

感潮狭水道における物質移動に関する研究

佐々木幹夫*・葛西金助**・藤坂安雄***
難波嘉幸***・堺 茂樹****

1. はじめに

粘性流体の運動量移動、各種形態の熱移動も物質移動であるが、ここでは感潮狭水道における拡散などによる物質移動を取り扱う。通過塩分量の予測を行うには感潮狭水道における交番流速の変動特性、および遡上塩水塊の生成ならびに消滅過程が把握されていなければならない。実用的な予測モデルを確立するために、本研究では感潮狭水道の現地モデルとして青森県太平洋岸にある一級水系高瀬川を選定し、高瀬川における順流・逆流の特性を調べる。同時に、高瀬川を遡上し、湖へ進入する塩水塊の進入過程を追跡し、遡上塩水塊流動の時間スケール、移動速度、濃度変化特性を調べることで、感潮狭水道における塩水の移動特性を検討し、通過塩分量の予測方法を検討してみる。

石川等(1991)は高瀬川を遡上する塩水の計算モデルの検討を行っているが、彼等は塩分の鉛直分布を省略し、強混合の場合の計算方法を明らかにしたものである。後述のように、本研究の対象としている高瀬川は二層流的挙動を示す河川であり、塩分濃度の断面分布は一様ではなく、それを無視することはできない。本研究では塩分分布の鉛直構造を考慮した通過塩分量の計算モデルを提案しているが、これは同様の現象がみられる他の感潮水域にも多いに参考になるはずであり本研究の意義は大きい。

本研究で用いたデータは 1988 年度の自動観測により得られた (1) 河口、高瀬橋および小川原湖の水位、(2) 高瀬橋塩分濃度、(3) 高瀬橋流速の測定値であり、外海潮位は八戸測候所のものを用いた。これらのデータで不足している点については、1990 年 9 月～12 月にかけて現地観測を実施した。

2. 流れの断面分布

塩分の輸送量は流れ、流積、塩分の積によって与えら

れる。地形変化が起こらないものとする、流積は水位変動によって決まる。したがって、物質の移動については流れ、水位変動、塩分をみれば良いことになる。まず最初に流れの特性を明らかにしてみる。

図-1 は高瀬川の地形を示したもので、小川原湖湖口から河口まで 6.75 km あり、湖口および河口付近が大きく屈曲しており、川幅は広いところで 500 m 近く、狭いところで 80 m 弱となっている。高瀬川の流域面積は 867 km² であり、年間 1000 mm 程度の有効雨量があれば、固有流量として 27 m³/s の流量となり、河川の固有

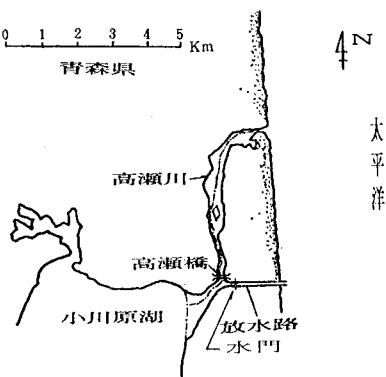


図-1 河道形状

流量は感潮河川域に大きな影響を与えることはない。しかし、小川原湖の面積が 63.2 km² あり、これが大きいので、高瀬川の入退潮量は小川原湖の状況に左右される。湖の水位は T.P. 40 cm 前後であり、海水位は低高潮時でもこれを越えるときがあり、月数回は塩水が高瀬川より、小川原湖へ入っている。湖口から約 1000 m の地点に放水路があるが、放水路は年数回しか開かないので、流出入は高瀬川を通じて行われている。

河床は河口付近が高く、湖口付近が低くなっており、塩水遡上時は深みには海水が入るだけなので逆流に有利な逆勾配の河床高となっている。したがって、逆流時には水位差より予想される流れ以上に強い流れが発生する可能性がある。

順調時と逆流時では流れの構造がどのように違うか調

* 正会員 八戸工業大学助教授 土木工学科

** 正会員 建設省高瀬川総合開発工事事務局所長

*** 正会員 建設省高瀬川総合開発工事事務局

**** 正会員 岩手大学助教授 工学部土木工学科

べるために、現地調査を行った。図-2 および図-3 にその一例を示す。図-2 は速度 u の断面分布、図-3 は流れの鉛直分布を示している。図-3 の横軸は主流の成分 u と横断方向の成分 v をそれぞれの平均流速 u_m の

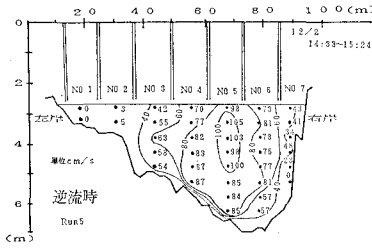


図-2 断面内の流速分布

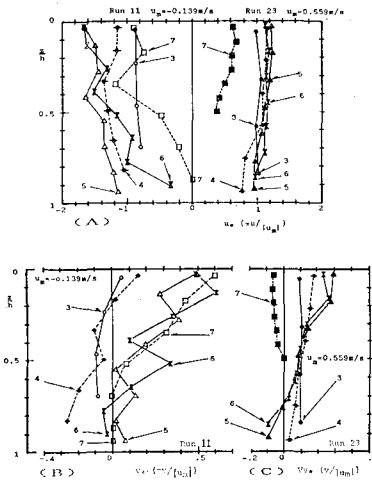


図-3 流れの鉛直分布

絶対値で割った無次元流速 u_* および v_* で表されている。 u_* および v_* の正はそれぞれ下流および右岸側へ向く流れを示し、各分布線に付した数字は横断方向の測点番号である。図-2 は逆流時の断面分布を示したもので、逆流時には中央部が速く、横断方向の速度勾配は大きい。これは図-3(A)に明瞭に出ている。すなわち、順流時には u_* がほぼ同一線上に分布しているのに対し、逆流時には u_* は断面位置によって異なりかなりの shear が存在していることがわかる。図-3(B), (C)の v_* より、流れの向きがわかる。(B)図は逆流、(C)図は順流時の v_* で、逆流時には、右岸側の v_* (No. 5, 6, 7) は正で、下流から右岸向きに、左岸側の v_* (No. 3, 4) は負で、下流から左岸向きになっており、流れが広がるようになっている。これに対し、順流時には、右岸付近が中央へ向かって流れ、左岸側から中央部の流れは、右寄りに流下している。これは前述のように湖口付近からの河道屈曲と河幅の変化が影響しているためで、場所

が変われば順流と逆流の乱れの程度の差は入れ替わるようになる。全般的には各所でこのような流れが出てくることが予想され、物質移動における拡散には地形や断面形状によるものも加味されなければならない。鉛直方向に v_* の分布をみると、上層と下層では向きが異なっており、shear 発生の一因となっている。

以上見てきたように、逆流と順流では流れの横断方向の分布が異なる。したがって、断面内の限られた点での測定値で断面平均量を議論する場合には注意を要する。

図-4 は断面平均流速 u_m と断面内の一点の流速 u との関係を示したもので、ここで、 u は No. 5 の測点上で、6 割水深相当の底面から 1.5 m の点における流速である。図より、式 (1) のようになり、順流時は u の 87 %、逆流時には 65 % が断面平均流速 u_m になる。

$$u_m = 0.87u \text{ (順流時)}, 0.65u \text{ (逆流時)} \dots\dots\dots (1)$$

式 (1) は前述の断面内の速度分布の傾向と一致する。さて、逆流時に最深部の流速が特に大きくなるのは滞筋に沿って海水が流下して来ることにも関係している。これは、塩水の流動が流れの分布に影響を及ぼしていることを意味している。

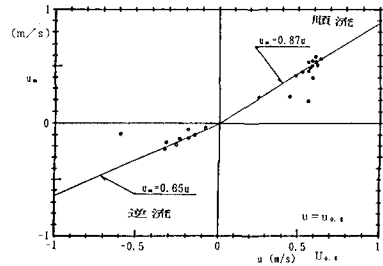


図-4 u_m と $u_{0.6}$ の関係

一点における流速より断面平均流速 u_m を知る事ができるようになったので、内水と外海の水位差 Δh より計算される流速と観測値の比較をしてみる。 Δh による交番流速 u_m は次式によって与えられる。

$$u_m = \pm C_0 (2g|\Delta h|)^{1/2} \dots\dots\dots (2)$$

$$C_0 = (f_0 + f_e + 2gn^2lR^{-4/3})^{-1/2} \\ = 0.12 \text{ (順流時)}, 0.18 \text{ (逆流時)} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、式 (3) は出入りの損失係数 f_0 , f_e を $f_0 + f_e = 1.5$, 水路長 l を $l = 6750$ m, 径深 R を $R = 1.5$ m, マニングの粗度係数を $n = 0.03$ (順流時), 0.02 (逆流時)としている。図-5 上段にも示すように、小川原湖の水位は降雨等、特別なものがない限りほとんど変化せず、大きいときで 2 cm 程度であり、この変化は外海水位の変化に比べてきわめて小さい。したがって、感潮水域における流速や水位の変動には潮位との位相差はほとんどみられず、無視して良い程度のものである。また、河口より約 5.5 km 上流の高瀬橋の水位と潮位を比較すると高

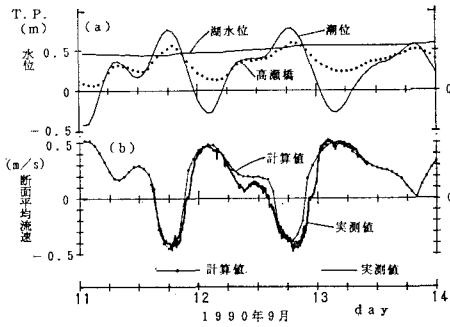


図-5 流速の計算値と実測値との比較

瀬橋の水位変動の振幅が小さくなっており、河川潮汐現象がみられる。

図-5 下段は式(2)の u_m と実測値を比較したもので、実測値は測点 No. 5 の 6 割水深に設置した EMC300 流速計の u を式(1)で u_m に換算したものである。図より式(3)に示した関係が良好な予測値を与え得ることがわかる。

3. 物質移動特性

図-6 は高瀬橋地点で観測された塩素イオン濃度であり、1988年度の観測値から特徴的な波形を選び図示したものである。

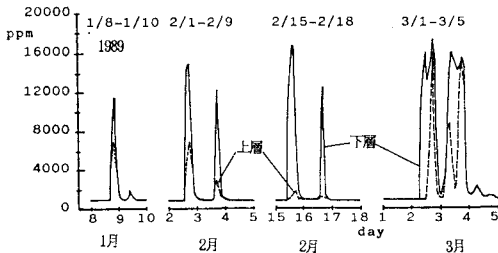


図-6 塩素イオン濃度の変化

図-6 によると、1月には上層と下層のピーク値が異なる塩水進入があり、その次の波形は同一のピーク値となっており、2月2日の遡上は上層が少し遅れて立ち上がっており、2月中旬には下層に塩水の進入がみられるが、上層には到達していない。3月にはこれらのパターンがすべて含まれている塩水遡上波形がみられる。

図-7 は塩素イオン濃度変化図を波形として分類した場合の概念図であり、塩分波形はA～Dの4タイプに分けられる。基本的にはピーク値が同程度になっているかどうかで2つに分けられ、ピーク値が異なる波形に3つあることになる。タイプCは強混合の塩水遡上であり、A, B, Dは塩分濃度の鉛直分布が省略できない塩水進入となる。これらのタイプの生起頻度を調べた結果が図-

8 に示されている。下層のピーク値が 1000 ppm 以上の生起頻度が上段で、下層ピーク値が 2000 ppm 以上の場合が下段に示されている。図によると、強混合タイプのCが34.7%になっており、鉛直分布を無視できるモデルも成立することになる。しかし、この波形は下層ピーク値が大きくなると減っていることから、遡上規模が小さい場合に多くみられると理解される。上層と下層のピーク値が異なるタイプAが55.1%も発生しており、これは、鉛直分布を考慮しないと実現象の説明が不可能な場合が多いことを示している。しかも、下層ピーク値が大きくなると、より多くみられることから、このタイプは物質の輸送量の大きい場合に現われるものと考えられる。

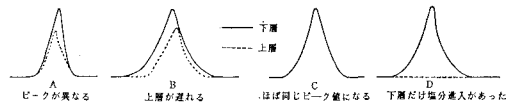


図-7 塩分波形のタイプ

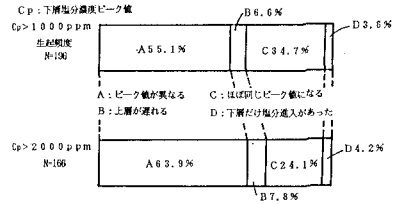


図-9 生起頻度

塩分濃度の鉛直分布を調べるために、現地観測を行ったが、図-9 はその一例である。図-9 は逆流から順流に転じた直後 ((A) 図 C) 濃度の最終値 18400 ppm に達している) とそれから2時間後 ((B) 図) の塩素イオン濃度の断面分布を示したもので、(A) 図より、逆流から順流への転流直後には湖水は左岸側より入り、(B) 図より、順流により上層の淡水化が急速に進み、下層との塩分濃度の差が顕著になっている様子がわかる。

図-10, 11 は高瀬橋地点における逆流時塩分濃度のピーク値 C_p を縦軸に、流れによる移動距離 L を横軸に取ってみたものである。ここに、 L は (1) 転流時に濃度がピークに達し、(2) 流速の変化が単純な $\sin$ 波形であるとの仮定のもとに、逆流継続時間 dt と最大流速絶対値 U_{max} の積を $2/\pi$ 倍したものである。ここで、 U は自動観測データの u より式(1)を用いて、断面平均流速 u_m に換算した値である。さて、図-10, 11 より、高瀬橋地点を通過する塩水塊の形状とその内部の濃度分布を疑似的に設定することができる。図によるとそのフロントの先端は高瀬橋地点より、式(4)に示す地点にあることに

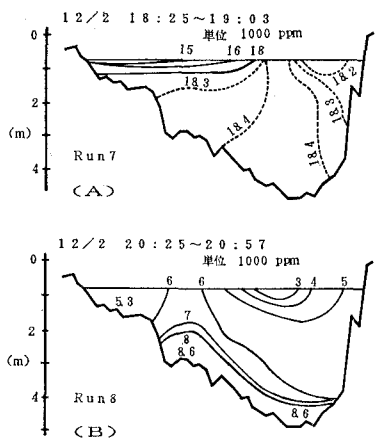


図-9 塩分量の断面分布

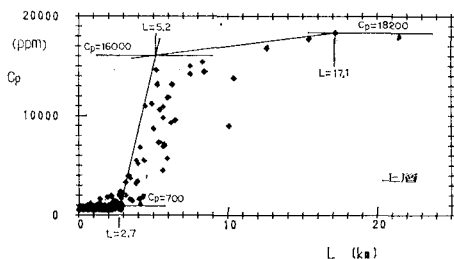


図-10 上層の塩分濃度ピーク値

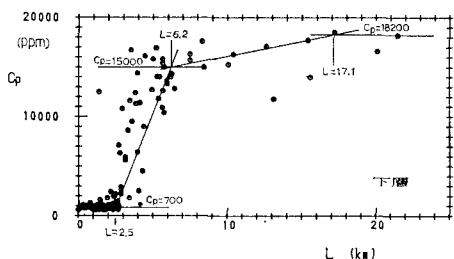


図-11 下層の塩分濃度ピーク値

なる。

$$\left. \begin{aligned} l_{01} &= 2700 \text{ m (上層)} \\ l_{02} &= 2500 \text{ m (下層)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

塩水の遡上は、塩分濃度を C 、流れの方向に x 、鉛直方向に z 軸を取り、 x, z 方向の拡散係数を k_x, k_z とするとき、次式で与えられる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + w \frac{\partial C}{\partial z} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

今、簡単のため、上層と下層の2層に分け、それぞれの層内では、 $\partial C / \partial z$ は $\partial C / \partial x$ に比べて小さく省略できるものと仮定する。次式によって定義する新しい座標を

設ける。

$$\xi = - \int u dt / l_0 + \beta x / l_0 \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 l_0 は場の代表長さである。

拡散係数 k_x を一定として、次のように置くことにする。

$$k_x = U l_x \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 U は u の絶対値である。

よって、式 (5) は次式のように表わされる。

$$\frac{l_x \beta^2}{l_0} \frac{d^2 C}{d\xi^2} + (2\beta - 1) \frac{dC}{d\xi} = 0 \dots\dots\dots (8)$$

ただし、 $\beta \neq 1/2$

今、原点は高瀬橋地点にあるものとし、境界条件を式 (9) のように設定すると、解として式 (10) を得る。

$$\left. \begin{aligned} \xi = l_{01} / l_0, \quad l_{02} / l_0 \quad \text{にて} \quad C = C_1 \\ \xi = \infty \quad C = C_3 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

$$C = (C_3 - C_1) \{1 - \exp(-\alpha \xi')\} + C_1 \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 $\alpha = (2\beta - 1) l_0 / l_x \beta^2$

$$\xi' = \xi - l_{0i} / l_0, \quad i = 1, 2$$

次に順流の場合には ξ を式 (11) のように定義する。

$$\xi = \int u dt / l_0 - \beta x / l_0 \dots\dots\dots (11)$$

境界条件を式 (12) のようにとると、解として式 (13) を得る。

$$\left. \begin{aligned} \xi = 0 \quad \text{にて} \quad C = C_p \\ \xi = \infty \quad C = C_1 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (12)$$

$$C = (C_p - C_1) \exp(-\alpha \xi) + C_1 \dots\dots\dots (13)$$

よって、 α が決まれば塩分濃度が与えられることになる。 α は混合距離 l_x と β によって与えられるが、これらの値の検討がつかないので実測値との対応で α の値を求めることにする。その結果を図-12, 13, 14 に示した。

図-12, 13 に示したように、逆流時は上層が $\alpha = 1.2$ 、下層が $\alpha = 1.6$ の場合に良く合う。順流時には、図-14 には上層の混合も同様の変化となっているため下層の塩分濃度変化しか示していないが、上層、下層とも同じ値 $\alpha = 2.0$ が良い一致を示す。よって、これらの α の値を用いれば、通過塩分量の予測を行うことができる。図-15, 16 に計算結果の一例を示す。計算は逆流から順流に変わったときは逆流時最後の C を C_p とし、順流から逆流に変わったときは、順流時最後の C より、それが 1000 ppm より大きい場合には式 (10) より ξ の位置を逆算し、また、1000 ppm 以下の場合には $\xi = 0$ として、始点の位置を決めて、転流後の計算を進めている。図-15 の上層の塩分濃度を見ると、17 日と 21 日の計算値が実測値よりも大き目になっている。図-16 より、下層の場合も同じ傾向にある。これは逆流が続いている途中で塩分濃度が低下しているためであり、測定値に問題があるのか、計算モデルにこのような現象を取り入れるべきか

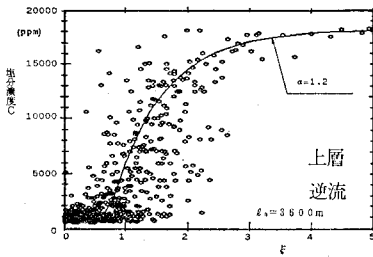


図-12 上層遡上塩水塊濃度分布

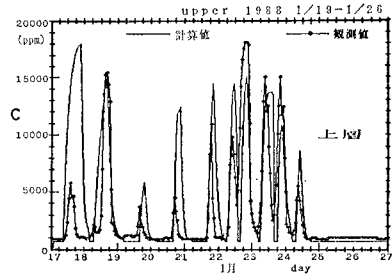


図-15 計算値と実測値の比較

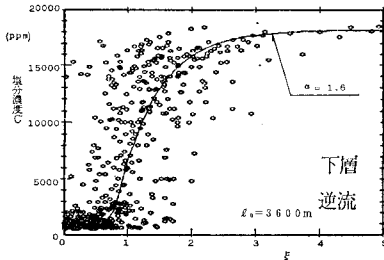


図-13 下層遡上塩水塊濃度分布

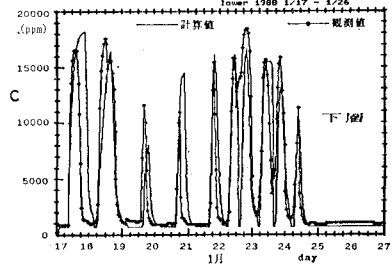


図-16 計算値と実測値の比較

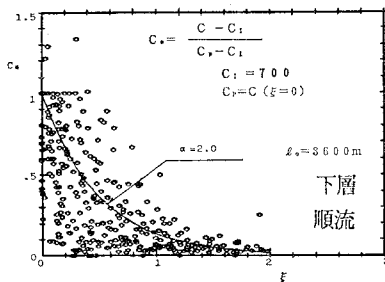


図-14 順流時の塩分濃度分布の変化

4. おわりに

感潮狭水道の現地モデルとして、小川原湖口より下流の高瀬川を選定し、ここにおける遡上塩水量の予測方法を検討してみた。計算モデルは上層と下層の2層に塩水塊を分けることができるものとし、塩分の濃度分布形は不変なものと仮定している。この仮定は原点に置いている地点に対しては有効な予測結果を与える。本研究で示した調査内容および検討方法は他の感潮狭水道における物質移動予測に多いに参考になるものと考えられる。

参考文献

石川忠晴他 (1991): 小川原湖に侵入する塩分の計算モデルの検討, 水工論文集, 第35巻, pp. 191-196.

は今後の検討課題といえる。図-15, 16より, 17日および21日を除けば, 本モデルは上, 下層ともほぼ妥当な通過塩分量を与えていることがわかる。