

河口干潟と砂州の底質移動に及ぼす潮汐流の効果

EFFECT OF TIDAL FLOW ON SEDIMENT TRANSPORT AT TIDAL FLAT AND BAR OF RIVER MOUTH

宇野 宏司¹・中野 晋²・古川 忠司³

Kouji UNO, Susumu NAKANO and Tadashi FURUKAWA

¹学生会員 修(工) 徳島大学大学院 工学研究科博士後期課程(〒770-8506 徳島市南常三島町2-1)

²正会員 博(工) 徳島大学助教授 工学部建設工学科(〒770-8506 徳島市南常三島町2-1)

³学生会員 徳島大学大学院 工学研究科博士前期課程(〒770-8506 徳島市南常三島町2-1)

Sediment transport phenomena at a tidal flat and a bar of a river mouth were discussed. Study site was the mouth of YOSHINO River, Shikoku Island in Japan. First, field observations were carried out to measure the amount of sediment transport during a tide. Secondly, tidal flow simulations were conducted to clarify space-time variation properties of friction velocity at the tidal flat. Finally, the amount of sediment transport was calculated by using the formulae based on bed load transport. Main results are as follows: 1) The sediment transport at a tidal flat not only changes spatially but also is greatly different according to a tidal range. 2) A friction velocity becomes large when a tidal flat has just dried up or flooded. 3) The transport rate of sediment which diameter is between 40 and 200 μm was able to estimate by using the bed load formulae.

Key Words: sediment transport, tidal flow simulations, friction velocity, tidal flat, river mouth bar

1. はじめに

近年、沿岸域での生物多様性の確保が重要視されている。生物のハビタットとなる干潟や砂州などの空間を適切に保全・創造していくためには、物理的要因が生態系へ及ぼす影響を定量的に把握することが重要である。このうち、干潟や砂州の底質移動特性を把握することは、植生やベントス類の定着、栄養塩循環や水質浄化効率を検討する上で有用であると考えられる。

本研究で対象とする吉野川は、幅約 1.4km の広大な河口を有し、河口から上流約 12km に位置する第十堰にかけて砂州や干潟が広く分布している。これらの空間は、準絶滅危惧種シオマネキやハクセンシオマネキ、稀少抽水植物イセウキヤガラの貴重なハビタットとして、また、シギ・チドリ類の中継地として重要な役割を担っている。

汽水域に生息するこうした生物の多くは、底質の粒度分布、特に微細粒子の堆積と密接な関係がある。例えば、シオマネキの場合、その摂餌特性から口器に見合うサイズ(数 10 μm)の粒子の存在が必要であるといわれている。このような微細粒子は、主に平水時の潮汐流の作用によって堆積すると考えられる。そこで、本研究では、河口域の底質移動に関係する物理因子として潮汐流に注目し、①一冠水期間底質移動量に関する現地観測、

②一様勾配の干潟地形での摩擦速度と底質移動量の時間変化の考察、③平面2次元潮流計算による一冠水期間底質移動量の推定、をおこない、潮汐流による河口域の底質変動特性について考察した。

2. 一冠水期間の底質移動に関する現地調査

(1) 調査方法

図-1に示す吉野川河口の住吉干潟および砂州で、一冠水期間中の底質移動量を測定した(表-1)。調査方法を以下に記す。まず、干潮時に干潟および砂州の13ヶ所の調査地点でセジメントトラップ(口径 42mm 全高 119mm)2個(粒度分析用、重量測定用)を埋設する。一冠水期間放置後、調査地点が再び干出したところでトラップを引き上げ、トラップ内に堆積した底質の重量測定と粒度分析をおこなった(図-1)。このとき、調査地点付近の表層の底質も持ち帰り、同様に粒度分析をおこなった。観測期間中は、干潟内に電磁流速計(アレック電子、COMPACT-EM)、河川敷に風速計(DAVIS社、WEATER WIZARD III)を設置し、河床上0.26mの流速と地上2mの風速 U_2 を測定した。また、GPSにより地盤高さを測量した。なお、水位については、河口から右岸1.4kmの沖州水門の水位データ(国土交通省)を利用した。

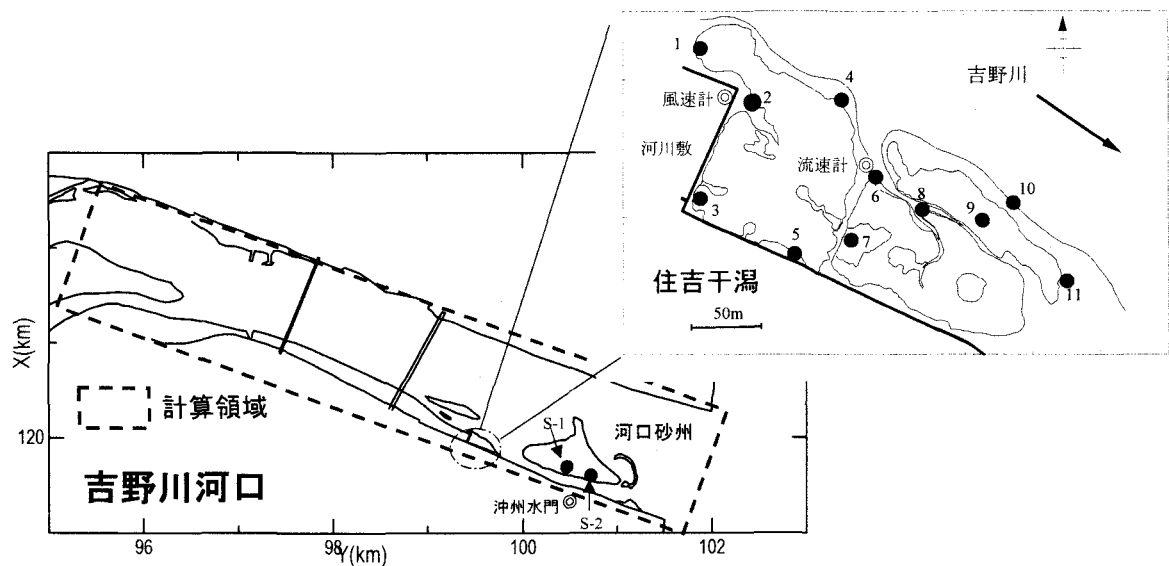


図-1 吉野川河口域と調査地点

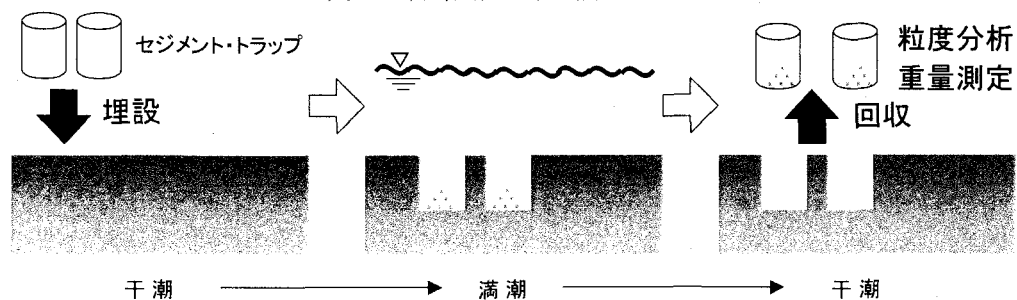


図-2 一冠水期間底質移動量調査の模式図

表-1 調査日

	調査地点	調査日	潮汐	満潮	最大風速	平均風速	河川流量
I	住吉干潟	12/5/02	大潮	7:03	3.6m/s	1.21m/s	13.9m ³ /s
II	住吉干潟	12/14/02	小潮	2:14	5.8	3.6	5.8
III	河口砂州	1/3/03	大潮	17:59	12.9	4.98	8.3

(2) 調査結果および考察

ここではまず、住吉干潟での調査（調査Ⅰ、Ⅱ）結果について考察する。図-3は地盤高さと移動底質の堆積量の関係を示したものである。大潮時（図-3左）は全ての調査地点で底質の移動が確認された。とくに、地盤高さが平均水面付近にある地点での移動量が多い傾向がみられた。

一方、小潮時（図-3右）に底質移動が確認されたのは、地盤高さが低い5点であった。また、いずれの地点においても堆積量は大潮時と比較して少なかった。このうち3点は、地盤高さが満潮線より高いにも関わらず、底質の堆積が確認された。この理由として、調査Ⅱの日は、3m/s以上の北西風が吹いており、これにより発生した風波の影響を受けたためと考えられる。実際に、浅海部に適用できる Bretschneider 法の近似式を用いて、10m 風速が 4.4m/s、水深 2～6m の地点で吹送距離を 5

～10km と変化させた場合の河道内で発生する波を計算した。その結果、0.21～0.32m の風波の発生が想定された。これから、満潮線より 10cm 以上の地点でも波の打ち上げにより、底質の堆積が生じたものと考えられる。

次に、河口砂州での調査（調査Ⅲ）結果について考察する。表-1 からわかるように、この日は調査Ⅰ、Ⅱと比較して、はるかに強い北西風の出現が見られた。特に調査地点 S-2 の堆積量が多いのは、局所的な地形の差異が調査地点の波高に影響したためであると考えられる。

これらの観測から、河口域の干潟および砂州における底質移動特性は、空間的に大きく異なる。特に地盤高さが平均水面付近の地点の底質移動が顕著であった。また、同一地点でも潮汐や波浪の程度によって、移動量が大きく変化することが明らかになった。

3. 摩擦速度の時間変化特性

現地調査の結果から、河口域においては潮汐流が底質移動に大きく寄与していることが明らかにされた。潮汐流は河川流と異なり、水位変動が大きい特徴をもつ。このため、底質移動の起因となる底面せん断応力も時々刻々と変化している。そこで、こうした現象を理解するために、一様勾配をもつ簡単な干潟地形での摩擦速度の

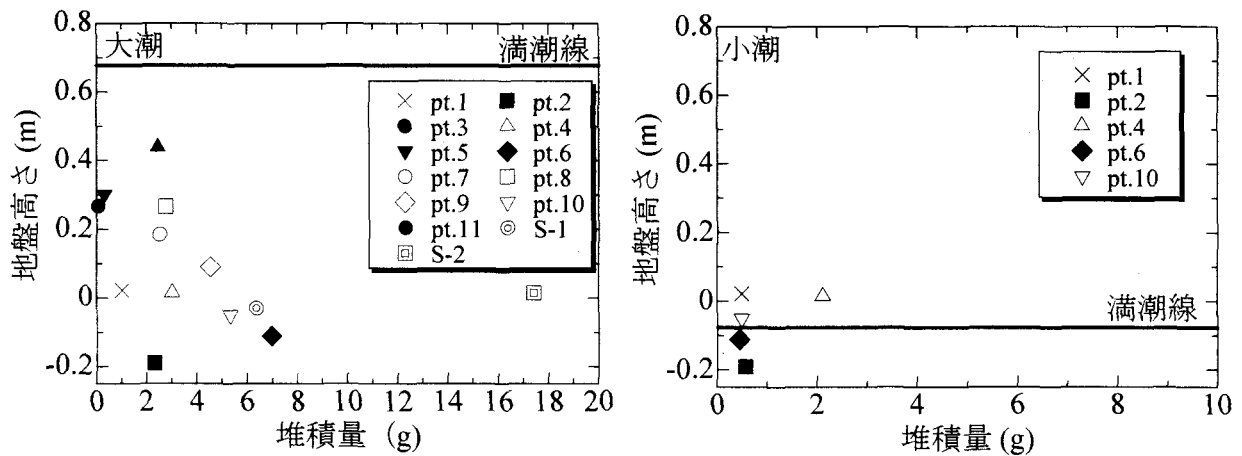


図-3 一冠水期間中の底質移動量と地盤高度の関係

時系列変化を調べた。

(1) 一様勾配干潟での摩擦速度の時間変化

図-4のような一様勾配の干潟を考える。時刻 t における断面 $i-i'$ の水深 h 、水位を $\eta(t) = -a \cos(\sigma t)$ とする。ここで、 a は潮汐振幅(大潮0.9m, 小潮0.3m)、 σ は潮汐の角速度で、 $\sigma = 2\pi/T$ (T : M_2 潮周期 12時間25分)である。なお、断面 $i-i'$ より岸側の水位は一樣に上下するものとし、水面勾配 I_w を用いて、潮汐の入退時のそれぞれの水面形を考慮する。いま、断面 $i-i'$ を通過する流速を U とすると、断面 $i-i'$ より岸側の単位幅あたりの体積変化 $(h/(I_w - I)d\eta)$ と dt 時間の単位幅あたりの流入量 $(Uhdt)$ が等しくなる。これより、 U は

$$U = \frac{1}{I_w - I} \frac{d\eta}{dt} \quad (1)$$

で評価できる。ここでは、住吉干潟での測量データを参考に、干潟勾配 $I = 1/250$ とした。

さて、一様水路の不等流の基本式を準用すると、河床勾配 I 、水面勾配 I_w 、エネルギー勾配の3者の関係は、次式で示される。

$$I_e = I_w - (I + I_w)\alpha F_r^2 \quad (2)$$

式(2)において、 $F_r \ll 1$ の場合には、第2項が無視できて、 $I_e = I_w$ となる。したがって、図-4のような状況下に Manning 式を適用すると、局所的には

$$I_w = \frac{n^2 U |U|}{h^{4/3}} \quad (3)$$

が成立する。これを式(1)に代入すると、流速 U についての3次方程式が得られる。

$$\frac{n^2 U^2 |U|}{h^{4/3}} - IU - a\sigma \sin \sigma t = 0 \quad (4)$$

入潮時は $U > 0$ 、退潮時は $U < 0$ の条件を満たす流速

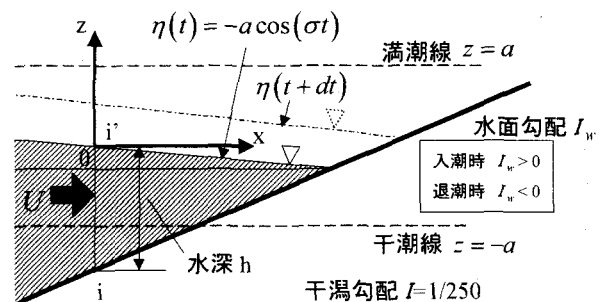


図-4 一様勾配干潟

U が解となる。さらに、摩擦抵抗係数 f 、マンニングの粗度係数 n を用いると、摩擦速度 U_* は、

$$U_* = \sqrt{\frac{f}{8}} |U| = \frac{n\sqrt{g}}{h^{1/6}} |U| \quad (5)$$

で求められる。

図-5は式(5)で計算される摩擦速度の時系列変化を示したものである。図中 Δt は、干潮時刻からの時間偏差をあらわす。また、 $z/a = -1, 0, 0.8$ は、それぞれの地盤高さが干潮線、平均水面、満潮線付近であることを示す。この図から、大潮、小潮ともに、冠水直後と干出直前に摩擦速度が最大になることがわかる。潮汐の程度による摩擦速度の違いを比較すると、大潮時の最大摩擦速度は小潮時の約2倍程度である。また、平均水面と同程度の地盤高さで摩擦速度は最大となり、この付近の底質の移動量が多くなることがわかる。この結果は、前節の現地観測で得られた傾向と一致する。

(2) 実測値との比較

次に、一様勾配の干潟地形での得られた摩擦速度の時系列変化と、現地での摩擦速度の時系列変化の対応性を検証した(図-5)。

ここで、摩擦速度 U_* の実測値は、前節の現地調査で測定した流速データから対数則を用いて求めた。この時、

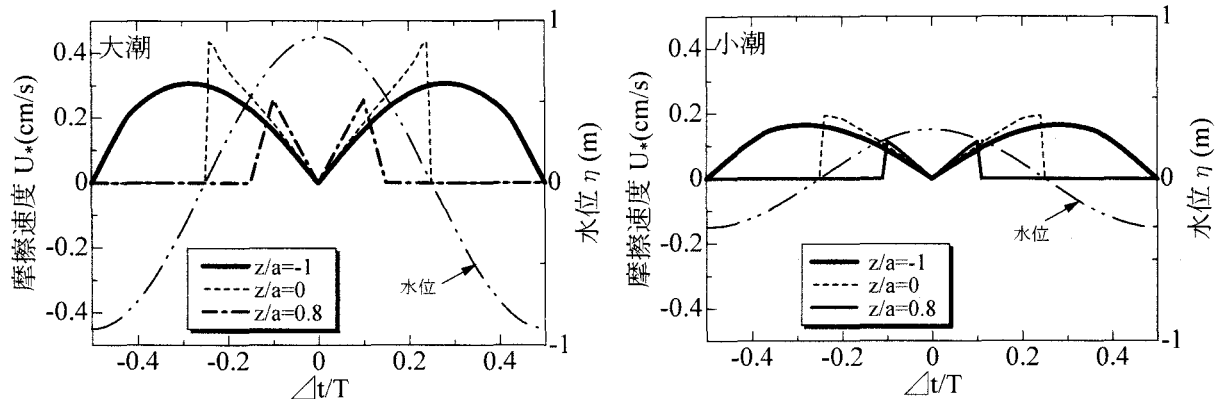


図-5 一様勾配干潟における摩擦速度の時系列変化

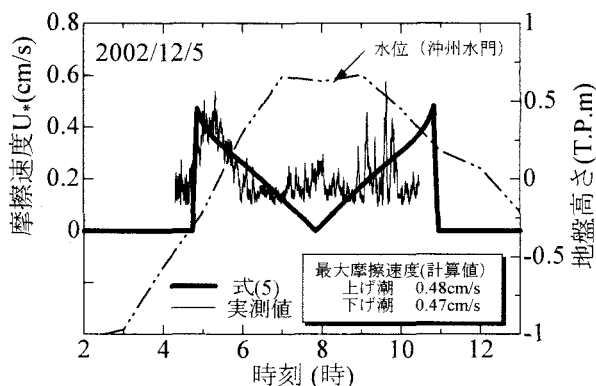


図-6 摩擦速度の時系列変化の理論値と実測値

相当粗度 k_s は底質の平均粒径 d_m とし、流速計設置点に最も近い Pt.6 の $d_m = 0.0330$ cm を用いた。

図-6 に一様勾配の干潟地形で計算された摩擦速度と現地調査で得られた流速値から算出した摩擦速度の時系列変化を示す。一様勾配の干潟地形で計算される摩擦速度は式(1)から明らかなように満潮時に 0 cm/s となるが、実際には風による擾乱や流れの乱れによって、満潮時でも若干の摩擦速度を有する。また、上げ潮時と下げ潮時の最大摩擦速度の違いは水面勾配の影響によるものと考えられるが、一様勾配の干潟地形では、 $I_w \ll I$ となるため、十分に再現することが出来なかった。しかし、このような単純な干潟地形を仮定しても、河口干潟での摩擦速度の時系列変化特性をある程度説明することができる。

4. 河口域底質の粒度変動に関する数値解析

前節でも述べたように、平水時の河口干潟および砂州での底質変動は、潮流流に大きく支配される。しかし、広範囲に広がる干潟や砂州の底質空間分布を全て現地調査で明らかにすることは多大な労力を要する。そこで、河口域を対象にした潮流シミュレーションをおこない、摩擦速度や水位の時々刻々の計算値を用いて、底質の変動特性の空間的な分布について考察した。

(1) FEM 平面2次元潮流計算の概要

計算領域は、図-1に示す吉野川河口である。干潟周辺の地形の再現性を高めるために、国土交通省の定期横断測量データ(2000年度)に、著者らが2003年1月7日におこなった住吉干潟周辺のGPS測量データを加えて、これらを地形データとした。計算は、上流端に河川流量、下流端に潮汐を与え、半潮汐間の助走のあと、1潮汐間の本計算をおこなった。計算中、一分間隔で水位、流速、摩擦速度の時系列変化を出力させた。摩擦速度は、マニング式を用いて算出した。また、本計算終了時に、各節点の一潮汐間最大摩擦速度を出力した。なお、 $n = 0.025$ 、計算時間ステップは 0.1s、節点数 11558、最小節点間距離は 10m である。

(2) 一冠水期間流砂量の推算

計算された摩擦速度を用いて、冠水してから干出するまでの一冠水期間に輸送される土砂量を計算した。対象干潟には、数 $10\mu\text{m}$ 以下の微細粒子が堆積しており、これらの粒子の移動量計算には粘着性を考慮した解析が必要である。しかし、現在、粘着性粒子の粒度変化を解析する手法は開発されていない。そこで、粒径別掃流砂量 q_{Bj} の算定には、次の芦田・道上式を用いて、その適応性について検討した。

$$q_{Bj} = 17\tau_{*j}^{3/2}(1 - \tau_{*cj}/\tau_{*j})(1 - \sqrt{\tau_{*cj}/\tau_{*j}}) \times p_j \quad (6)$$

ここで、 p_j は粒度階級 j 番目の粒度の混合割合である。また岩垣式により、平均粒径に対する限界摩擦速度 u_{*cm} を求めた後、Egiazaroff 式または芦田・道上による修正 Egiazaroff 式から粒径別無次元移動限界掃流力 τ_{*cj} を求めた。一方、粒径別無次元掃流力 τ_{*j} は潮流計算で求められた摩擦速度から評価した。なお、粒径分布は計算、実測ともに $2 \sim 2000\mu\text{m}$ の範囲を 92 の階級に分けて解析した。

掃流砂量 Q_B は、全階級の q_{Bj} の総和を求めたのち、これに継続時間とセジメントトラップの断面積 $A (= 4.20\pi \text{ cm}^2)$ を乗じて算定した。さらに、比較のため、

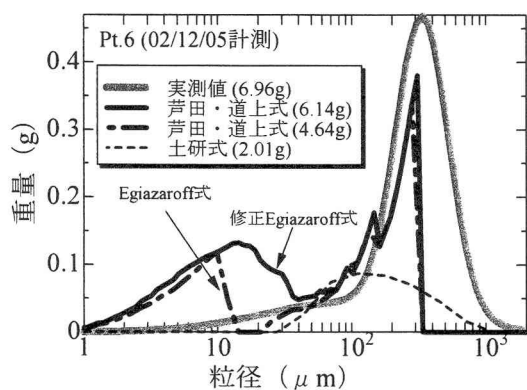


図-7 底質移動量の推算

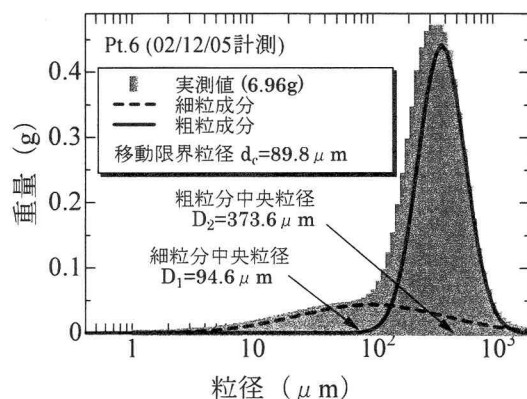


図-8 移動限界粒径と細粒分の中央粒径との関係

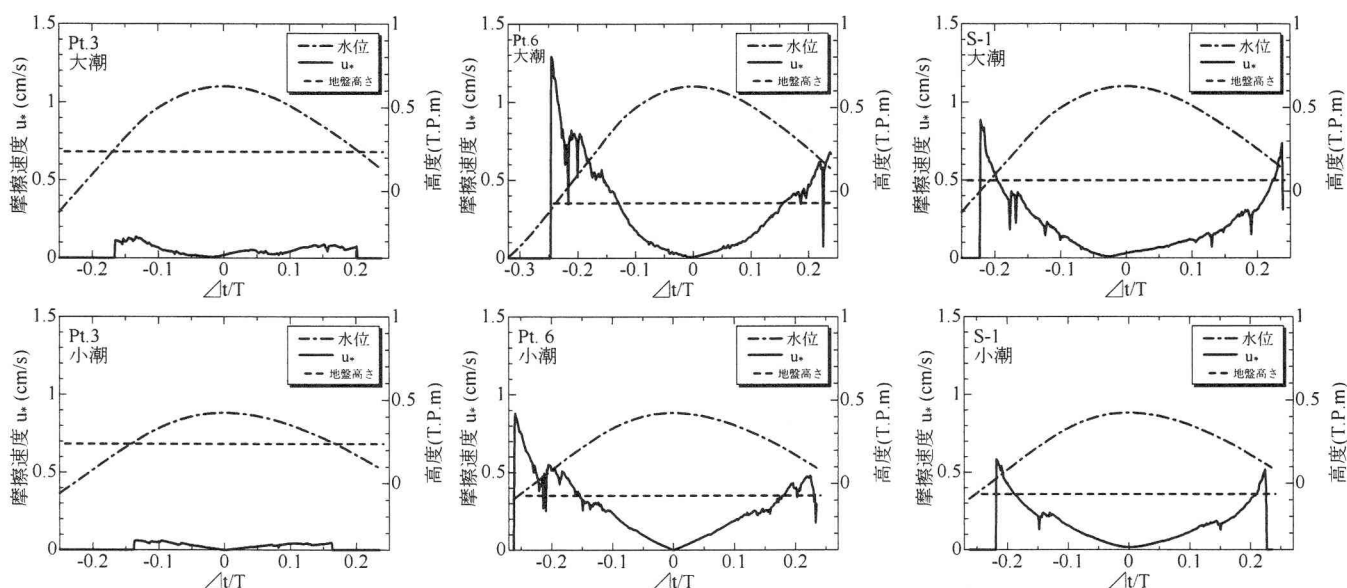


図-9 数値シミュレーションによる摩擦速度の時系列変化

土研式による掃流砂量 Q_B の算定もおこなった。

図-7 に住吉干潟の Pt.6 における、底質移動量の実測値と推算値を示す。凡例中の () 内の数値は、一冠水期間中にセジメントトラップに堆積した底質の総乾燥重量をあらわす。土研式に比べて、40~200mm の底質の移動量は芦田・道上式の計算値と定量的にもほぼ一致しているが、非粘着性底質を対象とする本解析手法では、40mm 以下の微細粒子の移動量の再現は出来ていない。また、波浪などの効果を考慮していないため、300mm 以上の底質の移動は表現されていないとともに、全体的に底質移動量が過小評価されている。

次に、冠水時最大摩擦速度より岩垣式を用いて算定した移動限界粒径が、底質代表値としても物理的意味合いを以下に考察した。河口干潟や砂州の底質は一般に図-8 に示すような細粒分と粗粒分の堆積によって形成される。このうち、底質の細粒分は満潮前後の穏やかな流れでも堆積するのに対して、粗粒分は摩擦速度の大きい冠水直後あるいは干出直前の極めて限られた時間に限

り移動していると考えられる。

いま、図-8 に示す干潟の粒度分布が、細粒分集団と粗粒分集団、それぞれの堆積の重ね合わせによって形成されるものと仮定すると、粒径 D の確率密度関数は、

$$p(D)dD = \alpha p_1(D)dD + (1-\alpha)p_2(D)dD \quad (7)$$

で表現される。ここで p_1 、 p_2 は細粒分、粗粒分の確率密度、 α は全体に占める細粒分の割合である。 p_1 、 p_2 がそれぞれ対数正規分布に従うものと仮定すると式(7)は次式(8)のようになる。

$$p(D)dD = \alpha \frac{1}{\log \sigma_{g1} \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{(\log D - \log D_1)^2}{2 \log^2 \sigma_{g1}} \right\} d(\log D) + (1-\alpha) \frac{1}{\log \sigma_{g2} \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{(\log D - \log D_2)^2}{2 \log^2 \sigma_{g2}} \right\} d(\log D) \quad (8)$$

ここで、 D_1 、 D_2 は細粒分、粗粒分の中央粒径、 σ_{g1} 、 σ_{g2} はそれぞれの幾何標準偏差である。この式では粒径の代

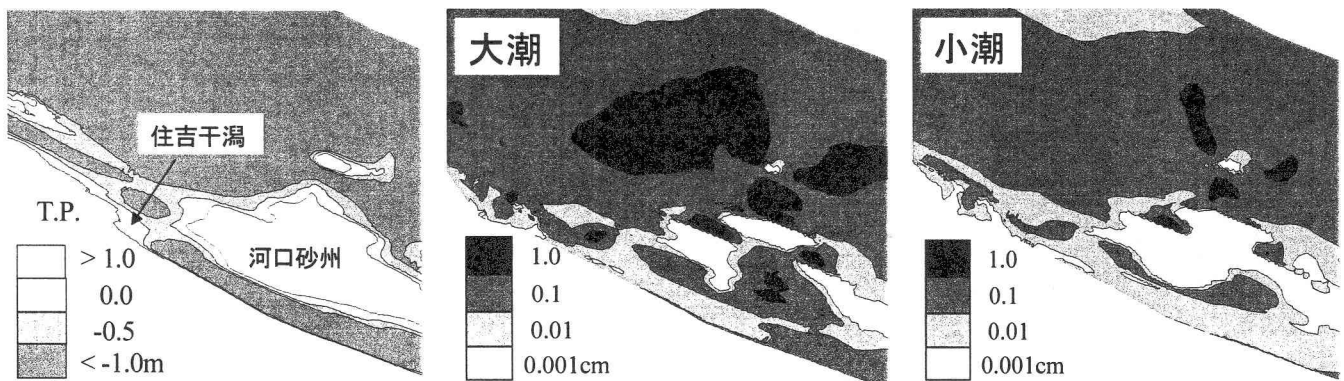


図-10 干潟周辺の等高線図（左）および潮汐流による移動限界粒径分布図

表量である $D_1, D_2, \sigma_{g1}, \sigma_{g2}$ のほかに α が未知定数となっている。そこで測定された粒度分布との自乗誤差が最小となるように、これら5つの量を決定した。

計算の結果、いくつかの地点での移動限界粒径と堆積した底質の細粒分中央粒径がほぼ一致した。両者がなぜ同程度の値を持つのかについて現時点では明確になっていないものの、岩垣式から求められる移動限界粒径を知ることが細粒分の粒度特性を知る手がかりになるのではと考えている。

本研究で取り上げた方法では、微細粒子についての解析に問題があり、微細粒子が著しく堆積する結果となった。また、波などの変動成分を考慮していないため、移動量が過小に評価された。今後、正確な流砂量計算をおこなうためにも、微細粒子の取り扱い方法と波浪成分を考慮することが必要である。

(3) 摩擦速度の時系列変化と移動限界粒径の分布

これまで述べてきたように、河口域の底質に作用する摩擦速度は、冠水直後と干出直前で大きくなり、底質の大部分がこの時に移動すると考えられる。しかし、水深の小さな場合には流速測定が困難であり、これを用いた流砂量の計算は容易でない。そこで、一冠水期間中の観測各地点の底質輸送過程をより正確に理解する目的で、各モニタリング点で摩擦速度の時系列変化を調べた。

図-9 に住吉干潟の pt.3, pt.6, 河口砂州の S-1 地点の結果を示す。ここで、X 軸の Δt は満潮時からの偏差、T は M_2 潮の周期 (12 時間 25 分) をあらわす。現地調査の底質移動量の結果と同様に、いずれも地点でも大潮時の摩擦速度が小潮時のそれよりも大きいことがわかった。また、冠水直後と干出直前には摩擦速度が大きくなり、この時の摩擦速度の程度が底質の粒度分布を決める大きな要因となっていると考えられる。このとき干出直前の摩擦速度は、冠水直後のそれに比べて幾分小さめの値をとるが、これは潮汐波の非対称性により、下げ潮に比べ上げ潮時の水面勾配が大きくなる傾向があるためである。

図-10 は、一冠水期間中の最大摩擦速度の値から岩垣式を用いて移動限界粒径の空間分布を求めた結果である。大潮時は河口砂州及び住吉干潟の大部分が冠水する

ため、移動限界粒径の空間変動が大きい。しかし、小潮時は満潮でも冠水しない場所があることと潮位変動も小さいため、移動限界粒径は大潮時に比べて小さく、それにとまって、空間変動も比較的小さくなることがわかる。

5. まとめ

本研究で得られた知見は以下のとおりである。

- (1) 平水時の河口干潟の底質変動量は、空間的に異なるだけでなく、同一場所でも潮汐によって大きく異なる。
- (2) 干出直前、冠水直後の摩擦速度の程度と冠水継続時間が移動底質の粒度分布に大きく影響する。
- (3) 芦田・道上式を用いた一冠水期間移動底質量の推算は、粒径 40~200mm の範囲で適用できるが、40mm 以下の微細粒子には適用できない。

今後は移動底質量の推算モデルの精度向上、底生動物の生息環境評価モデルに取り込み、河床動態が底生生物の生息地に与える影響について考察する予定である。

謝辞

本研究は科学研究費補助金（基盤研究 C-2, #13650569 代表：中野晋）の補助を受けて実施された。風速計は、本学の鎌田磨人助教授に貸与していただいた。また、水位データ、地形データは国土交通省四国地方整備局徳島工事事務所から、さらに干潟高度データの一部は徳島県都市道路整備局から提供いただいた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 芦田和男, 道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第 286 号, pp.59-70, 1972.
- 2) 岩垣雄一, 榎木亨: 海岸工学, 共立出版, pp.131-151, 1979
- 3) 河村三郎: 土砂水理学 I, 森北出版, 339p., 1982.
- 4) 中野晋: 底泥の堆積した海域における波高減衰と底泥の移動現象に関する研究, 京都大学学位論文, 141p., 1994.
- 5) 中野晋, 岡部健士: 吉野川下流域の長期地形変動, 河川技術論文集, 第 8 巻, pp.207-212, 2002.

(2003. 4. 11 受付)