

# 河 口 に お け る 海 水 の 侵 入

正員 北海道大学工学部 教 授 工博 大 坪 喜久太郎

正員 北海道大学工学部 助教授 工博 岸 力

## 1. 海水侵入の型

河口では河水と海水とが接触し、両者の密度差のために大規模な密度流の場が形成される、その流況は H. Stommel<sup>1)</sup> によれば河水と海水との混合の程度によって図-1に示す弱混合型 (Negligible mixing)、緩混合型 (Moderate mixing) および強混合型 (Intense mixing) の3型に大別される。図は河口縦断面内の塩分分布を示したもので線の濃淡で塩分の大小をあらわしてある。弱混合型は垂直方向にのみ密度差があり、強混合型は水平方向にのみ密度差がある。これに対し緩混合型は垂直、水平両方向に密度差がある。この差異が各型の流速分布の特徴ともなり、ひいては、侵入の機構の差異にもなるのである。

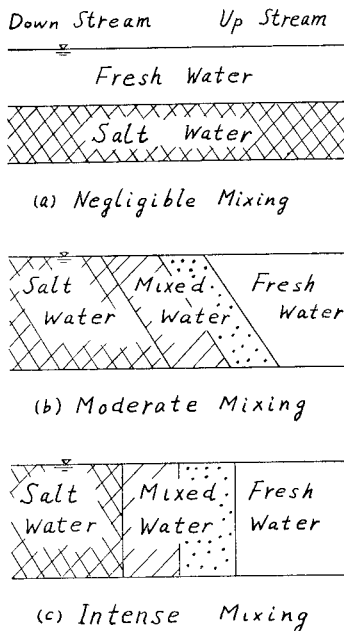


図-1

## 2. 各侵入型における流速分布の特性

(1) 弱混合型 この型では表層の流下にもなつて下

層水が表層に混入して行くので、それを補うため下層は微弱な逆流速をもつ。W. H. Cameron<sup>2)</sup> はこのような流速分布に対する流れ関数  $\Psi$  を

$$\Psi = (u_s/k) (k^2 y^2 + ky) \exp(-ky), \quad u_s = \text{表面流速}$$

とおき、 $u_s$  の距離的な変化を算出し、それが観測値とほぼ一致することを示した。

(2) 緩混合型 図-2に昭和29年9月15日利根川河口より上流1kmの地点で測つた流速分布を示す<sup>3)</sup>。この型の特徴である水平密度勾配の影響が明らかにみとめられる。順流時には水平密度勾配は水面勾配と逆符号で流れを減速する方向に作用する。このため流速分布は表層と下層との二部分に分かれる。逆流時には水平密度勾配が水面勾配と同符号であるため、順流時にくらべて下層の流速が相対的に大きくなり、流速分布はU管内の分布に似た形をとる。則流から逆流に変わる時刻には水面勾配はほとんどないから、下層では密度勾配が水面勾配より大となり、表層は順流下層は逆流という、いわゆる、交換流 (Exchange flow) の状態があらわれる。

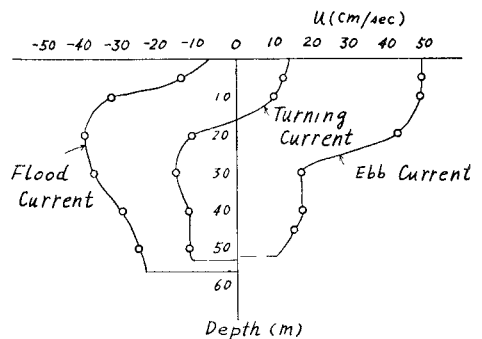


図-2

(3) 強混合型 この型では水深方向の密度差がないから流速分布は密度均一な通常の河川型を呈し、しかも、転流時にも交換流が生じないであろうと考えられる。図-3は宮崎県五箇瀬川における流速分布<sup>4)</sup>を示したので、上記の2特徴が明らかにみとめられる。五箇瀬川は強混合型に近い緩混合型の例である。

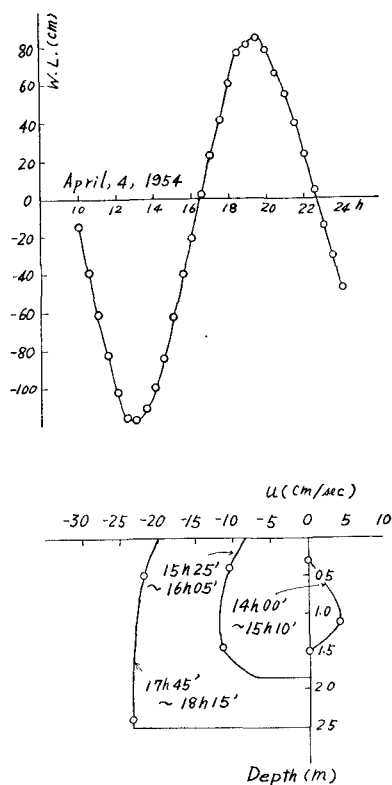


図-3

### 3. 強混合型侵入の解法

B. H. Ketchum の tidal prism の方法<sup>5)</sup>, あるいは, A. B. Arons & H. Stommel の拡散式に基づく方法<sup>6)</sup> などがあり, 月あるいは年を単位とするような比較的長期間の平均塩分ならば計算できる。方法の詳細については既に二, 三の書に紹介されているのでここでは触れない。

### 4. 緩混合型侵入の一解法

緩混合型の侵入を解く一般的な方法は未だ示めされていない。ただ前述の五箇瀬川の例にみるように, 緩混合型であつても交換流があらわれない場合には, 海水侵入の限界点を求めることができる<sup>7)</sup>。

すなわち, 交換流があらわれないときには, 漲潮時には海水は河水を押上げながら河川内に侵入し, 河水が海水の上を流れて海に出ることはない。

図-4(a) において時刻  $t_1$  における海水の先端を  $AB$ ,  $t_2$  におけるそれを  $CDE$  とすれば,

$$\begin{aligned} \text{体積}(CDE) &= \text{体積}(ABDE) \\ &+ (t_2 - t_1) \text{時間内の流入量} \end{aligned} \quad (1)$$

なる関係が成立つから, 河水と海水との境界面の勾配 (塩水楔の勾配) が求められれば問題は解決する。

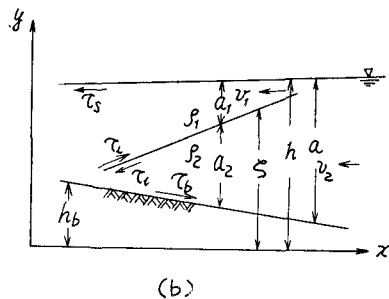
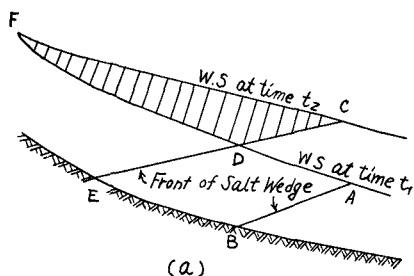


図-4

楔の勾配は 図-4(b) に示す記号を用いれば次のように求めることができる。まず楔表面に作用する剪断力を底面剪断力に比して無視し, また Manning 型の抵抗法則を用いれば両層の運動方程式はそれぞれ (2), (3) 式のようなになる。

$$\partial v_1 / \partial t + g \cdot \partial h / \partial x + v_1 \cdot \partial v / \partial x = 0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} 1/g (\partial v_2 / \partial t + v_2 \cdot \partial v_2 / \partial x) + (1 - \rho_1 / \rho_2) \partial \zeta / \partial x \\ \rho_1 / \rho_2 \cdot \partial h / \partial x + \rho / \rho_2 \cdot n^2 \cdot v_2 / v_1 / a_2^{4/3} = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\text{ただし, } \rho = 1/2 (\rho_1 + \rho_2)$$

(2) を (3) に代入し,  $v_1 \approx v_2$  とすれば

$$\begin{aligned} 1/g (1 - \rho_1 / \rho_2) (\partial v_2 / \partial t + v_2 \cdot \partial v_2 / \partial x) \\ + (1 - \rho_1 / \rho_2) \partial \zeta / \partial x + \rho / \rho_2 \cdot n^2 \cdot v_2 / v_1 / a_2^{4/3} = 0 \end{aligned} \quad (4)$$

(2) にみるように  $1/g (\partial v_2 / \partial t + v_2 \cdot \partial v_2 / \partial x)$  は水面勾面  $\partial h / \partial x$  と同じ order であつて楔の勾配  $\partial \zeta / \partial x$  にくらべて小さい。したがつて, (4) は近似的に

$$(1 - \rho_1 / \rho_2) \partial \zeta / \partial x + \rho / \rho_2 \cdot n^2 \cdot v_2 / v_1 / a_2^{4/3} = 0 \quad (5)$$

と書くことができる。これから粗度係数が与えられれば楔勾配  $\partial \zeta / \partial x$  を求めることができる。

図-5 は前述の五箇瀬川について, この方法を適用した結果を示すものである。図中 15 時 30 分は河口で逆流が始まる時刻であり, 18 時は満潮の時刻である。図中の実線は塩素量 1,000 p.p.m の線を示すもので, この線が塩分濃度の急変点になつて居り, 楔の境界と考えた。点線は楔の計算値であり, 勾配, 位置ともに極めてよく一致している。なお, 計算に用いた値は次のとおりであつた。

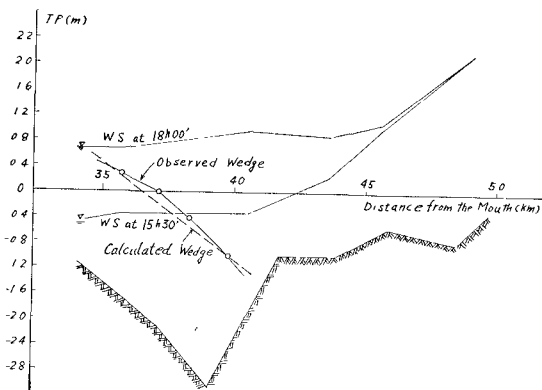


図-5

$\rho_1 = 1,000$ ,  $\rho_2 = 1,006 \approx 1.01$  (楔内部の平均塩素量, 5,000 p.p.m),  $n = 0.043$ .

また, (4)において第1項を第2項にくらべて省略しているが, 五箇瀬川の例では両項の大きさはそれぞれ

$$1/g(\partial v_2/\partial t + v_2 \cdot \partial v_2/\partial x) \approx 1/200,000, \quad \partial \zeta/\partial x \approx 1/600$$

であつた。

## 5. 弱混合型侵入の解法

(1) 川幅一定の場合 弱混合型では楔表面に沿う剪断力が重要な要素となり, 運動は定常運動とみなし得るのが普通である。H. G. Farmer & G. W. Morgan<sup>9)</sup> は運動量の式から出発して塩水楔の形を求めているが, 楔表面の剪断力がいたる所一定で, 楔先端の流速の2乗に比例するとした所に難点がある。これに対し J. B. Schijf & J. C. Schönfeld<sup>9)</sup> は剪断力に Chézy 型表示を用いた式を提案している。

川幅一定として, 再び 図-4(b) の記号を用いれば上下両層の運動の式はそれぞれ

$$g \frac{da_1}{dx} + g \frac{da_2}{dx} + v_1 \cdot \frac{dv_1}{dx} + g(i_1 - i_b) = 0 \quad (6)$$

$$(1-\varepsilon) g \frac{da_1}{dx} + g \frac{da_2}{dx} + v_2 \cdot \frac{dv_2}{dx} + g(i_2 - i_b) = 0 \quad (7)$$

ここに

$$i_1 = \tau_s - \tau_s/g\rho_1 a_1, \quad i_2 = \tau_b - \tau_b/g\rho_2 a_2,$$

$$i_b = -dh/dx, \quad \varepsilon = \rho_2 - \rho_1/\rho_2$$

(6) から (7) を減じ,  $\tau$  に Chézy の式を用いれば,

$$\varepsilon g \cdot \frac{da_1}{dx} + v_1 \cdot \frac{dv_1}{dx} + g v_1^2 a_1 / 4 C_i^2 a_1 (a - a_1) = 0 \quad (8)$$

これと連続の式

$$a_1 \cdot \frac{dv_1}{dx} + v_1 \frac{da_1}{dx} = 0 \quad (9)$$

とから  $v_1$  を消去すれば

$$(\varepsilon g - v_0^2 a^2 / a_1^3) \cdot \frac{da_1}{dx} + v_0^2 a^3 / 4 C_i^2 a_1^3 (a - a_1) = 0 \quad (10)$$

ただし  $v_0$  = 楔先端部の流速  $= q/a$

一方 H. Stommel & H. G. Farmer<sup>10)</sup> によれば, 河口のような断面急変部では, 2層流体の境界波に対する Froude 数  $F_{rc} = u_1^2 / \varepsilon g a_1$  が 1 になるという性質がある。そこで (10) を

$$x = 0 \text{ で } F_{rc} = u_1^2 / \varepsilon g a_1 = 1 \quad (11)$$

なる条件で積分すれば

$$\begin{aligned} -g F_{rc}^2 a^4 x &= 4 C_i^2 (-a^4 F_{rc} \cdot a_1 + a_1^2 / 2 \cdot a^3 F_{rc} \\ &+ a a_1^4 / 4 - a_1^5 / 5) - 4 C_i^2 a^5 (-3/4 \cdot F_{rc}^{4/3} + 3/10 \cdot F_{rc}^{5/3}) \end{aligned} \quad (12)$$

ただし  $F_{rc} = q^2 / \varepsilon g a^3$

が得られる。楔の長さ  $L$  は  $x = -L$  で  $a_1 = a$  とすればよいから

$$L = C_i^2 / g \cdot a [1/5 \cdot F_{rc}^{-1} - 2 + 3 F_{rc}^{1/3} - 6/5 \cdot F_{rc}^{2/3}] \quad (13)$$

となる。例えば  $u_1 = 0.4$  m/sec,  $a = 6$  m,  $\varepsilon = 0.02$  とすれば  $(L/a) \cdot (C_i^2/g) = 0.72$  となる。この値は昭和 31 年 7 月 15 日, 石狩川北生振揚水場 (河口より 8.2 km) で堂腰が塩分観測を行つたときの水利諸量の概略値である。このときは揚水場に海水がみとめられなかつた。浜田<sup>11)</sup> が旧上川, 信濃川で観測した結果では  $C_i^2 = 10,000 \sim 3,000$  (m/sec<sup>2</sup> unit) と報告されている。 $C_i^2 = 10,000$  として楔の長さ  $L$  を求めると  $L \approx 4.3$  km となり観測結果を一応説明することができる。 $C_i$  の値については筆者らも石狩川での観測結果を用いて検討中である。

次に河川から塩水楔が押し出されてしまう限界流量をしらべる。(11) から河口では  $F_{rc} = 1$ , あるいは, これを書き直すと河口の表層の厚さ  $a_1$  は

$$Q^2 / \varepsilon g A^2 = a_1 \quad (14)$$

これを河口の水深  $H$  と等しいとおけば限界流量  $Q_c$  は

$$Q_c = \sqrt{\varepsilon g} \cdot A / H \quad (15)$$

となる。 $\varepsilon \approx 0.02$  とすれば m-sec 単位を用いて

$$Q_c \approx 0.45 A \sqrt{H} \quad (15')$$

である。石狩川を例にとれば河口において  $H \approx 3$  m,  $A \approx 600$  m<sup>2</sup> であるから  $Q_c \approx 470$  m<sup>3</sup>/sec である。

(2) 川幅が変化する場合 連続の式として(9)の代りに

$$b a_1 \cdot \frac{dv_1}{dx} + b v_1 \cdot \frac{da_1}{dx} + a_1 v_1 \cdot \frac{db}{dx} = 0 \quad (16)$$

を用い (10) ばに相当して

$$\begin{aligned} (a_1^3 - F_{rc}^3) \cdot \frac{da_1}{dx} - F_{rc}^3 \cdot a^3 \cdot a_1 \cdot \frac{db}{dx} \\ + v_0^2 a^3 / \varepsilon \cdot 4 C_i^2 \cdot (a - a_1) = 0 \end{aligned} \quad (17)$$

ただし  $F_{rc} = q^2 / \varepsilon g b^2 a^3$

が得られる。この式で左辺第1項は負であるから, 川幅が広がるときには幅一定の場合にくらべて楔の勾配は緩となり, 幅がせばまるときには急となることがわかる。(17) を数値積分することによつて表層の厚さが求められる。

## 6. 河水層への海水の混入

塩水楔の上を河水が流下するにつれて下層の海水が混入し、河水層の塩分濃度が徐々に増加する。

(1) 海水の混入に関する G. H. Keulegan<sup>12)</sup> の実験 Keulegan は砂糖水を用いて密度の異なる 2 流体の境界面の安定・不安定を観察した。2 層の相対速度が増すにつれて境界面に波が形成され、ある限界流速以上では波頂がくずれて渦が放出され両層の混合が始まる。

この現象は水面に風が吹いて波がたつ場合とよく似て居り、限界流速を求めた解析方法がここにも適用できるであろう。限界流速は H. Jeffreys によれば

$$U_c^3 = 27/s \nu_2 g \cdot \Delta \rho / \rho_1 \quad (18)$$

ただし  $s$  = 遮へい係数 = 0.274

$\nu_2$  = 水の動粘性係数

$\rho_1$  = 空気密度

$\Delta \rho$  = 密度差

これを書き直すと

$$(\nu_2 g \cdot \Delta \rho / \rho_1)^{1/3} / U_c = \theta = 0.215 \quad (19)$$

である。G. H. Keulegan は  $\theta$  なるパラメーターが密度のわずかに異なる 2 流体の境界面においても安定条件を与えるものであることを示した。また、純水と砂糖水を用いた彼の実験では

$$(\nu_2 g \cdot \Delta \rho / \rho_1)^{1/3} / U_c = \theta = 0.178 \quad (20)$$

であつた。両現象の間で垂直安定度が甚しく異なることを考えると、 $\theta$  の値の類似は興味ある事実である。上式において  $\nu_2 = 0.01$ ,  $g = 980$ ,  $\Delta \rho / \rho_1 = 0.02$  なる数値を与えると  $U_c = 3.3$  cm/sec となる。

さらに、Keulegan は流速が限界流速をこえたとき境界面を通して下層水が混入する速度  $w$  は両層の相対速度に比例し

$$w = K (U - 1.15 U_c) \quad (21)$$

であることを示した。 $K$  は彼の実験では

$$K = 3.5 \times 10^{-4} \quad (22)$$

であつた。この値によれば  $(U - 1.15 U_c) = 20$  cm/sec とすれば、境界面 1 m<sup>2</sup> 当りの下層水の混入量は  $q = 70$  cm<sup>3</sup>/sec となる。この混入量は川幅 100 m のとき 1 km 流下するごとに河水層の流量が 7 m<sup>3</sup>/sec 増加することに相当し、少しく過大であるように思われる。実際河川では  $K$  の値がどのようになるかをしらべるため、筆者らは次の方法を用い石狩川に適用した。

(2) 河水層の塩分濃度の変化 下層からの海水の混入量が (21) で与えられるものとすれば、河水層の塩分濃度の変化は次のようになるはずである。(21) を塩分保存の式、連続の式とともに用いれば下層の流速を 0 とし

$$\left. \begin{aligned} d(a_1 \rho_1 u_1) / dx &= w \rho_2 \\ d(a_1 u_1) / dx &= w \\ w &= K (u_1 - u_c) \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

ただし  $a_1$  = 河水層の厚さ

$u_1$  = 河水層の平均流速

$\rho_1$  = 河水層の密度

$\rho_2$  = 下層海水の密度

ここで  $\varepsilon = \rho_2 - \rho_1 / \rho_2$  と書き (23) から  $w$  を消去すれば

$$d\varepsilon / dx + K / a_1 (1 - 1.15 u_c / u_1) \varepsilon = 0 \quad (24)$$

この解は

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \exp [-K / a_1 (1 - 1.15 u_c / u_1) x] \quad (25)$$

となる。一般に  $u_c / u_1$  は 1 に比べて小さいからこれを省略すれば

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \exp [-K / a_1 \cdot x] \quad (26)$$

となる。この式によれば表層の厚さと河水層の塩分濃度の変化とから  $K$  を算出することができる。

(26) は密度の関係であるからこれを塩分濃度に換算するには

$$\rho_{15} = 0.999163 + 0.000771 \cdot s, \quad s (\%) \quad (27)$$

を用いる。また塩分濃度  $s$  は一般には塩素量 Cl から次の関係で求める。

$$s = 0.030 + 1.8050 \cdot \text{Cl}, \quad \text{Cl} (\%) \quad (28)$$

福島<sup>14)</sup> および堂腰<sup>15)</sup> はそれぞれ独立に石狩川河口付近で河水層の塩分濃度を測定しているが、その結果を用いて (26) から  $K$  の値を算出すると表-1 のようになる。

表-1 海水の混入係数  $K$  の値

| 観測名                      | F-I  | F-II | F-III | F-IV | F-V  | F-VI | D    | 平均   |
|--------------------------|------|------|-------|------|------|------|------|------|
| $K$<br>( $\times 10^5$ ) | 1.35 | 1.82 | 2.95  | 1.49 | 1.45 | 0.68 | 1.75 | 1.54 |

F: 福島の観測, D: 堂腰の観測

$K$  の値は F-III, F-VI の例をみると一定値であるとはにわかに断定し難いところもあるが、単純に平均をとれば  $K = 1.54 \times 10^{-5}$  となり、Keulegan の実験値の約 1/20 である。 $K$  は下層からの運動量輸送をあらわす量であり、この意味で摩擦係数と関係しているから、河水層の Reynolds 数によつて変化するのであろう。今後さらに検討すべき点と考える。

## 参考文献

- 1) Stommel, H.: The Role of Density Current in Estuaries; Proc. Minnesota I.A.H.R. Sep. 1953.
- 2) Cameron, W. H.: On the dynamics of inlet circulations; 土木学会海岸工学講演集, 1955.

- 3) 伊藤利, 佐藤溝一, 岸 力, 富永正照: 河口の塩水楔について; 土木学会海岸工学講演集, 1958.
- 4) 3) に同じ.
- 5) Ketchum, B. H.: The exchange of fresh waters in tidal estuaries; *Journal of Marine Research*, Vol. 10, No. 1, 1950.
- 6) Arons, A. B. and H. Stommel: A mixing length theory of tidal flushing; *Trans. A. G. U.*, Vol. 32, No. 3, 1951.
- 8) Farmer H. G. and G. W. Morgan: The salt wedge; *Proc. 3rd Conf. Coastal Eng.*, 1952.
- 9) Schijf, J. B. and J. C. Schönfeld: Theoretical considerations on the motion of salt and fresh water; *Proc. Minnesota I. A. H. R.*, Sep. 1953.
- 10) Stommel, H. and H. G. Farmer: Abrupt change in width in two layer open channel flow; *Journal of Marine Research*, Vol. XI, No. 2, 1952.
- 11) 浜田徳一: 河口港としての石巻港の研究; 運輸省港湾局, 昭 25 年.
- 12) Keulegan, G. H.: Interfacial instability and mixing in stratified flows; *Journal of Res. Nat. Bur. Stand.*, Vol. 43, 1940.
- 13) Jeffreys, H.: On the formation of water waves by wind; *Proc. Roy. Soc. A*, Vol. 107, 1925.
- 14) 福島久雄: 河口二重層における渦動拡散について; 北大工学部研究報告, 12 号, 昭 30 年.
- 15) 堂腰 純: かんがい排水障害調査—石狩川下流地帯の塩害調査; 北海道庁, 1958 年.