

有明海湾奥部の地形・底質分布に関する現地調査

横山勝英*・河野史郎**・山本浩一***

有明海北東部の浅海域と筑後川の感潮河道において洪水期の前後に地形測量と底質分析を実施した。筑後川の感潮河道では上流区間にシルト粘土が堆積しており、高濁度水塊によって浮泥層が形成されると推測された。洪水後には浮泥層が侵食され、河口や沖合干潟に堆積していた。筑後川と嘉瀬川、六角川の河口沖濡筋の規模は、河川の大きさではなく感潮河道の塩水流動量に比例していた。湾奥部にはシルト粘土質が分布していたが強熱減量には空間分布が見られ、有機泥の生物利用状況が地形と流れに規定されていると推察された。

1. 序 論

有明海湾奥部の広大な干潟はノリ養殖やアサリ等の貝類漁場として非常に重要であるが、近年、漁業不振の原因究明と対策の実施が求められている。浅海域では、様々な物理・化学的要因が相互に作用して生態環境に影響を及ぼすが、諸要素のうち地形と底質は生態系にとって基礎的な場の条件である。

鎌田 (1967) は 1956 年及び 57 年に有明海全域の底質粒度に関する調査を行い、徳永ら (2005) は有明海北部海域における多項目の底泥分析を行っているが、干潟は調査領域外とされており浅海域の底質分布は不明である。また、鎌田 (1980) は 1975 年及び 76 年に北部海域において干潟も含めた底質調査を実施しているが、筑後川から六角川の河口域までの浅海域については底質分布特性が十分に把握されていない。その原因としては、濡筋や微高地などの地形的特性を考慮せずに採取地点が設定されていることにあると考えられる。このように有明海湾奥部の約 140 km² にも及ぶ干潟の地形・底質の分布特性を示した資料は少ない。

さらに、有明海の湾奥部には筑後川、嘉瀬川、六角川などの河川が流入しており、特に筑後川はその沖積作用によって広大な河口テラスを形成している。そのため、湾奥部の地形・底質形成には河川からの土砂供給や河川水による流動作用が重要な役割を果たしていると考えられる。満田 (1968) や代田 (1980) が筑後川において、二渡ら (1992) は六角川において高濁度水塊に関する調査を行っているが、これらの河川が感潮河道や湾奥部干潟の底質分布に及ぼす影響については、定性的な記述にとどまり詳細に示されていない。また、洪水による影響については調査事例が全くない。

そこで本研究では、有明海北東部の浅海域と筑後川の

感潮河道において洪水期の前後に高密度な測量と底質分析を実施し、その特徴について報告する。

2. 研究方法

筑後川、嘉瀬川、六角川の河口前面に広がる約 20 km × 10 km のテラスと筑後川の 16 km の感潮区間において地形測量と底質分析を実施した。調査地点図を図-1 に示す。河川が地形・底質に及ぼす影響を調べるために、2003 年の洪水期前後 (5 月と 8 月) に調査を実施した。測量の測線は感潮河道では 0.5 km 間隔に設定し、2002 年 10 月には河川定期横断測量が 0.2 km 間隔で実施された。干潟の測線は岸沖方向に 0.5 km 間隔で設定し、テラスより外側では 1 km 間隔とした。

底質の採取箇所は感潮河道が 45 点、河口干潟が 135 点の合計 180 地点である。河道では 2 km ごとに低水路の右岸、中央、左岸で採取し、干潟では濡筋や微高地の地形を考慮して地点を配置した。底質は細粒分の抜け落ちを防ぐためにダイバーが直接採取した。採取した試料は粒度分布、強熱減量、粒子密度、含水比、各種形態リン

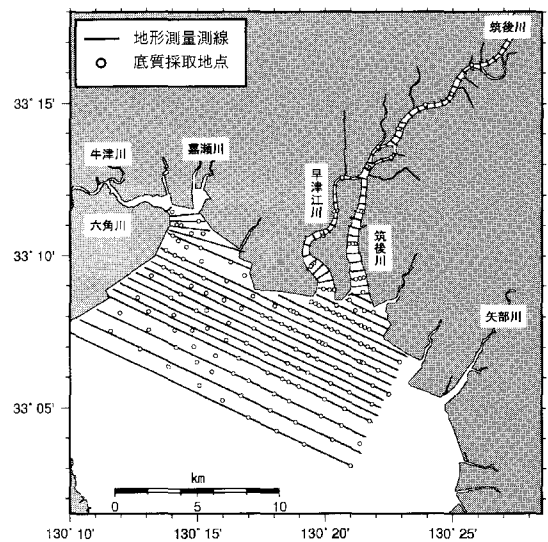


図-1 地形測量調査測線及び底質採取地点

* 正会員 工博 首都大学東京准教授 都市基盤環境コース
** 正会員 理修 国土環境部 環境技術本部水環境解析グループ研究員
*** 正会員 工博 佐賀大学講師 有明海総合研究プロジェクト

を分析した。また、長さ2mの物差しで底面を突き刺して貫入深度を計測した。

なお、筑後川感潮河道における塩水遡上の概要を事前に把握した。調査日は2001年10月5日であり、調査船に水質計を搭載して、上げ潮と満潮時に1kmないし2km間隔で塩分と濁度の鉛直分布を計測した。

3. 筑後川感潮域の状況

(1) 出水前

筑後川下流の平均河床縦断面図を図-2に示す。河床勾

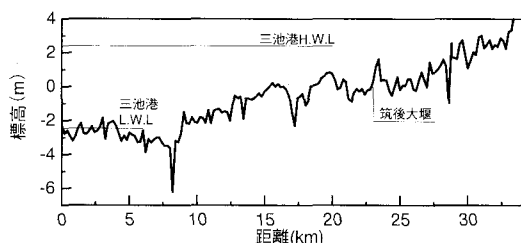


図-2 筑後川下流の平均河床縦断面図 (2002 年)

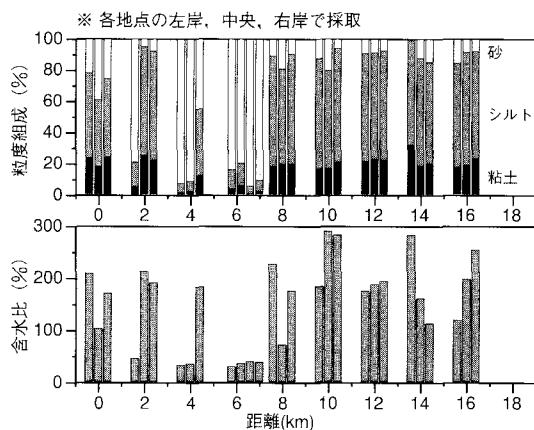


図-3 筑後川感潮域の粒度組成と含水比 (出水前)

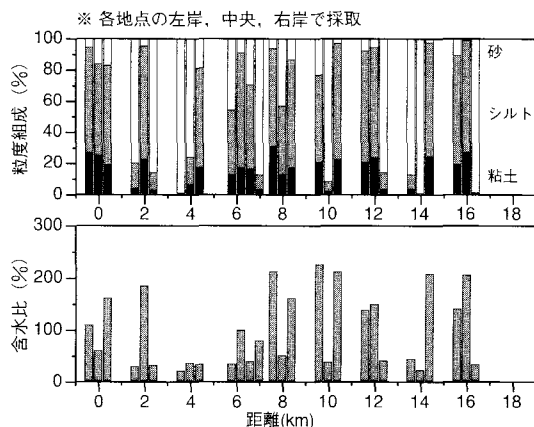


図-4 筑後川感潮域の粒度組成と含水比 (出水後)

配は0～3kmで水平、4～8kmの区間で逆勾配であり8.2kmで最も深く、それよりも上流で順勾配になっている。図-3は出水前の底質の粒度組成と含水比の分布であり、図-4は出水後の分布図である。出水前の底質特性は河床勾配区分と対応していた。すなわち、河口付近(0～2km)では砂混じりシルト粘土であり、逆勾配区間(4～6.5km)では砂質である。8kmより上流ではシルト粘土含有率(含泥率)が80%を超え、含水比が200%近く貫入深度は80cm程度であるため、浮泥状の底質が厚く堆積していることが分かった。

このような底質性状は高濁度水塊の挙動と関連が深いと考えられる。図-5は平水期における上げ潮時の濁度・塩分分布であり、図-6は満潮時の同様の図である。塩分はいずれの時間帯も上層と下層で同程度であり、強混合状態で塩水が遡上している。濁度は上げ潮時には感潮河道のほぼ全区間で500～1,000 ppmを示しており、懸濁土砂が活発に輸送されていることが伺える。満潮時には高濁度領域が7kmよりも上流に移動し、さらに濃度も低下していることから、懸濁土砂が感潮河道の上流域で沈殿していると推察される。

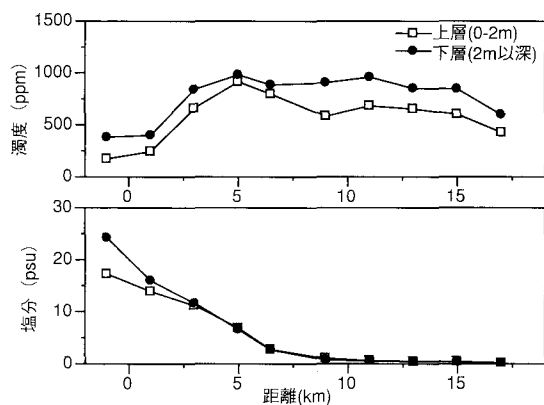


図-5 筑後川感潮域の濁度・塩分分布 (上げ潮時)

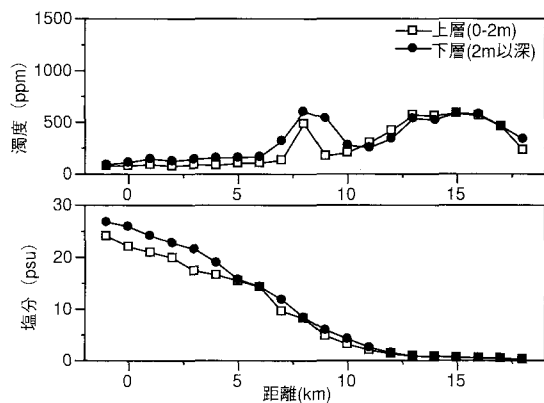


図-6 筑後川感潮域の濁度・塩分分布 (満潮時)

横山ら (2002) は強混合河川の白川において高濁度水塊が輸送する懸濁土砂量を算定し、平水期には感潮河道の上流部に逆流・堆積する傾向があることを示しており、筑後川でも同様の現象によって 8 km よりも上流で浮泥状の底質が形成されている可能性がある。

(2) 出水後

各勾配区間の代表断面として 0 km, 7 km と 14 km の河床横断面図を図-7 に示す。2002年10月から2003年5月までは河床の変化はわずかだが、梅雨出水を経た 8 月には 0 km で河床が最大で約 1 m 上昇し、7 km では変化が無く、14 km では約 2 m 低下した。出水前後の断面積変化を計算したところ図-8 が得られ、-1 km から 3 km で堆積、8.5 km から 17 km で侵食であった。

出水前後の底質分布を比較すると (図-3, 図-4), 0 ~ 6.5 km で含泥率が上昇し、逆に 8 ~ 16 km では砂質領域が増えている。例えば図-7 に示した 14 km 横断面図では左岸と中央で侵食が著しく、この領域でシルト粘土が欠落して砂分が増えている。

したがって、平水期に高濁度水塊によって形成された上流区間の泥質河床が出水によって侵食され、下流側へと輸送されたと考えられる。上流区間のシルト粘土の侵

食量は 150万 m^3 であり、下流区間の堆積量は約 40万 m^3 であるため、両者の差として 110万 m^3 は沖合に移動したことになる。

4. 有明海北東部の状況

(1) 地形

沿岸域の等深線図を図-9 に示す。等深線を参考にし、沿岸域を A~F まで区分した。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。なお、過去の海図 (測量年: 1885~1992) には筑後川河口沖の 2 つの滞筋のうち東側の滞筋が不明瞭もしくは細く描かれているが、本研究により東側の滞筋の方が大きいことが判明した。1992年を境にした筑後川の流況変化は見られないため、滞筋地形が変化したというよりも、測量密度の違いによるものと考えられる。

有明海の最奥部には嘉瀬川と六角川が流入しているが、六角川の河口沖には滞筋が延びており嘉瀬川沖の滞筋は明瞭ではない。その違いを考察するために、各河川の滞筋の大きさと河川流況について整理した (表-1)。なお、六角川は平水時はほとんど自流量が無い。また、滞筋の大きさは各河口から 2 km の位置における水路断面積 (幅×比高×本数) で表した。その結果、滞筋の規模は流量と感潮区間距離が大きい筑後川で最大であり、次いで感潮区間距離が大きい六角川、嘉瀬川は最小となった。

河川としては六角川よりも嘉瀬川の方が大きいにもかかわらず、滞筋が発達していない理由は次のように考えられる。有明海湾奥部の河川感潮域では強混合状態で塩水が運動している。そこで、塩水の運動を単純化して、矩形状の入り江に塩水が一定の割合で出入りする状態を考えると、表-1 に示す正味流量が得られた。正味流量は筑後川、六角川、嘉瀬川の順に小さくなり、滞筋の順

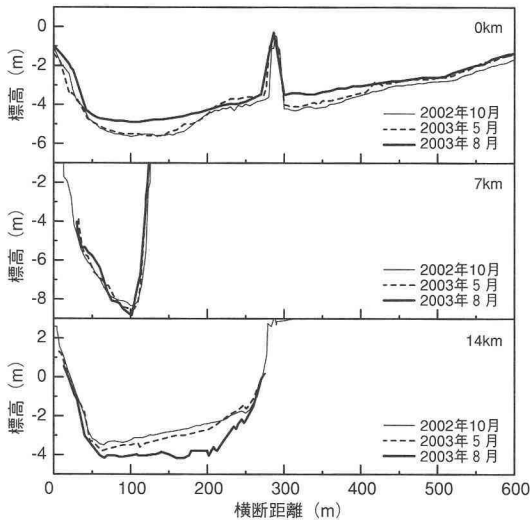


図-7 河床横断面図 (0 km, 7 km, 14 km)

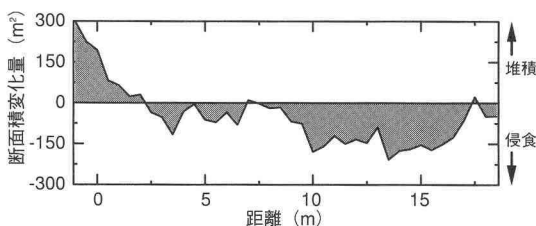


図-8 筑後川感潮域における出水前後の断面積変化

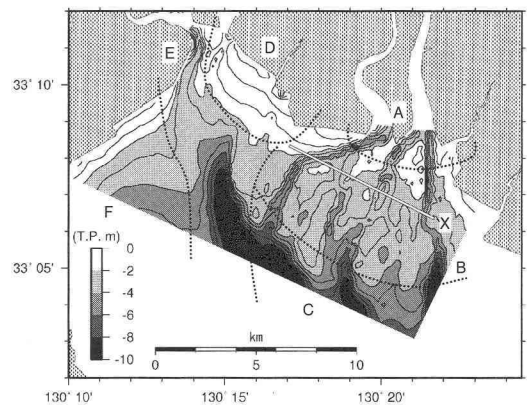


図-9 沿岸域の等深線図

表-1 滞筋の諸元と河川流況

		筑後川	嘉瀬川	六角川
滞筋	断面積 (m ²)	3,700	500	1,700
河川条件	平水流量 (m ³ /s)	50	10	0
	洪水流量 (m ³ /s)	2,000	500	不明
	感潮区間 (km)	18	6	30 ^{※1}
	平均川幅 (m)	300	50	50
	潮位変動 (m)	4	4	4
	塩水容積 (万 m ³)	2,160	110	600
下げ潮	継続時間 (h)	8	8	8
	塩水流量 (m ³ /s)	750	38	208
	正味流量 (m ³ /s)	800	48	208
上げ潮	継続時間 (h)	4	4	4
	塩水流量 (m ³ /s)	1,500	76	417
	正味流量 (m ³ /s)	1,450	66	417

※1 牛津川を含む

位と一致している。また、六角川感潮区間では嘉瀬川の洪水流量に相当する流量が1日4回発生していると推定された。したがって、対象領域における滞筋の形成には河川流量よりも感潮区間の長さ、つまり潮汐による往復流量が影響を及ぼしていると考えられる。

(2) 底 質

含泥率の分布を図-10に示す。洪水前にはB海域の滞筋は砂質であり、それ以外ではシルト粘土質であった。特に、湾奥部のD, E, F海域では含泥率が90%を超え、貫入深度も最大で2mであった。洪水後には、B海域の砂質領域はシルト粘土に更新されており、D～F海域では粒径の変化はなかった。

X断面(図-9)の洪水前後の地形および含泥率を図-11に示す。7.2kmのくぼみが筑後川沖の東側の滞筋である。土砂の堆積は凹部で顕著であり、全体的に含泥率が上昇している。前節では筑後川感潮河道の堆積シルト粘土が出水後に沖合に移動していることが示された。また、山本・末次(2005)は同海域の干潟底質や河川濁水に含まれる各態リンから土砂の起源を推定しており、B海域における堆積物の起源は筑後川の出水時土砂であるとしている。したがって、出水後のB海域には筑後川の流域由来の土砂と感潮河道で侵食された河床材料が堆積したと考えられる。

嘉瀬川流域の土砂生産量は北山ダムの堆砂を参考にするに299 m³/km²/年になり、ダム以外の流域からは年間66,000 m³程度の土砂が流下しているの見積もられる。下流の河床材料は1mmの砂であることから、山地から流出する土砂の何割かは砂であると推測されるが、その砂が河口沖に堆積している様子は見られない。この点については、今後の詳細な検討が必要である。

図-12に粒子密度の分布を示す。A～C海域では2.65 g/cm³以上の地点が主体であり、D～F海域では2.60以下になっている。A～C海域は砂泥質、D～F海域は泥質であるため、泥質中には有機物が多く含まれていると考えられる。また、湾奥部に泥質が多いことは、一般に

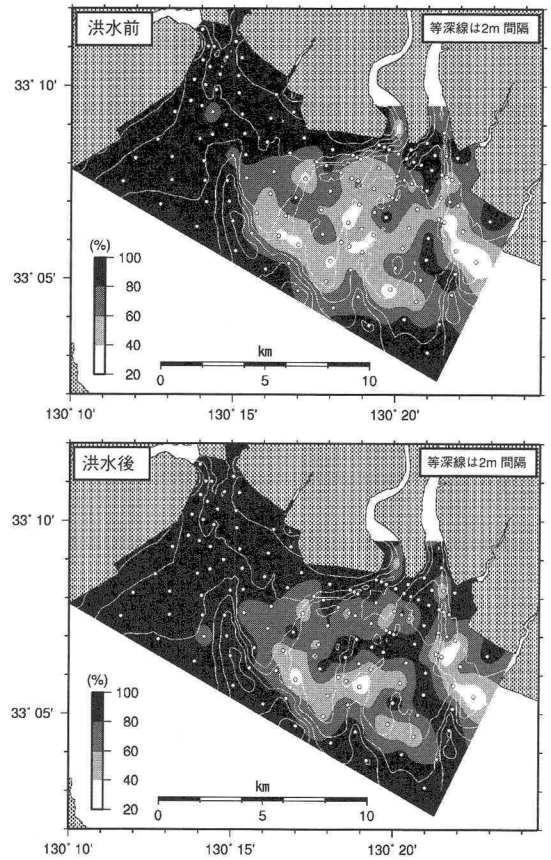


図-10 含泥率の分布

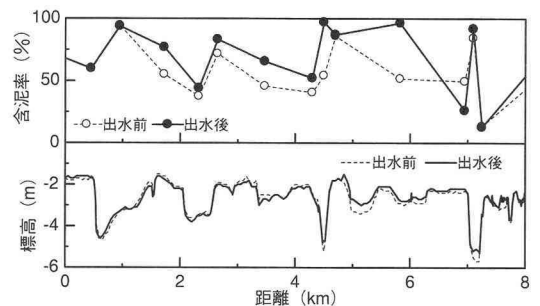


図-11 地形及び含泥率の分布 (X断面)

言われている反時計回りの恒流によって筑後川河口域からシルト粘土が輸送されている可能性がある。

図-13に0.075 mm以下のシルト粘土成分に関する強熱減量 (IL)を示す。これより、D海域でILが特に低く、F海域も低いなど、湾奥部の泥質領域において差が見られた。ILに空間分布があることは、湾奥部における懸濁粒子の輸送・堆積過程と生物による利用状況が単純でないことを示している。

E海域では六角川感潮河道への潮の入退によって海水

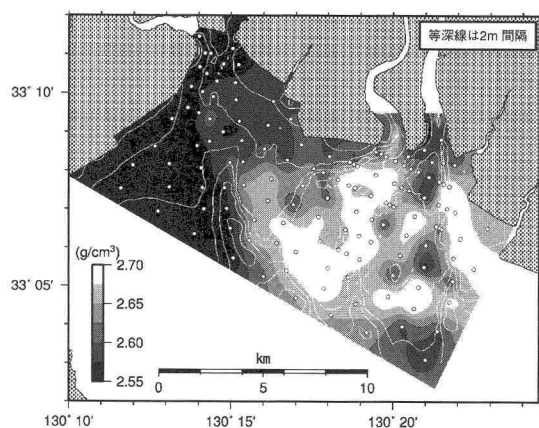


図-12 粒子密度の分布 (出水前)

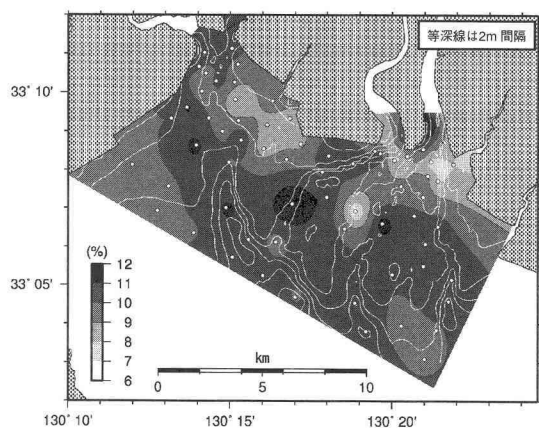


図-13 強熱減量の分布 (出水前)

の移動が大きい。さらにILは筑後川河口沖 (B, C 海域) と同程度であることから、筑後川河口沖からE海域へと有機泥が輸送されている可能性がある。一方、D海域やF海域はシルト粘土が集積・堆積して標高が高くなり、干出時間が長くなるために干潟生物による有機泥の消費が活発であると推察される。山本・末次 (2005) はD海域において生物に利用不可能な形態のカルシウム態リンが高濃度になることを示しており、このことも有機泥の分解消費が行われていることを支持している。

5. 結 論

本研究では、有明海北東部の浅海域と筑後川の感潮河道において洪水期の前後に測量と底質分析を実施した。得られた結果は次の通りである。

- 1) 筑後川の感潮河道では下流区間が砂質であり、上流区間がシルト粘土質であった。上流部のシルト粘土は高濁度水塊によって輸送されたものと推測された。
- 2) 出水後には上流部が侵食されて、河口付近や沖合にシルト粘土の堆積が見られた。河口沖の新規シルト粘土は感潮河道の侵食と出水による土砂供給の2つの現象によって供給されたと考えられた。
- 3) 筑後川の河口域には3～4本の滞筋があり、六角川の沖には1本見られたが、嘉瀬川の滞筋は小規模であった。河口滞筋の規模は河川流量ではなく、感潮区間における潮汐に起因した塩水流量に比例していた。
- 4) 六角川河口沖は広い範囲で浮泥質であった。しかし強熱減量には空間分布が見られ、滞筋領域では筑後川河口沖と同程度であるが、比高の高い干潟では低かった。したがって、反時計回りの恒流によって筑後川河口沖から輸送された有機泥が湾奥部に集積し、干潟で底生生物に活発に利用されていると推測された。
- 5) ただし、恒流の存在は河口テラスよりも沖側において示されているため、恒流が干潟域の浮泥輸送に直接的に寄与しているかどうかは可能性を指摘するにとどまる。そのため、今後は流動現象に関する詳細な検討を行う必要がある。

謝辞：本研究の実施に際し、国土交通省筑後川河川事務所調査課には多大なるご助力を頂いた。また、(財)土木研究センター宇多高明氏には調査に関する有益なご助言を頂いた。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 鎌田泰彦(1967)：有明海の海底堆積物，長崎大学教育学部自然科学研究報告18，pp 71-82
- 鎌田泰彦(1980)：有明海の沿岸底質・海底地形と底質，海洋科学12.2，pp 88-96.
- 二渡了・楠田哲也・大石京子(1992)：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452 (II-20)，pp 71-79.
- 徳永貴久・宗孝士・松永信博・児玉真史(2005)：有明海北部海域の底泥環境調査，水工学論文集49，pp 1363-1368
- 満山雅男(1968)：有明海湾奥部の浮泥と干潟の消長について，水産庁筑後川調査報告
- 代田昭彦(1980)：有明海の栄養塩類とニゴリの特性，海洋科学12.2，pp 127-137
- 山本浩一・末次忠司(2005)：筑後川河口域における底質中の形態別栄養塩の分布特性に関する研究，水工学論文集49，pp 1417-1422
- 横山勝英・宇野誠高・森下和志・河野史郎(2002)：超音波流速計による浮遊土砂移動量の推定方法，海岸工学論文集49，pp 1486-1490