

塩水遡上の3次元数値解析と 潮汐を考慮した塩水楔の破壊に関する研究

Three-Dimensional Numerical Simulation of Salinity Intrusion
and Instability Condition of Salt Wedge Considering Tidal Motion

池永均¹, 山田正², 内島邦秀³, 笠井雅広⁴, 向山公人⁵, 大東淳一⁵

By Hitoshi IKENAGA, Tadashi YAMADA, Kunihide UCHIJIMA,
Masahiro KASAI, Kimihito MUKOUYAMA and Junichi OHTSUKA

This paper deals the computation and observation results concerning density current in Abashiri River, which is a tidal river. Three-dimensional numerical simulation of salinity intrusion was carried out. And a new computational technique is proposed. The calculated vertical profiles of velocity and density represent good agreement qualitatively with the results observed in Abashiri River. We proposed the instability condition of salt wedge under the influence of tidal motion. We found that the condition could apply to the salt wedge observed in Abashiri River.

*keywords: density current, salt wedge, salinity intrusion,
numerical simulation, Aoshio, eutrophication*

1. はじめに 塩水遡上時の界面破壊に関する研究はこれまでに数多くなされている¹⁾(例えば、須賀他²⁾(1982)、吉田他³⁾(1993))。しかしその多くはせん断不安定や吹送流を対象とした実験的あるいは理論的研究が主であり、実河川を対象とし、潮汐の影響のもとでの塩水楔の界面破壊に関する研究は少ない。著者らはこれまでに、河口域における密度流あるいは閉鎖性水域に流入する流れに関して2次元及び3次元数値解析を行ってきた⁴⁾。潮汐を考慮した塩水遡上の解析では、計算条件によって塩水遡上時に全断面逆流となり、かつ水面付近の流速が河床付近の流速より大きくなることから、密度分布が鉛直方向に逆勾配となる不安定現象が形成される場合があることを見出している。このことは潮汐の影響が、時として塩水遡上時の界面の不安定現象の本質的要因となりうる可能性を示唆している。そこで本研究は潮汐の影響による界面破壊のメカニズムを解明することを目的として、①3次元的に広がりを持つ海、河川および湖を計算対象領域とした塩水遡上の3次元数値解析を行い、著者らが北海道東部に位置する網走湖、網走川で行った観測の結果⁵⁾と比較検討を行うとともに、②塩水楔が潮汐によりその上層の密度分布が鉛直方向に逆勾配となるために破壊され、緩混合型あるいは強混合型へと変わる破壊条件を提案した。

¹正会員 中央大学助手 理工学部土木工学科 (〒112 文京区春日1-13-27)

²正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112 文京区春日1-13-27)

³正会員 工博 北見工業大学助教授 工学部土木開発工学科 (〒090 北見市公園町165)

⁴正会員 建設省土木研究所 河川部海岸研究室 (〒305 つくば市旭1番地)

⁵学生員 中央大学大学院 理工学研究科土木工学専攻 (〒112 文京区春日1-13-27)

2. 3次元数値解析

2-1 解析方法及び基礎式 通常3次元ナビエ-ストークス方程式を差分法で解く場合、圧力の解き方が問題となる。

一般によく用いられる SMAC 法のような半陰解法を本計算の水域に適用すると、膨大な計算機の記憶容量と計算時間を必要とする。また水深が大きい海や湖を計算の対象領域とする時には領域の水面を伝わる波の伝播速度 $c=(gh)^{1/2}$ が大きくなるために計算の時間刻み幅を非常に小さくとらなければならない。そこで本研究では時間刻み幅をより大きくとるために以下のような手順で陽的差分法による計算を行った。図-1にフローチャートを、表-1に基礎方程式を示した。第一に、流れは計算領域のスケールに対して長波近似が適用できるので、浅水長波方程式(2.1)～(2.2)及び連続式(2.3)より断面平均流速 U 、 V と水面変動量 ζ を求め領域の水面形を決定する。第二に、得られた U 、 V 、 ζ 及び運動学的境界条件(2.4)より鉛直方向の流速 w_{surf} を計算する。領域内の3次元流速はこのあと計算で求まる u 、 v 、 w を用いるので、 U 、 V は w_{surf} の計算以外では用いない。第三に、 w_{surf} と水面の境界条件として、3次元ナビエ-ストークス方程式(2.6)～(2.8)より流速 u 、 v 、 w が計算され、密度の保存式(2.9)より密度 ρ が計算される。その際 x 、 y 方向の運動方程式中の圧力 p については、流れが領域のスケールに対して非常に遅い流れであると考え、動圧分を無視して静水圧を用いた。 z 方向の運動方程式中の重力項についてはブシネスク近似を用い、 $\bar{\rho}$ は計算点近傍の水平方向の4点の平均密度とした。コリオリパラメータ f は本計算において $f=0$ とした。水平方向の渦動粘性係数 A_h は以下に示す計算領域において海域、河道域および湖にそれぞれ $10.0\text{m}^2/\text{s}$ 、 $0.1\text{m}^2/\text{s}$ 、 $2.0\text{m}^2/\text{s}$ を、鉛直方向の渦動粘性係数は全領域に $0.1\text{m}^2/\text{s}$ を与えた。塩分輸送は移流のみによるとして拡散係数 $K=0\text{m}^2/\text{s}$ とした。差分方法は浅水長波方程式(2.1)～(2.2)、3次元ナビエ-ストークス方程式(2.6)～(2.8)および密度の保存式(2.9)の各方程式の移流項は1次風上差分を、連続式(1.3)の移流項および各方程式の粘性項は中心差分を、時間差分は leap-frog 法を用いた。

2-2 解析条件 図-2に示すように計算領域は3領域から成り、1000m×550m×20mの海域と350m×550m×16mの湖が300m×10m×4mの河川で連結されているようなモデルを想定した。海域と河道域の双方を計算対象

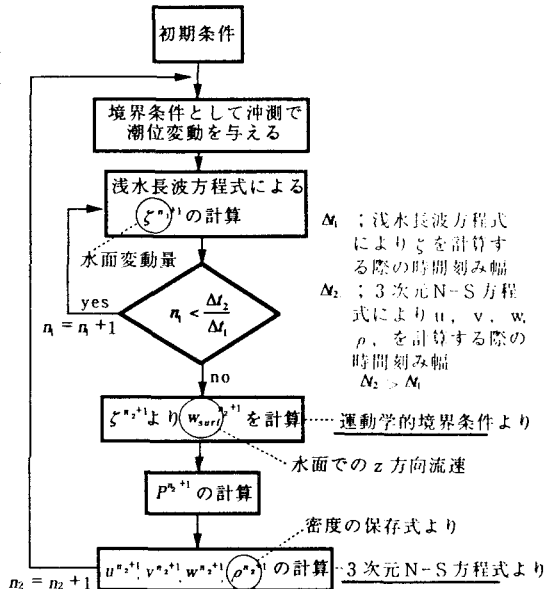


図-1 3次元数値解析のフローチャート

表-1 3次元数値解析に用いた基礎方程式

<水面形を計算するための基礎式>

運動方程式(浅水長波方程式)

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta + h} \frac{\tau_{bx}}{\rho} + fV \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta + h} \frac{\tau_{by}}{\rho} - fU \quad (2.2)$$

連続式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (\zeta + h)U}{\partial x} + \frac{\partial (\zeta + h)V}{\partial y} = 0 \quad (2.3)$$

運動学的境界条件

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w \quad (2.4)$$

断面平均流速

$$U = \frac{1}{\zeta + h} \int_{-h}^{\zeta} u dz, V = \frac{1}{\zeta + h} \int_{-h}^{\zeta} v dz \quad (2.5)$$

<流速・圧力・密度を計算するための基礎式>

運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f v \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f u \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial y} + \frac{\partial ww}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\rho - \bar{\rho}}{\bar{\rho}} g + A_h \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (2.8)$$

密度の保存式

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = \kappa \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \right) \quad (2.9)$$

静水圧の式

$$P_0 = \rho g \zeta - g \int_{\zeta}^0 \rho dz \quad (2.10)$$

領域とする場合、流れの空間スケールを考慮すると平面差分格子($\Delta X, \Delta Y$)を広い海域と狭い河道域で同一にすることは適切とはいえず、計算時間を考えても得策ではない。そこで本計算では、海域では($\Delta X_1, \Delta Y_1, \Delta Z_1$)=(20m, 10m, 1m)、河道域では($\Delta X_2, \Delta Y_2, \Delta Z_2$)=(5m, 5m, 0.5m)、湖では($\Delta X_3, \Delta Y_3, \Delta Z_3$)=(2.5m, 10m, 0.5m)とした。格子間隔の異なる領域の接続は井上らの研究⁷⁾より、 u 、 w 、 ρ 、 ζ のそれぞれについて水深方向の各層ごとに平均化して、その値を隣の領域の境界条件とした(ただし、 $v=0$ として接続)。鉛直方向の格子間隔の異なる海と河道における接続は、線形補間により境界条件を定めた。また解析格子は、境界条件の設定の容易性、計算の安定性を考慮して

u 、 v 、 w 、 ρ の計算点がそれぞれ異なるスタガード格子を用いた。

初期条件は海域及び湖の下層で2%の塩水を与え、湖の上層で淡水を与えた。河道域では河口付近で2%の塩水楔を与え、これより上流側(湖側)は淡水とした。境界条件は海域の沖側で周期4時間、振幅0.45mの潮位変動を与え、領域の壁面をスリップ条件、底面をノンスリップ条件とした。また3次元ナビエ-ストークス方程式の計算における水面の境界条件は、浅水長波方程式を解いて得られた水面変動量と断面平均流速 U 、 V 、運動学的境界条件(2.4)より求められる鉛直方向の流速 w_{surf} とした。

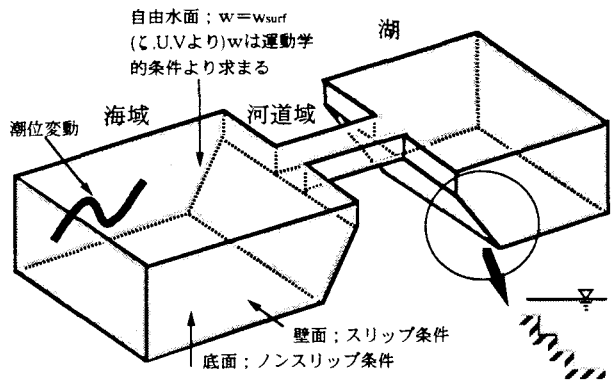


図-2 3次元数値解析の計算水域と境界条件

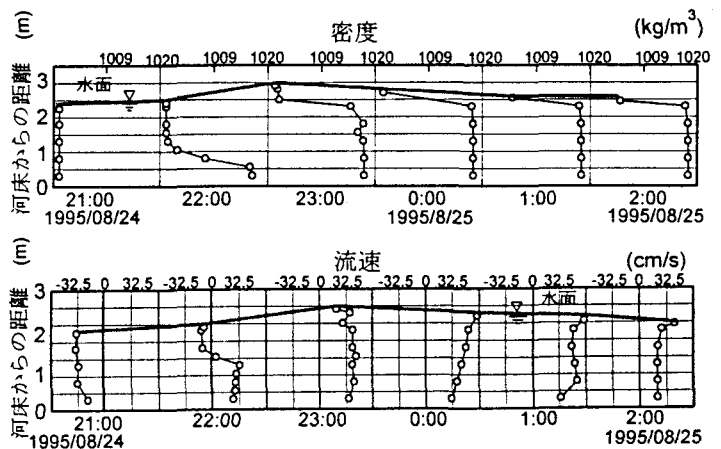


図-3(a) 網走川観測結果(河口より1.7km地点)

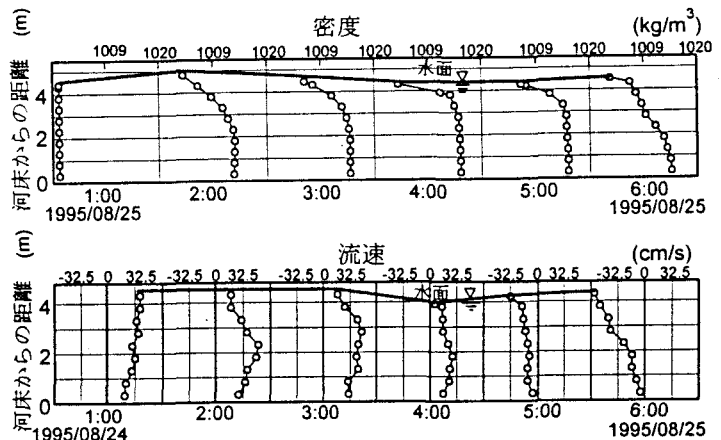


図-3(b) 網走川観測結果(河口より5.3km地点)

2-3 解析結果と考察 図-3は1995年8月24~25日の満潮時における現地観測の結果である。図中の流速がマイナスを示すとき湖から海への流れ(順流)としその逆向きの流れをプラス(逆流)で示す。塩水遡上時の流況は、塩水楔で遡上している河口より1.7km地点では初め河道域の上層で順流、下層で逆流であるが、やがて全水深で逆流となる。流速分布は水面付近での流速が河床付近での流速より大きくほぼ対数分布である。河口より5.3km地点では塩水は強混合型で遡上し、塩水遡上時は常に逆流である。流速分布はほぼ対

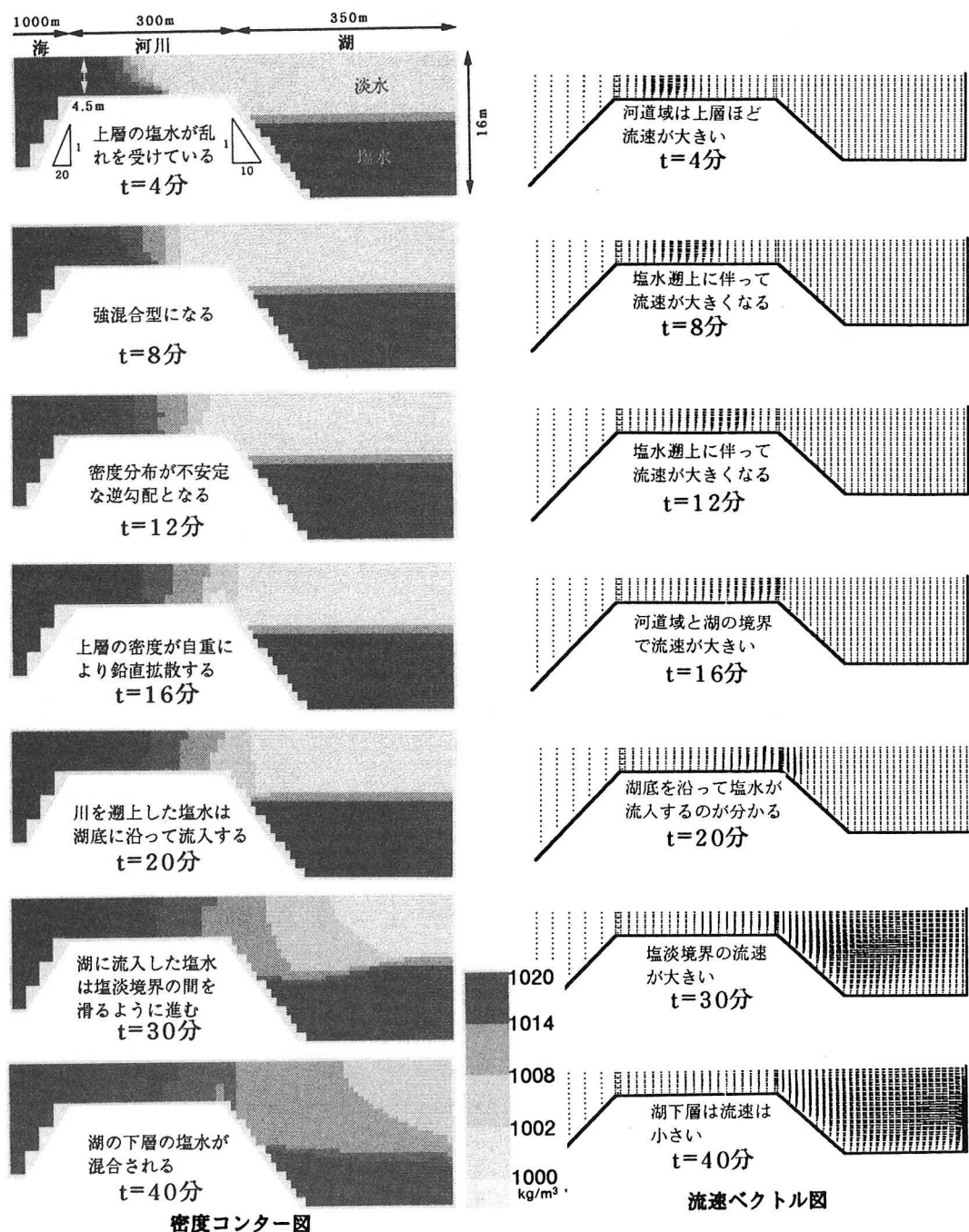


図-4 3次元数値解析結果 <流速ベクトル及び密度コンター縦断面図>

数分布となる。図-4は解析結果の縦断方向密度コンター図及び流速ベクトル図である。河道域の河口付近に初期条件で与えた塩水楔は河道内の流速が上層ほど大きいことから、上層部が乱れを受けて破壊し、緩混合型、強混合型へと変化する。t=8分で密度が水深方向に一樣となるが、水面付近の塩水は進行速度を落とさずに進むために、密度が水面で大きく河床で小さいという不安定な逆勾配となる。河道域と湖の接続部付近では上層部の塩水が自重のために下層部へと拡散し、湖へ流下する。その際の plunge point は河道域と湖の接続部であった。湖に進入した塩水は湖底に沿って進み、淡水と塩水の境界（塩淡水境界）を滑るように進

む。その際、湖の下層の塩水とも混合するため、塩淡水境界は徐々に下がる。観測結果と計算結果を比較すると流速は河道域の上層へいくほど大きくなり塩水が遡上しはじめの時に特に大きくなる点で一致している。また塩水の遡上形態がともに河道域の下流で塩水楔、上流で強混合型となり密度分布は定性的に一致しているといえる。

3. 潮汐による塩水楔の破壊と破壊基準 著者らはこれまでに網走湖、網走川において大規模な観測を14回行っており、塩水遡上形態に関する研究を進めている。図-5は1993年11月17日の上げ潮時に魚群探知機により観測された塩水楔の映像である。塩水の遡上形態には上述の塩水楔（弱混合型）の他に強混合型、緩混合型がありそれらは遡上する際の乱れあるいは混合の強弱によって決まる。本研究では弱混合型である塩水楔が潮汐により密度の鉛直分布が不安定な逆勾配となるために破壊し、緩混合型あるいは強混合型へと変化する条件、すなわち潮汐による塩水楔の破壊条件について解析が行われた。図-6は本研究の解析の模式図であり、まず(a)に示す水深 h の河道域について考える。連続式より、断面平均流速 u_m は長波の波速 C を用いて以下のように表せる。 η は水面の変位量である。

$$u = \pm \frac{C}{h} \eta \quad (3.1)$$

しかし実際の流れは河床で底面摩擦の影響を受け、流速の鉛直分布は対数分布則をとることが多い。本解析においては計算の容易性のため流速の鉛直分布は図-6(a)の u に示すような放物線形で与えると、以下のような河道における流速の鉛直分布を得る。

$$f\left(\frac{z}{h}\right) = \left(\frac{z}{h}\right) \left(2 - \frac{z}{h}\right) \quad (3.2)$$

$$u = u_m \left(\frac{z}{h}\right) \left(2 - \frac{z}{h}\right) \quad (3.3)$$

$$u_m = C \frac{\eta}{h}, \quad C = \sqrt{gh}$$

つづいて図-6(b)のような水深 h 、上層の淡水層厚 h_1 、下層の塩水層厚 h_2 の河道域を考える。潮汐の影響により上層の流速が下層の流速よりも速い場合がある。ここで、下層の塩水層の流速が内部波の波速 C_i に等しいとすると、(3.3)式の u が(3.4)式の C_i よりも大きい場合が考えられる。

$$C_i = \sqrt{eg \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (3.4)$$

このとき図-6(c)に見られるような、上層の密度分布は不安定な逆勾配となるために塩水層が破壊すると考えると、(3.3)、(3.4)式より(3.5)、(3.6)式が得られる。

$$u > C_i \quad (3.5) \quad \frac{\eta}{h} \sqrt{gh} \left(\frac{h_2}{h}\right) \left(2 - \frac{h_2}{h}\right) > \sqrt{eg \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (3.6)$$

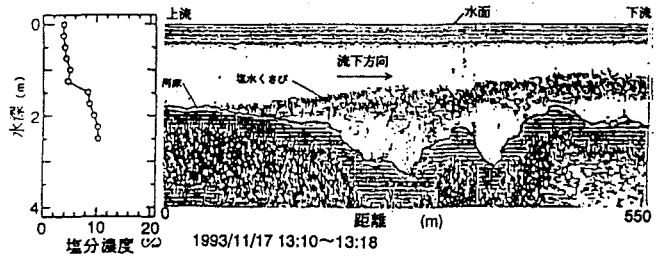
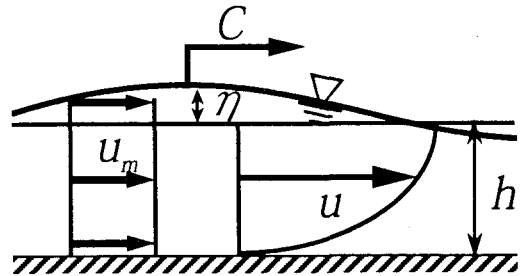
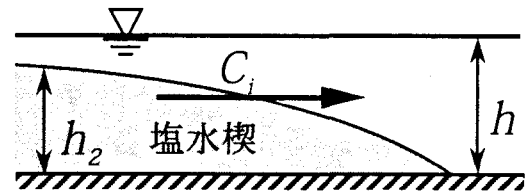


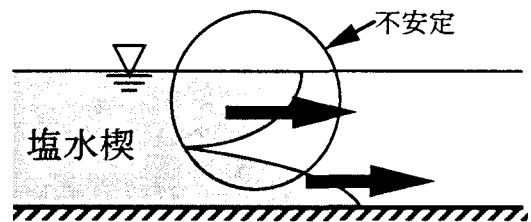
図-5 魚群探知機による塩水楔の映像



(a) 流軸方向流速分布図



(b) 塩水楔伝播速度図



(c) 塩水層不安定現象図

図-6 潮汐による塩水層の破壊に関する模式図

$$\frac{\eta}{h} > \frac{\sqrt{\varepsilon \left(\frac{h-h_2}{h} \right) \left(\frac{h_2}{h} \right)}}{\frac{h_2}{h} \left(2 - \frac{h_2}{h} \right)} \quad (3.7)$$

(3.6) 式が潮汐による塩水楔の破壊条件式である。また図-7が塩水楔の破壊条件図である。図中の曲線は(3.6)式の解析結果、各点は上げ潮時に網走川を遡上した塩水の観測値を(3.6)式の塩水楔の破壊条件式に当てはめた結果である。算出する際の条件として塩水は濃度が10‰以上とした。解析の結果は曲線の上側が $u > C_1$ となる不安定領域であり、塩水層が潮汐によって破壊される条件を表している。曲線の下側が $u < C_1$ となる安定領域であり、塩水楔は破壊されることがなくそのままの形態で進行することができる条件を表している。さらに曲線は水深に対して塩水層厚の割合が大きいくほど塩水層は破壊しやすく不安定状態であることを意味している。実際の観測の際も下層の流速がほとんどなく水深に対して塩水層厚の割合が小さいとき塩水楔が数時間同じ場所に破壊されずにとどまる場合もあった。観測値から算出した結果は各観測地点ごとに注目するといずれも右上がりに点が分布しているのがわかる。これは上げ潮時には時間の経過と共に η 、 h_2 が増加するためである。解析の結果と比較すると実際の塩水の遡上形態の多くがその層厚が小さいときは弱混合型、大きいときは緩混合型に分けられ、(3.6)式の塩水楔の破壊条件式をよく満たした。

4. まとめ 本研究において塩水遡上に関する3次元数値解析と塩水楔の破壊条件の解析が行われ、以下の結果が得られた。1) 塩水遡上に関する3次元数値解析では、河道域において流速の鉛直分布が上層ほど大きくなることにより密度分布が逆勾配となった。その後河道域上層の塩水は **plunge point** を河道域と湖の接続部として湖へ流下し、塩淡水境界の間を滑るように進んだ。計算結果と観測結果は流速、密度分布のどちらも定性的に一致した。2) 潮汐による塩水楔の破壊条件式の解析では、河道域の全水深に対して下層の塩水層厚の割合が大きいくほど塩水楔は破壊されやすい状態である結果が得られた。また網走川における塩水遡上の観測結果に関しても、塩水層厚が大きいくとき水面変位量が大きく、不安定な遡上形態であることが多かった。さらに観測値を塩水楔の破壊条件式に当てはめてみると、両者はよく一致する結果が得られた。

<参考文献> 1) The 4th International Symposium on STRATIFIED FLOWS(Grenoble, 1994) 2) 須賀堯三・高橋晃: 塩水楔の先端渦による混合, 第26回水理講演会論文集, pp. 495-500, 1982. 3) 吉田静男・大谷守正・田代徹雄・西田修三・八木史郎: 河口二層流の表層塩分に与える風の効果, 水工学論文集, 第37巻, pp.299-304, 1993. 4) 山田正・寺本康宏・笠井雅広: 急拡部をもつ開水路流れの数値解析, 土木学会年次学術講演会概要集2-A, pp. 330-331, 1995. 5) 池永均・山田正・内島邦秀・笠井雅広・大東淳一: 密度成層を考慮した塩水遡上に関する3次元数値解析, 1996年水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp. 152-153, 1996. 6) 池永均・山田正・内島邦秀・大島伸介・向山公人・平野道夫・井出康郎・田村圭司: 網走湖における塩淡水二成層の形成と挙動に関する研究, 水工学論文集, 第40巻, pp. 589-594, 1996. 7) 井上和也・田中正博: 3次元モデルによる塩水遡上の解析, 水工学論文集, 第37巻, pp. 319-324, 1993. 8) 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1993. 9) 清水康行・藤田睦博・平野道夫・山田正: 網走湖および網走川における塩分密度流の計算, 水文・水資源学会誌, 第10巻, 第1号, 1月, pp. 44-55, 1997.

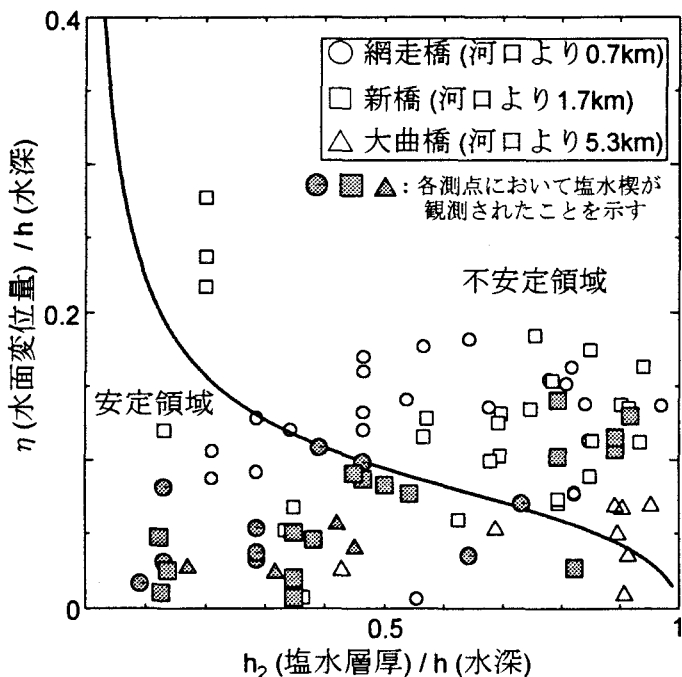


図-7 塩水層破壊条件図