

強混合河川感潮部における懸濁物質輸送のシミュレーション

二渡 了*・楠田哲也**

強混合河川感潮部ではSS濃度が大潮～小潮周期において大きく変化する。本研究では、感潮部における長期的な懸濁物質濃度変動のシミュレーションモデルを、移動座標系で表現した物質収支式を用いて作成し、種々の条件の下での数値計算を行い、SS高濃度水塊の形成と懸濁物質輸送の関係について検討した。懸濁物質の沈降によって形成される浮泥流による物質輸送がSS高濃度水塊に影響を及ぼしていることを明らかにした。

Keywords: well-mixed estuary, sediment transport, turbidity maxima, numerical simulation, deposition, erosion, turbidity current

1. 序 論

河川感潮部は、潮汐の影響を受け、流れや水質が時間的・空間的に大きく変化する水域である。河川を流下してきたり、あるいは海域より遡上してきた微細なプランクトン・シルト・粘土質からなる懸濁粒子は、水中の有機物や栄養塩類、重金属等水質環境に大きな影響を及ぼす物質を吸着しつつ底泥として堆積する。このため、感潮部における水質保全のためにそこでの懸濁物質の挙動を明らかにし、底泥の堆積する位置や量に関する予測手法を確立することが望まれている。また、底泥があまり堆積すると河道断面積が減少し、洪水流の流下を阻むこととなるので、この面からも懸濁物質の輸送・堆積特性を明らかにすることが重要な問題となっている。

河川感潮部での懸濁物質の輸送¹⁾は、潮汐作用や残差流、懸濁粒子の沈降特性等に支配されており、混合形態や潮汐作用の規模によってその機構が異なる。また、高濃度の懸濁物質を含む水塊 (Turbidity maxima) が潮汐に応じて上下流方向に移動することが知られているが、その形成過程や維持機構について十分に明らかにされていない。Festaら²⁾は、鉛直二次元モデルを用いて緩混合型の感潮部での高濃度水塊の形成過程について検討し、海域あるいは河川からの懸濁物質の流入量によって高濃度水塊の大きさが変化する、懸濁粒子の沈降速度により高濃度が出現する位置が変化するなどを明らかにしている。また、Unclesら³⁾は現地観測結果に基づいた大潮～小潮周期での検討を行い、巻き上げ量の変化が高濃度水塊の出現に影響を与えていることを見いだしている。このように、長期的な物質輸送機構の検討は現地観測結果に基づいたものにとどまっておらず、長期的な懸濁物質の濃度変動に関する計算手法は確立されていない。

河川感潮部での流れや物質濃度の計算方法には種々のものがある⁴⁾が、物質収支式いわゆる移流分散方程式を固定座標系で差分化すると移流項によって本質的に数値拡散 (疑似分散) が生じることが明らかにされている⁵⁾。とくに、感潮部における長期的な物質輸送現象を扱う際には、数値拡散による輸送が流れによる輸送と同程度になることもある。この数値拡散の影響を減少させるために、種々の離散化スキームや数値拡散係数 (疑似分散係数) を用いて計算が行われている^{6), 7)} が、本来の分散係数とは別に疑似分散係数を得るための検討も必要となり、十分な計算結果が得られるまでには至っていない。

本研究では、河川感潮部における大潮～小潮の半月周期での懸濁物質の輸送機構を解明することを目的として、潮汐作用による影響の大きい強混合型の感潮部を対象にシミュレーションモデルを作成し、懸濁物質輸送について検討する。なお、ここでの懸濁物質とは、水中に浮遊する懸濁粒子 (SS) と堆積底泥との総称である。さらに堆積底泥は、通常の流れによって巻き上げられる浮泥 (Fluid mud) と長期的な物質輸送に関係する底泥 (Bed mud) よりなる。強混合型の感潮部では潮汐作用による河道方向の物質輸送が卓越していること、懸濁物質の沈降によって形成される浮泥が密度流として流動することから懸濁物質輸送モデルを二次元二層モデルとして考える。懸濁物質濃度の計算では、基礎式を累加水量を基準にしたラグランジュ的な移動座標系での表現に改めることにより数値拡散によるみかけの輸送を減少させ、半月周期における濃度計算が可能となるようにする。

2. 物質輸送モデル

本研究で対象とした感潮部は強混合型であり、上げ潮・下げ潮時には流れに及ぼす成層や密度流の効果は小さく、河道方向での物質輸送が卓越している。しかし、現地調査結果⁸⁾によると、感潮部上流域において下げ潮の河川固有流出時に浮泥流によるSS高濃度が出現していた。

* 正会員 工修 九州大学助手 工学部附属環境システム工学研究センター (〒812 福岡市東区箱崎 6-10-1)

** 正会員 工博 九州大学教授 工学部水工土木学科

この浮泥流は、満潮時に懸濁物質が沈降してできた流動性をもつ浮泥が密度流として流下してきたものである。感潮部上流域では、水深が浅いために、浮泥流が顕著に現われており、感潮部全域にわたっても浮泥流が生じているものと考えられる。したがって、懸濁物質の輸送モデルを上層主流部の流れに下層浮泥流を組み合わせた一次元不定流二層モデルとして考えることにする。つまり、主流部の計算においては、下層浮泥流の流れは主流部に比して充分遅く、層厚も小さいことから、主流部の流れを浮泥流を無視してまず求め、それに浮泥流を重畳することとする。

(1) 主流部に関する基礎方程式

一次元不定流モデルにおける距離基準の固定座標系での連続の式及び運動方程式は、流水断面積 A と流量 Q を変数として次のように表される。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{1}{gA} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{gA} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{n^2 |Q| Q}{R^{4/3} A^2} = 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 q は主流方向に直角な方向から流入するとしたときの単位長さ単位時間当りの横流入量、 H は水位、 n はマンニングの粗度係数、 R は径深、 g は重力の加速度である。流出がある場合には、 $q < 0$ ととり、式(2)の左辺に qQ/gA^2 を加える必要がある。また、懸濁物質の巻き上げ・沈降を考慮した物質収支式は次式のようになる。

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (QC) + \frac{\partial F_c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(AD_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) + A \sum S_i (C_i) + F_e \frac{A}{R} + F_d B + q' \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 C は物質濃度、 D_L は移流分散係数、 B は水面幅であり、 $S_i(C_i)$ は i なる物質から SS への内部変換速度、 F_e はシア効果による付加フラックス、 F_c は巻き上げフラックス、 F_d が沈降フラックス、 q' は横流出入フラックスである。

固定座標系で表現された物質収支式を差分化して濃度計算を行うと、数値拡散によるみかけの物質輸送が生じるため、長期にわたる濃度計算が困難となる。そこで、物質収支式を移動座標系での表現に改めて移流項を消去すると、数値拡散による影響を減少させることができる。座標系を (x, t) から移動座標系 (V, t) に変換するために、次式で示される累加水量 V を用いる。

$$V = \int^x A(x, t) dx \quad \dots\dots\dots (4)$$

累加水量 V は感潮部上流端から x 地点までの貯留量である。簡単化のためにシア効果は無視し、右辺第2項以下をまとめて物質の生成・消滅速度 r として表すと、式(3)は次のようになる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + Q_r \frac{\partial C}{\partial V} = \frac{\partial}{\partial V} \left(A^2 D_L \frac{\partial C}{\partial V} \right) + r \quad \dots\dots\dots (5)$$

ただし、 Q_r は河川固有流量である。ここで、隣り合った水塊間の交換フラックス

$$j = -A^2 D_L \frac{\partial C}{\partial V} \quad \dots\dots\dots (6)$$

が、両水塊間の交換水量 Q_e を用いて次式で表しえとすると、

$$j = -Q_e \Delta C \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 ΔC は隣り合った水塊間の濃度差である。さらに、 $D_L = \alpha u_* h$ (u_* は底面摩擦速度、 h は平均水深、 α は係数) とし、式(6)に代入後、式(6)を差分化し、式(7)と等しいとおくと、交換水量 Q_e は、

$$Q_e = \alpha u_* h A^2 / \Delta V = \alpha u_* A h / \Delta L \quad \dots\dots\dots (8)$$

となる。ただし、 $\Delta L = \Delta V / A$ である。 $h / \Delta L$ は、 ΔV が一定のとき、水塊が移動すると、たとえば下流に水塊が移動すると、 h は大きく、 ΔL は小さくなり、 $h / \Delta L$ は刻々変化する。ここでは、一潮時平均を考え、 $\alpha' = \alpha h / \Delta L$ として一定とする。ただし、計算時には ΔV はいくつかの値をとるので、それに応じて α' を変化させることにする。したがって、交換水量 Q_e は、

$$Q_e = \alpha' u_* A \quad \dots\dots\dots (8')$$

で表現できる。この係数 α' は、対象とする感潮部での諸条件(潮汐の規模、河川固有流、地形、等)の影響を受けるので、塩分のような保存物質を用いて、実測値と計算値が一致するように決定することができる。

(2) 鉛直輸送フラックス

河川感潮部における懸濁物質の鉛直輸送は懸濁物質の沈降と底泥の巻き上げとに分けられる。剪断流下における懸濁物質の沈降フラックス F_d は、底面摩擦速度 u_* により区分され、次のように表される。

$$u_* \leq u_{*c} \text{ のとき } F_d = -wC \quad \dots\dots\dots (9)$$

$$u_* > u_{*c} \text{ のとき } F_d = 0 \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 u_{*c} は全沈降限界底面摩擦速度⁹⁾、 w は懸濁粒子の沈降速度、 C は懸濁物質濃度である。全沈降限界底面摩擦速度とは、底面摩擦速度がこの値以下になると懸濁する全ての粒子が沈降するという底面摩擦速度である。また、巻き上げフラックスも同様に、

$$u_* < u_{*s} \text{ のとき } F_e = 0 \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$u_* \geq u_{*s} \text{ のとき } F_e = \beta (u_*^2 / u_{*s}^2 - 1)^m \quad \dots\dots\dots (12)$$

となる¹⁰⁾。ここで、 u_{*s} は巻き上げ限界底面摩擦速度、 β は巻き上げ速度係数、 m は指数である。感潮部では底面摩擦速度が周期的に変化し、それにもなつて沈降と巻き上げが繰り返されているが、凝集性を有する懸濁物質

の場合には、海田ら⁹⁾が説明するように、 $u_{sd} < u_{sc}$ の関係がある。これらの沈降と巻き上げの限界底面摩擦速度及び沈降・巻き上げフラックスの式における定数は、底泥の性状が河川により異なるために、現地試料を用いた室内実験により定めなければならない。

懸濁物質が沈降して形成された浮泥は、次に巻き上げられるまでの間に自重圧密によってその一部が底泥化する。浮泥が自重圧密するとき、浮泥の自重は、有効応力と過剰間隙水圧の和に等しくなっている。浮泥の自重圧密はかなり早く、速やかに平衡状態に達する。平衡状態に達すると、ある含水比の層より上方には、常にある一定質量の浮泥しか存在しなくなる。現地堆積底泥の含水比の鉛直分布測定結果¹¹⁾によると、含水比 200% 程度を境界に大きく含水比分布が変化しており、含水比 200% 以上のものが通常の流れにより巻き上げ・沈降を繰り返しているものと考えられる。したがって、底泥化速度 F_b が単位面積当りの懸濁物質質量 M の関数として、次式で表されるものとする¹²⁾。

$$F_b = \gamma(M - \delta) \quad (13)$$

ここで、 γ , δ は定数であり、 δ はある含水比の層より上方にある浮泥量に相当する。

(3) 浮泥流による物質輸送

浮泥流に関する研究は、従来より行われている下層密度流に関するもののほか、貯水池における濁水密度流についての解析¹³⁾が行われている。しかし、微細で凝集性を有する懸濁物質からなる浮泥流が、粒子の沈降・巻き上げを伴う場合の解析モデルは確立されておらず、ここでは、2層密度流における解析法¹⁴⁾を応用する。

浮泥流を上層の主流層と下層の浮泥層とに分け、層平均化して考える。上層・下層の連続の式及び運動方程式は、 A を各層の流水断面積、 Q を層平均流量とし、 B を水面及び浮泥層の幅、 R を径深、 h を層厚、 ρ を密度として、上層に関する諸量に添字 1、下層に関するものに添字 2 を付すと、次のように表せる (Fig. 1 参照)。

$$\frac{\partial A_1}{\partial t} + \frac{\partial Q_1}{\partial x} = E_{e1} B_2 - E_{s1} B_1 + E_{e1} \left(\frac{A_1 + A_2}{R} - \frac{A_2}{R_2} \right) \quad (14)$$

$$\frac{\partial A_2}{\partial t} + \frac{\partial Q_2}{\partial x} = -E_{e1} B_2 + E_{s1} B_1 + E_{e2} \frac{A_2}{R_2} - E_{s2} B_2 \quad (15)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{gA_1} \frac{\partial Q_1}{\partial t} + \frac{1}{gA_1} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_1^2}{A_1} \right) + \left(\frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0 \right) \\ & + \frac{1}{\rho_1 g A_1} \left\{ B_2 \tau_i + \left(\frac{A_1 + A_2}{R} - \frac{A_2}{R_2} \right) \tau_{b1} \right\} \\ & - \frac{1}{\rho_1 g A_1} \left(\rho_2 E_{e1} B_2 \frac{Q_2}{A_2} - \rho_1 E_{s1} B_1 \frac{Q_1}{A_1} \right) = 0 \end{aligned} \quad (16)$$

$$\frac{1}{gA_2} \frac{\partial Q_2}{\partial t} + \frac{1}{gA_2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_2^2}{A_2} \right) + \frac{\rho_1}{\rho_2} \left(\frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0 \right)$$

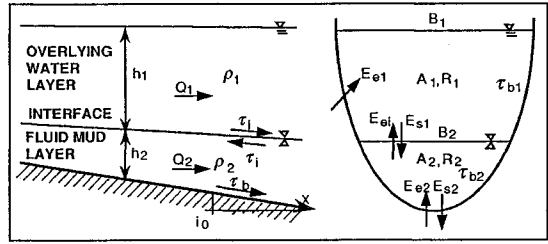


Fig. 1 Schematic of turbidity current in a two-layer model defining variables.

$$\begin{aligned} & + \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \left(\frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0 \right) + \frac{1}{\rho_2 g A_2} \left(\frac{A_2}{R_2} \tau_{b2} - B_2 \tau_i \right) \\ & - \frac{1}{\rho_2 g A_2} \left\{ -\rho_2 (E_{e1} + E_{s2}) B_2 \frac{Q_2}{A_2} \right. \\ & \left. + \rho_1 E_{s1} B_1 \frac{Q_1}{A_1} \right\} = 0 \end{aligned} \quad (17)$$

ここに、 E は各層間の連行・巻き上げ・沈降・底泥化による単位面積単位時間当りの水塊としてのフラックス (添字 e は連行あるいは巻き上げを、 s は沈降あるいは底泥化を示す)、 τ は剪断応力 (添字 i は上層と下層の界面を、 b は底面を示す)、 i_0 は河床勾配である。ここで、浮泥流の流れは主流に比して遅いので、流れは定常であり、空間的加速度が無視できるほど小さく、ブシネスク近似が成立するものとし、また、連行、巻き上げ、沈降及び底泥化による運動量輸送を無視し、 τ_i , τ_b が各々次式で表されるとする。

$$\tau_i = \frac{f_i}{2} \rho_1 \left| \frac{Q_1}{A_1} - \frac{Q_2}{A_2} \right| \left(\frac{Q_1}{A_1} - \frac{Q_2}{A_2} \right) \quad (18)$$

$$\tau_{b1} = \frac{f_{b1}}{2} \rho_1 \left| \frac{Q_1}{A_1} \right| \frac{Q_1}{A_1} \quad (19)$$

$$\tau_{b2} = \frac{f_{b2}}{2} \rho_2 \left| \frac{Q_2}{A_2} \right| \frac{Q_2}{A_2} \quad (20)$$

ここに、 f_i は界面抵抗係数、 f_b は底面摩擦損失係数であり、添字 1 は上層、2 は下層を示す。さらに、全層の断面積 $A = A_1 + A_2$ 、平均流量 $Q = (Q_1 A_1 + Q_2 A_2) / A$ より

$$\frac{Q_1}{A_1} - \frac{Q_2}{A_2} = \frac{1}{A_1^2} \left(A Q - \frac{A_1^2 + A_2^2}{A_2} Q_2 \right) \quad (21)$$

となるので、上式及び式(18), (19), (20)を式(17)に代入すると、

$$\begin{aligned} & \left(1 - \frac{\Delta \rho}{\rho_2} \right) \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0 + \frac{B_2 f_i}{2gA_1^4 A_2} \\ & \times \left| A Q - \frac{A_1^2 + A_2^2}{A_2} Q_2 \right| \left(A Q - \frac{A_1^2 + A_2^2}{A_2} Q_2 \right) \\ & + \frac{f_{b2}}{2gA_2^2 R_2} |Q_2| Q_2 = 0 \end{aligned} \quad (22)$$

となる。ただし、 $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$ である。したがって、主流部の計算によって A 及び Q が与えられ、浮泥の含水

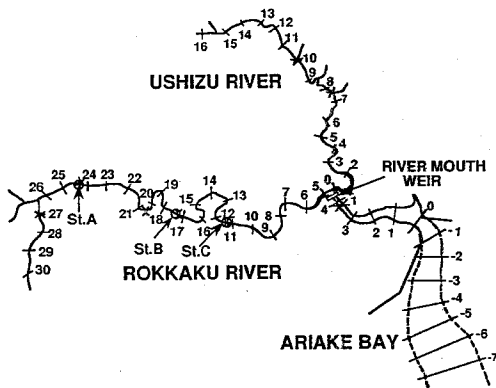


Fig. 2 Map of the Rokkaku River. Figures show the distance (km) from the river mouth and the junction.

比を所定の値に設定し、浮泥量が与えられると断面データを用いて A_1 及び A_2 が算定され、結局 Q_2 が求められる(付録参照)。

(4) 計算方法

a) 対象河川

本研究で対象とした六角川は、Fig. 2に示すように河口より5km上流で支川牛津川と合流しており、感潮区間は六角川本川で河口から29km上流まで、牛津川で合流点より14km上流までとなっている。計算領域は、六角川に支川牛津川を含めた六角川水系を対象とし、大潮満潮時に河口より上流にある全水量が干潮時に対象領域から流出しないように充分な容積をもたせるために、海域の滞筋に沿って仮想的な河道を延長させ、河口より7km下流地点を計算領域の下流端とする。

b) 計算手順及び計算条件

数値計算では、まず固定座標系での水理量の計算を行い、その結果を基に任意の水量に分割して移動座標系での濃度計算を行う。なお、計算期間は、現地調査を行った1988年11月27日から12月16日までの20日間(27,540分)とする。

固定座標系での水理量の計算は、リーブ・フログ法を用いて行う¹⁵⁾。 $\Delta x = 600\text{m}$ とし、境界条件として上流端で流量を、下流端で実測水位を与える。上流端での流量は、降雨の影響のないときにはほとんど変化せず、基底流量に相当する六角川 $1.5\text{m}^3/\text{s}$ 、牛津川 $2.5\text{m}^3/\text{s}$ とする。一方、計算の時間間隔は、差分計算の安定条件(C.F.L.条件)を満足するように $\Delta t = 120\text{s}$ とする。計算の初期条件は次のようにして定める。境界条件として下流端水位を計算期間最初の1周期分とそれを反転したものの1周期分を加えた計2周期の境界条件の下で、初期条件として各グリッドで満潮位及び零の流量を与えて計算を行い、その終了時の水位及び流量を新たな初期条件として再び計算する。これを数回繰り返す、2周期後の結果が初期条件とほぼ等しくなったときのものを計算の初期条件と

する。水理量の計算は、水位の計算結果が実測水位に一致するまで、粗度係数を変えながら行う。Wallisら¹⁶⁾は、大潮～小潮周期での計算において上げ潮・下げ潮及び水位によって粗度係数を変化させ、詳細な最適化を行っているが、本計算では簡単化のために水位による粗度係数の調整は行わず、河道形状のみを考慮して数区間に分け、各区間毎に上げ潮と下げ潮で粗度係数を変えることにする。

次に、水理量計算結果を基に、上流端からの固有流の流入及び合流部での分合流を考慮しつつ、所定の水量 ΔV に分割して、それらの境界の各時刻(120s間隔)における位置を定める。すなわち、全計算期間を通して分割された水塊の境界線の走時曲線が得られる。なお、分割水量を全領域で同一にすると、分割された1個の水塊に対する固定座標上での距離が、上流部では大きく、下流部では小さくなるので、ここでは3種類の水量(ΔV_1 , ΔV_2 , ΔV_3)で分割することにする。また、上流端からの固有流の流入に関しては、流入分を一時的に貯留させ、それが1個の分割水量(ΔV_1)に達したところで分割されている水塊の個数を増やす。 ΔV_1 の水塊がいくつか増え、その総和が次の分割水量(ΔV_2)に等しくなった時点で、 ΔV_1 で分割されている区間の下流側の水塊の ΔV_2 の量に相当する分を ΔV_2 の分割水塊とし、その個数を1個増やすようにする。この操作を $\Delta V_2 \sim \Delta V_3$ についても同様に行う。ここで分割水量は、 $\Delta V_1 = 10,000\text{m}^3$ 、 $\Delta V_2 = 100,000\text{m}^3$ 、 $\Delta V_3 = 1,000,000\text{m}^3$ とし、これらの最初の個数はそれぞれ10個とする。したがって、一つの分割水塊の個数が当初の10個から増加して20個となると、その次の時間ステップからその分割水塊10個と次の大きな分割水塊1個とに変える。一方、合流部では、支川下流端での流速及び流水断面積より流出する流量を求め、その分を本川側の分割水塊の水量に加減する。このようにすると、支川上流端からの固有流流入分だけ水量が増加するので、本川側の分割水塊の水量が当初の水量の2倍となったときに2個の当初と同じ水量の分割水塊に分けるようにする。また、移動座標系における最下流の分割水塊の境界は、潮汐に応じて上・下流方向に移動することとなる。

式(5)で表された移動座標系での物質収支式の差分化の際には、同式左辺第2項の河川固有流の流入による移流効果の影響は、所定の水量に分割するときに考慮しているので、その項を省略することができる。なお、 $\Delta t = 120\text{s}$ とする。まず、SS濃度の計算に先立ち、分割水塊間の交換水量 Q_e に関係する係数 α' を定めるために、塩化物イオン濃度の計算を計算値が実測値に一致するように行う。このとき、上・下流端での塩化物イオン濃度には、実測値の平均値としてそれぞれ $0.03\text{kg}/\text{m}^3$ 、 $13.8\text{kg}/\text{m}^3$ を与える。それぞれの分割水量に対応して定められた係数 α' を用いてSS濃度の計算を行う。すなわち、

交換水量は流れによる特性値であり、輸送される物質の種類にはよらないものと近似する。SS濃度の計算では、浮泥と底泥とに分けた堆積底泥について、これらの巻き上げ限界底面摩擦速度が異なり、浮泥が全て巻き上げられ、底面摩擦速度が下層底泥の限界値を越えたときに底泥の巻き上げが生じるようにする。さらに、このような堆積底泥が掃流力を受けると、底泥が巻き上げられながらその表層が剪断歪みを受けることにより硬化するため、巻き上げが停止することがある¹⁰⁾。ここでは、この現象を巻き上げ継続時間を設定することにより表現する。なお、粒径変化の影響は無視し、底泥を含む懸濁物質の諸特性が全計算領域において同一であるものとする。また、鉛直輸送フラックスは、固定座標軸上(1,200m間隔)で求めたものを物質収支が成立するように移動座標系でものに配分して算定する。したがって、浮泥量及び底泥量は固定座標上で計算される。なお、上流端より流入する水量のSS濃度は常に 0.5kg/m^3 とし、下流端では0すなわち懸濁物質の海域との流出入はないものとする。

浮泥流の計算では、河道断面測量結果を用いて各断面の最深部の河床高を連ねたものをもとに、局所的な凹凸は無視して、平均的な河床勾配を設定する。つまり、六角川-7.0~12.8kmで0.0001, 12.8~17.0kmで0.00014, 17.0~26.0kmで0.00036, 26.0~29.6kmで0.0008, 牛津川0~10.8kmで0.0001, 10.8~16.8kmで0.00023とした。また、浮泥の含水比は平均的な値として300%を設定し、主流部の計算によって算定される浮泥量(所定の区間毎に質量として与えられる)を用いて、浮泥層断面積 A_2 及び層厚 h_2 を求める。なお、浮泥流の計算はSS濃度の計算と同時に進行。

c) パラメータ値の設定

鉛直輸送に関する各パラメータ値には、実験的に以下のようなものが得られている¹²⁾。まず、式(9)の懸濁物質の沈降速度 w は、塩化物イオン濃度によらずSS濃度 C_{SS} のみの関数となる。

$$C_{SS} < 0.125 \text{ kg/m}^3 \text{ のとき}$$

$$w = 0.0000357 \text{ (m/s)}$$

$$C_{SS} \geq 0.125 \text{ kg/m}^3 \text{ のとき}$$

$$w = \{ 7.407 \log (C_{SS} / C_0) + 0.411 \} \times 10^{-4} \text{ (m/s)}$$

ただし、 C_0 は基準濃度であり、 $C_0 = 0.125\text{kg/m}^3$ である。また、このとき全沈降限界底面摩擦速度は 0.005 m/s で与えられる。一方、巻き上げフラックスは式(12)において $m = 1.7$ とした形で整理され、巻き上げ速度係数 β が塩化物イオン濃度 C_{Cl} の関数となり次のように示される。

$$C_{Cl} \leq 4.37 \text{ kg/m}^3 \text{ のとき}$$

$$\beta = (-0.375C_{Cl} + 2.609) \times 10^{-4} \text{ (kg/m}^2\text{s)}$$

$$C_{Cl} > 4.37 \text{ kg/m}^3 \text{ のとき}$$

$$\beta = (-0.00438C_{Cl} + 0.99) \times 10^{-4} \text{ (kg/m}^2\text{s)}$$

巻き上げの限界底面摩擦速度は、浮泥のものを 0.025 m/s 、底泥のものを 0.03m/s とし、巻き上げ継続時間は、浮泥についてのみ考え、60分とする。次に、浮泥の底泥化は上層水中の単位面積当りの懸濁物質質量 M が 6.4 kg/m^2 以下のときは沈降時の浮泥層厚が薄いために底泥化は生じず、 M が 6.4kg/m^2 より大きくなったときに式(13)の底泥化速度 F_b ($\text{kg/m}^2\text{s}$)が $\gamma = 0.00004(1/\text{s})$ 、 $\delta = 6.4(\text{kg/m}^2)$ で与えられるものとする。

なお、室内実験と現地感潮部とでは現象を支配する条件が異なるために、数値計算の際には室内実験により得られた数値を必要に応じて修正しなければならない。楠田ら¹¹⁾は、同一底泥を用いた攪乱・不攪乱状態での巻き上げ実験を行い、攪乱試料の方が不攪乱試料に比べて巻き上げ限界底面摩擦速度は小さく、初期巻き上げ速度及び最終巻き上げ量は大きいことを示している。しかし、実際の感潮部において日常的に巻き上げられている底泥は、停潮時に懸濁粒子が沈降して形成されたものであり、含水比がかなり高く、非常に軟弱なものと考えられる。また、穏やかな剪断流下における懸濁粒子の沈降は、粒子間の凝集が促進されるため、静水中での沈降より沈降速度が大きくなることが考えられる。一潮汐間の数値計算におけるSS濃度変化の詳細な検討¹⁵⁾によると、巻き上げ速度を実験値の10倍、沈降速度を同じく実験値の2倍にしたときの結果が実測値を最も良く再現しており、本計算でもそれらの値を用いることにする。

3. 計算結果

(1) 水理量計算結果

Fig. 3に水位変動の実測値(1時間間隔)と計算値を示す。ただし、樋門・樋管への水の流出入いわゆる横流入量は、河川流量に比べ小さいとして無視している。なお、-7km地点の水位は、外海と河口の実測値を内挿して境界条件として与えたものである。この図より、各地点とも計算結果が長期的な水位変化を良く再現していることが分かる。感潮部上流域の24.2km地点では、河床高が高くなっているために下げ潮後半及び干潮時には河川固有流が出現し、全期間を通してほぼ一定の水位となっている。一方、中流域では満潮位・干潮位とも周期的に変化している。また、日潮不等の影響は干潮位に顕著に現われている。

Table 1, 2に最終的に設定された粗度係数を示す。本感潮部は**Fig. 2**に示されるように中流部での湾曲が大きく、また上流部では河床勾配が大きくなっているため、六角川を5分割、牛津川を3分割した。下げ潮のときは河道形状の影響を受けやすいため、河道の湾曲の大きい11.0~20.6kmの区間で粗度係数が最大となっている。上げ潮では河床勾配の変化に応じて上流側ほど大きくなっている。このように、粗度係数を河道形状や流向に依

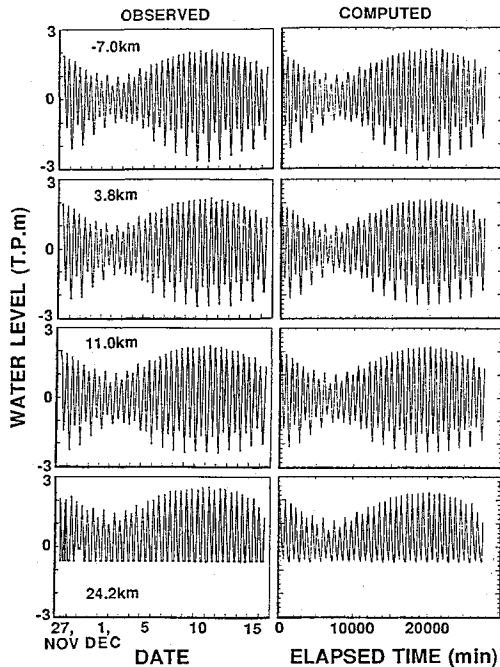


Fig. 3 Variations in observed and computed water level.

Table 1 Coefficients of roughness in the Rokkaku River.

Section (km)	Ebb	Flood
-7.0~0.2	0.020	0.017
0.2~11.0	0.020	0.020
11.0~20.6	0.032	0.024
20.6~24.2	0.030	0.028
24.2~29.0	0.028	0.038

Table 2 Coefficients of roughness in the Ushizu River.

Section (km)	Ebb	Flood
0.6~7.8	0.020	0.020
7.8~10.2	0.028	0.025
10.2~16.2	0.028	0.025

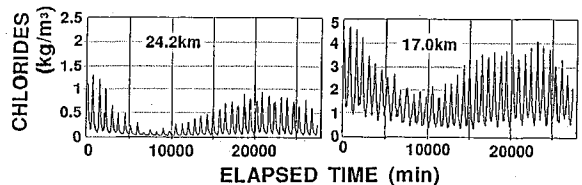


Fig. 4 Computed results of chlorides.

じて与えることにより、感潮部での流れを精度よく再現することができる。

(2) 塩化物イオン濃度計算結果

水理量計算結果を基に所定の水量に分割し、いわゆる移動座標系で表現された物質収支式を用いて塩化物イオン濃度の計算を行った。現地調査結果によると強混合河川感潮部における水塊中の塩化物イオン濃度分布は潮相によらず定常的に定まっておき、ここでは、初期条件として与えた実測の濃度分布が計算期間を通して維持されるように交換水量係数 α' を変えながら計算を行った。すなわち、塩化物イオンのような保存物質の水塊中での濃度分布は、式(5)の左辺第2項の固有流の流入による移流と右辺第1項の拡散による輸送とが釣り合うことにより決定されている。

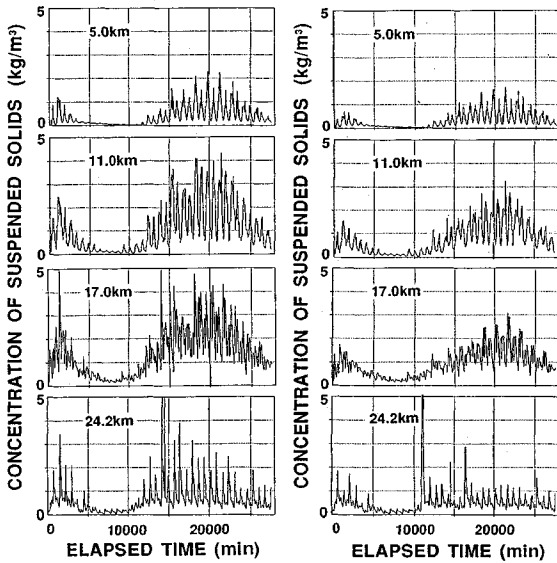
塩化物イオン濃度の計算結果を Fig. 4 に示す。実測値と比較して結果はほぼ一致しており、長期的な塩化物イオン濃度の変化を良く再現している。なお、このときの係数 α' の値は、分割水量 $\Delta V_1, \Delta V_2, \Delta V_3$ に対してそれぞれ六角川の場合10, 2.5, 1.5, 牛津川の場合10, 5, 1であった。ここで、移流分散係数 D_L は式(6), (7), (8')より係数 α' を用いて

$$D_L = \frac{\alpha' u \cdot \Delta V}{A} \dots\dots\dots (23)$$

と表され、実際の $\Delta V, A$ の値を用いて D_L を求めると、 $10 \sim 10^2 \text{ m}^2/\text{s}$ のオーダーとなる。この値は、上嶋ら¹⁷⁾が吉井川において現地調査より求めた値と一致する。

(3) SS濃度計算結果

SS濃度の計算では、実感潮部における浮泥及び底泥の堆積量が不明であるので、まず初期堆積底泥量として浮泥のみを各区間に 10^6 kg ずつ与え、現地調査より得られた河道方向の濃度分布を初期条件として計算を行った。これに引き続き、第1回目の計算終了時点の堆積底泥量及び濃度分布を初期条件として第2回目の計算を行った。すなわち、計算開始時点において一様に分布していた浮泥が、大潮~小潮周期の間どのようにその分布が変化するかを検討した。この第1回目と第2回目のSS濃度の経時変化を Fig. 5 に示す。一潮汐間のSS濃度の極大値は、大潮から小潮にかけて減少し、小潮から大潮にかけて増加している。ここで現地調査結果⁹⁾と比較すると計算値の方が低くなっている。これは、計算値が断面平均濃度であるのに対して、実測値は断面内1点からの採水試料によって求めたものであることによる。さらに、採水口の位置を河床近くに設置したために、停潮時に懸濁粒子が沈降して河床付近に高濃度層を形成し、そのSS濃度がかかなり高くなった部分を採水したことによるものと考えられる。一潮汐間において水深方向に数点から採水して行った現地調査結果によると、大潮時の断面平均濃度は最大で 10 kg/m^3 程度であった。したがって、今回の計算結果はこれに比べやや低いものの、ほぼ実測値を再現しているものといえる。また、小潮時のように濃度が低いときには、断面内の濃度全体が低く、しかも断面内の濃度差も小さくなっているため、このときの実測濃度



(a) 1st calculation (b) 2nd calculation
Fig. 5 Computed results of suspended solids concentration.

は断面平均濃度とほぼ等しいものと考えられ、計算結果も実測値と同程度になっている。なお、小潮時にSS濃度が低いのは、底泥が存在しないのではなく、底泥の巻き上げに関わる底面摩擦速度が小さいために巻き上げ量が少なくなることによるものである。以上のことより、今回の計算結果は、断面平均濃度の長期的な変化を概ね再現しているものといえる。

次に、第1回目と第2回目との濃度変化を比較すると、大潮時のSS濃度は第2回目の結果の方が低くなっている。これは、1回目の計算によって堆積底泥の移動いわゆる懸濁物質の輸送が生じたために、流れの条件が同じであるにもかかわらず、巻き上げられる底泥が存在しないからである。したがって、このような計算を繰り返すと、いかえれば自然状態がこのような条件を保ち続けるならば、各断面の流況特性に応じて、巻き上げられ易いところにある底泥は、その底泥がなくなるまで常に巻き上げられ、流れの緩やかなところへ輸送されて沈降・堆積するようになる。このため、SS濃度の長期的な変化は定常的なものになり、懸濁物質の河道方向への輸送もSS濃度の長期変動に伴うものだけになるものと考えられる。

4. 懸濁物質輸送に関する検討

河川感潮部では、SS高濃度水塊が形成され、SS濃度は大潮～小潮周期においても大きく変化する。したがって、感潮部における懸濁物質の輸送機構を明らかにするためには、大潮～小潮周期における懸濁物質の輸送特性を検討する必要がある。ここでは、SS高濃度水塊の形成と懸濁物質輸送の関係について、種々の条件の下で行った計

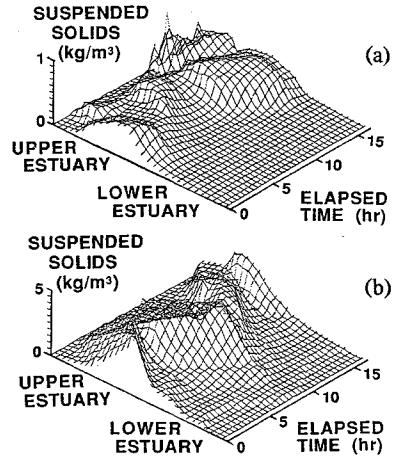


Fig. 6 Temporal change of longitudinal distributions of calculated suspended solids concentrations at neap tide (a) and spring tide (b).

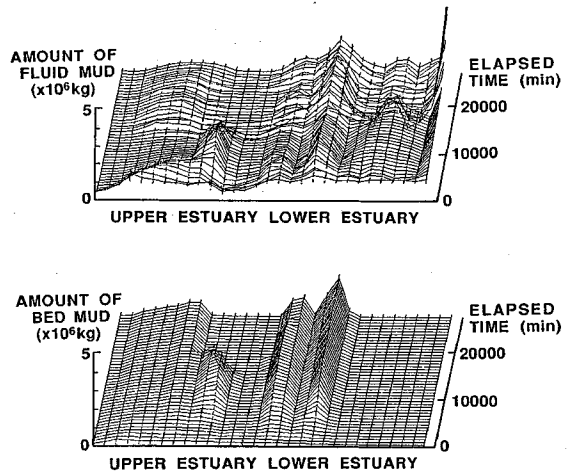


Fig. 7 Longitudinal distributions of the amount of muds in the Rokkaku River.

算結果を基に検討する。

(1) SS高濃度水塊の挙動と底泥の堆積

まず、**Fig. 5**に示した計算の際のSS濃度縦断分布の経時変化を**Fig. 6**に示す。この図は、第1回目計算時の10,002～11,000分の間(小潮)と20,002～21,000分の間(大潮)のものである。いずれの場合も、SS高濃度水塊が、懸濁物質の沈降と巻き上げを繰り返しながら、流れに応じて上下流方向に移動している。高濃度水塊が現われるのは、上流域から中流域にかけてであり、下流域ではSS濃度の増加はほとんど見られない。これは、下流域では河道断面が上・中流域に比べ大きいので、流速及び底面摩擦速度が大きくなり底泥の巻き上げがあまり生じないからである。

次に、同じく第1回目計算時の浮泥及び底泥の縦断分布の経時変化を**Fig. 7**に示す。六角川の浮泥量の変化を

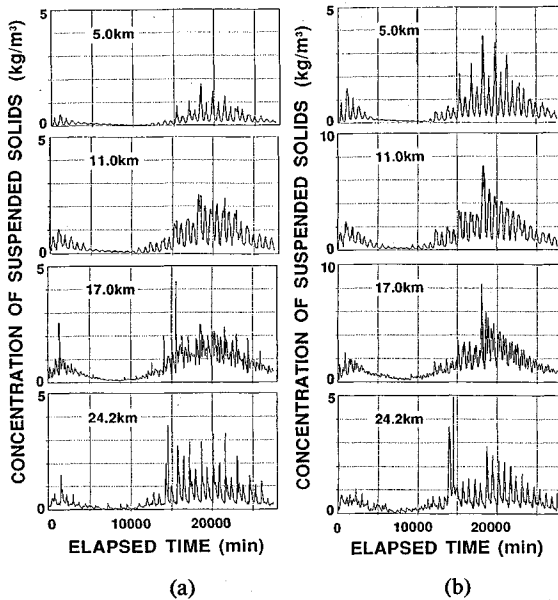


Fig. 8 Comparisons with the computed suspended solids concentrations under various conditions of the vertical transport parameters.

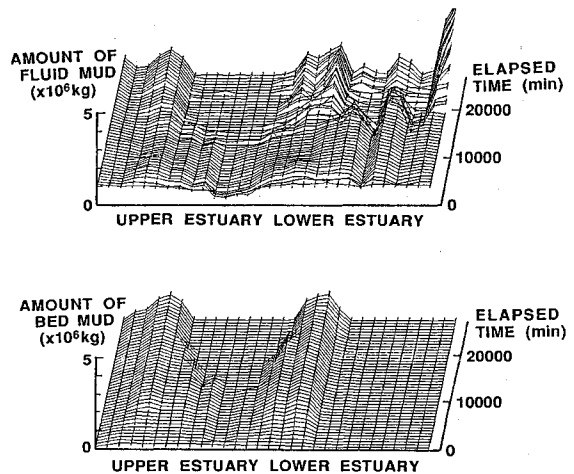


Fig. 9 Longitudinal distributions of the amount of muds in calculation without turbidity current.

見ると、大潮から小潮にかけての前半では上流域から中流域への移動が生じているのが分かる。小潮から大潮にかけては、一旦上流域から中流域に運ばれたものが再び上流域に移動している。一方、下流域では浮泥量の増加が見られるところと減少するところとに分かれてきている。この下流域で浮泥量が増加するところは、河道断面が大きいため流速が大きくなりえず、底面摩擦速度が巻き上げの限界値を越えないからである。このことは、実際の感潮部において、河道維持のために河道拡張を行った地点への底泥の堆積が顕著になることから理解される。なお、下流域において浮泥が存在するにもかかわらず底泥化が起こっていないのは、河道断面が大きいため、浮泥が底泥化を起こすのに必要な厚さを持たないからである。このように、大潮～小潮周期を通して堆積底泥の河道方向への輸送が生じ、各断面の流況特性に応じた堆積量となることが分かる。すなわち、巻き上げの生じやすい中流域の底泥が、上流域あるいは下流域に移流により輸送され、そこで沈降・堆積している。

さらに、第2回目の計算時のものでは、図は示していないが、第1回目程の大きな堆積量の変化は見られない。これは、計算の初期条件として既に懸濁物質の輸送が生じたものを与えたためであり、前にも述べたように、SS濃度変化及び浮泥・底泥の堆積量の分布に定常状態が存在し、大潮のような強い流れを一度受けることにより、その状態に達するものと考えられる。

以上のことから、実際の感潮部では流況特性に応じた堆積量の分布が形成されており、通常の大潮～小潮周期

において輸送される懸濁物質の量は少なくなっているものと考えられる。また、出水後のように堆積底泥の分布が、平時の流況特性に対応したものでない場合には、一度大潮時のような強い流れを受けることにより、安定した底泥分布となることが考えられる。

(2) 鉛直輸送フラックスによる影響

懸濁物質の鉛直輸送、すなわち懸濁物質の沈降と底泥の巻き上げがSS濃度変化に及ぼす影響は、それらの限界底面摩擦速度や沈降速度、巻き上げ速度の値を変化させることによって検討することができる。

Fig. 5に示したSS濃度変化は、巻き上げの限界底面摩擦速度を浮泥0.025 m/s、底泥0.03m/s、沈降の限界底面摩擦速度を0.003 m/sとしたときのものであったが、Fig. 8に巻き上げの限界底面摩擦速度を浮泥0.03 m/s、底泥0.04m/s、沈降の限界底面摩擦速度はそのままとしたもの(図中(a))、巻き上げ限界底面摩擦速度はFig. 5の場合と同じで沈降の限界底面摩擦速度を0.003 m/sとしたとき(同(b))のSS濃度の経時変化を示す。なお、ここでの計算は、初期堆積底泥量によるSS濃度変化に及ぼす影響もあるので、浮泥を全区間に10⁶kgずつ与えたものを初期条件として行った。まず、巻き上げの限界底面摩擦速度を大きくしたときには、当然巻き上げ量が減少し、Fig. 5の場合に比べ、いずれの地点においてもSS濃度が低くなっている。一方、沈降の限界底面摩擦速度を小さくしたときには、中流域でのSS濃度が高くなる傾向が見られる(図中の11.0km及び17.0km地点のもの縦軸目盛が2倍となっていることに注意)。これは、懸濁物質の沈降が限られた断面でしか生じなくなり、水中に浮遊する懸濁物質の量が多くなることによっている。

(3) 浮泥流による効果

Fig. 5で示した第1回目計算時と同じ条件で、浮泥流

による輸送の寄与を考慮に入れなかったときのものを Fig. 9 に示す。Fig. 7 に示した浮泥流による輸送を考慮した場合に比べ、上流域への輸送が大きくなっている。これは、Postma¹⁸⁾が説明するように、潮汐流と懸濁物質の流送特性との遅れ作用 (lag effect) により、懸濁物質が上流側へ輸送されるためである。浮泥流を考慮した計算の場合では、上流域において下流側への輸送が生じるため、底泥を再び中流域に運ぶ作用が働く。したがって、中流域でSS高濃度水塊が形成・保持されるためには、この効果が重要な役割を果たしていることが分かる。しかし、中流域にある底泥は下流側へも輸送されるので、このSS高濃度水塊が中流域において継続的に維持されるためには、河口のSS濃度が気象条件等により高くなる必要があるとなる。

5. 結 論

本研究では、強混合河川感潮部を対象に物質輸送モデルを作成し、河道方向への懸濁物質の輸送機構について検討を加えた。ここで得られた結果をまとめると以下のようなになる。

- (1) 物質収支式を累加水量を基準とした移動座標系で表現することにより、数値拡散による誤差が減少し、半月周期における懸濁物質濃度の計算が可能となる。
- (2) SS高濃度水塊の形成は、懸濁物質の沈降と巻き上げの限界剪断応力差によって感潮部上流へ向う輸送と浮泥流として下流へ向う輸送との平衡に基づいている。
- (3) 各断面における流況特性と懸濁物質の流送特性の相互作用により、懸濁物質の沈降及び底泥の巻き上げが生じる位置が決定され、堆積底泥の分布特性が定まる。

付録. 浮泥流の解析

河川感潮部において懸濁物質の沈降によって河床上に形成された浮泥は、密度流として流動する。ここでは、本文中式(22)で示された方程式より浮泥流の流量 Q_2 を求める方法を述べる。

式(18)で用いられた界面抵抗係数 f_i の表示式には種々のものがある¹⁹⁾が、古本ら²⁰⁾は次式を示している。

$$f_i = 0.07 \Psi^{-1/3} \dots\dots\dots (A.1)$$

ただし、 $\Psi = R_e F_d^2 = (u_1 - u_2)^3 / (\nu \epsilon g)$ であり、 u_1 及び u_2 は上層及び下層の断面平均流速、 ν は動粘性係数、 ϵ は相対密度 ($= \Delta \rho / \rho_1$)、 g は重力の加速度、である。また、底面摩擦損失係数 f_b は、粗度係数 n を用いて

$$f_b = \frac{2gn^2}{h_2^{1/3}} \dots\dots\dots (A.2)$$

で示される。これらの係数を式(22)に代入すると、次式が得られる。

$$X|Q_2|Q_2 + Y_1(Q_2 - Y_2Q) + Z = 0 \dots\dots\dots (A.3)$$

ただし、

$$X = \frac{n^2}{h_2^{1/3} A_2^2 R_2},$$

$$Y_1 = \frac{0.035 (\nu \epsilon g)^{1/3} B_2 (A_1^2 + A_2^2)}{g A_1^2 A_2^2},$$

$$Y_2 = \frac{A_2 A}{A_1^2 + A_2^2},$$

$$Z = \left(1 - \frac{\Delta \rho}{\rho_2}\right) \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0$$

したがって、

$$Q_2 \geq 0 \text{ のとき, } XQ_2^2 + Y_1Q_2 - (Y_1Y_2Q - Z) = 0 \text{ より}$$

$$Q_2 = \frac{-Y_1 + \sqrt{Y_1^2 + 4X(Y_1Y_2Q - Z)}}{2X} \dots\dots\dots (A.4)$$

$$Q_2 < 0 \text{ のとき, } XQ_2^2 - Y_1Q_2 + (Y_1Y_2Q - Z) = 0 \text{ より}$$

$$Q_2 = \frac{Y_1 - \sqrt{Y_1^2 - 4X(Y_1Y_2Q - Z)}}{2X} \dots\dots\dots (A.5)$$

となる。なお、式(A.4)及び(A.5)では、本来2個の解が得られるが、それぞれ $Q_2 \geq 0$ 及び $Q_2 < 0$ を満足する解のみを選択する。

河床材料が粘着性を有する微細な粒子からなる場合の粗度係数 n に関する十分な研究成果は示されていないが、その値は一般の固定床の場合に比べ大きくなることが考えられる。自然河川の場合が $n = 0.03 \sim 0.05$ であるのを考慮して、今回は $n = 0.2$ としている。

参 考 文 献

- 1) Dyer, K.R. : Fine sediment particle transport in estuaries, Physical Processes in Estuaries (J.Dronkers, W.van Leussen eds.), Springer-Verlag, pp.295~310, 1988.
- 2) Festa, J.F. and Hansen, D.V. : Turbidity maxima in partially mixed estuaries: a two-dimensional numerical model, Estuarine and Coastal Mari. Sci., 7, pp.347~359, 1978.
- 3) Uncles, R.J., Elliot, R.C.A. and Weston, S.A. : Dispersion of salt and suspended sediment in a partly mixed estuary, Estuaries, Vol.8, No.3, pp.256~269, 1985.
- 4) Hinwood, J.B. and Wallis, I.G. : Classification of models of tidal waters, J. Hydraul. Eng. Div., Proc.ASCE, Vol.101, pp.1315~1331, 1975.
- 5) Bella, D.A. and Dobbins, W.E. : Difference modeling of stream pollution, J. Sanit. Eng. Div., Proc.ASCE, Vol.94, pp.995~1016, 1968.
- 6) 村上健: 拡散方程式の数値計算方法の紹介, 下水道協会誌, Vol.9, No.100, pp.43~48, 1972.
- 7) 村岡浩爾・中辻啓二: 河川流の非定常拡散解析における数値誤差の評価, 土木学会論文報告集, 第319号, pp.77~85, 1982.
- 8) 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水質変動特性, 土木学会論文集(投稿中).
- 9) 海田輝之・楠田哲也・栗谷陽一・二渡了・古賀憲一: 河口感潮部におけるSSの挙動について, 水質汚濁研究, 第10

- 卷, 第1号, pp.48~55, 1987.
- 10) 梅田輝之・楠田哲也・二渡了・栗谷陽一: 柔らかい底泥の巻き上げ過程に関する研究, 土木学会論文集, 第393号/II-9, pp.33~42, 1988.
 - 11) 楠田哲也・山西博幸・吉見博之・二渡了: 攪乱・不攪乱底泥の巻き上げ特性に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.314~318, 1989.
 - 12) 二渡了・楠田哲也・野正博之・古賀憲一・荒木宏之・古本勝弘: 感潮河川における懸濁物質輸送現象のモデル化に関する研究, 衛生工学研究論文集, 第24巻, pp.139~148, 1988.
 - 13) 芦田和男・江頭進治: 泥水密度流に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第237号, pp.37~50, 1975.
 - 14) 玉井信行: 密度流の水理, 新体系土木工学22(土木学会編), 技報堂出版, pp.127~149, 1980.
 - 15) 二渡了・楠田哲也・野正博之・栗谷陽一: 感潮河川における懸濁物質の輸送過程のシミュレーション, 九大工学集報, 第58巻, 第1号, pp.33~40, 1985.
 - 16) Wallis, S.G. and Knight, D.W.: Calibration studies concerning a one-dimensional numerical tidal model with particular reference to resistance coefficients, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 19, pp.541~562, 1985.
 - 17) 上嶋英機・藤原建紀・早川典生: 感潮河川における物質輸送の機構について(第1報), 第22回海岸工学講演会論文集, pp.239~247, 1975.
 - 18) Postma, H.: Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment, *Estuaries* (G.H.Lauff ed.), Amer. Assoc. Adv. Sci. Pub. No.83, pp.158~179, 1967.
 - 19) 土木学会: 水理公式集, 土木学会, pp.60~62, 1985.
 - 20) 古本勝弘・武政剛弘・薦田廣章: 二成層閉鎖水域の風に対する内部静振応答, 土木学会論文集, No.429/II-15, pp.37~46, 1991.

(1991.7.26 受付)

SIMULATION OF SUSPENDED SEDIMENT TRANSPORT IN WELL-MIXED ESTUARY

Tohru FUTAWATARI and Tetsuya KUSUDA

Based on the results of field observation in a tidal river, modeling of sediment transport processes is performed and long term transport is simulated with newly developed procedure, in which a Lagrangian reference frame is used to reduce numerical dispersion. Suspended sediments transport in the tidal river is calculated with erosion and deposition of sediment, consolidation of fluid mud to cohesive bed mud, and transport by turbidity current of fluid mud. Sediment transport processes concerned with the formation and maintenance of turbidity maxima are sufficiently simulated for a fortnightly cycle with a Lagrangian sediment transport model.