とは別に、低水温高塩分の水塊が、潮汐に伴って、河口付近の底層を移動しているという現象が示唆された。

DO は、多少のずれはあるものの、鉛直的には概ね一様である。水平分布で確認された上げ潮時の run1 における貧酸素状態も、鉛直的に一様であることが確認された。これは水深が深くなるに

つれて値が増加していく濁度の鉛直分布とは異なる。したがって、移流などといった、巻き上げによる酸素消費とは別の原因も考えられる。しかし、run1 においては水深が比較的に浅いため、貧酸素の分布が鉛直的に一様になったという可能性も考えられる。なぜなら、St.1, St.4 では下げ潮時の run5 おいても、やや貧酸素状態になっており、このときも DO は鉛直的に一様であるからである。run5 における貧酸素は、移流が原因だとは考えにくいので、やはり巻き上げによって増加した有機物による酸素消費が貧酸素の原因であることが示唆された。

クロロフィルと濁度は、同様の傾向を示している。上げ潮時の run1 においては、St.1, St.2, St.3, St.4, St.7 で、底層にいくにつれて値が上昇するという分布になった。このことから、底泥の巻き上げによって、クロロフィルと濁度の値が増大したと考えられる。これらの測点には、河川の影響が大きいという共通点がある。したがって、河川の影響が巻き上げを促進している可能性が考えられる。しかし、下げ潮時の run5 においては、底層にいくに従い値が大きくなるという分布が、run1 においては見られなかった St.5, St.6 でも確認でき、河川の影響との関係が見られない。このことから、これらの巻き上げは、河川の影響だけではなく、潮流の向きとも大きく関係していることが示唆された。

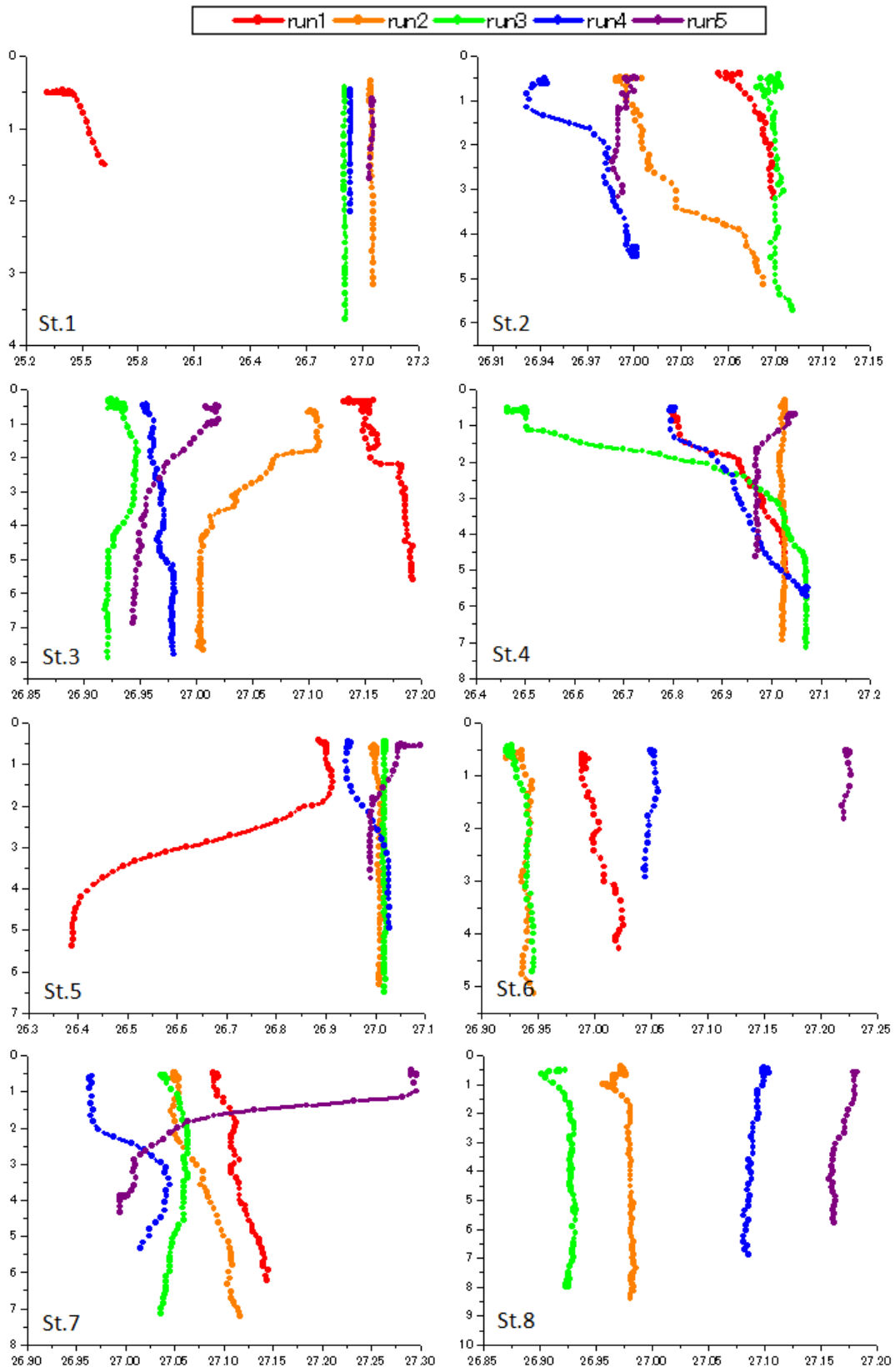


図-2.21 水温の鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸は水温(°C)）

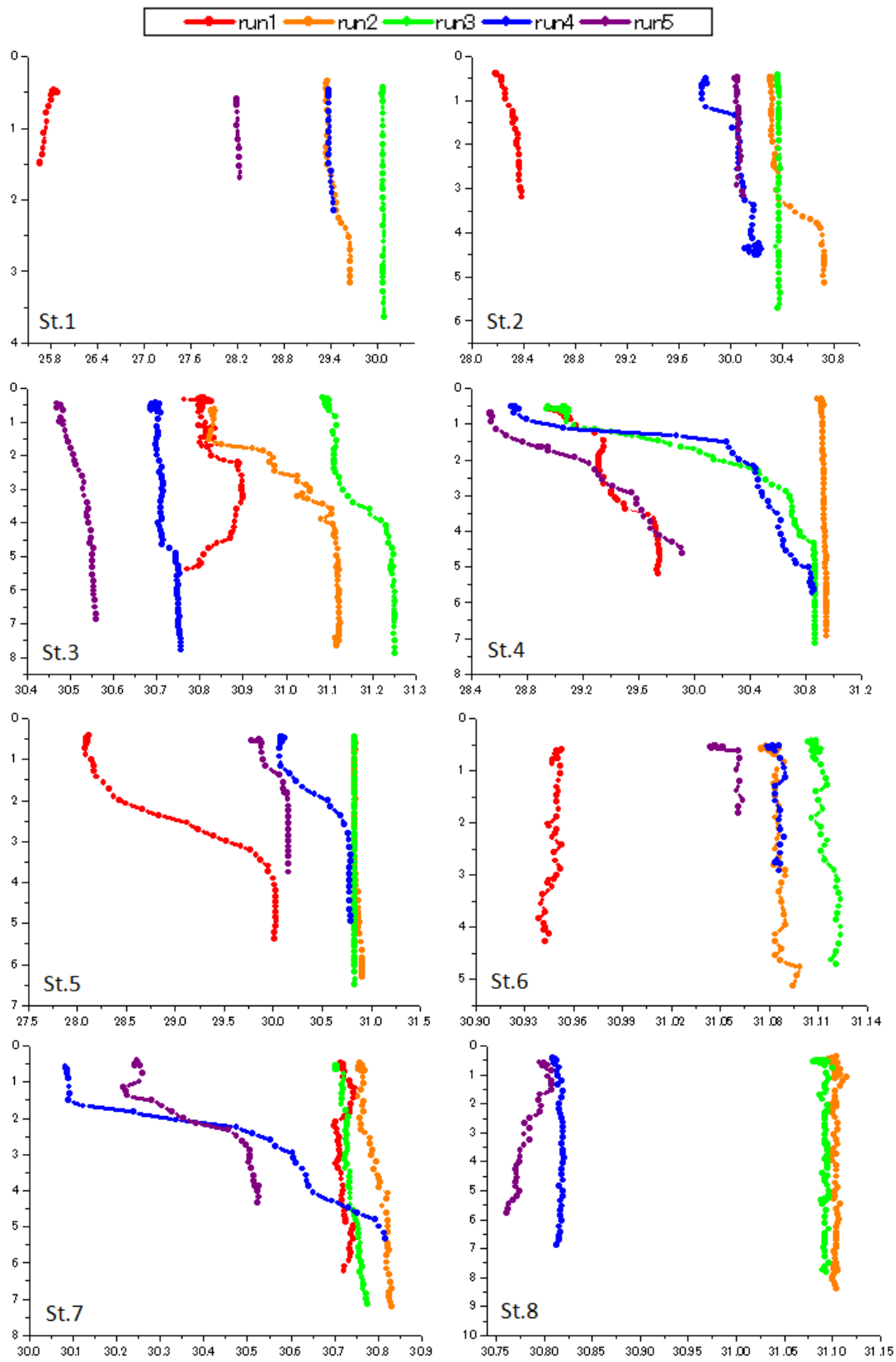


図-2.22 塩分の鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸は塩分(PSU)）

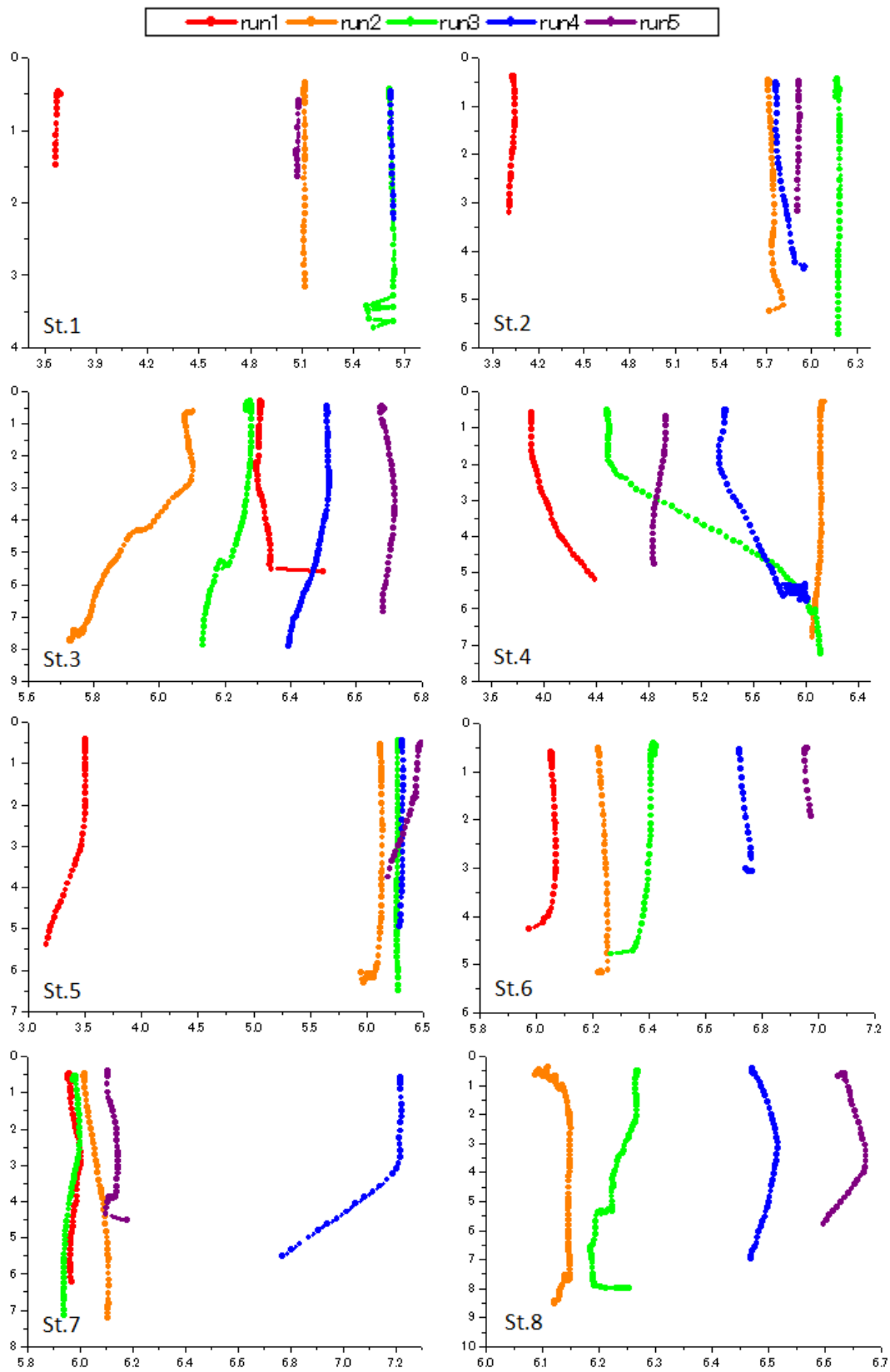


図-2.23 DOの鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸はDO(mg/l)）

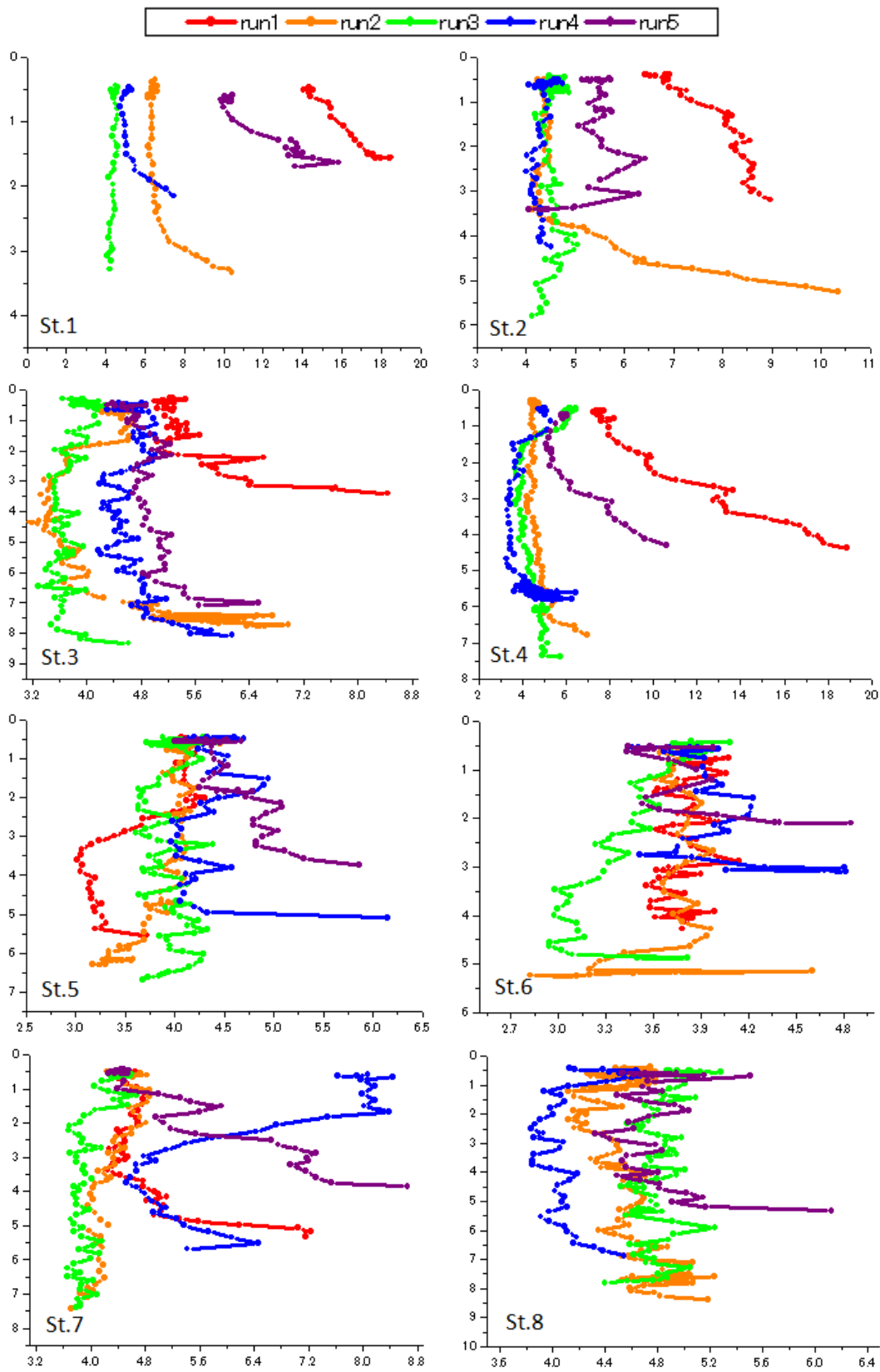


図-2.24 クロロフィルの鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸はクロロフィル(μ g/l)）

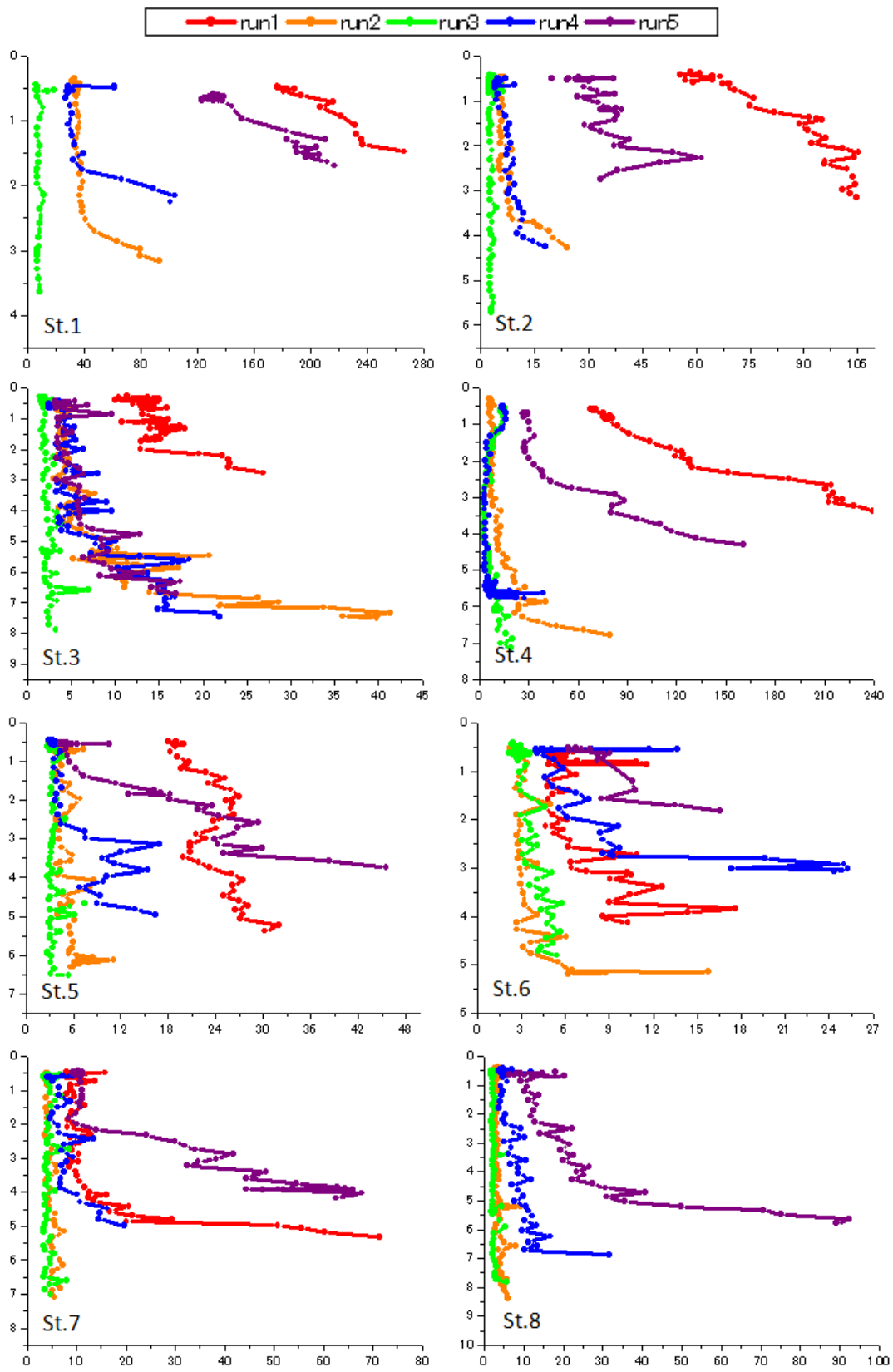


図-2.25 濁度の鉛直分布（縦軸は水深(m), 横軸は濁度(FTU)）

2.3.2.3 各水質の相関関係

各水質項目の相関関係を図-2.26 に示す. 各 run によって色分けされているが, 相関係数は全体で出したものを記述している. 水温と塩分, 塩分と DO の相関が比較的高く, 前述したように, 河川水は低水温であり, また, 湾央は湾奥よりも比較的高 DO である, という傾向が統計的に明らかになった. クロロフィルと濁度の相関はきわめて高く, 水平分布, 鉛直分布で見られた両者の同様の傾向は, 統計的にも正しいことがわかった.

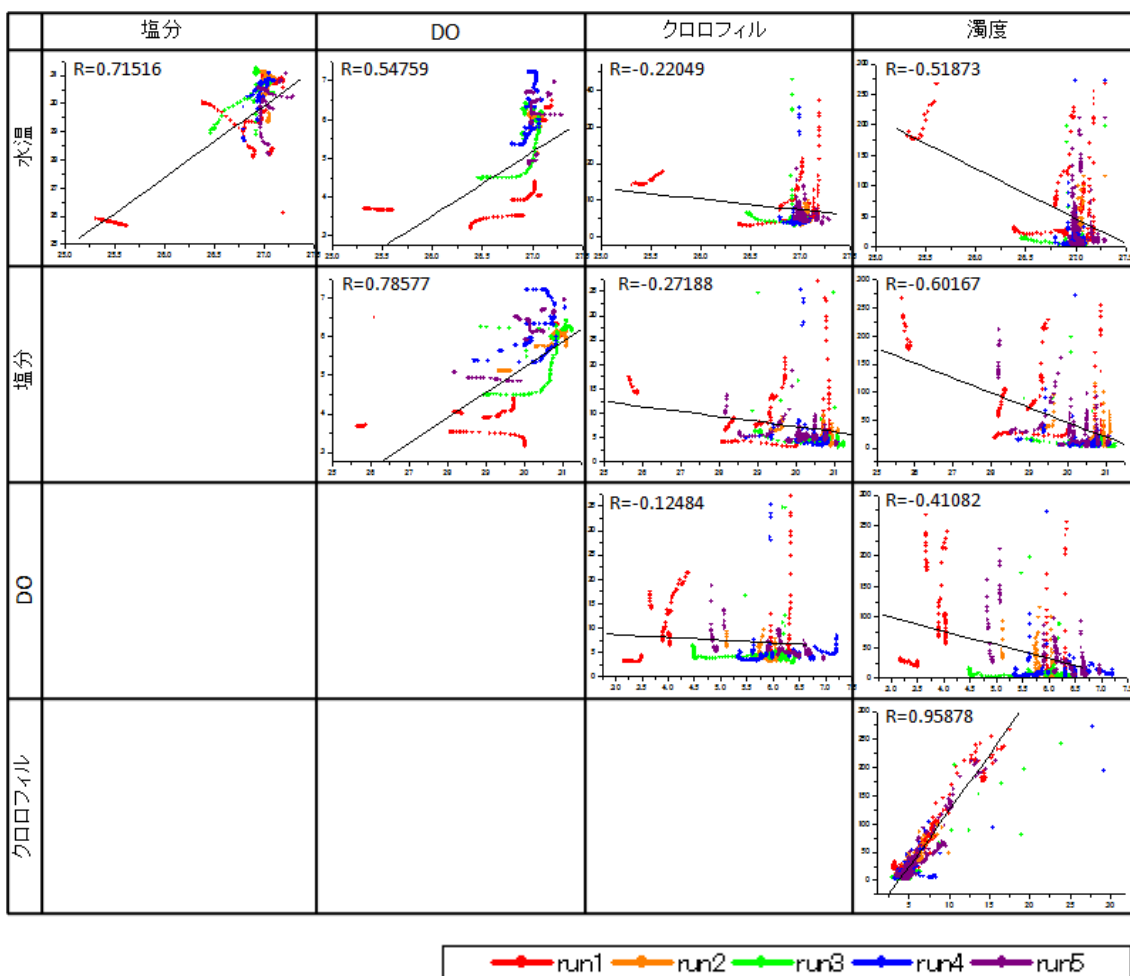


図-2.26 各水質の相関関係

ここで、きわめて相関が高かった、クロロフィルと濁度の関係に注目してみる。図-2.27 に、各測点におけるクロロフィルと濁度の相関を示す。測点ごとのクロロフィルと濁度の相関関係は、3 つのパターンに分類されることがわかった。

A:クロロフィルと濁度の相関がきわめて高い

B:クロロフィルと濁度の相関はほとんどない

C:A と B の中間的な相関を示す

パターン A の地点においては、植物プランクトンやそれに関連したデトライタス等が SS に吸着した状態で沈降、再懸濁を繰り返していることが考えられる。パターン B の地点においては、SS に吸着することなく存在している植物プランクトンの割合が多いと考えられる。パターン C の地点においては、吸着しているものと吸着していないものが混在している状態だと考えられる。

図-2.28 には、3 つのパターンの空間的な分布を示す。河口に近い地点ではパターン A、遠い地点ではパターン C、その中間でパターン B と分布していることがわかる。したがって、河川の影響の大きい測点では、影響の小さい地点よりも、植物プランクトンが SS に吸着しやすいということが考えられる。つまり、河口付近では植物プランクトンはほとんど SS に吸着した状態で移動するが、沈降、再懸濁を繰り返して沖に運ばれていく中で、次第に SS から遊離してしまう、といった現象が示唆された。パターン B の地点 (St.5) で、相関が非常に低くなってしまった原因としては、St.5 は付近にノリ漁の網が多数設置されている地点だったので、その影響を受けた可能性が考えられる。

クロロフィルと濁度の相関関係から、同じ筑後川河口域でも、SS の性質、特に植物プランクトン等の存在形態に相違があることがわかった。

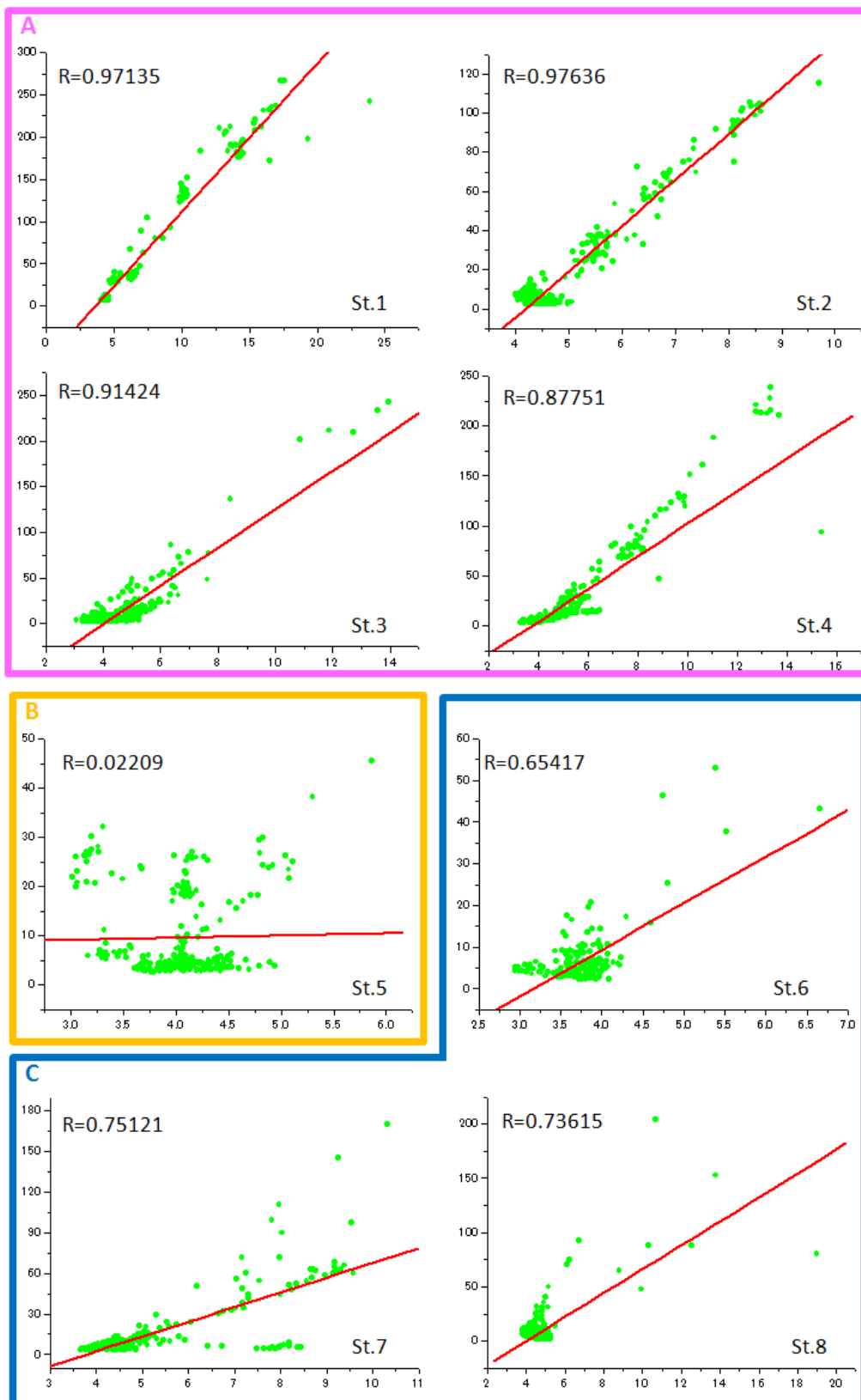


図-2.27 各測点におけるクロロフィルと濁度の相関

(縦軸は濁度(FTU), 横軸はクロロフィル(μ g/l))

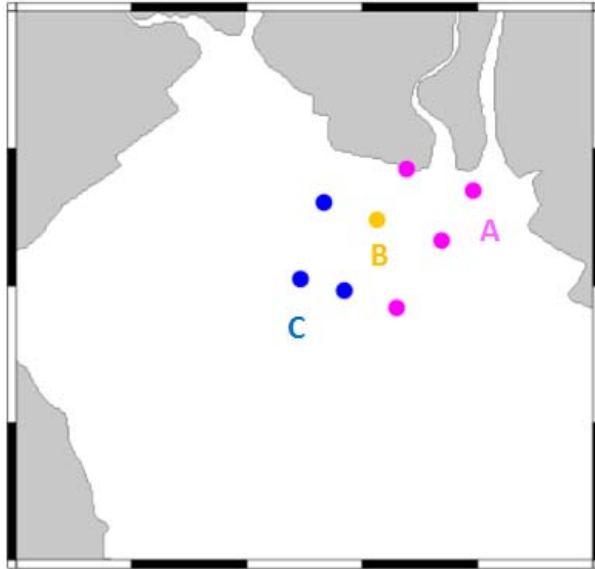


図-2.28 相関関係の平面分布

2.3.3 懸濁態物質:SS

2.3.3.1 SSと濁度の変換

SSの輸送特性を把握するためにはSSの時空間変動を知る必要があるが、採水は表層と底層でしか行っておらず、SSの鉛直分布を把握することができない。そこで、多項目水質計の濁度のデータをSSに変換する作業を行った。まず、図-2.29に示すように、表層、底層における濁度とSSの相関図を作成した。表層では高い相関になったが、底層ではやや低い相関になった。表層は比較的low濁度で、移流の影響が大きい時空間的な変動幅が小さく、傾向が一致しやすいが、底層は高濃度であり、巻き上げの影響が大きいと思われるため、時空間的な変動幅が大きく、傾向が一致しにくかったと考えられる。

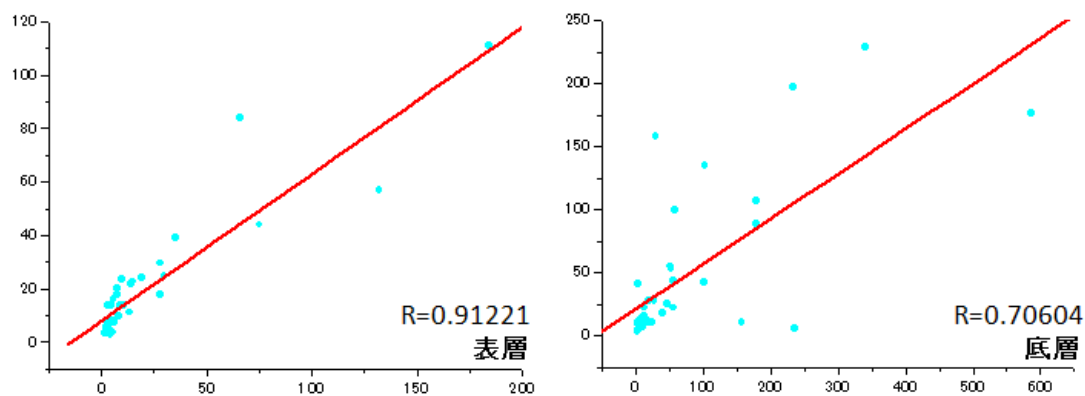


図-2.29 濁度とSSの相関

濁度からSSへの変換式は、表層と底層を合わせた相関図(R=0.75403)から求めた。式は以下の通りである。

$$Y(SS) = 14.9872 + 0.38983X(Turbidity)$$

2.3.3.2 SSフラックス

SSの輸送特性を把握するために、各測点におけるSSフラックスを計算した。方法としては、潮汐残差成分の計算と同様に各測点の水深を5層に分割し、まず、それぞれの層で各runにおけるSSと流速を計算した。次に、各層における流速を流軸平行成分と鉛直成分に分解した(流軸は2.3.1.2と同様、陸向きが正)。そして各層において、流速とSSを掛け合わせ、層内で鉛直積分することにより、各runにおけるその層での流軸方向SS輸送量を求めた。そして残差成分の計算と同様に水位変動との相関を取り、得られた切片を1潮汐におけるSSフラックスとした。

計算されたSSフラックスを(表層、中層、底層)を図-2.30にベクトル図で示す。河川流と残差成

分の関係を見るために、平均水深に対する塩分躍層水深の割合をコンターで表した。

SS フラックスも潮汐残差成分と同様に、河川の影響が大きい測点では、表層で沖向き、中層以深で陸向きの輸送になっていた。そして、河川の影響が小さい測点では、SS フラックスはどの層も陸向きであることがわかった。海底地形との関係でも、潮汐残差成分と同様に、滞筋よりもそれ以外の測点の方が、大きなフラックスであることが確認できた。また、底層の図によると、St.1 と St.2 の間、St.5 と St.6 の間、St.7 と St.8 の間の地点で、SS が堆積傾向にあることがわかる。つまり、SS は1 潮汐というスケールで捉えると、基本的に陸向きに輸送され、湾奥に堆積しているという現象が明らかになった。

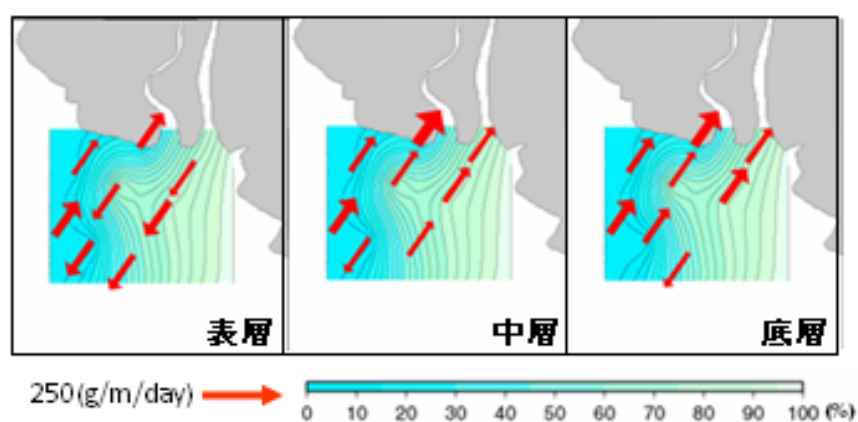


図-2.30 SS フラックス(ベクトル), 平均水深に対する躍層水深の割合(コンター)

図-2.31 には、潮汐残差成分と SS フラックスの相関図を示す。相関は非常に高く、SS の輸送は残差流に強く依存していることがわかった。特に陸向きのフラックスと陸向きの残差流の相関が高いことが確認できる。海底地形との関係を見るために、各測点における、潮汐残差成分と SS フラックスの相関をとって見たが、概ね一様で、空間的な傾向は見られなかった。しかし、図-2.32 に示すように、5 層に分割した各層における潮汐残差成分と SS フラックスの相関図によると、底層に近づくほど、両者はより高い相関を示すことがわかった。つまり、水深が深くなるほど、SS フラックスは残差流に強く依存することが示唆された。

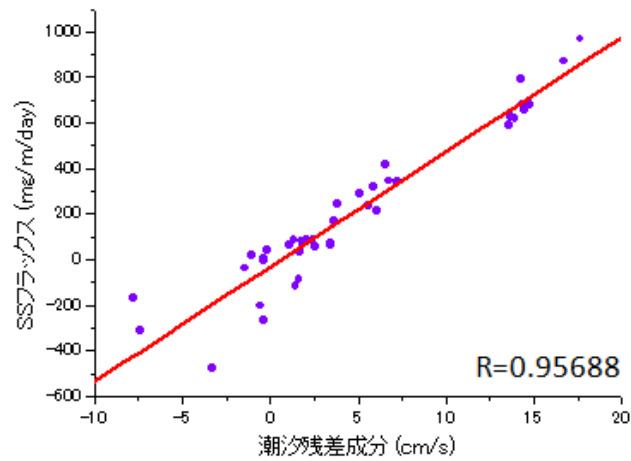


図-2.31 潮汐残差成分と SS フラックスの相関

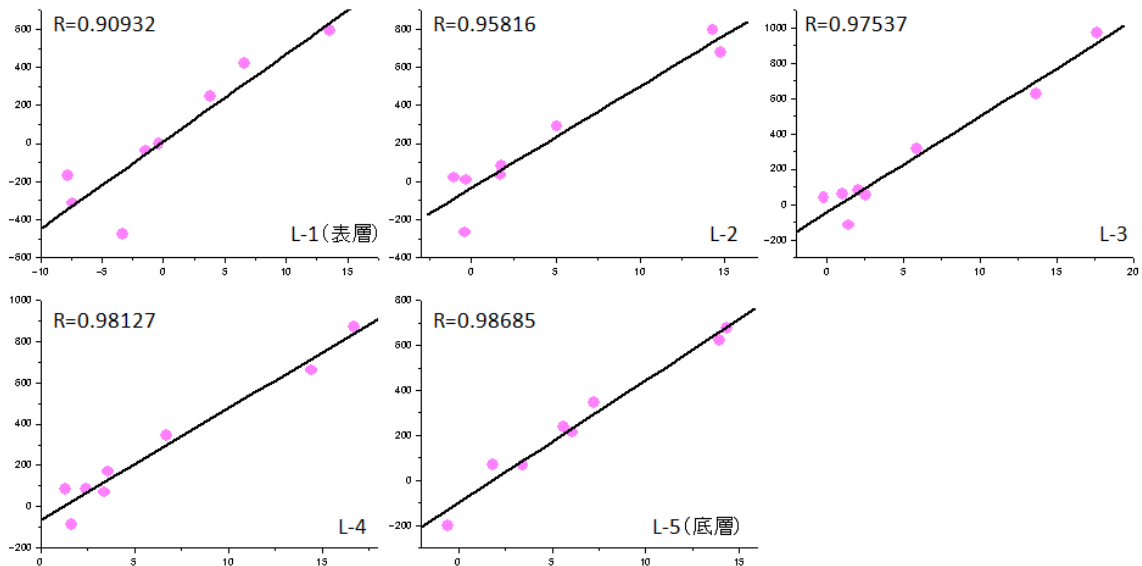


図-2.32 各層における潮汐残差成分と SS フラックスの相関図

2.3.3.3 SS と流速

図-2.33 に SS と流速の関係について示す。上図が表層、下図が底層の図である。左から St.1, St.2 と測点ごとに並んでおり、その中で run1, run2 と各 run の結果を示している。

表層での SS は、St.1, St.2, St.4, St.5 において、上げ潮時の run1 の SS が大きな値になっている。それらの測点での流速の大きさは、上げ潮時と下げ潮時でそれほど変わらないが、上げ潮時の方が少し小さい値になっている。

底層での SS は、St.1, St.2, St.3, St.4 においては上げ潮時の run1 が、St.5, St.7 においては下げ潮時の run5 の値が大きくなっている。St.2, St.4, St.5 では SS の潮汐変動と流速の潮汐変動とが

対応しているが, St.1, St.3, St.7 では SS と流速の潮汐変動における相関関係は確認できない。

St.5 における表層での高い SS は, 底層での run1 における SS がそれほど高くないことから, 移流によるものだと考えられる。St.1, St.2, St.4 においては, 底層での高い SS が, 表層まで拡散していると思われる。しかし, 同様に底層で高い SS を示す St.3, St.5, St.7 では, 表層での SS はそれほど高い値ではなく, SS が表層までは拡散していないようである。これは単に水深の違いによるもので, St.1, St.2, St.4 は比較的水深が浅いため, St.3, St.5, St.7 に比べて, 表層まで SS が拡散しやすかったと考えられる。

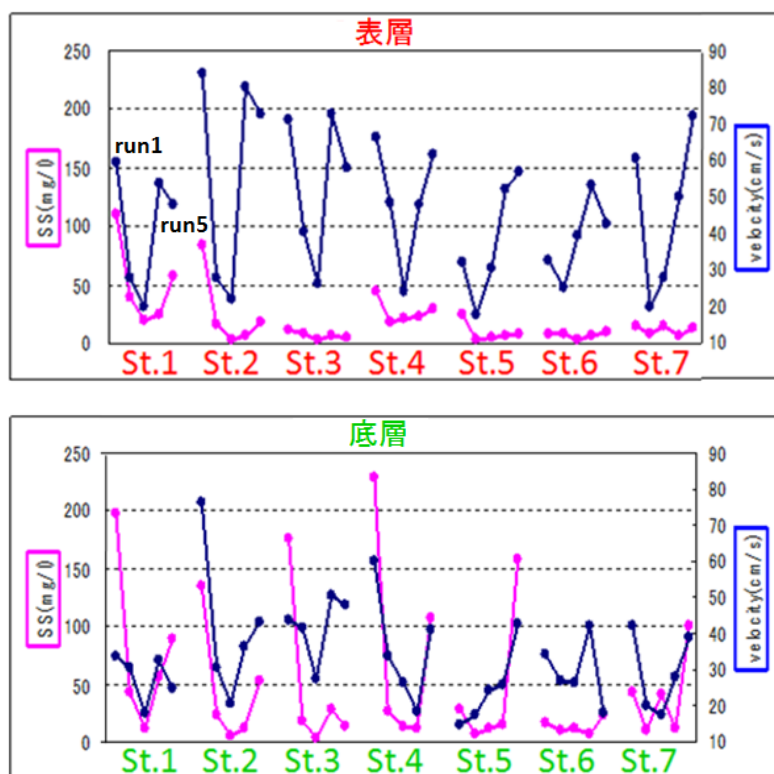


図-2.33 SS と流速の関係 (上図:表層, 下図:底層)

2.3.3.4 底面せん断応力

底泥の巻き上げを引き起こす底面せん断応力は, これまで数多くの式が提案されている。ここでは, その中のいくつかを検討してみた。

底層の巻き上げは, 一般的には底層の大きな流速によって, 底面に大きなせん断応力が加わることによって起こる。最も単純な式として, 底面せん断応力が底層流速の 2 乗に比例するとした, 式 (2.1)がある。式(2.1)を用いて, 底面せん断応力 τ_b を計算した。

$$\tau_b = \rho C_f U^2 \dots\dots\dots (2.1)$$

このとき、 ρ : 海水の密度(=1025(kg/m³)), C_f : 抵抗係数(=0.0026), U : 底層流速(cm/s)

図-2.34 に、計算された底面せん断応力と底層 SS の相関図を示す。相関は高くなく、このときの高い SS は、底層の流速の大きさとほとんど無関係であることがわかった。特に、高い SS の値を示している点が、近似直線から大きくずれている。それほど大きな底面せん断応力ではないのに高濁度を示すこれらの点は、式(2.1)では説明できない、複雑な乱れのようなものの影響を受けていると考えられる。

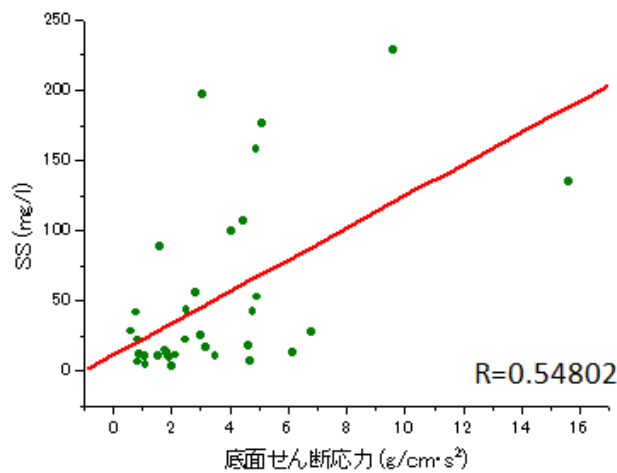


図-2.34 式(2.1)による底面せん断応力と SS の関係

そこで、李ら(1999)や内山(2001)が用いている、直接的に流速の乱れから Reynolds せん断応力を計算する式(2.2)を用いて、底面せん断応力を計算した。

$$\tau = \sqrt{\tau_{uw}^2 + \tau_{vw}^2} \dots\dots\dots (2.2)$$

ここで、 $\tau_{uw} = -\rho u'w'$, $\tau_{vw} = -\rho v'w'$

$$u' = u - U, v' = v - V, w' = w - W \dots\dots\dots (2.3)$$

このとき、 u, v, w : 各流速成分, U, V, W : 各平均流速, u', v', w' : 各変動流速成分, τ_{uw} : u と w 方向のせん断応力, τ_{vw} : v と w 方向のせん断応力

図-2.35 に、計算された底面せん断応力と底層 SS との相関図を示す。相関は低く、式(2.2)では、現地の底面せん断応力を再現できないことがわかった。これは式(2.2)の問題というよりは、現場での流速の計測が、式(2.2)に適していなかったと考えるべきである。流速の計測時間が、平均値を求めるには短すぎたことが大きな原因であると思われる。李らは、式(2.2)を用いて広島湾内における干潟の底面せん断応力を計算しているが、流速の平均値は 10 分間の計測で一定値が得られたと報告している。本観測では、計測時間が 10 分に満たないケースがほとんどであったので、それが、

相関が低くなった最も大きな原因であると考えられる。

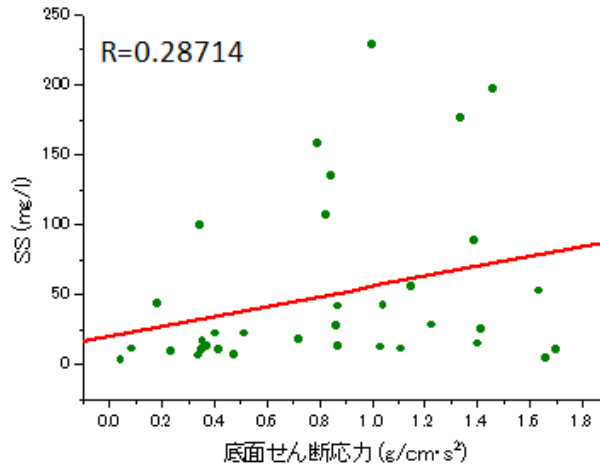


図-2.35 式(2.2)による底面せん断応力と SS の関係

式(2.1)が流動による底面せん断応力, 式(2.2)が乱れによる底面せん断応力と考え, 両者を足し合わせたもの底面せん断応力とした. 図-2.36 にその結果を示す. 式(2.1)のみだった場合に比べて, 相関は少し高くなった. 乱れの影響が少し入ったためだと考えられる. しかし, 有意なレベルの相関は得られなかった.

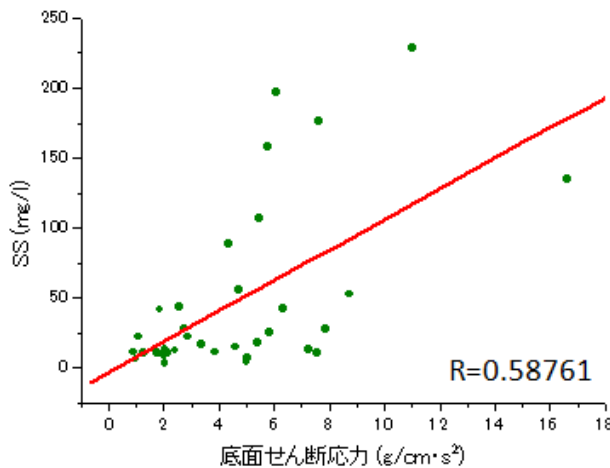


図-2.36 式(2.1)+式(2.2)による
底面せん断応力と SS の相関

そこで, 鷺見ら(1999)や横山ら(2008)の用いた, 海底近傍の水平流速分布式より摩擦速度を求め, 底面せん断応力を求める式(2.4)より, 底面せん断応力を計算した. 粗度長に関しては, 非

常に測定が困難なパラメータであり、多くの研究者が堆積物の平均粒径や砂漣等の起伏との関係を求めているが、現在でも確立はしていない。ここでは、 $z_0=0.003$ とした。

$$\tau_b = \rho u_* \dots\dots\dots (2.4)$$

ここで、

$$|u| = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad |u| = \sqrt{u^2 + v^2} \dots\dots\dots (2.5)$$

このとき、 τ_b : 底面せん断応力、 u_* : 摩擦速度、 κ : カルマン係数 (=0.41)、 z_0 : 粗度長 (=0.003)

計算された底面せん断応力と SS の相関図を、図-2.37 に示す。これまでの中では最も相関が良く、式(2.4)は、現場の状況をよく表しているといえる。式(2.1)から式(2.5)の検討により、このときの高濁度は、単に底層流速の大きさによるものではなく、複雑な流動によって引き起こされていることが示唆された。

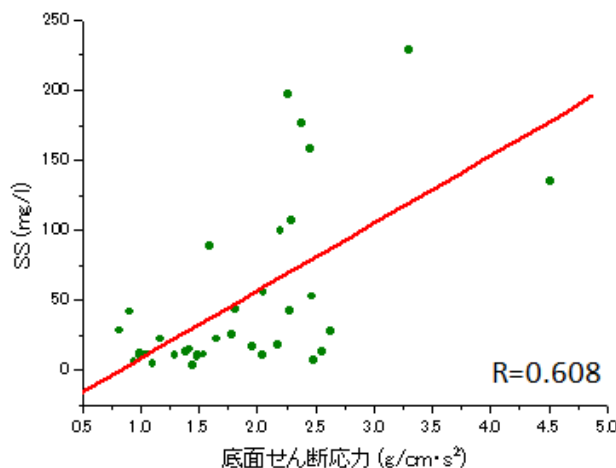


図-2.37 底面せん断応力と SS の相関

2.3.3.5 上げ潮時の高濁度についての考察

前節で、高濁度と流速(それに基づく底面せん断応力)との相関がかならずしも高くないことがわかった。ここでは、上げ潮時の高濁度について、流速ではなく、河川水と潮流との相互作用という観点から考察する。

2.3.1 の流動の結果でも示したように、筑後川河口域では、流速の鉛直分布に大きなシアが発生する。これは、河川流と潮流のぶつかり合いによって生じるものだと考えられる。流速分布のシアは、河口に近い範囲と滞筋上、つまり河川の影響を大きく受ける地点で顕著に見られた。2.3.3.3 の SS と流速との関係で、SS の増大が流速と対応していなかった St.3、St.7 においては、流速の鉛直分布

でいずれもシアを確認することができる。St.5 においては、特に大きなシアは見られないが、前述したように、この測点はノリ漁の網が多数設置されている地点だったので、より複雑な物理現象が起こっていた可能性がある。

St.3 での流軸平行成分を、図-2.38 に示す。ここでは、それぞれの時刻の水深で無次元化した鉛直 σ 座標系(水面 $\sigma=0$, 底面 $\sigma=-1$)で表している。このとき、河川の流れと上げ潮、下げ潮の流れは図中に示した矢印のようになり、それらの相互作用によって、シアが発生している様子がわかる。鉛直シアはそこで大きな乱れが発生していることを表すものであり、その乱れが底泥の巻き上げの促進や、移流してきた SS の沈降の抑制に寄与し、高濁度を発生させるものと考えられる(図-2.39)。したがって、河川流と潮流の相互作用が上げ潮時の高い SS の原因の一つであると考えられる。

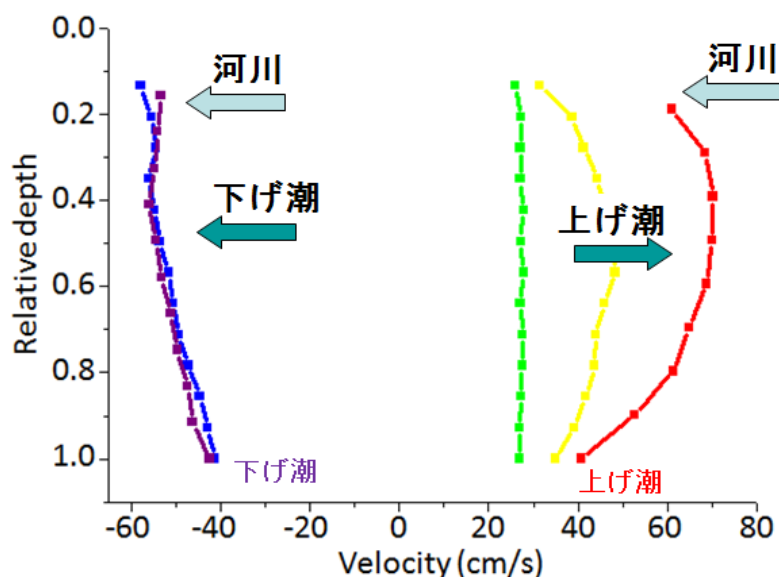


図-2.38 St.3 における流軸平行成分の鉛直分布

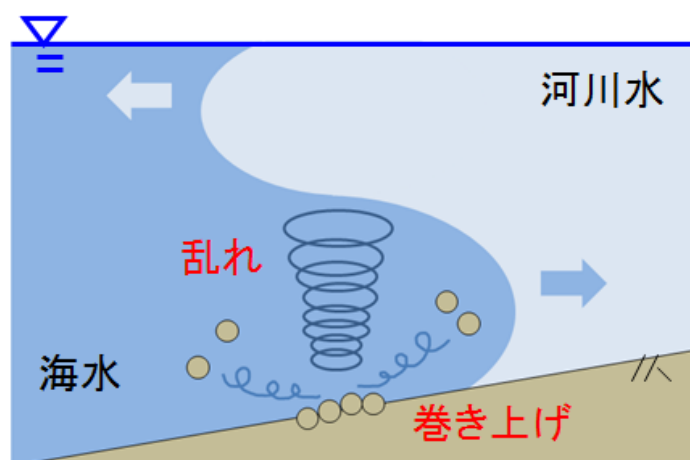


図-2.39 河川流と潮汐流の相互作用のイメージ

2.4 現地観測のまとめ

現地観測により、以下のことが明らかになった。

- ①筑後川河口域において、潮汐残差成分は、河川の影響の大きな地点では、表層で沖向き、中層以深で陸向きであり、河川の影響の小さな地点では、全層で陸向きである。
- ②クロロフィルと濁度の相関には空間的に 3 つのパターンがあり、同じ筑後川河口域でも、植物プランクトンの存在形態に相違がある。河口近くでは SS に吸着した形態の割合が多く、沖へ行くにつれて、その割合は少なくなる。
- ③SS フラックスは、潮汐残差成分と同様の傾向を示す。河川の影響の大きな地点では、表層で沖向き、中層以深で陸向きであり、河川の影響の小さな地点では、全層で陸向きである。
- ④潮汐残差成分と SS フラックスの相関は非常に高く、底層にいくほど高くなる。筑後川河口域では、SS フラックスは潮汐残差成分に強く依存している。
- ⑤SS の潮汐変動には、底層流速を用いた底面せん断応力では説明できない高い値が、上げ潮時に存在する。その高濁度は、河川流と潮流の相互作用によって発生した乱れが、SS の巻き上げを促進したり、沈降を抑制したりすることによって生じることが示唆された。

3 数値実験

3.1 実験の目的

現地観測によって明らかになったメカニズム(陸向きの SS フラックス, 河川流と潮流の相互作用による上げ潮時の高濁度)を, より一般的な関係として定量化するために, 数値実験を行う.

3.2 実験の概要

実験には, 図-3.1 のような干潟地形モデルを用いた. 潮位差や河川流量や底質の条件などを変化させて, それに対する SS 輸送特性の変化を考察した.

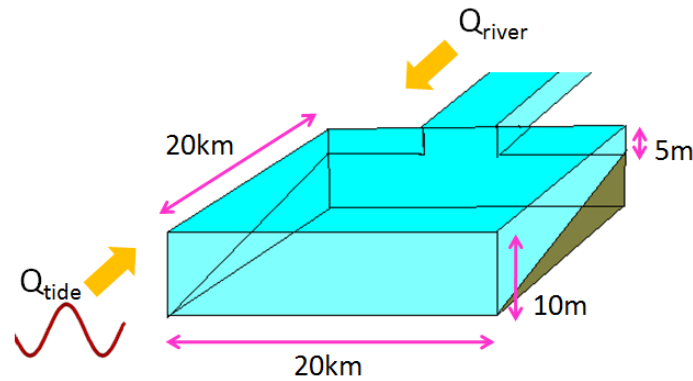


図-3.1 干潟地形モデル

底泥の巻き上げを増大させる外力として波浪の効果も考えられるが, この数値実験では考慮していない. 中川ら(2005)は, 有明海熊本沖において, 約 1 ヶ月間の連続観測を行い, 底泥の侵食特性に関する物性パラメータの推定を行っている. ここでは波浪による底泥の巻き上げは考慮されていない. それでも, これらのパラメータを用いた侵食速度推定式による再現計算では, 浮遊泥量の時間変動を良好に再現している. 再現できなかった極端な浮遊泥量の増大が波浪によるものだと考えられ, 熊本沖では, 基本的には潮汐流の強弱に対応した底泥の巻き上げや沈降が支配的であるという結果を示している. このことから, 波浪による巻き上げの増大は一つのイベントであると考えた.

3.2.1 ROMS について

実験には, ROMS (Regional Ocean Modeling System) という数値モデルを用いた. ROMS は米国ラトガース大学とカリフォルニア大学ロサンゼルス校の研究者が中心となって開発したモデルで, 沿岸域スケールの計算を精度良く行うことができる. 以下に特徴を示す.

3.2.1.1 基礎方程式

ROMS の基礎方程式は、水平、鉛直のプリミティブ方程式、移流拡散方程式、状態方程式、連続式で構成されている。

- プリミティブ方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(u'w' - \nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \dots\dots\dots (3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v - fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v'w' - \nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \dots\dots\dots (3.2)$$

- 移流拡散方程式

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left(C'w' - \nu_\theta \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_C + D_C \dots\dots\dots (3.3)$$

- 状態方程式

$$\rho = \rho(T, S) \dots\dots\dots (3.4)$$

- 連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (3.5)$$

ここで、

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0} \dots\dots\dots (3.6)$$

$$u'w' = -K_M \frac{\partial u}{\partial z}; \quad v'w' = -K_M \frac{\partial v}{\partial z}; \quad C'w' = -K_C \frac{\partial C}{\partial z} \dots\dots\dots (3.7)$$

このとき、 u, v, w : 水平、鉛直方向の流速、 t : 時間、 $f(x, y)$: コリオリ係数、 $\phi(x, y, z, t)$: 動圧 ($\phi = (P/\rho_0)$, P : 全圧)、 F_u, F_v, F_C : 外力項、 D_u, D_v, D_C : 拡散項、 $C(x, y, z, t)$: トレーサー、 ρ : 密度、 T : 水温、 S : 塩分、 ν, ν_θ : 分子粘性係数、 g : 重力加速度、分子拡散係数、 K_M, K_C : 鉛直渦粘性係数、鉛直渦拡散係数

3.2.1.2 SS 輸送

SS の輸送に関しては、式(3.3)の移流拡散方程式に、ソース(シンク)の項が加わる。

$$C_{source} = -\frac{\partial w_s C}{\partial s} + E_s \dots\dots\dots (3.8)$$

ここで、

$$E_s = E_0 (1 - \varphi) \frac{\tau_{sf} - \tau_{ce}}{\tau_{ce}}, \quad \text{when } \tau_{sf} > \tau_{ce} \dots\dots\dots (3.9)$$

このとき、 w_s : 沈降速度、 s : 鉛直座標、 E_s : 底泥の侵食フラックス、 ϕ : 間隙率、 τ_{sf} : 全底面せん断応力、 τ_{ce} : 底面限界せん断応力

3.2.1.3 底面せん断応力

底面せん断応力は、摩擦速度を用いて計算する。

$$\tau_b = \rho u_* \dots \dots \dots (3.10)$$

ここで、

$$|u| = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad |u| = \sqrt{u^2 + v^2} \dots \dots \dots (3.11)$$

このとき、 τ_b : 底面せん断応力、 u_* : 摩擦速度、 κ : カルマン係数(=0.41)、 z_0 : 粗度長

3.2.1.4 S座標(ストレッチ座標)

ROMSは鉛直 σ 座標系を拡張した、鉛直S座標系を用いている。 σ 座標系は、デカルト座標系で水面 $z = \eta$ 、海底面 $z = -h$ であったものを、水面で $\sigma = 0$ 、海底面で $\sigma = -1$ となるように変換するものである。これによって、地形が急変する沿岸域での計算を精度良く行うことができる。S座標系は、図-3.2に示したように、 σ 座標系において、表層と底層の解像度を自由に調整することが可能である。つまり、表層や底層で濃度が大きく変動するSSなどの計算に適している。

$$z = \zeta + \left(1 + \frac{\zeta}{h}\right) [h_c \sigma + (h - h_c) C(\sigma)], \quad -1 \leq \sigma \leq 0 \dots \dots \dots (3.12)$$

$$C(\sigma) = (1 - b) \frac{\sinh(\theta \sigma)}{\sinh \theta} + b \frac{\tanh\left[\theta\left(\sigma + \frac{1}{2}\right)\right] - \tanh\left(\frac{1}{2}\theta\right)}{2 \tanh\left(\frac{1}{2}\theta\right)} \dots \dots \dots (3.13)$$

このとき、 ζ : 水面上昇、 h_c : 最低水深、 $C(\sigma)$: 解像度、 θ : 表層調整パラメータ、 b : 底層調整パラメータ

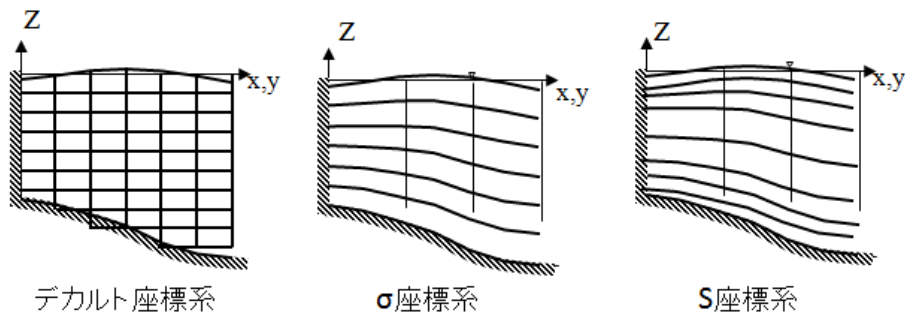


図-3.2 各座標系のイメージ

3.2.2 計算条件

計算メッシュは、 $20 \times 20 \times 10$ であり、水平格子間隔は 1km とした。鉛直 10 層は S 座標を用いているが、すべての層厚が等しい、 σ 座標にきわめて近い設定にした。

時間ステップは 30 秒で、実験の前には、10 日間程の助走期間を設けた。

境界条件として、河川流量と潮汐を与えた。潮汐は、有明海で卓越する M_2 分潮を想定した 12 時間周期の \sin 関数を与えた。

3.3 実験結果・考察

3.3.1 一般的な時空間変動

SS の挙動が潮汐変動とどのように対応しているのかを, 図-3.3 に示した岸沖方向, 沿岸方向の両方から考察する. このとき, 潮位差は 3.0m, 河川流量は 50m^3 である.

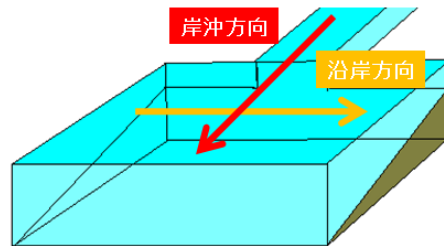


図-3.3 岸沖方向と沿岸方向

3.3.1.1 岸沖方向における SS の時間変動

図-3.4 に, 岸沖方向における底層 SS の時間変動を示す.

空間変動については, 河口からの距離によって, SS の値が大きく変わっていることが確認できる. これは, 河川からの濁水の流入が到達する割合と, 潮流と河川流の相互作用による底面せん断応力が, 距離に応じて異なるためであると考えられる. 最も高い SS を示す地点は, 河口からおよそ 5 ~ 10km 離れた範囲にある.

時間変動は潮汐ときれいに対応しており, 上げ潮時, 下げ潮時において, 流速が大きくなるときに, SS が高い値になっていることが確認できる. 下げ潮時に比べると, 上げ潮時の方が, より高い SS の値を示している. これは河川流と潮流の相互作用によって, 上げ潮時の方が, より大きな乱れが発生しているためだと考えられる. 干潮時には, 高濁度水が高範囲に分布している. また, 巻き上げが最大となる位置は, 上げ潮時と下げ潮時で多少異なっていることがわかる. これは, 潮流の向きと大きさによって, 巻き上げに寄与する乱れが最も大きくなる位置が, 移動していることが原因であると考えられる.

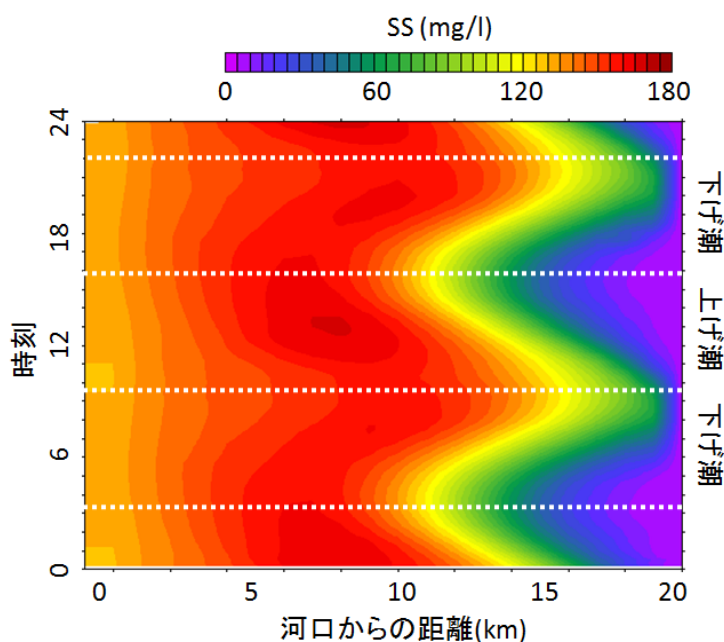


図-3.4 岸沖方向における底層 SS の時間変動

3.3.1.2 沿岸方向における SS の時間変動

図-3.5 に、沿岸方向における底層 SS の時間変動を示す。沿岸方向については、河川の影響の大小に応じて傾向が大きく変わるため、河川の影響の大きい、河口からの距離が 5km の地点と、河川の影響の小さい、河口からの距離が 15km の地点の 2 地点の結果を考察する。左図が 5km 地点の図、右図が 15km 地点の図である。傾向をより把握しやすくするために、両図は SS のスケールを変えて示している。5km 地点は 15km 地点に比べて SS の値が非常に大きいため、スケールを統一すると、傾向が見えにくかったためである。

空間変動については、5km 地点では河川の影響が強いため、河口中心付近で高い SS の値を示している。15km 地点は河川の影響が小さいため、河口中心からの距離の差による、値の違いは見られない。

時間変動は、両者まったく逆の傾向を示す。5km 地点では満潮前後で最も大きな値になるのに対し、15km 地点では干潮前後で最も大きな値を示している。これは、前述したように、最も高い SS を示す地点が 5~10km の間にあり、それが潮流と河川流のバランスに応じて移動していることが原因だと考えられる。このことは、図-3.4 からも確認できる。したがって、上げ潮時においては、高濁度水塊が河口付近に移動するため、5km 地点では上げ潮最大流速時から満潮付近で、最も高い SS を示し、また、下げ潮時においては、高濁度水塊が河口から遠い地点まで広がるため、15km 地点では、干潮付近で最も高い SS を示したと考えられる。

沿岸方向においては、潮汐変動に対応した大きな変化は見られなかったが、2 地点の結果を比

較することで、3.3.1.1で示された、河口からの距離に応じてSSの挙動が大きく異なるという現象を、より明確に把握することができた。

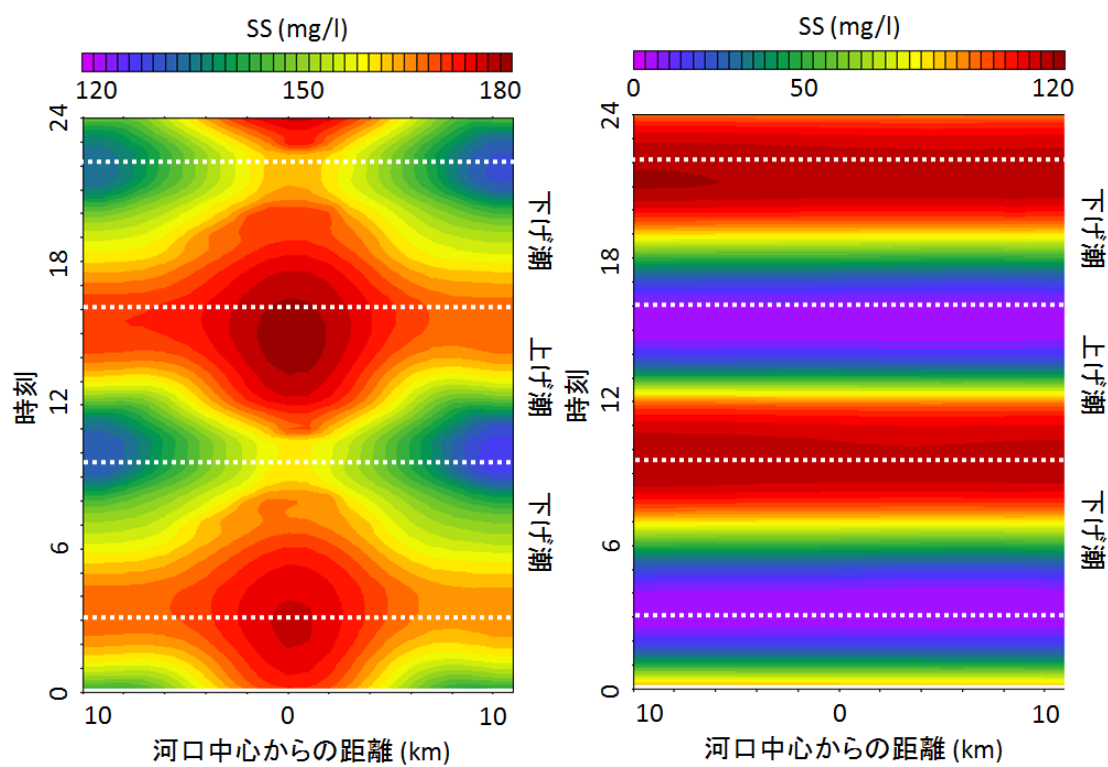


図-3.5 沿岸方向における底層 SS の時間変動

(左図:河口から5kmの地点, 右図:河口から15kmの地点)

3.3.2 潮流, 河川流のバランスとSSとの関係

3.3.2.1 潮位差との関係

潮位差は, 1.0m, 3.0m, 5.0mの3ケースで計算を行った. 図-3.6~図-3.8に, 各ケースにおける, 塩分, 流速, SSの断面分布の変化を示す. このときの河川流量は, 150m^3 で一定である.

図-3.6に示した塩分の断面図では, 潮位差が大きくなるほど, 強混合型の分布になっていることが確認できる. 混合形態については, 図-3.9に示す. また, 潮位差が大きいくほど河川水の影響範囲が狭まることがわかる. 干潮時の断面図では, 影響範囲は3ケースともほとんど同じだが, 上げ潮時最大流速の断面図では, 河川水の影響範囲に大きな差が確認できる. さらに, $Z=1.0$ のケースでは, 河川流は潮流の影響をほとんど受けないことがわかった.

図-3.7に示した流速の断面図では, 潮位差による違いが顕著に見られる. $Z=1.0$ のケースでは, 他のケースに見られるような河川流と潮流のぶつかり合いは確認できない. また, $Z=5.0$ のケースでは, 干潮時においても, 表層付近に比較的強い流れが確認できる. これは, 下げ潮時の強い流れの影響であると考えられる.

図-3.8に示したSSの断面図では, 巻き上げ量に大きな違いが見られる. $Z=1.0$ のケースでは, 巻き上げはほとんど確認できない. $Z=3.0$ と $Z=5.0$ のケースでは, 巻き上げ量に3倍程度の差が出るということがわかった. どちらも上げ潮時最大流速で, 最も大きな値を示す. しかし, 高濁度の分布が最も広がるのは干潮時である.

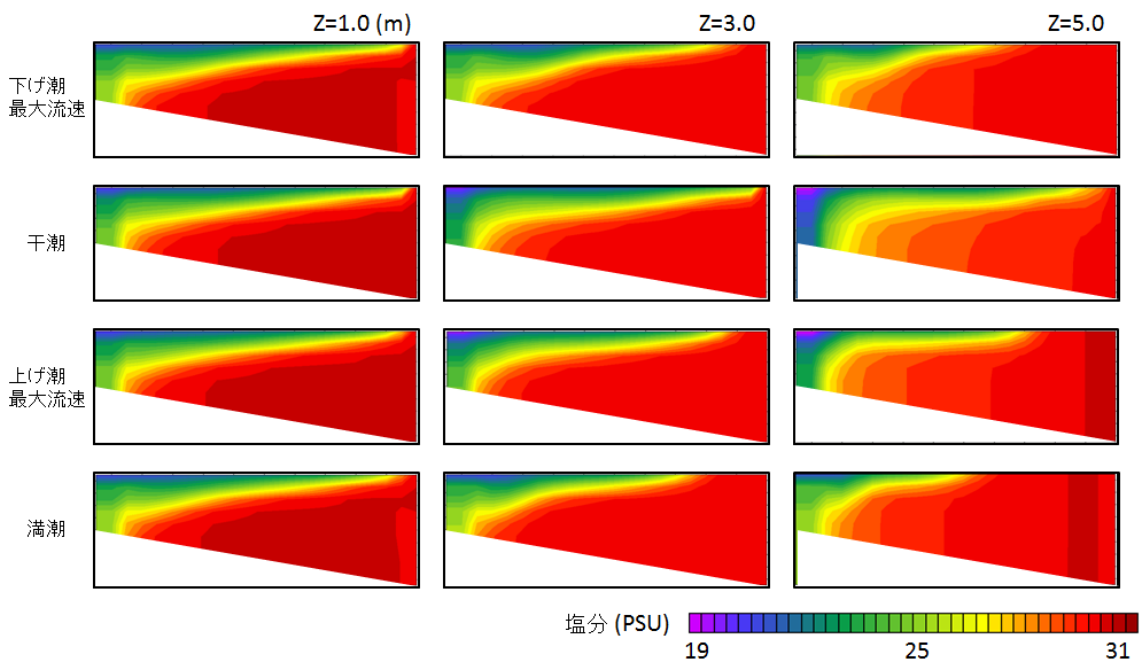


図-3.6 各潮位差における塩分の断面図

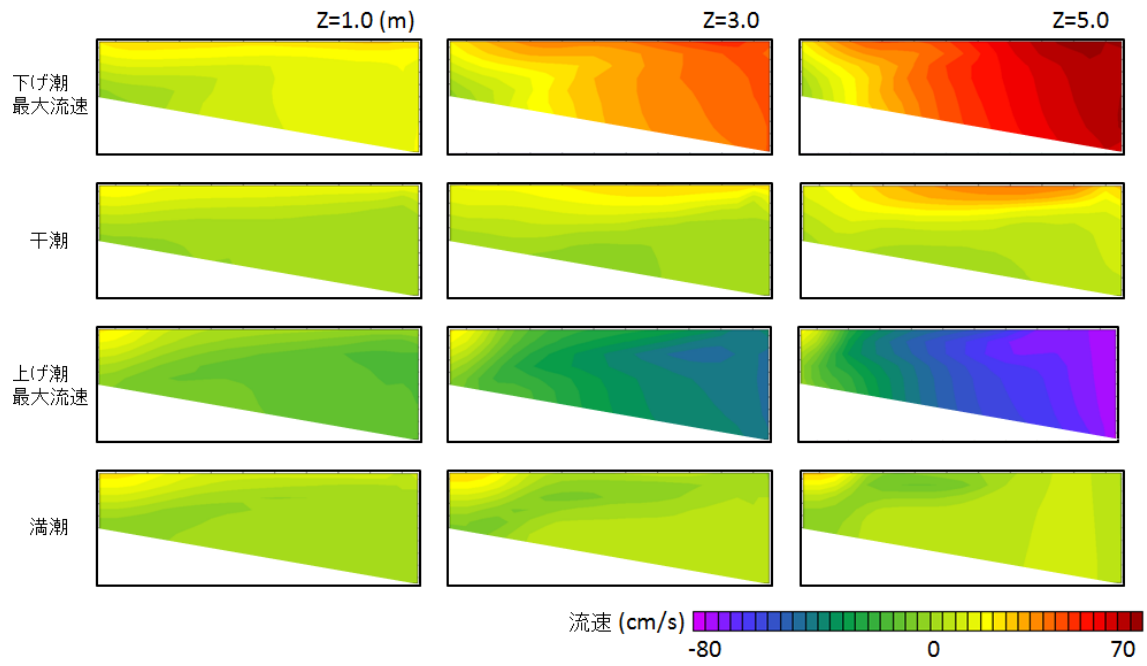


図-3.7 各潮位差における流速の断面図

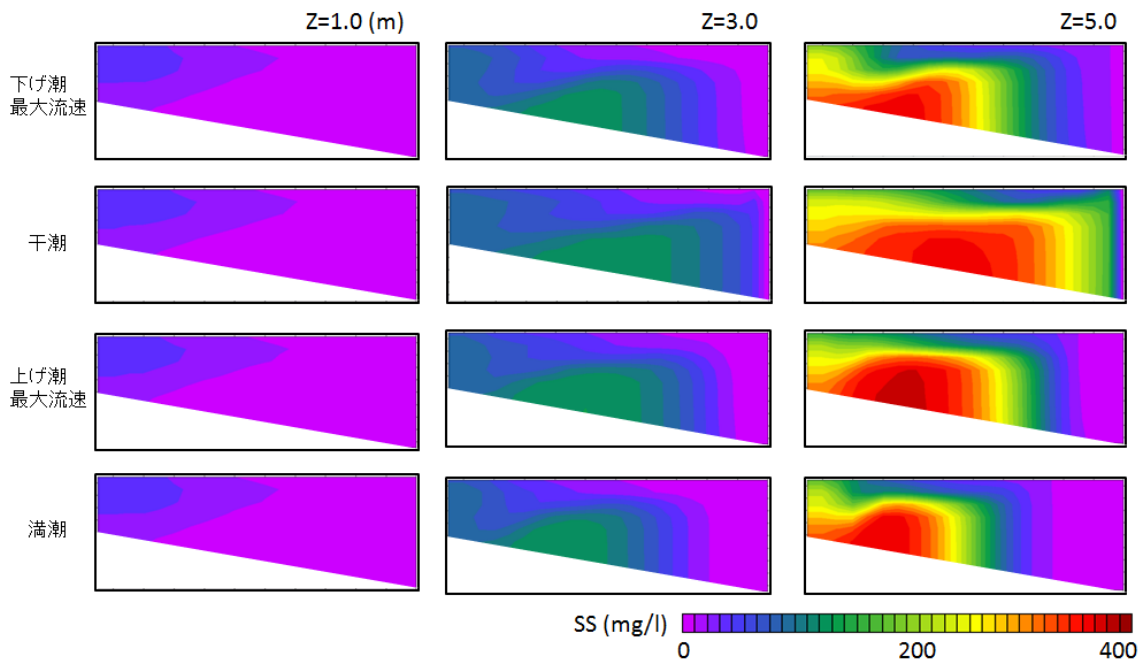


図-3.8 各潮位差におけるSSの断面図

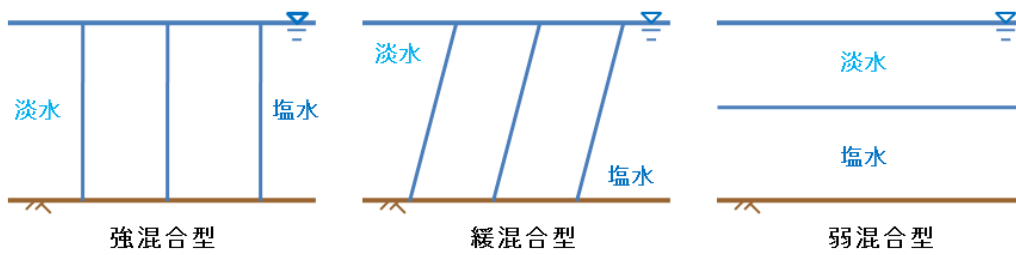


図-3.9 混合形態の違い

各潮位差における SS フラックスを図-3.10 に示す。コンターは、上げ潮最大流速時の流速を示している。SS フラックスは、どのケースについても、表層で沖向き、中層以深で陸向きのフラックスという結果になった。Z=1.0 のケースでは、巻き上げがほとんど起こらず、陸向きのフラックスはほとんど 0 に近い値である。

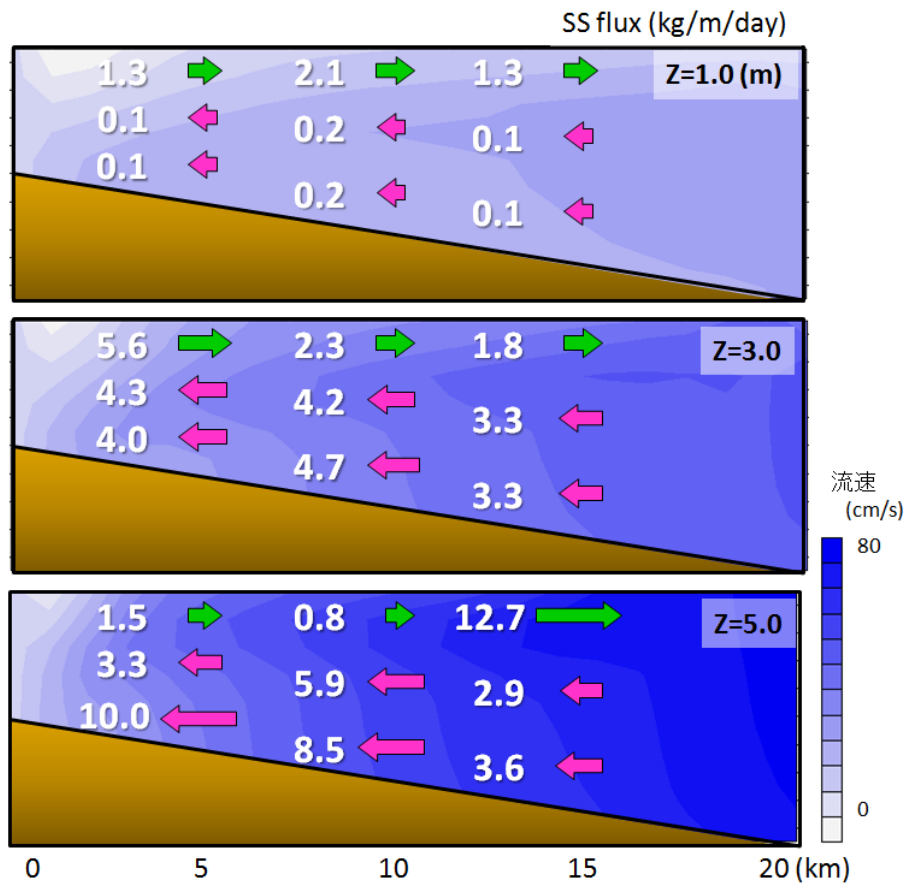


図-3.10 各潮位差における SS フラックス

図-3.11 に、各潮位差における表層と底層の SS フラックスを、図-3.12 に各潮位差における沈降フラックスを示す。表層のフラックスに注目すると、潮位差が大きい Z=5.0 のケースでは、河川の濁水を沖へ運ぶ力が強く、河口から 15km 以上離れた地点に出ている量が多いことがわかった。潮

位差が小さいと沖へ輸送する力が弱いので、河川の濁水は河口から 10km 以内の地点に沈降していくという結果になった。

底層のフラックスについても、潮位差が大きいほど、輸送量も増加するという結果になった。Z=3.0 と Z=5.0 のケースを比較すると、潮位差が大きい方が、より湾奥により多くの SS を堆積させるという結果になった。

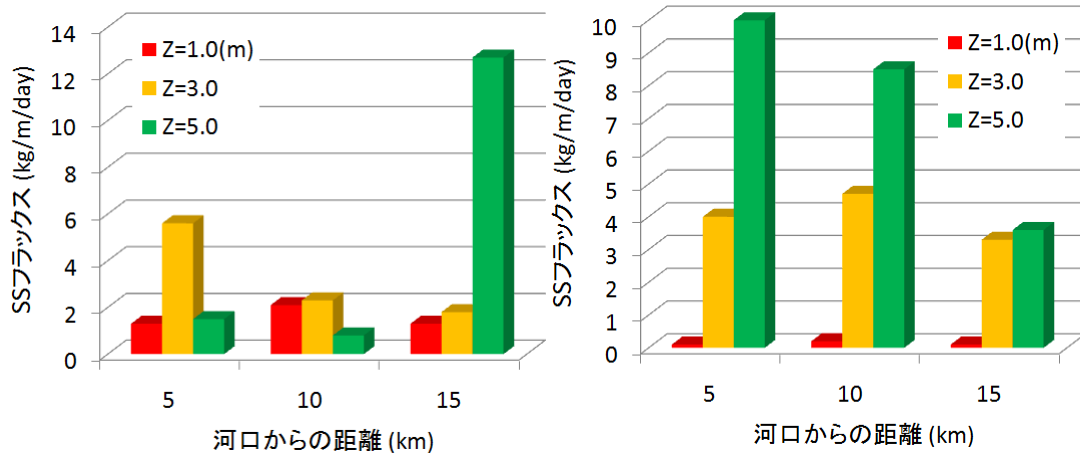


図-3.11 各潮位差における SS フラックス (左図:表層沖向き, 右図:底層陸向き)

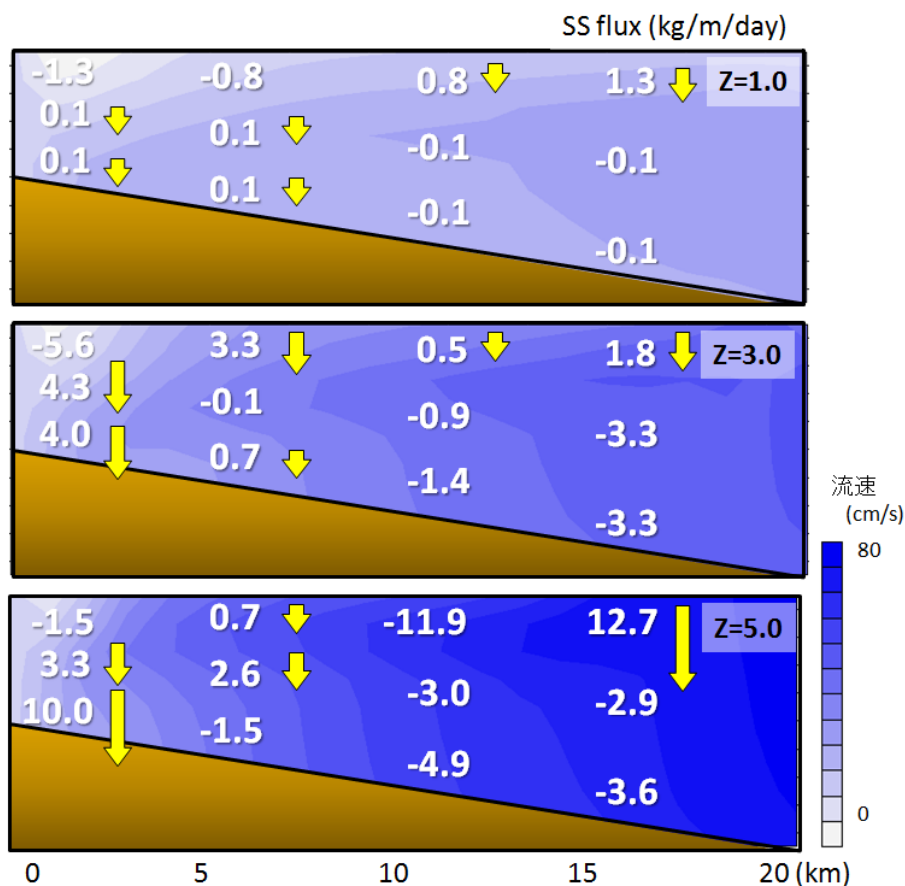


図-3.12 各潮位差における沈降フラックス

図-3.13 に、各ケースにおける残差流とSSフラックスとの相関図を示す。どのケースでも相関は高く、SS フラックスが残差流に強く依存していることがわかった。最も相関が高いのは、 $Z=3.0$ のケースで、潮位差が $Z=5.0$ の大潮レベルになると、残差流の影響は小さくなることを確認された。これは、 $Z=5.0$ のケースでは巻き上げ量が多くなるため、SS フラックスに対する残差流の影響が、相対的に小さくなったことが原因だと推測される。

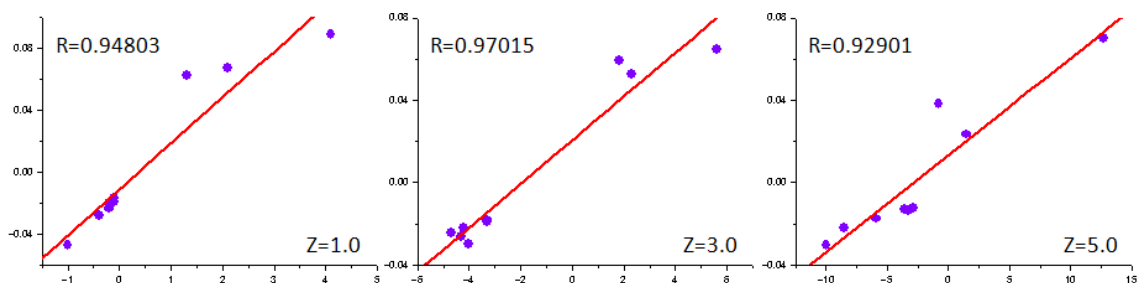


図-3.13 各潮位差における SS フラックスと残差流の相関
(縦軸が残差流(m/s), 横軸が SS フラックス(kg/m/day))

3.3.2.2 河川流量との関係

(1) 平常時の流量の範囲で変化させた場合

河川流量は、平常時のケースとして、 50m^3 、 150m^3 、 300m^3 の3ケースで計算を行った。図-3.14～図-3.16に、各ケースにおける、塩分、流速、SSの断面分布の変化を示す。このときの潮位差は、 3.0m で一定である。

図-3.14に示した塩分の断面図では、河川流量が多いほど、表層でより低塩分になっていることが確認できる。しかし、河川の影響をまったく受けていないと思われる範囲(32PSUの範囲)で比較してみると、3ケースにはほとんど差がない。つまり、河口から 20km 以内の地点では、河川の影響範囲は潮位差によって支配されていて、河川流量はあまり影響していないという結果になった。河川流量によって大きく変化するものは、影響範囲内での塩分であり、これは流量が多くなるにつれて低塩分になるという関係が見られた。

図-3.15に示した流速の断面図では、上げ潮、下げ潮の最大流速時に、河川流量によって大きな変化が見られた。下げ潮最大流速時には、河川流量が多くなるほど、大きな表層流速の範囲が広がっている。中層以深の流速分布にも河川の影響が大きく出ている。また、上げ潮最大流速時には、河川流量が大きくなるほど、河口付近で沈み込むような流速分布になっていることが確認できた。いずれも、強い河川流が原因であると考えられる。

図-3.16に示したSSの断面図では、河川からの濁水の影響がはっきりと見られた。河川流量が多くなるほど、河川の影響範囲内でのSSの値は、ともに大きくなっている。しかし、上げ潮最大流速時における巻き上げ量は、 $Q=150$ のケースが一番大きく、河川流量と正の相関が見られなかった。これは、 $Q=300$ のケースでは、潮流に対して河川流が強すぎて、相互作用による乱れが小さくなってしまったことが原因だと考えられる。3.3.2.1の結果も合わせて考えると、潮流と河川流の相互作用による乱れの大きさは、両者が大きければよいというものではなく、両者のバランスによって大きく変化することが示唆された。

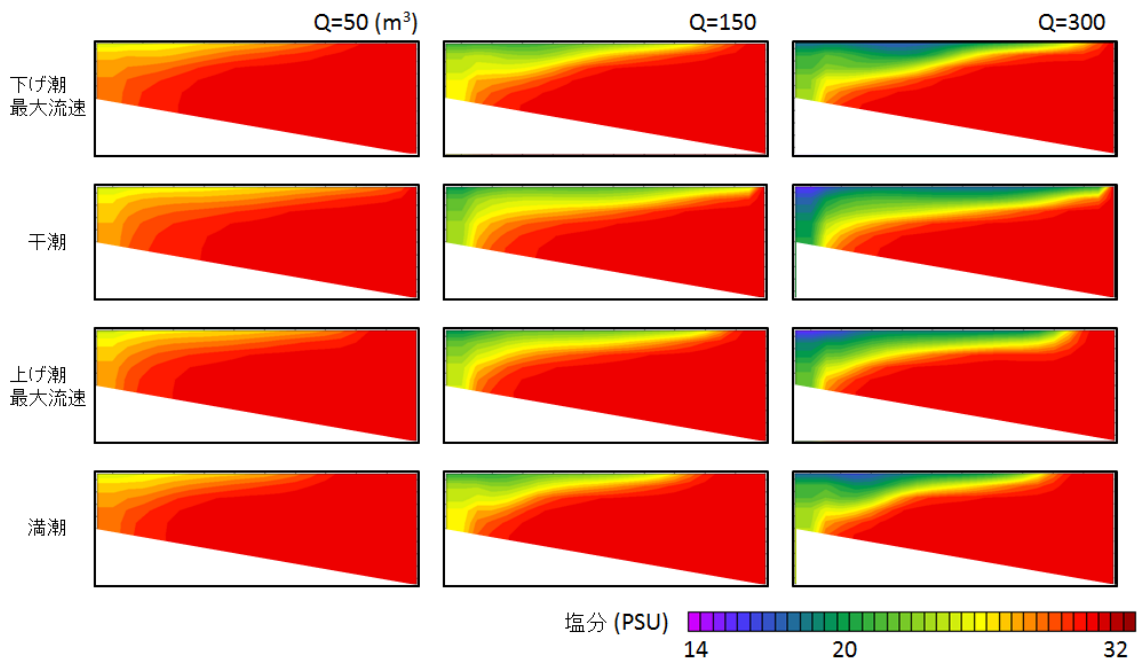


図-3.14 各流量における塩分の断面図

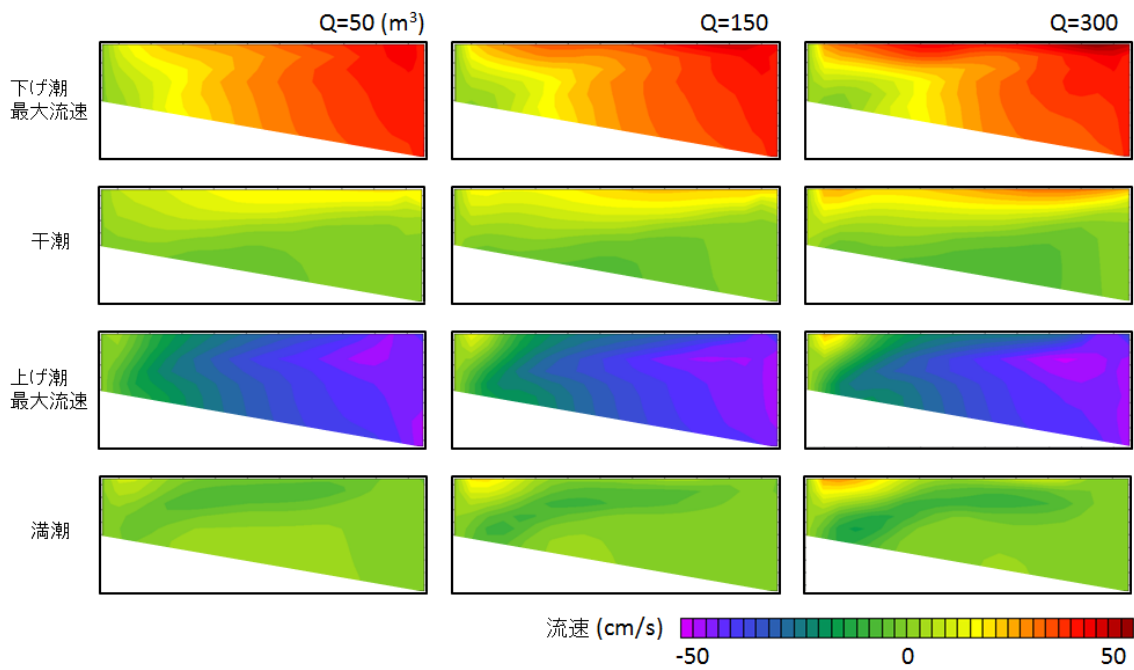


図-3.15 各流量における流速の断面図

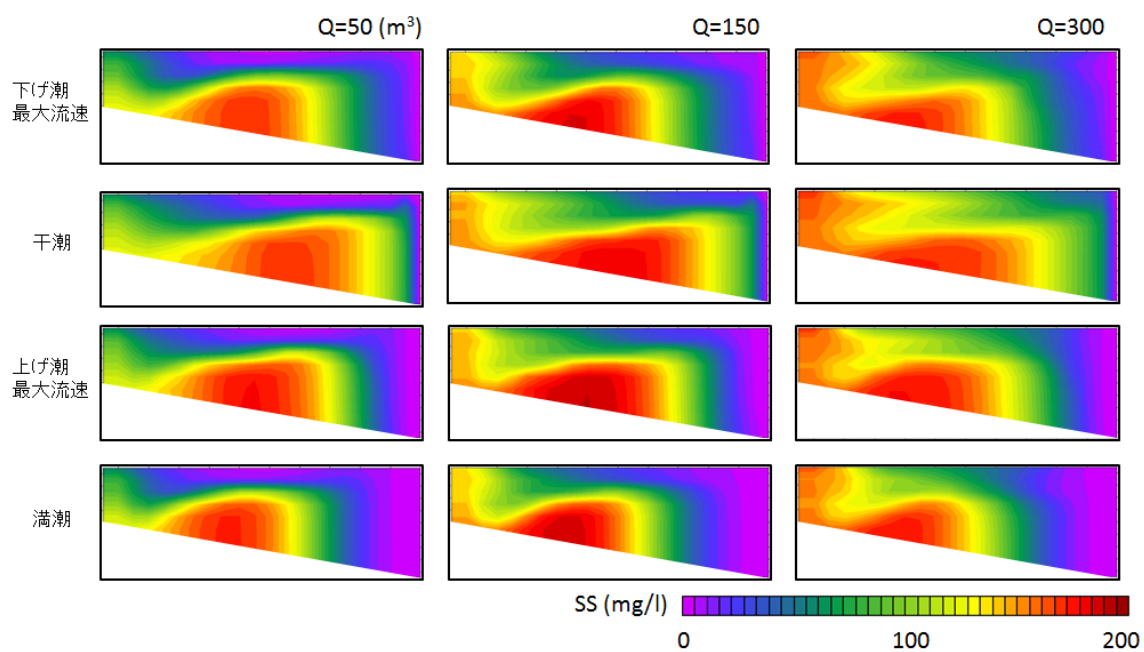


図-3.16 各流量におけるSSの断面図

各ケースにおける SS フラックスの結果を図-3.17 に示す. コンターは干潮時の塩分を示している. SS フラックスは, どのケースについても, 表層で沖向き, 中層以深で陸向きのフラックスという結果になった.

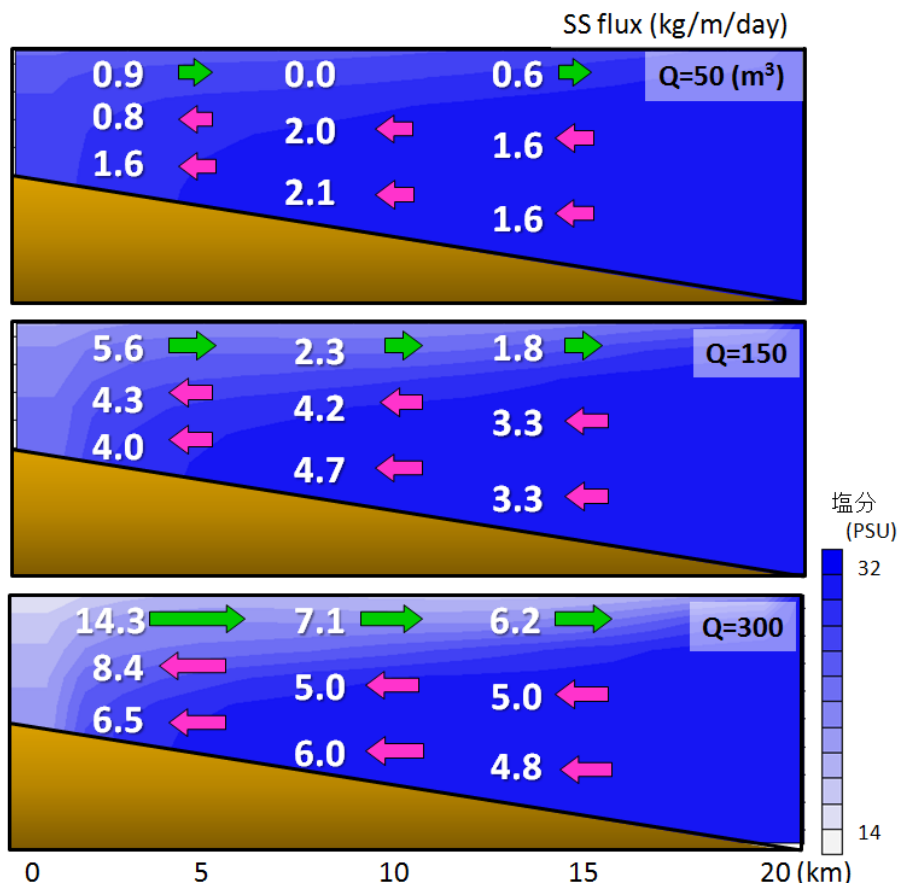


図-3.17 各流量における SS フラックス

図-3.18 に, 各流量における表層と底層の SS フラックスを, 図-3.19 に各流量における沈降フラックスを示す. 表層のフラックスに注目すると, 河川流量が多いほど, フラックスの値も大きくなっていることがわかる. Q=50 のケースでは, 河川からの濁水は, 河口から 10km 以上離れた地点にはほとんど輸送されていない. Q=150 と Q=300 のケースに関しては, 3.3.2.1 の潮位差のケースと比較してみると, 潮位差の場合は, 潮位差が大きくなるほど, 河川からの濁水をより河口から離れた地点へと輸送するが, 河川流量の場合は, 流量が大きくなるほど, 割合としては河口付近でのフラックスを大きく増加させることがわかった.

底層のフラックスについては, 巻き上げ量は Q=150 のケースが最大であったにもかかわらず, Q=300 のケースが最大となった. これは, 河川からの濁水が多かったために, 河口付近に大量の SS が存在していることが原因だと考えられる.

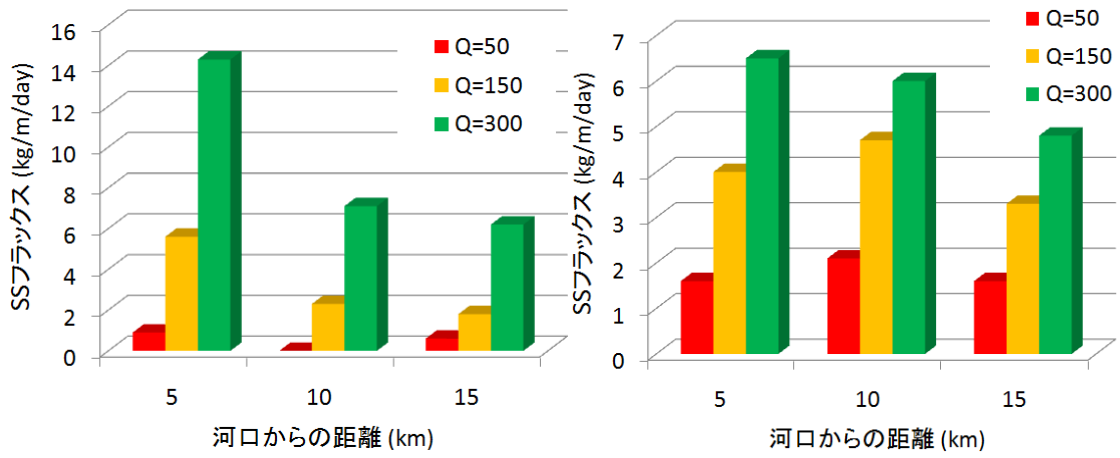


図-3.18 各流量における SS フラックス (左図:表層沖向き, 右図:底層陸向き)

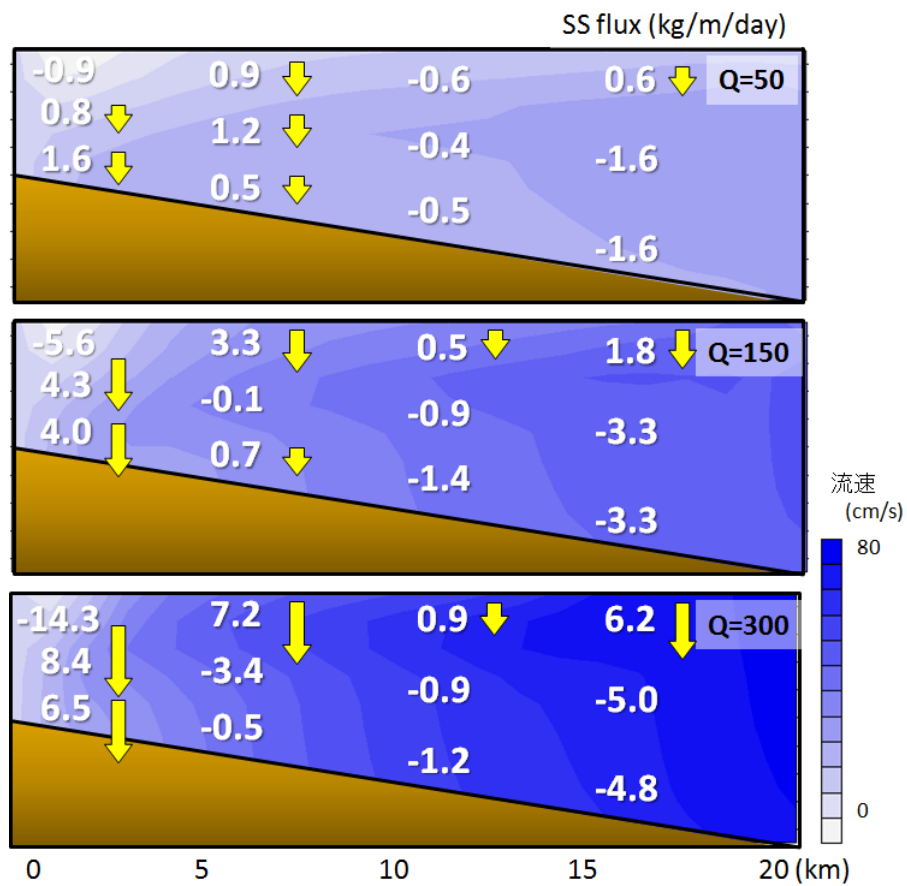


図-3.19 各流量における沈降フラックス

図-3.20 に、各ケースにおける残差流と SS フラックスとの相関図を示す。どのケースでも比較的相関は高く、SS フラックスが残差流に依存していることがわかった。河川流量が大きくなると、相関も高くなるという傾向が得られた。Q=50 のケースでは、河川流量が弱いため、冲向きの残差流、SS フラックスともに値が非常に小さく、そのことによって誤差が大きくなってしまい、相関が他のケースに比べて小さくなったと考えられる。

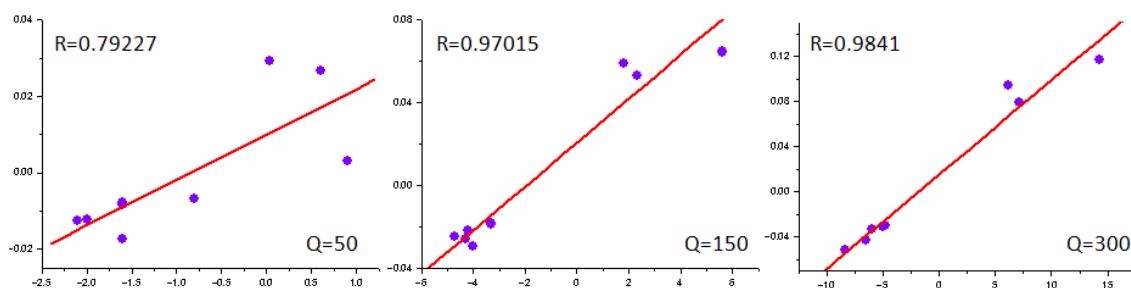


図-3.20 各流量における SS フラックスと残差流の相関

(縦軸が残差流(m/s), 横軸が SS フラックス(kg/m/day))

(2) 渇水時、または洪水時を仮定した場合

河川流量の特別なケースとして、流量がまったくない $Q=0 \text{ m}^3$ のケースと、大規模な出水をイメージした 1000 m^3 の 2 ケースで計算を行った。図-3.21～図-3.23 に、各ケースにおける、塩分、流速、SS の断面分布の変化を示す。このときも潮位差は、3.0m で一定である。

図-3.21 に示した塩分の断面図では、 $Q=0$ のケースにおいては、もちろん一様の分布となっている。 $Q=1000$ のケースにおいては、上げ潮最大流速時に、河川流と潮流がぶつかり合う部分で、低塩分が下に弧を描くように分布しているのが特徴的である。これまでのケースでは、このような塩分の分布は見られなかった。強い河川流が潮流と激しくぶつかり合っている状態を表していると思われる。

図-3.22 に示した流速の断面図でも、強い河川流に特徴的な分布が確認できる。下げ潮最大流速時には、潮流と河川流が同じ方向の流れであるため、表層で非常に大きな流速が見られる。このときの潮位差は 3.0m であるが、この大きな流速は潮位差 5.0m のレベルのものである。上げ潮最大流速時には、中層で最も大きな流速を示している。これは $Q=150$ や $Q=300$ のケースでも見られた特徴だが、 $Q=1000$ では、それがよりはっきりと確認できる状態になっている。

図-3.23 に示した SS の断面図では、 $Q=0$ のケースでも、巻き上げが見られる。この巻き上げは、潮流のみによって引き起こされたものであるため、他のケースとこのケースの SS の差を求めることで、河川流と潮流の相互作用のみによる巻き上げ量を計算することができる。計算した結果、河川流量があるケースでは、巻き上げ量の 4 分の 1 から 3 分の 1 が、河川流と潮流の相互作用のみに

よるものであることがわかった。

Q=1000 のケースでは、高い SS の値は、特に河口付近で広範囲に広がっているが、河口から離れた地点での SS はそれほど高い値ではない。Q=300 のケースでも見られたように、河川流が強すぎると、巻き上げを引き起こす相互作用の力は小さくなることが示唆された。

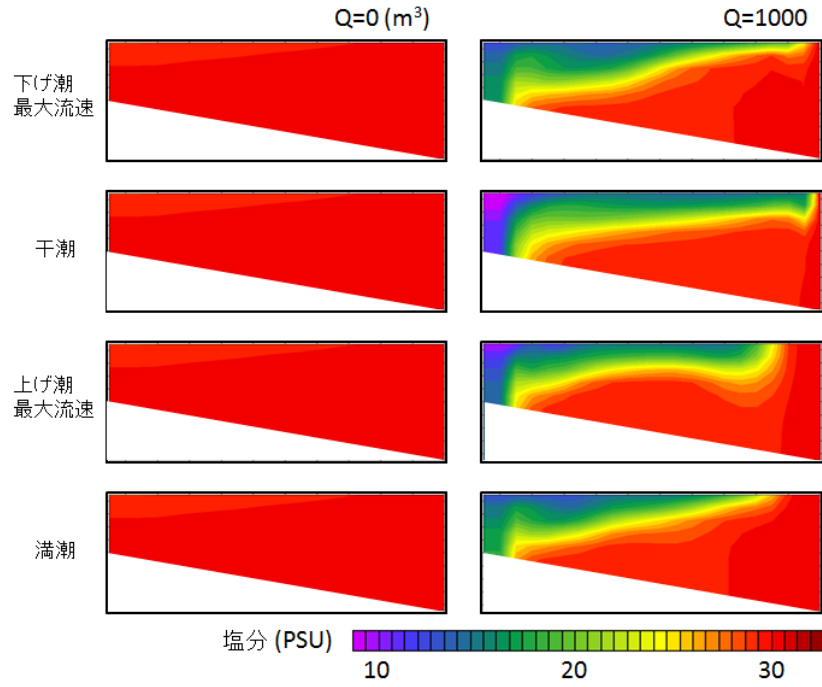


図-3.21 各流量における塩分の断面図

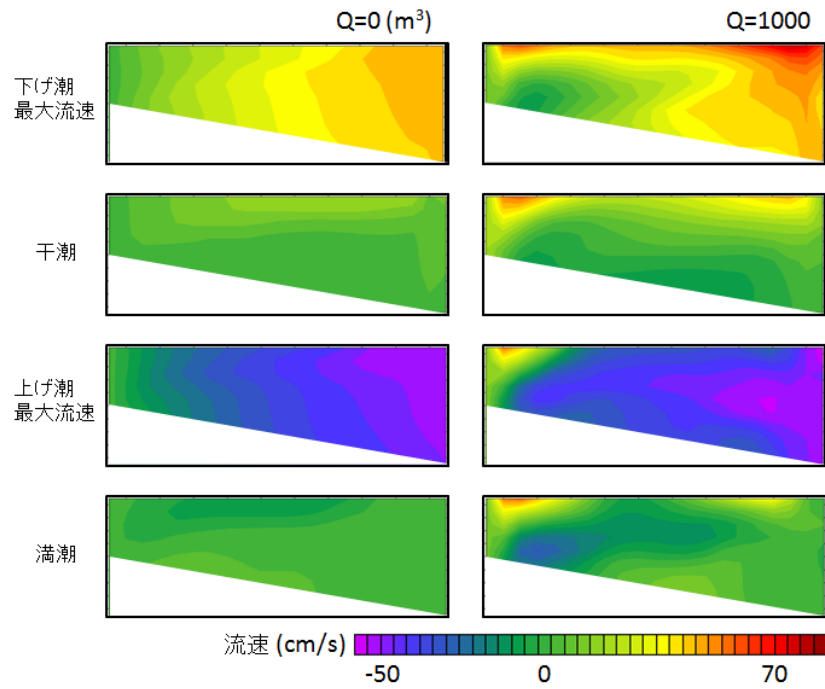


図-3.22 各流量における流速の断面図

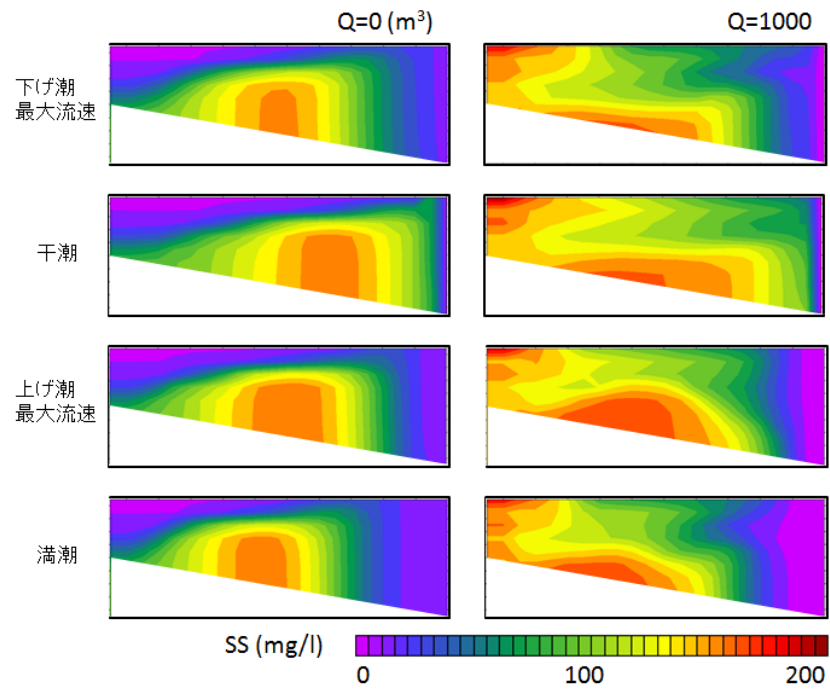


図-3.23 各流量におけるSSの断面図

各ケースにおける SS フラックスの結果を図-3.24 に示す. コンターは干潮時の塩分を示している.

SSフラックスは, $Q=0$ のケースでは, ほとんどの地点で沖向きになった. しかし, とても小さな値であり, ほとんど 0 といってよい. 河口から 15km の地点では, 中層以深でフラックスは陸向きになっている. これは干潮時に高濁度の範囲が最も広がることで, 上げ潮時のフラックスが下げ潮時に比べて少し大きくなっていることが原因だと推測される. しかし, こちらも非常に小さな値である. このことから, 河川流がなくても潮位差があればある程度の巻き上げはあるが, 陸向きのフラックスは河川流がないと発生しないことがわかった.

$Q=1000$ のケースでは, 表層で沖向き, 中層以深で陸向きのフラックスという結果になった. 河川流量が多いため, 表層の沖向きフラックスは大きな値になっている. $Q=300$ のケースと比較すると, 河口から離れた地点にも, SS を大量に輸送していることがわかる. 中層以深の陸向きフラックスについては, 河川からの濁水の影響で, 河口付近でフラックスは大きな値になっているが, 河口から離れた地点だと, それほど大きな値ではない. つまり, 大規模な出水時には, 表層で大量の SS が輸送されるだけで, 河口から 10km 以上離れた地点の陸向きフラックスには, 大きな影響はないということがわかった.

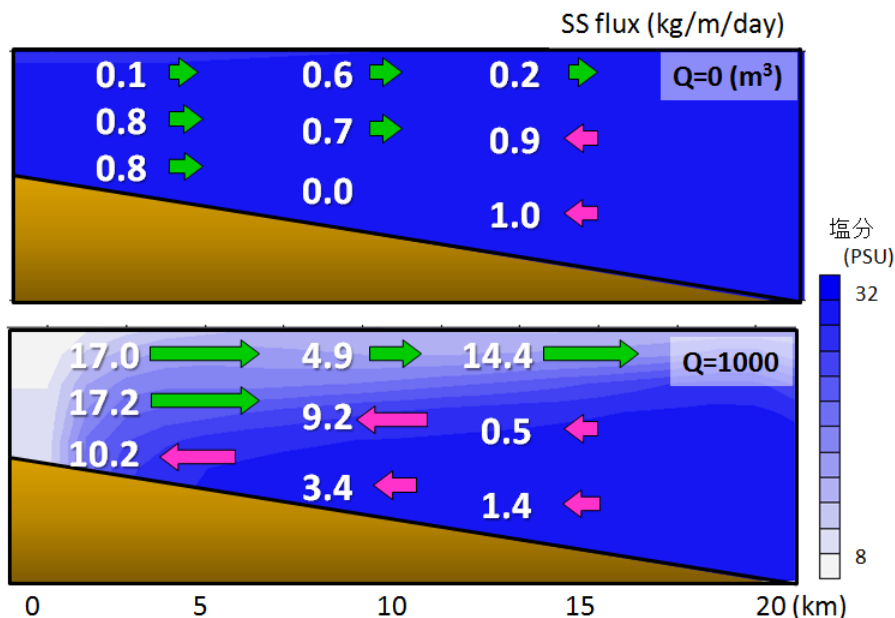


図-3.24 各流量における SS フラックス

図-3.25 に, 各ケースにおける残差流と SS フラックスとの相関図を示す. どちらのケースも低い相関になった. $Q=0$ のケースは $Q=50$ のケースと同様に, 残差流も SS フラックスも値が小さいので, 誤差が大きく効いてしまい, 相関が低くなったと考えられる. $Q=1000$ のケースは, 河川から大量の

SS が流入してきて、河口付近では流れとは無関係に常に高濁度になっているので、相対的に残差流の影響が小さくなったものだと考えられる。

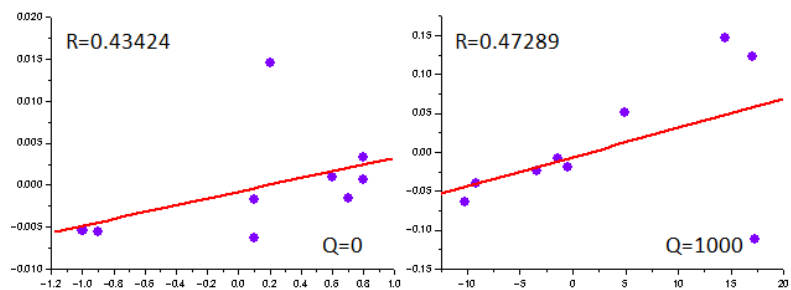


図-3.25 各流量における SS フラックスと残差流の相関
(縦軸が残差流(m/s), 横軸が SS フラックス(kg/m/day))

3.3.3 底質条件とSSとの関係

有明海は巻き上がりやすい砂泥質の底泥が高範囲に分布していることが特徴的である。したがって、観測で把握されたメカニズムには、底質の条件も大きく効いているものと考えられる。そこで、底質の条件を変化させる実験を行った。

底質は、中央粒径 0.15mm, 0.5mm, 1.0mm の 3 ケースで計算を行った。それぞれの限界せん断応力は、0.05Pa, 0.07Pa, 0.1Pa である。d=0.15 は有明海の砂泥質, d=0.5 は東京湾の砂泥質, d=1.0 は一般的な砂質を想定している。このとき、潮位差は 3.0m, 河川流量は 150m³ で一定であったので、塩分、流速の断面分布は概ね一定であった。図-3.26 に、各ケースにおける SS フラックスの結果を示す。コンターは、上げ潮最大流速時における SS を示している。

どのケースについても、表層で沖向き、中層以深で陸向きのフラックスになった。d=0.5 のケースにおいては、SS は湾奥に輸送されているといえるが、d=1.0 のケースは、フラックスの値はとても小さく、湾奥に SS が輸送されているとは言い難い。

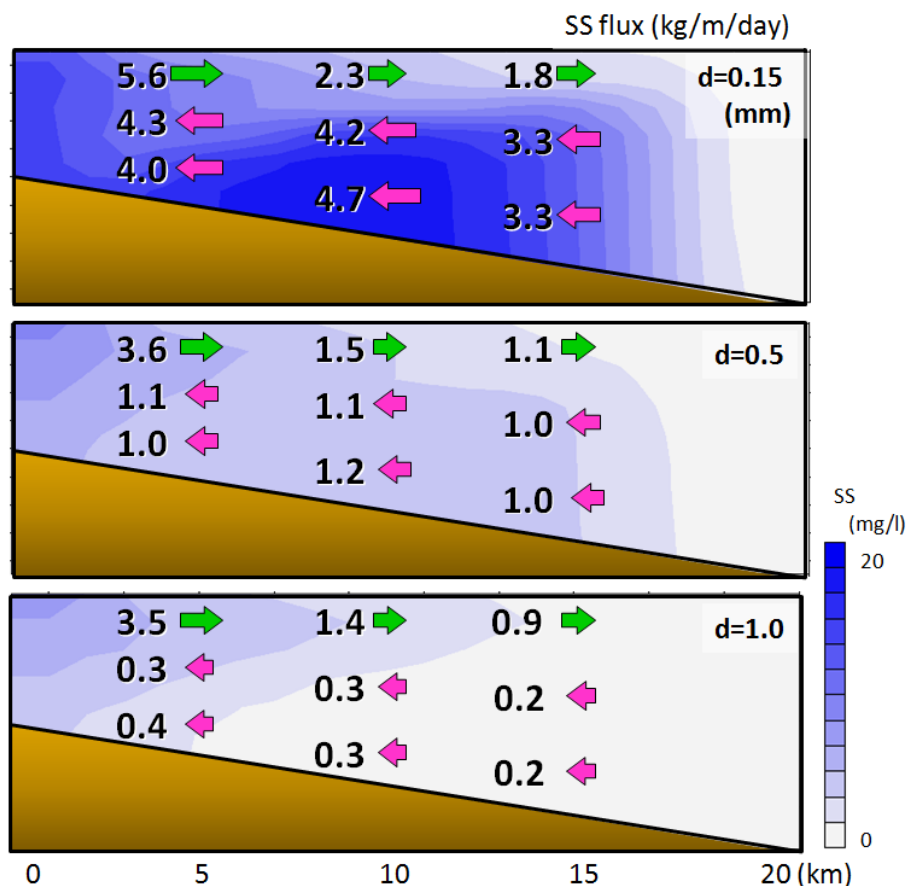


図-3.26 各底質における SS フラックス

図-3.27に、各ケースにおける残差流とSSフラックスとの相関図を示す。底質粒径が大きくなるにつれて、相関は低くなることがわかった。しかし、いずれのケースでも、SSフラックスが残差流に依存しているといえる。このとき、残差流はどのケースにおいても等しい。したがって、SSフラックスが残差流と高い相関があり、かつ残差流が中層以深で陸向きだったとしても、底質が巻き上がりにくい条件であれば、たとえ高濁度の河川水の流入があったとしても、SSは湾奥には輸送されないということが明らかになった。つまり、SSの輸送に関して、底質の条件は最も重要なファクターであるといえる。

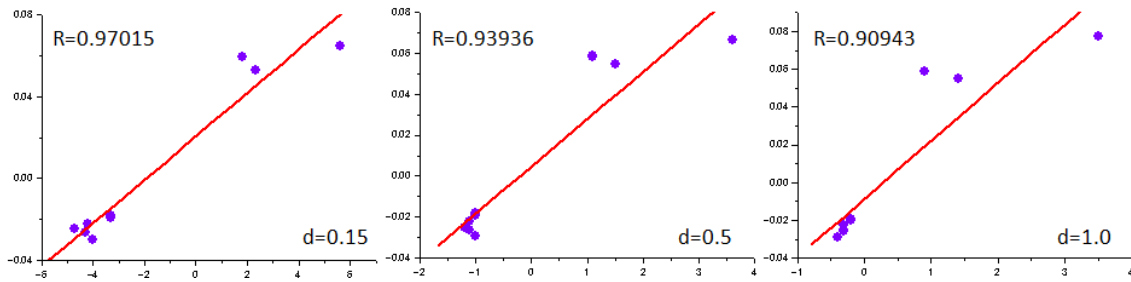


図-3.27 各底質における SS フラックスと残差流の相関

(縦軸が残差流(m/s), 横軸が SS フラックス(kg/m/day))

3.3.4 潮位差, 河川流量, 底質条件のまとめ

ここで, 潮位差と河川流量と底質条件の関係について考察する. 図-3.28 には, $d=0.15$ の条件での各潮位差, 各河川流量における底層の陸向きフラックスの結果を, 図-3.29 には, $d=0.5$ の条件での各潮位差, 各河川流量における底層の陸向きフラックスの結果を示す. 前述したように, $d=0.15$ は有明海の底質を, $d=0.5$ は東京湾の底質を想定している.

有明海の底質条件による実験では, 小潮時は, 河川流量にかかわらず, 湾奥に SS が輸送されることはないことが明らかになった. 中潮時と大潮時では, 湾奥への SS 輸送量については, 大潮時の方が約 3~5 倍多いことがわかった. 平常時の範囲内では, 河川流量は多い方がより多くの SS が輸送されるが, 洪水時には, 輸送量は減少し, 河口から離れた地点では, フラックスが陸向きから沖向きに変化することが明らかになった.

東京湾の底質条件による実験では, $Z=3.0$ の条件でも, 湾奥への輸送は非常に小さい値であることが明らかになった. $Z=3.0$ は東京湾では大潮レベルの潮位差である. したがって, 有明海では中潮から大潮にかけて, 湾奥に SS が輸送され堆積するのに対し, 東京湾では, 大潮で, かつ河川流量が十分であるときのみ, 湾奥に SS が輸送される結果となった.

河川流量 $Q(m^3)$	50	50	50	150	150	150	300	300	300	1000	1000	1000
河口からの距離(km)	5	10	15	5	10	15	5	10	15	5	10	15
潮位差 $Z(m)$												
1	0.1	0.06	0.03	0.1	0.2	0.1	0.6	0.3	0.2	1.1	0.4	-0.2
3	1.6	2.1	1.6	4.9	4.7	3.3	6.5	6.0	4.8	10.2	3.4	1.4
5	8.3	7.5	1.3	10.0	8.5	3.6	17.0	16.5	12.6	11.9	2.9	-1.8

図-3.28 底泥粒径 $d=0.15mm$ (有明海を想定)における底層の陸向きフラックス

河川流量 $Q(m^3)$	50	50	50	150	150	150	300	300	300	1000	1000	1000
河口からの距離(km)	5	10	15	5	10	15	5	10	15	5	10	15
潮位差 $Z(m)$												
1	0.1	0.06	0.03	0.1	0.2	0.1	0.6	0.3	0.2	1.0	0.4	-0.2
3	0.4	0.4	0.4	1.0	1.2	1.0	1.9	1.9	1.6	4.5	1.6	0.2
5	2.9	3.2	0.5	4.0	3.9	1.8	6.3	6.5	5.4	5.2	2.3	-2.1

図-3.29 底泥粒径 $d=0.5mm$ (東京湾を想定)における底層の陸向きフラックス

3.3.5 海底地形とSSとの関係

干潟内には滞筋が存在し、干潟上と滞筋では、流動やSSの輸送が大きく異なることが観測でも明らかになった。八木ら(2005)は、冬季に有明海湾奥部の浅海域において滞筋と干潟上で観測を行い、SS輸送が滞筋で沖向き、干潟上で陸向きになると示している。本研究での現地観測では「滞筋と干潟上」といえるほど地形的に差があるわけではなかったが、「滞筋とそれ以外の地点」では、概ね同じような結果となった。

そこで、地形モデルに滞筋を加えた図-3.30のような滞筋地形モデルを作成し、滞筋と干潟上のSS輸送特性の違いについて検証した。このとき、潮位差は3.0m、河川流量は 150m^3 で一定とした。

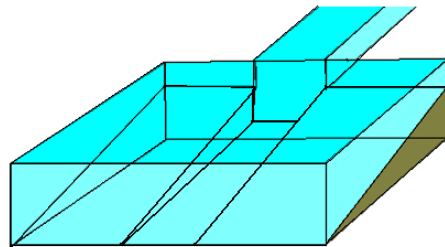


図-3.30 滞筋地形モデル

図-3.31～図 3.33 に、それぞれの地点における、塩分、流速、SSの断面分布の変化を示す。

図-3.31 に示した塩分の断面図では、干潟上よりも滞筋に河川水が多く流入していることがわかる。また、滞筋では、表層が低塩分である緩混合のような分布であるのに対し、干潟上では、鉛直的に一様な強混合のような分布であることが確認できる。つまり、滞筋と干潟上では、河川水の流入形態に違いがあることがわかった。

図-3.32 に示した流速の断面図でも、2つのケースの流速分布に違いが確認できる。滞筋は干潟上に比べて、河川流の影響を強く受けていることがわかる。下げ潮最大流速時には、干潟上は鉛直的に一様な流速分布になっているが、滞筋では河口付近で河川の影響を受け、大きなシアができています。滞筋では干潮時にも表層で大きな流速が確認でき、上げ潮最大流速時には、河川流と激しくぶつかっている様子が確認できる。

図-3.33 に示したSSの断面図では、干潟上では巻き上げが発生している地点でのみ高濁度になっているのに対して、滞筋では河口付近でも高濁度になっており、このことから、河川流が干潟上には行かずに、ほとんど滞筋に流入していることがわかる。さらに、最大巻き上げ量も滞筋の方が大きな値を示していた。これは、干潟上に比べて滞筋の方が、潮流と河川流の相互作用の力が大きいことが原因だと考えられる。

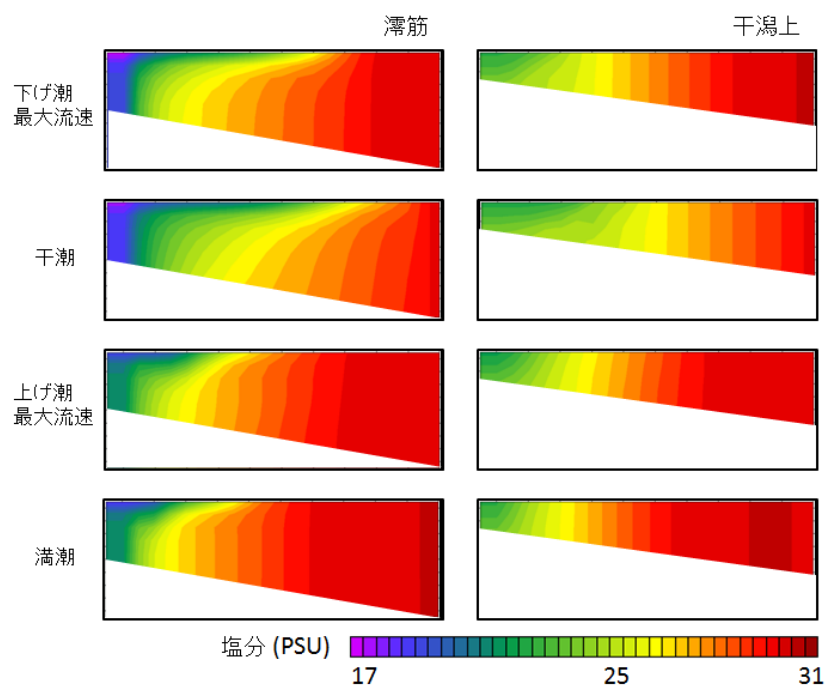


図-3.31 各地点における塩分の断面図

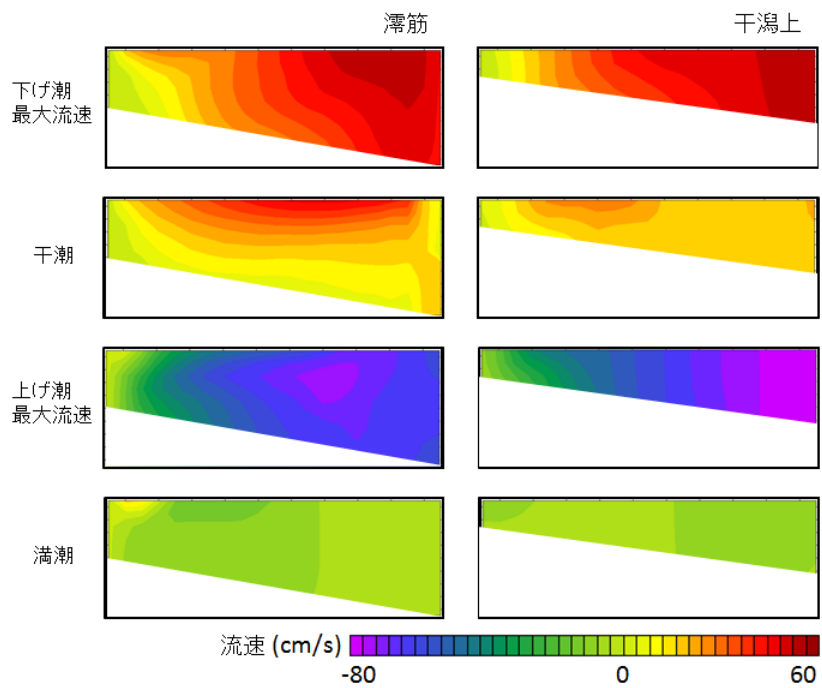


図-3.32 各地点における流速の断面図

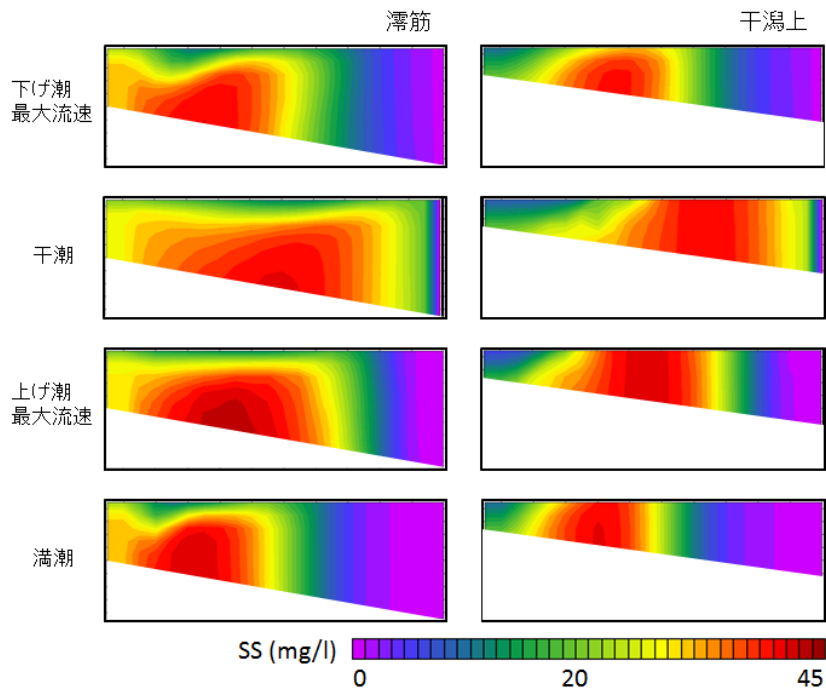


図-3.33 各地点におけるSSの断面図

各地点におけるSSフラックスの結果を、図-3.34に示す。コンターは、上げ潮最大流速時における流速分布を示している。

滞筋で大量のSSが陸向きに輸送されていることがわかった。河口付近では、表層でも陸向きのフラックスになっている。滞筋のない3.3.2.1のZ=3.0のケースと比較すると、滞筋の存在はSSの輸送量を7~9倍に大きくすることがわかった。

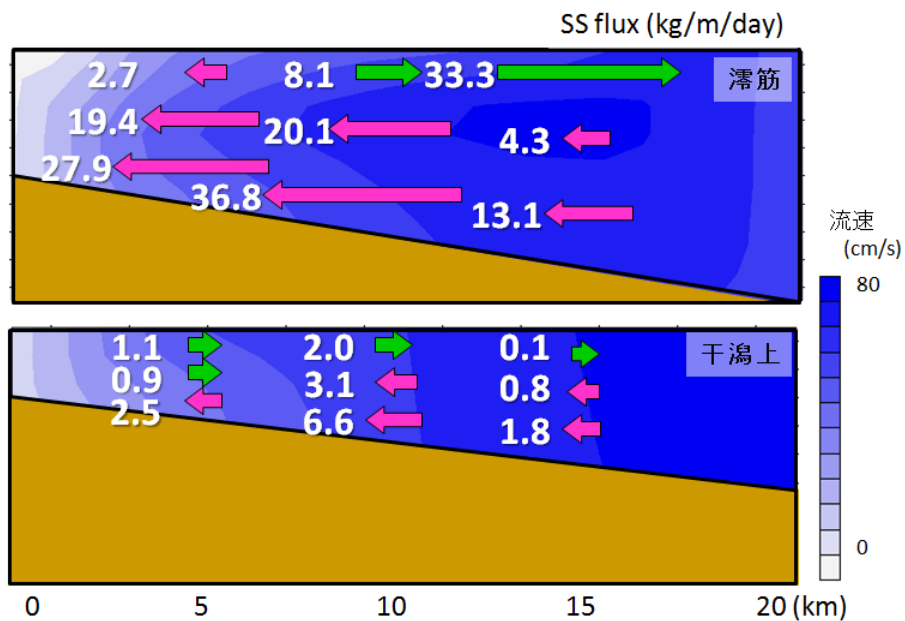


図-3.34 各地点におけるSSフラックス

図-3.35 に、各地点における表層と底層の SS フラックスを、図-3.36 に各地点における沈降フラックスを示す。表層のフラックスに注目すると、滞筋では河口から 15km 以上離れた地点で、大量の SS を沖に輸送していることがわかる。干潟上では、河口から離れた地点での SS の輸送はほとんどない。底層のフラックスは、両方とも同様の傾向を示していて、河口から 10km 以内で SS が堆積傾向にあることがわかる。滞筋では、底層で陸向きに運ばれる SS と表層で沖向きに運ばれる SS が同程度のスケールであるのに対し、干潟上では、底層で陸向きに運ばれる SS の値の方が、2, 3 倍大きくなっている。したがって、堆積傾向は干潟上の方が大きいと考えられる。

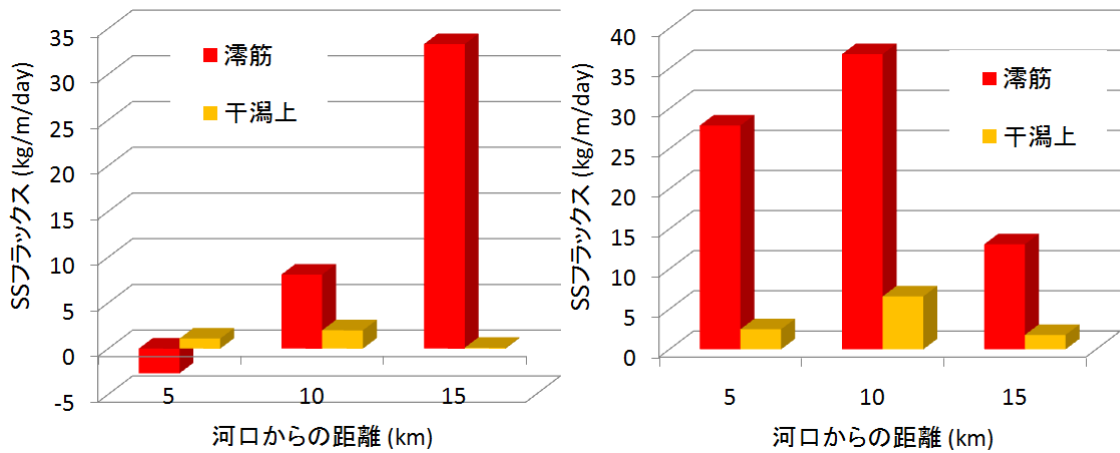


図-3.35 各地点における SS フラックス (左図:表層沖向き, 右図:底層陸向き)

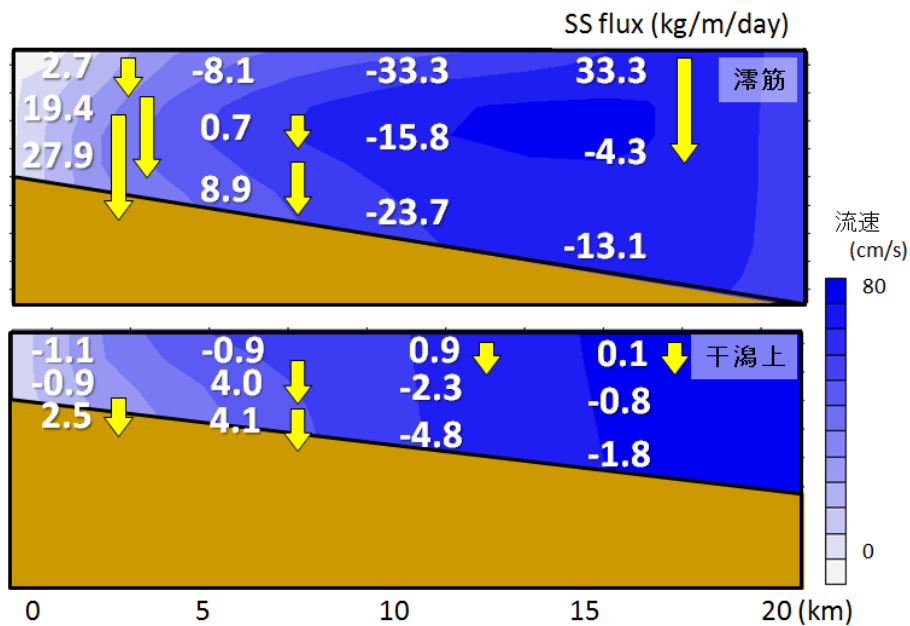


図-3.36 各地点における沈降フラックス

図-3.37 に、各地点における残差流と SS フラックスとの相関図を示す。滞筋では高い相関になったが、干潟上での相関はそれほど高いものではなかった。滞筋では SS フラックスは残差流に強く依存しているが、干潟上ではその傾向は見られないということがわかった。このことから、滞筋を移動している SS が、その過程で少しずつ干潟上へ運ばれ、干潟上で堆積している可能性も考えられる。干潟上では沖向きに輸送される量は非常に小さいので、底層の陸向きフラックスと、滞筋からの SS の供給で、干潟が拡大していくというメカニズムが示唆された。

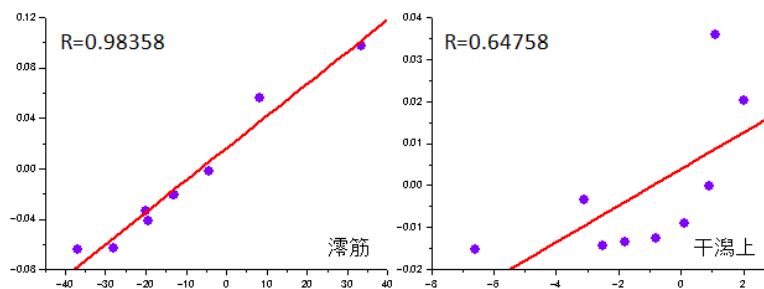


図-3.37 各地点における SS フラックスと残差流の相関
(縦軸が残差流(m/s), 横軸が SS フラックス(kg/m/day))

しかし、2.3.3.2 の現地観測における SS フラックスは、滞筋よりもそれ以外の測点の方が大きなフラックスであるという結果になっており、実験結果との整合性がない。八木らの報告では、滞筋の方がフラックスの値は大きいですが、干潟上では陸向き、滞筋では沖向きとなっている。このような実験結果になってしまった原因については、設定した地形の問題が大きいと考えられる。現地での滞筋は干潟上からなだらかに深くなっていくのに対し、本実験での滞筋は、直角的に深くなっている。そのため、前述した、滞筋で輸送される SS が干潟上へ水平方向に拡散していくという現象が、実際の現場での値よりも小さく見積もられ、かなりの割合の SS が干潟上と滞筋でそれぞれ別に輸送されるという結果になってしまったと考えられる。

そこで、干潟上から滞筋への傾斜を少し緩やかにして見て、再度実験を行った。セル内で傾斜をつけることはできないため、図-3.38 のような方法をとった。

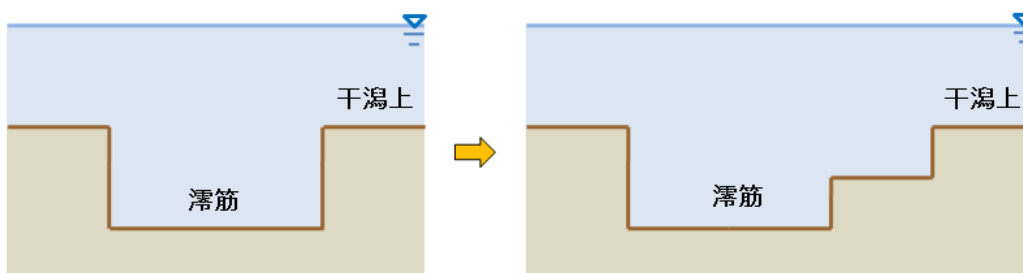


図-3.38 滞筋の形状を変化させるイメージ

そうして得られた各地点における SS フラックスの結果を図-3.39 に示す. 図-3.40 には, 図-3.34 との差分を示した. 矢印は実際のフラックスの向きを表し, 赤色は値が増加, 橙色は値が減少したことを表す.

図-3.34 と図-3.39 を比較すると, 傾向としては概ね同様で, あまり変化はない. 図-3.40 を見ると, 滞筋でのフラックスが大きく増加していることがわかる. これは, 滞筋から干潟上への傾斜を緩やかにすることで, 滞筋と定義できる領域の断面積が増加し, 滞筋に流入する河川水が増加したことが原因だと考えられる. しかし, 干潟上のフラックスも増加しており, 傾斜を緩やかにすることで, 想定していたように, 滞筋から干潟上への SS の移動が容易になったことが確認できる. それでも観測結果と整合性のある実験結果は得られなかった. 滞筋と干潟の傾斜の調整や, 滞筋の水深など, まだ考慮すべき点が多く残されていると思われる.

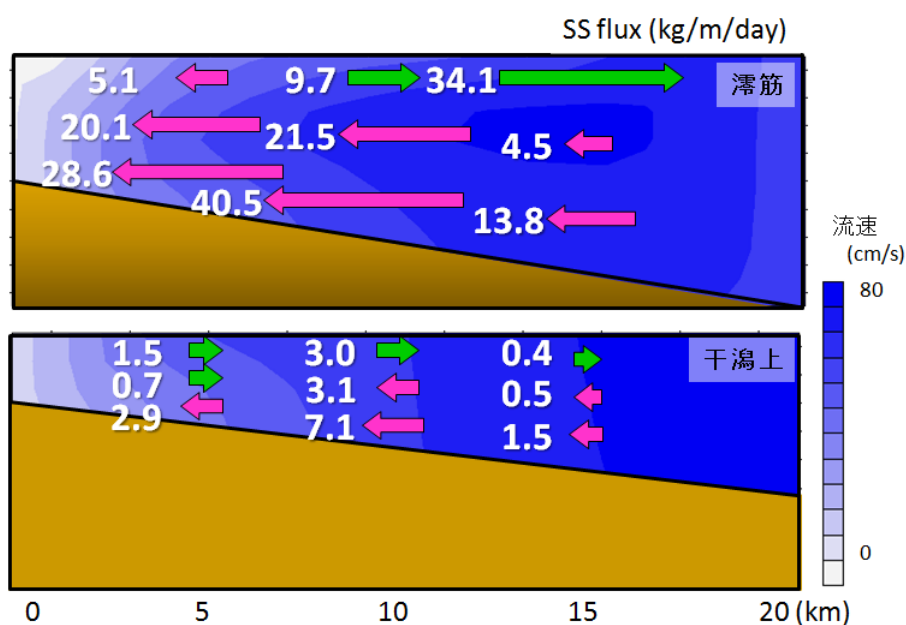


図-3.39 各地点における SS フラックス

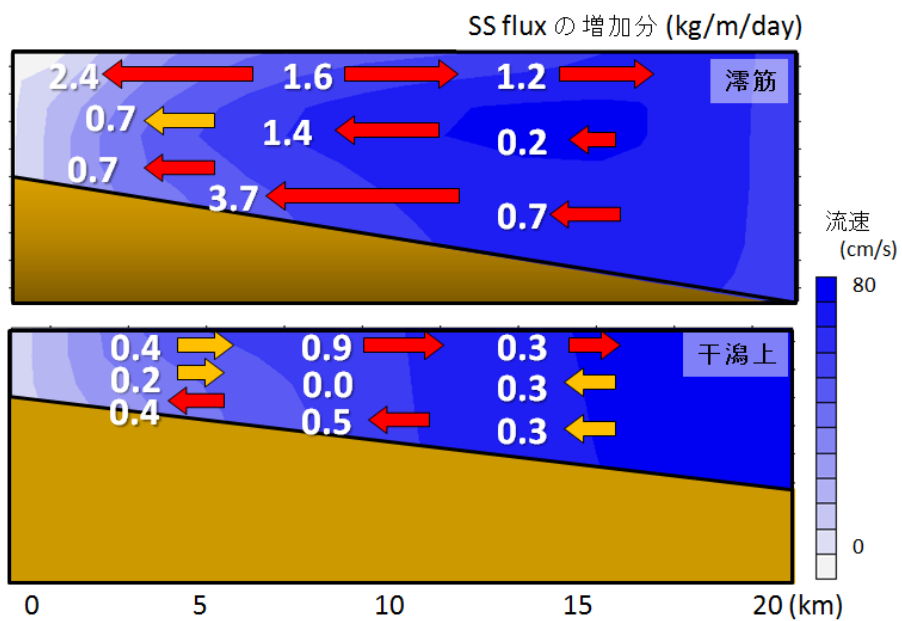


図-3.40 各地点における SS フラックスの増加分

3.3.6 成層状態とSSとの関係

成層状態の違いによって、流速の鉛直分布に違いが生じることが報告されている。川西ら(2006)は、成層強度を、成層状態にある水柱を一様な状態にするのに必要な単位体積当たりのエネルギー ϕ を用いて説明し、 ϕ が潮汐位相によって大きく変動するため、それによって上げ潮期と下げ潮期では流速分布形が大きく異なると示している。

そこで、成層状態によってSSの輸送にどのような影響があるのかを検証した。ここでは、「小潮→大潮」、「大潮→小潮」の2ケースを設定した。「小潮→大潮」のケースは、潮位差1mを2日間かけて潮位差3mにまで徐々に上昇させるケースで、「大潮→小潮」のケースは、潮位差5mを2日間かけて潮位差3mにまで徐々に下降させるケースである。このとき、河川流量は150m³で等しい。各ケースにおける、塩分、流速、SSの断面分布の変化を図-3.41～図-3.43に示す。

図-3.41の塩分の断面図では、「小潮→大潮」は弱混合状態であるのに対し、「大潮→小潮」は強混合状態になっていることが確認できる。「小潮→大潮」は成層が壊れていく過程、「大潮→小潮」は成層が強化されていく過程、と言い換えることもできる。

図-3.42の流速の断面図では、下げ潮最大流速時において、「小潮→大潮」の方が、河川の影響を受けたような分布になっている。これは、「大潮→小潮」は潮流が弱くなっていく過程であるため、分布が安定的であるのに対して、「小潮→大潮」は潮流が強くなっていく過程であるため、それまでの鉛直分布が壊されるような分布になってしまうためと推測される。上げ潮最大流速時には、「小潮→大潮」の方が、潮流が若干沈み込むような分布になっている。これも同様の理由で、「小潮→大潮」は潮流が強くなっていく過程であるため、潮流が河川流に対して比較的弱いことが原因だと考えられる。

図-3.43のSSの断面図では、どの時間帯も「大潮→小潮」が2～3倍値が大きいことが確認できる。しかし、これがそのまま、両ケースにおける成層状態の違いによる巻き上げ量の差、というわけではない。小潮時には、巻き上げがほとんど起こっていなかったのに対して、大潮時には大量のSSが巻き上がっていたので、両ケースの初期条件が一定ではないからである。

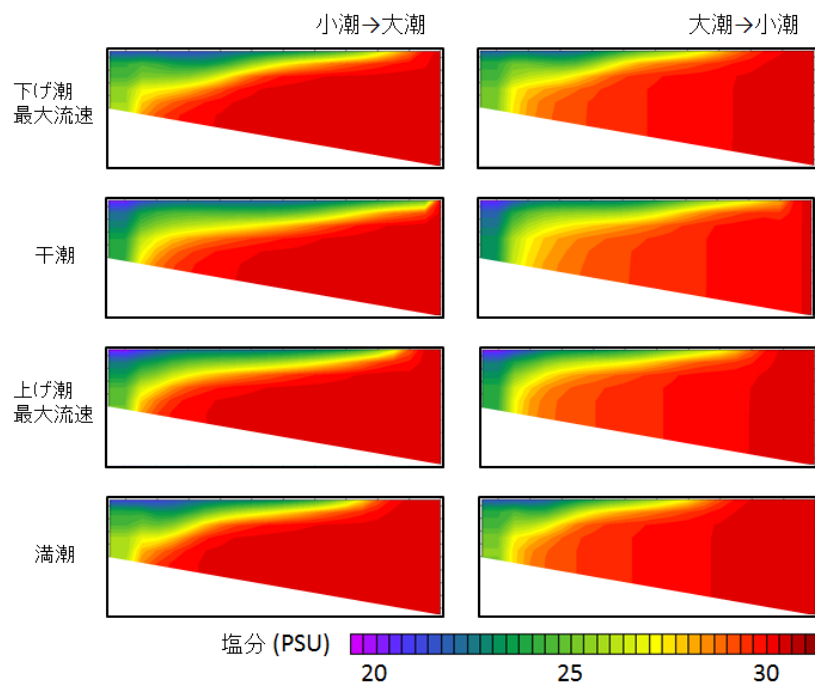


図-3.41 各ケースにおける塩分の断面図

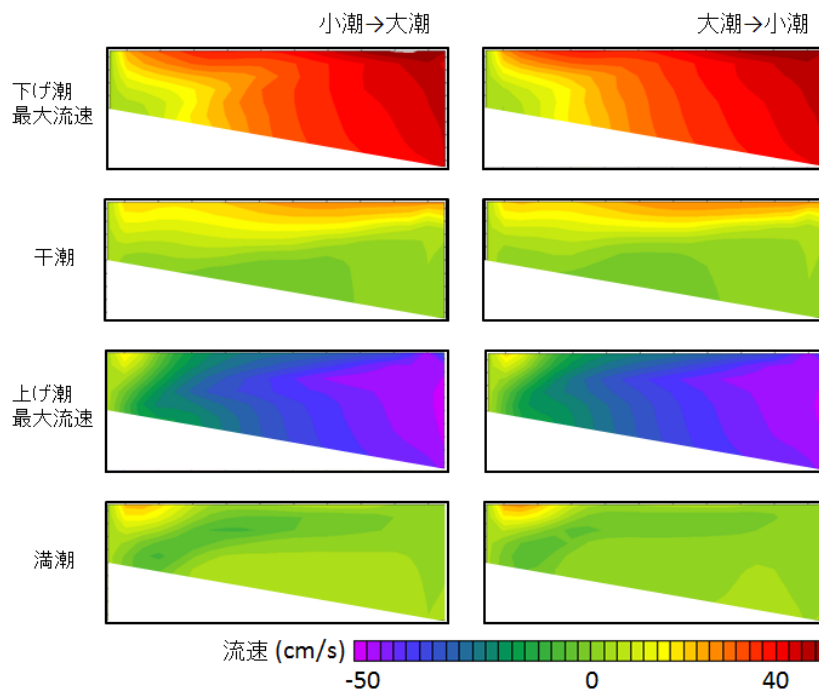


図-3.42 各ケースにおける流速の断面図

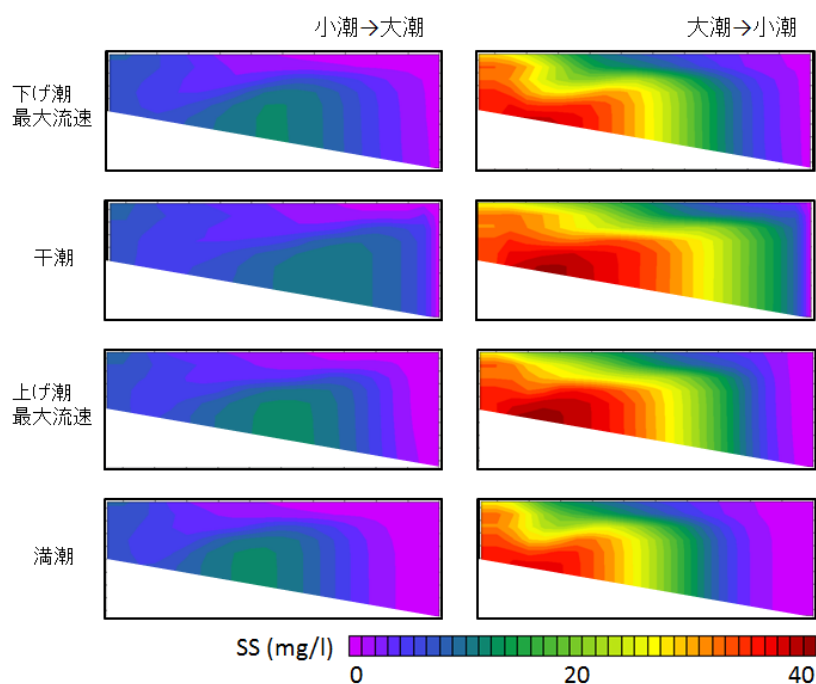


図-3.43 各ケースにおけるSSの断面図

各ケースにおけるSSフラックスの結果を図-3.44に示す。コンターは上げ潮最大流速時の塩分を示している。SSフラックスは、どちらのケースについても、表層で沖向き、中層以深で陸向きのフラックスという結果になった。

表層の沖向きフラックス、中層以深の陸向きフラックス、ともに「大潮→小潮」の方が、かなり大きな値になっている。堆積傾向にある地点にも差が出ていて、「小潮→大潮」は5～10kmの地点なのに対して、「大潮→小潮」は河口から5km以内である。しかし、前述したように、これはSSの初期条件の違いによるところも多いと考えられるので、成層状態の違いによるSSフラックスの差をそのまま表しているわけではない。

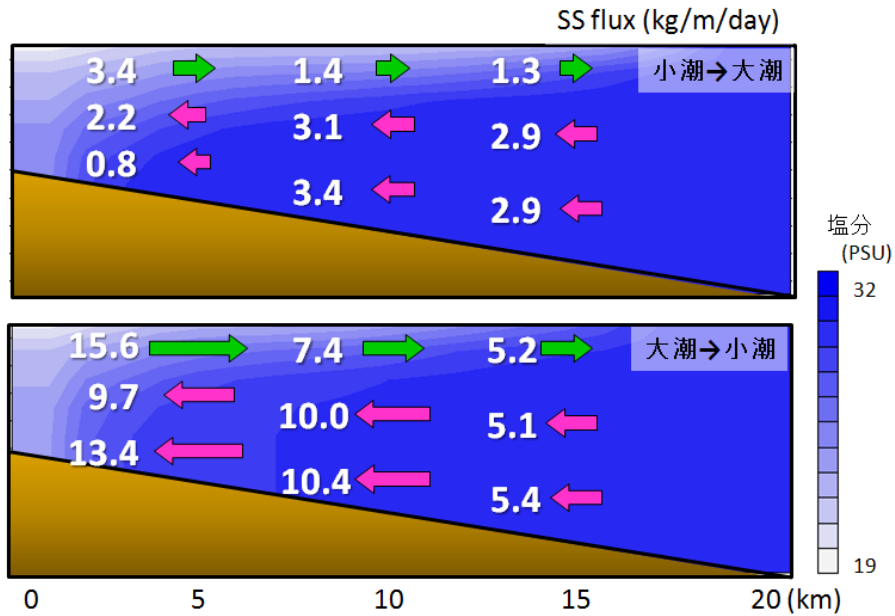


図-3.44 各ケースにおける SS フラックス

図-3.45 に、各ケースにおける残差流と SS フラックスとの相関図を示す。どちらのケースも高い相関になった。SS フラックスは残差流に強く依存していることがわかった。特に、「大潮→小潮」の相関が高かった。これは、「大潮→小潮」の潮流が河川流に比べて強かったため、「小潮→大潮」よりも流れ場が安定しているためだと考えられる。

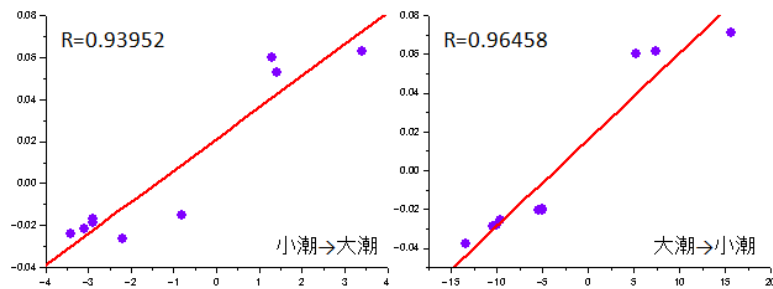


図-3.45 各ケースにおける SS フラックスと残差流の相関

(縦軸が残差流(m/s), 横軸が SS フラックス(kg/m/day))

ここで、両ケースの SS の初期条件を同一にした、特別な計算を行った。助走期間中は底泥が巻き上がらないようにパラメータを調整し、潮位差が 3.0m になった日の午前 0 時から、両ケースとも同時に巻き上げが起こるような状態を設定した。ここで、河川流量は 150m^3 で一定であり、河川の SS は 0mg/l であるとした。この特殊な計算によって、成層状態の違いによる巻き上げ量の差を、定量的に把握することができる。

図-3.46 には、この計算結果の、上げ潮最大流速時における SS の断面分布を示す。SS の初期条件を同一にしないケース(図-3.43)では、「大潮→小潮」の SS の値の方が高かったが、ここでは、「小潮→大潮」の方が、約 1.3 倍大きくなった。図-3.43 の SS の結果は、やはり初期条件の違いによるところが大きく、実際の巻き上げ量は「小潮→大潮」、つまり成層が壊れていく過程、の方が大きくなることがわかった。図-3.42 の流速の断面図を見ても、「小潮→大潮」の方が、大きな鉛直シアが確認できる。

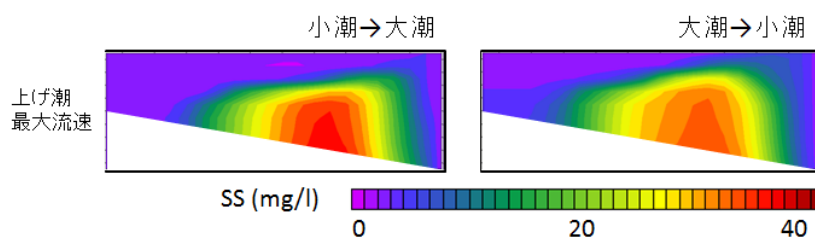


図-3.46 各ケースにおける SS の断面図（上げ潮最大流速時）

各ケースにおける SS フラックスの結果を図-3.47 に示す。コンターは上げ潮最大流速時の塩分を示している。特殊な条件下で計算を始めたので、SS に関しては助走期間がないような状態であり、SS フラックスは小さな値になっている。しかし、両ケースとも、表層で沖向き、中層以深で陸向きという傾向は把握できる。

河川からの濁水の流入がないため、表層の沖向きフラックスは非常に小さな値になっている。中層以深の陸向きフラックスは、河口から 10km 以内の地点では、「大潮→小潮」の方が、わずかに大きくなっている。10km 以上離れた地点では、巻き上げ量の大きい「小潮→大潮」の方が大きなフラックスになっており、堆積量も多い。

成層状態の違いは、流速分布の違いによって、巻き上げ量を変化させるだけでなく、SS の分布や輸送特性も変化させることが明らかになった。

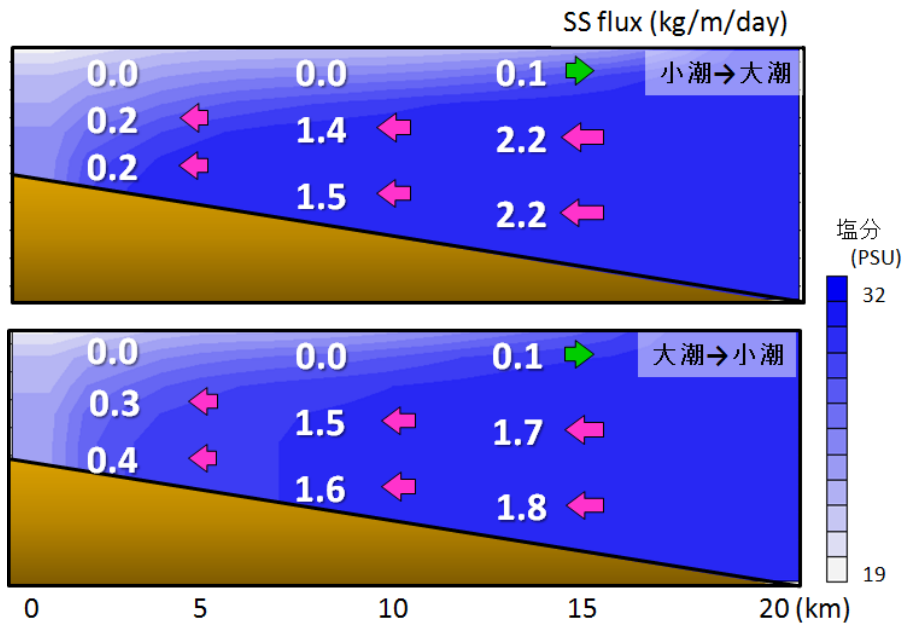


図-3.47 各ケースにおける SS フラックス

3.3.7 年間での堆積量

これまで、様々な条件下での SS の輸送特性を、実験によって明らかにしてきた。条件を整えば陸向きに SS が輸送されるという現象を把握できたが、この輸送が量的に干潟の形成に寄与するオーダーであるかどうかは定かではない。そこで、1ヶ月に大潮が8日、小潮が8日あり、残りは中潮であると仮定して、年間での堆積量を計算した。このとき、河川流量は 150m^3 で一定とした。計算結果を図-3.48に示す。

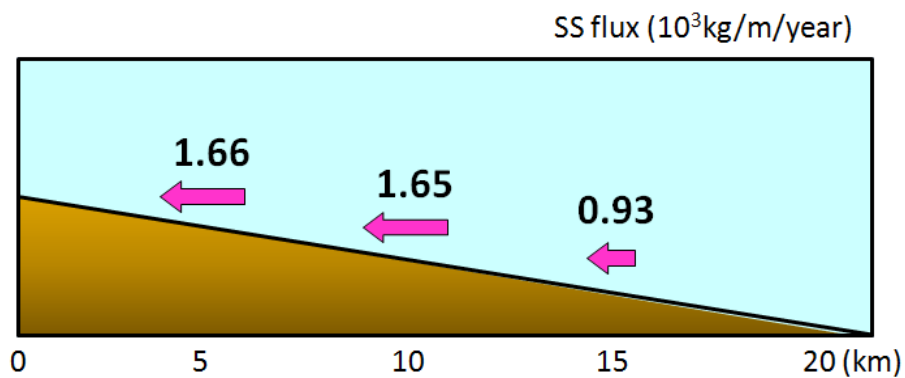


図-3.48 年間堆積量

河口付近では、1mあたり約1660kgの堆積量があることがわかった。ここでは、季節変動がないものとされているし、潮位差の設定など、かなり大雑把な計算ではあるが、オーダーとしては、地形変化に十分寄与する値であることが確認できた。

3.3.8 潮汐の減少との関係

近年、有明海では、潮位の上昇とともに潮位差が減少していることが明らかになりつつある。宇野木(2003)は、有明海湾奥における大潮潮位差の減少は 20cm に達しており、約 4%減少していると報告している。本研究のこれまでの数値実験で、SS の輸送が潮流と河川流のバランスで成り立っていることが明らかになった。したがって、潮汐の減少は、SS の輸送に大きく影響すると考えられる。そこで、3.3.2.1 で行った潮位差の実験を、潮位差を 4%減少させて行い、潮汐の減少が SS の輸送にどのような影響を与えるのかを考察した。

計算された SS フラックスの結果を図-3.49 に、3.3.2.1 の結果と比較したときの、SS のフラックスの減少率を図-3.50 に示す。

SS フラックスの向きは、表層で沖向き、中層以深で陸向きであった。図-3.10 と同じような分布であり、分布に大きな違いは見られない。図-3.51 の減少率を見ると、表層の沖向きフラックスでは、 $Z=1.0$ の減少率が大きい。次に大きいのが $Z=5.0$ で、 $Z=3.0$ がやや少ないが、どのケースも 10~20%の減少率である。傾向としては、河口付近での減少率が比較的大きいことがわかった。底層の陸向きフラックスでは、 $Z=1.0$ のケースで減少がまったく見られないが、これはもともと $Z=1.0$ のフラックスが非常に小さいことも原因であると思われる。残りのケースに関しては、10~16%の減少率であった。表層と底層の比較では、表層の方がやや減少率が大きいという結果になった。

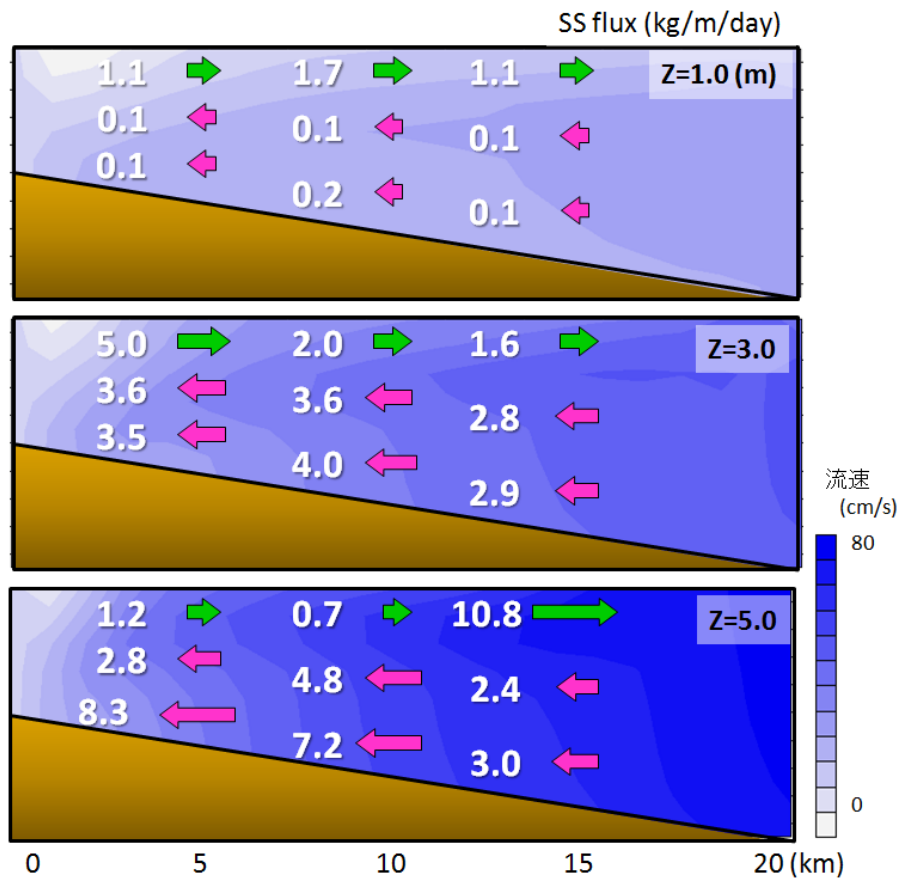


図-3.49 各潮位差におけるSSフラックス

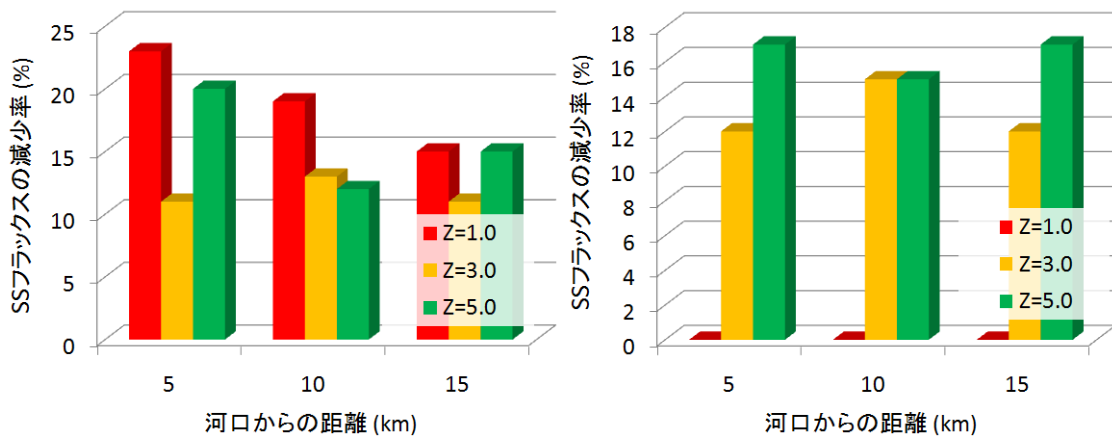


図-3.50 各潮位差におけるSSフラックスの減少率
(左図:表層沖向き, 右図:底層陸向き)

次に、潮位差の減少が、年間の堆積量にどのような影響を与えるのかについて考察した。計算方法は、3.3.7 と同様である。どの地点も 14～15%の減少率となった。したがって、潮位差の 4%の減少は、SS の輸送量を 15%も減少させることが明らかになった。減少分を質量にすると、約 200kgであった。

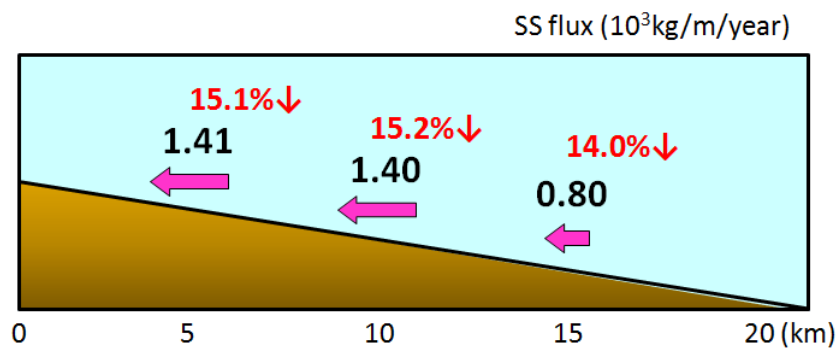


図-3.51 年間堆積量

3.4 数値実験のまとめ

数値実験により、以下のことが明らかになった。

- ①巻き上げが最大となる位置は、上げ潮時と下げ潮時で異なり、SS の潮汐変動は、河口からの距離によって大きく異なる。
- ②SS の輸送は、残差流に強く依存している。
- ③潮位差が大きいほど、より湾奥により多くの SS が輸送される。
- ④河川流量が多いほど、より多くの SS が湾奥に輸送されるが、これは河川からの SS の流入が増えることの効果も含まれている。実際の巻き上げ量は、 $Z=3.0$ の場合 $Q=150$ のときが最大であった。つまり、潮流と河川流の相互作用による乱れの大きさは、両者の大きさだけではなく、両者のバランスで決まる。潮位差は大きくなるほどよいが、河川流量は大きくなりすぎると、相互作用の乱れを小さくしてしまう。
- ⑤潮流と河川流の相互作用の影響のみによる巻き上げ量は、巻き上げ量全体のおよそ 4 分の 1 から 3 分の 1 である。
- ⑥底質条件は、SS の輸送に最も重要なパラメータであり、残差流が陸向きだったとしても、底質の条件によっては、SS は湾奥に輸送されない。
- ⑦滞筋と干潟上では、河川水の流入は滞筋で多く、滞筋でより多くの SS が湾奥に輸送される。滞筋では、底層の陸向きフラックスと表層の沖向きフラックスは同程度のオーダーだが、干潟上では、底層の陸向きフラックスの方が 2, 3 倍大きい。
- ⑧成層状態によって SS の輸送特性は異なる。「大潮→小潮」期の方が「小潮→大潮」期よりも 2～10 倍大きい。これは大潮期に大量の SS が浮遊していたことの効果も含まれている。実際の巻き上げ量は、「小潮→大潮」期の方が約 1.3 倍多い。
- ⑨計算に使用した地形モデルでの年間の堆積量は、約 1600(kg/m/year)であり、地形変化に十分寄与するオーダーであった。
- ⑩近年報告されている有明海の潮汐現象について、潮位差が 4%減少すると、SS の輸送量としては約 15%も減少することが明らかになった。

4 結論と今後の課題

有明海での現地観測と, ROMS による数値実験を行い, 以下のことが明らかになった.

- ①筑後川河口域において, 潮汐残差成分は, 河川の影響の大きな地点では, 表層で沖向き, 中層以深で陸向きであり, 河川の影響の小さな地点では, 全層で陸向きである.
- ②クロロフィルと濁度の相関には空間的に 3 つのパターンがあり, 同じ筑後川河口域でも, 植物プランクトンの存在形態に相違がある. 河口近くでは SS に吸着した形態の割合が多く, 沖へ行くにつれて, その割合は少なくなる.
- ③SS フラックスは, 潮汐残差成分と同様の傾向を示す. 河川の影響の大きな地点では, 表層で沖向き, 中層以深で陸向きであり, 河川の影響の小さな地点では, 全層で陸向きである.
- ④潮汐残差成分と SS フラックスの相関は非常に高く, 底層にいくほど高くなる. 筑後川河口域では, SS フラックスは潮汐残差成分に強く依存している. 数値計算でも, SS フラックスと潮汐残差成分には高い相関が見られた.
- ⑤SS の潮汐変動には, 底層流速を用いた底面せん断応力では説明できない高い値が, 上げ潮時に存在する. その高濁度は, 河川流と潮流の相互作用によって発生した乱れが, SS の巻き上げを促進したり, 沈降を抑制したりすることによって生じることが示唆された.
- ⑥巻き上げが最大となる位置は, 上げ潮時と下げ潮時で異なり, SS の潮汐変動は, 河口からの距離によって大きく異なる.
- ⑦潮位差が大きいほど, より湾奥により多くの SS が輸送される.
- ⑧河川流量が多いほど, より多くの SS が湾奥に輸送されるが, これは河川からの SS の流入が増えることの効果も含まれている. 実際の巻き上げ量は, $Z=3.0$ の場合 $Q=150$ のときが最大であった. つまり, 潮流と河川流の相互作用による乱れの大きさは, 両者の大きさだけではなく, 両者のバランスで決まる. 潮位差は大きくなるほどよいが, 河川流量は大きくなりすぎると, 相互作用の乱れを小さくしてしまう.
- ⑨潮流と河川流の相互作用の影響のみによる巻き上げ量は, 巻き上げ量全体のおよそ 4 分の 1 から 3 分の 1 である.
- ⑩底質条件は, SS の輸送に最も重要なパラメータであり, 残差流が陸向きだったとしても, 底質の条件によっては, SS は湾奥に輸送されない.
- ⑪滞筋と干潟上では, 河川水の流入は滞筋で多く, 滞筋でより多くの SS が湾奥に輸送される. 滞筋では, 底層の陸向きフラックスと表層の沖向きフラックスは同程度のオーダーだが, 干潟上では, 底層の陸向きフラックスの方が 2, 3 倍大きい.
- ⑫成層状態によって SS の輸送特性は異なる. 「大潮→小潮」期の方が「小潮→大潮」期よりも 2~10 倍大きい, これは大潮期に大量の SS が浮遊していたことの効果も含まれている. 実際の巻き上げ量は, 「小潮→大潮」期の方が約 1.3 倍多い.
- ⑬計算に使用した地形モデルでの年間の堆積量は, 約 $1600(\text{kg}/\text{m}/\text{year})$ であり, 地形変化に十分

寄与するオーダーであった。

- ⑭近年報告されている有明海の潮汐現象について、潮位差が 4%減少すると、SS の輸送量としては約 15%も減少することが明らかになった。

これまででは水平流速が重要だと考えられていた SS 輸送特性に関して、潮汐と河川の相互作用が大きく関係しているというメカニズムを把握することができた。そしてそのメカニズムは、潮汐と河川の微妙なバランスの上で成り立っていることを定量的に明らかにした。この成果によって、河口域における SS の輸送量をより正確に見積もることが可能になり、干潟地形変化の予測精度も向上すると期待される。それは自然干潟の保全につながるだけでなく、地形の安定性に問題を抱える人工干潟にとっても重要な知見となると思われる。

今後の課題は、以下の通りである。

2.3.2.3 では、クロロフィルと濁度の相関関係が空間的な分布をもつことから、SS の性質が異なっていると考察した。しかし、このことに関して本研究で得られたデータは少なく、これからの検証が必要である。

2.3.3.2 の SS フラックスについて、有明海全体のスケールで考える必要がある。山本ら(2006)は、有明海湾奥部で広範囲にわたって底質の調査を行い、沈降、再懸濁を繰り返した懸濁態物質が、終局的には有明海の西方に堆積する可能性を示唆している。本研究では、観測回数が少ないこともあり、流軸を設定し、それに平行な成分の陸向きと沖向きのフラックスを考えた。それによって筑後川河口域内での SS の輸送特性を 1 次元的に検討したが、2 次元的に見れば、本研究で観測された陸向きのフラックスが、残差流によってさらに湾奥の北西部に輸送されている可能性も十分考えられる。

3.3.2.2 では、平常時の河川流量を $50\sim 300\text{m}^3/\text{s}$ 、洪水時を 1000m^3 としたが、実際に筑後川から有明海に流入する水の量としては、タイダルプリズムの影響があるので、本研究で設定した値よりも多いと考えられる。横山ら(2007)は、筑後川のタイダルプリズムから推定される潮汐流量は約 $1300\text{m}^3/\text{s}$ と報告している。遡上した海水の流入は、質、量ともに本研究では考慮できなかったが、河口域の SS 輸送特性に与える影響は非常に大きいと思われる、今後の検討が必要である。

3.3.3 では、底質の条件を空間的に一様だと考えたが、実際には河口域の底質は複雑であり、そのあたりの検討もこれから行うべきである。中川ら(2002)は、筑後川河口域は、泥質域と砂質域が混在した複雑な底質分布を形成していると報告している。

3.3.5 では、滞筋と干潟上の関係に、観測結果や既往の研究との整合性がなかった。地形の精度がよくないこと、沖合からの濁水の移流を考慮していないことなど、再検討が必要だと思われる。

参考文献

1 章

- 齋田倫範, 矢野真一郎, 田井明, 重田真一, 小松利光(2008):筑後川から有明海へ流入する河川水の影響, 水工学論文集, 第 52 卷, pp.1327-1332
- 瀬口昌洋, 渡辺潔, 加藤治(1989):有明海奥部浅海域における底層の流れと濁りについて, 海岸工学論文集, 第 36 卷, pp.819-823
- 田井明, 齋田倫範, 矢野真一郎, 川村嘉応, 野口敏春, 小松利光(2008):有明海湾奥における近年の潮流の変化と残差流の変動特性, 海岸工学論文集, 第 55 卷, pp.371-375
- 中川康之, 今林章二, 末次広児(2002):有明海の底泥輸送現象に関する現地データの解析, 海岸工学論文集, 第 49 卷, pp.566-570
- 中川康之(2002):東京湾奥部での底泥巻き上げとその粒度分布特性について, 海岸工学論文集, 第 49 卷, pp.1046-1050
- 速水祐一, 山本浩一, 大串浩一郎, 濱田孝治, 平川隆一, 宮坂仁, 大森浩二(2006):夏季の有明海奥部における懸濁物輸送とその水質への影響, 海岸工学論文集, 第 53 卷, pp.956-960
- 八木宏, 松村航裕, 井瀬肇, 木元克則(2006), 夏季有明海干潟前縁域における流動構造と貧酸素水塊の動態に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第 53 卷, pp.986-990
- 横山勝英, 河野史郎, 山本浩一(2005):有明海湾奥部の地形・底質分布に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第 52 卷, pp.936-940

2 章

- 阿部淳, 松永信博, 児玉真史, 徳永貴久, 安田秀一(2003):有明海西部海域における高濁度層の形成と酸素消費過程, 海岸工学論文集, 第 50 卷, pp.966-970
- 内山雄介(2001):冬期の東京湾盤洲干潟における浮遊砂生成機構および短期地形変動について, 土木学会論文集, No.677/II-55, 129-140
- 小松利光, 安達貴浩, 金納聡, 矢野真一郎, 小橋乃子, 藤田和夫(2003):有明海における流れと物質輸送に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第 50 卷, pp.936-940
- 白石修章, 飯島眞治, 長野国松, 中辻啓二(2000):関西国際空港沖における潮流と波による底泥の巻き上げ現象
- 李正奎, 鄭正朝, 西嶋渉, 岡田光正, 馬場栄一(1999):干潟の土壌構造に及ぼす海水の流動の影響, 水環境学会誌, 第 22 卷, 第 8 号, pp.677-682
- 徳永貴久, 松永信博, 阿部淳, 児玉真史, 安田秀一(2005):有明海西部海域における高濁度層の観測と懸濁物質における酸素消費の実験, 土木学会論文集, No.782/II-70, pp.117-129
- 横山勝英, 宮崎晃一, 河野史郎(2008):筑後川感潮河道と有明海奥部における高濁度水塊の広域移動に関する現地観測, 水工学論文集, 第 52 卷, pp.1339-1344

鷺見栄一, 田中祐志(1999):沿岸域の底層における懸濁態粒子の物理的挙動, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.991-995

3章

宇野木早苗(2003):有明海の潮汐と潮流はなぜ減少したか, 海の研究, 第12巻, pp.912-920

川西澄, 中村智史, 荒木大志, 水野雅光(2006):潮差と河川流量が河口域の成層強度と浮遊砂泥輸送量に与える影響, 海岸工学論文集, 第53巻, pp.321-325

中川康之, 吉田秀樹, 谷川晴一, 黒田祐一(2005):潮汐流による底泥の巻き上げ現象のモデル化と浮遊泥量変動の再現, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.441-445

八木宏, 井瀬肇, 石田大暁, 灘岡和夫, 中山哲巖, 小谷正幸(2005):冬季有明海湾奥部浅海域における底層懸濁態物質の空間構造と輸送特性, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.941-945

John C. Warner, Christopher R. Sherwood, Richard P. Signell, Courtney K. Harris, Hernan G.Arango(2008):Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model, Computers & Geosciences, 34, pp.1284-1306

4章

山本浩一, 速水祐一, 笠置尚史, 宮坂仁, 大串浩一郎, 吉野健児, 平川隆一(2006):有明海奥部における表層亭室の分布特性と底質環境の形成要因, 海岸工学論文集, 第53巻, pp.961-965

横山勝英, 山本浩一, 一寸木朋也, 金子祐(2007):筑後川感潮河道における底泥の堆積過程に関する調査, 海岸工学論文集, 第54巻, pp.451-455

謝辞

本研究を行うにあたって、指導教員である鯉渕幸生先生には、大変お世話になりました。先生と一緒にたくさんの観測に行けたことは、私の一番の宝物です。臨機応変な行動と、いつも楽しく研究を行う姿勢を近くで見れたことは、私のこれからの人生で、必ず生きてくると思います。

副指導教員である辻誠一郎先生にも、数多くの貴重なアドバイスを頂きました。私の長い話を根気よく聞いて頂いて、ありがとうございました。先生からは、普段は聞けない有意義なお話をたくさん聞くことができました。辻先生とのミーティングは、非常に楽しかったです。

副査であり、WESTech 内でもお世話になりました、磯部雅彦先生にもお礼を申し上げます。ゼミでの適格なコメントは、私自身に向けられたものでなくても、非常に勉強になりました。東京湾の観測では、先生の鉄人ぶりも見ることができました。

WESTech でお世話になりました、黄光偉先生にもお礼申し上げます。先生の授業が私は大好きでした。いつも時間があつという間でした。また受けたいです。

WESTech のメンバーにも一人ずつお礼を言いたいのですが、提出の時間がせまっているので、割愛させて下さい。みんな愛してるよ！！

最後に、長い学生生活を暖かく見守ってくれた両親に最大限の感謝を表して、本論文の謝辞とします。