

現地観測に基づく河川感潮部の水理と
物質輸送に関する研究

Study on the Hydraulics and Transport of Substances in Estuaries
Based on the Field Observation

平成 28 年 2 月

坂 本 淳 一

山口大学大学院理工学研究科

現地観測に基づく河川感潮部の水理と物質輸送に関する研究

— 目 次 —

第 1 章 序論	1
1.1 河川感潮部について	1
1.2 既往研究の整理	4
1.2.1 混合形態の分類に関する研究	4
1.2.2 河川感潮部の混合形態および水質に関する現地観測の事例	5
1.2.3 河川感潮部における物質輸送に関する研究	6
1.3 本研究の背景と目的	8
1.4 論文の構成と内容	9
【参考文献】	
第 2 章 本研究の現地調査の方法と結果の検討	15
2.1 現地調査の概要	15
2.1.1 調査対象河川と調査地点	15
2.1.2 調査方法および分析項目	16
2.2 現地調査の結果と考察	20
2.2.1 諸量の縦断分布特性について	20
2.2.2 諸量の横断分布特性について	28
2.3 第 2 章のまとめ	61
【参考文献】	
第 3 章 感潮域における底面せん断応力の評価のための水理計算	63
3.1 基礎式と底面せん断応力の評価式	63
3.2 各項の量的評価	65
3.3 底面せん断応力の評価	73
3.3.1 評価結果	73
3.3.2 渦動粘性係数の算出	90
3.4 第 3 章のまとめ	102
【参考文献】	

第4章 底面せん断応力，流速および濁度の相互関係.....	105
4.1 底面せん断応力と流速の関係.....	105
4.2 底面せん断応力と濁度の関係.....	108
4.3 流速と濁度の関係.....	112
4.4 第4章のまとめ.....	114
【参考文献】	

第5章 結論.....	117
5.1 本研究のまとめ.....	117
5.2 今後の展望・課題.....	119
【参考文献】	

謝 辞

第1章 序論

1.1 河川感潮部について

一般に河川は、陸域の降水を集めて流下し海へと流れ出るが、海域との接点である河口部は、上流から流れてくる河川水（淡水）と海側から遡上してくる海水（塩水）とが共存する場となる。流入する淡水の流れと入退潮による塩水の流れに加えて、この両者の間に存在するわずかな密度差に起因する流れも重なり、複雑な流れや物質の分布・混合を呈する領域として知られている。さらに、河口部の流れは、潮汐による非定常の効果により、水位や流速・流向が時間的に変化する。このように、潮汐の影響を受けて流況が周期的に変化する領域を河川感潮部（estuary¹⁾）と呼ぶ。

河川感潮部では、塩水と淡水が互いに接触することによって多様な形態で複雑に混ざり合うが、塩水と淡水の混合状態や塩水の遡上距離は、潮汐による水位変動に加え、塩水と淡水との間の密度境界面に働くせん断応力の影響を受ける。潮汐や河川流の作用によりせん断応力が大きくなると、内部波が密度境界面に発生する。その結果、密度境界面の両側にある塩水と淡水との間で、運動量や質量の鉛直方向の交換が活発になり、塩水と淡水の混合が促進される^{2), 3)}。

塩水と淡水の混合は、水深に対する潮汐の相対的な大きさ、河川の自流量に対する潮汐による塩水の流量の相対的な大きさが大きいほど強まり、また河道の地形の影響も受ける。特に、自流量の少ない都市河川では、入退潮による塩水の移動量が相対的に大きくなるため、潮汐の影響を強く受けることになる。河川感潮部における水理学的な混合形態は、一般に塩分侵入の形態によって弱混合型、緩混合型、強混合型に区分される⁴⁾。以下に混合型についてそれぞれ説明する⁵⁾。

(1) 弱混合型 (stratified type)

河川流の乱れが弱く、また潮位差も小さく潮汐の入退潮による混合が弱い場合、密度境界面を挟んで流速（潮時によっては流向も）、水深および密度の異なる二つの流れが存在し、図-1.1.1(a)に示すような明瞭な二成層流を形成する。この場合、塩水が河道内に楔状に入り込むが、これを塩水楔（arrested salt wedge）と呼ぶ。

一般に、下層の塩水楔の内部の流れは、上層の淡水の流れに比べて非常に遅い。しかし、詳しく見ると塩水楔内の上層部では下流向き、そして下層部で上流向きに流れる循環流が生じている。図-1.1.1(a)には流速の鉛直分布の模式図を示したが、下層の塩水の上層部は直上の淡水の流れに引きずられるように下流向きに流れ、また上層流による連行に対して内部境界面の形状をほぼ定常に保つため、それを補うように底部で上流向きの流れが形成される。そのため、海域底部に高濃度に存在する懸濁物質は、上流方向へ塩水楔の先端部まで輸送されて沈降・堆積する⁶⁾。

このような混合形態は、水深が大きい河川や潮位差の小さい日本海側の河川、または小潮の時期に出現しやすい。

(2) 緩混合型 (partially mixed type)

ある程度の潮位差があり，水流の乱れによって塩水と淡水が混合される場合，図-1.1.1(b)に示すように鉛直方向，流下方向ともに塩分濃度勾配を持ち，等密度線が傾斜する．

緩混合型では，上層部の下流向きの流れと下層部の上流向きの流れが存在することに加え，等密度面が傾斜しているため，上下方向の混合が起こるようになる．これにより，上層の塩分は下流に行くほど高くなる．その結果，鉛直方向と水平方向の塩分の移動に伴うスケールの大きな内部循環が発生する．

この混合形態は，弱混合型と後述する強混合型の中間に位置するが，弱混合型，強混合型は理論的に取り扱うための便宜的なものと考え，厳密な意味ではほとんどすべて緩混合型となる．ただし，通常は現実的に分類される．

(3) 強混合型 (well-mixed type)

潮位差が大きく，水流の乱れが著しく強い場合には鉛直混合が激しく生じるため，図-1.1.1(c)のように塩分分布が鉛直方向にほとんど一様で，塩分は主に水平方向に変化する．強混合型の場合でも鉛直方向の速度勾配が存在するため循環流が生じるため，厳密にはわずかに等密度線が傾いた状態となる．

太平洋側の河川では，一般に河川水深が比較的小さく，潮汐による入退潮の流れが強く乱れが強いことから強混合型，あるいは緩混合型になることが多い．また，下流にいくほど，相対的に塩水の影響を強く受け，強混合型の分布を示す傾向にある．

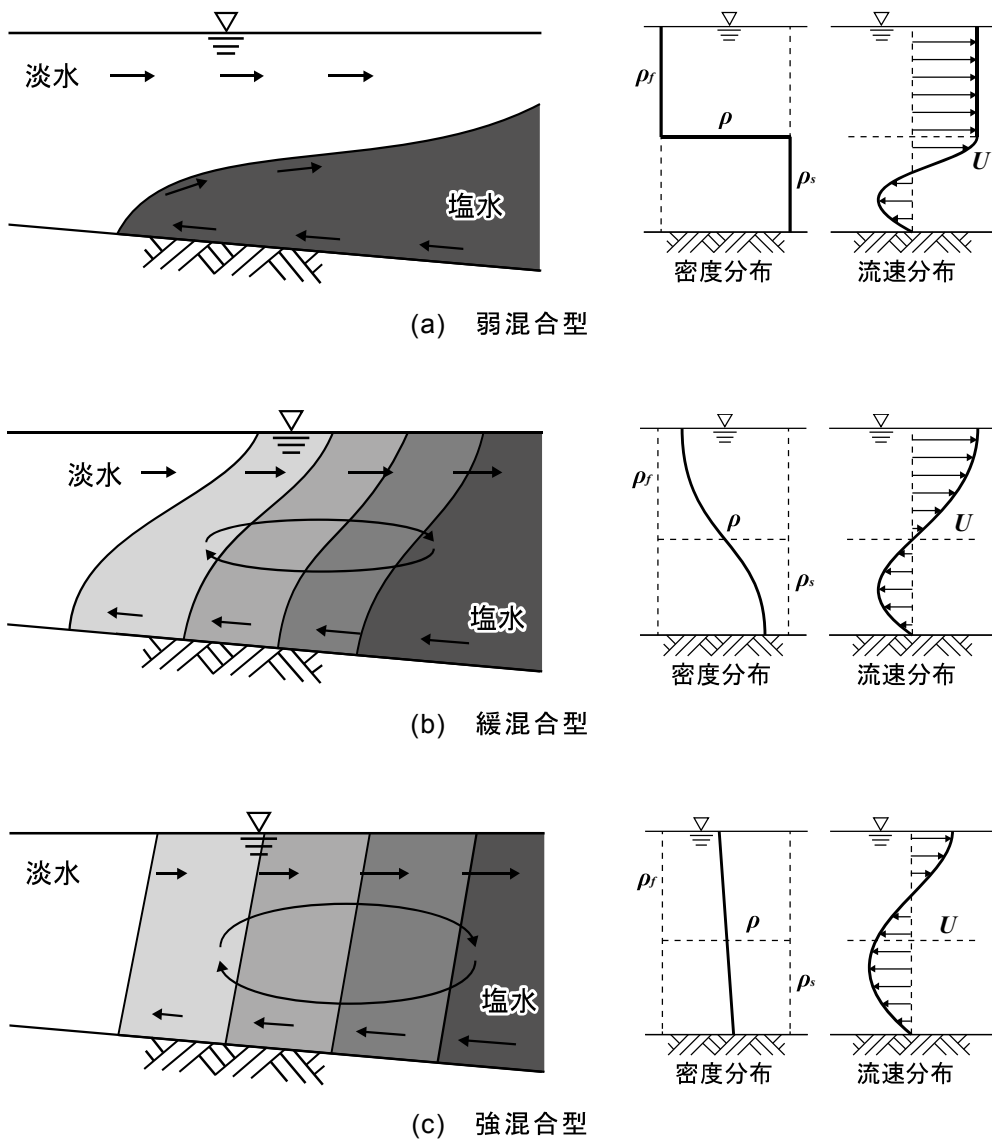


図-1.1.1 各混合形態の塩分濃度分布の模式図と鉛直方向の密度・流速分布

1.2 既往研究の整理

1.2.1 混合形態の分類に関する研究

塩水侵入の形態は、前述したように塩水と淡水の混合の程度によって、弱混合型、緩混合、強混合型という3つの混合形態に分類されるが、須賀⁷⁾は90の一級河川について、感潮区間長と大潮時の潮位変動量から混合形態の分類を行っている。混合形態については、「かなり明瞭な弱混合」、「緩混合」、「かなり強度の緩混合（ただし、小潮時には弱混合も現れる）」、「強混合」の4つに分類しており、各々19%、61%、14%、6%の割合であると報告されている。

さらに、須賀⁸⁾は連行現象による鉛直方向の混合にも着目し、表層と底層の塩分濃度比を用いて、次のように区分しており、一般に須賀の区分法と呼ばれている。

$$\begin{array}{ll} C_s/C_b \leq 0.1 & \text{弱混合型} \\ 0.1 < C_s/C_b < 0.5 & \text{緩混合型} \\ 0.5 \leq C_s/C_b & \text{強混合型} \end{array}$$

C_s : 表層の塩分濃度

C_b : 底層の塩分濃度

Simmons ら⁹⁾は、一潮汐間の河川水の流下体積 Q と tidal prism P_t (干潮から満潮にかけて河口から遡上してくる水の量) の比 Q/P_t を用いて混合形態を分類しており、 Q/P_t が 0.7 以上のとき弱混合型、0.1 以下で強混合型、この中間を緩混合型としている。Simmons らが現地観測データから求めた数値では、例えば Mississippi 川で約 1.25、Delaware Estuary で約 0.01 という値を示している。

有田ら¹⁰⁾は、これらの古い研究成果も踏まえて、新たなパラメータを導入した河川感潮部の混合形態の分類方法を提案している。有田らは、図-1.1.1 に示したような混合形態の分類を「全域的混合形態分類」、任意の地点の上下層の混合度合いによる分類を「局所的混合形態分類」と称しており、新たに提案している分類方法は後者に属する。混合形態の分類に用いるパラメータとして、まず Simmons らが提案した比 Q/P_t の逆数（これを α とする）を用いている。もう一つは、河口端部で評価した内部フルード数 F_d であり、これらのパラメータと須賀が示した上下層の塩分濃度比との関係から、 α が大きくなるほど潮汐流の影響が強くなり強混合化すること、 F_d が大きくなるほど弱混合化することを示している。

このように混合形態の分類方法はいくつか提案されているが、同一の河川であっても月齢の違いによる潮汐流のエネルギー、河川の自流量との相対的な関係によって大きく変化する。そこで安達¹¹⁾らは、潮位振幅を変えて3つの混合形態を実現できる室内感潮河川水路を開発し、混合形態と塩水遡上の関係を考察している。感潮河川水路模型を用いた室内実験から、塩水楔が明瞭に現れる弱混合型のとき最も塩水侵入長が大きくなり、混合が強くなるにつれて小さくなる。緩混合型の分布のとき塩水侵入長

は最も小さくなるが、さらに混合が強まって強混合型になるにつれて、混合の強さに伴い塩水侵入長は大きくなることを明らかにしている。

1.2.2 河川感潮部の混合形態および水質に関する現地観測の事例

河川感潮部の混合形態は、同一の河川でもこれらが月齢により、また同一の月齢でも一潮汐間の中で異なる混合形態を示す。また、地形的な影響を受けて場所的にも異なる。したがって、塩分分布を精度良く把握するためには現地観測を実施し、感潮域の底質・水質の浄化対策に結びつくデータを収集することが不可欠となる。以降に、国内の河川における現地観測の研究事例を整理する。

(1) 大河川における観測事例

河川感潮部の現地観測として、一級水系の事例は比較的多い。その中でも、混合形態や塩水の挙動、これに起因する水質特性に着目した研究として、次の事例が挙げられる。

河原・名合^{12), 13), 14)}は、岡山市街地を貫流し、児島湾に流れ出る旭川において現地観測を行い、表層水質と鉛直平均水質との関連性を整理している。また、河川流量とSS濃度との関係について、次のように整理している。河川流量が多くなると、密度成層の形成によって鉛直輸送が抑制されるため、SS濃度の分布が密度成層に対応したものになる。逆に、河川流量が少ない場合には鉛直輸送が容易になるため、成層状態が乱れやすい。

二渡ら¹⁵⁾は、強混合型の六角川感潮部において、一潮汐間および大潮から次の大潮までの半月周期（約2週間）の現地調査を実施し、塩化物イオン濃度とSS濃度の空間分布特性を明らかにしている。

福岡ら¹⁶⁾は、茨城県的那珂川において、昭和61年には15日間、翌年の昭和62年には28日間に及ぶ長期連続観測を実施している。現地調査結果から、月齢、潮位差、潮時、河川流量によって混合形態が異なること、河床地形が塩水遡上先端位置に大きな影響を与えることを示している。

大橋らは、愛媛県西部を流れる一級河川肱川において、約10kmにわたる感潮区間の現地観測を実施しており¹⁷⁾、肱川の流量規模に対する混合形態の変化や塩水遡上の先端位置を明らかにしている。河川流量の違いについて、小さいときには強混合型、大きいときには緩混合型に近い分布になることを示している。また、塩水遡上の先端位置について、流量規模だけでなく感潮区間内にある浅瀬の影響が大きいことを示しており、福岡らによる那珂川の事例と符合する。さらに、塩水遡上の上限域、つまり塩水フロント部の調査を密にし、塩水先端部の遡上速度が潮位の上昇速度の約1,000倍となる特性を明らかにしている¹⁸⁾。

(2) 都市河川における観測事例

自流量の少ない都市河川感潮部の現地観測としては、次のような事例が挙げられる。

土屋ら^{19), 20)}は、東京都南部を流れる目黒川において水質・底質および流量調査を実施し、感潮部における低水時と洪水時の水質（BOD, COD, DO）の変動特性の把握、底泥堆積物の出水前後の挙動を明らかにしている。さらに、土屋らは低水時、洪水時の水質・流量の変動解析を行い、自流量の少ない都市河川の感潮部では、平常時に流域に蓄積されていた汚濁物質が、洪水時の大きなエネルギーによって押し流され、感潮部に堆積することを明らかにしている。

名古屋市を流れる堀川は、生活排水等の集中によって異臭が社会問題となり、昭和40年頃から水質浄化対策事業が進められ、同時に環境改善、河川再生に向けた社会的活動も活発に進められてきた^{21), 22), 23), 24)}。この堀川の河川感潮部において、富永ら²⁵⁾は現地観測を行い、塩水と淡水の鉛直混合特性の時間的・場所的变化を把握した。また、流速を測定し、上げ潮時と下げ潮時の流速鉛直分布の特性も明らかにしている。本研究との対比の観点から、自流量に乏しい都市河川の現地観測結果として興味深い成果である。

複数の河川における事例として、呉、川村らによる日本橋川、神田川、隅田川および荒川での現地観測が挙げられる^{26), 27)}。特に、日本橋川河口部において、塩分濃度、溶存酸素濃度および流速の鉛直分布を測定しており、下げ潮時に塩淡二層構造を成し、底層の溶存酸素濃度が低いこと、上げ潮時には強混合化して、塩分濃度、溶存酸素濃度ともに全層で違いがなくなることを示している。また、下げ潮時には塩水層の河床付近の流速がほとんどなく、上げ潮時に河床付近で上流向きの流速があるという水理構造を明らかにしている。

1.2.3 河川感潮部における物質輸送に関する研究

河川感潮部では、潮汐によって交互に繰り返す上流向きと下流向きの流れに応じて、堆積している底質は洗掘・巻き上げ、浮遊、沈降・堆積を多様な形態で繰り返すと考えられる。この底質の挙動に関する研究として、次のようなものが挙げられる。

土屋ら²⁸⁾は、前項で述べた目黒川感潮部における現地観測の中で、出水期前後の河道の縦横断測量と底質の粒度試験を行っている。そして、これらの結果を用いて、直接的に出水期後の底質の洗掘区間と堆積区間を推定している。

底質の巻き上げという観点では、村岡²⁹⁾が大阪市を流れる寝屋川を対象とした現地観測で水位・流速の他に浮遊泥の濃度を測定し、浮遊泥の濃度と掃流力との関係から巻き上げ現象を説明するとともに、沈降・堆積する浮遊泥について水質指標（BOD）との関係も明らかにしている。また、別の河川で採取した底質を用いた水路実験から限界掃流力を推定している。

大坪・村岡ら^{30), 31)}は、底質の土質特性を人工的に制御した多数のサンプルによって実験を行い、土質特性と限界掃流力との関係を考察している。また、議論の前提として、底泥粒子が巻き上がり始める流送限界、河床面が破壊され大量の流送が生じる破壊限界という二つの限界状態を定義している。

滝ら³²⁾は、底質の巻き上げが掃流的現象と密度流的現象から構成されているとして

いる。掃流的現象とは流体によって、底質粒子が左右に揺れ動きながら押し流される過程で生じる巻き上げであり、密度流的現象とは高含水比の底質表層に生じた内部波によって、表面がより不安定になることで生じる巻き上げである。

渡辺ら³³⁾は、底質の表層に形成される生物膜層の存在に着目し、生物膜の層厚が巻き上げ量に及ぼす影響を明らかにしている。

以上のように、底質の巻き上げに関する室内実験では、その結果から粒子レベルの挙動やごく薄層の存在に着目した考察がなされている。一方、現地観測に目を向けると、梅田らが霞ヶ浦湖心部における現地観測結果から底質の巻き上げ率の定式化を試みているが³⁴⁾、やはりその現象は複雑であり、容易ではないと推察される。

1.3 本研究の背景と目的

河川感潮部は、一般に勾配が小さく流れが緩やかであるため、上流から運搬された濁質が堆積しやすい環境にある。また、洪水時の大きなエネルギーによって浮遊状態となり一旦海域に流出した微細な濁質は、日々の潮汐運動により、楔状に侵入・遡上する海水の流れにおいて相対的に大きい上流向きの底面せん断によって押し戻されて河口域に堆積する。さらに、河川感潮部は流域からの排水等が集中することから、栄養塩類の供給量が多く、その結果有機物の堆積も顕著になる。特に、自流量の少ない都市河川では、相対的に流量が大きい遡上塩水によって流れが淀みやすく、有機物が堆積しやすい環境にあると考えられる。濁質や有機物の堆積が顕著な河川感潮部では、有機物を多量に含んだ微粒子がヘドロ化し、有機物の分解による溶存酸素濃度の低下^{35), 36)}や硫酸塩還元菌の還元作用に伴う硫化水素³⁷⁾の発生による悪臭などの問題も生じている。底層にある水の酸素消費量は、底泥の巻き上げ量に比例して増加することが明らかとなっており³⁸⁾、河床付近に堆積・浮遊する底泥は、貧酸素水塊発生の主な原因である。

ヘドロを含む底質は、塩水の入退潮に伴って移動を繰り返すと考えられるが、羽田野はこれに着目し、河川を横断して河床に複数列のトラップを設けてヘドロと土砂礫を分別回収することを提案している³⁹⁾。このような装置の設置位置を検討するためには、底質の移動に大きく影響すると考えられる底面せん断応力を適切に見積もることが重要となる。

本論文では、まず自流量の少ない中小河川の感潮域を対象として、これまで実施してきた現地調査の観測値⁴⁰⁾から、一潮汐間の水質の時間的・空間的変動や分布特性等について、特に塩分と濁度に着目して考察する。次に、密度効果を考慮した底面せん断応力の評価式を提示するとともに、現地調査による密度測定結果と次元非定常流計算の結果を用いて底面せん断応力を評価する。さらに、底面せん断応力の評価結果と濁度との関係を分析し、これに起因する底質の巻き上げの状況を考察する。

なお、本論文では水温の変化による密度差は考慮していない。一般に、淡水と塩水の比重差が0.02~0.03であるのに対し、10℃の温度差で0.003程度の比重差とされている⁴¹⁾。実際に行った現地調査では、一潮汐間における水温の変化は最大でも5℃程度であった。例えば、夏季の測定において25℃から30℃までの水温変化であれば、比重は0.997071 (25℃)、0.995673 (30℃)であり⁴²⁾、その比重差は0.001398となる。よって、塩分による密度差と比べて、水温の変化による影響は小さい。

1.4 論文の構成と内容

以下に、本論文を構成する各章について、その概要を述べる。また、図-1.4.1には本論文の構成、研究の流れを図示する。

第1章では、河川感潮部の特性、並びに本研究の背景と既往の研究について述べ、本研究の目的と意義を明確にした。

第2章では、まず本研究の対象である宇部市を流れる真締川（二級河川）において実施した現地調査について、調査地点、調査実施日、調査分析項目とその手法などその概要を述べる。次に、現地調査の結果について考察する。河道縦断方向に4つの調査地点を設置して実施した水質調査から諸量の縦断分布特性について述べるとともに、最も下流側の調査地点で実施した横断面内の測定から物質輸送の特性を評価する。現地調査は、計17回実施しており、潮位差の違いによって時間的・空間的にどのように変動するかについて述べる。

第3章では、河川感潮部における底質の移動に大きく影響を及ぼすと考えられる底面せん断応力（掃流力）を評価し、入退潮による底面せん断応力の時間的変化を把握することを試みる。底面せん断応力の評価にあたって、まず密度変化を考慮した運動方程式から底面せん断応力の評価式を導出する。次に、導出した評価式に、現地調査から得られた密度分布、非定常流計算による水深および流速を与えて、底面せん断応力を評価する。そして、評価結果について、式を構成する各項の変動にも着目しながら、その時間的な変化を考察する。

第4章では、第3章で評価した底面せん断応力と、第2章で整理した流速および濁度の現地調査結果との相互関係を整理・分析する。濁度は、入退潮による底質の巻き上げに密接に関係していると考えられるため、底面せん断応力と流速が底質の巻き上げにどのように影響しているかを考察する。

第5章では、本研究の成果を要約して総括するとともに、今後の研究の発展・改善のための課題について述べる。

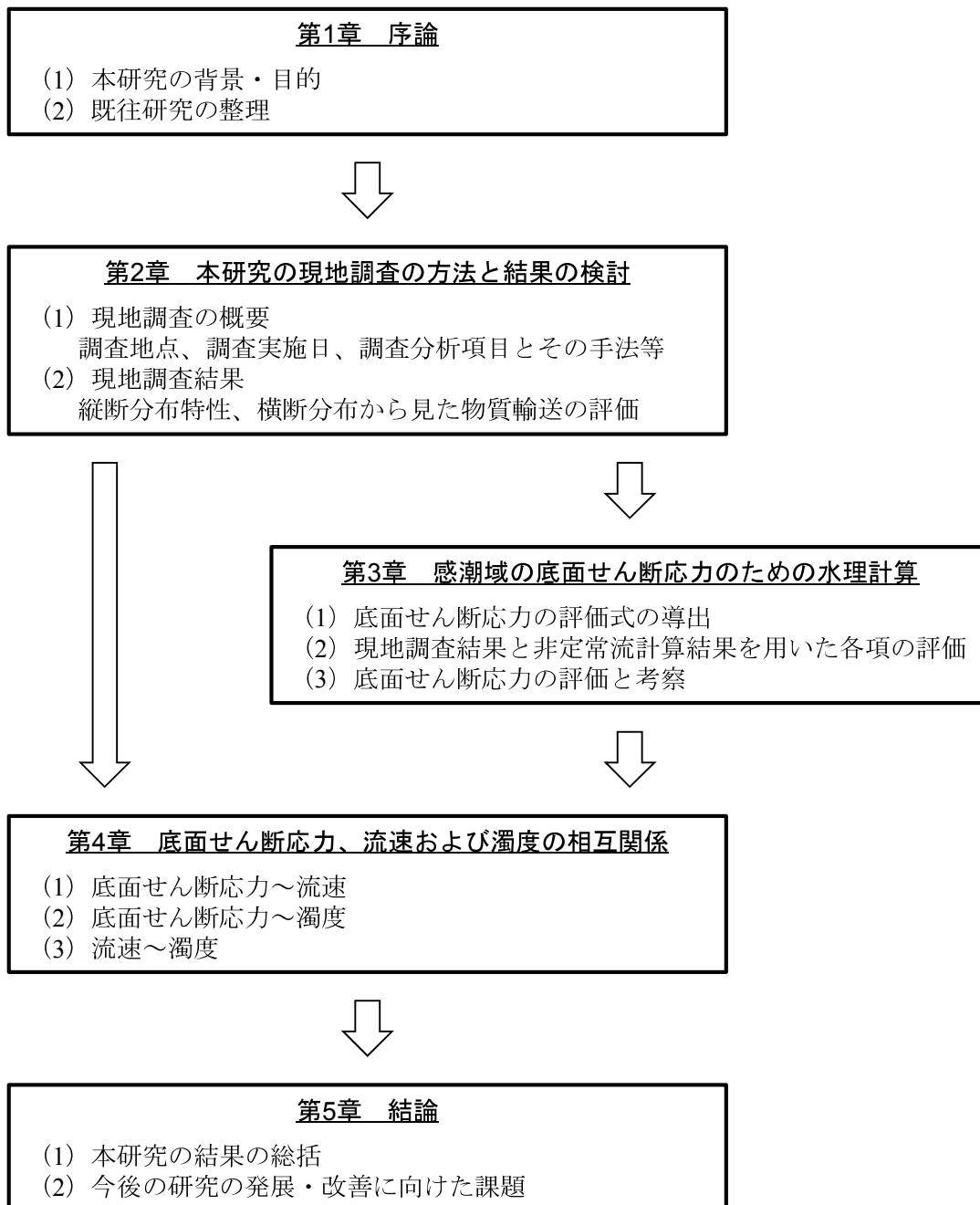


図-1.4.1 本論文の構成

【参考文献】

- 1) Pritchard, D. W. : Observations of Circulation in Coastal Plain Estuaries, Estuaries(G. H. Lauff, ed), American Association for the Advancement of Science Publication No.83, pp.37-44, 1967.
- 2) 須賀堯三：河川における塩水くさびと内部渦の特性，水理講演会論文集，第23巻，pp.369-374，1979.
- 3) 須賀堯三，高橋晃：塩水くさびの先端渦による混合，水理講演会論文集，第26巻，pp.495-500，1982.
- 4) Stommel, H. : The Role of Density Currents in Estuaries, Proceedings Minnesota International Convention, Sept. 1953.
- 5) たとえば，西條八束，奥田節夫：河川感潮域，名古屋大学出版会，1996.
- 6) Postma, H. : Sediment Transport and Sedimentation in the Estuarine Environment, In estuaries, American Association for the Advancement of Science Publication, No.83, pp.158-179, 1967.
- 7) 須賀堯三：感潮河川の塩水くさびの水理，土木研究所報告，第160号，pp.107-136，1983.
- 8) 須賀堯三：河川工学，朝倉書店，1985.
- 9) Simmons, H. B. and Brown, F. R. : Salinity Effects on Estuarine Hydraulics and Sedimentation. , Proc. 13th Congress of IAHR, Vol.3 pp.311-325, 1969.
- 10) 有田正光，橋本彰博，南澤公太郎：感潮域の塩水侵入の混合形態分類に関する研究，水工学論文集，第49巻，pp.1375-1380，2005.
- 11) 安達貴浩，小松利光，孫双科，柴田敏彦，藤田和夫：感潮河川河口部の塩水侵入に関する実験的研究，土木学会第50回年次学術講演会講演概要集第2部(A)，pp.512-513，1995.
- 12) 河原長美，名合宏之：旭川感潮部および児島湾における表面水質と鉛直平均水質の特徴，水質汚濁研究，第6巻，第3号，pp.135-144，1983.
- 13) 河原長美，名合宏之：旭川感潮部における表面水質の統計的性質，水質汚濁研究，第7巻，第4号，pp.232-238，1984.
- 14) 河原長美，名合宏之：旭川感潮部の水質分布におよぼす淡水流量の影響，水質汚濁研究，第6巻，第4号，pp.251-255，1983.
- 15) 二渡了，楠田哲也，大石京子：強混合河川六角川感潮部における懸濁物質濃度の変動特性，土木学会論文集，第452号/II-20，pp.71-79，1992.
- 16) 福岡捷二，嶋村春生，鍛冶屋義信，高橋晃，岡田和郎：那珂川における塩水遡上の現地観測，水理講演会論文集，第32巻，pp.203-208，1988.
- 17) 大橋行三：肱川感潮域における塩分侵入の非定常挙動に関する研究，水理講演会論文集，第28巻，pp.59-66，1984.
- 18) 大橋行三，戒能治：肱川の感潮上限域における塩水遡上の現地観測，水工学論文集，第35巻，pp.281-286，1991.

- 19) 土屋十圀, 和泉清: 都市河川の感潮域における水質と汚濁堆積物の挙動, 水工学論文集, 第35巻, pp.573-578, 1991.
- 20) 土屋十圀, 岡田光正: 都市河川の感潮域における水質と汚濁堆積物の挙動, 水環境学会誌, 第15巻, 第7号, pp.443-449, 1992.
- 21) 堀川再生フォーラム: <http://www.horikawa-saisei.jp/>
- 22) NPO 法人 堀川まちネット: <http://horikawamachi.net/index.html>
- 23) 堀川 1000 人調査隊: <http://www.horikawa1000nin.jp/>
- 24) 富永晃宏: 都市河川感潮域における河川構造物を用いた汚濁の除去と DO 改善に関する研究, 公益財団法人 日比科学技術振興財団, 平成 24 年度研究報告書, pp.39-52, 2012.
- 25) 富永晃宏, 庄建治朗, 川上哲生, 尾崎勝: 都市河川感潮域における塩水遡上と鉛直混合特性の現地観測, 水工学論文集, 第49巻, pp.1393-1398, 2005.
- 26) 呉修一, 渡邊暁人, 多田直人, 山田正: 都市河川感潮域における水質の空間分布特性に関する現地観測, 水工学論文集, 第52巻, pp.1105-1110, 2008.
- 27) 川村理史, 岡部真人, 山田正: 都市河川感潮域における水質, 流動特性に関する研究, 中央大学理工学研究所論文集, 第14号, pp.73-83, 2008.
- 28) 土屋十圀, 和泉清: 目黒川感潮部における水質変動と底泥堆積物の挙動, 水理講演会論文集, 第33巻, pp.637-642, 1989.
- 29) 村岡浩爾: 流れによる底泥浮上と水質との関連, 水理講演会講演集, 第18巻, pp.181-186, 1974.
- 30) 大坪国順, 村岡浩爾, 高野恒雄: 粘性土の限界掃流力について, 衛生工学研究討論会講演論文集, 第16巻, pp.140-146, 1980.
- 31) 大坪国順, 村岡浩爾: 底泥の物性およ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, pp.225-234, 1985.
- 32) 滝和夫, 岡正義: 河川底泥の巻き上がり現象に関する基礎的研究, 衛生工学研究論文集, 第20巻, pp.41-51, 1984.
- 33) 渡辺亮一, 山崎惟義, 楠田哲也: 回転円形水路における底泥の巻き上げに及ぼす生物膜の影響に関する実験的検討, 水工学論文集, 第50巻, pp.1315-1320, 2006.
- 34) 梅田信, 長峯知徳, 長広遙, 石川忠晴, 宇多高明: 霞ヶ浦湖心部における底泥の巻き上げ過程に関する研究, 水工学論文集, 第45巻, pp.1171-1176, 2001.
- 35) 鈴木伴征, 石川忠晴: 利根川河口堰下流部における貧酸素水塊の発達・流動に関する現地観測と数値計算, 水工学論文集, 第43巻, pp.881-886, 1999.
- 36) 鈴木伴征, 石川忠晴, 銭新, 工藤健太郎, 大作和弘: 利根川河口堰下流部における貧酸素水塊の発生と流動, 水環境学会誌, 第23巻, 第10号, pp.624-637, 2000.
- 37) 長谷川清, 村上健: 感潮域における硫化水素の発生について, 第25回土木学会年次学術講演会講演集, 第2部, pp.549-552, 1970.
- 38) 細川恭史, 三好 英一, 堀江毅: 再浮遊した底泥の酸素消費実験, 港湾空港技術研究所報告, 第19巻, 第3号, pp.3-36, 1980.

- 39) 羽田野袈裟義：河川感潮域のヘドロ及び土砂礫堆積用凹部，特許公開 2007-277850，日本国特許庁，2007.
- 40) 松本治彦，坂本淳一，天野卓三，隈崎博一，羽田野袈裟義：都市河川感潮部の水質と物質輸送の現地観測，水工学論文集，第42巻，pp.799-804，1998.
- 41) 椿東一郎：水理学Ⅱ，p.196，森北出版，1974.
- 42) 日本化学会編：化学便覧基礎編，丸善出版，1966.

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

2.1 現地調査の概要

2.1.1 調査対象河川と調査地点

調査対象とした河川は、山口県宇部市を流れる真締川である。真締川は、宇部市川上の霜降山・男山（標高 232m）を源流とし、南下しながら宇部市の市街地を貫流し、周防灘（瀬戸内海）西部の宇部港に流れ出る、流域面積 20.4km²、流路延長 8.3km の二級河川であり、平成 21 年 4 月には上流部に治水ダムである真締川ダムが建設されている¹⁾。真締川は、自流量の小さい都市河川であり、感潮域全体を把握するのに適した規模であること、比較的直線的な河道で変化が小さいことから選定した。

図-2.1.1 に示すように、真締川の感潮区間に 4 つの調査地点（図中の Stn.1～4）を設置して、一潮汐間の水質調査を行った。各調査地点の河口からの距離は、Stn.1 から順に 260m、620m、920m、1260m であり、Stn.1～4 の区間距離は 1km になる。

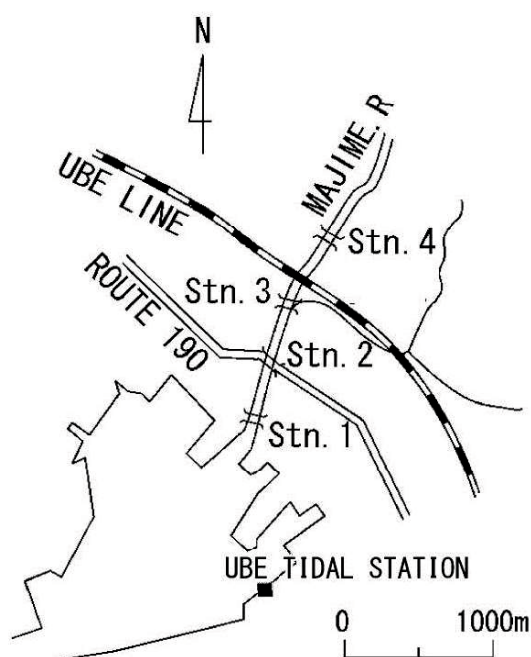


図-2.1.1 調査地点の位置図

表-2.1.1 調査地点の河口からの距離

地点番号	橋梁名	河口からの距離(m)
Stn.1	真締大橋	260
Stn.2	新川大橋	620
Stn.3	寿橋	920
Stn.4	樋ノ口橋	1,260

2.1.2 調査方法および分析項目

現地調査は、1995年から2001年までの間に計17回実施している。表-2.1.2に調査実施日および宇部港の潮位を示す。

現地調査では、まず河道縦断方向の調査として、調査地点 Stn.1~4において、一時間毎に同時に、河道中央で採水と水深測定を行った。表層の採水はバケツを用い、水面下 0.5m, 1.0m, 2.0m, 以下 1.0m 間隔で底層までハイロート型採水器を用いて採水を行った。なお、ハイロート型採水器の構造上、底層の採水深度は底上 0.25m の位置となる。

表-2.1.3 に調査回毎の測定・分析項目を示す。分析項目は、塩化物イオン濃度、電気伝導度、pH、濁度、CODMn および DO である。また水温について、水面下 0.1m, 0.3m, 0.5m, 1.0m, 1.5m, 以下 0.5m 毎に底層までサーミスタ水温計を用いて測定した。水深は錘測により、同位置、同時刻に実測している。

さらに、1996年からは、最も下流側の調査地点である Stn.1において、流速、塩分、濁度および水温の横断面内の測定を追加した。ただし、1996年までの測定は試験的な位置付けであり、1997年より本格的に実施している。1998年からは DO および酸素飽和百分率の測定も追加した。2000年以降は調査地点を Stn.2 に移して、当初の流速、塩分、濁度および水温の4項目について横断面内の測定を実施した。横断面内の測定は、横断方向に5測線、水深方向に0.5m 間隔とした。

表-2.1.4 には、各測定項目の測定機器または分析方法を示す。なお、本研究では、底質の巻き上げの状況を把握するため、懸濁物質(SS)と相関の高いと考えられる濁度を測定している²⁾。各調査地点の採取水は積分球方式による測定、横断方向の測定では、赤外後方散乱方式のセンサを搭載した濁度計を用いて現地で直接測定している。

表-2.1.2 調査実施日と宇部港の潮位

回	調査日	調査時間	潮位	時刻(cm)		備考
				時刻	潮高	
第1回	1995.7.27	8:30~22:30	大潮	満潮	8:30 (341)	
				干潮	14:58 (58)	
				満潮	21:52 (379)	
第2回	1995.8.22~23	19:00~8:00	中潮	満潮	19:21 (329)	
				干潮	1:24 (173)	
				満潮	7:02 (308)	
第3回	1995.10.17~18	15:00~3:00	小潮	満潮	15:10 (278)	
				干潮	21:30 (189)	
				満潮	3:04 (240)	
第4回	1996.7.31	9:00~22:00	大潮	満潮	9:05 (390)	
				干潮	15:36 (16)	
				満潮	22:01 (420)	
第5回	1996.10.19~20	13:00~0:00	小潮	満潮	13:42 (319)	
				干潮	19:55 (170)	
				満潮	1:24 (282)	
第6回	1996.12.25	9:00~21:00	大潮	満潮	9:27 (351)	
				干潮	15:30 (102)	
				満潮	21:07 (319)	
第7回	1997.7.21	9:00~22:00	大潮	満潮	9:18 (380)	
				干潮	15:49 (18)	
				満潮	22:16 (412)	
第8回	1997.8.27~28	17:00~5:00	小潮	満潮	17:28 (306)	
				干潮	23:32 (204)	
				満潮	5:10 (286)	
第9回	1997.10.22~23	13:30~1:30	中潮	満潮	13:18 (313)	
				干潮	19:23 (173)	
				満潮	0:50 (271)	
第10回	1998.7.23	8:30~21:30	大潮	満潮	8:22 (354)	
				干潮	14:52 (42)	
				満潮	21:20 (392)	
第11回	1998.7.30~31	13:00~2:00	小潮	満潮	13:01 (305)	
				干潮	19:08 (140)	
				満潮	1:14 (324)	
第12回	1999.8.5~6	15:00~3:00	小潮	満潮	14:53 (320)	
				干潮	20:55 (170)	
				満潮	2:57 (322)	
第13回	1999.10.22~23	19:30~7:30	大潮	満潮	19:23 (352)	
				干潮	1:36 (82)	
				満潮	7:35 (350)	
第14回	2000.9.1	10:30~23:30	中潮	満潮	10:41 (384)	
				干潮	17:00 (56)	
				満潮	23:05 (388)	
第15回	2000.11.17~18	13:00~1:00	小潮	満潮	12:57 (335)	
				干潮	19:05 (155)	
				満潮	0:31 (282)	
第16回	2001.11.12~13	12:30~1:30	中潮	干潮	12:41 (83)	干潮~満潮~干潮 にかけて調査を実施
				満潮	18:52 (349)	
				干潮	1:13 (65)	
第17回	2001.11.17	10:00~22:00	中潮	満潮	10:11 (376)	
				干潮	16:15 (107)	
				満潮	21:47 (338)	

表-2.1.3 各回の測定・分析実施項目

回	調査日	調査時間	縦断方向							横断方向								
			水温	塩化物イオン濃度	電気伝導度	pH	濁度	CODMn	DO	流速	塩分	濁度	水温	DO	酸素飽和百分率			
第1回	1995.7.27	8:30~22:30	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第2回	1995.8.22~23	19:00~8:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第3回	1995.10.17~18	15:00~3:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第4回	1996.7.31	9:00~22:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第5回	1996.10.19~20	13:00~0:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第6回	1996.12.25	9:00~21:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第7回	1997.7.21	9:00~22:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第8回	1997.8.27~28	17:00~5:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第9回	1997.10.22~23	13:30~1:30	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第10回	1998.7.23	8:30~21:30	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第11回	1998.7.30~31	13:00~2:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第12回	1999.8.5~6	15:00~3:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第13回	1999.10.22~23	19:30~7:30	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第14回	2000.9.1	10:30~23:30	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第15回	2000.11.17~18	13:00~1:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第16回	2001.11.12~13	12:30~1:30	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第17回	2001.11.17	10:00~22:00	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

※2時間毎に測定を実施。

表-2.1.4 測定項目と測定機器・分析方法

	項目	測定機器・分析方法
縦断方向	塩化物イオン濃度	硝酸銀滴定法
	電気伝導度	電気伝導度計
	pH	ガラス電極法
	濁度	積分球式濁度計
	CODMn	過マンガン酸カリウムによる酸素消費量
	DO	ウインクラー・アジ化ナトリウム変法
	水温	サーミスタ水温計
横断方向	流速	電磁流向流速計(ACM210-D)
	塩分・水温	サリノメーター(E.I.L. ; MC5/2 型)
	濁度	赤外後方散乱方式濁度計
	DO・酸素飽和百分率	溶存酸素計(YSI ; 58 型)

2.2 現地調査の結果と考察

2.2.1 諸量の縦断分布特性について

(1) 塩化物イオンの縦断分布

真締川感潮部における塩水と淡水の混合の状態および一潮汐間の塩水の挙動を把握するため、現地調査により得られた塩化物イオン濃度の縦断分布について考察する。

なお、ここでは表-2.1.2 に示した調査のうち、潮位差の異なる第7回、第8回、第11回および第13回の調査結果を代表例として述べることにする。各回の潮位差は、全17回のうち第7回が大きい方から2番目、第8回が16番目、第11回が8番目、第13回が11番目であり、各々潮位差の大きいとき、小さいとき、その中間（2ケース）と見て差し支えない。

真締川感潮部において、ほぼ海水とみなされる部分は塩化物イオン濃度が17~18%の領域であり、一方ほぼ河川水とみなされるのは濃度5%以下の部分である。そして、内部混合の程度に応じて、その中間の10~15%の領域が存在する。本研究では、塩水の遡上と底質の巻き上げとの関連を考察する上で、塩水先端部の挙動を取り上げる。ただ、塩化物イオン濃度の縦断分布を見ると、上げ潮時には塩化物イオン濃度のコンターが上に凸の形状を呈する塩水先端部が底面に沿って遡上するが、その空間分布は上げ潮時においても連続的に遷移している状態である。したがって、塩水先端部の厳密な定義は難しいが、上げ潮時における底質の巻き上げとの関連では、塩水遡上の先駆をなし、底面に沿って遡上する塩化物イオン濃度15%程度の水塊の運動が重要と考える。よって、ここでは、塩化物イオン濃度15%の領域に着目し、このコンターが河床と交わる位置を塩水先端部と定義して取り扱うことにする。

図-2.2.1 に塩化物イオン濃度の縦断分布を示す。

a) 第7回（1997.7.21）

調査開始となる満潮時刻（9:18）近くの9:00には、塩水先端部はStn.4よりも上流に達しており、Stn.1付近では河川水をほぼ完全に混合し、表層まで15%以上となっている。下げ潮に入ると、表層に低濃度の領域が見られるようになる。そのコンターは水平に近く、表層に河川水を流しながら塩水が後退している。冒頭で定義した塩水先端部は10:00にStn.4、11:00にStn.3、12:00にStn.2と徐々に後退していき、13:00には15%以上の領域が見られなくなる。

これ以降、塩水はStn.1よりも下流まで後退し、塩水の遡上がStn.1付近で再度見られるのは18:00である。その後、塩水先端部は19:00にStn.2、20:00にStn.4、以降さらに上流へと遡上していく。調査終了となる満潮時刻（22:16）近くの22:00には、観測を開始した9:00とほぼ同様の分布を示している。

b) 第8回（1997.8.27~28）

調査開始となる満潮時刻（17:28）近くの17:00は、表層の塩化物イオン濃度が第7

回に比べて小さく、混合の程度が弱いことがわかる。また、塩水先端部は、Stn.4 まで達していない。下げ潮時には、表層に河川水を流しながら、かつコンターの傾きをほぼ水平にして塩水が後退していく。ただし、潮位変動が小さいため、分布形状に大きな変化はみられない。

干潮時刻（23:32）に近い 23:00 および 0:00 になっても、塩水先端部は Stn.2 と Stn.3 の中間の位置までしか後退しない。その後、上げ潮に入っても、混合の程度は弱く、コンターの傾きを水平に近い状態に保ちながら、塩水が下層を遡上し、満潮時刻（5:10）前の 4:00 には Stn.4 の約 100m 手前まで塩水先端部が到達している。

第7回では、調査区間の上下流端を超える形で塩水先端部が移動していたのに対して、第8回の塩水先端部の移動距離は約 500m であった。

c)第11回（1998.7.30～31）

ほぼ満潮時刻（13:01）の 13:00 の図では、塩化物イオン濃度のコンター間隔は比較的疎であり、緩混合型の分布となっている。下げ潮に入ると、幾分複雑な分布形状を示しているが、表層では河川水が流下しているため、水平に近いコンターとなる。また、コンターの間隔は比較的疎な状態であり、緩混合型の分布を示しながら塩水先端部が後退している。

干潮時刻（19:08）前後の 18:00 から 20:00 にかけて、塩水先端部が Stn.1 付近まで後退している。その後、上げ潮に入ると、緩混合型の分布を示しながら塩水が遡上し、満潮時刻（1:14）前後の 0:00 から 2:00 の間、塩水先端部は Stn.4 の手前に位置している。

d)第13回（1999.10.22～23）

満潮時刻（19:23）に近い 19:30 の図では、調査区間全体で塩化物イオン濃度が 15‰ 以上の高い値を示している。下げ潮に入ると、コンターの間隔は比較的疎な状態であり、緩混合型の分布を示しながら塩水先端部が後退している。

干潮時刻（1:36）前後の 0:30 から 2:30 の間、塩水先端部は Stn.1 付近まで後退している。その後、上げ潮に入ると、緩混合型の分布を示しながら塩水が遡上し、満潮時刻（7:35）に近い 6:30 および 7:30 の図をみると、調査開始時と同様に調査区間全体で塩化物イオン濃度が 15‰ 以上になっており、塩水先端部は Stn.4 よりも上流まで侵入している。

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

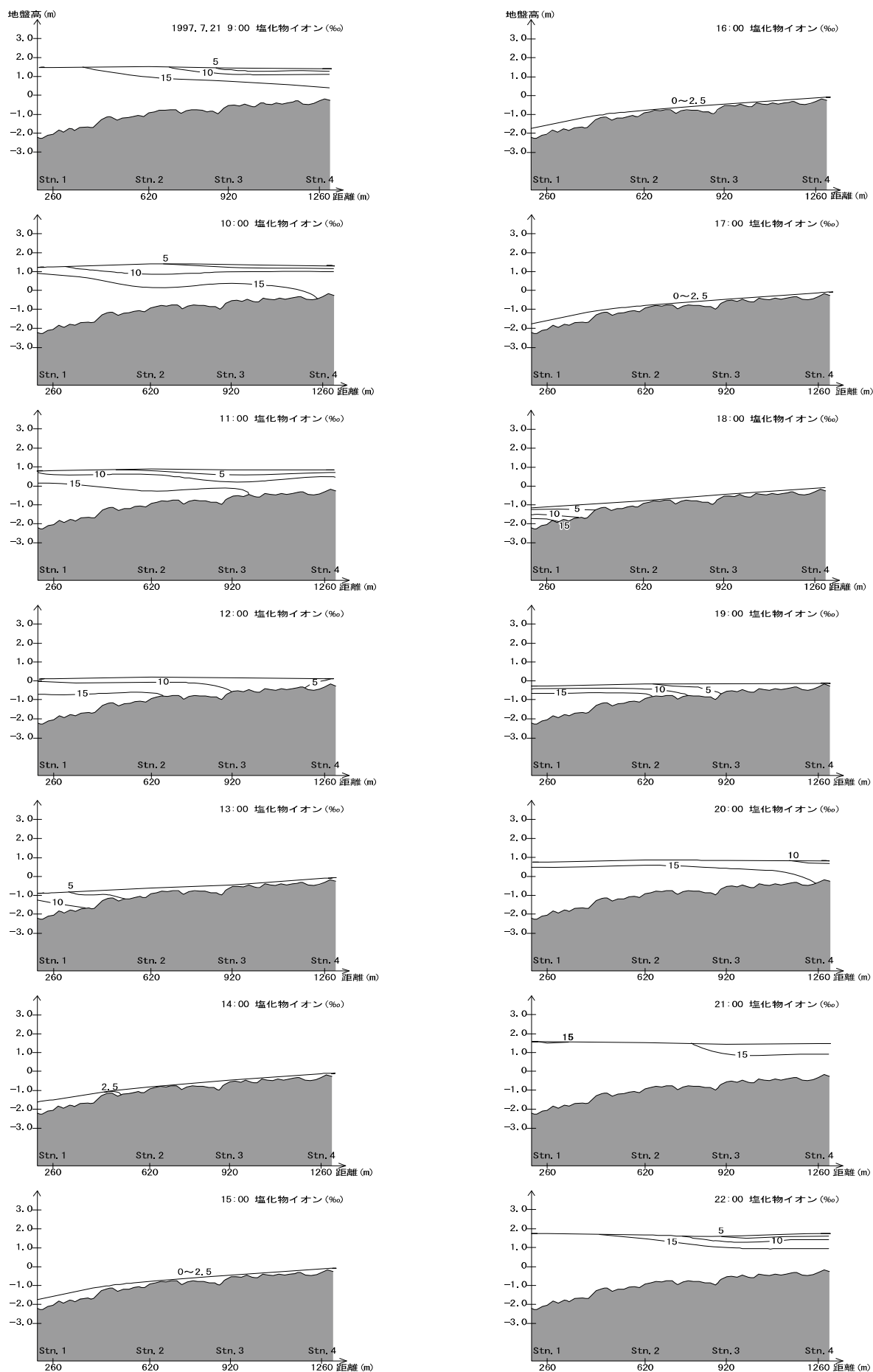


図-2.2.1(a) 塩化物イオン濃度の縦断分布 (第7回, 潮位: 380~18~412cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

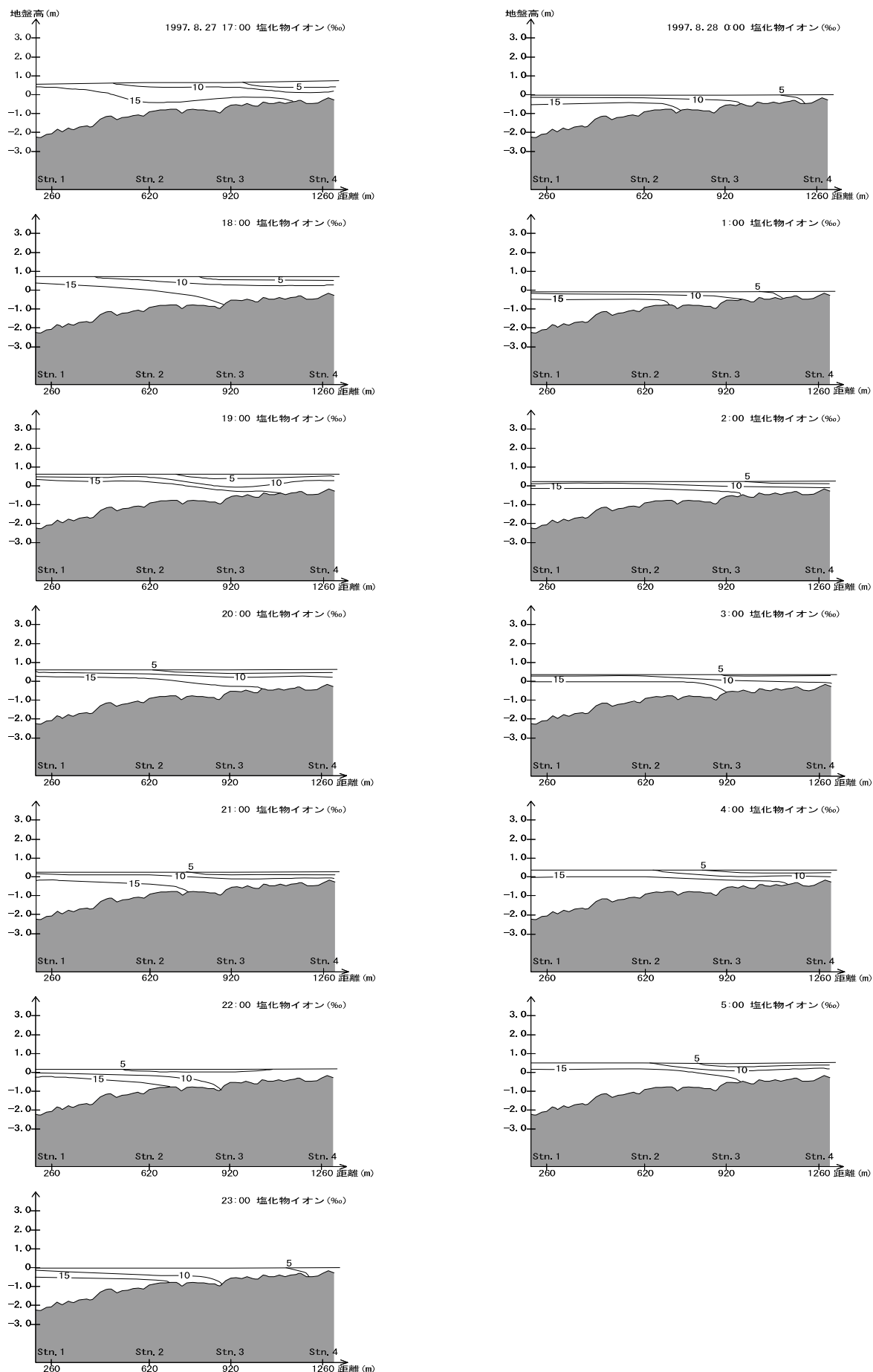


図-2.2.1(b) 塩化物イオン濃度の縦断分布 (第8回, 潮位: 306~204~286cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

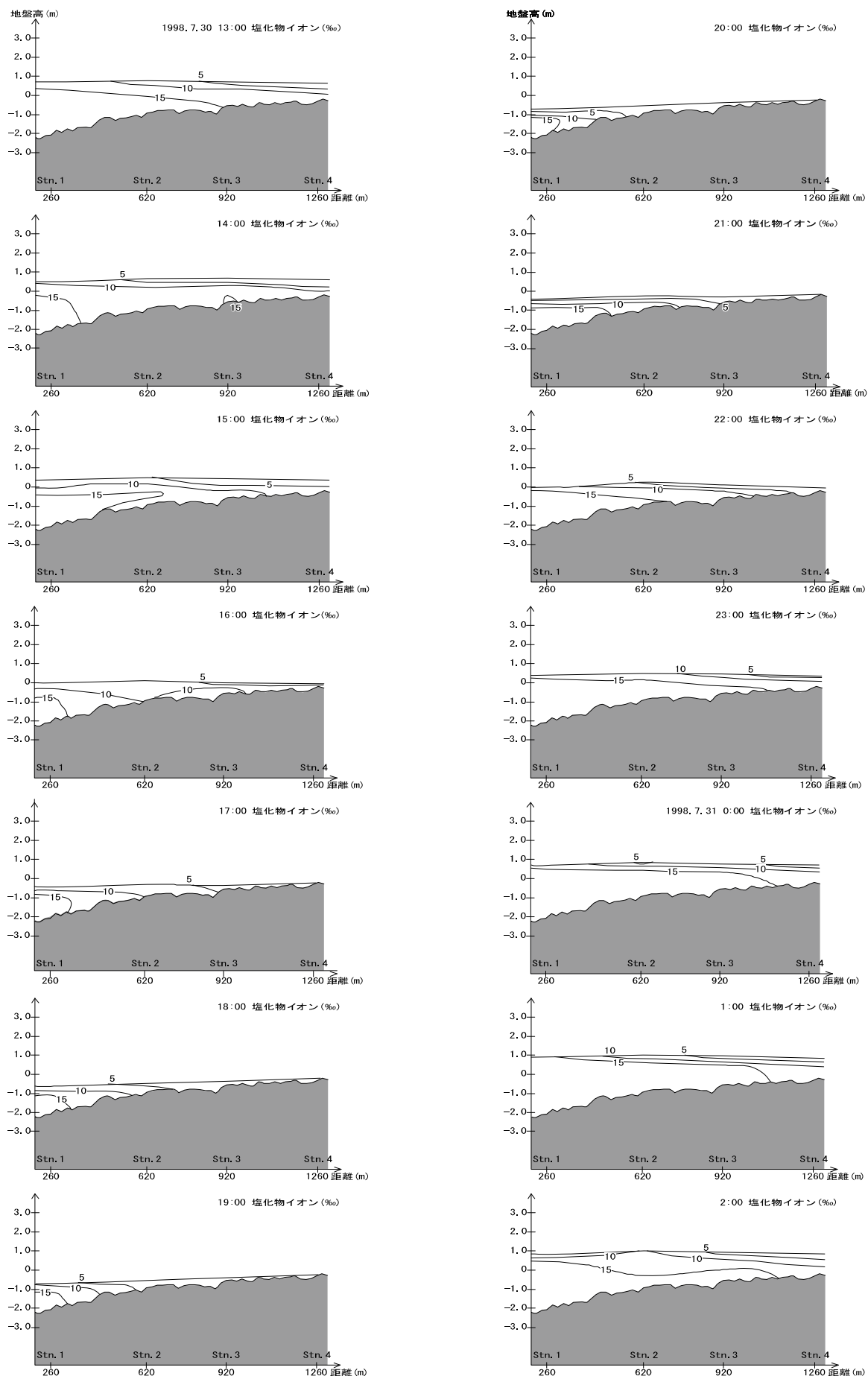


図-2.2.1(c) 塩化物イオン濃度の縦断分布 (第 11 回, 潮位 : 305~140~324cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

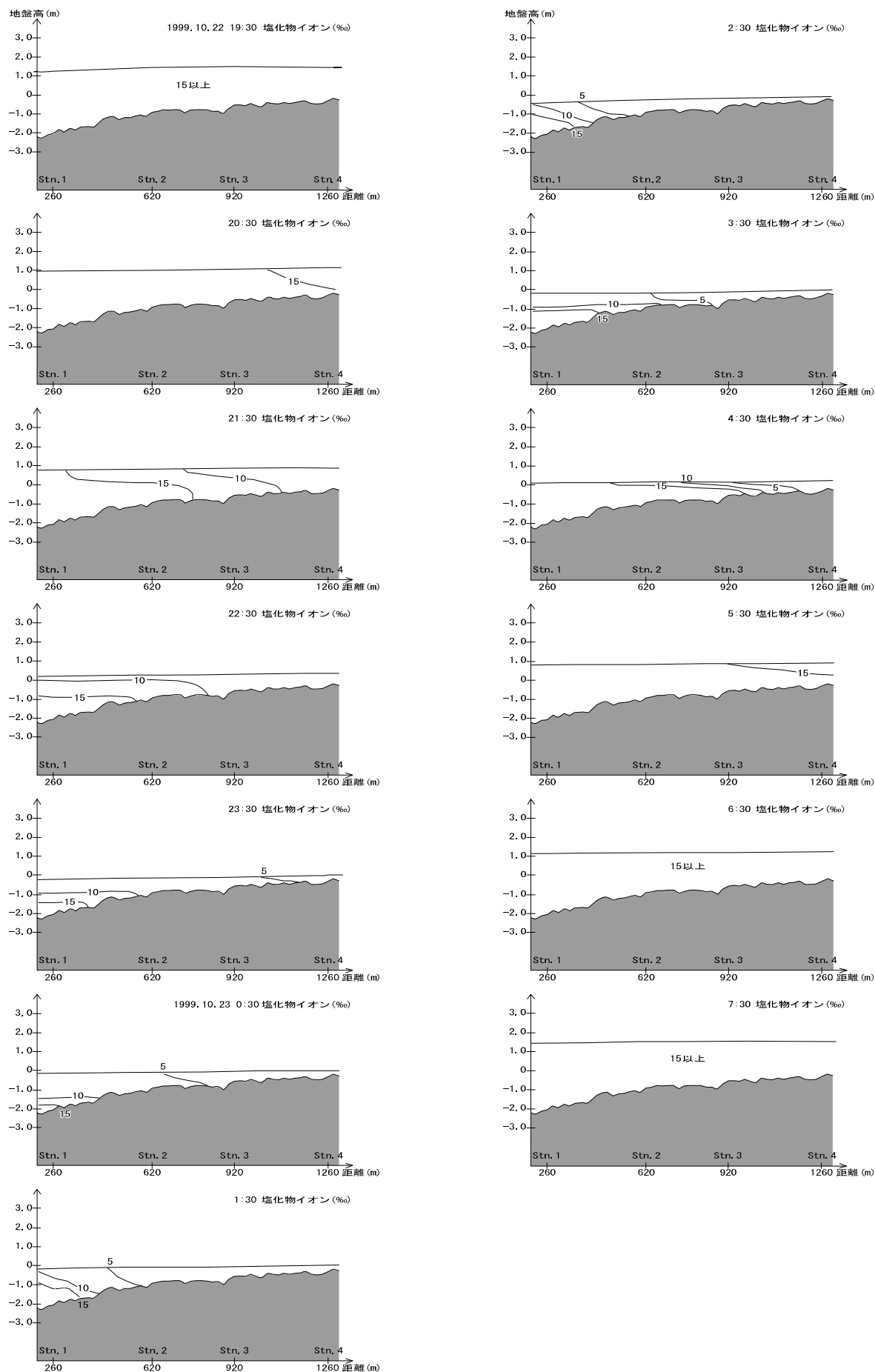


図-2.2.1(d) 塩化物イオン濃度の縦断分布 (第13回, 潮位: 352~82~350cm)

(2) 須賀の区分法による鉛直方向の混合形態

第1章において、連行現象による鉛直方向の混合の程度を表す指標として、須賀の区分法³⁾について述べた。これは、表層と底層の塩分濃度比 C_s/C_b を用いて、次のように混合形態を区分するものである。

$$\begin{aligned}
 C_s/C_b \leq 0.1 & \quad \text{弱混合型} \\
 0.1 < C_s/C_b < 0.5 & \quad \text{緩混合型} \\
 0.5 \leq C_s/C_b & \quad \text{強混合型}
 \end{aligned}
 \tag{2.1}$$

松本ら⁴⁾は、真締川において、須賀の区分法により混合形態を分類している。受川⁵⁾は、真締川の Stn.1~4 の各調査地点において、表層および底層を2割水深および8割水深の位置と定義し直して C_s/C_b を算出し、その経時変化を考察している。さらに、渡邊⁶⁾は調査結果から得た C_s/C_b について、調査地点ごとに一潮汐間で平均して混合形態を分類するとともに、混合形態と潮位差および平均水深（満潮時および干潮時の水深の平均）との関係を整理している。この結果を示した図-2.2.2をみると、潮位差と平均水深の間には負の相関があり、また潮位差が大きくなるほど強混合の特性を示している。

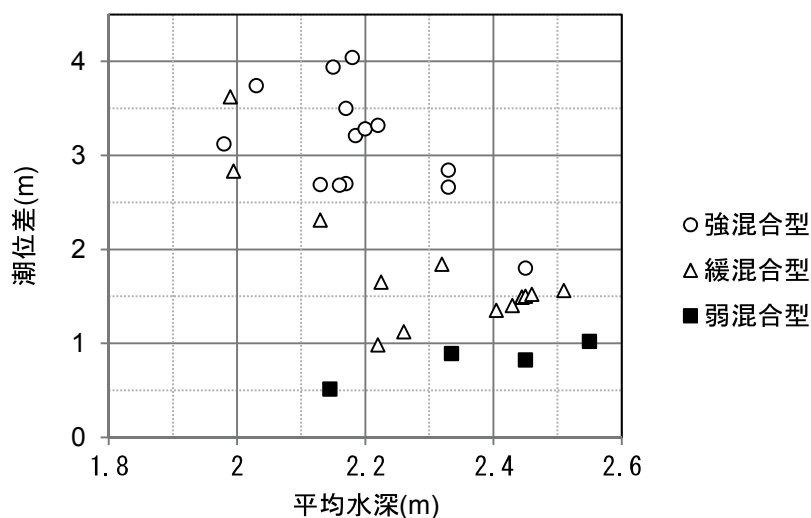


図-2.2.2 潮位差および平均水深と混合形態の関係⁶⁾

(3) 塩水先端部の位置と潮位差の関係

(1)に示した塩化物イオン濃度の縦断分布から、第7回、第8回、第11回および第13回調査で各々干潮時の塩水先端部の位置が異なることを述べたが、これには潮位差が大きく影響していると考えられる。

図-2.2.3に各回の塩水先端部の位置と潮位差の関係を示す。ここで、塩水先端部の位置は、干潮時に最も後退したときの位置と満潮時に最も遡上したときの位置を図示し、また潮位差は日潮不等があるため、一潮汐間の干満差の平均を用いている。なお、

全17回の調査のうち、縦断方向の調査を実施していない第6回調査を除く計16回の調査結果を用いた。

第4回、第7回、第10回、第14回および第16回調査では、塩水先端部は干潮時には Stn.1 よりも下流側に後退し、満潮時には Stn.4 よりも上流に遡上している。また、第1回調査でも干潮時には Stn.1 よりも下流側に後退している。この中で最も潮位差が小さいのは第16回であり、平均潮位差は 275cm である。一方、潮位差が小さいときには干潮時でも塩水先端部が調査区間内に留まっており、潮位差と塩水先端部の後退位置との間には相関がみられる。

満潮時の塩水先端部の遡上位置については、16回のうち13回が Stn.4 よりも上流まで遡上しており、潮位差との相関は明らかにできなかったが、やはり潮位差が大きく影響することが考えられる。また、第1章でも述べたように混合形態や河床形状も大きく影響することが既往研究から明らかになっている^{7), 8)}。

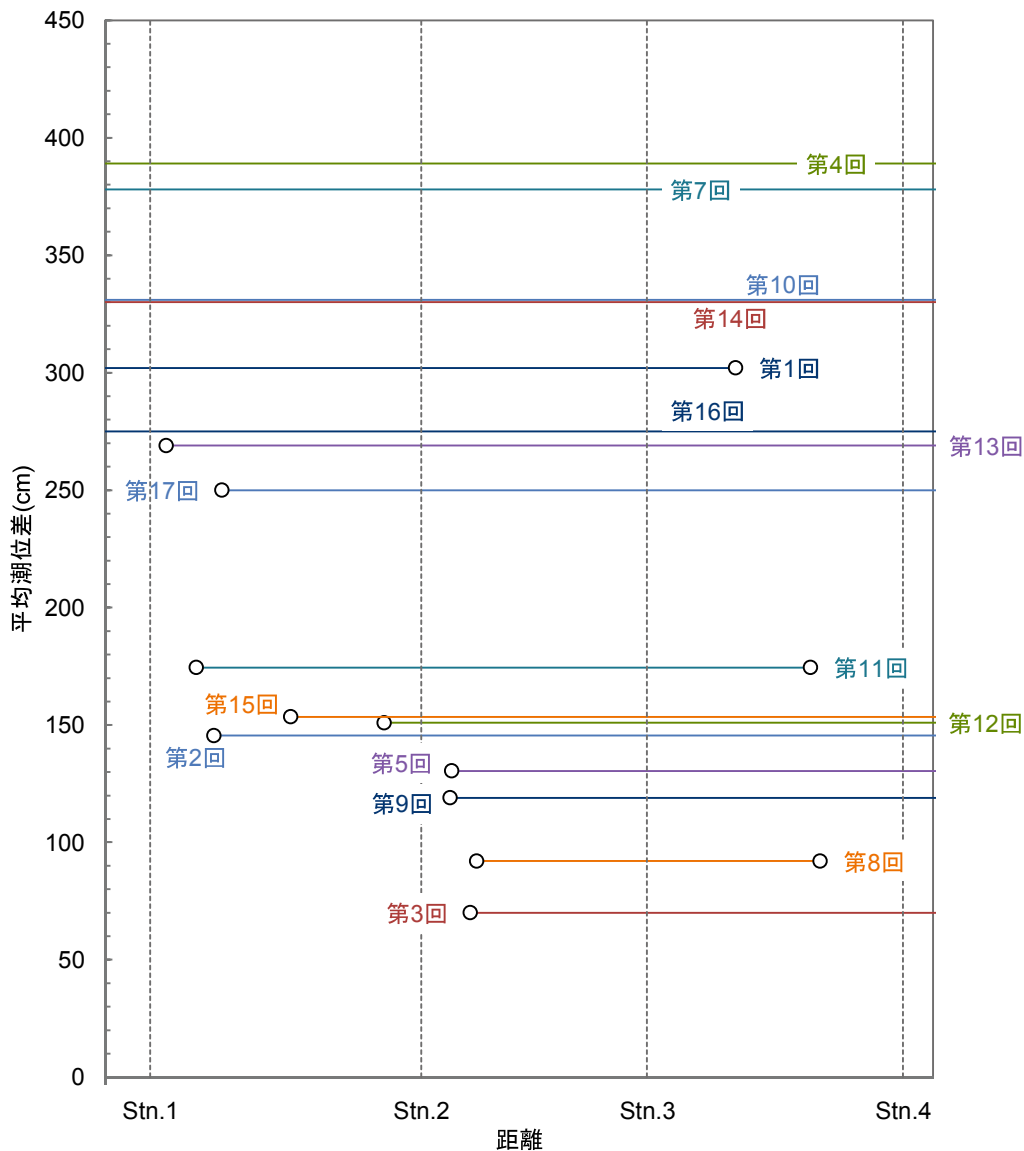


図-2.2.3 平均潮位差と塩水先端位置の関係

2.2.2 諸量の横断分布特性について

Stn.1において実施した横断面内の測定から、塩分、濁度および流速の横断分布について考察する。また、これらの結果を用いて、Stn.1断面における塩分と濁度のフラックスを評価し、一潮汐間の物質移動の特性について述べる。

(1) 塩分

前項の塩化物イオン濃度の縦断分布と同様に、表-2.1.2 に示した調査のうち、潮位差の異なる第7回、第8回、第11回および第13回の調査結果を代表例として述べる。図-2.2.4 に Stn.1 における塩分の横断分布を示す。

横断分布では塩分を測定したが、塩分 S (%) と縦断方向に採水・分析した塩化物イオン濃度 Cl (%) との間には次式のような関係があることが知られている⁹⁾。

$$S = 1.80655 \times Cl \quad (2.2)$$

前項で述べたように、真締川感潮部においてほぼ海水とみなされる水の塩化物イオン濃度が 17~18% としたが、これを式(2.2)より塩分に換算すると 30.7~32.5% となる。また、同じく前項で塩化物イオン濃度 15% のコンターの上流端を塩水先端部と定義したが、これを塩分に換算すると 27.1% となる。ここでは、5% 間隔でコンター図を作成し、塩水の挙動を考察する上では 25% のコンターを目安とした。

なお、縦断方向に採水・分析した塩化物イオン濃度と横断方向に測定した塩分は各々独立したものであり、Stn.1 の河道中央において同時刻の鉛直方向の分布が一致しているわけではない。

a) 第7回 (1997.7.21)

満潮時刻(9:18)近くの 9:00 には、ほぼ全断面で塩分が 25% 以上の値となっている。これは河川水がほぼ完全に混合されていることを示唆している。その後、下げ潮に入ると、表層に低濃度の領域が見られるようになる。塩水の後退によって、海水と見なされる層の横断面積が次第に減少し、相対的に低濃度の層がその厚みを増していく。

塩化物イオン濃度の縦断分布(図-2.2.1(a))では、14:00 には高濃度の領域は完全に消失したが、同時刻の横断分布をみると、右岸側に高濃度の層が残存している。両者の採水と測定の位置の違いと時間差が影響しているものと考えられる。次の 15:00 から 17:00 までは完全に河川水の流れとなり、18:00 に再度海水と見なされる層が現れる。その後、水位の上昇とともに塩水層の領域が増しながら、21:00 には全断面を海水と見なされる水が占めるようになる。これはさらに混合を強めていることを示唆している。

b) 第8回 (1997.8.27~28)

第8回調査では、干潮時でも塩水先端部が Stn.2 と Stn.3 の中間までしか後退しないことは前項で述べた。つまり、Stn.1 には調査した一潮汐の間、常に海水と見なされる

水が存在することになる。

まず、調査開始となる満潮時刻（17:28）近くの 17:00 には、断面全体で高濃度の分布となっている。下げ潮に入ると、塩水と淡水が混合していると考えられる表層の分布は複雑に変化しているが、塩分 25‰以上の高濃度の水塊は、常に下層に厚く分布している。

干潮時から上げ潮に入ってもこの傾向は変わらず、表層は複雑に変化しながらも、下層の分布に大きな変化はない。満潮時刻（5:10）近くの 5:00 には、調査開始時の 17:00 とほぼ同じような分布を示している。

c)第 11 回（1998.7.30～31）

前項の塩化物イオン濃度の縦断分布から、第 11 回調査では、塩水先端部がちょうど Stn.1 付近まで後退することがわかっている。

ほぼ満潮時刻（13:01）の 13:00 から下げ潮の間、表層に低濃度の領域が分布している。塩水の後退とともに、海水と見なされる層の割合が減少していく。干潮時刻（19:08）に近い 19:00 の図では、塩分 25‰以上の領域が流水断面積にして半分程度残っており、塩水は Stn.1 より下流には後退していない。

上げ潮に入ると、表層に低濃度の領域が見られなくなる。これは上下層の混合が強まっていることを示唆している。上げ潮に入った 20:00 から満潮時刻（1:14）近くの 1:00 まで、鉛直方向の濃度勾配が小さい状態を保ったまま水位が上昇している。満潮を過ぎた 2:00 には再度表層に低濃度の分布が現れる。

d)第 13 回（1999.10.22～23）

第 13 回調査では、前項の塩化物イオン濃度の縦断分布から、塩水先端部は Stn.1 付近まで後退している。

満潮時刻（19:23）に近い 19:30 には、全断面で塩分が 30‰前後となり、河川水がほぼ完全に混合されていることが示唆される。その後、下げ潮に入ると、表層に低濃度の領域が見られるようになり、塩水の後退とともに海水と見なされる層の割合が次第に減少していく。干潮時刻（1:36）に近い 1:30 の図では、塩分 25‰以上の海水と見なされる層が残っており、塩水は Stn.1 より下流には後退していないことがわかる。

上げ潮に入ると、表層に低濃度の領域が見られなくなり、上下層の混合が強まっているものと考えられる。その後、満潮時刻（7:35）近くの 7:30 まで、Stn.1 では塩分が 30‰程度の高い値を示したまま水位が上昇している。

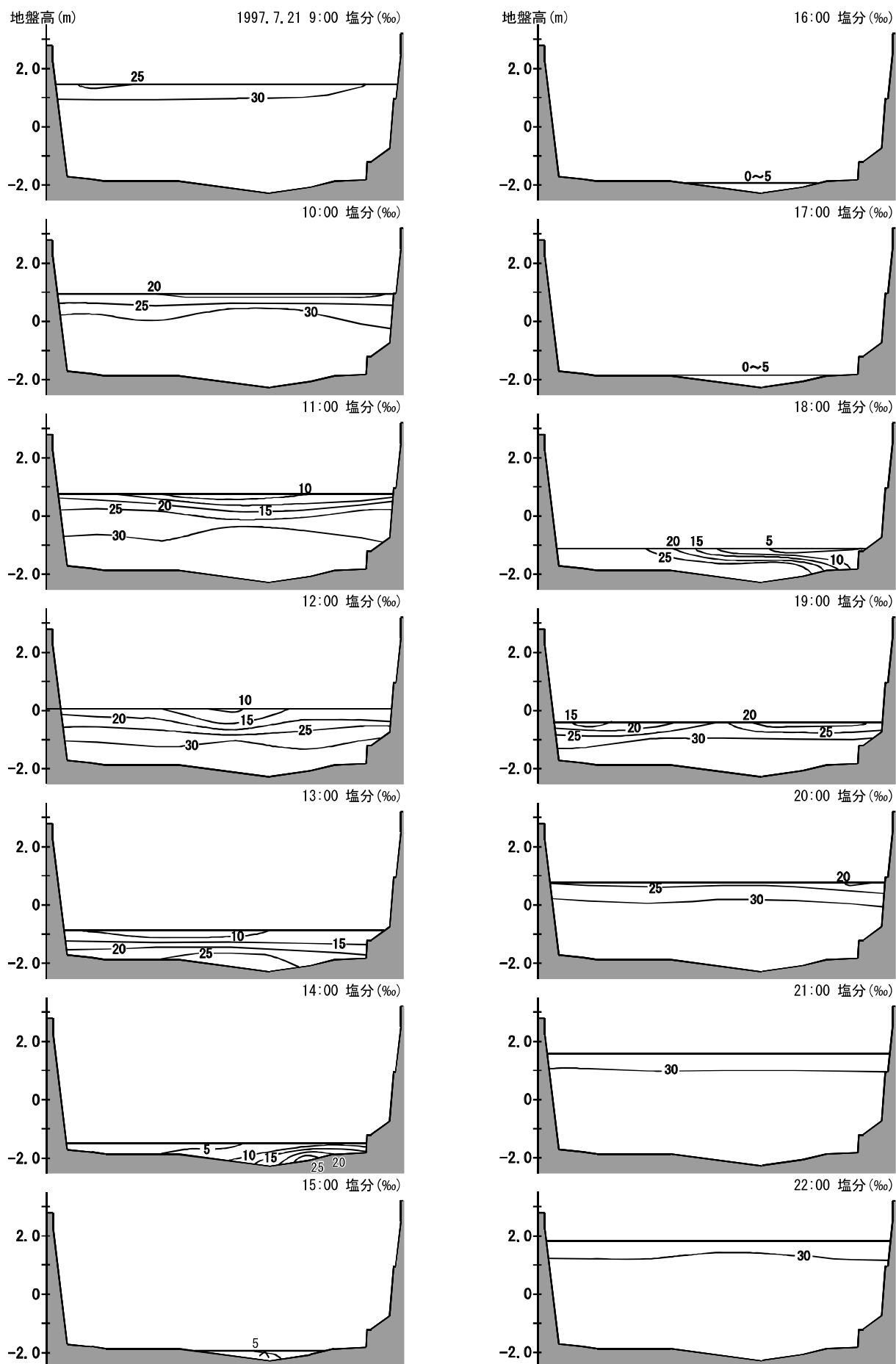


図-2.2.4(a) 塩分の横断分布 (第7回, 潮位: 380~18~412cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

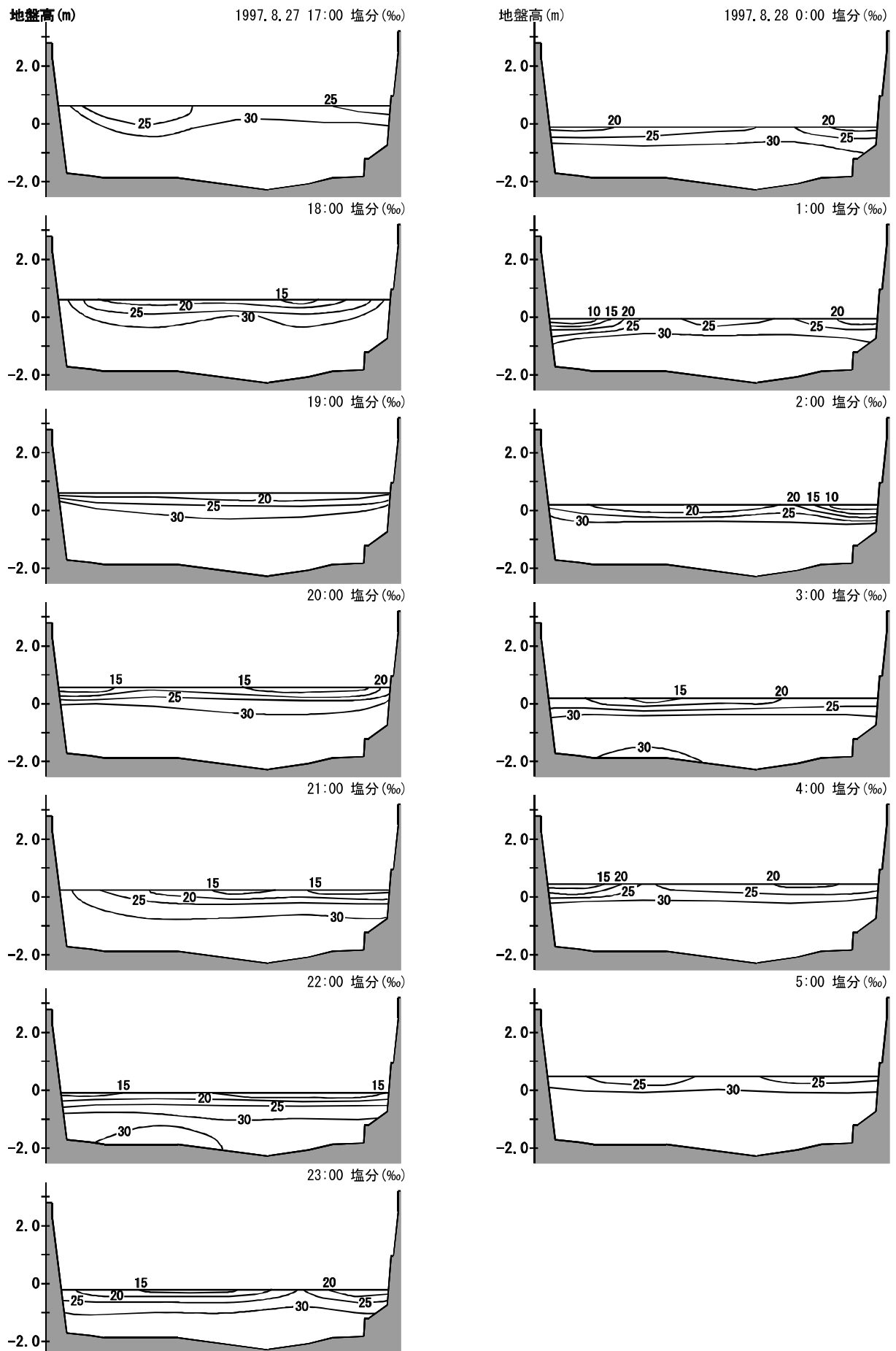


図-2.2.4(b) 塩分の横断分布 (第8回, 潮位: 306~204~286cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

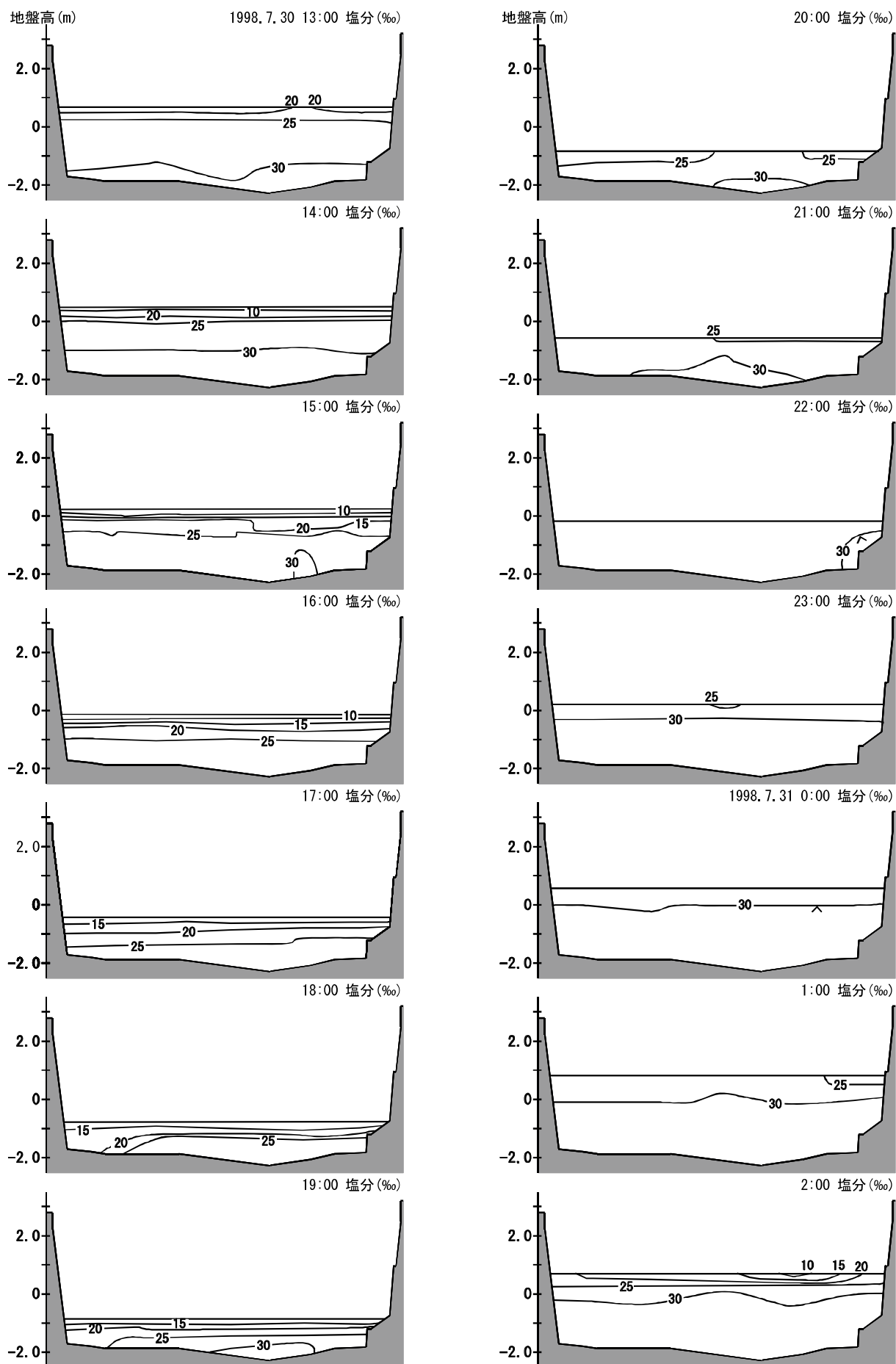


図-2.2.4(c) 塩分の横断分布 (第11回, 潮位: 305~140~324cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

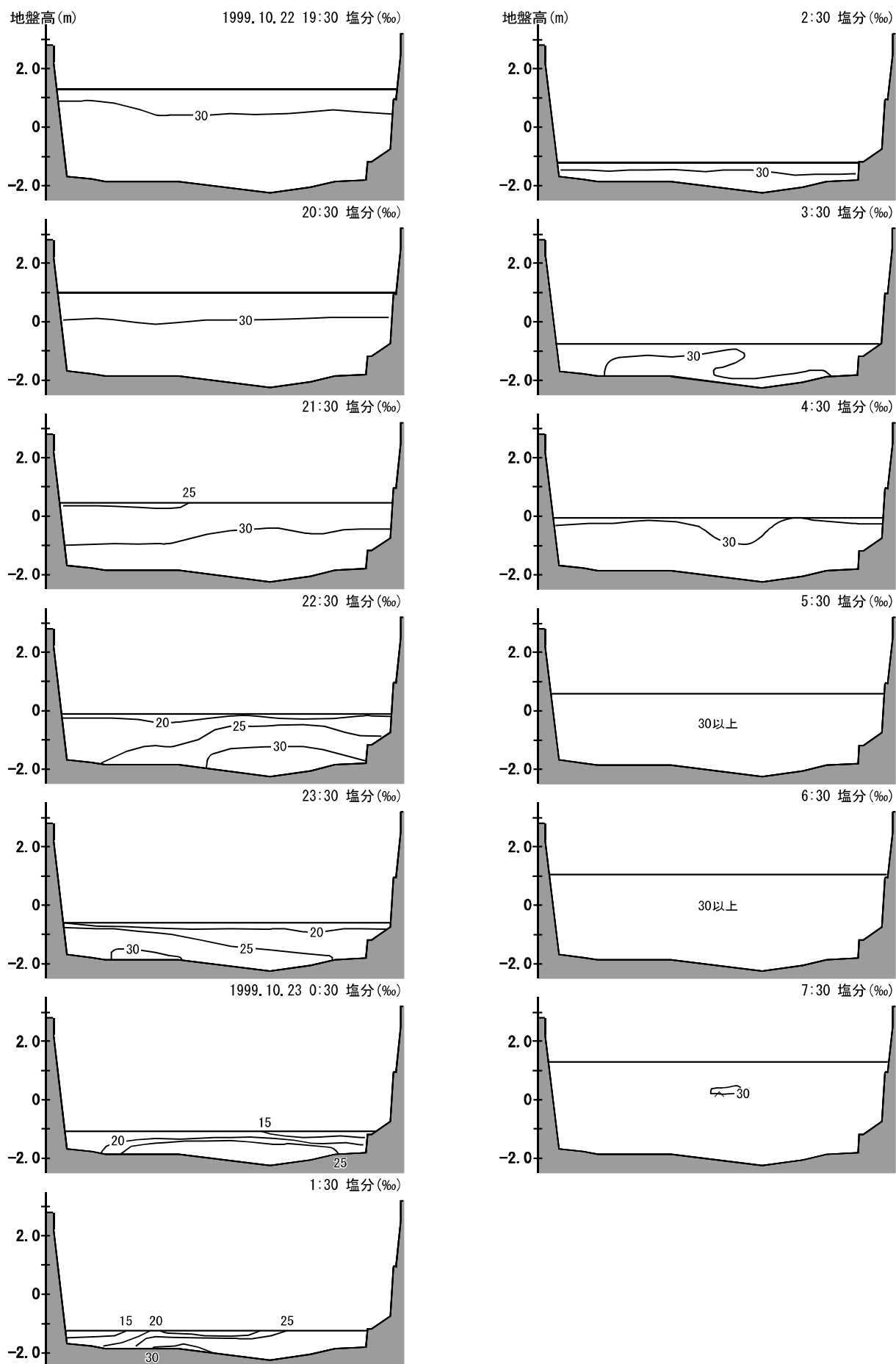


図-2.2.4(d) 塩分の横断分布 (第13回, 潮位: 352~82~350cm)

(2) 濁度

図-2.2.5 に Stn.1 における濁度の横断分布を示す。

本研究では、懸濁物質（SS）と相関の高いと考えられる濁度を測定している。濁度と SS の相関について、横山¹⁰⁾は浮遊物質の粒径に着目した考察を行っており、粒径が粗くなるほど濁度計の出力は小さくなるとしている。また、末次らによる研究資料¹¹⁾では、高濁度になるほど濁度計と SS との相関が弱くなり、相関が認められる上限を概ね 550mg/l としている。

山下ら¹²⁾は、河口沿岸域の底質のように粒径が細かい場合には、濁度と SS との間に正の相関があり、計測した濁度から懸濁物質の移動量を算出することが可能であるとしている。彼らが相関をとった範囲は濁度が 0~40mg/l 程度である。

本研究で測定した濁度は晴天時のものであり、最大値が 140mg/l 程度である。また、河川感潮部において浮遊状態になり得る底質は微細粒子と考えて差し支えない。したがって、本研究では濁度と SS との間に正の相関があると仮定し、以下では測定した濁度の結果から底質の移動・巻き上げを考察することとする。

a)第7回（1997.7.21）

第7回調査について一潮汐間の分布をみると、干潮時刻（15:49）近くの 15:00 から 16:00 の時間帯では、100mg/l 以上の高い値を示している。干潮時には塩水は Stn.1 よりも下流まで後退するため、この時間帯は河川水のみの流れである。この場合、塩水がある場合の流れに比べて河川流の流速が大きく、これにより底質が巻き上げられ、濁度が上昇していると考えられる。また、巻き上げられて浮遊状態にある懸濁物質に対して、流量が小さく、相対的に濃度が高くなっていることも影響している。

塩水の挙動との関係に着目すると、下げ潮時に塩水が完全にみられなくなる直前の 14:00、そして上げ潮時に再度塩水が現れる 18:00 に濁度が高くなっている。後者については、塩水先端部が下層密度流的に遡上するとき、密度流先端部に特有の底部で生じる先端移動の向きの高速の流れ^{13), 14), 15), 16)}を伴う循環流により底質の巻き上げが生じた結果と推察される。

b)第8回（1997.8.27~28）

第8回調査では、一潮汐間を通して Stn.1 における塩水先端部の通過がないことから、濁度の横断分布についても大きな変化はみられない。

下げ潮時と上げ潮時を比較すると、下げ潮時の方が底層の濁度が高くなっている。これは、下げ潮時に上層と下層の両方が下流向きの流れとなって底質を巻き上げたことによるものと考えられる。一方、上げ潮時には底層で高い濁度はみられない。上げ潮時に遡上する塩水層について、先端渦の効果によって底質が巻き上げられやすい塩水先端部に比べて、後続の定常状態に近い流れの部分では大きな巻き上げが発生していないものと考えられる。また、潮位差が小さく、遡上する塩水の流速が小さいことも要因として挙げられる。

c)第11回(1998.7.30~31)

ほぼ満潮時刻(13:01)の13:00から下げ潮の間、底層に20mg/l以上の領域が存在しており、第8回の下げ潮時と同様に、全層で下流向きの流れとなり底質が巻き上げられたためと考えられる。

干潮時刻(19:08)前後の18:00から20:00には、底層に30mg/l以上の領域が存在している。この時間帯は、塩水先端部がちょうどStn.1付近まで後退しており、先端部の流れが底質を巻き上げていると考えられる。上げ潮に入ってしばらくは底層に20mg/l以上の分布もみられるが、Stn.1における塩水層は後続の定常状態に近い流れになるため、比較的濁度は低くなっている。

d)第13回(1999.10.22~23)

満潮時刻(19:23)に近い19:30から下げ潮の間、表層と比較して底層の濁度が高く、全層で下流向きの流れとなることにより底質を巻き上げているものと考えられる。

干潮時刻(1:36)前後の時間帯(0:30~3:30)では、15~20mg/lの領域がみられる。これは、干潮時には塩水先端部がStn.1付近まで後退しており、塩水先端部の流れによる底質の巻き上げと考えられる。4:30以降の図をみると、比較的濁度は低くなっている。この時間帯のStn.1における塩水層は、定常状態に近い流れとなる後続部分に該当するためと考えられる。

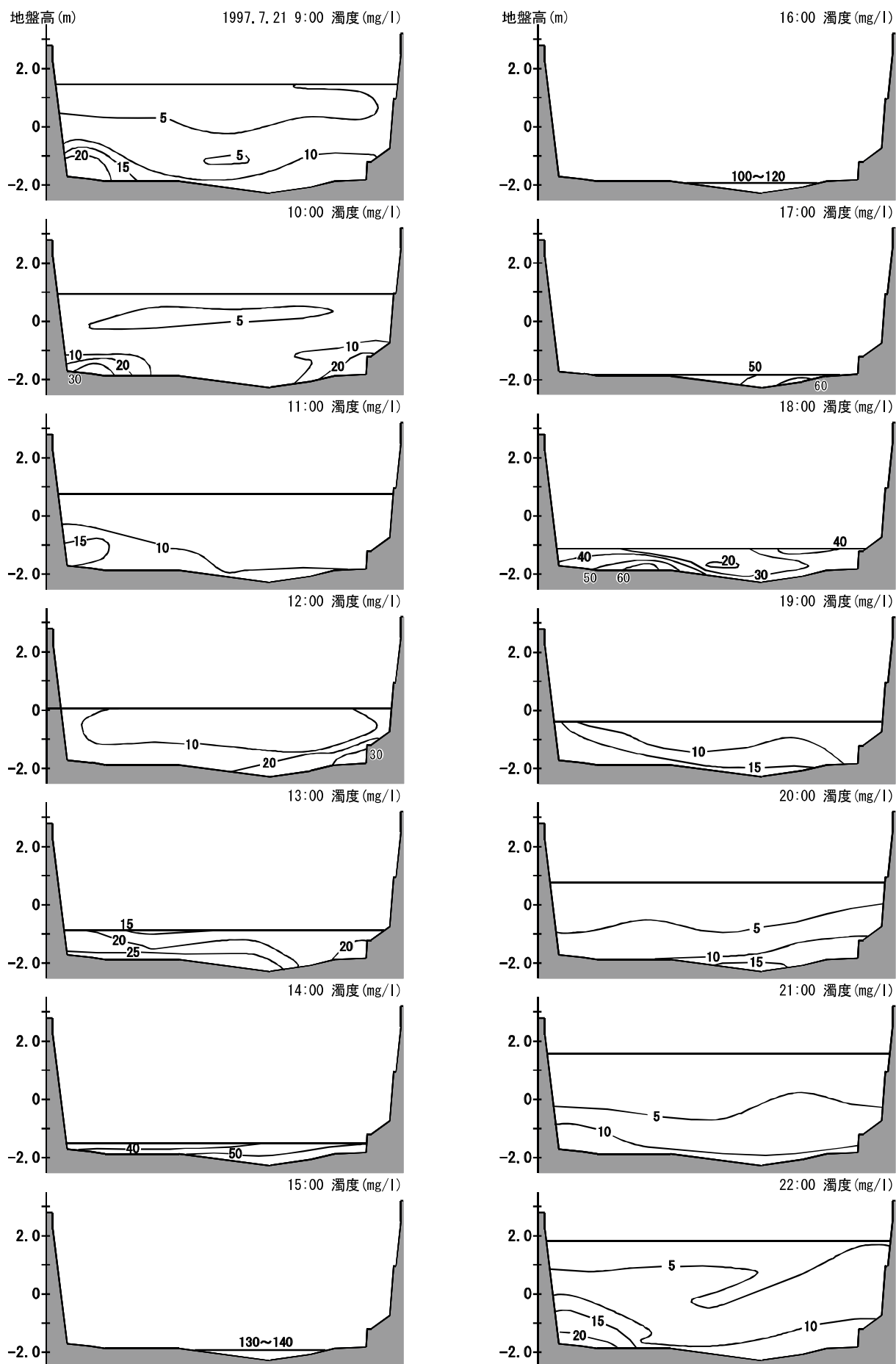


図-2.2.5(a) 濁度の横断分布 (第7回, 潮位: 380~18~412cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

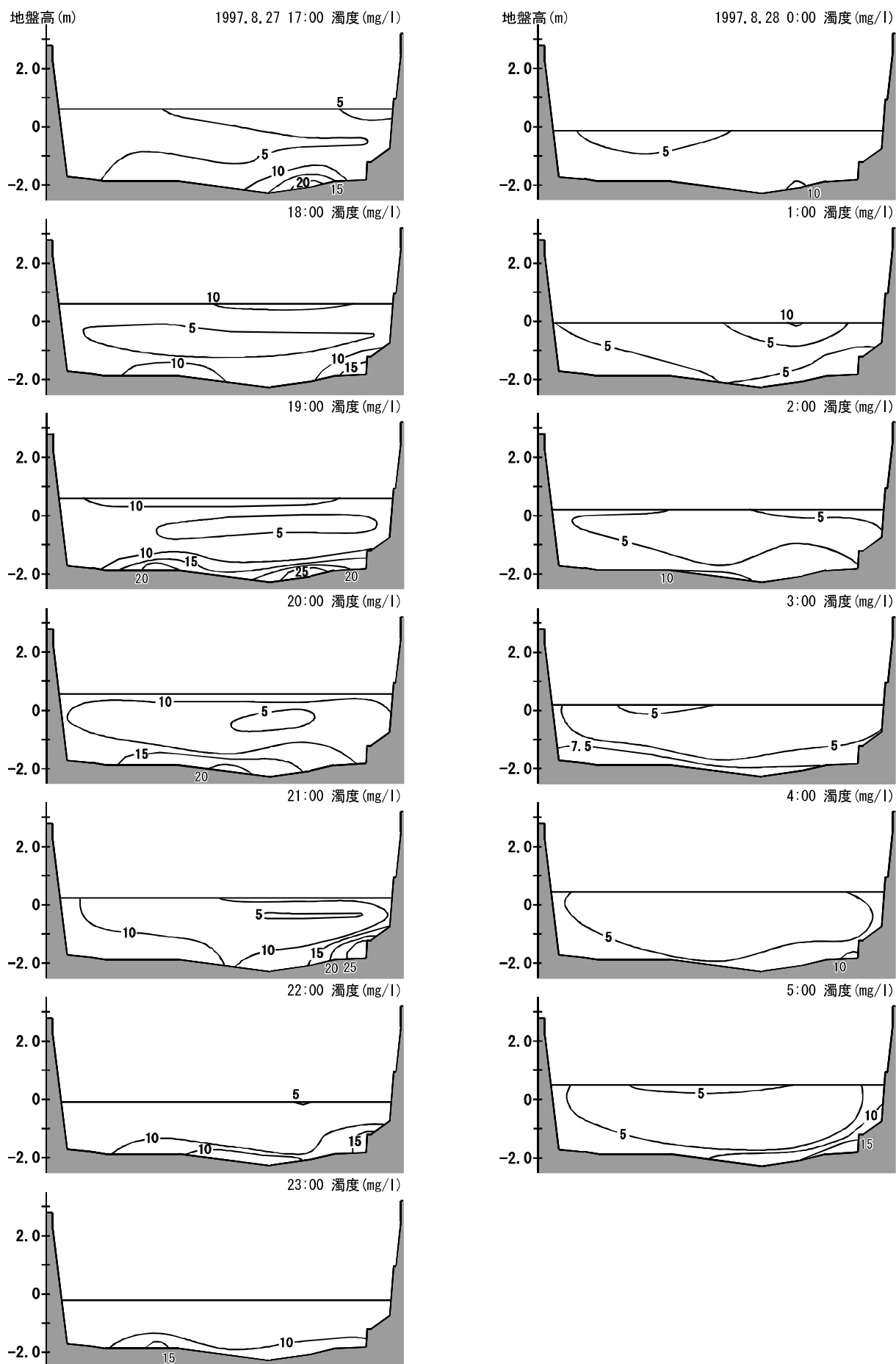


図-2.2.5(b) 濁度の横断分布 (第8回, 潮位: 306~204~286cm)

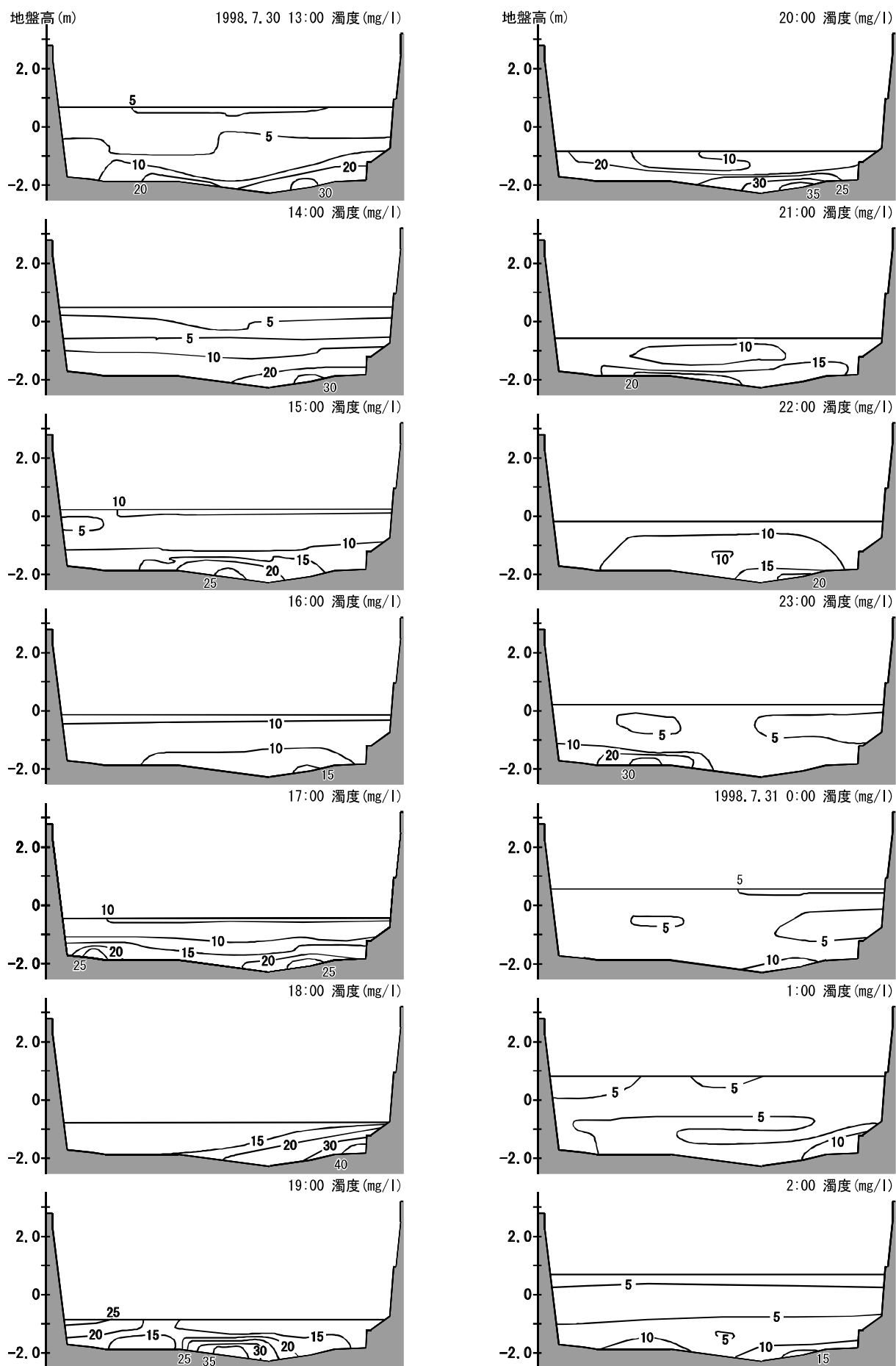


図-2.2.5(c) 濁度の横断分布 (第11回, 潮位: 305~140~324cm)

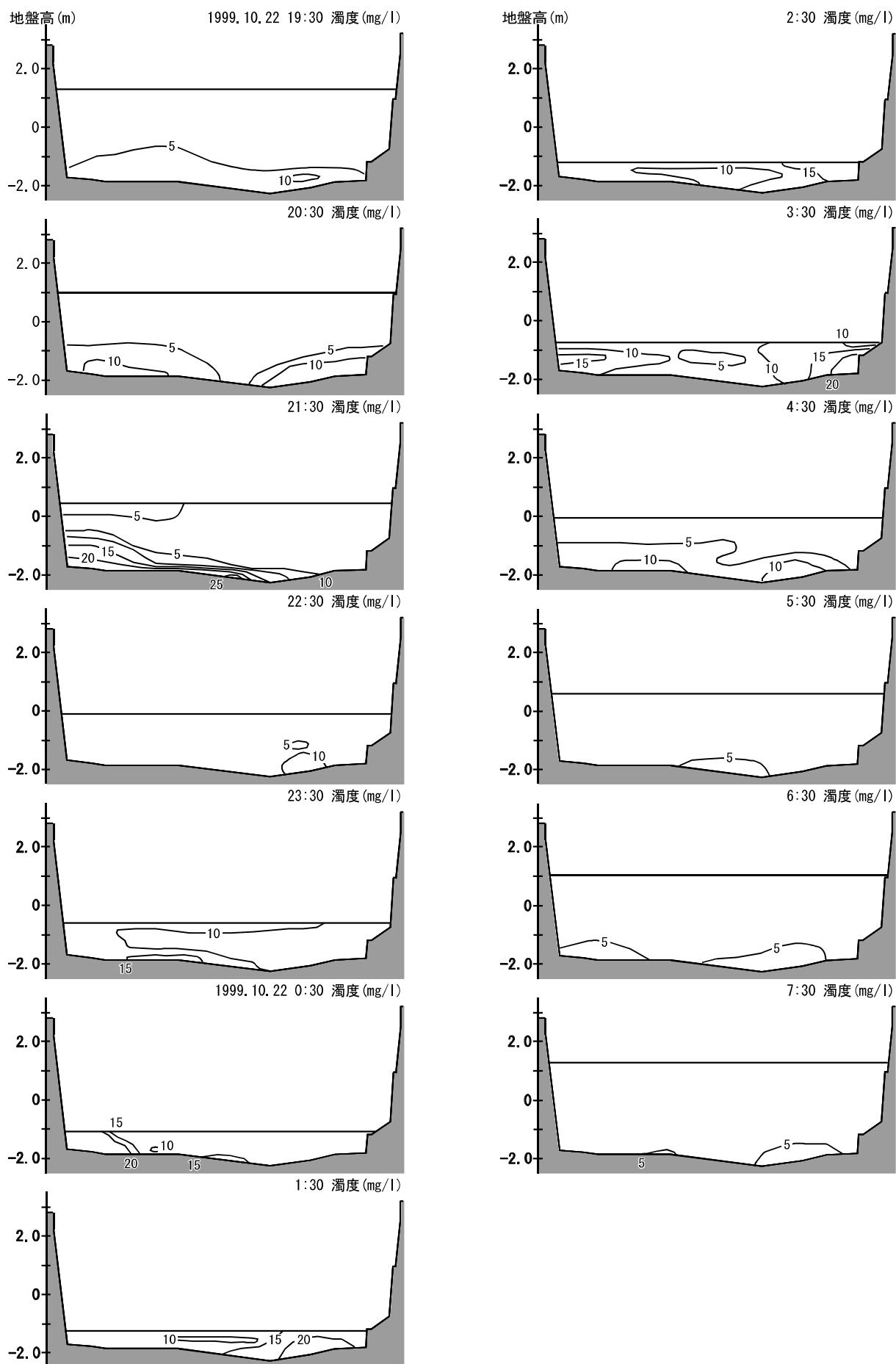


図-2.2.5(d) 濁度の横断分布 (第13回, 潮位: 352~82~350cm)

(3) 流速

図-2.2.6に Stn.1における流速の横断分布を示す。

表-2.1.4に示したように、本研究の現地観測では、電磁流向流速計を用いて、Stn.1における流速を計測している。図-2.2.6は、電磁流向流速計で測定した流向および流速から横断面と直交方向の速度成分を求め、この速度成分の横断分布を作成したものである。ここで、流速は下流向きを正（青線）、上流向きを負（赤線）の値で示している。

a)第7回（1997.7.21）

満潮時刻（9:18）に近い9:00の分布をみると、表層に河川水の流れとみられる15cm/s以上の流速があるが、下層の流れは停滞している。その後、下げ潮に入ると、表層において最大で35cm/sを超える流速を示しながら流下している。ただし、塩水が後退している状態では、下層の流速は上層の流速と比較して小さい。

干潮時刻（15:49）前後の15:00から17:00までは河川水の流れであり、その流速は断面平均で20cm/s前後となっている。塩水の遡上が始まる18:00になると、20cm/sを超える上流向きの流速が現れ、20:00まで塩水が比較的大きな流速で遡上している。21:00になると、上流向きの流速は小さくなり、満潮時刻（22:16）近くの22:00には、観測を開始した満潮時（9:00）とほぼ同様の分布を示している。

b)第8回（1997.8.27～28）

前述した塩分および濁度の横断分布と同様に、第8回調査では一潮汐間を通してStn.1における塩水先端部の通過がないことから、流速の横断分布についても大きな変化はみられない。

まず、下層の塩水に着目すると、一潮汐間を通して下層の流速は小さい。下層の塩水層について、前述したように、干潮時でも塩水先端部はStn.2とStn.3の中間に位置しており、Stn.1は塩水の後続部分に該当する。Stn.1のような塩水の後続部分は、塩水先端部に比べて流れがかなり緩やかであり、特にこの第8回調査のように潮位差が小さい場合には、後続部分はほとんど停滞しているような状態であることがわかる。

一方、表層には一潮汐間を通して下流向きの流れがあり、ほとんど停滞している海水と見なされる層の上を河川水が流れていることがわかる。

c)第11回（1998.7.30～31）

ほぼ満潮時刻（13:01）の13:00の分布をみると、表層に河川水の流れとみられる下流向きの流れがみとめられるが、下層の流れは停滞している。その後、下げ潮に入ると、15:00には表層で最大20cm/sを超える流速を示して流下している。上下の層の違いをみると、この場合もやはり第7回と同様に、塩水が後退している下層は上層と比較して流速が小さい。

上げ潮に入ると、ほぼ断面全体で上流向きの流れとなっているが、第7回と比較し

て潮位差が小さいため、流速の値も小さい。

d)第13回(1999.10.22~23)

満潮時刻(19:23)に近い19:30の分布をみると、表層部を除いて流れは停滞している。下げ潮に入ると、表層では最大25cm/sを超える流速を示しながら流下しているが、上層と下層で比較してみると、塩水が後退している下層の流速は上層に比べて小さい。

上げ潮に入ると、ほぼ断面全体で上流向きの流れとなっている。上流向きの流速の大きさは、潮位差と同様に第7回と第11回の間程度値となっている。満潮時刻(7:35)付近の7:30の図をみると、19:30と同様に断面全体で流速の絶対値が小さく、流れが停滞している。

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

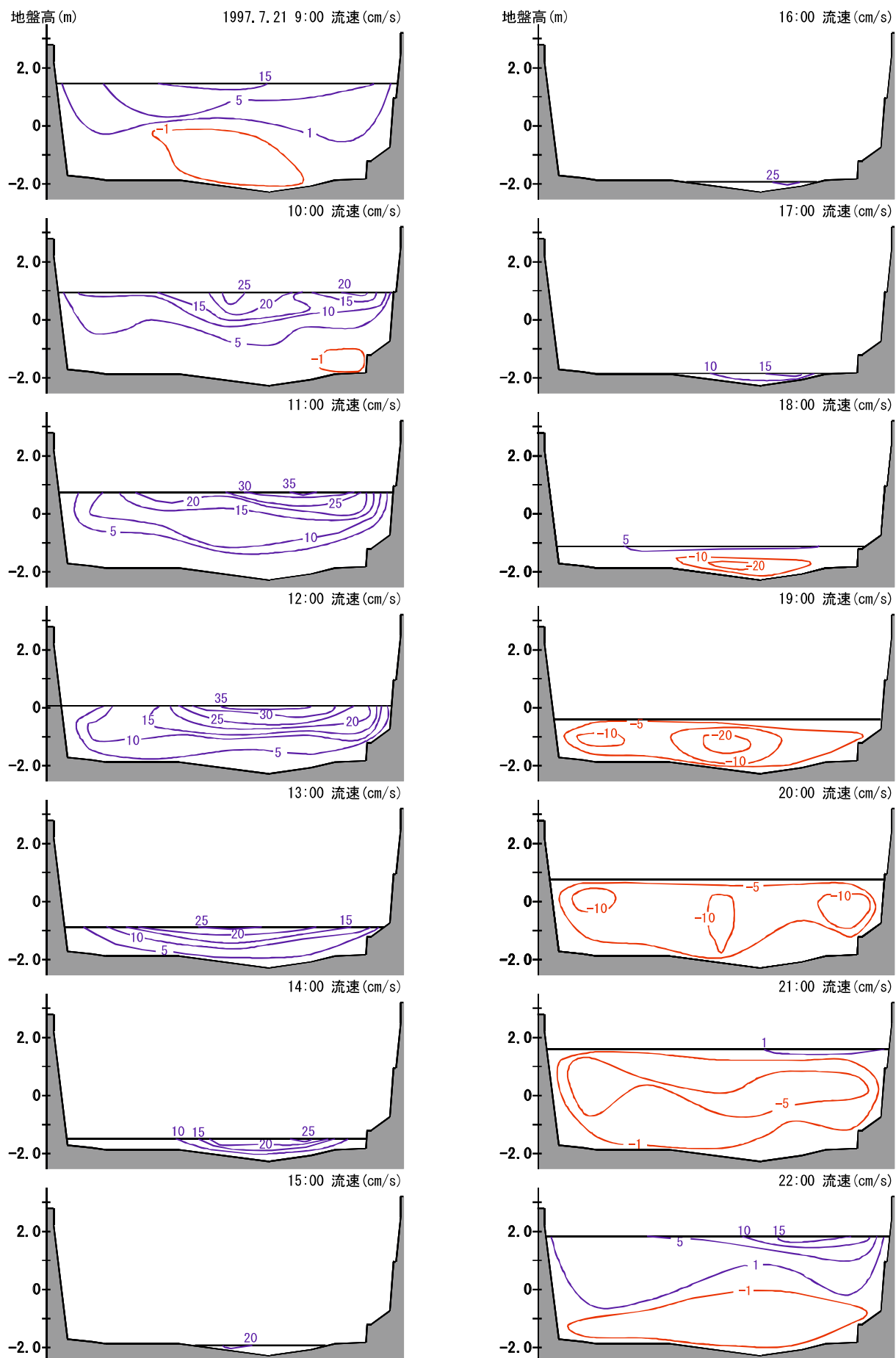


図-2.2.6(a) 流速の横断分布 (第7回, 潮位: 380~18~412cm)

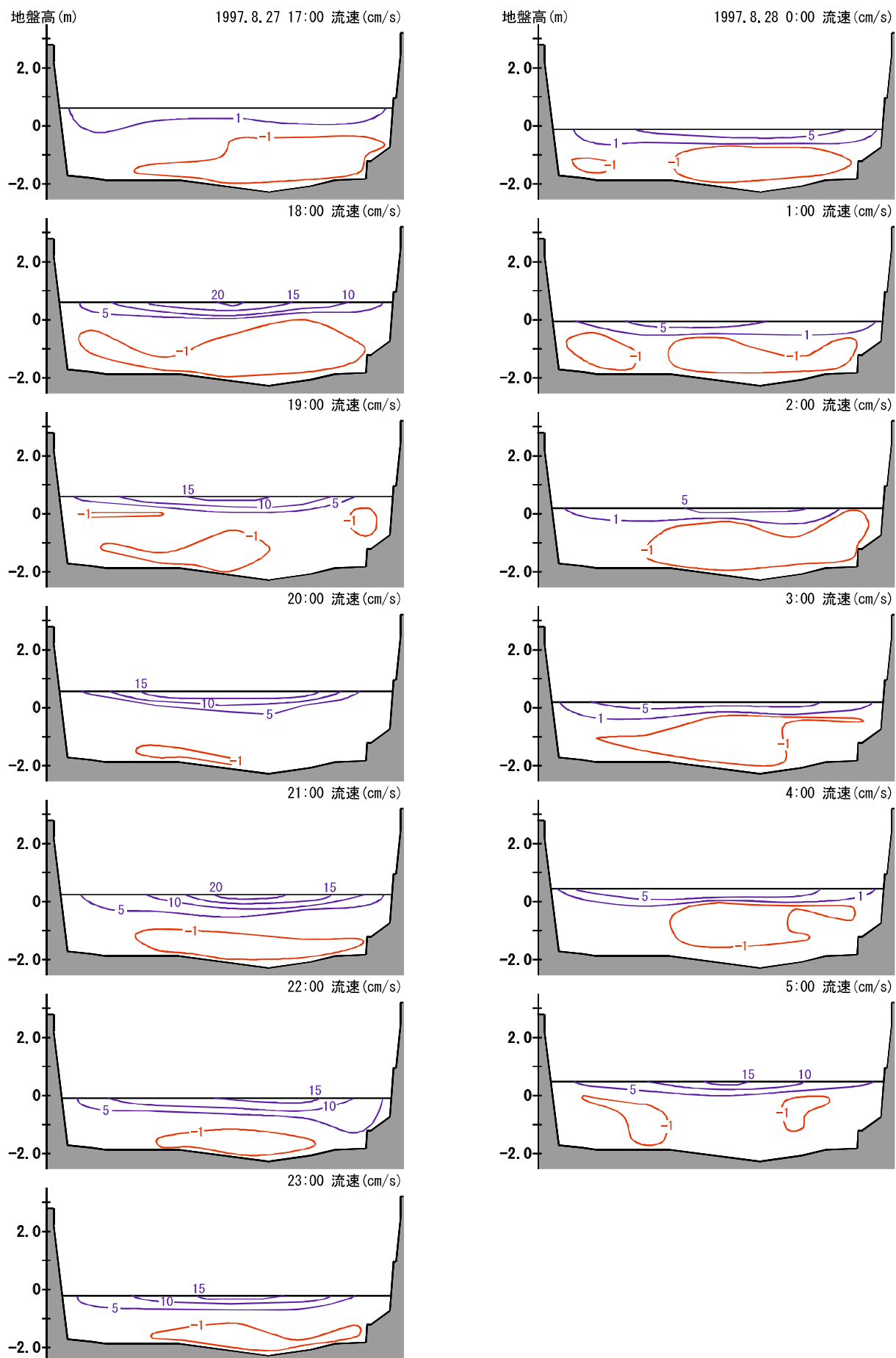


図-2.2.6(b) 流速の横断分布 (第8回, 潮位: 306~204~286cm)

第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討

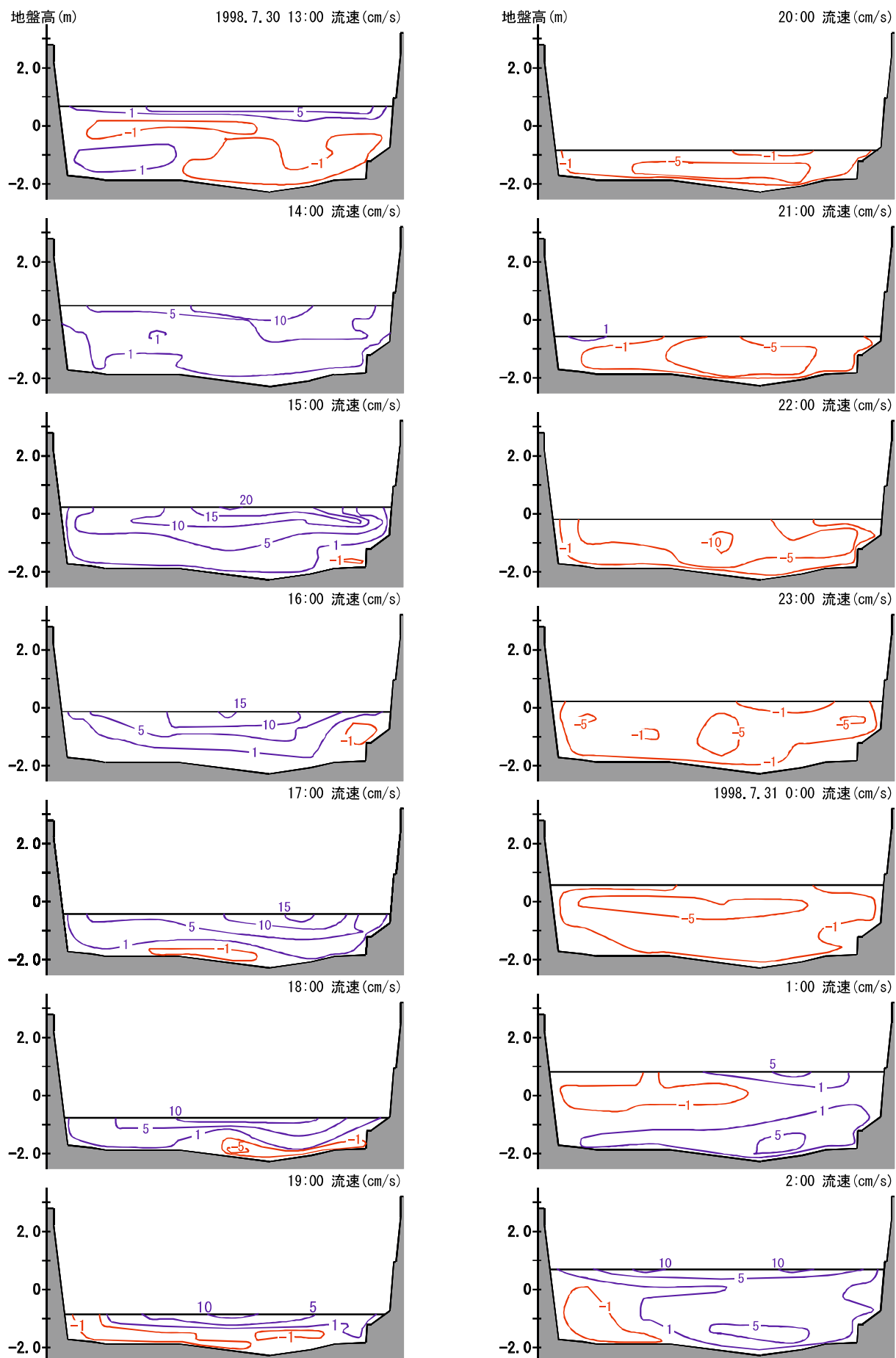


図-2.2.6(c) 流速の横断分布 (第11回, 潮位: 305~140~324cm)

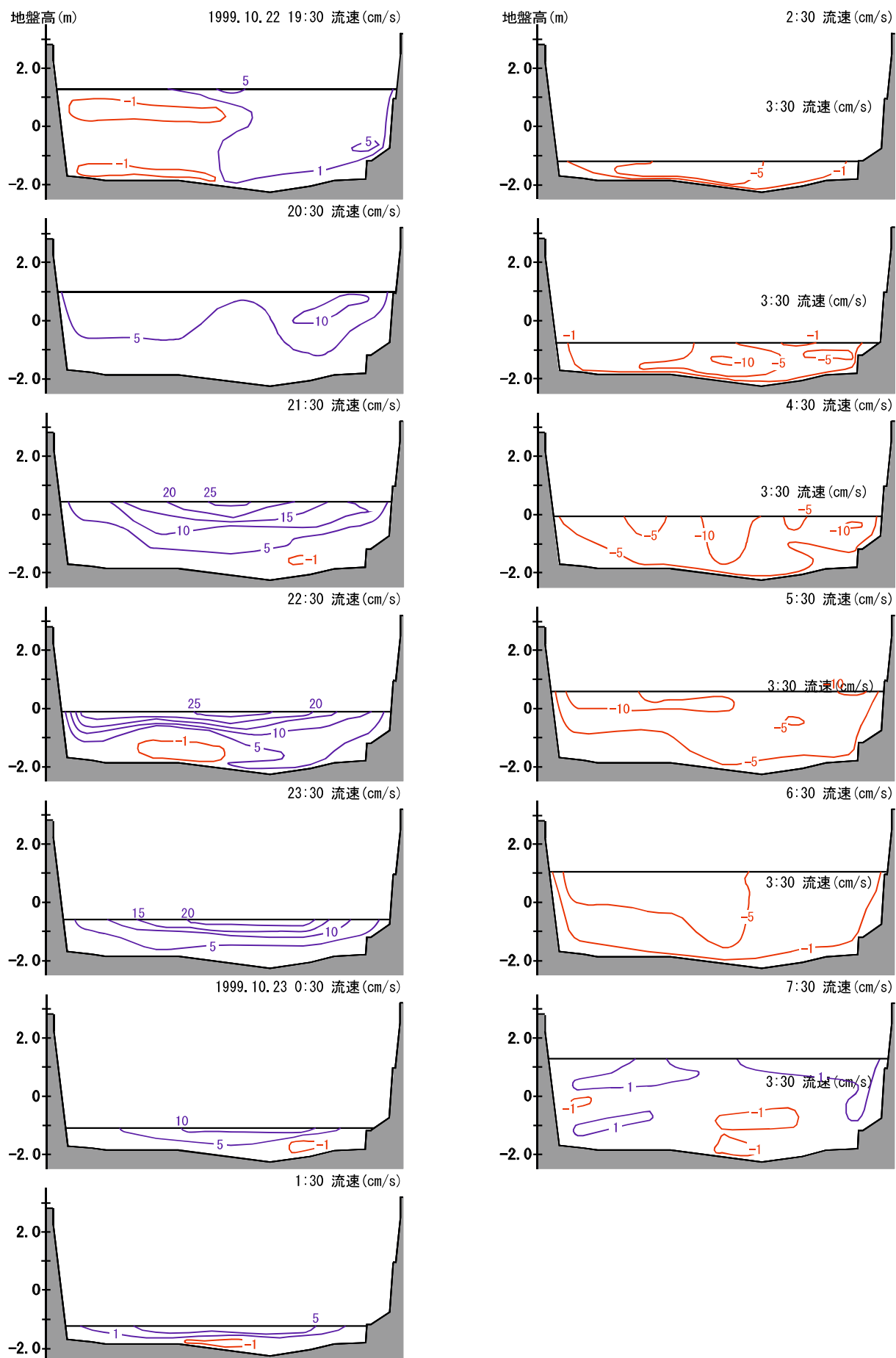


図-2.2.6(d) 流速の横断分布 (第13回, 潮位: 352~82~350cm)

(4) 塩分および濁度フラックスの評価

(1)~(3)で示した Stn.1 における塩分、濁度および流速の横断面内の測定結果を用いて式(2.3)より塩分および濁度フラックスを評価する。

$$Flux = \sum v_i c_i \Delta A_i \quad (2.3)$$

ここで、添え字 i は横断面内の測定の各測点を示し、 v_i はその測点での流速、 c_i は塩分または濁度の測定値、 ΔA_i は測点 i が代表する断面積要素であり、流速 v は流速計による測定値と方位の測定値から横断面と直交方向の速度成分に換算したものをを用いる。

ここでは、Stn.1 で横断面内の測定を実施した第 6 回から第 13 回調査までの結果を対象とする。また、(1)~(3)で述べたように、Stn.1 における横断分布は、潮位差に応じた塩水先端部の位置によってその特性が異なる。したがって、以下では表-2.2.1 に示すように、計 8 回の調査を潮位差に応じて 4 つに分類して、潮位差の変化により、塩分および濁度フラックスがどのように変化するかを考察する。

表-2.2.1 平均潮位差による分類（第 6 回～第 13 回調査）

分類	回	調査日	調査時間	平均潮位差(cm)
a)	第 7 回	1997.7.21	9:00~22:00	378.0
	第 10 回	1998.7.23	8:30~21:30	331.0
b)	第 13 回	1999.10.22~23	19:30~7:30	269.0
	第 6 回	1996.12.25	9:00~21:00	233.0
c)	第 11 回	1998.7.30~31	13:00~2:00	174.5
	第 12 回	1999.8.5~6	15:00~3:00	151.0
d)	第 9 回	1997.10.22~23	13:30~1:30	119.0
	第 8 回	1997.8.27~28	17:00~5:00	92.0

a)第 7 回（1997.7.21）、第 10 回（1998.7.23）

図-2.2.7 および図-2.2.8 に第 7 回および第 10 回調査の Stn.1 における塩分フラックスの時間変動を示す。これらの調査時はいずれも大潮で、平均潮位差が各々 378cm, 331cm である。

なお、図中の□は下流向き、■は上流向き、そして○は断面全体のフラックス（○=□+■）であり、図の縦軸は下流向きを正とする。また、Stn.1 における実測水深もあわせて同図に示す。

塩分フラックスの時間変動では、第 7 回調査では満潮から約 2 時間後の 11:00、第 10 回調査では満潮から約 1 時間後の 9:30 に下流向きの塩分フラックスが最大値を示している。Stn.1 におけるこの時間帯の塩分は、表層を除いて高い値を示しており、塩水の後退によって下流向きの流速も大きくなっている。また、下げ潮に入ったばかり

で水深も大きく、下流向きの流量が大きい時間帯となっている。上流向きの塩分フラックスが最大となる時刻についても、上流向きと下流向きを置き換えて同様のことが言える。

干潮時刻（第7回：15:49，第10回：14:52）前後では、塩水が Stn.1 よりも下流側まで後退するため、河川水のみの流れとなり、塩分の移動はほとんどみられない。干潮時に Stn.1 よりも下流に後退した塩水は、上げ潮時に入ると断面全体でほぼ上流向きの流れとなって遡上する。このため、上げ潮時には、下流向きのフラックスが現れない時間帯がある。

次に、第7回および第10回調査の Stn.1 における濁度フラックスの時間変動を図-2.2.9 および図-2.2.10 に示す。図中の表記は塩分フラックスのときと同様で、□は下流向き、■は上流向き、そして○は断面全体のフラックス（ $\bigcirc = \square + \blacksquare$ ）であり、図の縦軸は下流向きを正とする。

濁度フラックスの時間変動をみると、第7回調査では 11:00 から 16:00 までの下げ潮時に下流向きのフラックスが大きくなっている。この理由として、まず 11:00 から 14:00 までは、下げ潮時に下層を流下する塩水の流速が徐々に大きくなり、河床の底質を巻き上げながら流下していることが考えられる。その後、16:00 までは干潮のため河川水のみ流れとなっており、後退する塩水の流れよりも速い流速で河川水が流下し、底質の巻き上げがさらに顕著になっているとみられる。第10回も同様の傾向であり、下げ潮時の下流向きの流速が増す時間帯から干潮時にかけて、下流向きの濁度フラックスが大きくなっている。なお、第10回の濁度フラックスについて、水深が小さく濁度を測定できなかった 14:30 を空値としている。

上流向きのフラックスが現れるのは、遡上する塩水の先端が Stn.1 に到達する時刻以降であり、その開始時刻は第7回調査では 18:00，第10回調査では 16:30 が該当する。この時間帯には、下層を遡上する上流向きの塩水の流れによって底質が巻き上げられており、特に塩水先端部によって巻き上げられた底質が、後方から継続して供給される塩水の層がつくる塩水先端部の循環流^{13), 14), 15), 16)}によって上流へと輸送されているとみてよい。

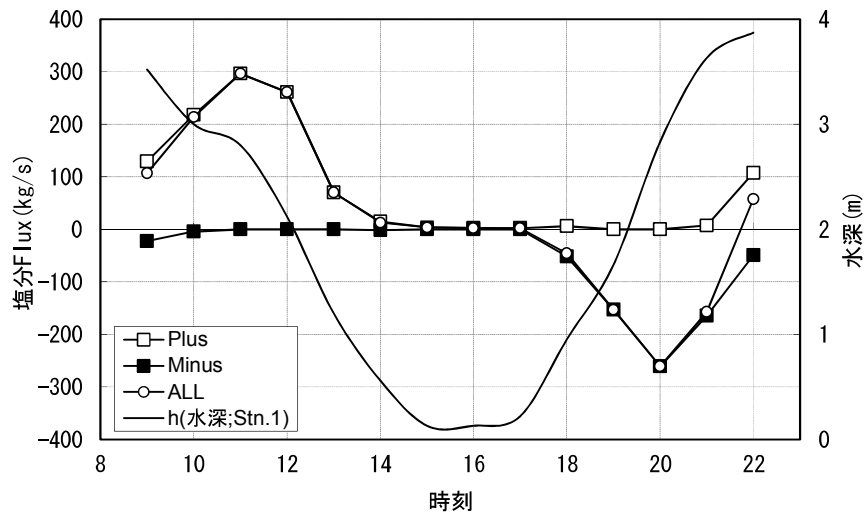


図-2.2.7 塩分フラックスの時間変動（第7回，潮位：380～18～412cm）

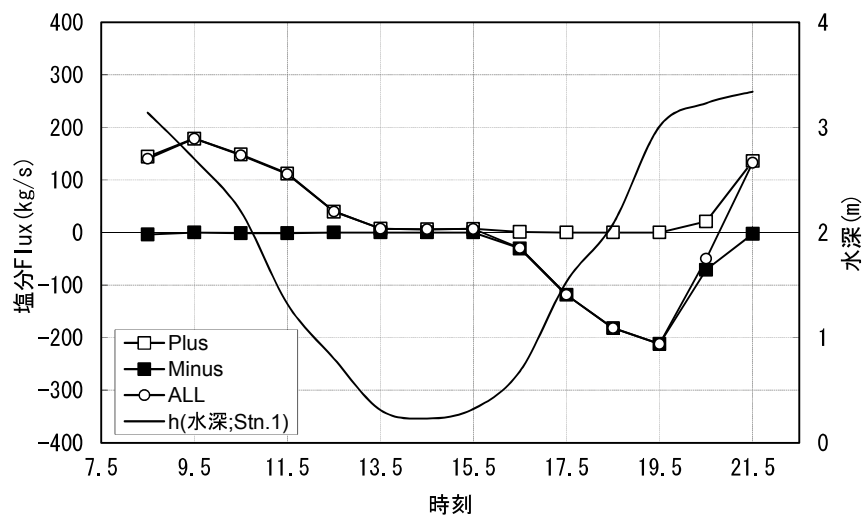


図-2.2.8 塩分フラックスの時間変動（第10回，潮位：354～42～392cm）

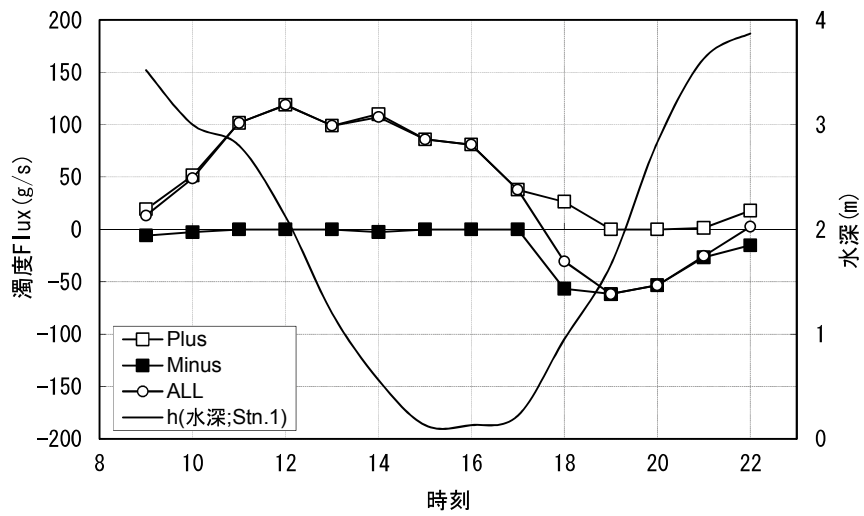


図-2.2.9 濁度フラックスの時間変動（第7回，潮位：380～18～412cm）

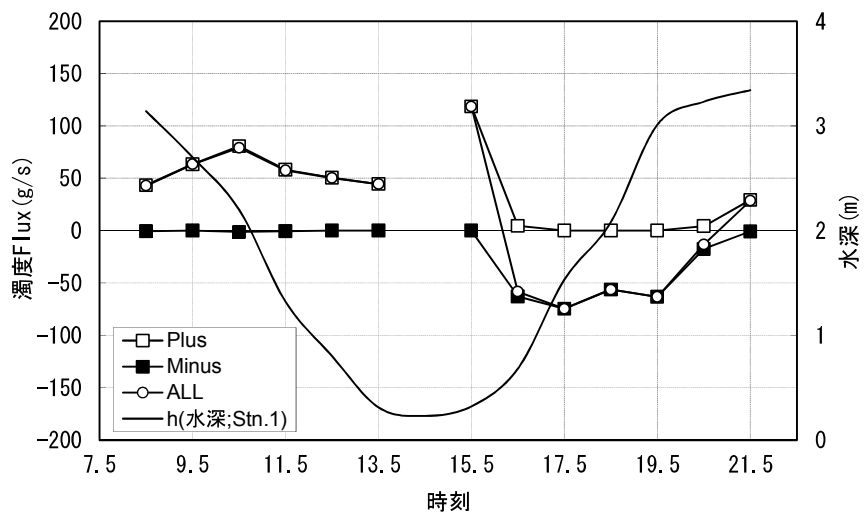


図-2.2.10 濁度フラックスの横断分布（第10回，潮位：354～42～392cm）

b)第6回(1996.12.25), 第13回(1999.10.22~23)

図-2.2.11 および図-2.2.12 に第6回および第13回調査の Stn.1 における塩分フラックスの時間変動を示す。これらの調査時はいずれも大潮で、平均潮位差は各々233cm, 269cm である。

図-2.2.1(d)に示したように、第13回調査では干潮時に塩水先端部が Stn.1 付近まで後退しているが、Stn.1 より下流には後退していない。第6回調査では縦断方向の測定を実施していないが、潮位差が第13回調査とほぼ同じであることから、塩水先端部は Stn.1 付近まで後退しているものと推察される。また、第6回調査時の Stn.1 における水深は干潮時でも1m弱あるが、これに対して前述の第7回および第10回調査では、干潮時の水深が20cm前後である。この両者の差は下部の塩水層の有無によるもので、やはり第6回調査時には塩水先端が Stn.1 より下流に後退していないと考えられる。

塩分フラックスの時間変動をみると、第6回調査と第13回調査では、ほぼ同じ傾向を示している。また、この傾向は前述した第7回および第10回調査とも類似の傾向である。

図-2.2.13 および図-2.2.14 に第6回および第13回調査の Stn.1 における濁度フラックスの時間変動を示す。前述の第7回および第10回調査と比較すると、干潮時の値が大きく異なる。第6回および第13回調査では、Stn.1 よりも下流に塩水が後退していないため、干潮時でも河川流のみとなることはない。したがって、河川流の大きな流速による巻き上げがなく、下流向きの大きな濁度フラックスが生じていない。

一潮汐間の変動をみると、塩分フラックスと同様に干潮時を境に、下流向きから上流向きへと転換している。下層の塩水によって巻き上げられた底質が潮汐流によって運搬されているものと考えられる。ただし、Stn.1 断面での塩水先端部の通過がないため、第7回および第10回調査と比較すると、その値は小さくなっている。

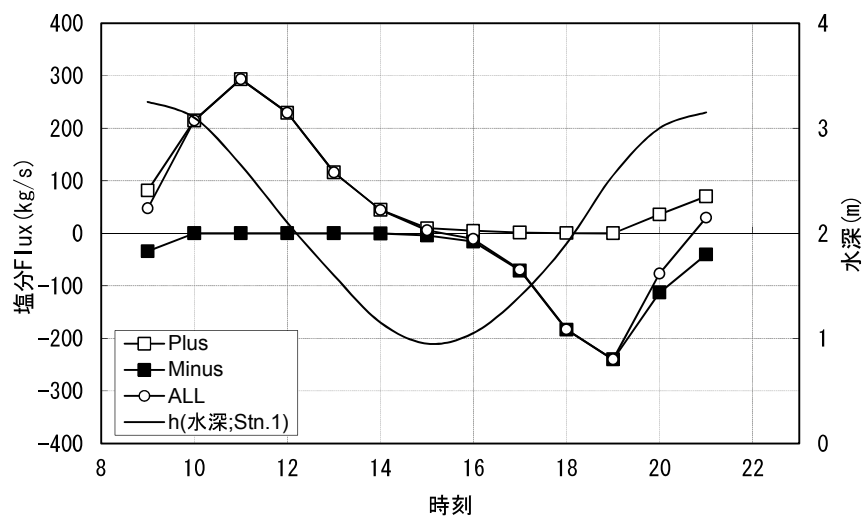


図-2.2.11 塩分フラックスの時間変動 (第6回, 潮位: 351~102~319cm)

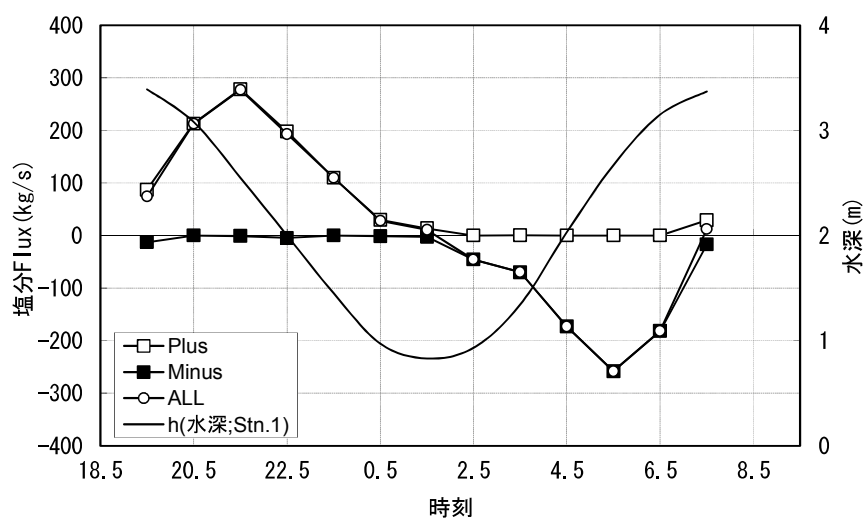


図-2.2.12 塩分フラックスの時間変動 (第13回, 潮位: 352~82~350cm)

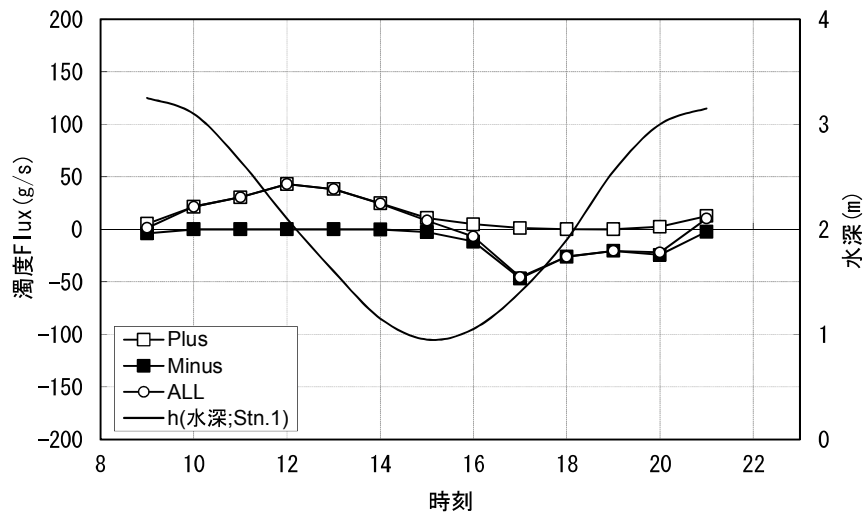


図-2.2.13 濁度フラックスの時間変動（第6回，潮位：351～102～319cm）

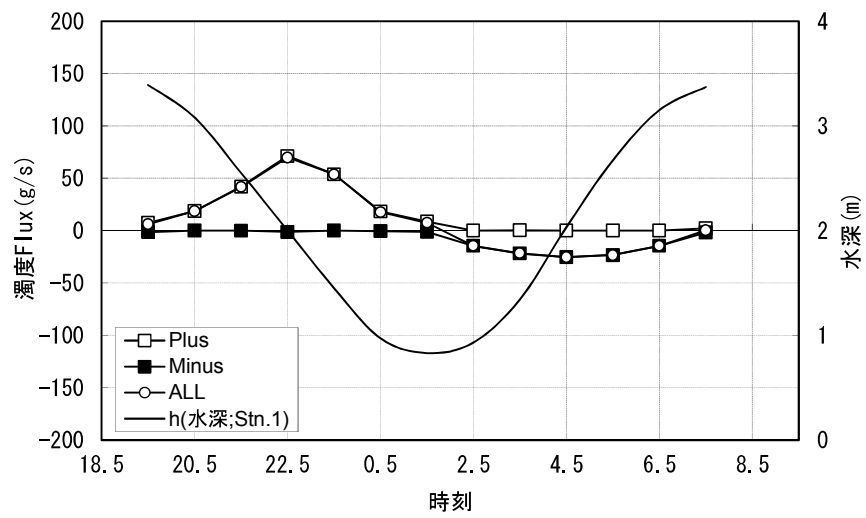


図-2.2.14 濁度フラックスの時間変動（第13回，潮位：352～82～350cm）

c)第11回(1998.7.30~31),第12回(1999.8.5~6)

図-2.2.15 および図-2.2.16 に第11回および第12回調査の Stn.1 における塩分フラックスの時間変動を示す。これらの調査時の平均潮位差は各々174.5cm, 151cmである。

図-2.2.3 に示したように、干潮時の塩水先端位置は、第11回調査では Stn.1 に近いが、第12回調査では Stn.2 の約50m下流までしか後退していない。しかしながら、両者の塩分フラックスの時間変動の特性に大きな差異はない。また、塩分フラックスの値は、前述の第6回および第13回調査と比較すると小さい。これは、潮位差が小さくなり、それに伴って塩水の移動量が少なくなるためである。

図-2.2.17 および図-2.2.18 に第11回および第12回調査の濁度フラックスの時間変動を示す。

図によると濁度フラックスの時間変動は、塩分フラックスの時間変動とその形状が類似している。Stn.1 では、一潮汐間を通して常に塩水が存在しており、また潮位差が小さく混合が弱いため、ある程度成層化している状態にある。河原・名合¹⁷⁾は、このような場合には密度成層によって鉛直方向の移動が抑制され、塩分と濁度の分布が同じような形状を示す可能性を指摘している。濁度フラックスの値については、潮位差が小さいことと対応して全体的に小さくなっている。

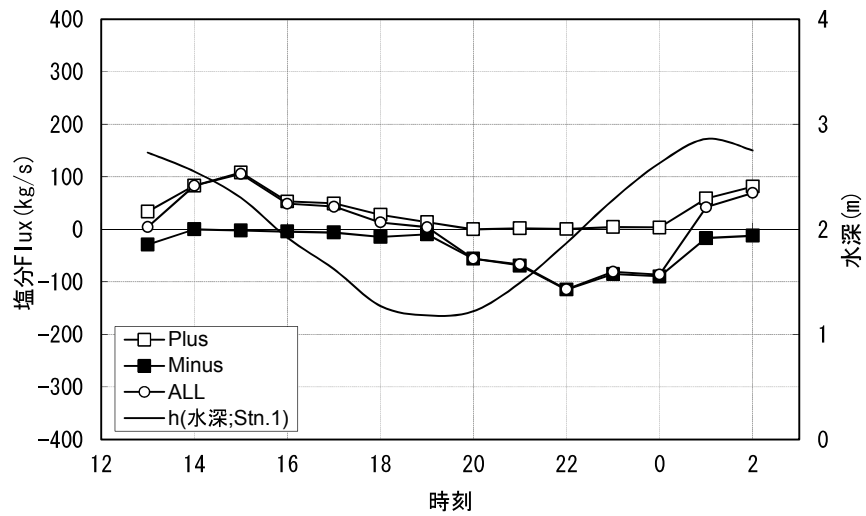


図-2.2.15 塩分フラックスの時間変動（第11回，潮位：305～140～324cm）

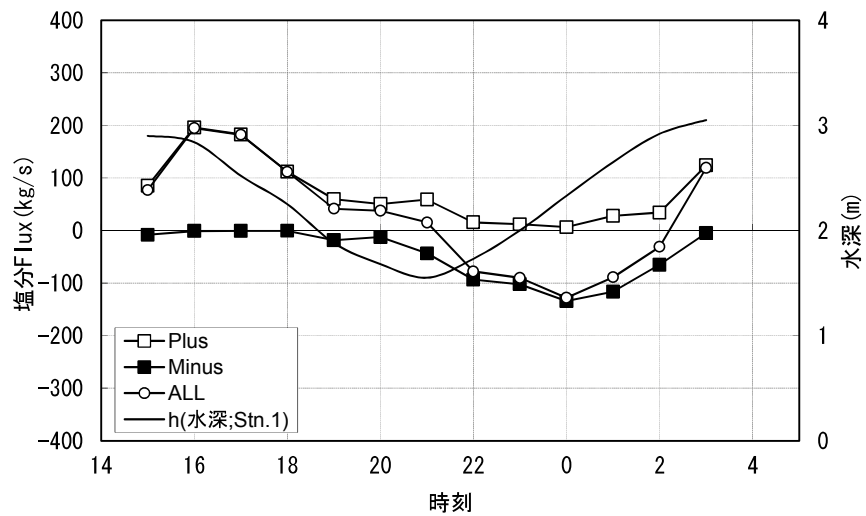


図-2.2.16 塩分フラックスの時間変動（第12回，潮位：320～170～322cm）

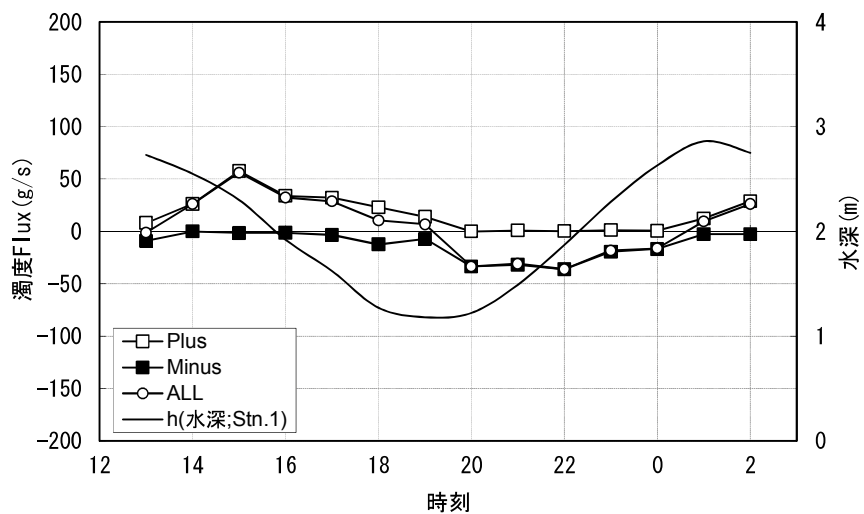


図-2.2.17 濁度フラックスの時間変動（第11回，潮位：305～140～324cm）

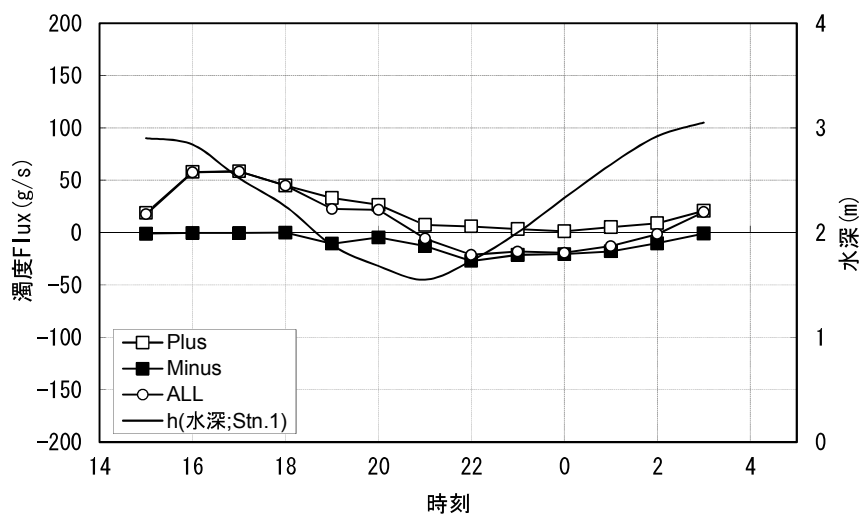


図-2.2.18 濁度フラックスの時間変動（第12回，潮位：320～170～322cm）

d)第8回(1997.8.27~28), 第9回(1997.10.22~23)

図-2.2.19 および図-2.2.20 に第8回および第9回調査の Stn.1 における塩分フラックスの時間変動を示す。これらの調査時の平均潮位差は各々92cm, 119cmである。

図-2.2.3 によると, 潮位差の小さい第8回および第9回調査では, 干潮時の塩水の先端は Stn.2 より上流に位置しており, Stn.1 断面には観測中, 常に塩分が存在する状態にある。

塩分フラックスの時間変動をみると, 一潮汐間を通じてほとんどの時間帯で下流向きと上流向きの両方向のフラックスがみられる。このことは, 層全体では上流向きに流れる上げ潮時および層全体では下流向きに流れる下げ潮時の両方において, 上層では下流向きの主に河川水の流れ, そして下層では上流向きの主に塩水の流れが存在することを反映している。

次に, 第8回および第9回調査の濁度フラックスの時間変動を図-2.2.21 および図-2.2.22 に示す。この調査時には潮位差が小さく, それに対応してフラックスの絶対量が他の調査時に比べて小さくなっている。一潮汐間の変動をみると, 下げ潮時の下流向きのフラックスに比べて, 上流向きのフラックスが小さい。これは, Stn.1 には塩水が存在したままで, 上げ潮時に遡上する塩水先端部が通過して底質の巻き上げを起こすことが少ないためと考えられる。

また, 第11回および第12回調査の結果と同様に, 塩分フラックスと濁度フラックスの時間変動の形状が類似している。この理由としては, やはり塩水と淡水の成層化によるものと考えられる。

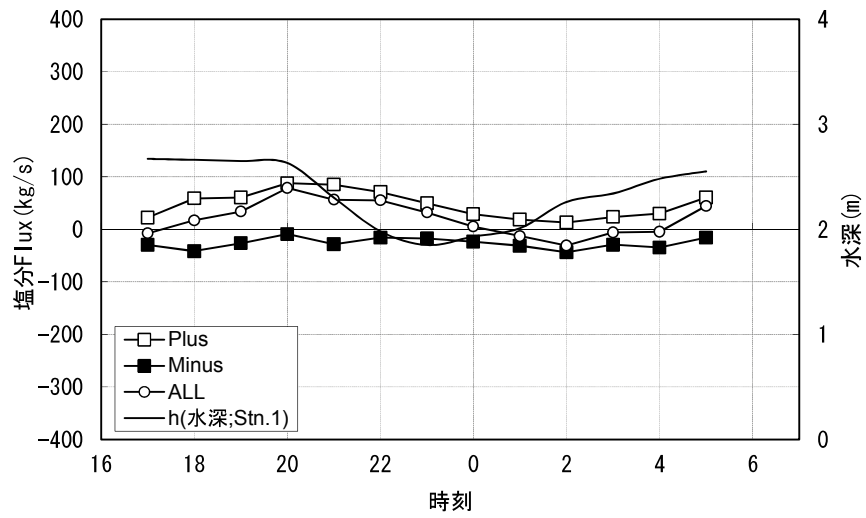


図-2.2.19 塩分フラックスの時間変動 (第8回, 潮位: 306~204~286cm)

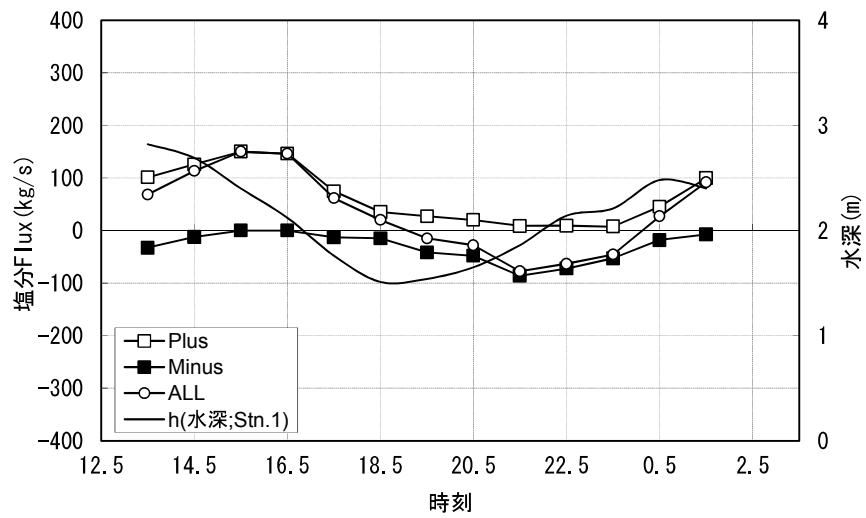


図-2.2.20 塩分フラックスの時間変動 (第9回, 潮位: 313~173~271cm)

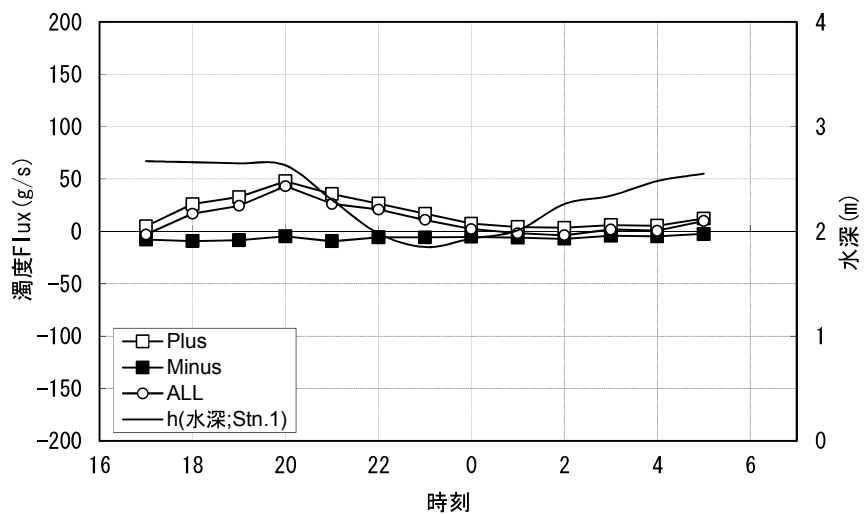


図-2.2.21 濁度フラックスの時間変動（第8回，潮位：306～204～286cm）

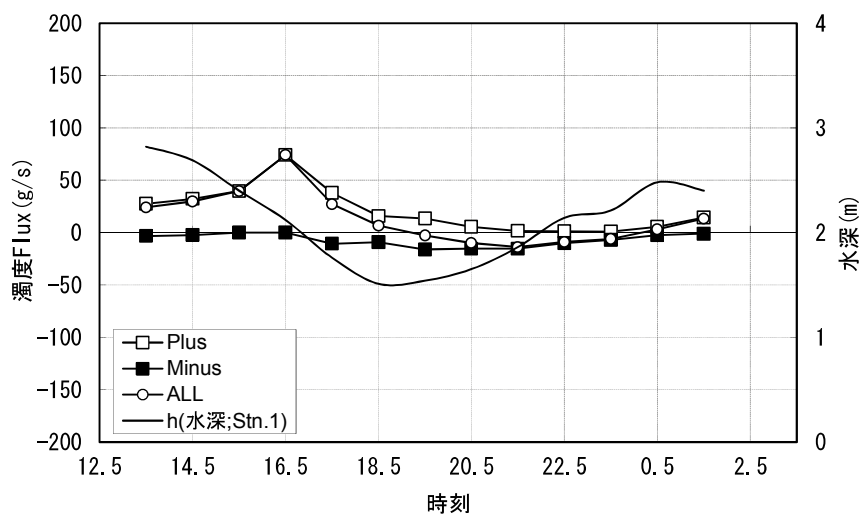


図-2.2.22 濁度フラックスの時間変動（第9回，潮位：313～173～271cm）

ここで濁度について、下げ潮時と上げ潮時の各々の水深方向の分布を図-2.2.23 に整理した。これは、下げ潮時と上げ潮時の底質の巻き上げ高さの違いをみるためである。濁度は、Stn.1において実施した横断面測定（横断方向に5測線）のうち、中央の3測線のものを用いた。

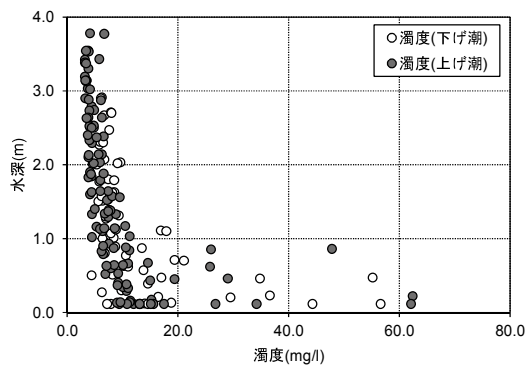
図-2.2.23 をみると、潮位差の大きい第7回、第10回調査には明確な差異はみられないが、その他の調査では下げ潮時の方が上層の濁度が大きくなっている。つまり、底質の巻き上げ高さは下げ潮時の方が大きい傾向にある。

下げ潮時の巻き上げ高さが大きい理由を次のように推論した。下げ潮時に巻き上げられた底質は、流速の増加もあって沈降しにくい。また、下げ潮時に上層の河川水と下層の塩水と一緒に流下するとき、等密度面と等圧面が一致する順圧の状態（barotropic）にあり、両者の混合は弱い。このため、成層状態を保ったまま流下することになり、巻き上げられた底質も成層状態に沿って浮遊状態のまま流下することで上層の濁度が大きくなっていると考えられる。

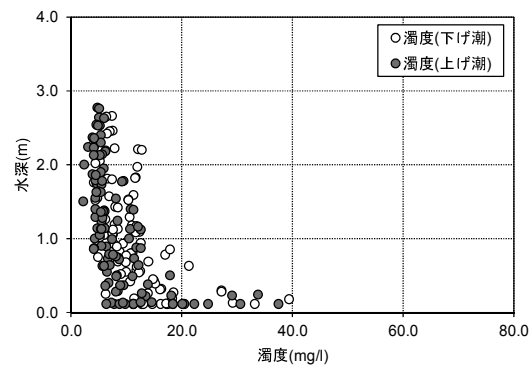
一方、上げ潮時に塩水先端部が通過する際に濁度が上昇することは既に述べたが、その浮遊高さについては、次のように推論した。塩水先端部の通過時に巻き上げられた底質は、上げ潮時の傾圧の状態（baroclinic）の中で、その巻き上げ高さが抑制されていることが考えられる。また、定常流に近い後続部分では、底質の巻き上げ自体が活発ではなく、このため下げ潮時と比較して上げ潮時には上層の濁度が小さくなっていると考えられる。

上記を踏まえると、上げ潮時の濁度フラックスについては注意が必要になる。上げ潮時は、底質の巻き上げ高さが小さく、そのため運搬される底質が底層付近に集中している可能性がある。しかしながら、河床から10cm程度の領域は計測機器の制約もあって流速、濁度ともに密な観測ができていない。そのため、底層近傍の濁度フラックスを十分に評価できておらず、上げ潮時の濁度フラックスを過小評価していることが考えられる。特に、潮位差が小さいときには、上げ潮時の底質の巻き上げが少ないため、より過小評価となっている可能性がある。

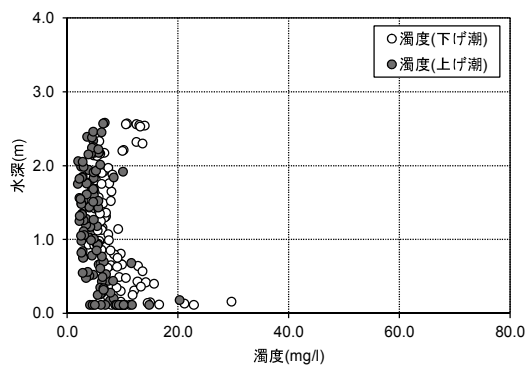
第2章 本研究の現地調査の方法と結果の検討



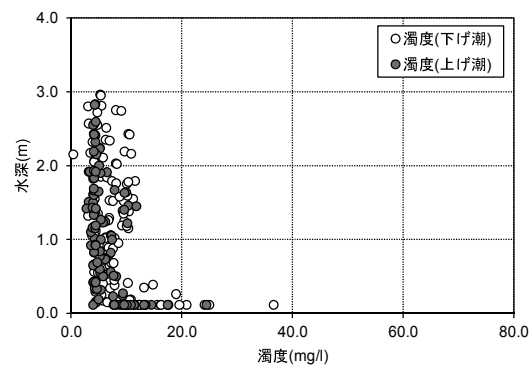
(a)第7回 (潮位 : 380~18~412cm)



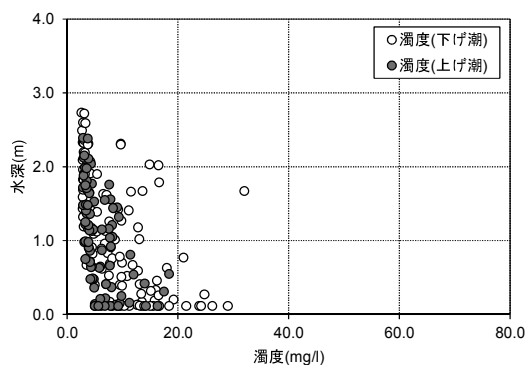
(e)第11回 (潮位 : 305~140~324cm)



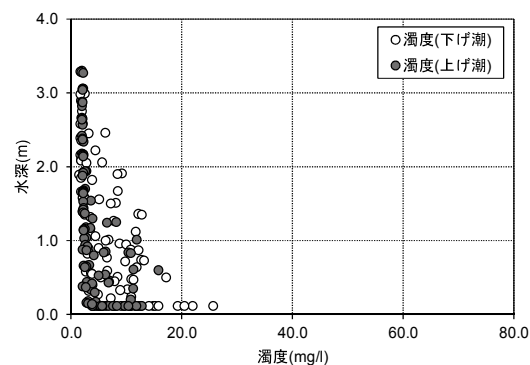
(b)第8回 (潮位 : 306~204~286cm)



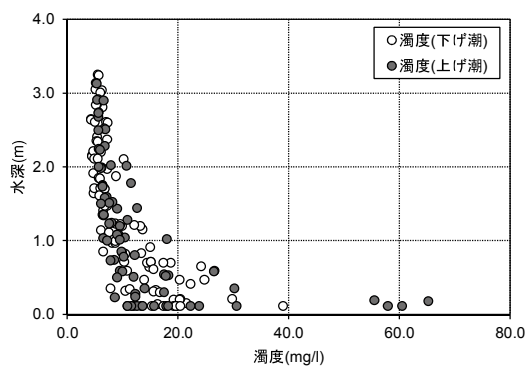
(f)第12回 (潮位 : 320~170~322cm)



(c)第9回 (潮位 : 313~173~271cm)



(g)第13回 (潮位 : 352~82~350cm)



(d)第10回 (潮位 : 354~42~392cm)

図-2.2.23 濁度の水深方向の分布

2.3 第2章のまとめ

以上、本章では真締川感潮部において実施した一潮汐間にわたる現地調査について、その調査方法等の概要を示すとともに、この区間の塩水遡上と淡水との混合状態を考察した。また、最も下流側の調査地点 Stn.1 における塩分、濁度および流速の横断分布を示した。さらに、横断面内の測定結果から Stn.1 断面を通過するフラックスを算出し、その時間変動特性を潮位差との関係に着目して考察した。本章で得られた主な知見を以下に示す。

- 1) 潮位差が大きい場合、干潮時には Stn.1 より下流まで塩水が後退する。また、満潮時には塩水先端部は Stn.4 より上流まで遡上する。逆に、潮位差が小さい場合、干潮時でも塩水先端部は Stn.1~4 の区間内に留まる。
- 2) 塩水と淡水の混合は、潮位差が小さくなると弱まる傾向にある。また、下げ潮時は等密度線を水平に近い状態にしながら塩水が後退し、上げ潮時には等密度線が傾きを持った状態で、つまり水平方向に密度勾配を持った状態で塩水が遡上する。
- 3) Stn.1 における塩分の横断分布は、潮位差が大きいとき、上げ潮から満潮にかけて全断面で塩分濃度が高くなり、強く混合されていることが示唆される。逆に、潮位差が小さいときは、一潮汐間を通して鉛直方向に濃度に変化する状態となる。
- 4) Stn.1 における濁度の横断分布では、下げ潮時に底層の濁度が大きくなっている。この理由として、下げ潮時には全層で下流向きの流れとなり、その流れによって底質が巻き上げられたと推論した。上げ潮時には、塩水の遡上に伴って濁度が上昇し、特に塩水先端部が通過する時間帯でその傾向は顕著になる。これは、底層を遡上する塩水の流れが底質を巻き上げたことによると推論した。また、干潮時に塩水が完全に後退して河川流のみとなったとき、濁度が著しく上昇するが、これは河川水の大きな流速によって底質が巻き上げられたものと推論した。
- 5) Stn.1 における流速の横断分布について、下げ潮時には全層で下流向きの流れとなるが、表層と比較して下層の塩水の流速は大きくない。一方、下層を塩水が遡上する上げ潮時の場合、その流速は潮位差に応じて大きくなる。また、塩水の先端部とその後続部分を比較すると、先端部の流速が大きく、後続部分の流れは停滞している状態に近い。
- 6) 塩分フラックス、濁度フラックスともに、潮位差の増加とともにその絶対量が大きくなる。特に、潮位差が大きいときの濁度フラックスは、塩水の遡上・後退に伴って巻き上げられた底質を大量の塩水が運搬することで大きくなると推論した。
- 7) 潮位差が小さく、塩分濃度によってある程度成層化している場合、塩分フラックスおよび濁度フラックスは同じような時間変動を示す。その理由として、密度成層によって懸濁物質を含む流体の鉛直方向の交換が抑制されるものと推論した。

【参考文献】

- 1) 山口県：真締川水系河川整備計画，2002.
- 2) 半谷高久，小倉紀雄共著：水質調査法（第3版），pp.220-224，丸善，1995.
- 3) 須賀堯三：河川工学，朝倉書店，1985.
- 4) 松本治彦，坂本淳一，天野卓三，隈崎博一，羽田野袈裟義：都市河川感潮部の水質と物質輸送の現地観測，水工学論文集，第42巻，pp.799-804，1998.
- 5) 受川弘信：真締川の流れと塩分の特性について，山口大学修士論文，2001.
- 6) 渡邊健司：真締川感潮域の流動と水質について，山口大学修士論文，2003.
- 7) 福岡捷二，嶋村春生，鍛冶屋義信，高橋 晃，岡田和郎：那珂川における塩水遡上の現地観測，水理講演会論文集，第32巻，pp.203-208，1988.
- 8) 大橋行三：肱川感潮域における塩分侵入の非定常挙動に関する研究，水理講演会論文集，第28巻，pp.59-66，1984.
- 9) 岡部史郎，広田致，清水和雄：海洋の化学，p.12，東海大学出版会，1980.
- 10) 横山勝英：濁度計の粒径依存特性と現地使用方法に関する考察，土木学会論文集，第698号/II-58，pp.93-98，2002.
- 11) 国土技術政策総合研究所：沖積河川の河口域における土砂動態と地形・底質変化に関する研究，国総研資料第32号，2002.
- 12) 山下俊彦，奈良俊介，山崎真一：河口沿岸域での ADCP を用いた濁度推定と浮遊物質の移動量算出の試み，海岸工学論文集，第49巻，pp.1491-1495，2002.
- 13) 福岡捷二，水村和正，加納敏行：密度流先端部の流動機構に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，第274号，pp.41-55，1978.
- 14) 須賀堯三，高橋晃：塩水くさびの先端渦による混合，水理講演会論文集，第26巻，pp.495-500，1982.
- 15) 平野宗夫，羽田野袈裟義：密度流先端部の流動特性について，土木学会論文報告集，第314号，pp.67-73，1981.
- 16) 平野宗夫，羽田野袈裟義，松尾俊洋：粒子のまき上げと沈降・堆積をともなう密度流先端部の流動について，堆積学研究会報，Vol.22 and 23，No.22-23，pp.8-15，1985.
- 17) 河原長美，名合宏之：児島湾口における密度成層と水質の鉛直分布，水質汚濁研究，第6巻，第2号，pp.113-115，1983.

第3章 感潮域における底面せん断応力の評価のための水理計算

一般に、河川の底面せん断応力は、流速の水深方向の分布から求めた摩擦速度を用いて与えられる。そして、この流速分布には対数分布則が用いられることが多く¹⁾、そのまま河川感潮部に適用されている事例もある²⁾。しかしながら、非定常でしかも密度効果が現れる河川感潮部において、対数則が常に成立するわけではなく、その適用限界を検討することの必要性が指摘されている³⁾。川西^{4), 5)}は、下げ潮時には上げ潮時と比較して、密度成層が形成されやすく、このため下げ潮時の流速分布が対数則から大きくずれることを指摘している。また、下げ潮時の底層流速が上げ潮時のそれに比べて小さく、その非対称性も指摘している。さらに、このような事情を踏まえて、河川感潮部における流速分布として、対数+直線則を提案している。

対数則、あるいは対数+直線則であっても、やはり潮時の推移に伴う流況変化を考慮するとその取扱いは単純ではない。速度勾配によって底面せん断応力を評価するには、底面ごく近傍の塩水層下部において、流速分布を密に測定する必要がある。しかしながら、塩水先端部のような層厚の小さい部分では、測定機器の制約もあり、実河川で正確な測定値を連続的に得ることは現実には難しい。

本章では、河川感潮部の底質移動に大きく寄与すると考えられる底面せん断応力について、その評価方法を述べる。入退潮が繰り返される河川感潮部では、その評価にあたって、塩分による密度変化を考慮する必要がある⁶⁾。本研究では、密度の効果を考慮した運動方程式をヒントに、通常の次元非定常流計算による水深および水面勾配の評価に現地調査から得られた密度分布を加味して、底面せん断応力を評価することを試みる。

3.1 基礎式と底面せん断応力の評価式

ここでは、流れの基礎式から底面せん断応力の評価式を導く。まず、断面平均流速を $v(x,t)$ 、水深を $h(x,t)$ とすると、連続式は、

$$\frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (3.1)$$

で与えられる。次に、密度変化を考慮した運動方程式は、

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho v A) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho \beta v^2 A) = \rho g A \sin \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \int_A \rho g (h-y) dA \right\} - \tau_b B \quad (3.2)$$

となる。ここで、 x は河床に沿って流下方向にとった距離、 y は河床から垂直上方にとった距離、 ρ は水の密度、 A は流水断面積、 θ は河床の縦断方向傾斜角、 B は川幅、 τ_b は底面せん断応力であり、流れが河床底面を下流向きに擦るときを正とする。また、 β は式(3.3)により定義される運動量補正係数である。

$$\int_0^h \rho u^2 dy = \rho \beta v^2 \quad (3.3)$$

なお、 u は流速である。

式(3.2)において、左辺の密度 ρ を淡水の密度 ρ_0 で近似（Boussinesq近似）し、さらに右辺第1項でも同様に $\rho \doteq \rho_0$ と近似する。河道がほぼ一定幅の広長方形水路であると考えると、

$$\frac{\partial}{\partial t}(\nu h) + \frac{\partial}{\partial x}(\beta v^2 h) = gh \sin \theta - \frac{\tau_b}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \int_0^h \rho g(h-y) dy \right\} \quad (3.4)$$

となる。式(3.4)の右辺第3項について、 ρ の断面平均値 $\langle \rho \rangle$ を $\langle \rho \rangle = \rho_0 + \langle \Delta \rho \rangle$ （ $\langle \Delta \rho \rangle$ は淡水との密度差の断面平均）とおいて積分すると、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \int_0^h \rho g(h-y) dy \right\} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\langle \rho \rangle \frac{1}{2} gh^2 \right) \quad (3.5)$$

が得られる。式(3.5)を用い、さらに運動量補正係数を $\beta \doteq 1$ と仮定し、水面勾配 I_w を用いると式(3.4)は次のように変形される。

$$h \left(\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} \right) = gh I_w - \frac{\tau_b}{\rho_0} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{g \langle \rho \rangle h^2}{2 \rho_0} \right) \quad (3.6)$$

ここで、 $\langle \Delta \rho \rangle / \rho_0 \ll 1$ そして $\partial h / \partial x \ll 1$ と考えて右辺第3項を近似すると、

$$h \left(\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} \right) = gh I_w - \frac{\tau_b}{\rho_0} - \frac{1}{2} \frac{gh^2}{\rho_0} \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial x} \quad (3.7)$$

が得られる。これは、流下方向の水面勾配と密度勾配を用いた水深平均の運動方程式である。

3.2 各項の量的評価

前節で得られた式(3.7)の各項を評価する．ここで，左辺の項を加速度項，右辺第1項を水面勾配項，右辺第3項を密度勾配項と呼ぶ．

以下に，各項の評価手法と結果を述べる．

(1) 密度勾配の算定

まず，密度勾配項の中の流下方向の密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ は，塩化物イオン濃度の調査結果から算定した断面平均密度 $\langle \rho \rangle$ の隣接する調査地点間の差を地点間距離 Δx で除して求める（図-3.2.1 参照）．

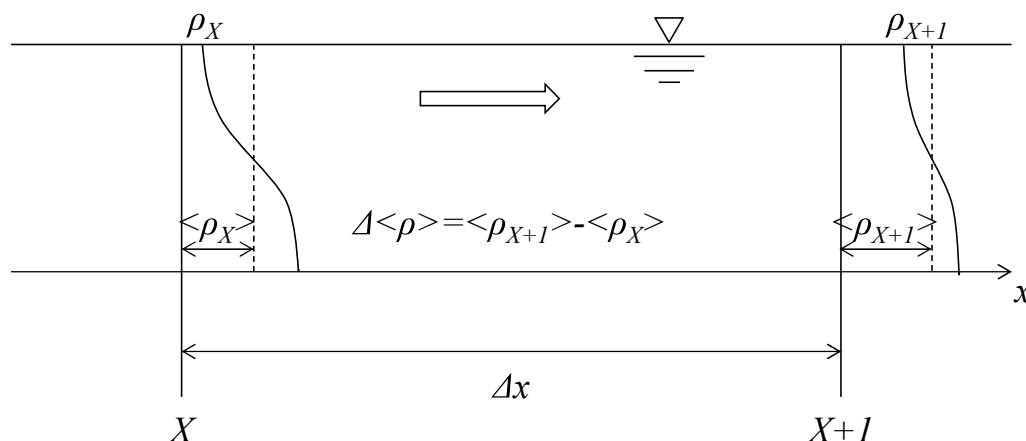


図-3.2.1 断面平均密度と流下方向の密度勾配の求め方

ここで，塩化物イオン濃度から塩水の密度を求める式として，Knudsen⁷⁾の公式を用いる．

Knudsen は，塩水の密度を塩分と水温の関数として表した．式(3.8)は，水温 0°C のときの現場密度 σ_0 を求める式である．

$$\sigma_0 = -0.069 + 1.4708Cl - 1.570 \times 10^{-3} Cl^2 + 3.98 \times 10^{-5} Cl^3 \quad (3.8)$$

ここで， Cl は塩化物イオン濃度であり，単位は‰である．次に，水温 t °C のときの現場密度 σ_t は，次の式(3.9)により求められる．

$$\frac{\sigma_t}{10^3} = \Sigma_t + (\sigma_0 + 0.1324) \{1 - A_t + B_t (\sigma_0 - 0.1324)\} \quad (3.9)$$

ここに，

$$\Sigma_t = -\frac{(t-3.98)^2}{503.570} \frac{t+283}{t+67.26} \quad (3.10)$$

$$A_t = t(4.7867 - 0.098185t + 0.0010843t^2) \times 10^{-3} \quad (3.11)$$

$$B_t = t(18.030 - 0.8164t + 0.01667t^2) \times 10^{-6} \quad (3.12)$$

である．式(3.8)～(3.12)より得られた σ_t を式(3.13)を用いて塩水の密度に変換する．

$$\rho = \sigma_t + 1000 \quad (3.13)$$

(2) 水深および流速の算定

流下方向の密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ を各調査地点間で求める必要があるため，式(3.7)に現れる水深 h ，断面平均流速 v そして水面勾配 I_w を互いに隣接する2つの調査地点の中間点における値として求める．

ここで，各項の評価に用いる h および v は，別途実施した一次元非定常流計算 (2-Step Lax Wendroff scheme⁸⁾) による値を用いる．一次元非定常流計算では，下流端境界条件として各調査日の潮位の時間変動を与え，上流端境界条件として真締川の自流量として $0.2\text{m}^3/\text{s}$ を与えている．この $0.2\text{m}^3/\text{s}$ という値は，真締川において，2～3日間以上無降雨が継続したときの流量観測値である．また，河床の粗度係数 n は 0.03 とした．著者らは，この非定常流計算により，真締川感潮部の水面形をかなりの精度で推定できることを確認している⁹⁾．

このようにして求めた h および v を用いて，式(3.7)の左辺の加速度項を，図-3.2.2に示す中央差分の考え方にに基づき，式(3.14)および式(3.15)により評価する．

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{v_{X+1/2}^{T+1} - v_{X+1/2}^{T-1}}{2\delta t} \quad (3.14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{v_{X+1}^T - v_X^T}{\delta x} \quad (3.15)$$

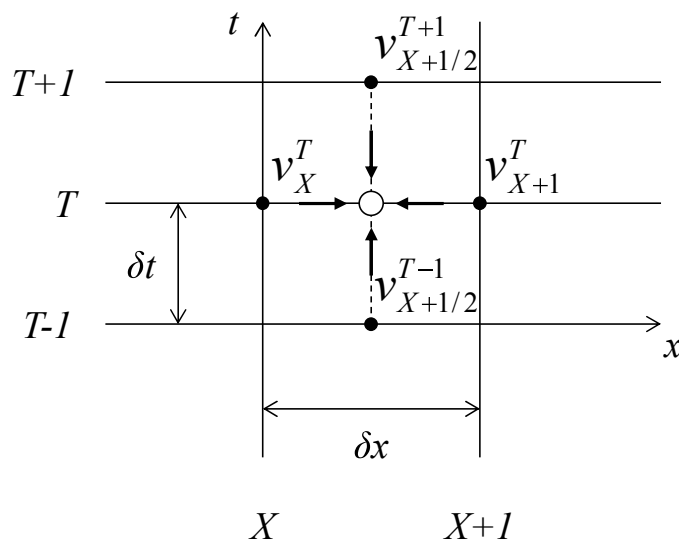


図-3.2.2 中央差分のメッシュ図

水面勾配 I_w は、一次元非定常流計算より求めた調査地点の水深を水位に換算し、地点間の差分をその距離で除して求めたものである。

(3) 評価結果

以上により、式(3.7)の加速度項、水面勾配項および密度勾配項の各項を評価した。この評価は、調査を実施した全 17 回のうち、縦断方向の測定を実施しなかった第 6 回調査を除く計 16 回の調査について行った。ここで、式(3.7)の中の密度勾配項は、流下方向の密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ により決まるものである。そして、 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ は塩水と淡水の混合状態に影響される部分が大いだが、第 2 章で述べたように、この塩淡の混合度合いに影響を及ぼすものの一つに潮位差が挙げられる。そのため、ここでは表-3.2.1 に示すように、潮位差に応じて計 16 回の調査を 4 つに分類して、各項の評価結果を整理した。これは、第 2 章で示した表-2.2.1 と整合するように分類したものである。

表-3.2.1 平均潮位差による分類

分類	回	調査日	調査時間	平均潮位差(cm)
(1)	第 4 回	1996.7.31	9:00~22:00	389.0
	第 7 回	1997.7.21	9:00~22:00	378.0
	第 10 回	1998.7.23	8:30~21:30	331.0
	第 14 回	2000.9.1	10:30~23:30	330.0
(2)	第 1 回	1995.7.27	8:30~22:30	302.0
	第 16 回	2001.11.12~13	12:30~1:30	275.0
	第 13 回	1999.10.22~23	19:30~7:30	269.0
	第 17 回	2001.11.17	10:00~22:00	250.0
(3)	第 11 回	1998.7.30~31	13:00~2:00	174.5
	第 15 回	2000.11.17~18	13:00~1:00	153.5
	第 12 回	1999.8.5~6	15:00~3:00	151.0
	第 2 回	1995.8.22~23	19:00~8:00	145.5
(4)	第 5 回	1996.10.19~20	13:00~0:00	130.5
	第 9 回	1997.10.22~23	13:30~1:30	119.0
	第 8 回	1997.8.27~28	17:00~5:00	92.0
	第 3 回	1995.10.17~18	15:00~3:00	70.0

※第 6 回調査を除く

この 4 つの分類に応じて、図-3.2.3~3.2.6 に Stn.1~2, Stn.2~3 および Stn.3~4 の各調査地点間における各項の評価結果を示す。図-3.2.3~3.2.6 では、縦軸に各項の評価値、横軸に潮時をとっている。なお、横軸については、各回の満潮、干潮、満潮の

時刻を基準として、各回の評価結果を同じ図上に重ね合わせたものである。また、干潮～満潮～干潮の一潮汐間で調査した第16回調査の評価結果は、前半の上げ潮期と後半の下げ潮期を入れ替えて同図にプロットしている。

図-3.2.3～3.2.6をみると、一貫して加速度項が他の項に比べて小さいことがわかる。このことは式(3.7)の取り扱いを容易にする。また、満潮時に近い時間帯で加速度項が少し大きめになるが、これは流向の逆転に伴う加速度が現れているとみてよいであろう。

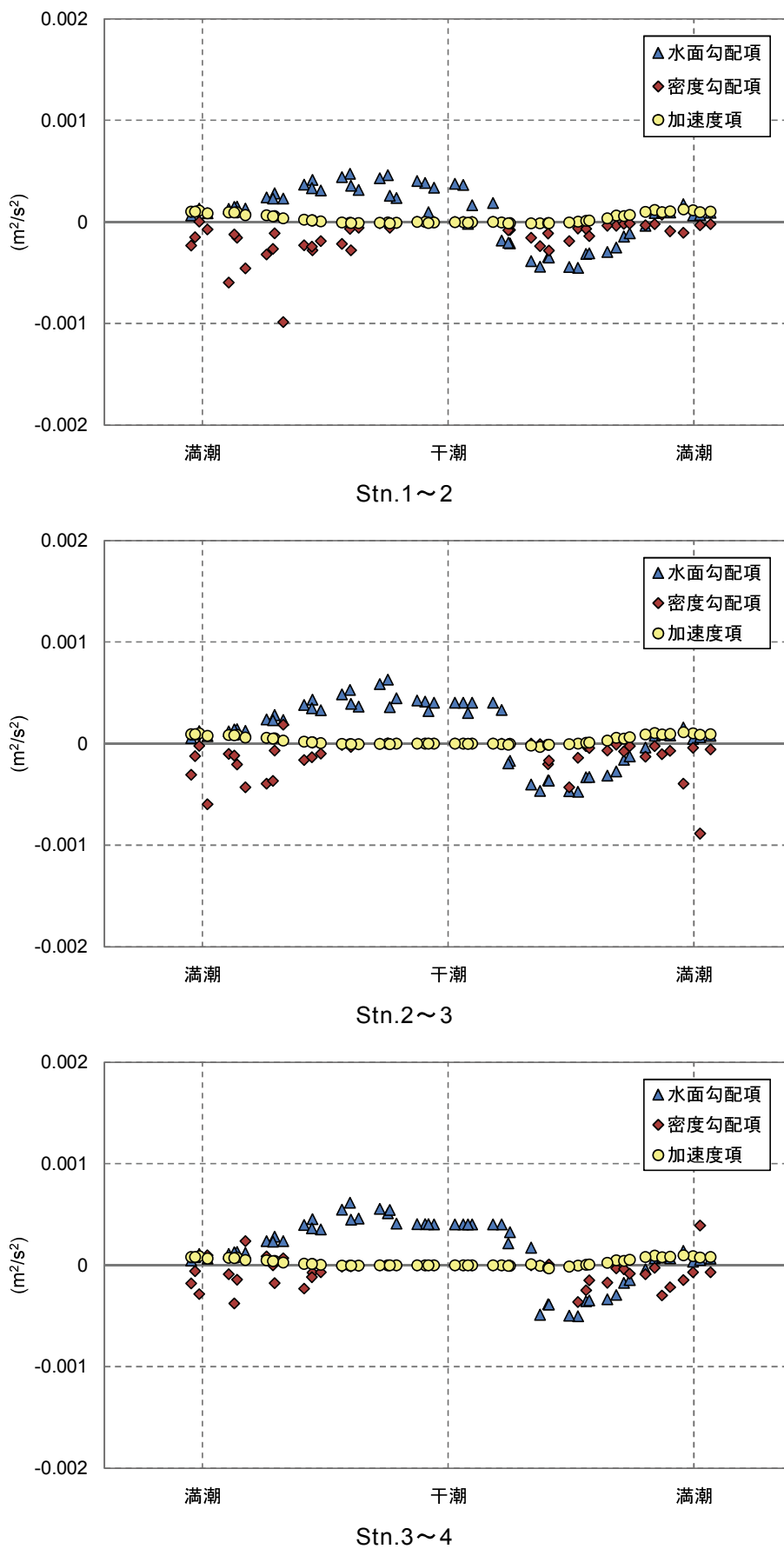


図-3.2.3 各項の評価結果（分類(1)：第4回，第7回，第10回，第14回）

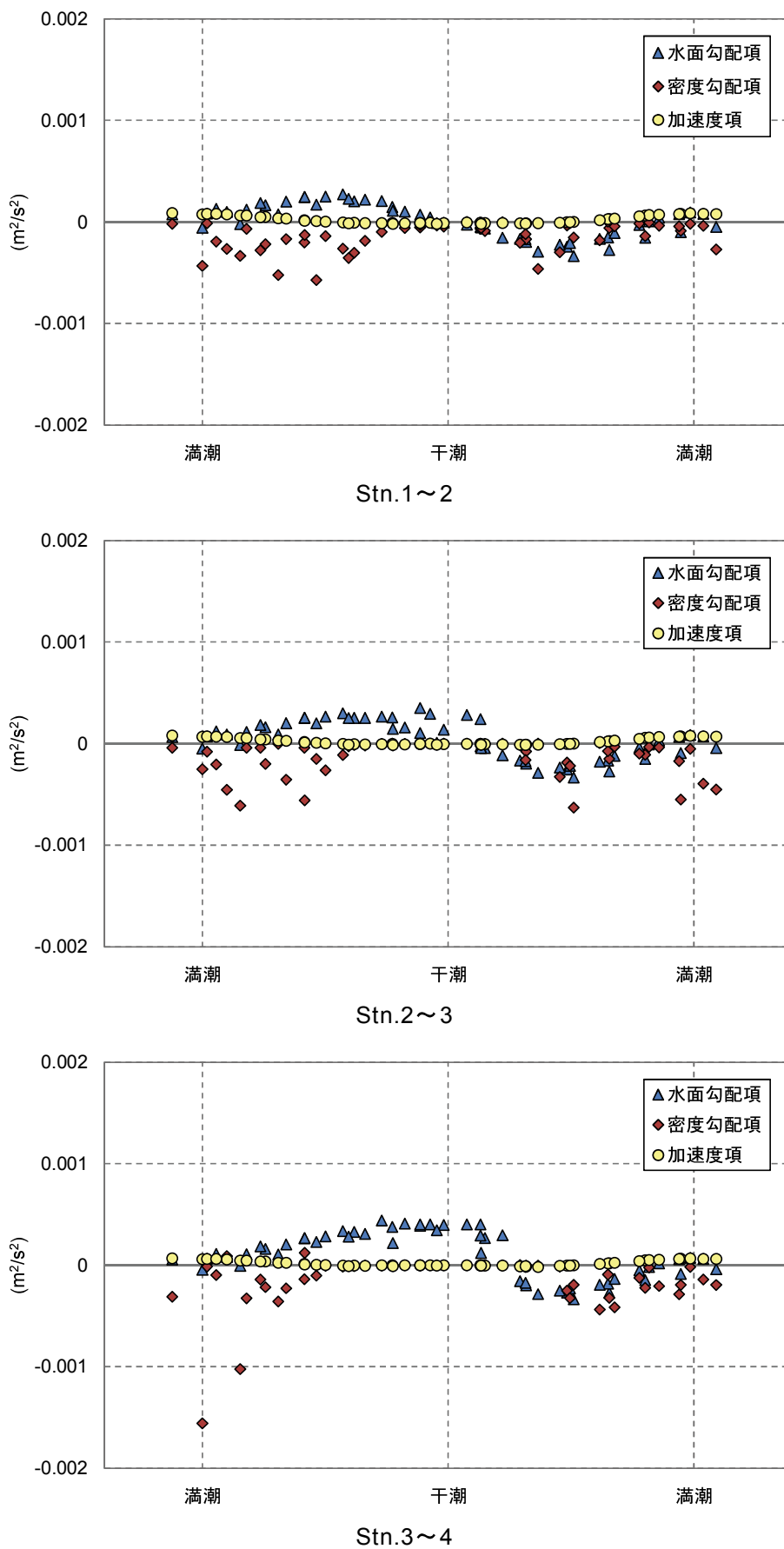


図-3.2.4 各項の評価結果（分類(2)：第1回，第13回，第16回，第17回）

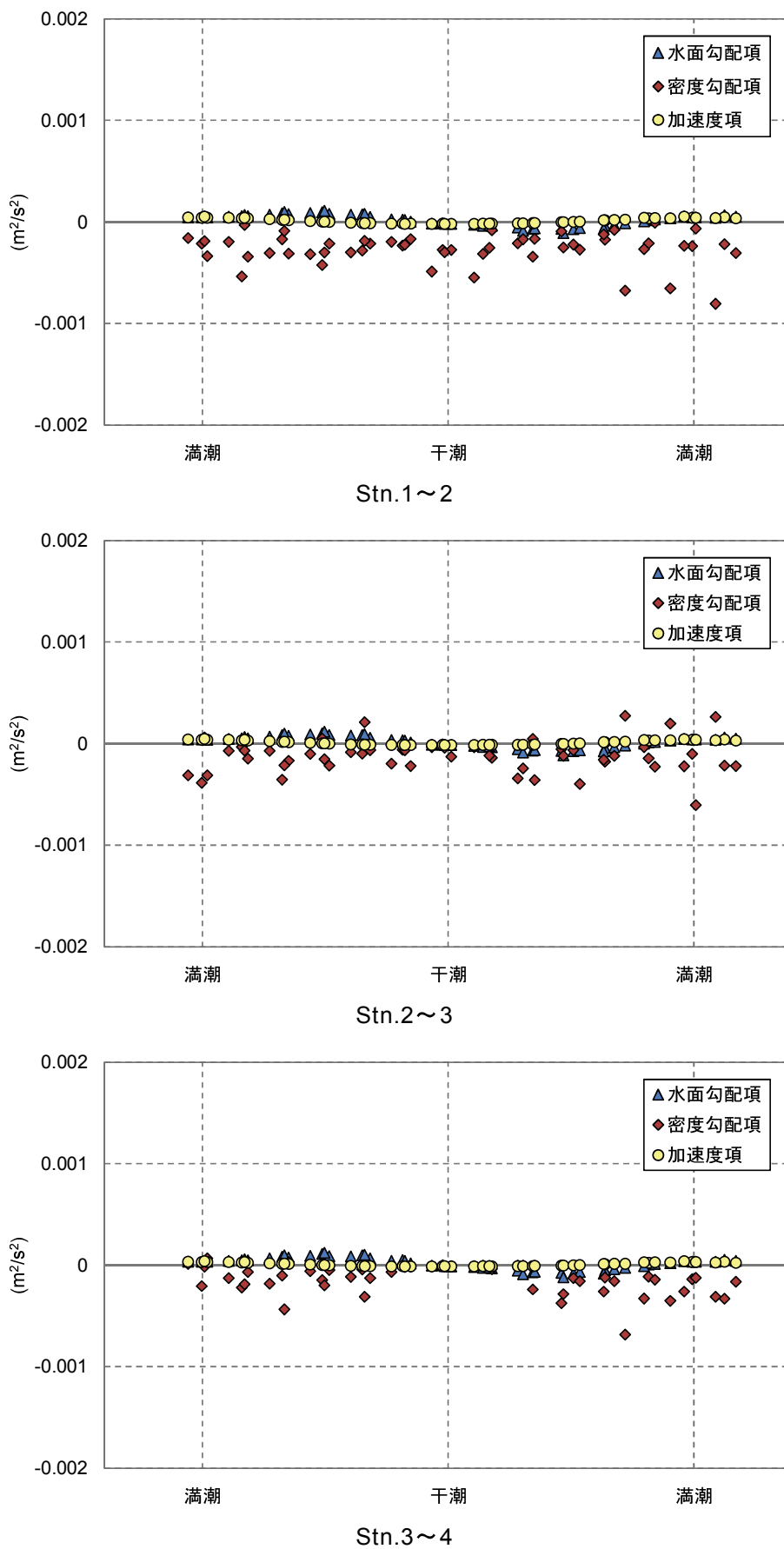


図-3.2.5 各項の評価結果（分類(3)：第2回，第11回，第12回，第15回）

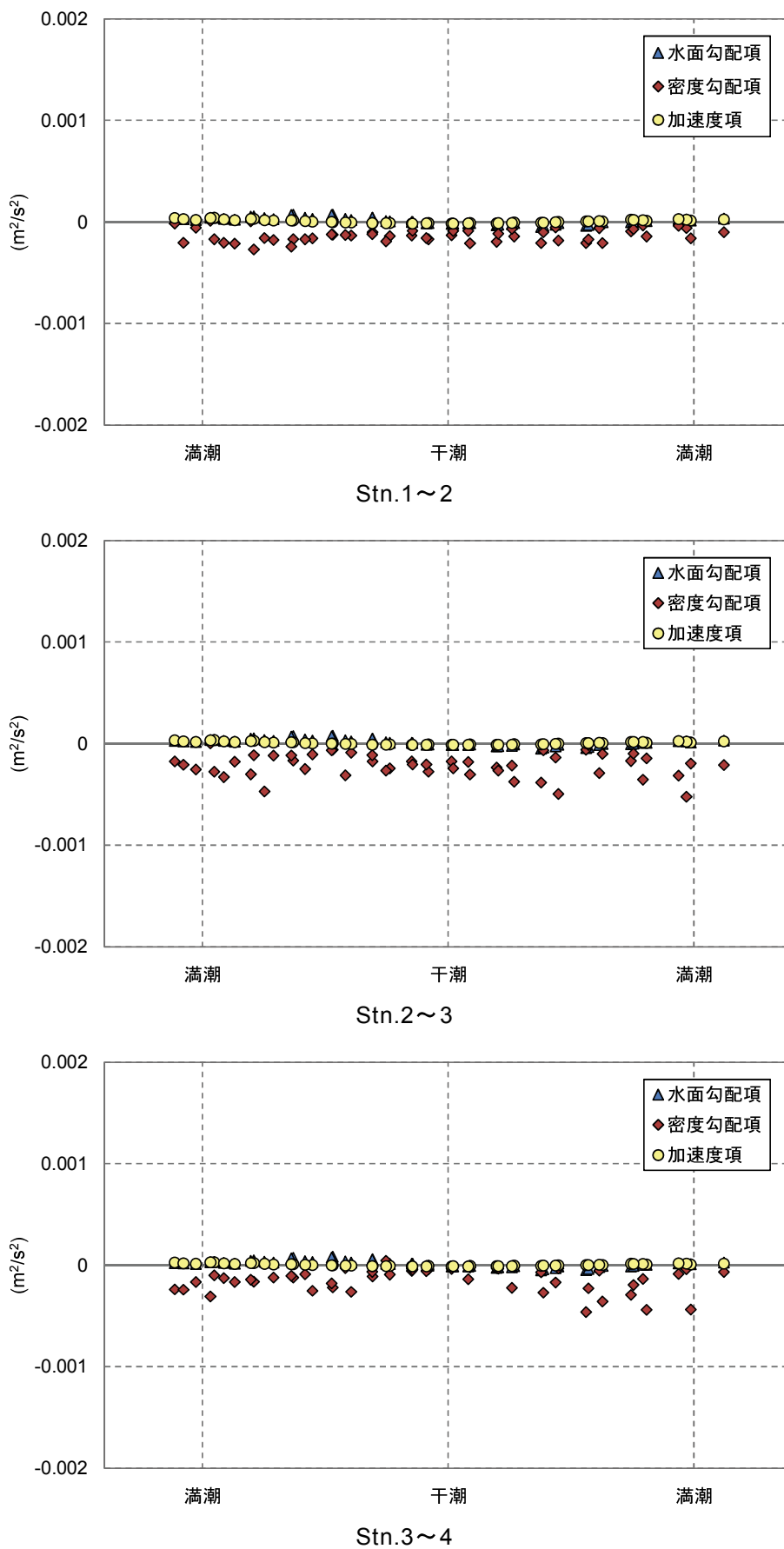


図-3.2.6 各項の評価結果（分類(4)：第3回，第5回，第8回，第9回）

3.3 底面せん断応力の評価

前掲の図-3.2.3～3.2.6において、潮位差や潮時に関わらず、加速度項が一貫して小さいことが示された。そこで著者らは、底面せん断応力の評価式として、式(3.7)の加速度項を無視した次式を提案している¹⁰⁾。

$$\frac{\tau_b}{\rho_0} = ghI_w - \frac{1}{2} \frac{gh^2}{\rho_0} \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial x} \quad (3.16)$$

以降では、式(3.16)を用いて底面せん断応力を評価する。

3.3.1 評価結果

底面せん断応力の評価結果について、前節と同様に表-3.2.1に示した潮位差による分類別に考察する。

(1) 第4回、第7回、第10回および第14回調査

図-3.3.3に第4回、第7回、第10回および第14回調査(分類(1))のStn.1～2, Stn.2～3およびStn.3～4間における底面せん断応力の評価値の時間変動を示す。同図には、式(3.16)の各項(水面勾配項、密度勾配項)の値もあわせて示す。なお、図-3.3.3は、前節で示した図-3.2.3と同様に、満潮、干潮、満潮の各時刻を合わせることですべての評価結果を同じ図上にプロットしたものである。

また、図-3.3.4には各回の底面せん断応力の時間変動を示す。同図には、水面勾配項、密度勾配項の値に加えて、次元非定常流計算により求めた各調査地点間の中間地点の水深の時間変動もあわせて示している。

図-3.3.3をみると、底面せん断応力の評価結果は、潮位差が大きい場合には、下げ潮から干潮にかけて正の値となり、その後上げ潮に入ると負の値になっている。

内訳として、まず水面勾配項に着目する。一般に、河口部における I_w は、下げ潮・上げ潮に対応して正・負の値をとる⁶⁾。したがって、水面勾配項は下げ潮時には正值、上げ潮時には負値となり、特に水位変動の大きい時間帯で底面せん断応力に寄与することになる。

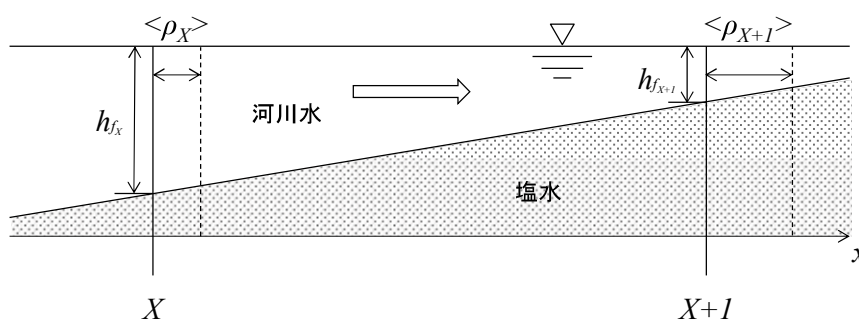
この分類(1)のケースは潮位差が大きく、干潮時に塩水がStn.1よりも下流に後退しており、その時間帯では調査区間全体で自流量のみの流れとなるため、水面勾配はほぼ河床勾配と等しくなり、底面せん断応力は水面勾配項に支配されることになる。また、Stn.2～3, Stn.3～4と上流に行くにつれて塩水の滞留時間が短く、自流量のみの流れとなる時間が長くなるため、干潮時前後において水面勾配項に支配される時間が長くなっている。

次に、密度勾配項の変化に着目する。密度勾配項は、塩水の移動に伴って密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ が大きくなる上げ潮時および下げ潮時に大きくなっている。下げ潮時について図-3.3.4をみると、大まかな傾向として密度勾配項(図中の◇)の負値のピークが、上流のStn.3～4からStn.2～3, Stn.1～2の順に現れる状況が認められる。なお、

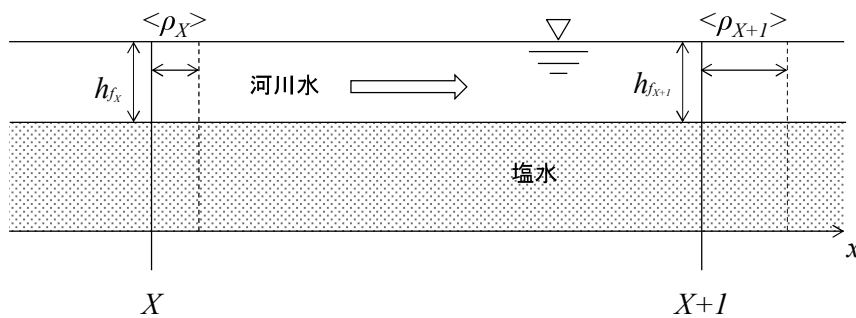
当然ながらこれには $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ に加え、評価する両地点における河川水の層厚の効果も加味される。便宜上、図-3.3.1(a)のような二層の流れを考えると、評価する両地点において河川水の厚さ h_f が異なるとき、両地点の断面平均密度が有意に異なり、 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ は大きくなる。逆に、 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ が小さくなるのは、図-3.3.1(b)のように河川水が両地点において、同じような厚さで表層を流れている場合である。

また、塩水先端部は等密度線の傾きが比較的大きく、その上流と下流とでは、図-3.3.2に示すように塩水の有無によって評価する両地点の断面平均密度が異なる。したがって、塩水先端部が当該地点間を通過するとき $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ は大きくなる。

一方、上げ潮時には、塩水が河川水の下部に潜り込みながら遡上することで混合が強まり、等密度面の傾きが大きくなるため、 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ が大きくなると考えられる。また、下げ潮時と同様に、塩水先端部の通過による $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ の増加も影響している。



(a)河川水の厚さが異なる場合



(b)河川水の厚さが同じような場合

図-3.3.1 河川水の厚さによる断面平均密度の違い

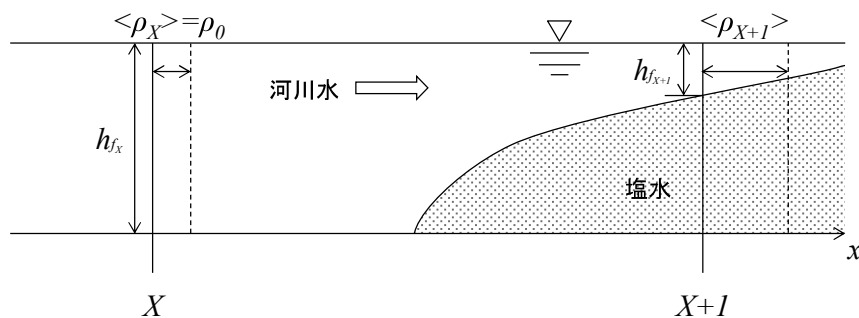


図-3.3.2 塩水先端部の上下流における断面平均密度

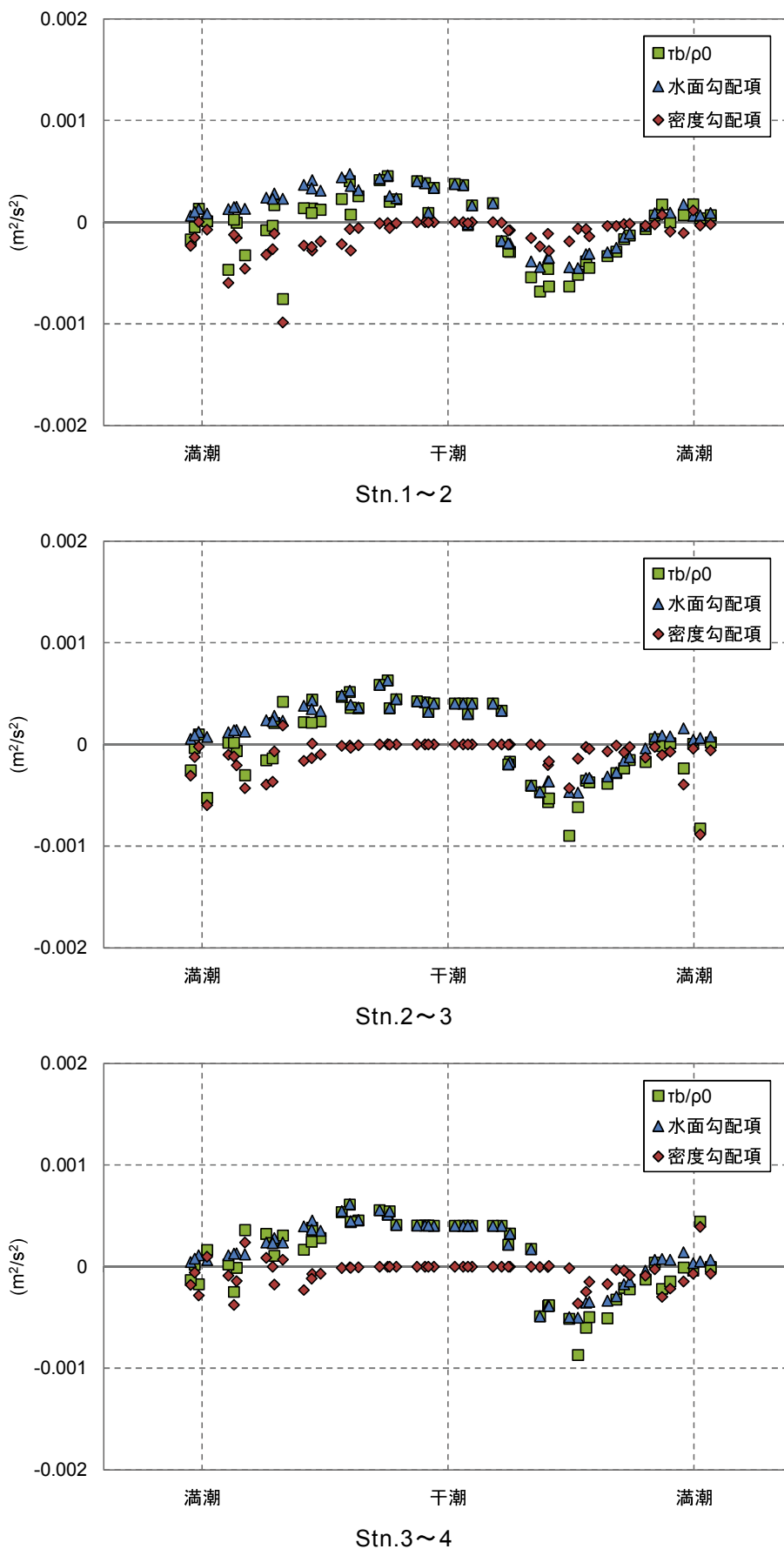
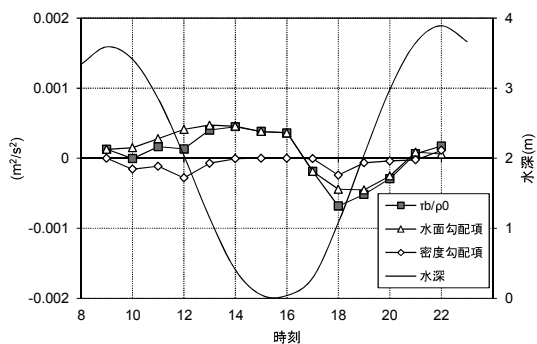
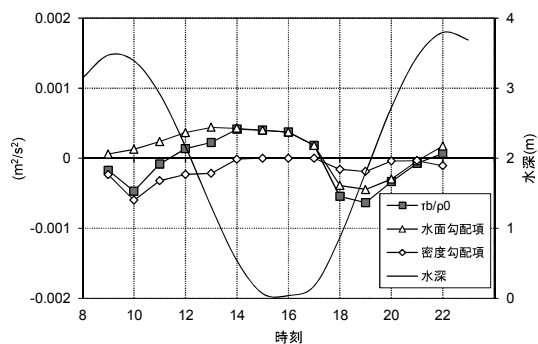


図-3.3.3 底面せん断応力の時間変動 (分類(1): 第4回, 第7回, 第10回, 第14回)

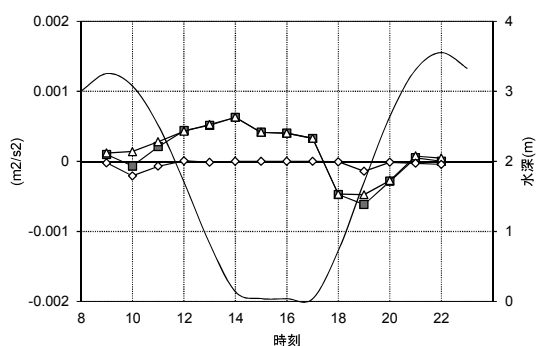
第3章 感潮域における底面せん断応力の評価のための水理計算



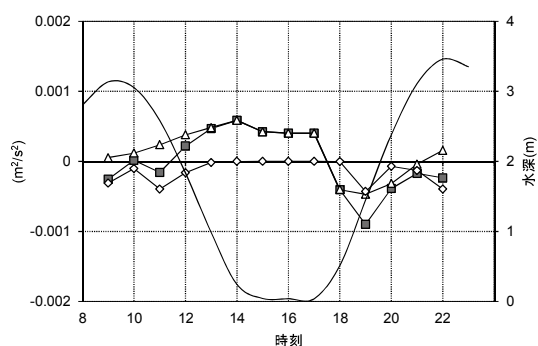
Stn.1~2



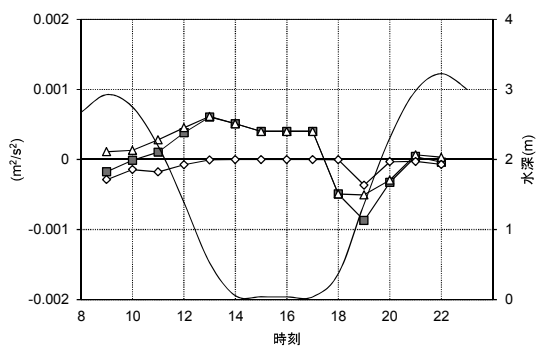
Stn.1~2



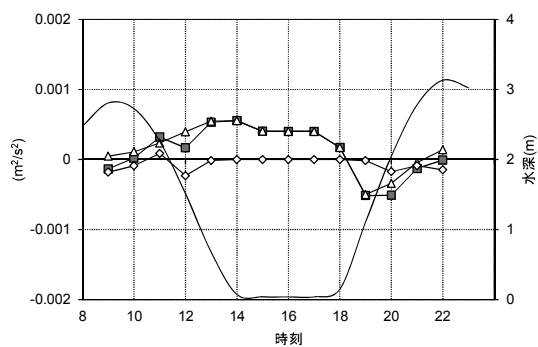
Stn.2~3



Stn.2~3



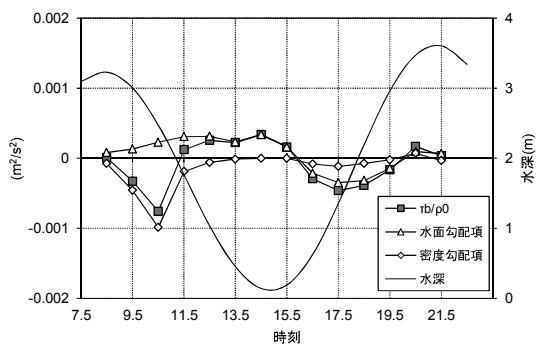
Stn.3~4



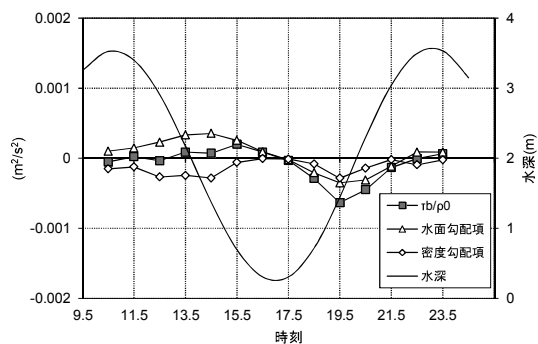
Stn.3~4

図-3.3.4(a) 底面せん断応力の時間変動
(第4回, 潮位: 390~16~420cm)

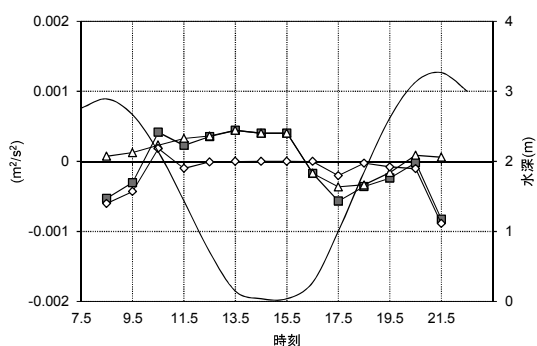
図-3.3.4(b) 底面せん断応力の時間変動
(第7回, 潮位: 380~18~412cm)



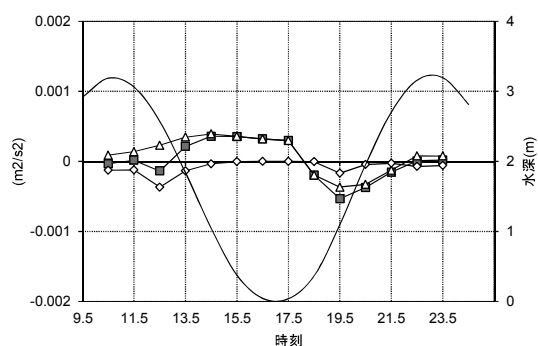
Stn.1~2



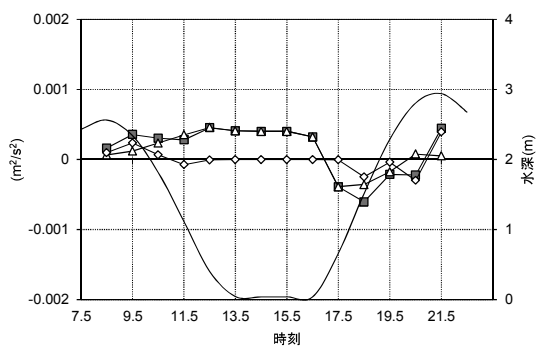
Stn.1~2



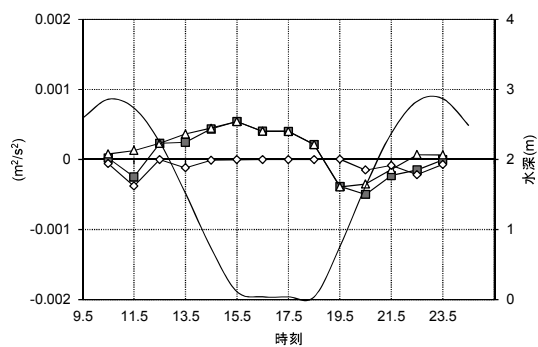
Stn.2~3



Stn.2~3



Stn.3~4



Stn.3~4

図-3.3.4(c) 底面せん断応力の時間変動
(第10回, 潮位: 354~42~392cm)

図-3.3.4(d) 底面せん断応力の時間変動
(第14回, 潮位: 384~56~388cm)

(2) 第1回, 第13回, 第16回および第17回調査

潮位差の大きさによる分類(2)にあたる第1回, 第13回, 第16回および第17回調査について, 図-3.3.5 に評価した底面せん断応力の時間変動を示す. なお, 干潮～満潮～干潮の一潮汐間で調査した第16回調査の評価結果は, 前半の上げ潮期と後半の下げ潮期を入れ替えて図-3.3.5 にプロットしている. また, 図-3.3.6 に各回について底面せん断応力の時間変動を示す.

図-3.3.5 をみると, 底面せん断応力の評価結果の時間変動に関する大まかな傾向は図-3.3.3 と同様であり, 下げ潮から干潮にかけて正の値, その後上げ潮に入ってから負の値を示している.

水面勾配項をみると, これも図-3.3.3 と同様に下げ潮時に正, 上げ潮時に負となっており, 特に水位変動の大きい時間帯で大きくなっているが, 分類(1)の各回に比べると, 潮位差が小さいため, 水面勾配項の絶対値も小さくなっている. また, 干潮時をみると, Stn.2～3 および Stn.3～4 は自流量のみの流れになり, 底面せん断応力は水面勾配項に支配されているが, Stn.1～2 では干潮時を境に正負が反転する形になっている. これは, 分類(2)の各回では干潮時に塩水が Stn.1 よりも下流に後退しない, あるいは Stn.1 よりも下流に後退しても, 自流量のみの流れとなる時間が短いことによる.

密度勾配項についても, 大きな傾向としては図-3.3.3 と同様であり, 上げ潮時および下げ潮時に大きくなっている. これは, 塩水の移動に伴い, 評価する両地点において等密度線の傾きが比較的大きくなること, また等密度線の傾きが大きい塩水先端部が通過することによって, 流下方向の密度勾配 $\partial \rho / \partial x$ が大きくなるためである.

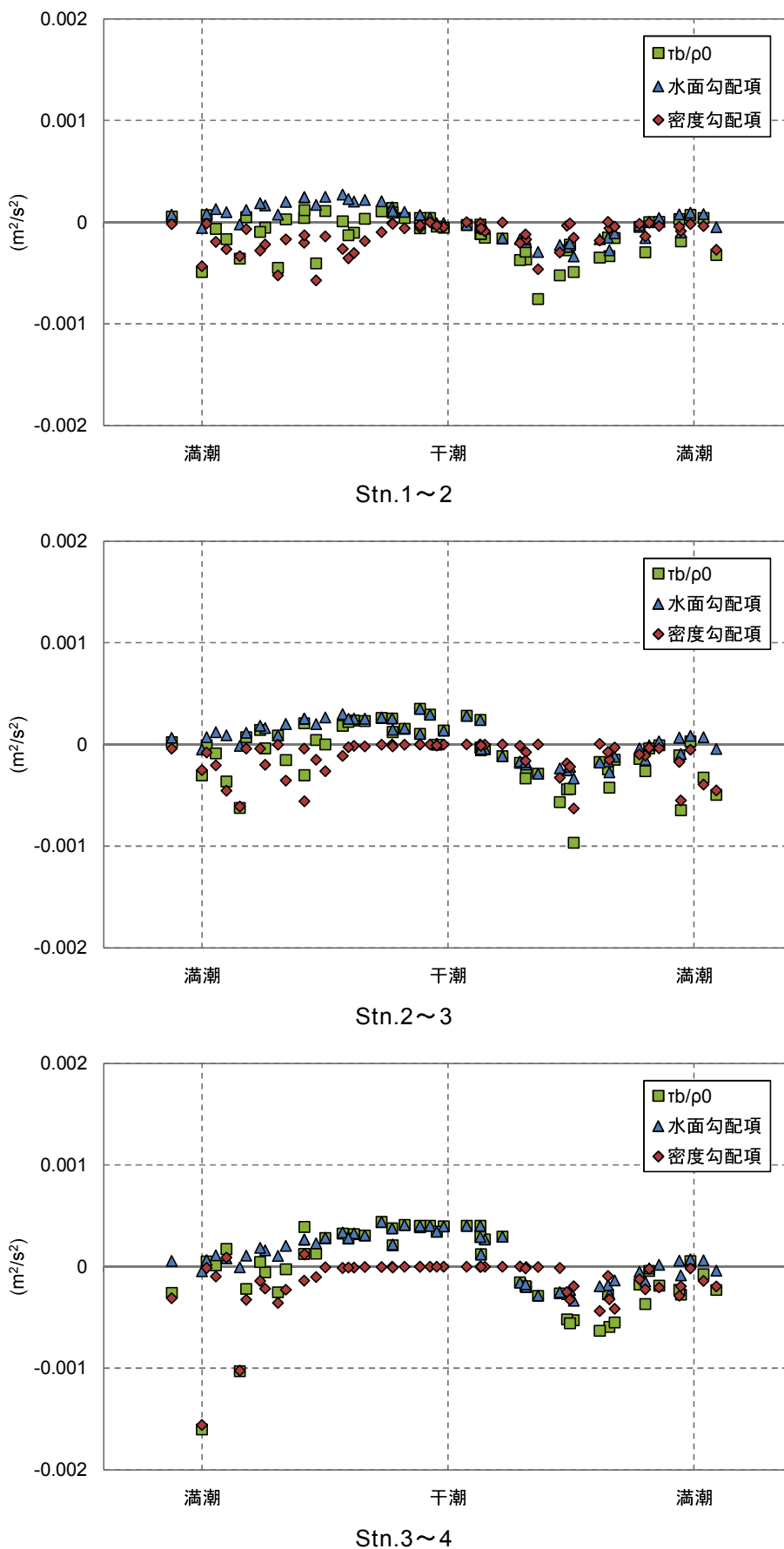
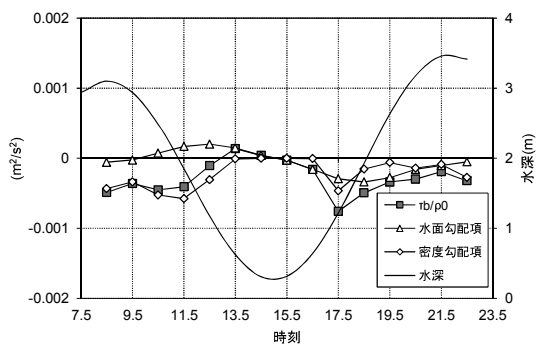
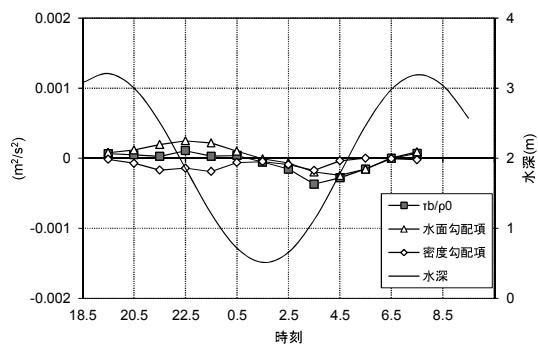


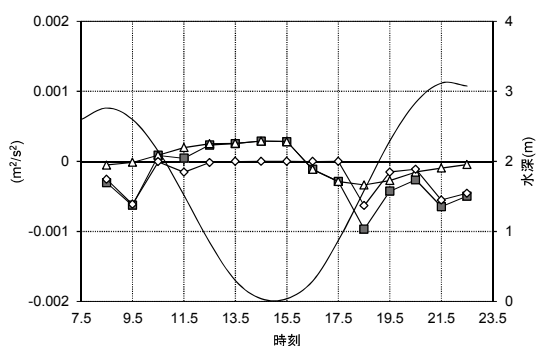
図-3.3.5 底面せん断応力の時間変動（分類(2)：第1回，第13回，第16回，第17回）



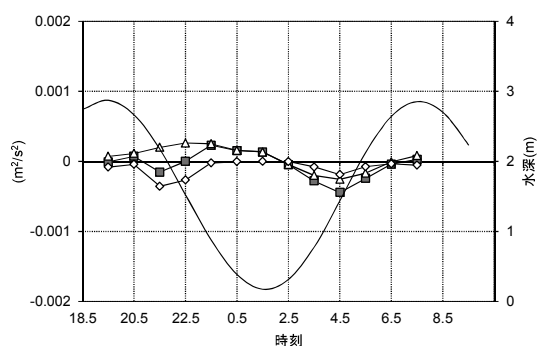
Stn.1~2



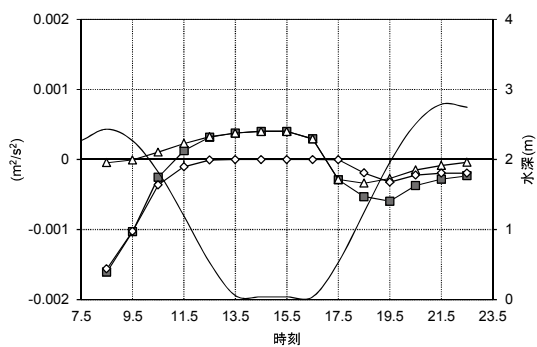
Stn.1~2



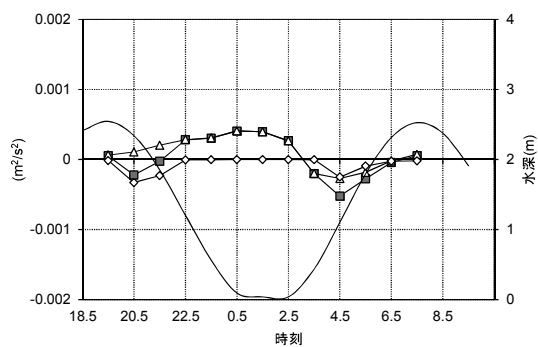
Stn.2~3



Stn.2~3



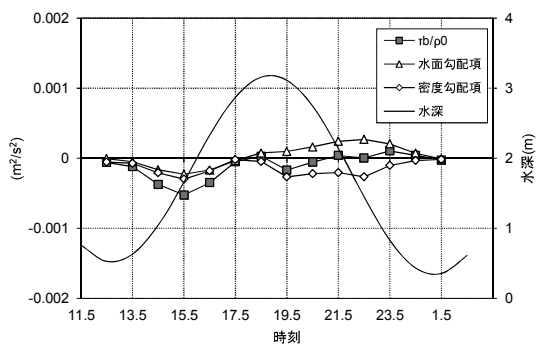
Stn.3~4



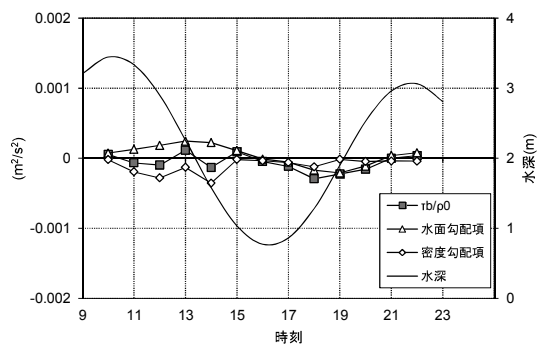
Stn.3~4

図-3.3.6(a) 底面せん断応力の時間変動
(第1回, 潮位: 341~58~379cm)

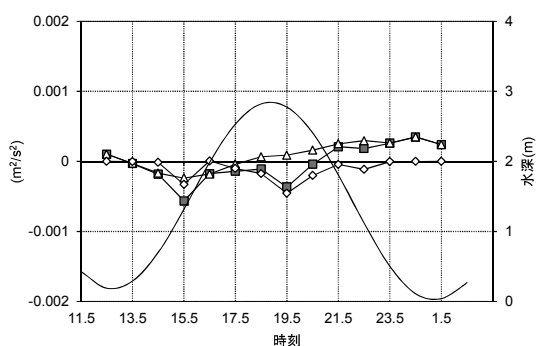
図-3.3.6(b) 底面せん断応力の時間変動
(第13回, 潮位: 352~82~350cm)



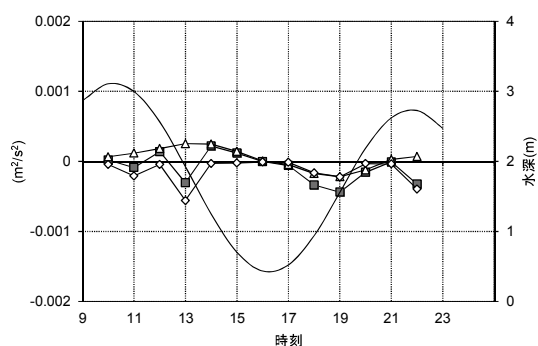
Stn.1~2



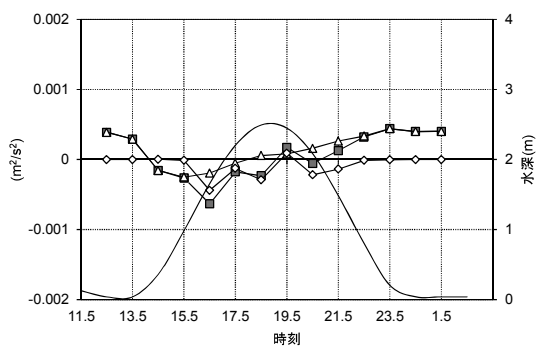
Stn.1~2



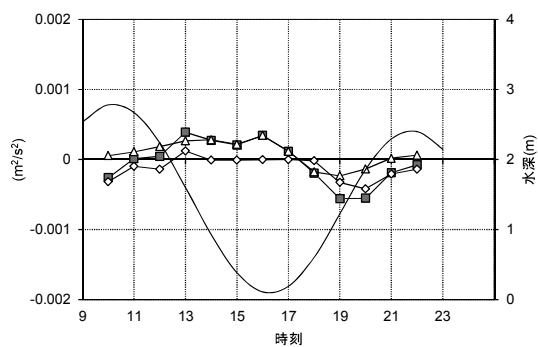
Stn.2~3



Stn.2~3



Stn.3~4



Stn.3~4

図-3.3.6(c) 底面せん断応力の時間変動
(第16回, 潮位: 83~349~65cm)

図-3.3.6(d) 底面せん断応力の時間変動
(第17回, 潮位: 376~107~338cm)

(3) 第2回, 第11回, 第12回および第15回調査

図-3.3.7に潮位差の大きさを3番目の分類(3)にあたる第2回, 第11回, 第12回および第15回調査の底面せん断応力の時間変動を示す。また, 図-3.3.8に各回における底面せん断応力の時間変動を示す。

図-3.3.7をみると, 底面せん断応力の評価結果は, 一潮汐間を通して負の値をとることが多くなっている。

内訳として, 水面勾配項についてみると, 前述の分類(1)および(2)と比較して, 潮時によらず水面勾配が相対的に小さくなっている。そのため, 水面勾配項よりも密度勾配項の方が, 底面せん断応力に寄与することになる。

次に, その密度勾配項に着目する。図-3.3.7および図-3.3.8をみると, Stn.1~2では一潮汐間を通してほとんどが負の値となっている。Stn.2~3およびStn.3~4では, 下げ潮時と上げ潮時に密度勾配項が負の値をとるのに対して, 干潮時はその絶対値が小さくなっている。

まず, Stn.1~2について述べる。第2章で示した図-2.2.3をみると, 第2回, 第11回, 第12回および第15回調査では, 干潮時に塩水はStn.1とStn.2の間までしか後退していない。つまり, Stn.1~2間には一潮汐間塩水が存在するため, この区間で流下方向の密度勾配を持つことになる。一方, 上流側のStn.2~3およびStn.3~4では, 一潮汐間を通して常に塩水が存在しているわけではなく, 塩水は評価地点よりも下流側まで後退し, 再度遡上するという挙動を繰り返す。したがって, 分類(1)および(2)でみられたような変動が, 上流側の短い区間で現れている。ただし, 第2章で述べたように, 潮位差が小さくなると塩水と淡水の混合も弱くなるため, 流下方向の密度勾配が小さくなり, 密度勾配項の絶対値も小さくなっている。

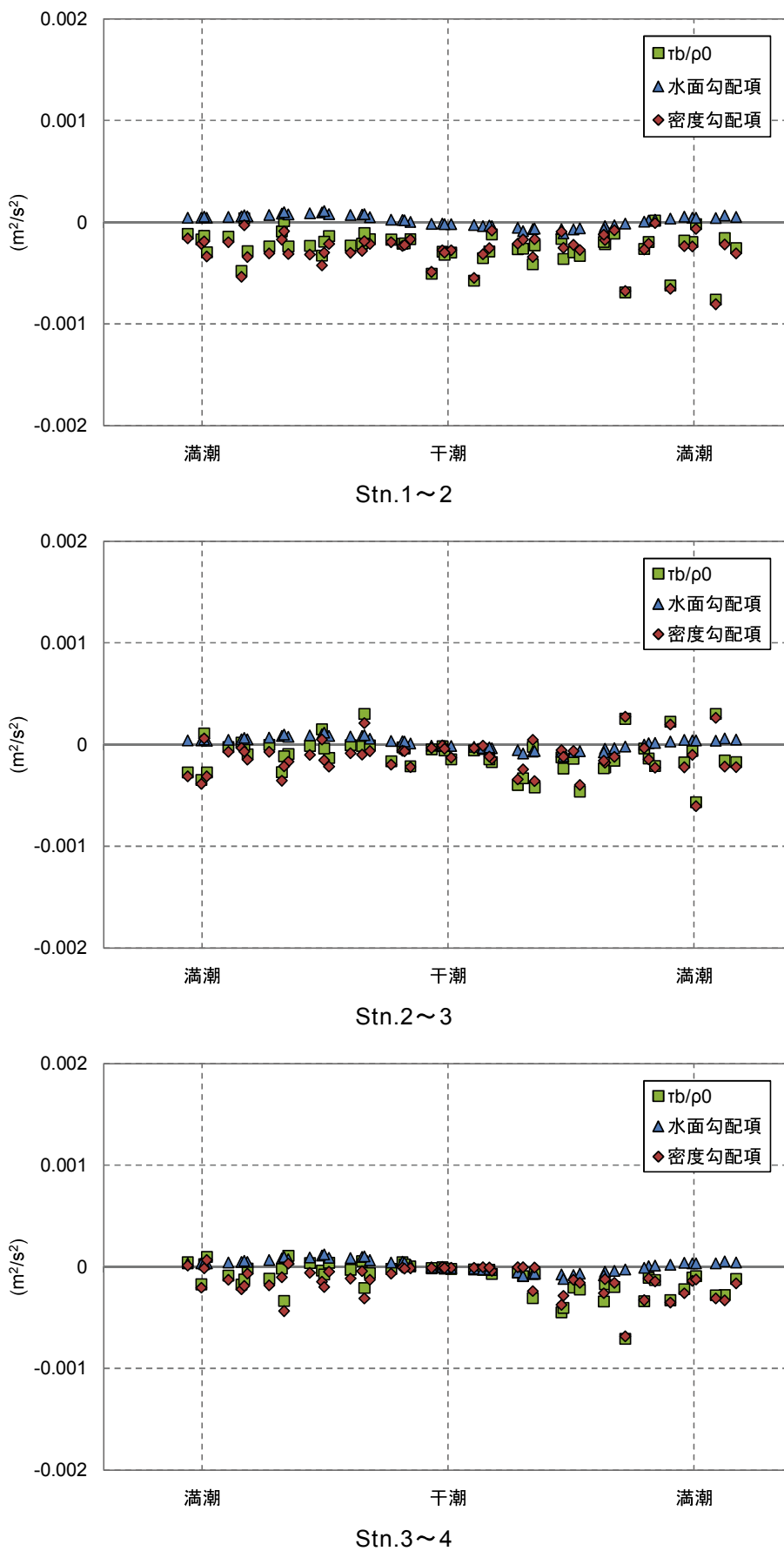
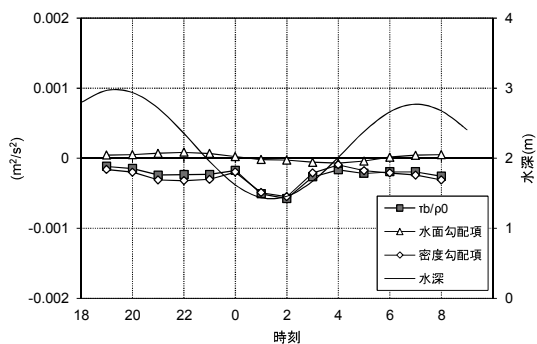
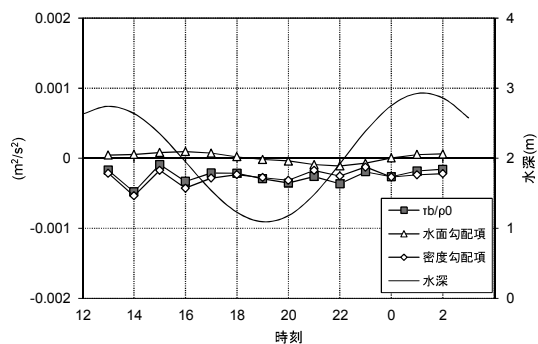


図-3.3.7 底面せん断応力の時間変動（分類(3)：第2回，第11回，第12回，第15回）

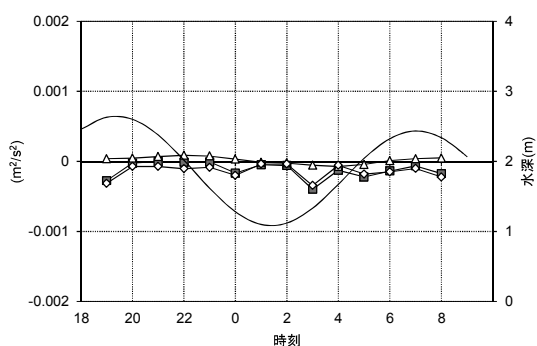
第3章 感潮域における底面せん断応力の評価のための水理計算



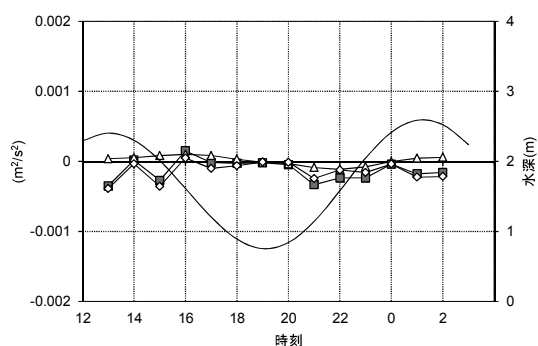
Stn.1~2



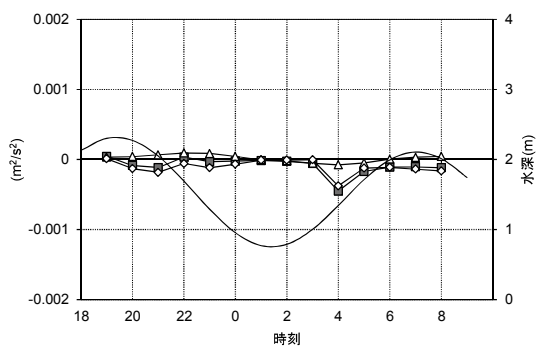
Stn.1~2



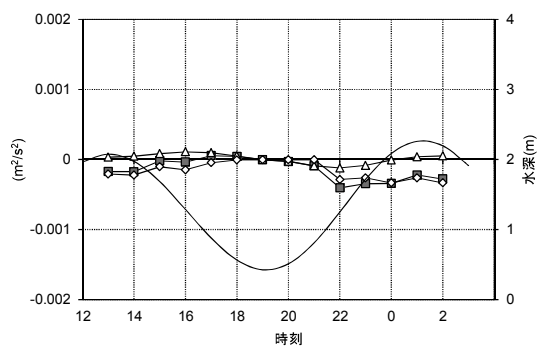
Stn.2~3



Stn.2~3



Stn.3~4

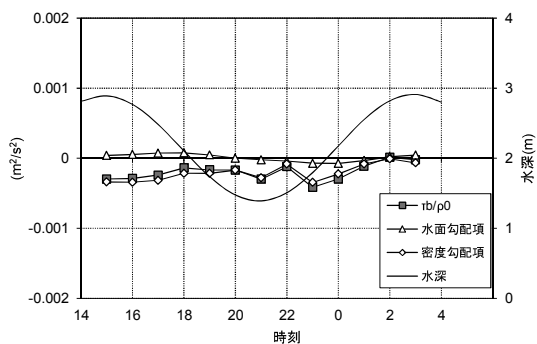


Stn.3~4

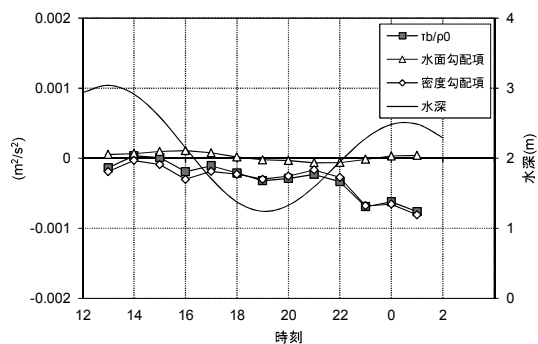
図-3.3.8(a) 底面せん断応力の時間変動
(第2回, 潮位: 329~173~308cm)

図-3.3.8(b) 底面せん断応力の時間変動
(第11回, 潮位: 305~140~324cm)

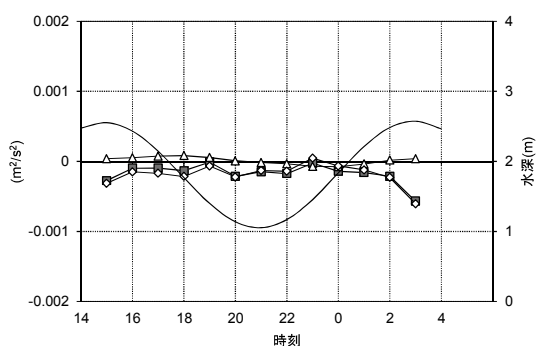
第3章 感潮域における底面せん断応力の評価のための水理計算



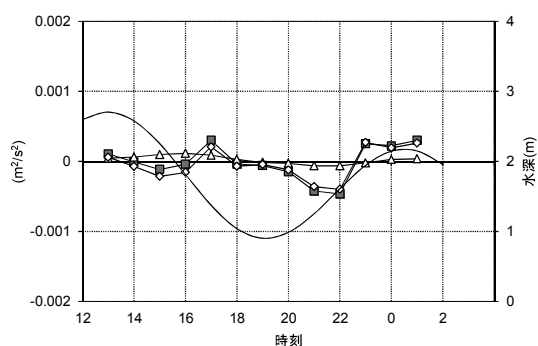
Stn.1~2



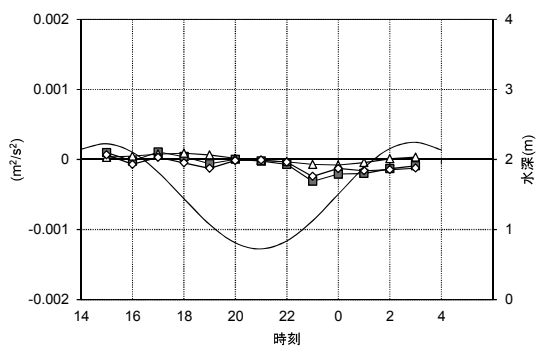
Stn.1~2



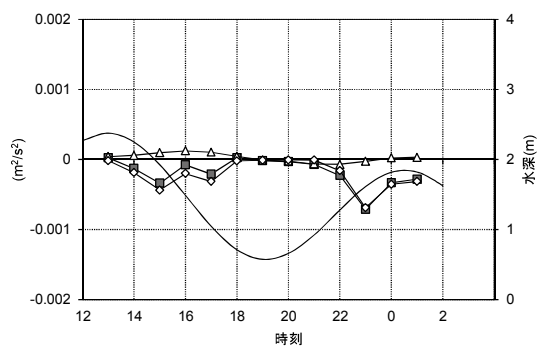
Stn.2~3



Stn.2~3



Stn.3~4



Stn.3~4

図-3.3.8(c) 底面せん断応力の時間変動
(第12回, 潮位: 320~170~322cm)

図-3.3.8(d) 底面せん断応力の時間変動
(第15回, 潮位: 335~155~282cm)

(4) 第3回, 第5回, 第8回および第9回調査

図-3.3.9 に潮位差が最も小さい分類(4)にあたる第3回, 第5回, 第8回および第9回調査の底面せん断応力の時間変動を示す. また, 図-3.3.10 に各回における底面せん断応力の時間変動を示す.

図-3.3.9 をみると, 分類(3)の場合と同様に, 底面せん断応力の評価結果は一潮汐間を通して負の値をとることが多くなっている.

図-3.3.9 から各項の時間変動をみると, まず水面勾配項は潮時によらず相対的に小さい. 特に, 分類(4)は最も潮位差が小さいことから, 前述の(1)~(3)と比べても水面勾配項の値は小さくなっている. そのため, 底面せん断応力の評価結果は水面勾配項ではなく, 密度勾配項に支配されることになる.

第2章で示した図-2.2.3 をみると, 第3回, 第5回, 第8回および第9回調査では, 干潮時でも塩水は Stn.2 と Stn.3 の間にとどまっており, Stn.1~2 および Stn.2~3 には一潮汐間を通して塩水が存在している. そのため, Stn.1~2 および Stn.2~3 では流下方向に密度勾配を持ち, 図-3.3.9 および図-3.3.10 に示すように, 密度勾配項は一潮汐間を通して負の値をとる. 上流側の Stn.3~4 では, 干潮時には塩水が Stn.3 よりも下流側まで後退するため密度勾配項の絶対値が小さくなり, 塩水が評価地点を後退・遡上する下げ潮時と上げ潮時には密度勾配項が負の値をとる.

最も潮位差が小さい分類(4)では, 塩水と淡水の混合も弱くなることから, 流下方向の密度勾配が小さくなり, 密度勾配項の絶対値も小さくなる. また, 潮位差に応じて水面勾配項も小さく, 前述の(1)~(3)と比べて底面せん断応力の絶対値が小さくなっている.

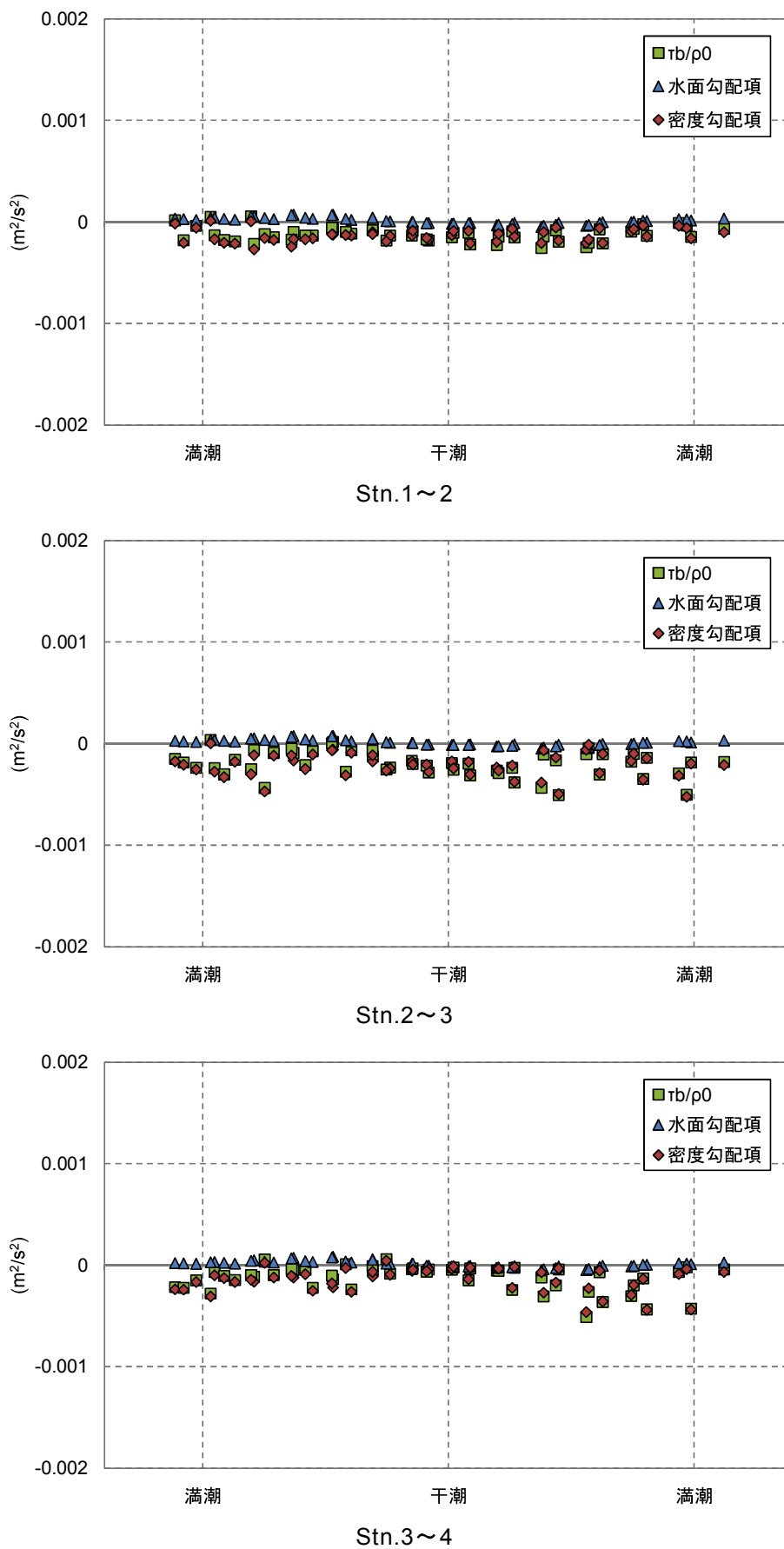
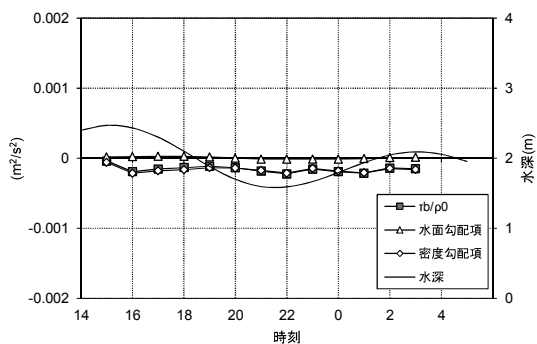
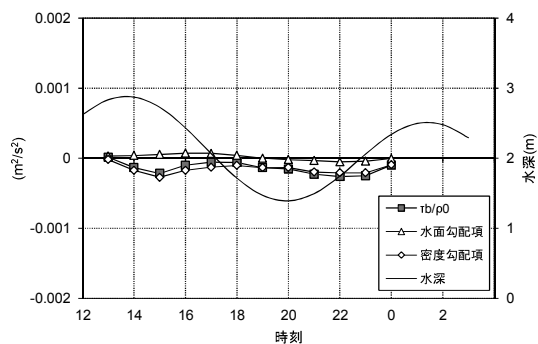


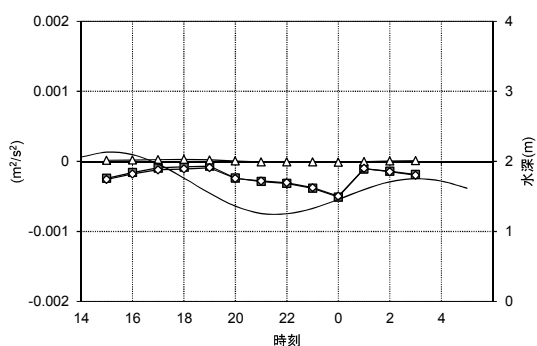
図-3.3.9 底面せん断応力の時間変動 (分類(4) : 第3回, 第5回, 第8回, 第9回)



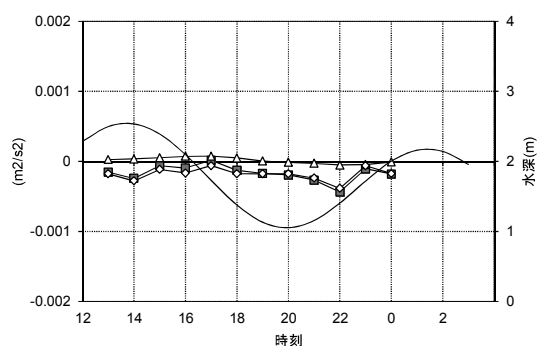
Stn.1~2



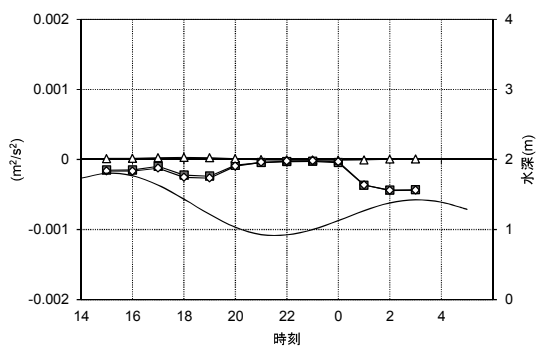
Stn.1~2



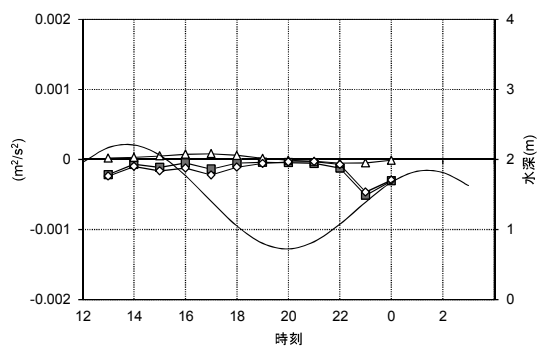
Stn.2~3



Stn.2~3



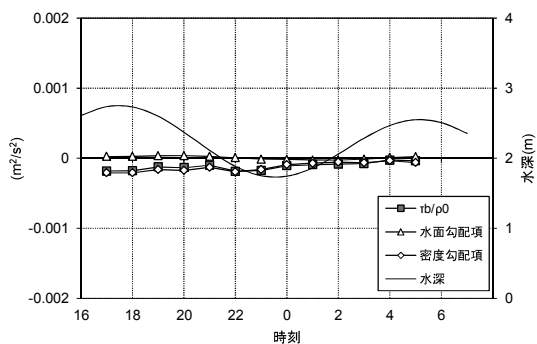
Stn.3~4



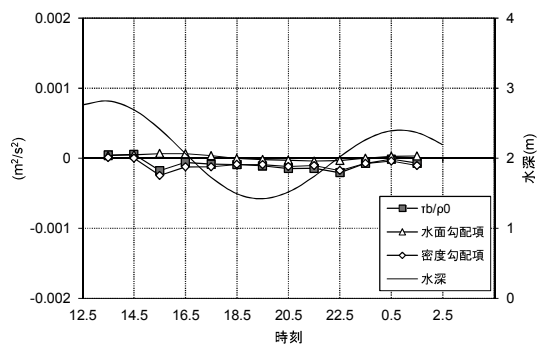
Stn.3~4

図-3.3.10(a) 底面せん断応力の時間変動
(第3回, 潮位: 278~189~240cm)

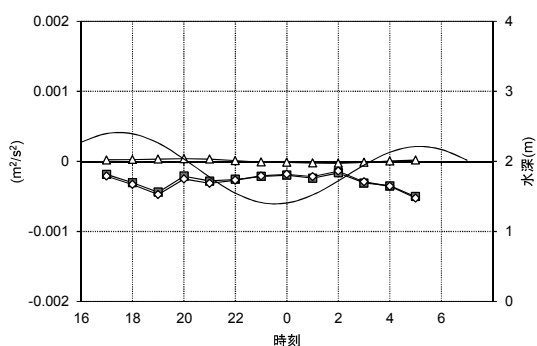
図-3.3.10(b) 底面せん断応力の時間変動
(第5回, 潮位: 319~170~282cm)



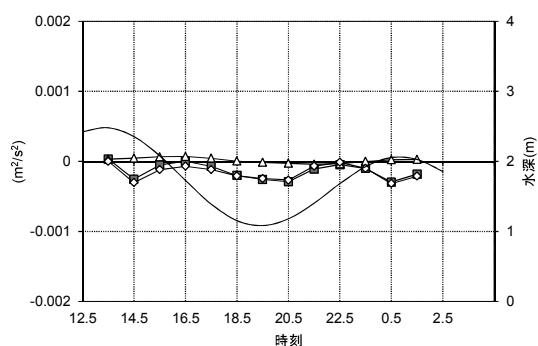
Stn.1~2



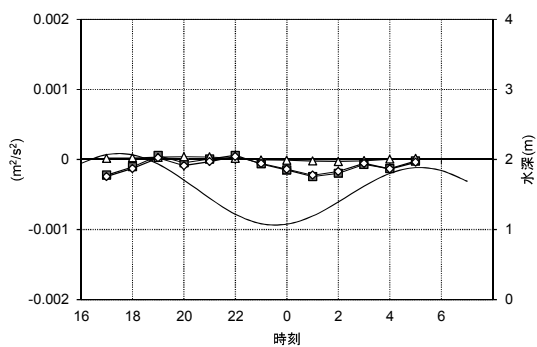
Stn.1~2



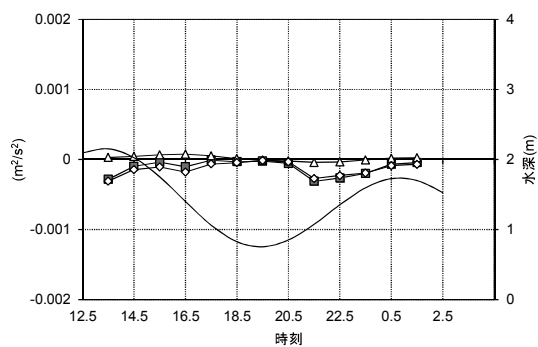
Stn.2~3



Stn.2~3



Stn.3~4



Stn.3~4

図-3.3.10(c) 底面せん断応力の時間変動
(第8回, 潮位: 306~204~286cm)

図-3.3.10(d) 底面せん断応力の時間変動
(第9回, 潮位: 313~173~271cm)

3.3.2 渦動粘性係数の算出

ここでは、前項で評価した底面せん断応力と底面における速度勾配から渦動粘性係数を算出することを試みる。

乱流におけるせん断応力を求める式を底面に適用すると、式(3.17)のようになる。

$$\tau_b = \rho \varepsilon \left. \frac{du}{dy} \right|_{y=0} \quad (3.17)$$

ここで、 ρ は流体の密度、 ε は渦動粘性係数、 u は流速、 y は底面から水深方向の軸とする。

まず、底面における速度勾配を求めるため、Stn.1において測定した流速の水深方向の分布を式(3.18)に示す三次曲線の形で近似する。これは、底面での境界条件を満足した上で、上層で下流側に凸、そして下層では上流側に凸という河川感潮部の流速分布の形状を表現することができるのと同時に、取り扱いの簡便さも備えるものである。

$$u(y) = ay^3 + by^2 + cy \quad (3.18)$$

流速分布の三次曲線による近似については、既往の研究成果もある。Hansen and Rattray¹¹⁾は、図-3.3.11に示すように、緩混合型の湾における流速分布 u/U_f を三次曲線で示している。図-3.3.11にある νR_a について、 ν は定数、 R_a は河口部の Rayleigh 数であり、 R_a の定義式には流下方向の密度変化が含まれる。したがって、 νR_a が0のときの流速分布は放物線形を示し、 νR_a が大きくなるにつれて、密度勾配の影響が現れ、明瞭な二層流の分布を示すようになる。

なお、図中のプロットは、米国バージニア州を流れる James 川における観測値であり、理論曲線によく類似していることがわかる。

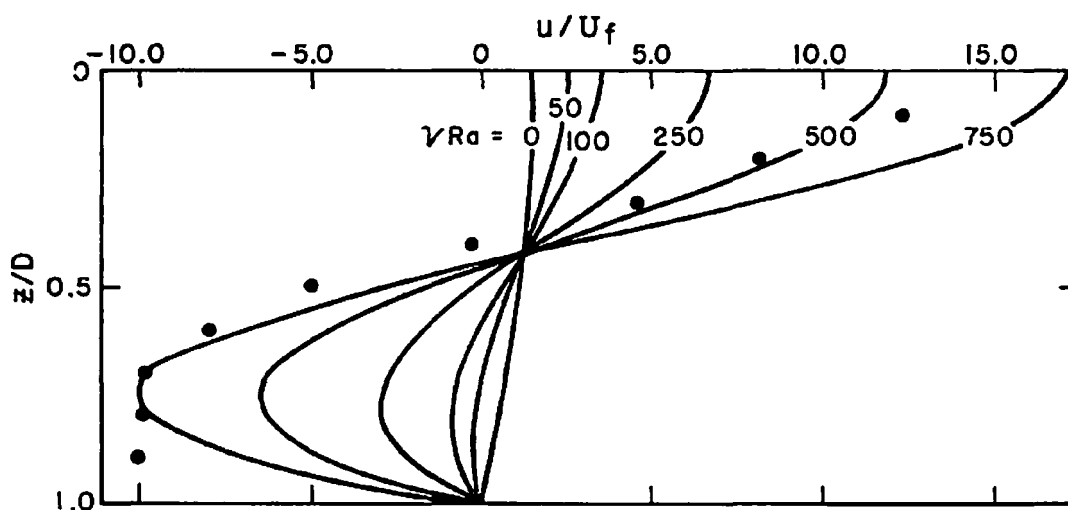


図-3.3.11 緩混合型の湾における流速の水深方向分布 (Hansen and Rattray¹¹⁾)

上記のような下層が上流向きとなる流速分布では、上げ潮から満潮時にかけて無理なく三次近似を適用できる。一方、下げ潮時に下層の塩水も下流向きとなるときの流速分布について、富永¹²⁾らは次のような特性を明らかにしている。図-3.3.12 に示す堀川（名古屋市）における実測の流速分布では、下げ潮時に水面から約 1m までが強い順流、それより下層では非常に遅い流れとなるため、下層部分で変曲点を持つような分布になる。したがって、下げ潮時においても三次近似を適用できると考えられる。

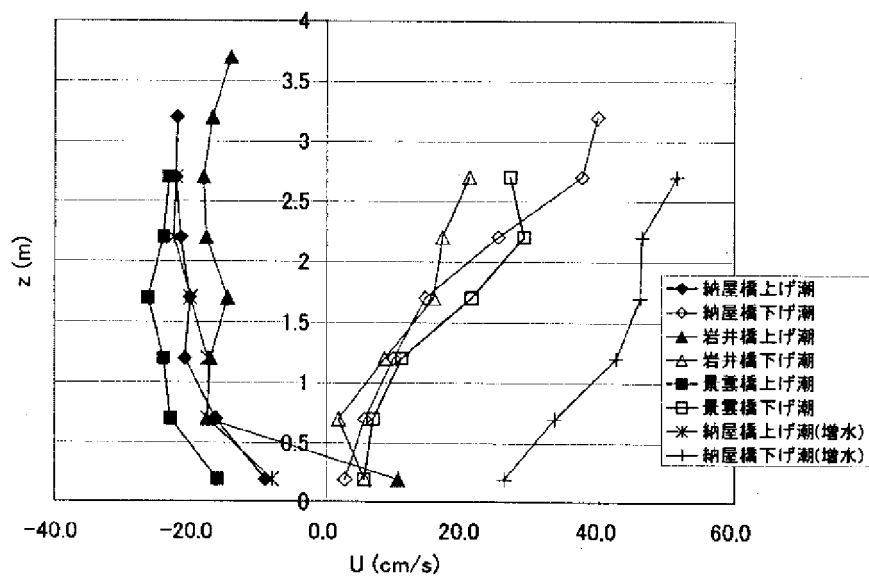


図-3.3.12 堀川（名古屋市）における流速の水深方向分布（富永ら¹²⁾）

図-3.3.13 に Stn.1 における流速の水深方向分布（図中○）とその三次式による近似曲線を示す。第 6 回調査を除く計 16 回の調査のうち、Stn.1 において流速の横断面測定を実施した第 5 回、第 7 回～第 13 回調査の計 8 回分の実測値を整理する。

なお、流速の測定値は、Stn.1 において実施した横断面測定（横断方向に 5 測線）のうち、中央の 3 測線のものを用いた。また、参考として、同位置の塩分の測定値（図中■）もあわせて示す。

図-3.3.13 をみると、実測値と概ね整合した近似曲線が得られている。

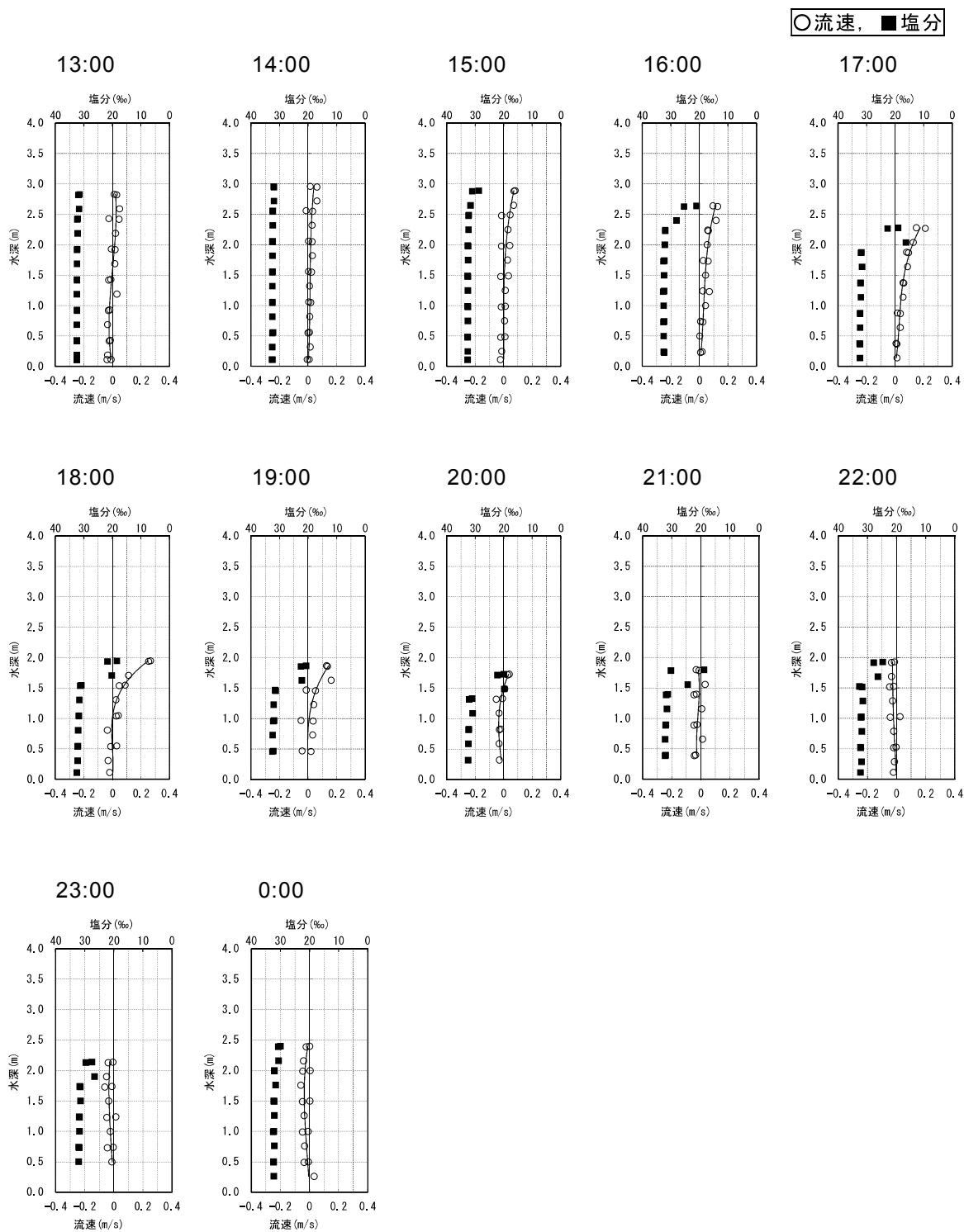


図-3.3.13(a) 流速および塩分の水深方向分布 (第5回)

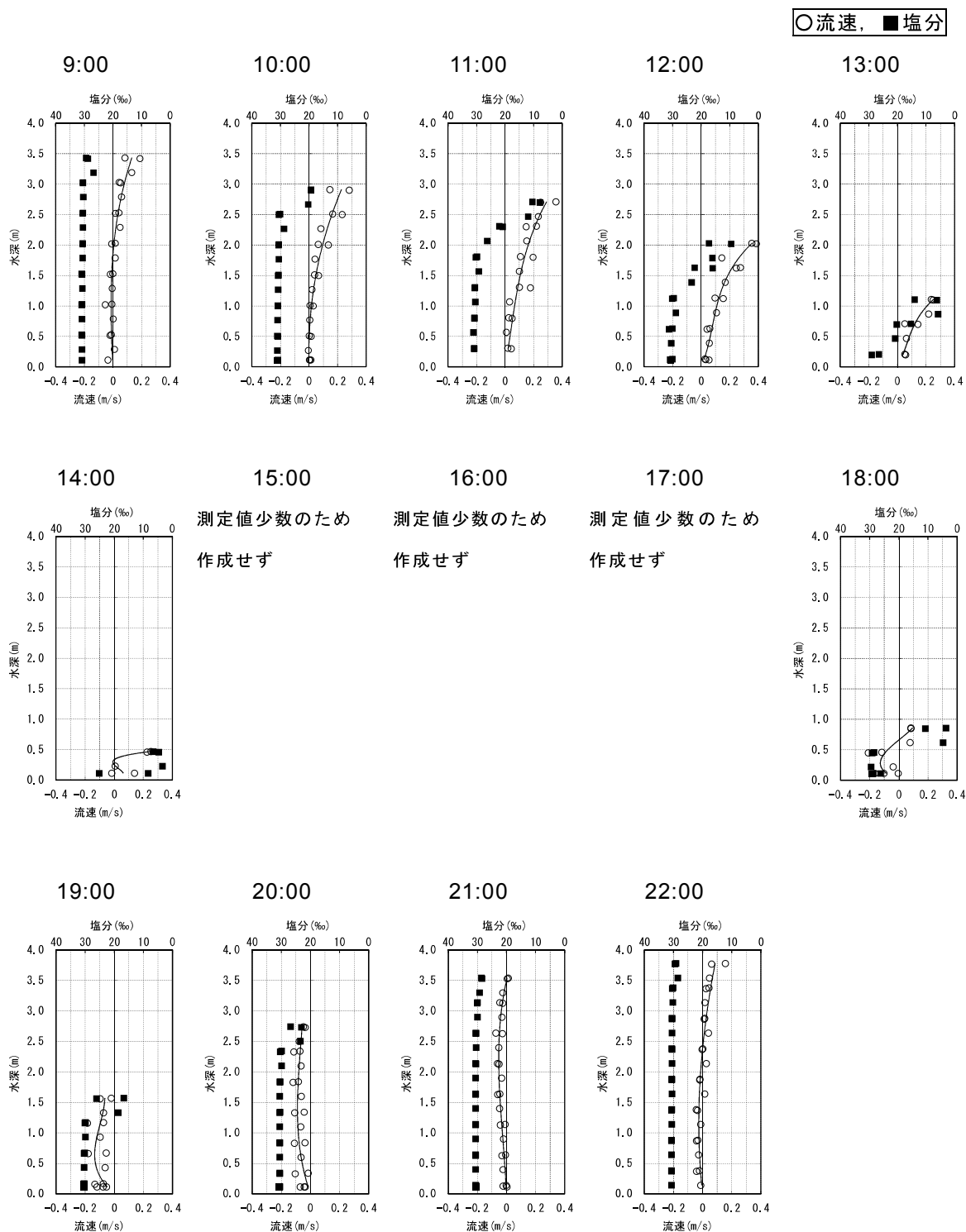


図-3.3.13(b) 流速および塩分の水深方向分布 (第7回)

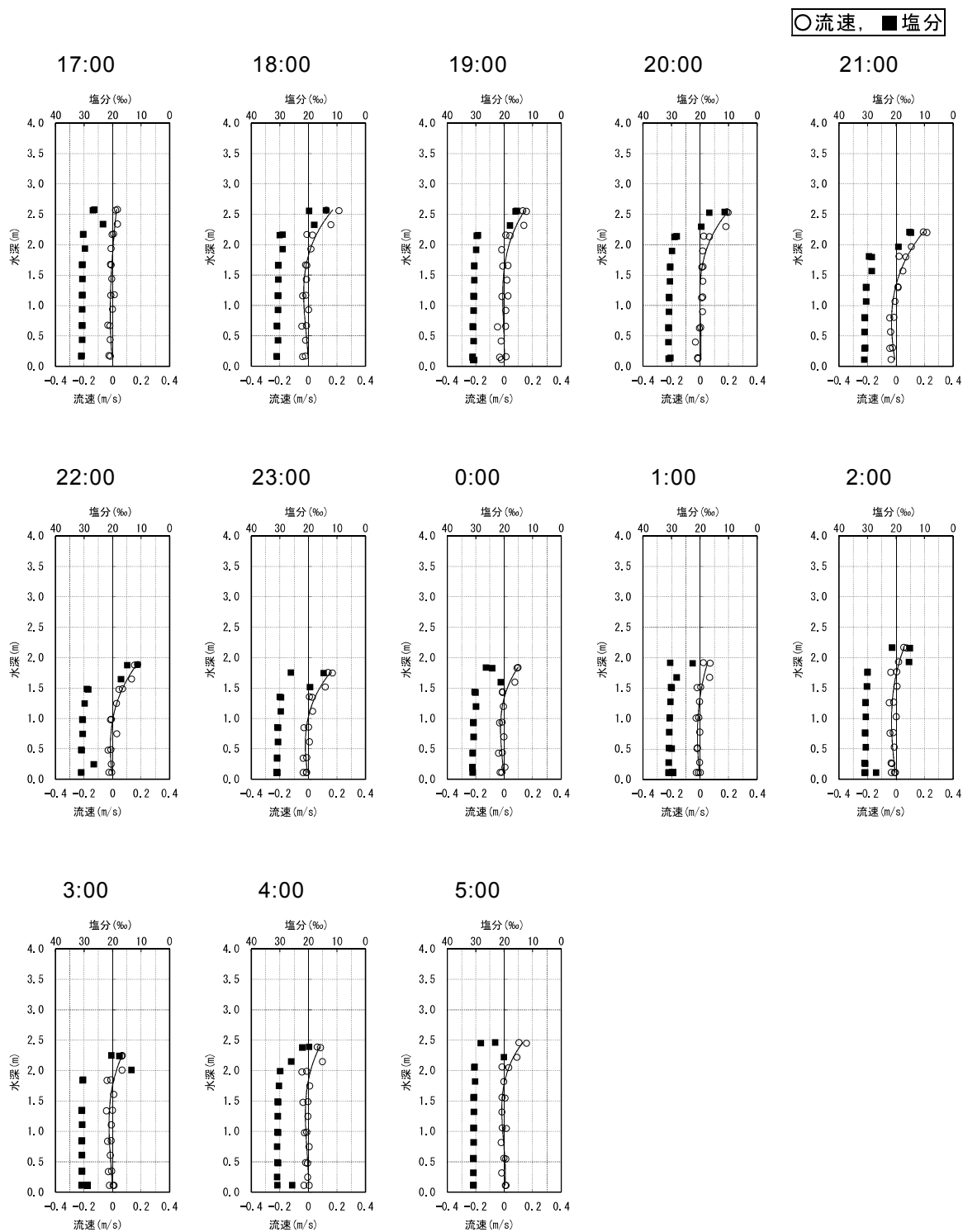


図-3.3.13(c) 流速および塩分の水深方向分布 (第8回)

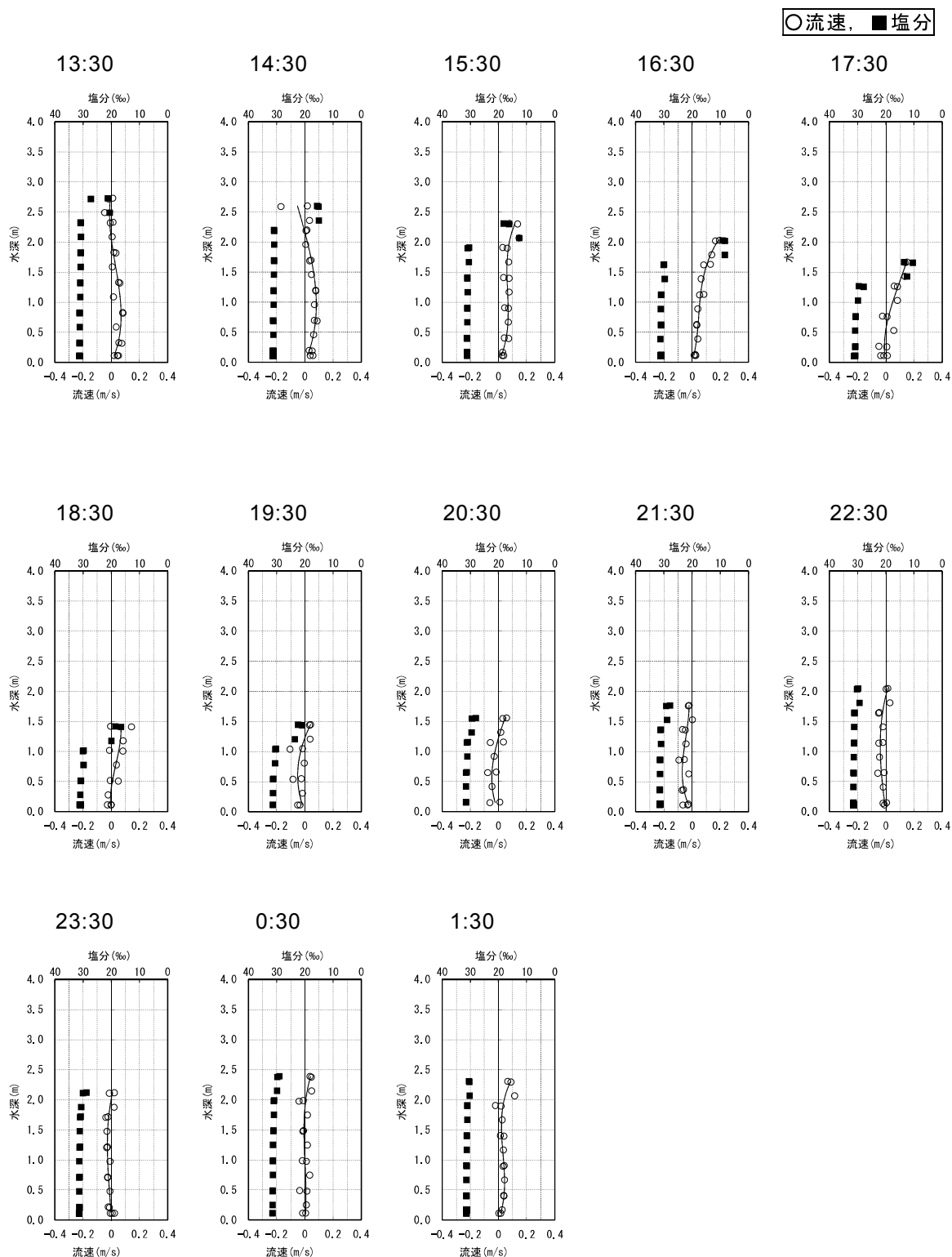


図-3.3.13(d) 流速および塩分の水深方向分布 (第9回)

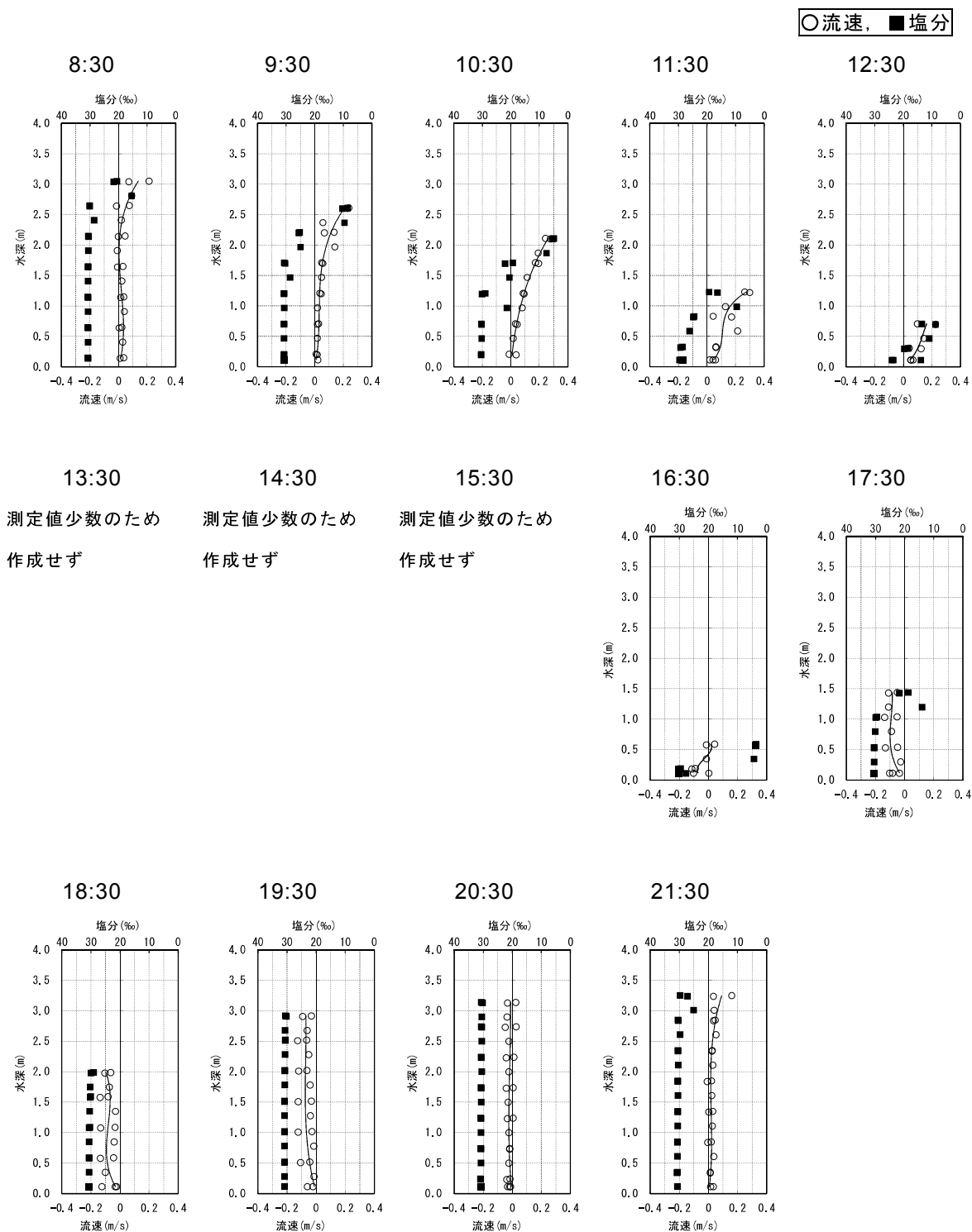


図-3.3.13(e) 流速および塩分の水深方向分布 (第10回)

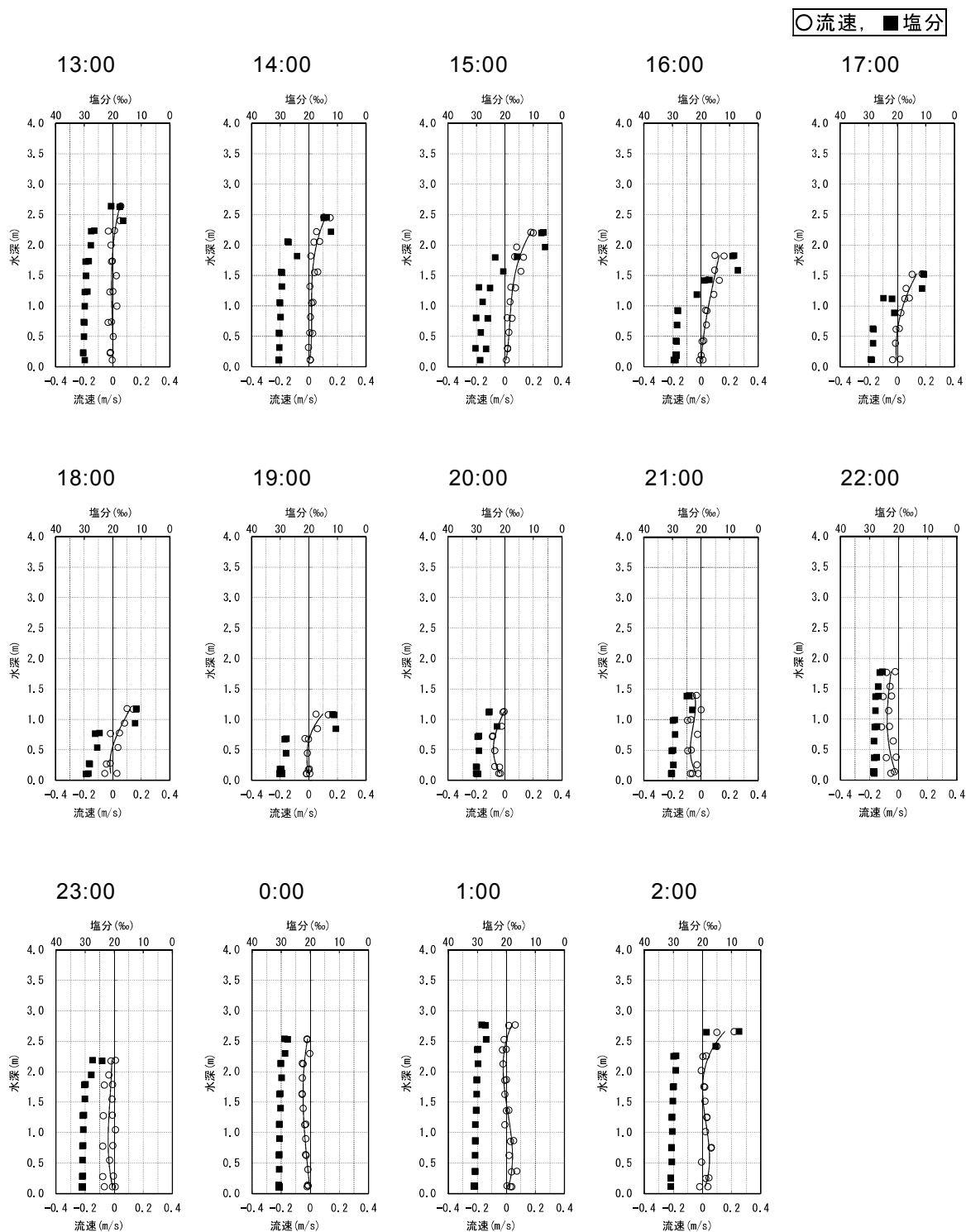


図-3.3.13(f) 流速および塩分の水深方向分布 (第 11 回)

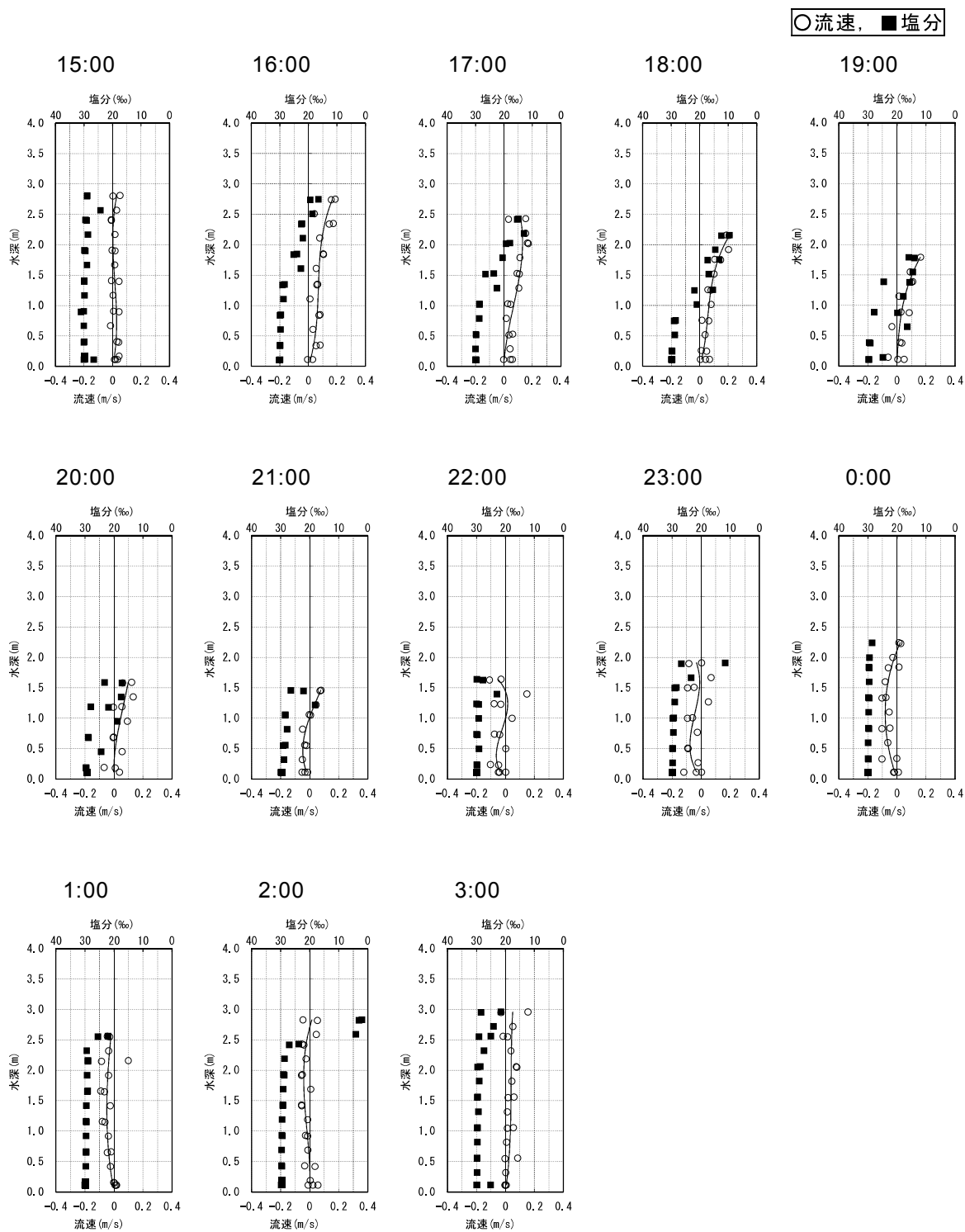


図-3.3.13(g) 流速および塩分の水深方向分布 (第12回)

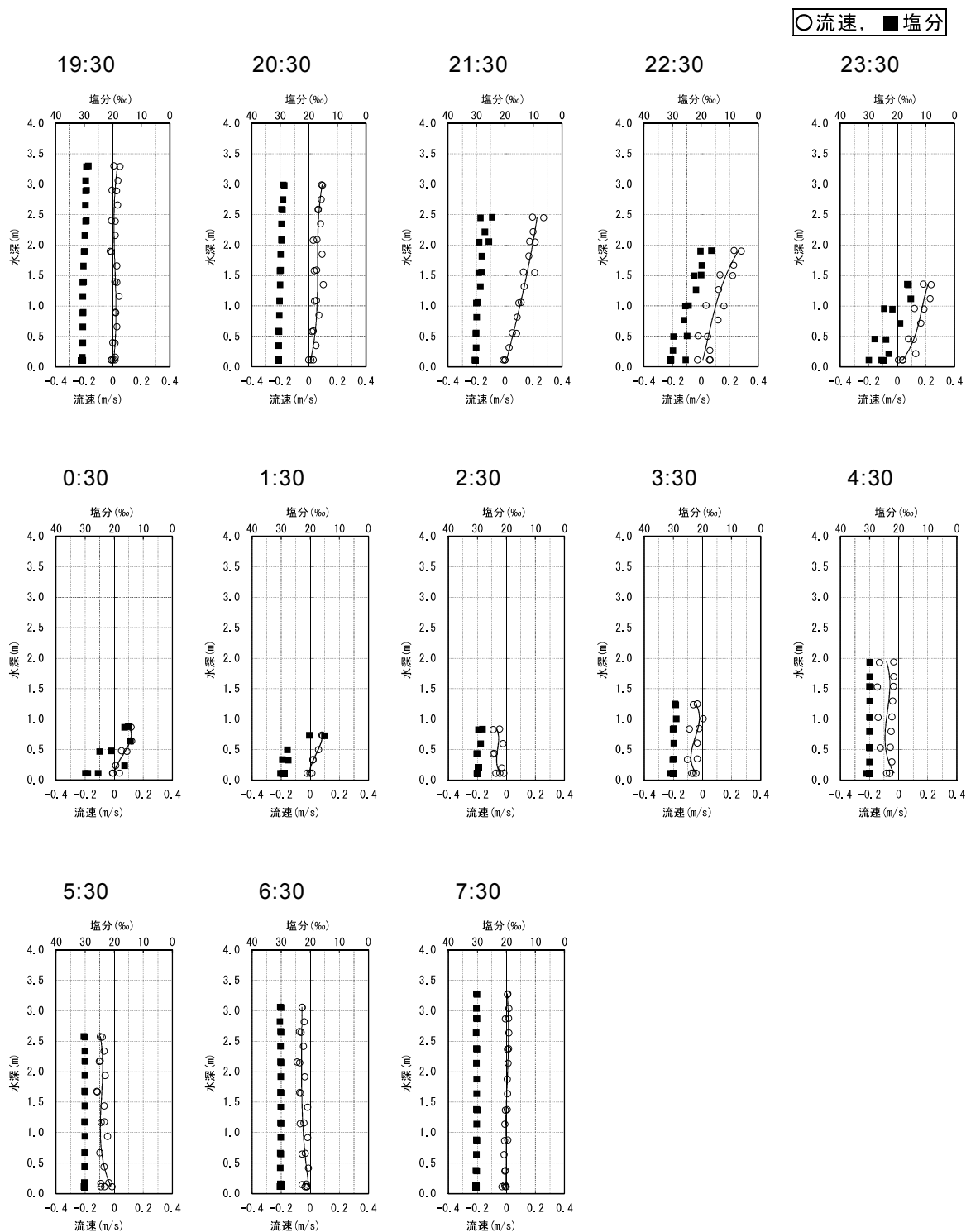


図-3.3.13(h) 流速および塩分の水深方向分布 (第13回)

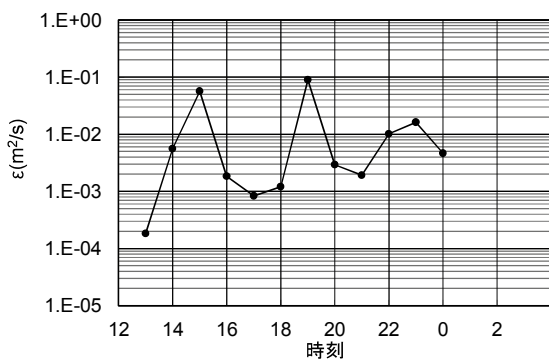
各回、各時刻の流速分布から求めた三次曲線の近似式について、その導関数に $y = 0$ を代入すると、式(3.19)が得られる。

$$\left. \frac{du}{dy} \right|_{y=0} = c \quad (3.19)$$

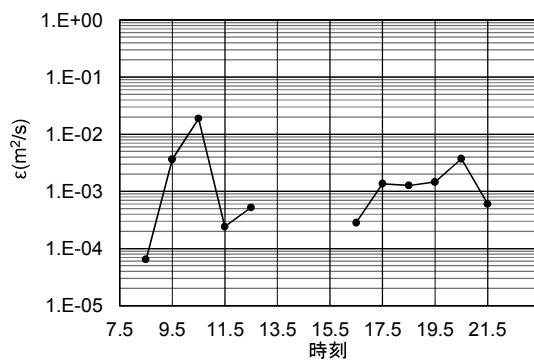
この定数 c と評価した底面せん断応力 τ_b / ρ_0 を用いて、式(3.17)より求めた ε を図-3.3.14 に示す。なお、第7回調査の 15:00~17:00、第10回調査の 13:30~15:30 の間は、前述のように塩水が Stn.1 より下流に後退したことで水深が極端に小さくなり、十分な流速データが得られなかったため空値としている。

図-3.3.14 をみると、 ε は概ね $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}$ のオーダーで推移している。西ら¹³⁾が極浅海域の潮間帯において、実測流速から渦動粘性係数の時空間分布の推定を試みているが、その推定結果は $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}$ のオーダーとなっている。また、川西ら¹⁴⁾は感潮域において水深平均した鉛直渦動粘性係数として $8.0 \times 10^{-4} \sim 3.5 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}$ を得ている。図-3.3.14 に示した ε は、これらの既往研究の結果と同程度であった。したがって、図-3.3.14 の結果は ε の値として一定の目安を与えていると考えてよいであろう。

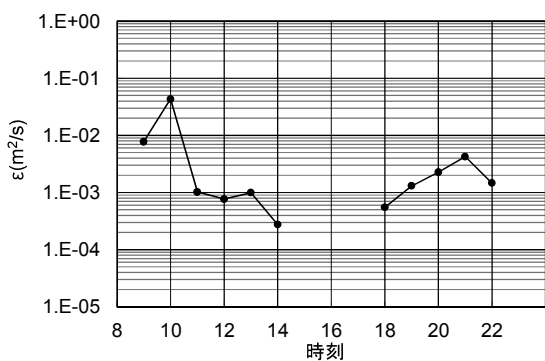
第3章 感潮域における底面せん断応力の評価のための水理計算



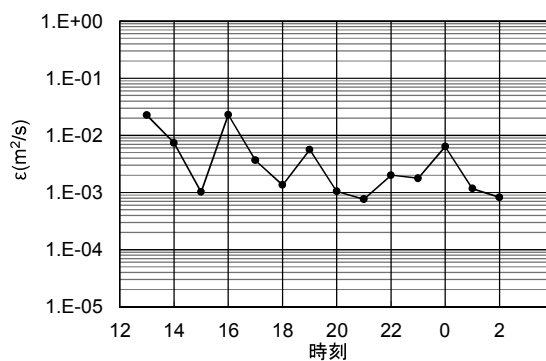
(a)第5回



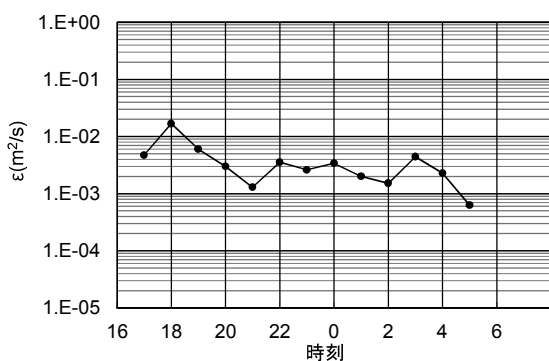
(e)第10回



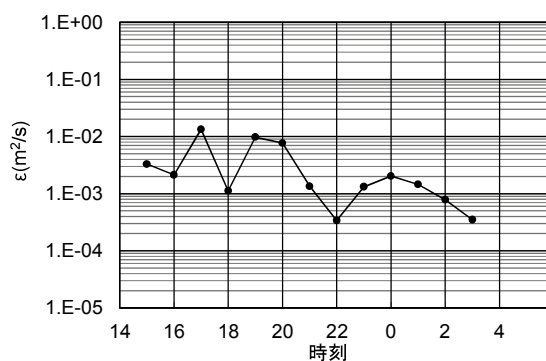
(b)第7回



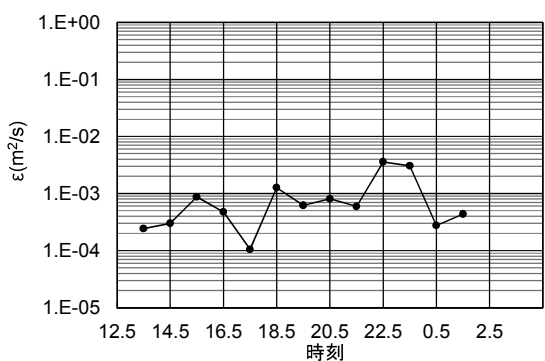
(f)第11回



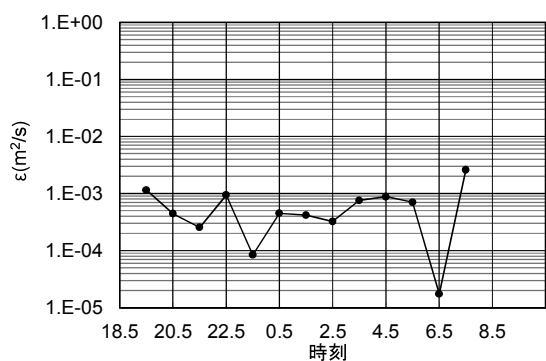
(c)第8回



(g)第12回



(d)第9回



(h)第13回

図-3.3.14 渦動粘性係数の時間変動 (Stn.1)

3.4 第3章のまとめ

以上、本章では河川感潮部において、底質の挙動に大きく影響すると考えられる底面せん断応力について、その水理的検討を行った。具体的には密度変化を考慮した運動方程式(3.2)から流下方向の水面勾配と密度勾配を用いた水深平均の運動方程式(3.7)を導出するとともに、この式をヒントに通常の一次元非定常流計算による水深および水面勾配に現地調査から得られた密度分布を加味して底面せん断応力を評価する式(3.16)を導出した。そして、評価した底面せん断応力について、潮時との関係、渦動粘性係数の見積もりの観点から考察を行った。

本章で得られた主要な結果を以下に示す。

- 1) 密度変化を考慮した運動方程式(3.2)から導かれた流下方向の水面勾配と密度勾配を用いた水深平均の運動方程式(3.7)について、各項を評価した結果、加速度項が一貫して相対的に小さいことがわかった。これにより、加速度項を無視し、水面勾配項と密度勾配項で構成される底面せん断応力の評価式(3.16)を得た。
- 2) 式(3.16)について、一次元非定常流計算による水面形計算の結果に塩分分布の観測結果を加味して底面せん断応力の評価し、図-3.3.3～3.3.10に示す結果を得た。
- 3) 潮位差が大きい場合、底面せん断応力は下げ潮から干潮にかけて正の値となり、その後上げ潮に入ると負の値をとる。その内訳をみると、特に水位変動の大きい時間帯で水面勾配項が寄与しており、河口部における水面勾配が下げ潮時に正、上げ潮に負の値となることと関係している。一方、密度勾配項は、塩水の移動に伴って流下方向の密度勾配 $\partial < \rho > / \partial x$ が大きくなる上げ潮時および下げ潮時に大きくなっている。これは、底面せん断応力の評価地点において、等密度線が傾いた状態で存在すること、等密度線の傾きが比較的大きい塩水先端部が通過することに起因している。
- 4) 潮位差が小さい場合、底面せん断応力は、全潮時で負の値をとることが多く、一朝夕間のほとんどの時間帯で密度勾配項に支配される。これは、潮位差が小さい場合には、調査区間 (Stn.1～4) 内に常に塩水が存在し、底面せん断応力の評価地点において流下方向に正の密度勾配を持つためである。また、潮位差が大きいときと同様に、塩水先端部の通過時も密度勾配項が大きくなる。水面勾配項は、潮位差が小さく水位変動量が小さいため、潮時によらず相対的に小さい値となっている。
- 5) 評価した底面せん断応力と Stn.1 において測定した流速から、渦動粘性係数を算出した。まず、流速の水深方向分布については、全水深にわたって y の三次関数で近似することを試み、図-3.3.13に示すように実測値をかなりよく再現する結果が得られた。渦動粘性係数の算定値は、図-3.3.14に示すように、調査日によるばらつきはあるが、概ね $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ のオーダーで推移しており、既往研究の結果と同程度であることを確認した。

【参考文献】

- 1) 禰津家久, 門田章宏, 戸田孝史, 中川博次: 加速流および減速流の解析手法とその乱流特性, 土木学会論文集, 第 509 号/II-4, pp.89-97, 1995.
- 2) 横山勝英: 河川整備基金助成事業 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 報告書, 河川環境管理財団, 2006.
- 3) 鷺見栄一: エスチャリーにおける懸濁物質の浮遊機構(2), 海岸工学講演会論文集, 第 23 卷, pp.195-199, 1976.
- 4) 川西澄: 河川整備基金助成事業 河川感潮域における浮遊土砂動態と河岸干潟の地形と底質の変動に関する研究 報告書, 河川環境管理財団, 2005.
- 5) Kawanisi, K. : Structure of Turbulent Flow in a Shallow Tidal Estuary, Journal of Hydraulic Engineering, 130(4), pp.360-370, 2004.
- 6) 椿東一郎: 水理学 II, pp.208-209, 森北出版, 1974.
- 7) Knudsen, M. : Hydrographical Tables, GECGAD, Copenhagen, 1901.
- 8) Richtmyer, R. D. : A survey of Difference Methods for Non-Steady Fluid Dynamics, National Center for Atmospheric Research, Technical Notes 63-2, 1963.
- 9) 坂本淳一, 松本治彦, 羽田野袈裟義, 天野卓三: 河川感潮部の底面せん断応力の評価に関する研究, 環境工学研究論文集, Vol.45, pp.51-58, 2008.
- 10) 坂本淳一, 松本治彦, 羽田野袈裟義, 天野卓三, 光延清伸: 河川感潮部における底面せん断応力と濁度の関係について, 水工学論文集, 第 55 卷, pp.S 1591-S 1596, 2011.
- 11) Hansen, D. V. and Rattray, M. : Gravitational Circulation in Straits and Estuaries, J. Marine Res., Vol.23, No.2, pp.104-122, 1965.
- 12) 富永晃宏, 庄建治朗, 川上哲生, 尾崎勝: 都市河川感潮域における塩水遡上と鉛直混合特性の現地観測, 水工学論文集, 第 49 卷, pp.1393-1398, 2005.
- 13) 西敬浩, 郷原慎一郎, Charles Lemckert, 外村隆臣, 山本浩一, 濱田孝治, 山田文彦: ラグランジュ・ブイを用いた潮間帯での渦動粘性係数・渦拡散係数の時空間分布推定, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.66, No.1, pp.1386-1390, 2010.
- 14) 川西澄, 前木郷, 余越正一郎: 河口内における往復流の鉛直構造, 海岸工学論文集, 第 42 卷, pp.411-415, 1995.

第4章 底面せん断応力，流速および濁度の相互関係

本章では，第3章で評価した底面せん断応力と，第2章で述べた流速および濁度の実測値との相互関係について考察する．第3章の式(3.16)により評価した底面せん断応力は，流れが下流向きに底面を擦るときを正としている．また，流速は下流向きを正としている．

ここでは，Stn.1において流速および濁度の横断面内の測定を実施している第7回から第13回調査の結果を対象とした．流速および濁度の測定値は，Stn.1で実施した横断面内の測定のうち，河道中央の測線の最深部（河床から約0.1mの位置）の値を用いた．

なお，第3章で述べたように，底面せん断応力は各調査地点間で評価している．そのため，Stn.1～2間で評価した底面せん断応力と，Stn.1の流速および濁度との相互関係をみることにする．

4.1 底面せん断応力と流速の関係

式(3.16)による底面せん断応力の評価値と河道中央最深部の流速の測定値との関係を図-4.1.1に示す．図-4.1.1をみると，両者のいずれかが0に近い部分を除いて，全体的な傾向として正の相関になっており，この評価方法の妥当性が示唆される．図のプロットの中心部を通る流速と τ_b/ρ_0 の関係を第1象限（下げ潮時）と第3象限（上げ潮時）とで比較してみると，流速 $\sim \tau_b/\rho_0$ の傾きは第1象限の方が第3象限より急である．このことは，同じ大きさの流速では上げ潮時の方が下げ潮時より底面せん断応力が大きいこと，すなわち底面近くでの速度勾配が大きいことを意味する．

次に，潮位差に着目する．第3章の表-3.2.1において，第6回調査を除く計16回の調査を潮位差に応じて4つに分類した．この表-3.2.1のうち第7回から第13回調査までを抜き出したものをあらためて表-4.1.1に示す．表-4.1.1と図-4.1.1では，大まかに黒いプロットが潮位差の大きいとき，白いプロットが潮位差の小さいときと見やすいように示した．

表-4.1.1 平均潮位差による分類(第7回から第13回)

分類	凡例	回	調査日	調査時間	平均潮位差(cm)
(1)	●	第7回	1997.7.21	9:00～22:00	378.0
	■	第10回	1998.7.23	8:30～21:30	331.0
(2)	▲	第13回	1999.10.22～23	19:30～7:30	269.0
(3)	◇	第11回	1998.7.30～31	13:00～2:00	174.5
	△	第12回	1999.8.5～6	15:00～3:00	151.0
(4)	□	第9回	1997.10.22～23	13:30～1:30	119.0
	○	第8回	1997.8.27～28	17:00～5:00	92.0

図をみると、第7回、第10回調査と潮位差が大きいときに正の相関がより顕著にみとめられる。これは、潮位差が大きい状況では潮時による流況の違いが明瞭に現れた結果と考えて見てよいであろう。潮位差が大きい場合、干潮時には、塩水が Stn.1 よりも下流に後退して河川水のみ流れとなって流速が大きくなること、そして水面勾配項が大きくなって底面せん断応力も大きくなることはすでに述べた。正の底面せん断応力と下流向きの流速が大きくなっているプロットは、この理由によると考えられる。

一方、負の底面せん断応力と上流向きの流速が大きくなっているのは、上げ潮時の潮位変動が大きい時間帯であり、下層の塩水の侵入速度が大きく、内部境界面の勾配が急になり、見かけ上、流下方向の密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ が大きくなるためと考えられる。

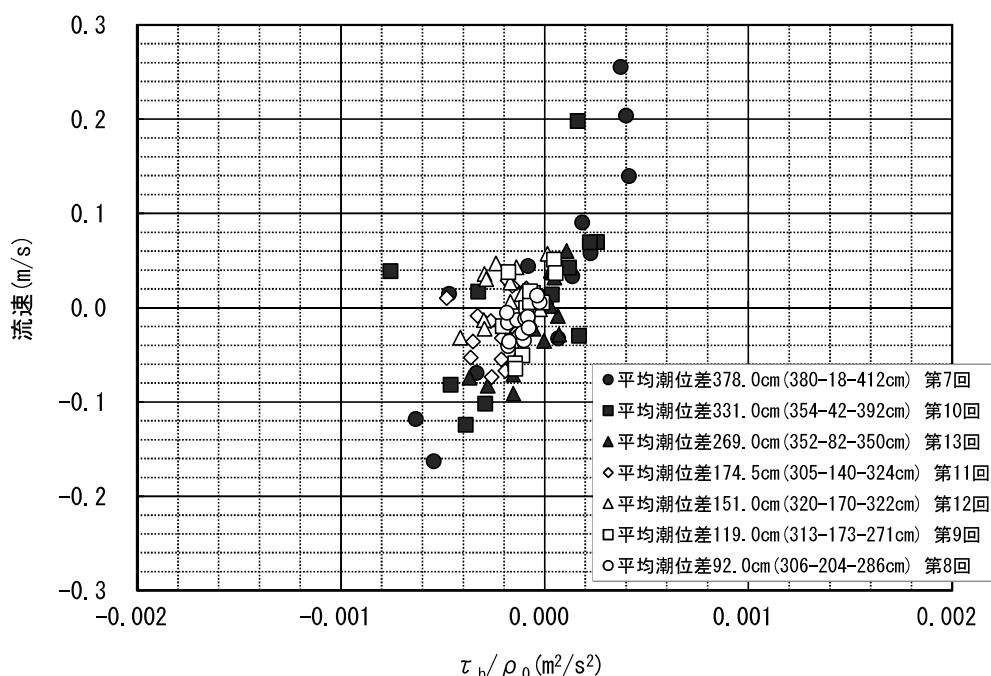


図-4.1.1 底面せん断応力と流速の関係

ここで、上げ潮時の流れについて、便宜上、図-4.1.2 に示すような内部境界面を持つ二層の流れを考えてみる。塩水先端部が通過するときの内部境界面の傾きと、一定時間経過した後の内部境界面の傾きを表すと式(4.1)のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial h_2}{\partial x} \right) < 0 \tag{4.1}$$

式(4.1)の $\partial h_2 / \partial x$ の大小は、式(3.16)の流下方向の密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle / \partial x$ の大小と一致することが容易に推察され、塩水先端部の通過から一定時間経過すると、密度勾配の影響が小さくなり、底面せん断応力も小さくなる。

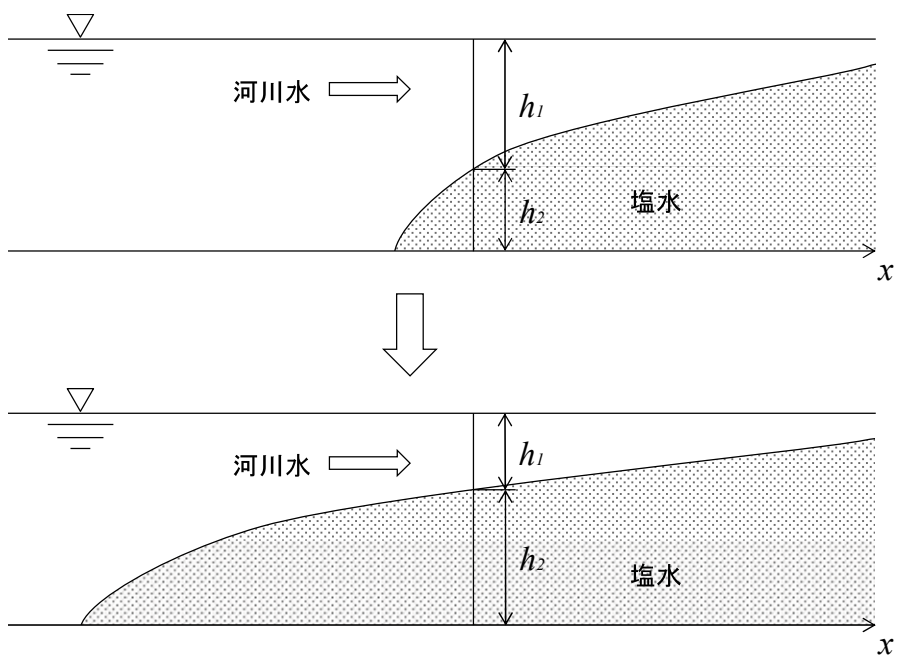


図-4.1.2 上げ潮時における内部境界面の傾きの変化

4.2 底面せん断応力と濁度の関係

次に，同じような方法で式(3.16)により評価した底面せん断応力と，底質の巻き上げの程度を反映する濁度に着目し，両者の関係を図-4.2.1 に整理する．

全体的な傾向として，底面せん断応力の絶対値が大きいほど濁度が大きくなっている．古い研究であるが，Partheniades^{1), 2)}は，サンフランシスコ湾の底泥を用いた実験から，せん断応力 τ と底泥の浮遊濃度 q_s との間の関係式として $q_s \propto (\tau - \tau_0)$ を示している．ここで， τ_0 は τ と q_s との関係を一次近似したときの τ 軸の切片である．図-4.2.1は概ね上記の関係式を裏付けている．特に，底面せん断応力が正の値をとるとき，その傾向は顕著であるが，これは下げ潮時により多くの巻き上げが生じていることを示している．下げ潮時の底面せん断応力が大きい時間帯では，水深が小さく，かつ断面平均流速が大きくなり，巻き上げられた底質が沈降しにくいいため，大きな濁度を示しているものと推論される．特に大きな値を示しているのは，やはり第7回や第10回の潮位差が大きいときであり，干潮時に河川水のみの流れとなったときの濁度の増加を反映している．

次に，水深と濁度の関係を図-4.2.2 に示す．横軸の水深は Stn.1 における測定値である．図-4.2.2 をみると，水深が小さくなるにつれて濁度が上昇し，特に水深が1mを下回ってから濁度が急激に上昇していることがわかる．潮位差が大きく，下げ潮の後半から上げ潮の前半にかけて水深が十分に小さくなるような場合に，濁度は大きな値を示している．

また，既往の研究によると，多摩川河口沖で τ_b が 0.1N/m^2 ($\tau_b/\rho_0=1.0\times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}^2$) 超えると底面上10cmのSS濃度の上昇が顕著になる観測結果が報告されており³⁾，有明海の泥質干潟では巻き上げ限界として $\tau_b=0.13\text{N/m}^2$ という値が得られている⁴⁾．都市河川の感潮域に目を向けると，村岡⁵⁾は大阪市を流れる寝屋川を対象に底泥の流送について，現地観測と水路実験を行っており，採取した底泥を用いた水路実験から巻き上げ限界を $\tau_b/\rho_0=2\sim 5\text{cm}^2/\text{s}^2$ であるとしている．底質の巻き上げには，その粒径や堆積状況も影響すると考えられるが，図-4.2.1でも $\tau_b=0.2\text{N/m}^2$ ($\tau_b/\rho_0=2.0\times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}^2$) 程度から濁度の上昇が顕著になっており，類似の傾向がみられる．図は省略するが，図-4.2.1の縦軸と横軸の値をともに連続する2時刻の平均値にとると，移動平均の効果として平滑化された関係図となる．

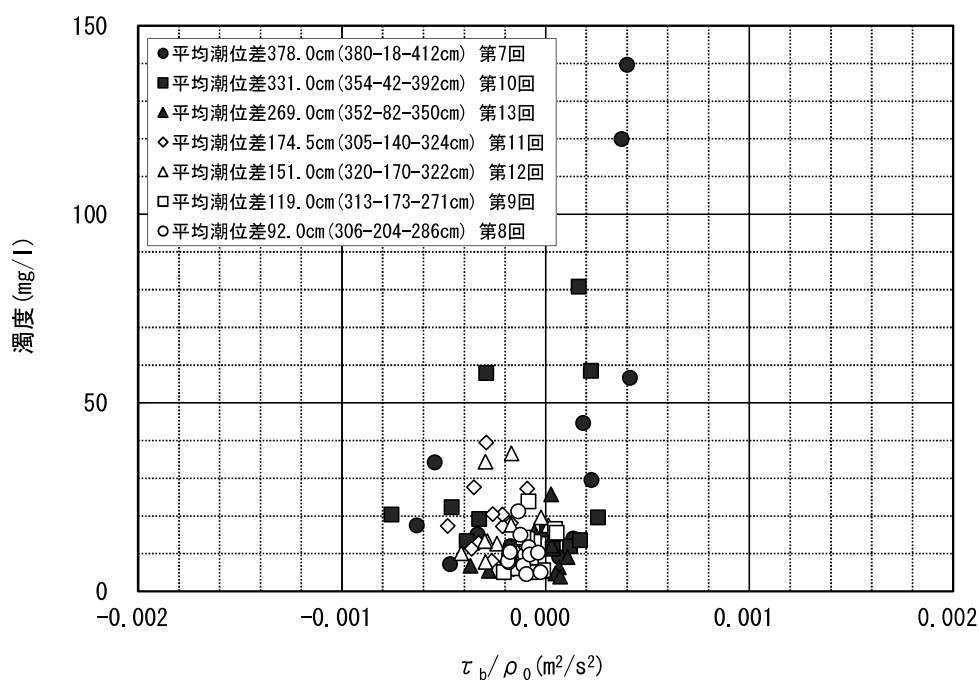


図-4.2.1 底面せん断応力と濁度の関係

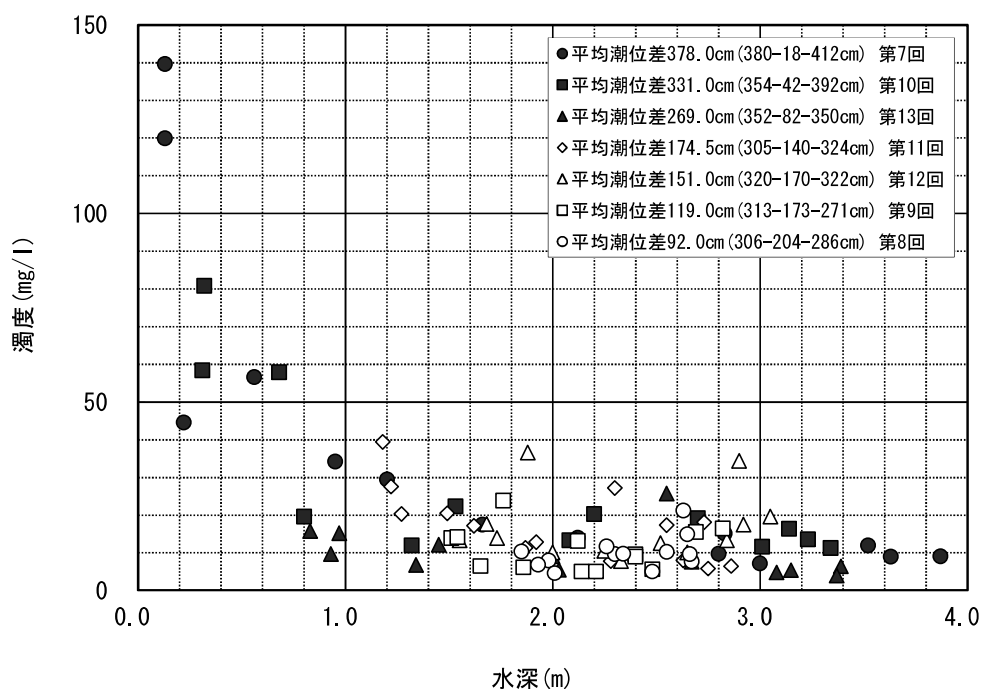


図-4.2.2 水深と濁度の関係

図-4.2.1 では、プロットが左右対称でなく、底面せん断応力の絶対値が同じ大きさで比較すると、 $\tau_b/\rho_0 > 0$ の方が $\tau_b/\rho_0 < 0$ より大きな濁度を示している。これは、Stn.1に至るまでの間に水塊がせん断応力を受けて流動した距離の違いの効果が出ていることが考えられる。この効果を考慮すると、底面付近の濁度はその地点の同時刻の底面せん断応力だけで決まるものではなく、それまでの巻き上げによる影響を含んでいることが想定される。

次に、連続する2時刻の濁度の差と底面せん断応力との関係を整理した。図-4.2.3は、縦軸に前後する2時刻の濁度の差（後の時刻－前の時刻）、横軸に2時刻の底面せん断応力の平均値をとり、両者の関係を示したものである。図をみると、全体的な傾向として正の相関がみられ、特に $\tau_b/\rho_0 > 0$ で、かつ潮位差が大きいとき、より明瞭である。これは、底面せん断応力が正の値をとる下げ潮時には、図-3.3.4などに示したように、底面せん断応力が時間とともに増加するため、それに応じて底質の巻き上げが活発になるとともに、流速の時間的な増加により沈降が生じにくくなる状況を反映していると考えられる。また、Stn.1よりも上流で巻き上げられた底質が、下流向きの流れによって運搬されていることの効果も考えられる。

一方、 $\tau_b/\rho_0 < 0$ の場合、濁度は減少傾向にある。これは、図-3.3.4などに示したように、上げ潮時の底面せん断応力は負の値となるが、その絶対値が時間とともに減少するため、底質の巻き上げも減少し、また上流向きの流速も時間とともに減少するため、沈降が生じやすくなる状況を示していると考えられる。これを下層の塩水に着目して説明すると、上げ潮時には、侵入する塩水先端部の通過時に下層密度流先端部の底面近くの高流速⁹⁾により巻き上げられた浮遊粒子が、後続の定常状態に近い流れの中で次第に沈降し、濁度が低下していると推察される。また、図-4.1.2を用いて述べたように、式(4.1)の $\partial h_2/\partial x$ の大小は、式(3.16)の流下方向の密度勾配 $\partial \langle \rho \rangle/\partial x$ の大小と一致することが容易に推察され、塩水先端部の通過から一定時間経過すると、密度勾配の影響が小さくなり、底面せん断応力も小さくなる。そのため、侵入する塩水の後続部分による新たな底質の巻き上げは少ないと考えられる。

なお、図-4.2.3の中で、全体的な相関関係から外れた第7回調査の2つのプロット●（図の座標値にして(0.00028,-75.3), (0.00039,-19.7)）は、それぞれ（15:00－16:00）および（16:00－17:00）の干潮時のものである。この時間帯は、塩水がStn.1よりも下流側に後退して河川水のみ流れとなるため、水深が小さく、かつ流速も大きい。河道中央最深部の濁度の変化は、濁度計の垂下位置が測定時刻により多少ずれることの影響も考えられるが、2時刻間の水深または流速のわずかな変化によって濁度が大きく変化する状況を反映している。

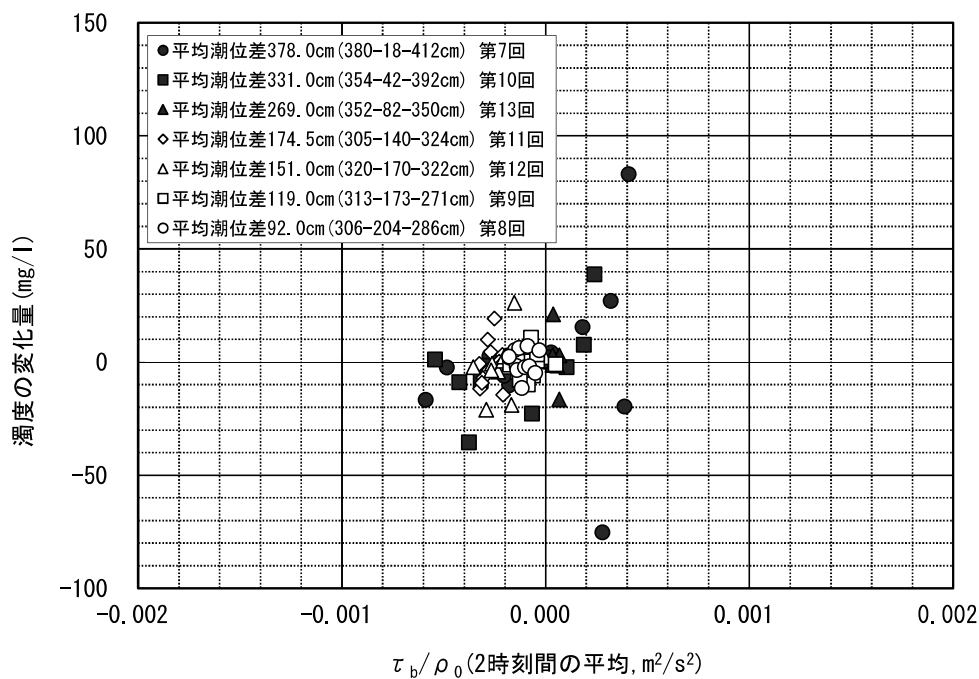


図-4.2.3 底面せん断応力と濁度の変化量の関係

4.3 流速と濁度の関係

河道中央最深部の流速と濁度との関係を図-4.3.1に整理した。図-4.3.1をみると、断面平均流速と河床底面近く濁度との関係は二次関数の関係に近く、最大流速、濁度とも最大値は下流向きの流れのときに生じている。また、4.1節および4.2節で述べたのと同様に、これらが特に大きな値を示すのは、第7回や第10回など潮位差の大きいときであり、干潮時に河川水の水深が浅く速い流れとなったときの流速と濁度が大きい。繰り返しになるが、流速が大きいことは、底質の巻き上げを活発にすること、および沈降を抑えることの両方で濁度増加に加担する。

次に、4.2節と同様に、前後する2時刻の濁度の差（後の時刻－前の時刻）と2時刻の流速の平均値との関係を図-4.3.2に整理した。図-4.3.2をみると、図-4.2.3と同様に全体的に右上がりの分布になっており、下げ潮時に濁度が増加、上げ潮時に減少する傾向にある。この濁度変化についての物理的考察は図-4.2.3の解釈と同じである。すなわち、下げ潮時は継続的な底質の巻き上げと上流からの運搬、上げ潮時は塩水先端部で巻き上げられた浮遊粒子が、後続の比較的緩やかな流れの中で沈降し、濁度が低下したものと考えられる。

なお、第7回調査の2つのプロット●（図の座標値にして(0.17,-75.3), (0.23,-19.7)）が全体の相関から外れているが、これは図-4.2.3について述べたのと同じ理由による。

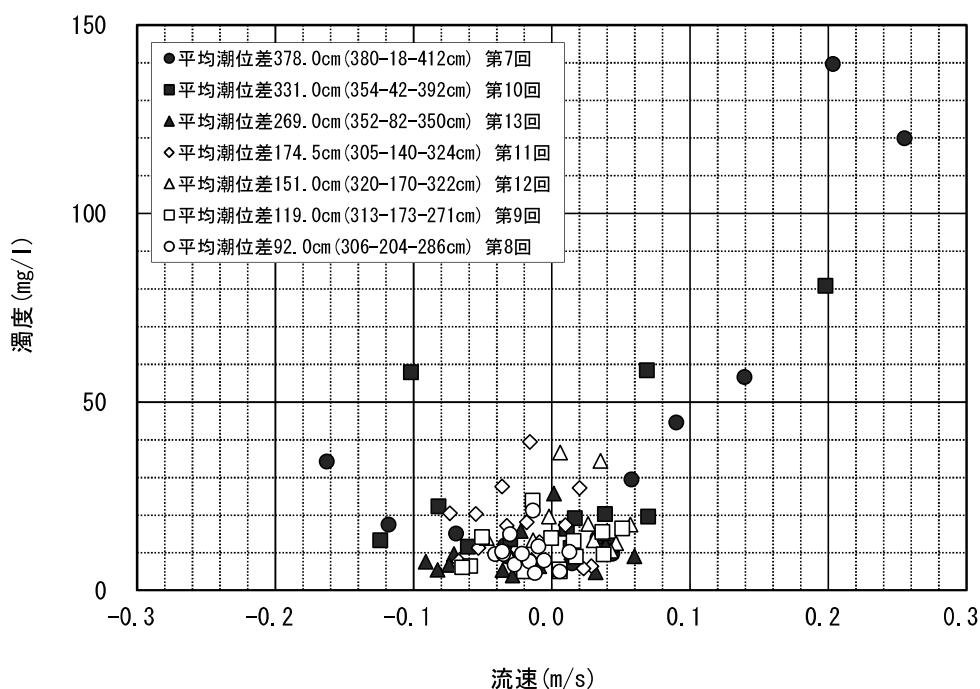


図-4.3.1 流速と濁度の関係

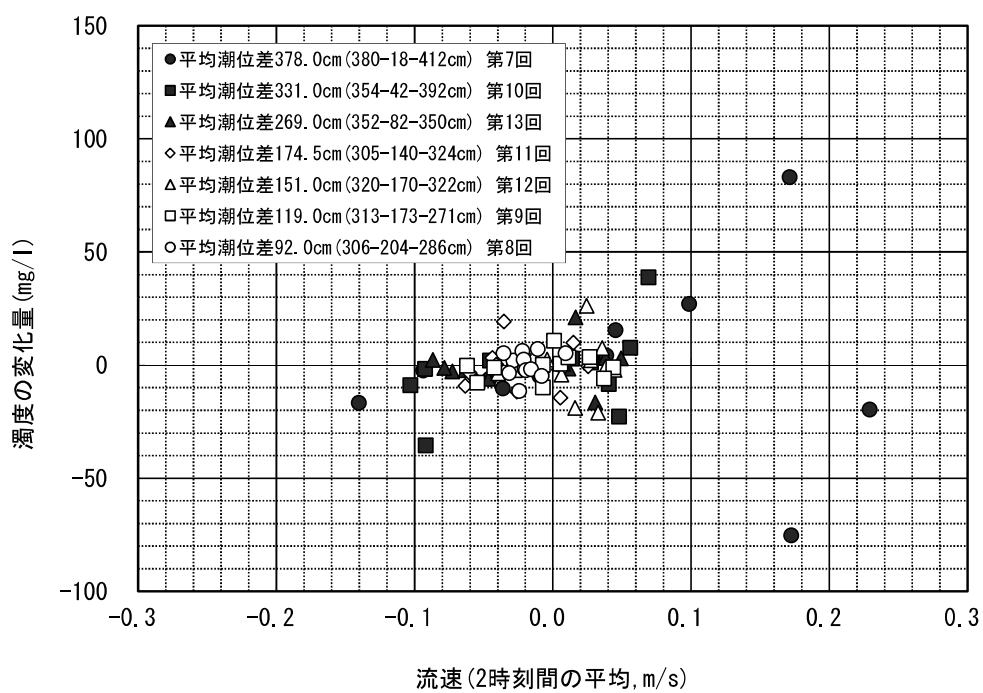


図-4.3.2 流速と濁度の変化量の関係

4.4 第4章のまとめ

本章では，Stn.1～2間で評価した底面せん断応力と，Stn.1において測定した流速および濁度との相互関係について考察した．なお，底面せん断応力～濁度，流速～濁度の関係については，前後する2時刻の濁度の差（後の時刻－前の時刻）と，底面せん断応力および流速の2時刻の平均値との関係もあわせて考察した．

本章で得られた主な知見は以下のとおりである．

- 1) 底面せん断応力と流速の関係を図-4.1.1に示した．両者の関係は，概ね正の相関になっており，第3章で示した底面せん断応力の評価方法の妥当性が示唆された．また，図-4.1.1において，流速の大きさが同じとき，底面せん断応力は上げ潮時の方が下げ潮時よりも大きい．これは，上げ潮時の方が，底面近くの数値勾配が大きいことによるものと考えられる．
- 2) 底面せん断応力と濁度の関係を図-4.2.1に示した．両者の関係は，底面せん断応力の絶対値が大きくなるに従い濁度も大きくなり，特に底面せん断応力が正の値のときに濁度が大きくなっている．これは，下げ潮時により多くの巻き上げが生じていることを反映しており，潮位差の大きいときにその傾向は顕著となる．また，水深と濁度の関係を整理した図-4.2.2から，水深が小さくなるにつれて濁度が増加していることを示した．以上から，下げ潮時に水深がある程度小さくなったとき，断面平均流速も大きくなることによって底質の巻き上げが活発になり，かつ沈降しにくくなるため，大きな濁度を示しているものと推論された．
- 3) 同じく図-4.2.1について， $\tau_b=0.2\text{N/m}^2$ ($\tau_b/\rho_0=2.0\times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}^2$)程度から濁度の上昇が顕著になっており，既往の研究と類似の傾向がみられた．
- 4) 2時刻間の濁度の変化量について，底面せん断応力および流速との関係を図-4.2.3および図-4.3.2に示した．連続する2時刻の濁度変化をみると，下げ潮時には濁度が増加する傾向がみられた．下げ潮時には，底面せん断応力の増加によって底質が巻き上げられ，また大きな流速によって底質が沈降しにくくなるため，濁度が増加すると考えられる．
- 5) 逆に，上げ潮時の連続する2時刻間では，濁度は減少傾向にあることが示された．これは，上げ潮時の底面せん断応力は負の値となるが，その絶対値が満潮に近づくにつれて減少するため底質の巻き上げも減少すること，上流向きの流速も時間とともに減少するため粒子の沈降が生じやすくなることによると考えられる．これを下層の塩水に着目してみれば，上げ潮時に塩水先端部の通過時によって巻き上げられた底質が，後続の定常状態に近い流れの中で次第に沈降していると推察される．さらに，底面せん断応力の評価式(3.16)についてみると，等密度面の傾きが大きい塩水先端部が通過した後，後続部分の等密度面が水平に近くなるため，密度勾配項が小さくなる．その結果，底面せん断応力が小さくなり，新たな底質の巻き上げも少なく，全体として濁度が低下していると推察される．

【参考文献】

- 1) Partheniades, E. : Erosion and Deposition of Cohesive Soils, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 91(1), pp.105-139, 1965.
- 2) Partheniades, E. : Erosion and Deposition of Cohesive Materials. River mechanics, 2, pp.25-91, 1971.
- 3) 中川康之，有路隆一，松坂省一，諸星一信，八木宏，灘岡和夫，田中晋：東京湾多摩川河口沖における底泥の巻き上げに関する現地観測，海岸工学論文集，第 55 巻，pp.516-520，2008.
- 4) 山本浩一，槻木(加)玲美，速水祐一，吉野健児，濱田孝治，山田文彦：有明海大授揚干潟における底泥の再懸濁および沈降に関する現地観測，海岸開発論文集，23 巻，pp.1159-1164，2007.
- 5) 村岡浩爾：流れによる底泥浮上と水質との関連，水理講演会講演集，第 18 巻，pp.181-186，1974.
- 6) 平野宗夫，羽田野袈裟義：密度流先端部の流動機構について，土木学会論文報告集，第 314 号，pp.67-73，1981.

第5章 結論

河川感潮部の水理諸量の潮汐による変化と底質移動の特性を明らかにするため、山口県宇部市を流れる真締川を対象に現地調査を行い、その結果に基づき河川感潮部の流れと物質輸送に関する水理的検討を行った。現地調査の結果をもとに物質輸送の特性を整理するとともに、通常の一次元非定常流計算による水理量の評価に密度の縦断分布を加味した底面せん断応力の評価を試みた。また、流れによる底質の巻き上げと密接に係る濁度について、底面せん断応力および流速との関係を考察した。

以下に、本研究で得られた主要な結果とともに今後の展望・課題を示す。

5.1 本研究のまとめ

第1章では、既往研究を参照し、河川感潮部の特性について述べるとともに、塩水と淡水の混合形態によって分類される弱混合型、緩混合型および強混合型の一般的な特徴を述べた。また、河川感潮部について、塩水と淡水の混合状態とその類型化、現地における水質調査、密度流場における底質の移動といった観点から既往研究を整理した。そして、特に都市河川感潮部が抱える社会的問題を踏まえた本研究の背景と目的を示した。

第2章では、本研究の基礎となる真締川感潮部（山口県宇部市）における現地調査について述べた。そして、現地調査の結果に基づき、真締川感潮部における塩化物イオン濃度の縦断分布特性について述べるとともに、最も下流側の Stn.1 において実施した横断面内の測定から塩分および濁度のフラックスを評価した。得られた主な知見として、塩水と淡水の混合による密度分布の変化については、潮位差の大きいときほど混合が強まり、縦断方向の等密度面の傾きが大きくなること、逆に潮位差の小さい場合に等密度面は水平に近い状態になることを示した。また、潮時に着目すると、上げ潮時に等密度面の傾きが大きくなり、下げ潮時に小さくなる傾向にあることを示した。Stn.1 における流速の横断分布からは、下げ潮時には全層で下流向きの流れとなるが、表層と比較して下層の塩水の流速が小さいこと、上げ潮時の塩水先端部の流速とその後続部分の流速を比較すると、前者の流速が大きく、後者の流れは停滞している状態に近いことを述べた。同じく濁度の横断分布について、まず下げ潮から干潮にかけて底層で濁度が大きくなっていることを示した。これは、塩水の後退に伴い全層で下流向きの流れが大きくなり、底質が巻き上げられたことによるものと推論した。次に、上げ潮時の濁度の上昇は、比較的流速の大きい塩水先端部が通過したときに底質の巻き上げが生じたためと推論した。

第3章では、河川感潮部における底質の移動に大きく影響すると考えられる底面せん断応力について、その評価方法を示した。具体的には、密度変化を考慮した運動方程式から水深、断面平均流速、水面勾配、底面せん断応力および流下方向の密度勾配の間の関係式(3.7)を導出した。そして、通常の一次元非定常流計算より求めた水深、流速および水面勾配と現地調査で得られた密度分布を式(3.7)に与えて各項を評価した。

その結果、まず加速度項が無視できることを示し、式(3.7)を簡素化した評価式(3.16)を得た。この式(3.16)により評価した底面せん断応力の時間変動から、潮位差が大きい場合、特に水位変動の大きい時間帯では水面勾配項に支配されること、また塩水先端部の通過時など等密度線の傾きが大きい時間帯では密度勾配項の影響が大きくなることを示した。一方、潮位差が小さい場合には、一潮汐間のほとんどの時間帯で密度勾配項に支配されることを示した。さらに、第3章では、評価した底面せん断応力と流速の実測値から渦動粘性係数を算出した。算出した渦動粘性係数は、概ね $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}$ のオーダーで推移しており、既往研究の結果と概ね同程度であることを確認した。

第4章では、第3章で評価した底面せん断応力 (Stn.1~2間) と、第2章で述べた Stn.1 における流速および濁度の現地調査結果との相互関係について考察した。なお、底面せん断応力~濁度、流速~濁度の関係については、前後する2時刻の濁度の変化量(後の時刻-前の時刻)と、底面せん断応力および流速との関係もあわせて考察した。底面せん断応力と流速の関係からは、概ね正の相関が得られており、第3章で示した底面せん断応力の評価方法の妥当性が示唆された。また、上げ潮時と下げ潮時で底面せん断応力の大きさを比較すると、流速の絶対値が同じ場合、上げ潮時の方が大きいことを示した。これは、上げ潮時の方が底面近くの水速勾配が大きいためと推論した。底面せん断応力と濁度の関係からは、底面せん断応力の絶対値が大きくなるにつれて濁度も大きくなっていることを示した。また、下げ潮時により多くの巻き上げが生じ、濁度が上昇していることも述べた。これは、下げ潮時に水深がある程度小さくなり、かつ断面平均流速が大きくなると、底質が巻き上げられ、また巻き上げられた底質が沈降しにくくなるためと推論した。さらに、 $\tau_b/\rho_0 = 2.0 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{s}^2$ 程度から濁度の上昇が顕著になっており、既往の研究と類似の傾向であることを確認した。2時刻間の濁度の変化量については、下げ潮時に増加、上げ潮時に減少傾向であることを確認した。この理由として、下げ潮時は水深の低下と流速の増大によって底質の巻き上げが時間とともに増加すること、上げ潮時は塩水先端部の通過時に巻き上げられた底質が、後続の定常状態に近い流れの中で次第に沈降することによるものと推論した。

5.2 今後の展望・課題

本研究の締めとして、河川感潮域の水理と水質に関する取り組みの今後の展望・課題を本研究の成果と関連させて述べる。

本研究では、第2章で詳述したように、現地観測により塩化物イオン濃度や濁度、流速等のデータを得た。当然ながら、これらの結果は対象とした真締川特有のものであり、本研究の成果を他河川で適用しようとする場合には、現地観測が不可欠である。特に、河川感潮部における塩水の侵入状況は河川ごとに異なり、その要因としては河川の縦横断形状、平面形状、河床材料、潮位差、河川自流量の季節的変動、河道横断構造物の有無など様々なものが挙げられる。一方で、塩水侵入に関するシミュレーション技術は、近年の電算・情報技術の発展と相俟って日々進歩している^{1), 2), 3)}。しかしながら、シミュレーション結果に対するキャリブレーションの必要性からも現地観測は必要不可欠であろう。

第3章では、流下方向の水面勾配と密度勾配、そして水深による底面せん断応力の評価式を提案した。本研究では、この評価式に対し、現地調査によって明らかにした流下方向の密度勾配と非定常流計算によって求めた水深を用いて底面せん断応力を評価した。この評価式の他河川での適用を考えた場合、まず流下方向の密度勾配は、前述した塩水侵入のシミュレーションや現地観測によって、比較的容易に得ることができる。水深（水位）も、測定や非定常流計算によって容易に得られる。このように、式(3.16)に示した底面せん断応力の評価式は、取得が容易なパラメータから構成されており、適用にあたっての制約は少ない。

底面せん断応力を求めるには、一般に底層付近の流速の鉛直分布から求めた摩擦速度を用いることは第3章の冒頭で述べた。流速測定について、近年は ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) の開発・普及によって幾らか容易になり、河川感潮部における測定事例もいくつかみられる^{4), 5), 6)}が、やはり複雑な流況を呈する河川感潮部において、底層付近の流速分布を精度良く把握することは簡単ではない。本研究では、底面せん断応力の評価式において、加速度項が無視できることを示し、評価式を簡素化することができた。その結果の式(3.16)による底面せん断応力の評価に流速が不要になったことは、その評価を明らかに容易にしている。

また、式(3.16)の底面せん断応力の評価式について、本研究では流量規模の小さい都市河川の感潮部を取り上げて評価したが、流量規模の大きい河川で適用することに原理的に制約はないと考える。流量規模の大きい河川において、同様の手法により、どのような結果が得られるかは今後の課題の一つである。ただし、式(3.16)に示した底面せん断応力の評価式は、式(3.2)で導入された運動量補正係数 β が1に近い場合に適用可能であるが、上層と下層で流れの方向が異なるような場合には、運動量補正係数 β が1からかけ離れるため、その効果を考慮する必要が生じる。

第4章において、濁度と底面せん断応力および流速の関係を整理したが、底質の巻き上げにはその堆積状況や粒径が大きく影響すると考えられる。また、底質の移動形態として、既往研究にもあるように、高含水比の表層の底質が巻き上げられて浮遊状

態になり沈降・堆積する場合と，底質（河床）の侵食により粒子が移動する場合とがある^{7), 8), 9)}。以上のことから，底質の移動については，その巻き上げ・浮遊限界，あるいは移動限界となる底面せん断応力と底質の諸元，堆積環境との関係を明らかにしていくことが必要である。

最後に，第1章で述べたような河川感潮部が抱える諸問題に加えて，平成9年の河川法改正では「河川環境の整備と保全」が法の目的に追加され，流域住民の水辺環境への関心は益々高まっている。このような状況の中で，本研究の成果が河川環境の保全・改善の一助となれば幸いである。

【参考文献】

- 1) 岩佐義朗, 井上和也, 吉村義朗: 大川における塩分遡上の解析について, 京都大学防災研究所年報, 第29号B-2, 1986.
- 2) 鈴木伴征, 石川忠晴, 横山勝英: 河川感潮域におけるエスチュアリー循環の現地計測と数値計算, 河川技術論文集, 第9巻, pp.259-264, 2003.
- 3) 中村恭志, 小島崇, 石川忠晴: CIP-Soroban法による河道幅を考慮した汽水域二次元数値モデルの開発, 水工学論文集, 第50巻, pp.805-810, 2006.
- 4) 横尾啓介, 中津川誠, 羽山早織, 大熊正信: 超音波式流速計の連続観測に基づく流量推定手法-河川感潮域を対象として-, 河川技術論文集, pp.369-374, 2004.
- 5) 原田靖生, 二瓶泰雄, 北山秀飛, 高崎忠勝: H-ADCP計測と数値計算に基づく感潮域の河川流量モニタリング-隅田川を例として-, 水工学論文集, 第52巻, pp.943-948, 2008.
- 6) 岩本演崇, 二瓶泰雄: H-ADCP計測と河川流シミュレーションに基づく複断面河道の洪水流量モニタリング, 水工学論文集, 第53巻, pp.1009-1014, 2009.
- 7) 大坪国順, 村岡浩爾, 高野恒雄: 粘性土の限界掃流力について, 衛生工学研究討論会講演論文集, 第16巻, pp.140-146, 1980.
- 8) 大坪国順, 村岡浩爾: 底泥の物性およ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, pp.225-234, 1985.
- 9) 滝和夫, 岡正義: 河川底泥の巻き上がり現象に関する基礎的研究, 衛生工学研究論文集, 第20巻, pp.41-51, 1984.

第 5 章 結論

本研究の関連論文

- 1) 著者氏名 : 松本治彦, 坂本淳一, 天野卓三, 隈崎博一, 羽田野袈裟義
論文題目 : 都市河川感潮部の水質と物質輸送の現地観測
学術雑誌名 : 水工学論文集
卷、号、頁 : 第 42 卷, pp.799-804
発行年月 : 平成 10 年 2 月発行
(本文との関連 : 2 章)

- 2) 著者氏名 : 坂本淳一, 松本治彦, 羽田野袈裟義, 天野卓三
論文題目 : 河川感潮部の底面せん断応力の評価に関する研究
学術雑誌名 : 環境工学研究論文集
卷、号、頁 : 第 45 卷, pp.51-58
発行年月 : 平成 20 年 11 月発行
(本文との関連 : 2 章, 3 章)

- 3) 著者氏名 : 坂本淳一, 松本治彦, 羽田野袈裟義, 天野卓三, 光延清伸
論文題目 : 河川感潮部における底面せん断応力と濁度の関係について
学術雑誌名 : 水工学論文集
卷、号、頁 : 第 55 卷, pp.S_1591-S_1596
発行年月 : 平成 23 年 2 月発行
(本文との関連 : 2 章, 3 章, 4 章)

- 4) 著者氏名 : 坂本淳一, 松本治彦, 羽田野袈裟義, 朝位孝二, 天野卓三
論文題目 : 河川感潮部における物理諸量の分布と濁度の性状について
学術雑誌名 : 土木学会論文集 B1 (水工学)
卷、号、頁 : Vol.70, No.3, pp.82-93
発行年月 : 平成 26 年 12 月発行
(本文との関連 : 2 章, 3 章, 4 章)

謝 辞

本研究は、山口大学大学院理工学研究科 羽田野袈裟義教授のご指導の下に行われた研究であり、著者が大学および大学院博士前期過程の在学中に卒業研究、修士論文のテーマとして取り組んできた河川感潮部の水理と物質輸送に関する研究成果をとりまとめたものです。本研究を進めるにあたり、羽田野教授には丁寧かつ熱心なご指導を賜るとともに、水理学、流体力学、物理数学に関する多くのご教示を頂きました。羽田野教授の下で研究に携わった時間は、著者にとって大きな財産であり、今後の貴重な糧でもあります。ここに深く感謝の意を表します。

山口大学大学院理工学研究科 加藤泰生教授、関根雅彦教授、小金井真教授、朝位孝二教授には、本論文の全般にわたり貴重なご討議と多岐にわたるご助言、ご教示を賜りました。ここに深く感謝の意を表します。

山口大学大学院理工学研究科 朝位孝二教授には、第 3 章で述べた数値計算をはじめ、本研究の全般にわたり貴重なご教示をいただきました。また、本論文のとりまとめにあたって、貴重なご討議と多岐にわたるご助言を賜りました。ここに深く感謝の意を表します。

宇部フロンティア大学人間社会学部 松本治彦教授には、現地調査に関して多くのご指導、ご支援を頂きました。また、本研究の全般にわたり貴重なご助言、ご教示を頂きました。本研究の基礎となる計 17 回に及ぶ真締川での現地調査は、松本教授のご指導があって成し得たものであり、学生時代の著者にとっては新鮮かつ貴重な体験でもありました。ここに深く感謝の意を表します。

本研究を進めるにあたり、学生時代から公私にわたってご指導を頂いた天野卓三氏（中電技術コンサルタント(株)）をはじめ、本研究に卒業研究及び修士論文を通して直接関わって頂いた関係諸氏に心より感謝申し上げます。また、昼夜を問わず現地調査にご協力頂いた当時の水工学研究室の学生諸氏、宇部フロンティア大学の学生諸氏に心より感謝申し上げます。得られた膨大な観測資料と多様な視点から整理された結果は、本研究の基礎データとして存分に活用させて頂きました。

著者が勤務する中央開発(株)の瀬古一郎代表取締役社長、西江俊作取締役技術センター長をはじめとする役職員諸氏には、博士後期課程への入学の機会を与えて頂き、また日々の業務において多くの便宜を図って頂きました。心より感謝申し上げます。今後は、より一層技術の研鑽に励み、業務に邁進する所存です。

最後に、本研究は家族の協力がなければ成し得ませんでした。物心両面で支えてくれた妻 香、長男 泰嗣、長女 弥優、両親、義父母に深く感謝の意を表します。