7. 河口域における土砂動態の不連続性

河道区間の土砂動態(とそれに伴う河床形態)が洪水により概ね規定されているのに対 して、河口域では海域からの波浪・潮汐・沿岸流も関係し、しかも、塩分が影響するため、 土砂は非常に複雑な挙動を示すことになる。従って、河口域における土砂動態に関するモ ニタリング及び予測については、本章にまとめて記述することにする。

河口域における土砂動態は洪水流の拡散と河口デルタ(頂置面)の範囲あるいは砂の移 動限界水深から定めた領域^{*1}を対象に、以下に示した土砂動態要因毎に計測又は解析して、 洪水時・平水時における土砂収支を算定する必要がある(あわせて→以降に計測手法も示 した)。河口域における地形形成は、洪水時の上流からの土砂供給が主要因となり、平常 時の潮汐・波浪による土砂移動が副要因である。すなわち、平水時における土砂移動量は それほど多くはないが、1年間の総量で見ると、中小洪水1回程度の土砂移動量に相当す るので、平水時における土砂収支も検討しておく必要がある(図-7.1、表-7.1)¹⁰。そ して、これらの土砂収支が明らかになれば、河口域における地形変化量を推定することが できる。

- ①河道からの供給土砂量 → 濁度計の濁度より算定した SS (SS \Rightarrow A ×濁度 ^B A、B は現地計測値より算定)に流量を乗じて (又は掃流砂は採取器により)流砂量を算定 できる
- ②波浪や潮汐(満潮、干潮)に伴う運搬土砂量 → 濁度計、電磁流速計及び超音波流速 計により、①と同様に流砂量を算定できる
- ③沿岸漂砂量(対象領域への流入・流出量) → 捕砂管²² により鉛直方向の流砂濃度を 計測したり、捕砂箱により底面における漂砂量及びその方向を調べることができる(図 - 7.2)²⁾。底面に固定した超音波流速計を併用すると、漂砂の卓越方向を一層明確に 知ることができる。
- ④漂砂量(岸向き、沖向き)による土砂移動量 → 沿岸漂砂量と同様に、捕砂箱(管)に より計測を行う。ADCP の反射音響強度分布により鉛直方向の SS 分布が分かれば、 更に精度の高い観測となる
- ⑤塩分量 → 塩分計により計測。フロック化(5~10psu(1psu ≒ 0.1%)程度の塩分濃度により微細土砂が凝集する)による粒径変化は先ず現地で顕微鏡やその他の粒度分析機器により粒径および沈降速度を分析したのち、現地採水を持ち帰り、団粒化した土砂を超音波破砕器により破壊してフロック化する前の実粒径を計測する他、沈降速度と粒径から換算された有効密度とあわせて、粒子の沈降特性を調べる。なお、0.2mm以下の土砂であれば、水中設置型粒度・粒径分布測定記録計³⁾(図-7.3)により、現地において粒度をリアルタイムで計測することができる。
- *1:河床勾配が緩い(河道内水深が深い)河川における河口デルタの縦断距離は洪水継続時間、流出 土砂量にもよるが、河口幅の3~4倍程度である⁴⁾
- *2:海底に打設した支柱に鉛直方向に複数の捕砂管(横に 5cm 程度の穴をあけている)を4つずつ取 り付けたもので、捕砂箱では上面に開けられた4つの穴より土砂が流入するので、流入方向が分 かる。

各々の土砂動態要因は以下に示すような時空間的不連続性を有している。

①②④⑤:河道の流況が洪水か平水かによって、河道からの供給土砂量(①)や沖向き漂砂量(④)は大きく変わるし、洪水流により岸向き漂砂量(④)や波浪・潮汐に伴う運搬土砂

量(②)は卓越しなくなり、土砂移動は時間的に大きな不連続性を示す⁵(図-7.4)。また、 中小洪水であれば、塩分は底層(凹状の地形)に滞留するが、流量が多くなると、塩分遡 上量(⑤)が急減し、塩分はほとんど見られなくなる。

②④⑤:洪水の減水期には河口付近に土砂が堆積し、テラスが形成される。平水時には 波浪や潮汐により河床の底泥が巻き上げられ、高濁度水塊となって上流に移送され、堆積 する。特に、上げ潮時には巻き上げられた表層底質(浮遊砂)が塩水フロントに取り込ま れて、河口を通過して河道へ遡上してくる^{の78}(図-7.5、7.6)。一方、波浪の強い時に は河口テラスから土砂が運ばれ、河口付近に砂州を形成する。

③:沿岸漂砂量を規定する波向、地形、構造物などに影響を受ける。この季節風は地域 によって風向が変わるため、沿岸漂砂量は季節(時間)的不連続性*がある。一方、空間 的な不連続性としては、土砂供給の大きな海食崖があると、その下手側の沿岸漂砂量が多 くなるし、海岸に岬があると、沿岸漂砂が直接阻止される(直接効果)ため、漂砂系の境 界となる。また、沿岸漂砂は岸から突出した構造物(港湾や漁港の防波堤など)があると、 構造物の上手側に堆積し、下手側は侵食されるなど、漂砂の流れが遮断されて、空間的に 不連続な土砂動態となる⁹¹⁰(図-7.7、7.8)。

*信濃川河口沿岸(ほぼ北東流)や安倍川河口沿岸(ほぼ南西流)などのように、漂砂方向が季節によ り変わらない場合と、天竜川河口沿岸(ほぼ東向き、又は西向きに近い流れ)などのように季節によ り変わる場合がある(H13海象年表)。

④:黒部川(地殻変動の影響あり)や富士川河口のような勾配の大きな海岸では、河口 テラスの発達が悪く、たとえ沖向き漂砂量が多くても、河口域に堆積せずに海岸の深い所 まで運搬される土砂があるため、全ての沖向き漂砂が河口域の地形形成に寄与する訳では ない。海浜の広い範囲にわたる土砂収支を考える場合も沖合への土砂流出が重要であり、 海底谷への流出を考える必要があると言われている¹¹。

以上のような河口域における土砂バランスの結果、河口砂州が発達する場合がある。代 表的な砂州形状は以下のように分類できる。

①両岸から砂州が発達したもの:勾配< 1/2000 で比較的緩勾配、日本海側に多い。河 ロテラスの発達が著しい(例:雄物川、阿賀野川、由良川)

②汀線に平行に発達したもの:勾配> 1/2000 の急流河川(例:荒川・天神川・日野川 <日本海側>、新宮川・仁淀川・渡川<太平洋側>)

河口砂州の多くは洪水流によりフラッシュされ、その形態は洪水位上昇が緩やかな場合 は側岸侵食により砂州が徐々にフラッシュされ、洪水位上昇が速い場合は砂州全体が一挙 にフラッシュされる¹²⁾。砂州が固結化したり、植生が繁茂していると、部分的にしかフラ ッシュされない。

こうした一連の観測結果は対象域における地形測量結果と照合することにより、一応の 観測精度の確認ができる。地形測量はナローマルチビーム測深システム*により行うと、 従来の深浅測量よりも正確に効率よく(短時間で)、地形特性を把握することが可能であ る¹³(図-7.9)。なお、ナローマルチビームの鉛直測量精度は浅海型で約5cmで、シン グルビーム音響測深器の約1cmに比べると、精度が落ちる。加えて、測量船は揺動(ピ ッチ、ロールなど)するので、実際はこれ以上に測量精度が落ち、例えばシングルビーム 音響測深器の場合、揺動補正を行った総合鉛直精度は約2cmである。また、河口砂州の 概略的な形状(水際線)は GPS などを用いれば、人がトレースする場合の移動速度は約 1km/h であるので短時間に把握できる。例えば、砂州の周囲延長が1 km の場合は1時間 程度で計測可能である。

*海面から指向性の鋭い音響ビームを複数本放射状に送受信することで面的に測量を行う。水深が深い 領域で有利な計測手法であり、20m 以浅の浅海域では測線間隔を密にして測量データを取得する必要 がある。日野川河口、富士川河口などで洪水前後の河口テラス地形が測量された

これらの測量結果により河口域における土砂動態特性は判明するが、将来の地形予測を 行うには河口地形変化予測モデルを用いる必要がある。予測モデルには①河川流・潮汐流 による土砂流送過程と波浪による漂砂の持ち込み作用とを考慮したモデルと、② one-line モデルをもとにしたものがあり、いずれも一次元解析である。

前者①の予測モデルは以下の数式で構成される¹⁴⁾。

$$(1-\lambda)Lh\frac{dB}{dt} = q_B B - Q_u$$

ここで、λ:砂の空隙率、q_B:単位幅当たりの河川流・潮汐流による流送土砂量、Q_u:河 口内に流入する漂砂量とする。

河道流による流送土砂量については土砂供給モデル(「6.流砂特性の不連続性」に記載)より算定され、潮汐による流送土砂量については塩水遡上による懸濁土砂の再配分モ デル(鉛直2次元 k-εモデル*と沈降・巻き上げの式からなる)を考慮する。

* k- ε モデルとは乱れエネルギー k と粘性散逸率 ε の輸送方程式で k、 ε の他に、流速、水温、SS、塩 分などがパラメータとなっている(流水だけでなく、塩分や濁質の挙動を把握できる)。鉛直 2 次元 とは堤防法線垂直方向から見た 2 次元である

後者②は汀線変化モデルであり、海岸線位置の時間的変化を沿岸漂砂量の海岸線沿いの 分布から予測する手法である。他にも海浜変形予測モデルとして、海浜流モデルから求め た底面せん断力に基づく漂砂量より、底面高の連続式を用いて地形変化量を算定できる

(Boussinesq 方程式により底面流速波形を計算して求める方法もある)平面2次元海浜変 化モデル等がある。汀線変化モデルが海岸線位置の変化を予測するのに対して、対象海浜 全域にわたって波浪や海浜流場を計算し漂砂量を算定する。シルト分等については巻上げ ・沈降モデルにより粘性堆積物の巻上げ量は底面せん断力の関数(パラメータは現地値で キャリブレーションする)で算定でき、また沈降量はフロキュレーションモデル(濃度の 指数関数が多い)により解析できる。

以上のことより、河口域については、以下の点に着目しながら、検討する必要がある。 1)河口域の土砂動態要因を全て考慮しているか

2) 土砂動態に影響をおよぼす季節風、地形、構造物について考慮しているか

3) モニタリングは精度良く行われているか

4) 河口砂州の形成メカニズムを把握しているか

5) 予測モデルは現象をよく再現しているか

参考文献

1) 宇野誠高・横山勝英・森下和志・高島創太郎・大角武志: 熊本県白川河口域における

土砂動態、海岸工学論文集、第49巻、p.565、2002

- 2)本間仁監修・堀川清司編:海岸環境工学、p.458、1985.6
- 3)山本浩一・横山勝英・阿部純恵・末次忠司:白川感潮域における高濁度水塊の遡上と 懸濁物質の凝集に関する研究、第7回水環境学会シンポジウム講演集、pp.46-47、2004
- 4) 山本晃一:沖積河川学、p.271、山海堂、1994.9
- 5) 土木学会:水理公式集 [平成 11 年版]、p.511、丸善、1999
- 6) 宇野誠高、横山勝英、他:「熊本県白川河口域における土砂動態」海岸工学論文集第49
 巻、p.561-565、2002
- 7) 末次忠司他: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 土技術政策総合研究所資料32号、pp.130、2002.3
- 8)山本浩一・横山勝英・阿部純恵・末次忠司:白川感潮域における高濁度水塊の遡上と 懸濁物質の凝集に関する研究,第7回水環境学会シンポジウム講演集、pp. 46-47、2004
- 9)河川局治水課他:直技「水系一貫土砂管理に向けた河川における土砂観測、土砂動態 マップの作成及びモニター体制構築に関する研究」中間資料、2000
- 10) 宇多高明:日本の海岸侵食、山海堂、1997.6
- 11) 宇多高明、小俣篤、堤博志、吉村敏明:深海への土砂流出実態の現地調査、第33 回海岸工学講演会論文集、土木学会、pp.277-281、1986
- 12)建設省土木研究所 河川部河川研究室:河口地形特性と河口処理の全国実態、土木 研究所資料第3281号、pp.5-6、1994.6
- 13) 三洋テクノマリン HP
- 14) 土木学会:水理公式集 [平成 11 年版]、p.563、丸善、1999



図-7.1 河口域の年間土砂移動量の計算結果(白川) (海岸工学論文集、参考文献¹⁾より)

土砂移動の仮定	粒径別土砂移動量	
	シルト・粘土	砂
上流からの土砂供給	10.2	不明
河口への土砂堆積	24.1	18.1
潮汐流に伴う土砂移動	2.6(堆積)	不明
	5.6(移動)	

単位:万m³

表-7.1 河口域の年間土砂収支(白川) (海岸工学論文集、参考文献¹⁾より)







図-7.3 水中設置型粒度・粒径分布測定記録計(参考文献³⁾より)



図-7.4 漂砂のコンパートメント(水理公式集、参考文献 ⁵より)



図-7.5 塩水フロントへの SS の集積(模式図) (国土技術政策総合研究所資料、参考文献ⁿより)



 図-7.6 白川感潮域における高濁度塩水フロントの音響画像 (2004 年 2 月 24
 日,10時47分26秒~-28秒,白川3KP付近,Simrad Mesotech 社製 ヘッド回転型 サイドスキャンソナー MS-1000 にて取得,周波数 675kHz,パルス長25µs) (参考文献⁸⁾より)



図-7.7 防波堤による漂砂遮断がもたらした海岸侵食(新潟海岸) (参考文献⁹より)



図-7.8 防波堤による漂砂の遮断(福島県真野川漁港周辺) (日本の海岸侵食、参考文献¹⁰⁾より)



図-7.9 ナローマルチビーム測深システムイメージ図 (参考文献¹³⁾より)