

河口感潮域における塩水侵入の解析

井上 和也・田中 正博・坂口 拓史・西澤賢太郎

SALINITY INTRUSION ANALYSIS IN ESTUARINE RIVER

By Kazuya INOUE, Masahiro TANAKA, Takushi SAKAGUCHI and Kentaro NISHIZAWA

Synopsis

This paper deals with a three-dimensional mathematical model to analyze salinity intrusion of partially mixed type in estuarine river. The vertically two-dimensional model is critically discussed. To avoid the difficulty for giving appropriate boundary conditions at downstream section, offshore sea area must be included in the model and three-dimensional model is necessarily required. Finite difference numerical procedures of the three-dimensional model are presented in detail, considering the difference of mesh size and large change of water stage due to tide in estuarine river. The model is applied to actual estuarine river. Vertical gradients of salinity concentration are small compared with observed gradients. This results shows rather intense vertical mixing in numerical model. Characteristics of salinity intrusion are, however, qualitatively agreed with those observed. Simulation studies are also made to disclose the effects of discharge and tides on salinity intrusion.

1. は じ め に

河口感潮域に水工構造物を設けようとするとき、構造物の水理的側面だけでなく、環境や生態的側面にも注目した検討が必要なことは、感潮域における最近のいろいろの事例からみて明らかである。ところが、環境や生態に関する問題を考えるときの最も基礎的な要素の一つに、感潮域における塩水侵入という水理学的現象がある。汽水性水域においては、塩水の混入の度合いが水産資源や動植物の生態および環境にきわめて重要な影響を与えるとされているからである。塩水侵入はもちろん水理・水質的にみてもまた重要な現象である。

周知のように河道域における塩水侵入の形態は、弱混合、緩混合および強混合の3形態に分類されているが、それぞれの型の区分は、かなり定性的な判断によって行われており、その定量化は十分でない。従来の理論的解析では、弱混合型をモデル化して流れを上層と下層の二層流（塩水楔）とする方法と、強混合型をモデル化して水深方向には水理量は一様とみなし縦断方向の変化を追跡する方法とが主であった。

本報では、このような理想化したモデルを用いずに、現地においてもっとも出現頻度が高いと思われる、また弱混合型も強混合型も極端例として含みうる、中間型の緩混合型の塩水遡上を対象とする。この混合型では、流れの特性（代表的には流速や塩素イオン（ Cl^- ）濃度）は、水深方向にも縦断方向にも変化するとみなすことが基礎となっている。

以下においては、まず、筆者らが緩混合型を対象にこれまでにすすめてきた鉛直2次元モデルの特徴とその問題点を論じた上で、水深および縦断方向の変化だけでなく横断方向の変化もと入れられる3次元モデルを展開する。ついで、このモデルの差分法による数値解析で問題となる、粗細格子間の接合、水位の時間

的变化に伴う格子の厚さ以上の自由表面の昇降、浅瀬での干陸化の取り扱いなどを検討する。さらに、現地河川への適用においては、二、三の実証的検討を行うとともに、シミュレーション解析によって潮汐の変化や流量の相違による塩水侵入の変化について若干の考察を加える。

2. 鉛直 2 次元モデルとその問題点

鉛直 2 次元モデルとは、水理解析の対象領域を空間的にモデル化するにあたって、 x 軸を河道の 1 次元解析法と同様に流れの縦断方向に、 z 軸を鉛直方向にそれぞれ採るとともに、横断方向には水理量はほぼ一様とみなして平均化して、 $x-z$ 平面内での挙動を追跡する方法である。このようなモデル化はダム貯水池の水理・水質解析において有力な方法としてしばしば用いられている¹⁾。

筆者らはこれまで感潮域の河道部における塩水侵入現象を解析するのに、空間のモデル化に上記の方法を用いるとともに、鉛直方向の塩分輸送を渦動拡散係数で表し、この係数を Richardson 数の関数とするモデルを開発してきた。また、このモデルを差分法によって数値解析する方法を展開するとともに、旧淀川の塩水侵入の特性を検討し、さらに毛馬洗堰の流量操作による塩水侵入のフラッシングの効果を論じてきた^{2),3)}。

この方法において、塩分輸送を表す渦動拡散係数を Richardson 数の関数としていることは、潮汐の変化が大きいき感潮域の流れの空間的变化も大きくなり、その結果成層の安定性が低下し (Richardson 数が小さくなり)、鉛直方向の混合が進み—それはまたさらに Richardson 数を減少させ、鉛直方向の混合を一層促進させる—強混合型に近くなるのであり、また逆の場合安定性の増大 (Richardson 数の増加) により鉛直方向の混合が抑制され、弱混合型に近くなるという考え方に基づいている。

しかし、以上のような塩水侵入に関する鉛直 2 次元モデルを実際の河川に適用してきた結果、筆者らが感じているこの方法の問題点は以下のようなものである。

- (1) 上記のように、河川の横断方向に水理量はほぼ一様と仮定して平均化することにより、座標軸として流れ方向と水深方向の 2 方向しか考えていない。したがって、曲線座標系を使わない限り、河川の湾曲などの平面形状が正しく表現できない。また、横断方向の一様性はつねに保証されているのではない。
- (2) 河口から下流に向かって幅方向の拡がりが増す海域では、流速や塩分濃度は横断方向にかなり変化すると考えられるので、鉛直 2 次元モデルに海域を含めることはできない。つまり、解析対象領域は河道域に限られる。このため、下流端の境界条件、とくに下流端の塩分濃度の与え方がむずかしい。下流端においては一般に、流れが上流へ向かう場合に水深方向の塩分濃度を境界条件として与えなければならないが、河道域の末端である河口を下流端とせざるをえない鉛直 2 次元モデルでは、観測資料が整っている場合を除いて、これは通常困難である。より根本的には、このような対象領域内の解の状態に強く依存した状況の現れる点において境界条件を課さなければならないこと自体が、解析法として無理を含んでいるといえる。
- (3) 塩分濃度分布が弱混合型に近くなった場合、水深方向の塩分輸送を渦動拡散係数によって表現する方法では、水深方向の濃度分布が平滑化され過ぎる傾向がある。このようなときには塩分輸送を連行式によって表すのが適切と思われるが、混合の度合は時間的にも場所的にも相当変化しているので、これらの二つの表現をモデルへ並列的に組み込み使い分けることは、水理学的に考えるとそれほど容易ではない。

上記 (2) の問題点を改めるには、海域も解析対象領域に含め、河川水の流出の影響が及ばないとみなされるほどの沖を下流端とし、そこでほぼ一定とみられる海域の塩分濃度を境界条件として与えるのが、結局現実的と思われる。ただ、河川から流出した流れはとくに河口近傍の海域において海水の浮力を受けながら平面的にも水深方向にも拡がり、3 次元的な挙動を示すから、海域を含めれば 3 次元の解析が必要とされることになる。3 次元解析法を用いることは、(1) の問題点を改める方法でもある。このような観点から本報では 3 次元モデルを適用し、これにより塩水侵入の解析を行うことにする。

3. 3次元モデル

流れの特性より、浅水近似が適用できるとすれば鉛直方向の運動方程式は圧力の静水圧分布式で置き換えられる。また、塩分濃度の違いによる密度の非一様性には Boussinesq 近似が適用されたとする。このとき、基準となる水平面内に x, y 座標をとり、鉛直上方に z 座標をとれば、流れの基礎式は次のように表される。

x 方向の運動方程式：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (1)$$

y 方向の運動方程式：

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial wv}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (2)$$

$$\text{静水圧分布式：} p = \rho_0 g \zeta - \int_z^\zeta \Delta \rho g dz \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{連続式：} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

密度の保存式：

$$\frac{\partial \Delta \rho}{\partial t} + \frac{\partial u \Delta \rho}{\partial x} + \frac{\partial v \Delta \rho}{\partial y} + \frac{\partial w \Delta \rho}{\partial z} = K_h \left(\frac{\partial^2 \Delta \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta \rho}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \Delta \rho}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 u, v および w : x, y および z 方向の流速、 p : 圧力、 ζ : 基準面からの水位、 ρ_0 : 基準密度、 $\Delta \rho = \rho_0 - \rho$ (密度偏差) である。また、 A_h および K_h : 水平面内の渦動粘性係数および渦動拡散係数、 A_v および K_v : 成層が安定なとき ($\partial \Delta \rho / \partial z = -\partial \rho / \partial z > 0$) の鉛直方向の渦動粘性係数および渦動拡散係数で、次式で与えられるとする。

$$A_v = A_{v0} e^{-m R_i}, \quad K_v = K_{v0} e^{-n R_i} \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 R_i : local Richardson 数 $R_i = -g (\partial \rho / \partial z) / \rho_0 (\partial u / \partial z)^2$ (ただし、 $R_i < 0$ のときは $R_i = 0$, $R_i > 3$ のときは $R_i = 3$ とする)、 A_{v0} および K_{v0} : 中立状態 ($R_i = 0$) のときの鉛直方向の渦動粘性係数および渦動拡散係数である。なお、成層が不安定なときには水面 $z = \zeta$ から次式で定義される z_m :

$$\int_{z_m}^\zeta \Delta \rho dz = (\zeta - z_m) \Delta \rho (z_m) \dots\dots\dots (7)$$

まで瞬時に対流混合が生ずるとする。本報ではこのような A_v および K_v の与え方をしているので、先に述べた (3) の問題点は残っている。

状態方程式である密度と塩分濃度との関係は、「海洋観測指針」⁴⁾ に提示されている次式を適用する。すなわち、1 気圧 (1013 hPa) の海水の密度は、水温 $T(^{\circ}\text{C})$ および塩分濃度 $S(\text{‰})$ より次式で得られる。

$$\rho = \rho_w + (b_0 + b_1 T + b_2 T^2 + b_3 T^3 + b_4 T^4) S + (c_0 + c_1 T + c_2 T^2) S^{3/2} + d_0 S^2 \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 $b_0 = 8.24493 \times 10^{-1}$, $b_1 = -4.0899 \times 10^{-3}$, $b_2 = 7.6438 \times 10^{-5}$, $b_3 = -8.2467 \times 10^{-7}$, $b_4 = 5.3875 \times 10^{-9}$, $c_0 = -5.72466 \times 10^{-3}$, $c_1 = 1.0227 \times 10^{-4}$, $c_2 = -1.6546 \times 10^{-6}$, $d_0 = 4.8314 \times 10^{-4}$ であり、また ρ_w は標準平均海水 (SMOW) の密度で次式より求められる。

$$\rho_w = a_0 + a_1 T + a_2 T^2 + a_3 T^3 + a_4 T^4 + a_5 T^5 \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 $a_0 = 999.842594$, $a_1 = 6.793952 \times 10^{-2}$, $a_2 = -9.095290 \times 10^{-3}$, $a_3 = 1.001685 \times 10^{-4}$, $a_4 = -1.120083 \times 10^{-6}$, $a_5 = 6.536332 \times 10^{-9}$ である。また、 $S(\text{‰})$ と塩素イオン濃度 $\text{Cl}(\text{mg/l})$ の関係は次式で表されたとする。

$$S(\text{‰}) = 1.80655 \times \text{Cl}(\text{mg/l}) \dots\dots\dots (10)$$

以後の計算では $T = 20^{\circ}\text{C}$ とする。このとき (9) 式によれば $\rho_w = 998.206 \text{ kg/m}^3$ であるが、これを 1000 kg/m^3 と補正している。

境界条件や差分法による計算式の展開は省略する⁵⁾。

4. 解析モデルの構成

4.1 粗・細格子の接合

海域と河道域の双方を解析対象領域とすると、平面差分格子 ($\Delta x, \Delta y$) を広い海域において河道域と同一にすることは、流れの空間スケールを考えると適切とはいえず、また計算時間などの実際上の制約からみても得策ではない。一方、鉛直方向の差分格子 Δz は、塩分濃度の鉛直こう配のスケールから海域と河道域とでそれほど変えることはできないであろう。つまり、 Δz は海域と河道域で同一であっても、 $\Delta x, \Delta y$ は海域では河道域より大きくとることが望まれる。しかしこのようにすると、両領域をどのように接合させるかが、計算上のやっかいな問題となる。ここでは、広瀬の研究⁶⁾をやや一般化した次の方法をとる。

上記の理由により Δz は両領域で同一にとり、平面的には簡単のため海域で $\Delta x = \Delta y = \Delta s_m$ 、河道域で $\Delta x = \Delta y = \Delta s_r$ とする。いま一例として $\Delta s_m = 2\Delta s_r$ の場合を考え、問題となる接合部の平面が Fig. 1(a) のように表されるとする。ここで Fig. 1(b), (c) に示されるように、海域を河道域内に Δs_m だけ伸ばし海接合格子 (RM_1, RM_2) を河道域内に想定し、同様に Δs_r の大きさの河道接合格子 ($MR_1, \dots, MR_4$) を海域内に想定する。

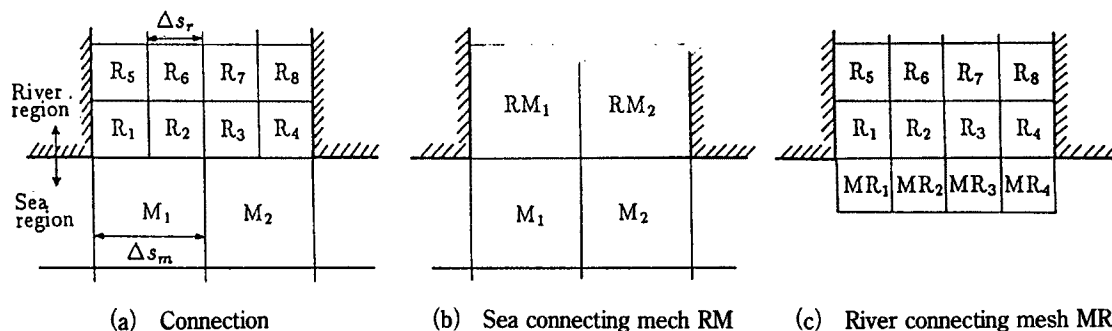


Fig. 1. Connection of coarse and fine mesh.

計算においては、いずれの接合格子でも基礎式による水理量の計算は行わずに、ある時間ステップでの結果より、例えば RM_1 の水理量 (水位、流速、密度偏差) には Fig. 1(a) の R_1, R_2, R_5, R_6 の水理量の平均値を与え、 MR_1 および MR_2 の水理量には M_1 の水理量をそのまま与える。これらの海および河道接合格子の水理量を、次の時間ステップにおけるそれぞれ海域計算および河道域計算の接合部での境界条件とする。

4.2 自由表面の取扱い

塩分濃度の鉛直分布を的確にとらえるには Δz はある程度小さく設定されなければならない。一方、河口感潮域における潮位の変化幅は一般にこの Δz より大きい。格子において水で満たされている厚さを層厚と呼ぶことにすれば、鉛直方向をこのような Δz で格子分割した場合、潮位に応じて層厚は、 $0 \leq \text{層厚} \leq \Delta z$ の範囲で変化する (もし表層の格子で層厚が0になれば、その下層の格子が新たな表層となる)。層厚が著しく小さい格子において通常の計算を行えば、解が計算上、不安定になるおそれがある。つまり、計算を安定に進めるには層厚が0または極端に薄くなることを考えに入れておく必要があり、ここでは次の方法によりこの問題を処理する。すなわち、格子の層厚が一定値、例えば Δz の1%未満になれば、その一つ下層の格子と合体させた control volume において解を求めることにする。また、合体されていた control volume の上層の格子の層厚が Δz の1%以上になれば、control volume を2つの格子に分離して、別々に解を求め

る⁷⁾。特殊な場合として、浅瀬のような箇所では合体させるべき下層の格子が陸である（自由表面が河床や海底に達し、当該格子が干陸化する）ときには、流速は0にし、また密度偏差には前のステップの値をそのまま与えることにする。

4.3 セン断応力項に係わる安定性

河床や海底における境界条件である底面せん断応力には次の Manning の抵抗則を適用している。

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) / \rho_0 = gn^2 (u_b, v_b) \sqrt{u_b^2 + v_b^2} / h^{1/3} \dots\dots\dots (11)$$

ここに、 τ_{sx} , τ_{sy} : せん断応力, u_b , v_b : 底面格子の流速である。潮位に伴う水位の変化が大きい場合、浅瀬のような箇所では上記のように水深が相当小さくなれば、底面せん断応力の値が著しく増大する。せん断応力は流向とは逆向きに作用するから、過大なせん断応力は計算上の1ステップの間に流向を逆転させ、これが繰り返されると1ステップごとに、流向が入れ替わり流速の符号が反転するという計算上の振動が発生し、計算の不安定につながることもある (Vasiliev の不安定)。そこで Leap-frog 法による差分化において、時間ステップ (n) から ($n+2$) に進む場合、この不安定を避けるため、せん断応力を次式で評価することにする。

$$(\tau_{sx}^n, \tau_{sy}^n) / \rho_0 = \lambda \{ \theta u_b^{n+2} + (1-\theta) u_b^n, \theta v_b^{n+2} + (1-\theta) v_b^n \} \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 $\lambda = gn^2 \sqrt{(u_b^n)^2 + (v_b^n)^2} / (h^n)^{1/3}$ である。 $0.5 \leq \theta \leq 1.0$ であれば、Vasiliev の不安定は生じないとされる。上式によれば計算式は implicit になるが、それは当該格子に限られるので解法は何ら複雑にはならない。通常、 $\theta = 0.5$ がとられることが多いが、試算の結果では $\theta = 0.5$ のとき局所的にわずかながら流速の振動が発生したので、 $\theta = 1.0$ としている。

4.4 拡散項に係わる安定性

水深が浅くなり干陸化した格子においては、鉛直方向の拡散項 (粘性項) によっても安定性の問題が生ずる。Fig. 2 のように隣りあう格子の一方が底面に接し (この格子では 4.3 の考察が適用される)、他方の格子が底面に接していない場合、簡単のため非定常項と拡散項のみに注目すれば、 x 方向の運動方程式はつぎのように表される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} A_z \frac{\partial u}{\partial z} \dots\dots\dots (13)$$

(13) 式を 4.3 と同様に Leap-frog 法によって次のように差分化する。

$$\frac{u^{n+2} - u^n}{2\Delta t} = - \frac{A_z}{\Delta z_m \Delta z / 2} \{ \theta u^{n+2} + (1-\theta) u^n \} \dots\dots\dots (14)$$

ただし、control volume の上面は自由表面なので、そこでの条件 $A_z \partial u / \partial z = 0$ を用いている。(11) 式の増幅因子 ν は次式で与えられる。

$$\nu = \left\{ 1 - \frac{(1-\theta) A_z \Delta t}{\Delta z \Delta z_m} \right\} / \left\{ 1 + \frac{\theta A_z \Delta t}{\Delta z \Delta z_m} \right\} \dots\dots\dots (15)$$

$\theta = 0$ の explicit の場合、層厚が小さく (Δz_m が小さく) なれば、 $\Delta t \rightarrow 0$ でない限り $|\nu|$ は 1 より大きくなり、計算は不安定になることが分かる。 $0.5 \leq \theta \leq 1.0$ ならば、 Δt の如何にかかわらず $|\nu| \leq 1$ であるが、底面せん断応力の場合と同様に、 $\theta = 1.0$ をとることにする。

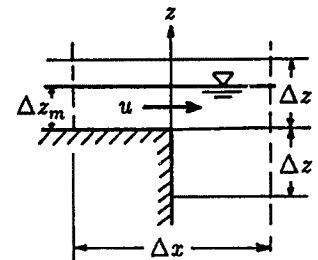


Fig. 2. Stability of diffusive term.

5. 現地への適用と考察

5.1 計算条件の設定

以上の塩水遡上解析モデルを Fig. 3 に平面図が示される A 川とその河口領域に適用する。現地の地形に

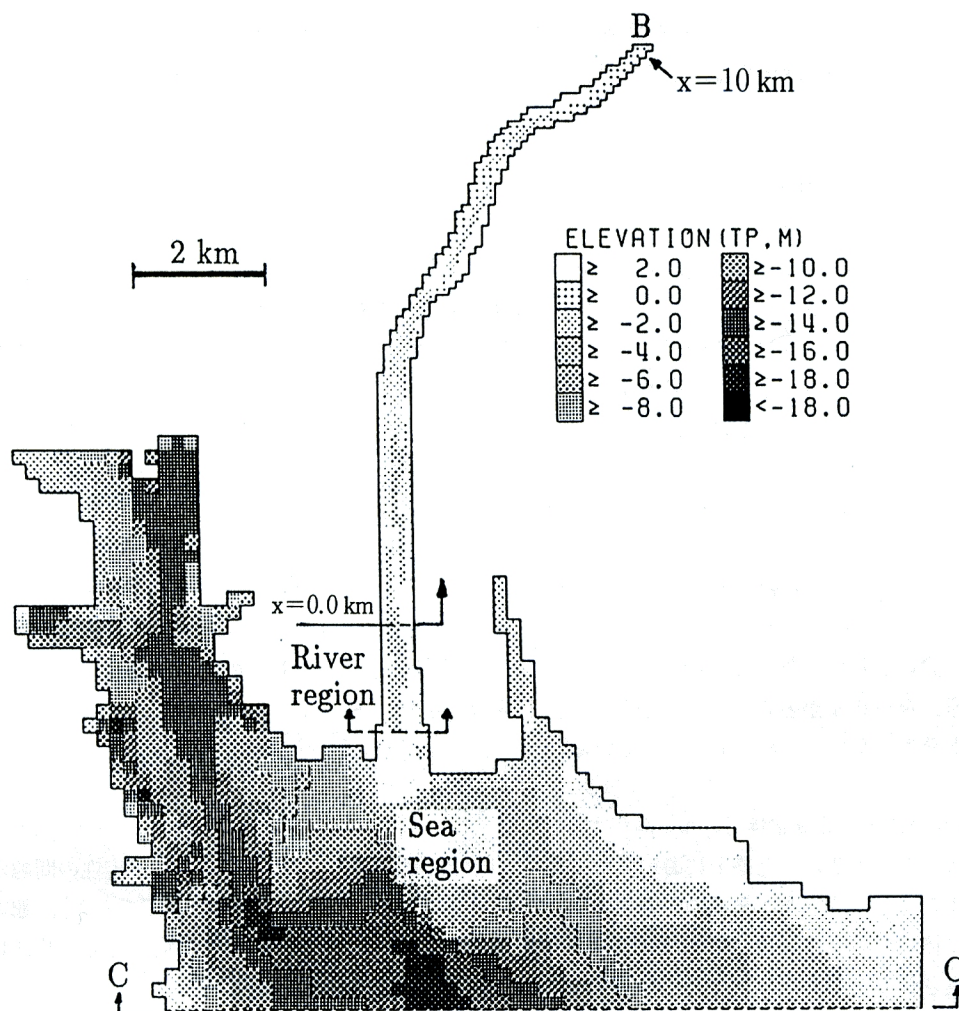


Fig. 3. Plan of sea and river regions.

よることであるが、海域を含めると解析の主な対象である河道域よりも海域の方が広大な領域になりがちであるので、4.1 で述べた工夫が実際上欠かせない。適用例における差分格子の大きさは、河道域では $\Delta x = \Delta y = 100$ m, 海域では $\Delta x = \Delta y = 200$ m, 鉛直方向にはいずれの領域でも $\Delta z = 1.0$ m である。計算上の最上層格子の上面の標高は TP + 5.0 m に設定している。この標高は、計算実施中に水位が最上層格子の上面にまで達しないように（すなわち層厚が最上層においても Δz を越えることがないように）、対象水域で通常生じている水位よりかなり高くとられている。以上の格子分割の結果、 $(\Delta x \times \Delta y \times \Delta z)$ の格子の総数は約 20,000, $(\Delta x \times \Delta y \times \text{水深})$ の平面格子の総数は約 2,000 となった。なお、計算時間間隔は海域と河道域で同一にとり、 $2\Delta t = 4.0$ 秒である（Leap-frog 法を採っている）。

初期条件としては、境界条件である潮位ハイドログラフの初期値の水位で静止した状態を考える。密度は、海域では海水密度 $\rho = 1022 \text{ kg/m}^3$ (Cl^- 濃度にして約 16100 mg/l , これを基準密度 ρ_0 とする), 河道域では淡水密度 $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ (Cl^- 濃度 0 mg/l) とする。境界条件は、河川上流端 (B 点) では流量ハイドログラフおよび淡水密度を与え、海域開境界 (C-C 線上) では潮位ハイドログラフおよび海水密度を与える。適用例では現地で行われた塩水遡上観測の再現による検証および想定された潮位ハイドログラフのもとでの予測を行おうとしているので、計算上問題になるのは、上記の実際とは異なる初期条件（水位、流速および密度）の影響がどの程度及ぶかである。ここではとくに時間的な影響範囲を考慮して、境界条件である

計算日（観測の行われた日あるいは潮位が想定された日）の24時間分の流量および潮位ハイドログラフを、そのまま計算日の前3日間にも拡張して適用する（つまり、ハイドログラフは24時間周期で、計算日を含めて4日間続く）。この境界条件により、計算を4日間にわたって行い、最後の1日を観測日あるいは想定された日とみなす。

計算式に含まれる諸定数のうち、Manningの粗度係数は $n = 0.030$ 、渦動粘性係数および渦動拡散係数は、 $A_h = K_h = 10 \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $A_{v0} = K_{v0} = 0.01 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(6)式の m, n は $m = 1.5$ 、 $n = 3.0$ としている。

5.2 計算条件の検討

前節のような初期・境界条件の設定によって、解が経時的にどのように変化するかを見るため、1991年8月26日の大潮のときを例にして、計算開始後3日目の流速および Cl^- 濃度の縦断分布（河道の最深部に

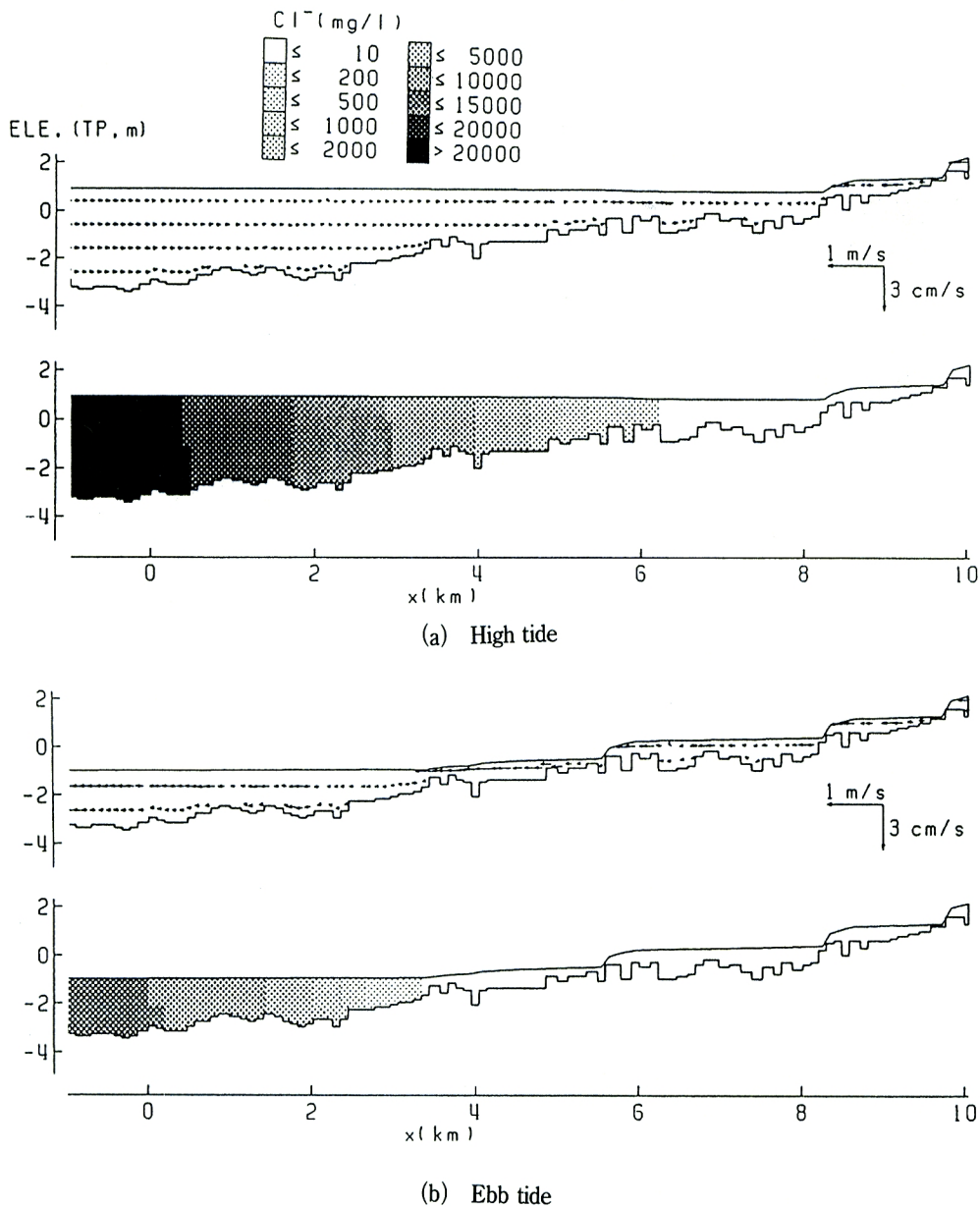


Fig. 4. Velocity and Cl^- distribution in 3rd day.

沿ってとった)を示したのが Fig. 4 であり, 計算開始後4日目の濃度の縦断分布を示したのが Fig. 5 である。ただし, 図中の x は Fig. 3 に示される河道の縦断方向の距離であり, また図中の H_{bnd} は開境界での境界条件である潮位の値を示している。Fig. 5 では干潮時および満潮時だけでなく, 上げ潮時および下げ潮時の結果と, それぞれの時の観測結果も合わせて示されている(次節で考察する)。このときの流量は潟水流量よりわずかに大きい $8.27 \text{ m}^3/\text{s}$ であった。満潮時あるいは干潮時について Fig. 4 と Fig. 5 を比較すると, Cl^- 濃度はそれぞれほとんど同じ分布を示しており, 計算開始後3日目 (Fig. 4) と4日目 (Fig. 5) とでは解はほぼ周期的に変化しているものとみられる。Fig. 5 には流速分布は示されていないが, 流速についても同様に周期的な結果が得られているので, 境界条件を周期的に設定することにより, 初期条件の影響がほとんど残存していない解が得られると考えられる。

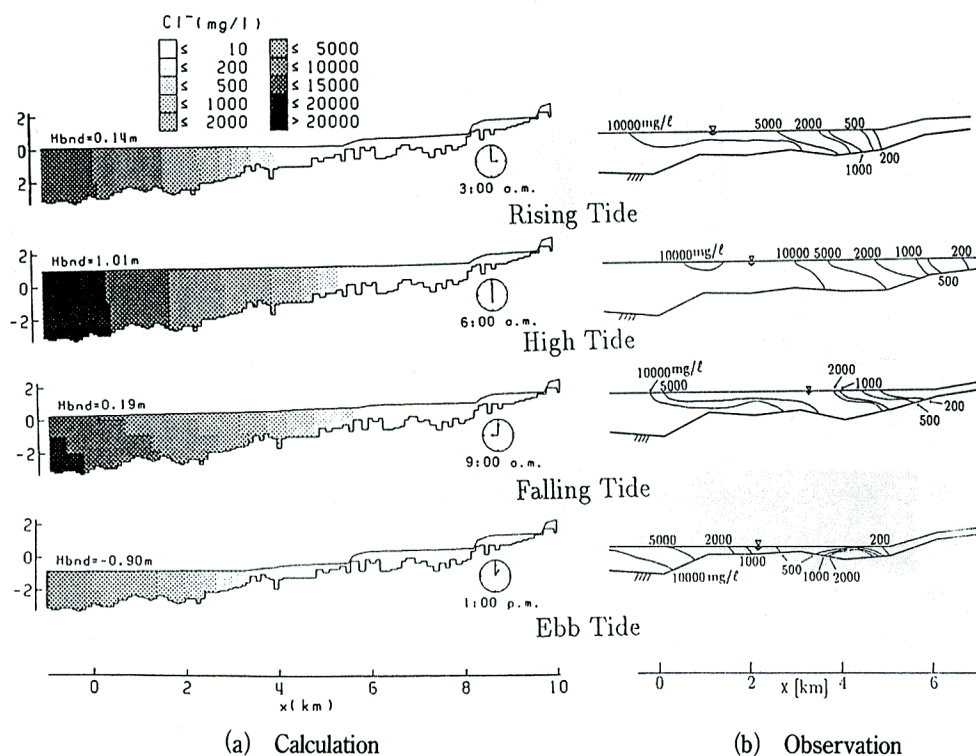
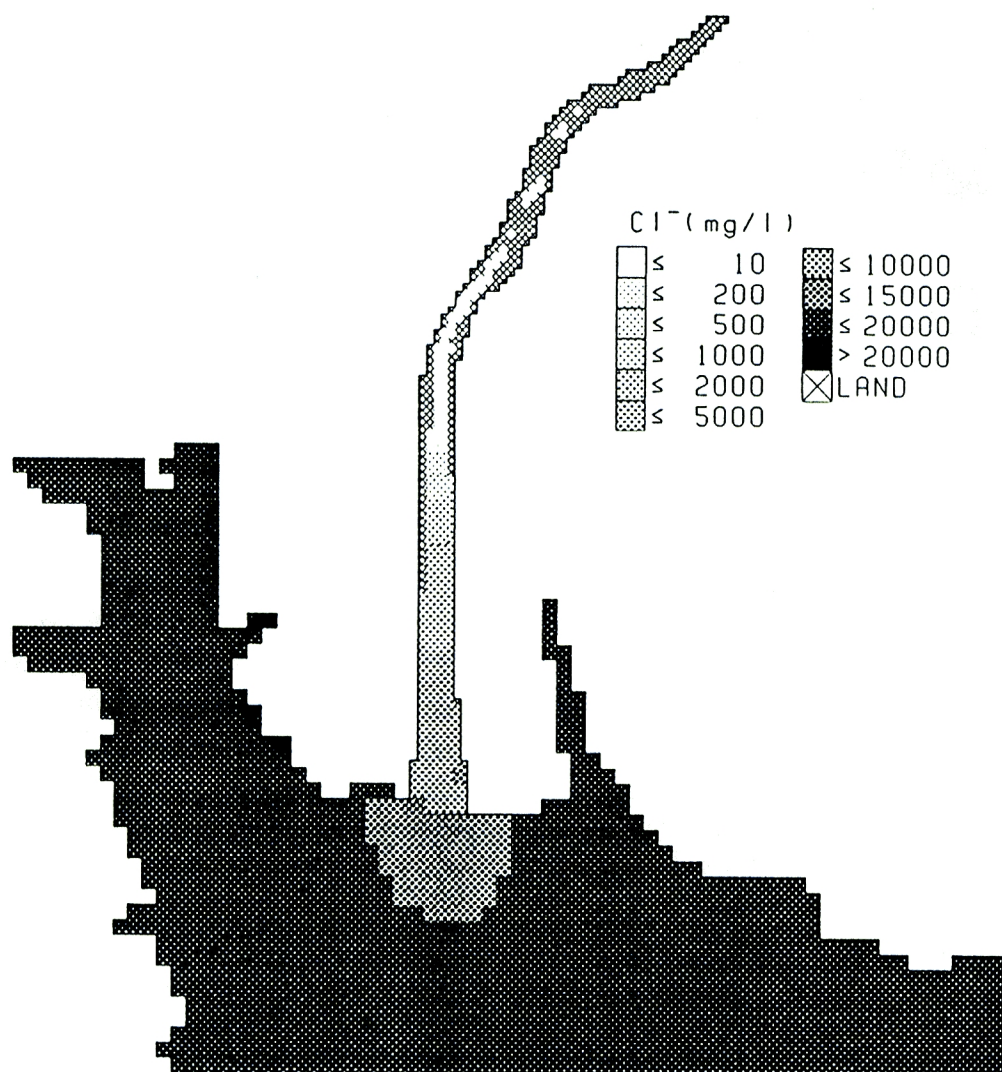


Fig. 5. Comparison of Cl^- longitudinal distribution in spring tide (1991/08/26).

Fig. 6 は4日目の干潮時(潮位は $\text{TP} - 0.90 \text{ m}$)で, $z = \text{TP} - 0.0 \sim -1.0 \text{ m}$ の層(海域部では表層)における Cl^- 濃度の平面分布である。淡水である河川水が海域に最も張り出したときであるが, それでも海域開境界にまでは至っていない。つまり, いまの場合では塩水は沖合いの遠方にまではフラッシュされていない。これはもちろん河川の流量が潟水流量程度と小さかったためである。塩水侵入が問題となりやすい低流量時を考える場合, ここでの海域開境界の位置および Cl^- 濃度に関する境界条件の設定方法はほぼ適切であるといえよう。

5.3 観測結果との比較

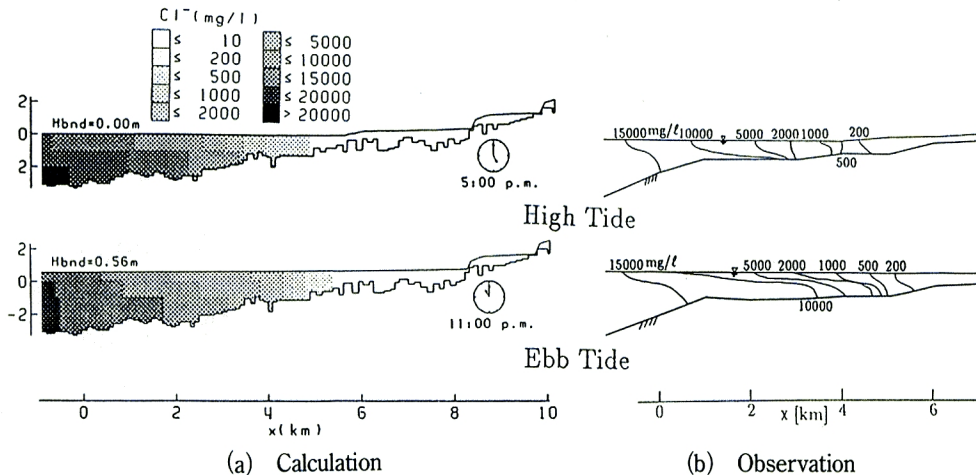
Fig. 5 および Fig. 7 は, それぞれ大潮時(1991年8月26日, 流量 $8.27 \text{ m}^3/\text{s}$)および小潮時(1992年8月5日, 流量 $6.71 \text{ m}^3/\text{s}$)の計算結果より求められた Cl^- 濃度の縦断分布を, 観測結果と比較しながら示したものである。ただし, Fig. 7 では干潮および満潮のときしか示されていない。また, 観測はその手順の都合上示されている時刻より実際には10~20分遅れて行われている。また, 1991年と1992年の2回の観測および計算で示されている河床形状がそれぞれ少し異なるのは, 測線のとり方が互いにややずれている

Fig. 6. Plane distribution of Cl^- (spring, ebb tide).

からと思われる。

これらの図より、本報のモデルによる塩水侵入解析の特徴として、計算では観測よりも水深方向の混合（鉛直混合）が強く現れる傾向のあることが挙げられる。Fig. 5（大潮）と Fig. 7（小潮）とを比較すれば、計算において小潮時の方が大潮時よりも鉛直方向の濃度こう配が大きく現れており、小潮では鉛直方向の混合が抑制されていくらか弱混合型に近くなる傾向のあることが知られる。しかし、小潮の満潮時について、計算と観測を比較すると、観測では $x = 0 \sim 2 \text{ km}$ に顕著にみられる弱混合的な急な鉛直濃度こう配は計算では再現されているとはいえない。大潮の場合、観測では小潮のときほど等濃度線が水平になる（鉛直濃度こう配が急になる）ことはないが、それでも計算結果にみられるような鉛直方向の混合はすすんでいない。要するに、計算においては小潮のときには大潮のときより弱混合型に近くなる傾向があるものの、いずれにしても水深方向の混合は観測結果から予想されるよりもかなり大きく現れている。2.3 で述べたように、水深方向の塩分輸送を表す方法をさらに検討しなければならないといえよう。

Fig. 5 の計算結果では、上げ潮から満潮にいたる間は、強混合に近い状態で、すなわち等濃度線が鉛直に近い形状で塩水侵入が進行するのに対し、下げ潮から干潮の間では、潮位の低下に伴う流れと河川の流れ

Fig. 7. Comparison of Cl^- longitudinal distribution in neap tide (1992/08/06).

との重複した作用により表層に近い塩水がフラッシュされ、等濃度線はやや水平になる傾向がみられる。このような特徴は、観測結果にもいくらか現れている。したがって、大潮の場合は強混合型になりやすいという従来の分類は必ずしも十分でなく、上げ潮から満潮、あるいは下げ潮から干潮といった潮汐の位相によっても混合状態は変化するといえる。

流れ方向の混合に関して、 Cl^- 濃度が 200 mg/l の塩水侵入長をみると、この計算では大潮のときは $x = 3.5 \sim 7.0 \text{ km}$ と時間的にかなり変化しているが、小潮のときは $x = 5.0 \text{ km}$ でほとんど変化していない。これらの塩水侵入長は観測値よりわずかに大きいようであるが、だいたい一致しているとみられる。

Fig. 8 は小潮干潮時の流速（計算値）の縦断分布である。Fig. 7 におけるこのときの Cl^- 濃度分布と合わせてみると、 $x = 4.0 \text{ km}$ 付近に位置する密度フロントより上流では水深方向に下流向き、それより下流では表層で下流向き、深層で上流向きとなっており、計算された流速でみれば二層流の特徴が少し現れているといえる。

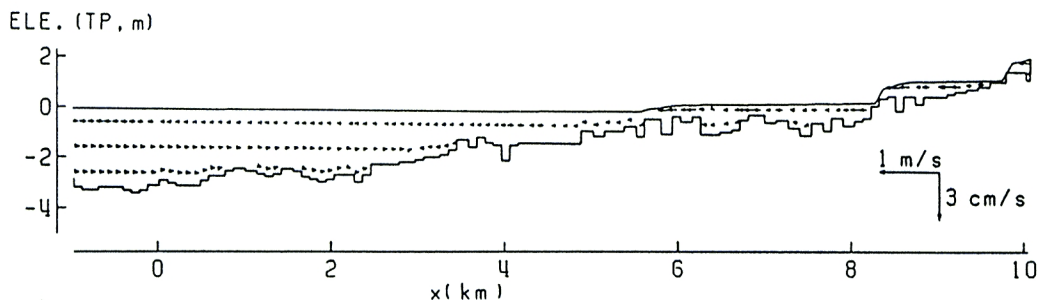


Fig. 8. Longitudinal distribution of velocity (neap, ebb tide).

5.4 予測計算

予測計算においては、河川の流量および潮汐（大潮、小潮）の影響をみることにする。すなわち、流量には渇水流量 $6.47 \text{ m}^3/\text{s}$ および平均流量 $49.45 \text{ m}^3/\text{s}$ の2通り、潮汐には前節とは異なる大潮（1979年8月9日の潮汐）および小潮（1990年6月24日の潮汐）の2通りを考える。ここで与えられた大潮の満潮位および干潮位は、それぞれ TP. 1.12 m および -1.30 m であり、小潮のそれらはそれぞれ TP. 0.95 m および

-1.42 m であった。すなわち、小潮といいながら、潮位は大潮とほとんど変わらない。これは、満潮位が高い小潮のときに塩水侵入が最も進むであろうという予想のもとに設定されたからである。

Fig. 9, 10 および 11 は、それぞれ大潮で濁水流量（ケース 1）、大潮で平均流量（ケース 2）および小潮で濁水流量（ケース 3）のときの、干潮時および満潮時の Cl^- 濃度分布である。ケース 1 とケース 3（Fig. 9 と Fig. 11）を比較すれば分かるように、両者はほとんど差がない。これは、ケース 3 では小潮といいながらほとんど大潮と大差のない潮汐が与えられているからである。同じ理由より、小潮で平均流量（ケース 4）のときは、ケース 2 と同様の結果であったので、図は省略している。当然のことではあるが、流量の影響は極めてはっきりしており、ケース 2 の平均流量の場合には干潮時には塩水はほとんどフラッシュされて

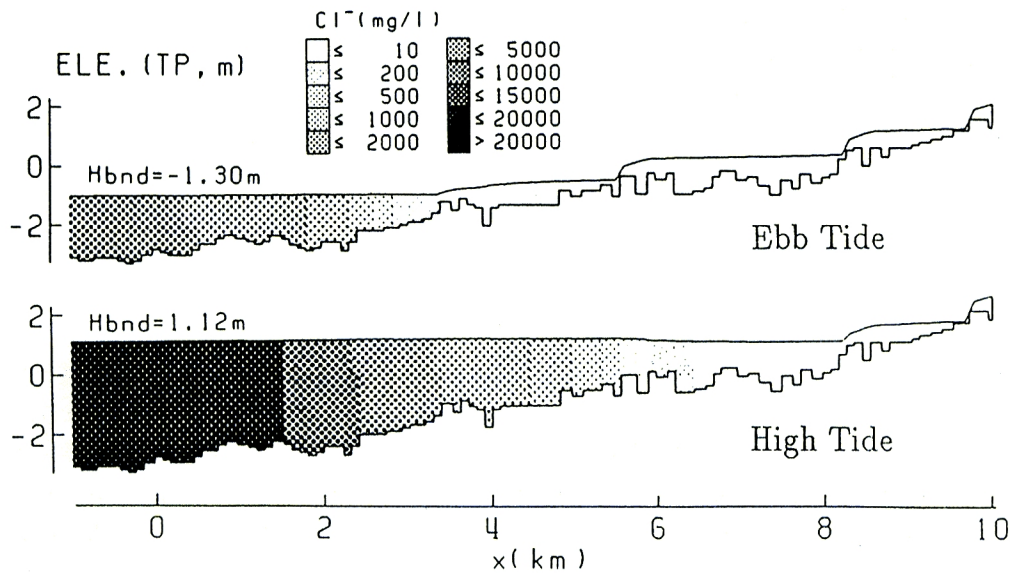


Fig. 9. Simulation result (Case-1, spring tide, drought discharge).

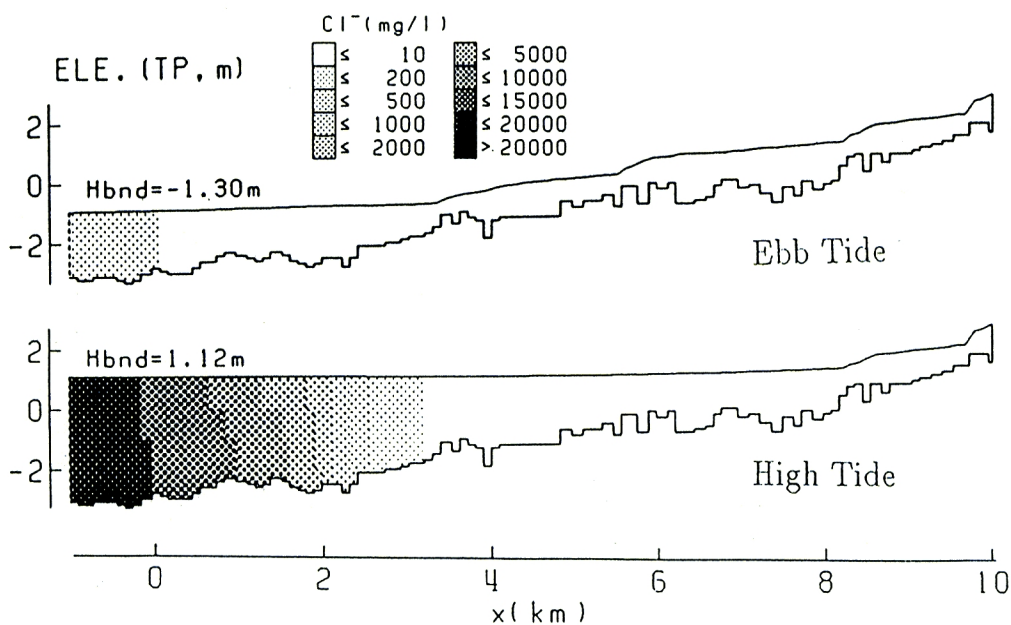


Fig. 10. Simulation result (Case-2, spring tide, mean discharge).

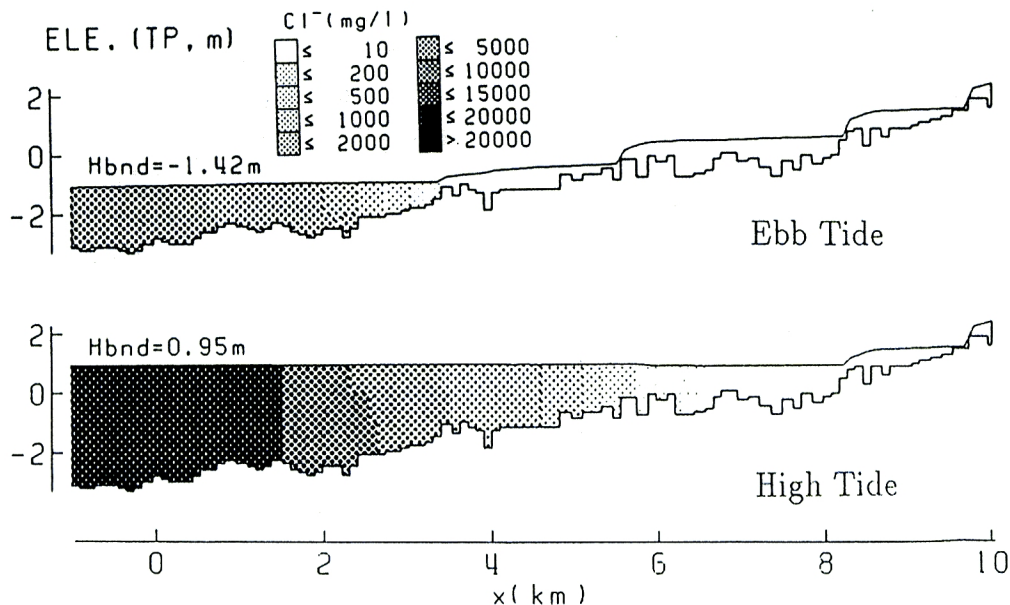


Fig. 11. Simulation result (Case-3, neap tide, drought discharge).

おり、満潮時でも 200 mg/l の先端は $x = 3 \text{ km}$ 付近にまでしか遡上しない。一方、渇水流量の場合は、干潮時には塩水侵入は後退するものの、満潮時には $x = 7 \text{ km}$ 程度まで遡上すると予想される。つまり、この予測計算の場合では、潮汐よりも流量の影響が著しいといえることができる。また、前節の結果と考え合わせると、潮位が同じであれば、大潮でも小潮でも 200 mg/l の塩水侵入長はあまり変わらないとみられる（前節では大潮と小潮とで混合型には違いがみられた）。これらの結果から、満潮位の高い小潮のときに塩水侵入が最も大きくなるという考え方は、ここでは確認できないといえる。弱混合型の場合に塩水侵入は最も上流にまで及ぶと従来いわれているが、以上の結果からはそれ以外にも満潮位そのものもかなり影響すると思われる。本報のモデルでは、鉛直方向の混合が実際より促進されすぎる傾向があることが前節で認められているので、この点を改善しながら、より広範な条件のもとでの予測計算が必要であろう。

6. む す び

本報は、河口感潮域における塩水侵入を解析する3次元モデルを提示するとともに、現地河川へ適用した結果についていくつかの検討を加えたものである。河道域だけに注目した鉛直2次元モデルによる方法では、とくに塩水侵入現象にとって支配的な下流端の境界条件の与え方がきわめてむずかしく適切な方法が見い出せないことから、本研究では海域を含める方法を提案するとともに、それによって必然的に要求される3次元解析法を展開した。とくに、空間スケールの違いを克服する粗・細格子の接合や、潮位の変化の大きい場合の取り扱いについて詳しく考察した。さらに、現地への適用にあたって、初期・境界条件の設定法とその影響の検討を行うとともに、観測による計算モデルの検証と予測的なシミュレーションを実施した。計算では鉛直方向の塩分混合が大きく現れ、観測でみられるような弱混合型に近い塩水侵入の再現性は必ずしも十分ではないが、潮汐の変化による混合型の変遷や塩水侵入長と流量や潮汐との関係および潮汐の干満による塩水侵入の変化などに関して、観測結果と少なくとも定性的に一致する結果が得られた。また、この計算モデルにより、種々に想定される条件のもとでの塩水侵入を予測することや、さらには河道改修などの影響も事前に検討することの可能性が示された。

ここで展開した3次元解析法を適用することにより、鉛直2次元モデルのもつ問題点をかなり打開するこ

とができ、モデルの向上と実用化がある程度達成できたと考えている。今後は観測と計算との比較をさらに広い範囲の水理条件のもとで行い、とくに水深方向の塩分輸送の表現とその計算法への組み込み方について考察をすすめたい。

最後に資料の整理や計算の実施ならびに図面の作成にご援助いただいた井邊裕彦氏（日建設計）および友近文志氏（大学院生）に感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 松尾直規・岩佐義朗：合流部を有する貯水池での富栄養化シミュレーション，第29回水理講演会論文集，土木学会，pp. 359-364, 1985.
- 2) 岩佐義朗・井上和也・田中 靖：河口感潮域の流れと拡散の数値シミュレーション，京大防災研年報，第25号，B-2，pp. 585-596, 1982.
- 3) 岩佐義朗・井上和也・吉村義朗：大川における塩分遡上の解析について，京大防災研年報，第29号，B-2，pp. 539-548, 1986.
- 4) 日本海洋学会編：海洋観測指針，気象庁，pp.91-92, p. 149, 1970.
- 5) 井上和也・岩佐義朗・木下昌樹：沿岸水域における埋立が河口からの洪水流出に及ぼす影響の解析，京大防災研年報，第35号，B-2，pp. 153-167, 1992.
- 6) 広瀬昌由：細粗格子法を用いた湖流の数値解析法の研究，京都大学修士論文，pp.22-42, 1990.
- 7) Thomas, T.G., J. J. R. Williams and D. C. Leslie: Development of a Conservative 3D Free Surface Code, Jour. Hydraulic Research, Vol. 30, No. 1, IAHR, pp. 107-115, 1992.