



Title	強混合型感潮河川における塩分濃度分布の一解析法
Author(s)	古本, 勝弘; 藤沢, 弘明
Citation	長崎大学工学部研究報告, (15), pp.65-72; 1980
Issue Date	1980-07
URL	http://hdl.handle.net/10069/23984
Right	

This document is downloaded at: 2018-12-19T13:59:06Z

強混合型感潮河川における 塩分濃度分布の一解析法

古本勝弘*・藤沢弘明**

One Analytical Method for Salinity Intrusion into Estuaries of Well-Mixed Type

by

Katsuhiro FURUMOTO

(Department of Civil Engineering)

Hiroaki FUJISAWA

(Graduate Student, Department of Hydraulic Civil Engineering, Kyushu University)

Summary

An analytical expedient for salinity intrusion of well-mixed estuaries is to solve one dimensional convective diffusion equation in any kind of way. As the stream of estuary is unsteady due to tide and the flow area is nonuniform in longitudinal direction, the flow velocity, the cross sectional area and the dispersion coefficient in estuary vary with time and position. Therefore it is very difficult to solve analytically the convective diffusion equation which has these functions of time and position for hydraulic coefficients. In this paper the complex problems are made simple as follows, solving the equation of salinity convective diffusion in estuaries.

Considering that the diffusion equation holds good averagely during a tidal cycle and solving the diffusion equation in which velocity is transformed into constant river discharge velocity, longitudinal salinity distribution at low tide slack is determined. Next, the salinity distribution at low tide slack is carried through the estuary by means of tidal velocity.

The solutions obtained by this method are presented and are applied in the Chikugo River. The analytical results show fairly good agreement with the field observed data.

1. まえがき

昨今の水事情は逼迫の一途をたどっている。水の需要地に近い河川の水は殆んど余すことなく利用されており、新たな水資源を上中流の河川水に求めることは非常に困難な最近の状況である。このため、外海に流出して利用不能となってしまう直前の河川水を取水し

利用しようとする試みがなされているが、このような下流地点の水は陸上からの汚濁を受けていたり、外海からの塩分の侵入を受けるため、水質的に問題となることが多い。このような観点から河川感潮部における汚濁物質濃度あるいは塩分濃度の簡便な解析法の開発が望まれており、各地で研究が進められている。

昭和55年6月16日受理

*土木工学科

**九州大学大学院水工土木工学専攻

感潮部分において水中に浮遊しあるいは溶解して存在する物質は断面内流速の非一様性による分散作用や乱流拡散作用を受けながら、河川固有流、潮汐による往復流および河川水と海水との密度差に起因する密度流等によって輸送されている。従って、物質濃度の解析には、まず感潮部の水理特性を充分把握しなければならないが、上記のような各種の流れを包含した流状の解析は非常に複雑で困難な問題である。

感潮部分の水理学的な状態は一般に塩分侵入の状況から弱混合、緩混合および強混合の3つのタイプに大きく分けて論じられている。弱混合型では入退潮流による混合が弱く、河川水と海水とが上下に明瞭な二層をなして、いわゆる塩水楔を形づくる。強混合型では入退潮流による混合が強く、河川横断面内の塩分の分布は殆んど一様となり、塩分濃度は流下方向の位置のみの関数となっている。緩混合型は上述の型の間で存在し、流下方向にも鉛直方向にも濃度勾配をもつ。これらの三つの型式には勿論明確な区別があるわけではなく、一つの河川であっても河川固有流量や潮汐等の水理条件により属する型を異にすることもある。このように実際の感潮部分の水理特性は広くこれらの諸型式に亘っているため、水理学的な取り扱いを画一化することはできず、水理特性に依存する物質輸送の問題も、各混合型式に応じて論じなければならない。

本文は河積を流下方向に指数関数的に拡大する強混合型の感潮部分における塩分濃度分布を近似的にはあるが解析的に解く方法を示すとともに、殆んど強混合型を呈する筑後川の感潮部に解の適用を試みたものである。

2. 設定モデル

強混合型の感潮部では河川横断面内の塩分は殆んど一様であり、塩分濃度は流下方向の位置のみの関数で表現できる。従ってこの型に属する感潮部の塩分分布の解析は一次元の拡散問題として取り扱われる。問題は一次元の拡散方程式に潮汐とともに変化する水理条件を与えて、非定常な係数をもつ式として解くことに帰される。塩分 (S) に関する流下方向の一次元拡散方程式は

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(A D_L \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad (1)$$

ここに、 u は断面平均流速、 A は流水断面積、 D_L は流下方向の見掛けの拡散係数である。これらの係数はすべて位置 (x) と時間 (t) の関数であり、実際の感潮部においてはそれらの値の変化、とくに D_L の変化

を詳細に求めることは困難であって、また近似的な表現式を与えたとしても非定常係数をもつ(1)式の解析的な取り扱いには難しい。そこで、Kent¹⁾、Arons & Stommel²⁾等が行ったように、(1)式を1潮汐間の平均値を支配する式と見よう。こうすれば潮汐による往復流は単に変動流速として乱れ速度と同様に扱うことができ、断面平均流速としては単に河川固有流量に対する流速を与えればよいことになる。河川固有流量が時間的に変動しなければ、 u 、 A 、 D_L は x のみの関数として与えることが可能であり、(1)式は定常となる。このようにして求めた(1)式の解は河川固有流による塩分の対流と潮流による塩分の見掛けの拡散輸送とが平衡して形成される塩分の分布形状を示すことになる。

Ippen³⁾が行った方法であるが、次の段階でこの平均的な塩分分布が潮流に乗って河道を移動すると考え、その間の拡散を無視すれば、(1)式を解析的に解くことは容易になる。すなわち、河川固有流による対流と潮流による見掛けの拡散とから決まる塩分分布を潮流に乗せて移動させることにより任意時刻、任意位置の塩分濃度を求める方法は実際の感潮部分の流積あるいは流速等が簡単な数式でモデル化できる場合には(1)式を解く近似的な方法として有効となろう。

3. 理論解析

1 解析 I

感潮部最上流端を原点とし、下流向きに x -軸をとる。潮汐波の波長に比較して非常に短い感潮部を対象とし、潮汐波の伝播に遅れはないものとする。すなわち、潮汐の昇降はすべての地点で同時に起るものとして、流水断面積 $A(x, t)$ を(2)、(3)式で与える。

$$A(x, t) = \bar{A}(x) + \eta(t)\bar{B}(x) \quad (2)$$

$$\bar{A}(x) = A_0 e^{\alpha x} \quad (3)$$

ここに、 $\eta(t)$; 平均潮位からの水位上昇高

$\bar{B}(x)$; 平均潮位における水面幅

$\bar{A}(x)$; 平均潮位における流水断面積

実際の感潮部では潮位による水面幅変化が流水断面積 A に与える影響は一般に小さく、(2)式としたが、また $\bar{A}(x) \gg \eta(t)\bar{B}(x)$ である。更に、河道特性として指数関数的に流水断面積を変える感潮部の流れを対象にし、平均流水断面積を(3)式で表わした。

最も単純な場合として潮位変化を次式で与える。

$$\eta(t) = -\eta_0 \cos \omega t \quad (4)$$

ここに、 η_0 は潮汐振幅、 $\omega = 2\pi/T$ 、 T は潮汐周期であり、 $t=0$ を干潮の時刻にとった。

河川固有流量を $Q_0 (= \text{Const.})$ 、潮流流量を Q_T とし

て連続の式は

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Q_0 + Q_T) = 0 \quad (5)$$

断面平均潮流流速 $U_T(x, t)$ を Q_T/\bar{A} で近似し, (2), (3), (4)式を(5)式に代入すると U_T を支配する式は次式となる。

$$\frac{\partial U_T}{\partial x} + \alpha U_T = -\eta_0 \omega \left(\frac{\bar{B}}{\bar{A}} \right) \sin \omega t \quad (6)$$

この式で $\bar{A}/\bar{B} = R (= \text{Const.})$ と近似すると, 潮流流速として次式を得る。

$$U_T(x, t) = \bar{U}_T(x) \sin \omega t \\ = \frac{\eta_0 \omega}{\alpha R} (e^{-\alpha x} - 1) \sin \omega t \quad (7)$$

ところで, 塩分分布を支配する一次元拡散方程式は(1)式であるが, 河道中の塩分分布は長期間の潮汐を経て形成されるものであり, 設定モデルの項で述べたようにその平均的分布パターンを決定する要素は河川固有流量による流速 $U_0(x)$ と潮汐による縦拡散である。すなわち, ある潮時における準定常的な塩分 (S) の分布は次式の解として与えられる。

$$U_0(x) \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{A} D_L \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad (8)$$

この時, 潮汐による周期流は混合拡散に寄与する一種の乱れと考えており, 見掛けの拡散係数 D_L を支配する重要な要素である。

開水路のせん断乱流における見掛けの縦拡散係数 (移流分散係数と称したりする) については, Taylor の移流分散理論⁴⁾を開水路流れに拡張して, Elder⁵⁾や, Fisher⁶⁾等が理論式を与えているが, 感潮部の流れのような往復流について認められたものは未だ無いようである。ここでは一潮時の平均として, $D_L(x)$ は Arons & Stommel²⁾が提案しているように, 潮流流速の振幅 $\bar{U}_T(x)$ と潮汐による水体移流距離 $\xi (= \int_0^{T/2} U_T dt)$ との積に比例すると仮定して, (7)式を用いて次のようにおく。

$$D_L(x) = \frac{K_1}{2} \bar{U}_T \xi \\ = K_1 \left\{ \frac{\eta_0 \omega}{\alpha R} (e^{-\alpha x} - 1) \right\}^2 / \omega \quad (9)$$

ここに, K_1 は比例定数である。

これらの仮定を用いて, (8)式の解を求める。境界条件は, 最上流端 $x=0$ で $S=0$ および $\partial S/\partial x=0$, 河口 $x=L$ で $S=S_0$ (海水塩分濃度) である。

(8)式は容易に二度積分できて, その解は次の通りである。

$$\frac{S}{S_0} = \exp \left[F_1 \left\{ \coth \left(\frac{\alpha L}{2} \right) - \coth \left(\frac{\alpha x}{2} \right) \right\} \right] \quad (10)$$

$$F_1 = \frac{\alpha R^2 Q_0}{2 K_1 \omega \eta_0^2 A_0} \quad (11)$$

この解は干潮時の塩分分布を与えると考えておく方がよい。なぜなら, 河口の条件を干潮以外の時刻に与えると, 最も海側に移流される干潮時にはその条件が成立しない可能性があるからである。この意味から(8)式を解いて得られる解は以後干潮時の塩分分布を与えているものとする。また, F_1 は Arons & Stommel²⁾が定義した“Flushing Number”と同様の物理的意味を有する無次元パラメーターである。

次に, 拡散効果を見捨てて潮汐のみによる移流を考える。この時, 移流を支配する基礎式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U_T(x, t) \frac{\partial S}{\partial x} = 0 \quad (12)$$

$U_T(x, t)$ として(7)式を用いるならば変数は分離されているので, (12)式に対する特性微分方程式を容易に作ることができて, 一般解を次のように得る。

$$\frac{S}{S_0} = f \left\{ (e^{\alpha x} - 1) \exp \left(-\frac{\eta_0}{R} \cos \omega t \right) \right\} \quad (13)$$

干潮時 $t=0$ において, x_i 地点に存在した水塊は $t=t$ には x 地点に移流している筈であるから, $t=0$ で x_i 地点の塩分と $t=t$ で x 地点の塩分とは等しくなければならない。従って

$$(e^{\alpha x_i} - 1) \exp \left(-\frac{\eta_0}{R} \right) = (e^{\alpha x} - 1) \\ \times \exp \left(-\frac{\eta_0}{R} \cos \omega t \right)$$

故に,

$$x_i = \frac{1}{\alpha} \ln \left[1 + (e^{\alpha x} - 1) \exp \left\{ \frac{\eta_0}{R} (1 - \cos \omega t) \right\} \right] \quad (14)$$

この x_i を(10)式の x に代入すれば, 干潮時 $t=0$ における塩分が t 時刻を経てどの地点に移流したかを示す式, すなわち, 任意地点, 任意時刻における塩分濃度を与える式を得る。

$$\frac{S}{S_0} = \exp \left[F_1 \left\{ \coth \left(\frac{\alpha L}{2} \right) - \coth \left(\frac{1}{2} \ln \left[1 + (e^{\alpha x} - 1) \exp \left\{ \frac{\eta_0}{R} (1 - \cos \omega t) \right\} \right] \right) \right\} \right] \quad (15)$$

2 解析 II

前節では潮位変化が(4)式で与えられる最も単純な場合の解析を示した。ここでは少し現実に近い解析ができるように, 潮位変化を Fourier 級数の部分和で近似した場合についての解析を示す。

流水断面積の表わし方は解析 I と同様に(2), (3)式で

与える。対象とする潮汐は余弦関数からの歪みは存在するが日潮不等は無いものとし、一潮汐で元に復する潮汐を考慮して次式のように置く。

$$\begin{aligned}\eta(t) &= -\sum_{k=1}^n \{a_k \cos(k\omega t) + b_k \sin(k\omega t)\} \\ &= -\sum_{k=1}^n \eta_k \cos(k\omega t + \delta_k)\end{aligned}\quad (16)$$

ここで河川流量 $Q_0 = \text{Const.}$ 、潮流流量 $Q_T = \bar{A}U_T$ とし、連続の式(5)に(16)式を用いると、 $U_T(x, t)$ を支配する式として次式を得る。

$$\begin{aligned}\frac{\partial U_T}{\partial x} + \alpha U_T &= -\left(\frac{\bar{B}}{A}\right)\omega \sum_{k=1}^n \{k\eta_k \\ &\quad \times \sin(k\omega t + \delta_k)\}\end{aligned}\quad (17)$$

$\bar{A}/\bar{B} = R$ ($R = \text{Const.}$) とし、境界条件 $x=0$ で $U_T=0$ を用いて(17)式を解くと、

$$\begin{aligned}U_T(x, t) &= \frac{\omega}{\alpha R} (e^{-\alpha x} - 1) \sum_{k=1}^n \{k\eta_k \\ &\quad \times \sin(k\omega t + \delta_k)\}\end{aligned}\quad (18)$$

解析 I と同様の考え方に従へば、ここで準定常な塩分の分布パターンを求めるために D_L を与えなければならぬ。 D_L が潮流流速の振幅 \bar{U}_T と潮流による水塊移動距離 ξ の積に比例すると仮定するが(18)式からは \bar{U}_T と ξ とを整った形では求め得ない。そこで干潮満潮の潮位差の半分を η_m とおき、 \bar{U}_T と ξ とを次のように仮定する。

$$\bar{U}_T(x) = \frac{\omega \eta_m}{\alpha R} (e^{-\alpha x} - 1), \quad \xi = 2\bar{U}_T/\omega$$

従って、

$$\begin{aligned}D_L(x) &= \frac{K_2}{2} \bar{U}_T \xi \\ &= K_2 \left\{ \frac{\omega \eta_m}{\alpha R} (e^{-\alpha x} - 1) \right\} / \omega\end{aligned}\quad (19)$$

この D_L を用いて(8)式を解く。境界条件も解析 I と同じく、最上流端 $x=0$ で $S=0$ および $\partial S/\partial x=0$ 、河口 $x=L$ で $S=S_0$ とすると

$$\frac{S}{S_0} = \exp \left[F_2 \left\{ \coth \left(\frac{\alpha L}{2} \right) - \coth \left(\frac{\alpha x}{2} \right) \right\} \right]\quad (20)$$

$$F_2 = \frac{\alpha R^2 Q_0}{2K_2 \omega \eta_m^2 A_0}$$

次に、潮流による移流であるが、(18)式を(20)式に用いて解析 I と同様の方法で解けば一般解は次の通りである。

$$\begin{aligned}\frac{S}{S_0} &= f \left\{ (e^{\alpha x} - 1) \exp \left(-\frac{1}{R} \sum_{k=1}^n \eta_k \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \times \cos(k\omega t + \delta_k) \right) \right\}\end{aligned}\quad (21)$$

干潮時 $t=0$ において x_l 地点に存在した水塊は $t=t$ では x 地点に移流されていなければならない。従って

$$(e^{\alpha x_l} - 1) \exp \left(-\frac{1}{R} \sum \eta_k \cos \delta_k \right) = (e^{\alpha x} - 1)$$

$$\times \exp \left\{ -\frac{1}{R} \sum \eta_k \cos(k\omega t + \delta_k) \right\}\quad (22)$$

$$\begin{aligned}x_l &= \frac{1}{\alpha} \ln \left[1 + (e^{\alpha x} - 1) \exp \left\{ -\frac{1}{R} \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \sum \eta_k (\cos(k\omega t + \delta_k) - \cos \delta_k) \right\} \right]\end{aligned}\quad (23)$$

(23)式を(20)式の x に代入して、 $S(x, t)$ を得る。

$$\begin{aligned}\frac{S(x, t)}{S_0} &= \exp \left[F_2 \left\{ \coth \left(\frac{\alpha L}{2} \right) - \coth \left(\frac{\alpha x}{2} \right. \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \ln \left[1 + (e^{\alpha x} - 1) \exp \left\{ -\frac{1}{R} \sum \eta_k \right. \right. \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \left. (\cos(k\omega t + \delta_k) - \cos \delta_k) \right\} \right] \right\} \right]\end{aligned}\quad (24)$$

3 解析III

解析 I および II では見掛けの拡散係数を潮流流速の振幅と潮流による水塊移動距離との積に比例すると仮定して与えた。ここでは D_L として単に(25)式を与えた場合の解について示す。(25)式は物理的意味に全く乏しい式であるが、 D_L の x に関する変化をかなりうまく表現している式であることが塩分の計算値と実測値との比較を行うことによって明らかになる。

次項で述べるが、実際の感潮部に(25)式を適用する場合には、河口の条件を実際と合致させるために、理論では海側に仮想的な河道を延長させることが必要となる。この時、その延長河道における D_L も(19)式を延長して用いる。しかし、実際の感潮部においては河道内と河口を出た海の領域とは見掛けの拡散係数の値に大きなひらきがあると予想され、(19)式をそのまま用いることには少し無理があるようである。このような意味から、実際の河口を海に出ると急激にその値を増すような拡散係数を与えて解析してみることも全く意味のないことではないであろう。ここで与える条件は、 D_L 以外は解析 II と同一である。

流水断面積は(2)(3)式、潮位変化 $\eta(t)$ としては(16)式を与えるので潮流流速 U_T は(18)式で得られている。ここで D_L として(19)式の代わりに次式を用いる。

$$D_L(x) = \frac{L-M}{L-x} D_{LM}\quad (25)$$

ただし、 D_{LM} は $x=M$ における見掛けの拡散係数である。(25)式を用いて(8)式を解くと、干潮時の塩分分布として次式を得る。

$$\begin{aligned}\frac{S}{S_0} &= \exp \left[\frac{Q_0}{\alpha^2 A_0 D_{LM} (L-M)} \right. \\ &\quad \left. \{ (\alpha x - \alpha L + 1) e^{-\alpha x} - e^{-\alpha L} \} \right]\end{aligned}\quad (26)$$

次に、潮流流速(18)式に対する移流に関する解は(21)式のように得られているので(23)式の x_i を(26)式の x に代入して塩分分布式を得る。

$$\frac{S(x, t)}{S_0} = \exp \{ F_3 \{ (ax_i - aL + 1) e^{-ax_i} - e^{-aL} \} \} \quad (27)$$

ここに、

$$x_i = \frac{1}{\alpha} \ln \left[1 + (e^{ax} - 1) \exp \left\{ -\frac{1}{R} \sum \eta_k (\cos(k\omega t + \delta_k) - \cos \delta_k) \right\} \right]$$

$$F_3 = \frac{Q_0}{\alpha^2 A_0 D_{LM} (L - M)}$$

4. 筑後川感潮部の塩分に対する解の適用

潮汐の大きなことで知られる有明海に注ぐ筑後川は九州地方最大の河川であり、その感潮部は強混合型か緩混合型の塩分侵入形態を示し、特に大潮時には完全な強混合型を呈する。昭和41年8月18日、19日(大潮)における塩分その他の観測資料に基いて、塩分濃度分布について(24)式が与える理論値と実測値の比較を行ってみる。

筑後川感潮部の平均潮位に関する流水断面積は Fig. 1 に示す通りであり、(3)式で近似すると大略 $\alpha = 0.0652 \text{ km}^{-1}$ である。感潮部最上流端は河口から上流 17.7km に位置する坂口堰地点にとった。この地点の平均流水断面積 $A_0 = 850 \text{ m}^2$ 、河川固有流量 $95 \text{ m}^3/\text{sec}$ である。また、河道全体に亘って $R = 4 \text{ m}$ とした。

河口における潮位変化は Fig. 2 に示した。この潮位波形を 6 項までの調和分解で表わすと次の通りである。

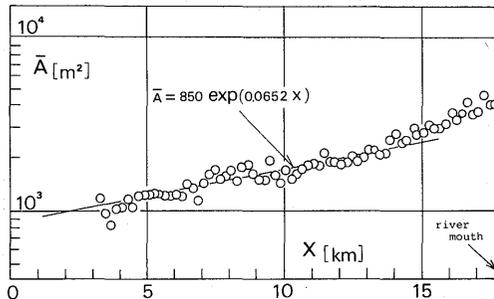


Fig. 1 Cross sectional area for mean water level in the Chikugo River. The Origin of X-axis is taken at Sakaguchi Seki (17.7km point up-stream from river mouth) and the positive direction is down-stream.

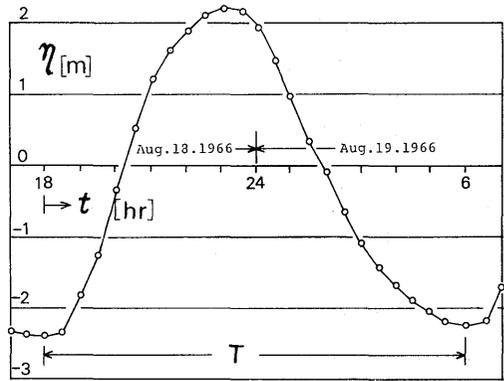


Fig. 2 Tidal elevation for August 18-19, 1966. at river mouth of the Chikugo River.

$$\eta(t) = - \{ 2.026 \cos(\omega t + 0.478) + 0.458 \cos(2\omega t - 0.907) + 0.107 \cos(3\omega t - 0.878) + 0.075 \cos(4\omega t - 1.611) + 0.029 \cos(5\omega t + 0.637) + 0.008 \cos(6\omega t) \} \text{ [m]}$$

筑後川の場合、境界条件を与えるべき河口の条件については一考を要する。理論では河口において常時 $S = S_0$ (海水塩分濃度) を保つとしているが、実際の地理的河口では干潮前後のかかなりの時間において海水濃度よりも低い塩分を示している。つまり引き潮後期には河川水のフラッシング作用により海水濃度をもつ塩水は河口より外海にかなりの距離押し流されていると考えなければならない。このため地理的河口に $S = S_0$ の条件を与えることはできない。これを回避する一つの方法として、実際の感潮部の特性をそのまま保持した仮想的な河道を干潮時において海水塩分の存在する地点まで海側に延長させる方法を採用した。仮想的な河道の延長距離はフラッシング作用の強さ、河口を出た部分の混合の強さ、潮流の強さ、海底地形などによって決まる量であろうが、筑後川の場合、理論的に決定することは困難である。従って、感潮部分の長さ L を前もって知ることはできず、 L に関しては未知パラメーターとして残しておかざるを得ない。

また、(24)式の計算にあたって F_2 を与えなくてはならないが、この係数の中に含まれる定数 K_2 も未知であるため、結局 F_2 もまた未知パラメーターとして残っている。ある感潮部の塩分分布を(24)式により予知しようとするれば、パラメーター F_2 、 L を決定する別の物理式が在って当該感潮部の値を知ることが必要であるが、現段階でそれはできない。

F_2 , L の解(20)式に対する役割を知るために Fig. 3, Fig. 4 を掲げる. Fig. 3 は筑後川における上記諸条件とともに $L=40\text{km}$ とした場合に, F_2 の値により塩分の侵入状況がいかに変化するかを示している. また, Fig.4 は同じく, $F_2=5$ とした場合に塩分の侵入状況が L の値といかに関係しているかを示している. パラメーター F_2 は主として河川固有流量に支配される係数であり, Fig.3 によると F_2 がフラッシング作用の強弱をよく示していることがわかる. Fig. 4 で注目すべき事柄は, $x=L$ の地点で $S/S_0=1$ となることは当然

であるとして, L の値が河道中の塩分の分布形を変化させていること, しかし塩分の侵入先端位置には殆んど関わりが無いことである. この様な特性を考慮しながら(24)式を計算し実測の塩分分布に対する再現性が良好な F_2 , L を求めると $F_2=5$, $L=35\text{km}$ であった. その計算結果と実測値の対比を Fig. 5 に示す. また, (27)式による計算結果と実測塩分分布との対比を Fig. 6 に示す. この時計算に用いたパラメーターは $F_3=20$, $L=40\text{km}$ である. Fig. 5, Fig. 6 にはいずれも図が錯綜しないように, 干潮時 ($t=0$) から満潮時 ($t=5$)

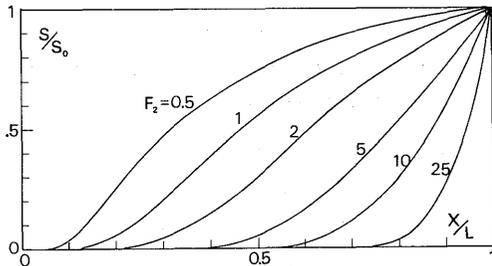


Fig. 3 Longitudinal salinity distribution to parameter F_2 calculated by equation (20) for the Chikugo River, then $L=40\text{km}$.

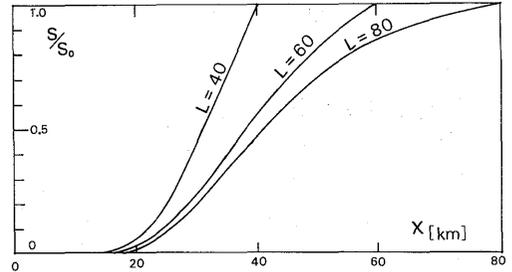


Fig. 4 Longitudinal salinity distribution to parameter L calculated by equation (20) for the Chikugo River, then $F_2=5$.

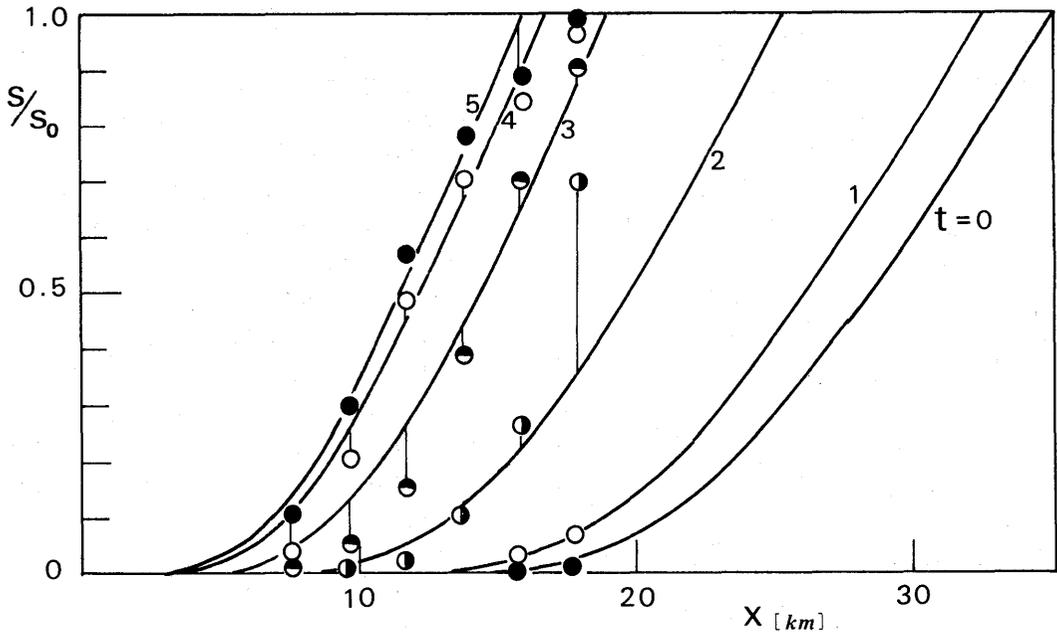


Fig. 5 Comparison of measured and calculated salinity distribution by equation (24) for the Chikugo River. Full lines present the results calculated by equation (24) for $F_2=5$, $L=35\text{km}$.

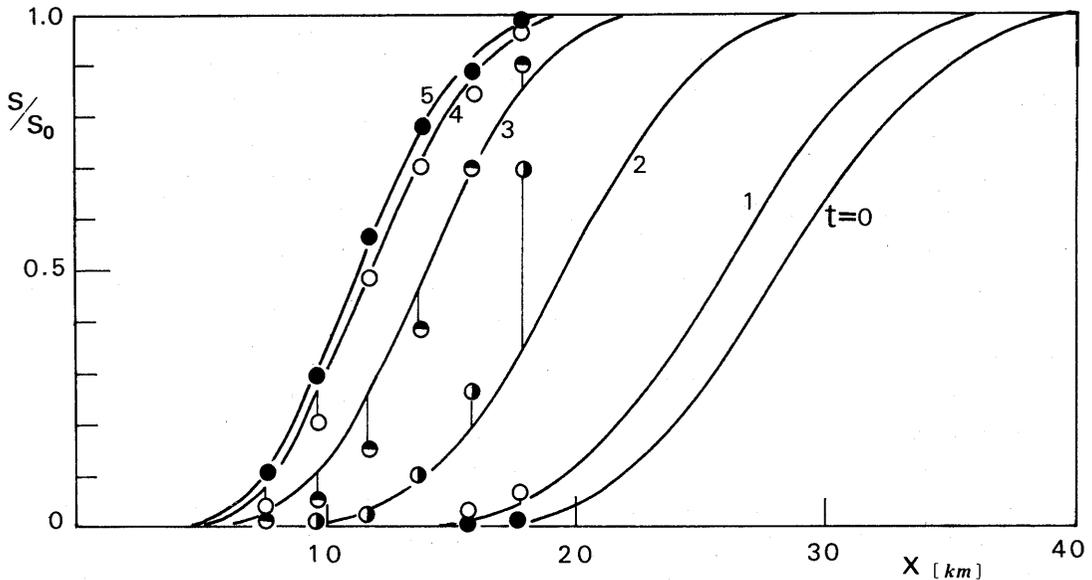


Fig. 6 Comparison of measured and calculated salinity distribution by equation (27) for the Chikugo River. Full lines present the results calculated by equation (27) for $F_3=20$, $L=40$ km.

に至る間の1時間毎の実測値(丸印)とそれに対する計算曲線とを示した。実際の河口は $X=17.7$ km 地点に相当している。従って実測は河道内 ($0\text{km} < X < 17.7\text{km}$) に限られているので海の領域 ($X > 17.7\text{km}$) には計算曲線のみが記されている。

計算結果の検討と考察

(24)式と(27)式の計算値と実測との比較図, Fig. 5, Fig. 6 によると理論の組み立ての粗さを考慮すると両者は比較的良好に合致していると言えるが, 細かく見ると充分の一致とは言い難い。両者の値の不一致は $t=2$ および $t=3$ で大きく, 実測塩分の勾配の方が大きい。この時刻は上げ潮の盛期であり実際の河道ではその抵抗のために潮汐波の伝播に多少の遅れがある。このため実際には海に近い地点ほど早く塩分の上昇がある。理論が伝播に遅れない潮汐を仮定していることと実際との相異がその不一致の原因の一つと考えられる。更に, 理論で仮想的な河道を延長していることにその原因のもう一つがある。下げ潮時の流出が噴流に類似した流れであるため上げ潮で河道に流入してくる水は, 流出した水ばかりでなく, 周囲の新鮮な塩水も逆流してくるため, 上げ潮時に塩分勾配を大きくするものと考えられる。

次に見掛けの拡散係数 D_L について述べる。 D_L を(19)式で与えた計算すなわち Fig. 5 であるが, 高濃度の部分で実測値とのずれが大きく, また計算の分布形状自

身, 海水塩分を示す点で塩分勾配が不連続となっており, 不自然である。この点は, D_L を(25)式で与えた計算すなわち Fig. 6 の方が実測との一致が良い。このことは仮想的な延長河道, 実際は海の領域に(19)式を用いて D_L を与えることの問題であろう。河川を出た海の領域では三次元的に流水面積が増し, 急速に流出河川水は稀釈混合されるために, 拡散係数に置き換えて考えればその値は海の部分で急激に増大していると考えられる。物理的意味は付し得ないが, この効果を(25)式はある程度表現し得ていると思われる。

D_L の値について少し触れておく。実測と最もよく合致するパラメーターの値 $F_2=5$ から $K_2=1.52 \times 10^{-2}$ と求まる。この値を(19)式に代入して D_L の値を計算することができる。実際の河口の見掛けの拡散係数を求めてみると, $D_L(X=17.7\text{km})=60.0\text{m}^2/\text{sec}$ であった。また, (25)式を用いた計算で $F_3=20$ を得ているが, この値から河口における拡散係数を求めると, $D_{LM}(M=17.7\text{km})=80.4\text{m}^2/\text{sec}$ であった。当然ではあるが両者は非常に近い値である。筆者の一人が別の計算方式で筑後川河口の見掛けの拡散係数を求めたもの⁷⁾によると, 異なる潮汐条件の日のものであるが, $D_L=25.0\text{m}^2/\text{sec}$ であった。資料を蓄積して D_L を各種水理量で普遍的に表現する式を確立することが期待される。

6. むすび

濃度勾配が大きな流れの場において, 塩分分布の形

成に要する時間に比して、短い時間内での塩分変化を求める場合には移流効果が卓越するので、ここで述べた解析法が有効である。この意味から、種々解決すべき問題は多々あるが、本文で述べた計算方式を実際の感潮部に適用することの可能性は充分在るものと考えられる。

おわりに、本論文の数値計算には本学情報処理センターの計算機 FACOM M-180II AD を使用したことを付記する。

参考文献

- 1) R. Kent; Diffusion in a Sectionally Homogenous Estuary, Proc. A. S. C. E., SA-2-15, 1960.
- 2) A. B. Arons and H. Stommel; Mixing Length Theory of Tidal Flushing, Trans. Am. Geophysical Union, Vol. 32, No. 3, 1951.
- 3) A. T. Ippen and D. R. F. Harleman; One-dimensional Analysis of Salinity Intrusion in Estuaries, Technical Bulletin No. 5, Committee on Tidal Hydraulics, WES, Vicksburg, Mississippi, 1961.
- 4) G. I. Taylor; The Dispersion of Matter in Turbulent Flow through a Pipe, Proc. Royal Soc. London, Vol. 223, 1954.
- 5) J. W. Elder; The Dispersion of Marked Fluid in Turbulent Shear Flow, Jour. Fluid Mech., Vol. 4, 1959.
- 6) H. B. Fisher; The Mechanics of Dispersion in Natural Streams, Proc. A. S. C. E., Vol. 93, Hy6, 1967.
- 7) K. Shinohara, T. Tsubaki, Y. Awaya and K. Furumoto; Numerical Analysis on the Salinity Intrusion in the Tidal Estuary of Well-mixed Type, Proc. 13th Congress of I. A. H. R., Vol. 3, 1969.