

X-Z 數值模型에 의한 河口의 鹽度擴散 分析 Analysis of Salinity Dispersion in Estuaries by an X-Z Numerical Model

姜周煥* · 李吉成*

Ju Whan Kang* and Kil Seong Lee*

要 旨 : 座標變換된 側方向 平均 X-Z 數值模型을 樹立하여 河口에서 鹽度擴散을 分析하였다. 重力項과 깊이에 따른 密度變化에 대한 檢討와 鹽度 境界條件의 再評價 등이 이루어졌으며, 특히 支配方程式 中 擴散項의 처리에 時間分割方法(fractional step method)을 利用하여 數值解의 安定性 및 簡便性을 圖謀하였다. 開發된 模型을 錦江河口에 實際 適用하여 Manning 係數·擴散係數 등의 物理的 및 數值的인 特性을 糾明하였고, 鹽度 擴散範圍를 비롯하여 濁水期의 影響과 大潮 및 小潮時 鹽度分布도 把握하였다.

Abstract □ A laterally-averaged X-Z numerical model with transformed coordinates is developed to analyze the salinity dispersion in estuaries. Gravitational term, salinity variations with respect to the water depth, and re-evaluation of salinity boundary condition are examined. Especially, the improvements in stability and accuracy of the numerical algorithm are made by adopting the fractional step method for the dispersion term of the governing equation. The model being applied to the Keum River Estuary, physical and numerical properties of Manning's n and dispersion coefficients are analyzed. Salinity intrusion into the river, influence of upstream river inflows, and salinity distribution for spring/neap tide are also examined.

1. 緒 論

河口環境을 支配하는 因子로는 流況과 鹽度, 海底 地形變動 그리고 기타 生物學的 要素 등이 있는데 특히 流況과 鹽度는 河口環境에 지대한 影響을 미치게 되어 工學的인 主關心 對象이 되고 있는 바, 航海, 開墾, 農業用水, 洪水調節, 下水處理 등은 물론이고 生態界의 保全과 流砂(sediment)의 移流現象에 대한 基礎研究로서도 이 분야의 研究는 매우 큰 意義를 갖고 있다고 할 수 있다.

河口에서의 全般的인 物理的 現象을 분석하기 위해서는 該當河口의 特性把握이 先行되어야 한다. 地形學的, 氣象學的, 水文學的 차이에 의해 각기 다른 特性을 갖게 되는데, 이들은 몇 가지 觀點에서 分類될 수 있다. 특히 數學的模型을 이용한 研究에서는 다음과 같은 方法으로 河口를 分類하는 것이 통상적이며

이에 따라 解析方法에 차이가 있게 된다. 즉, 河口를 鹽度の 混合狀態에 따라 成層(stratified), 部分成層(partially stratified), 完全混合(well mixed) 河口 등의 세 가지로 大別된다(Sündermann and Holz, 1980). 이와 함께 河口의 幅과 깊이 등을 동시에 考慮해서 數學的模型을 構成할 때, 側方向의 流速 또는 鹽度の 變化가 무시될 수 있을 정도로 깊이에 비해 幅이 좁은가에 따라 각 경우에 효율적으로 쓰여질 수 있는 數學的模型을 Table 1에 나타내었다.

河口에서의 鹽度擴散에 대한 支配方程式은 흐름方向(x方向)만이 獨立變數인 1차원문제 중에서도 完全混合 河口의 경우(1-D模型)와 成層河口의 경우(이 경우는 두개의 層을 이룬 흐름으로서 完全混合 河口에 비해 從屬變數의 갯수가 2배가 된다; 2-1模型), 그리고 흐름方向과 側方向(x, y方向; X-Y模型)의 2차원 문제와 흐름方向과 깊이方向(x, z方向; X-Z模型)의

*서울大學校 土木工學科(Department of Civil Engineering, Seoul National University, Seoul, 151-742, Korea)

Table 1. Mathematical estuary models according to width and vertical mixing

	Well Mixed	Part Strat.	Stratified
Narrow Estuary	1-D Model	X-Z Model	2-1 Model
Wide Estuary	X-Y Model	3-D Model	2-2 Model

2차원문제, 그리고 2-1模型과 X-Y模型을 함께 취급하는 2-2模型과 3차원模型(3-D模型) 등 여섯 가지 경우로 分類할 수 있다. 여기서 2-1模型이라 함은 流體內에서 上層部와 下層部에 뚜렷한 密度差가 있을 때 이를 각각 1차원 模型化하여 두 개의 1차원 문제를 境界面에서의 連續性을 維持시킨 狀態에서 함께 模型化하는 것을 말하며, 2-2模型은 上層部와 下層部에 대해 각각 平面 2차원 模型化하는 것을 말한다.

鹽度擴散에 관한 國內研究는 海洋學의인 측면, 즉 淡水流出이 海洋環境에 미치는 影響에 主안점을 둔 것이 대부분으로 土木工學의 觀點, 즉 鹽分이 포함된 海水가 河口環境이나 農業用水 등에 미치는 影響에 主안점을 두고 感潮河川을 解析對象으로 選定하여 鹽度侵入을 分析한 研究는 많지 않다.

國外에서의 研究로는 50년대 초반에 Ketchum(1951)과 Pritchard(1952)가 河口에서의 鹽度 混合樣態와 擴散係數의 결정 및 數學的模型에서 각 項들의 상대적 重要性 등과 같은 기초적 작업을 수행하였으며, 60년대 들어서부터 컴퓨터의 도움을 얻어 이 문제에 대한 數值的 技法들이 개발되기 시작하였다. 이러한 數值的 基盤을 토대로 70년대 초반에는 Grubert and Abbott(1972)가 成層된 河口에 대해 2-1模型을 써서 數值計算을 하였고, Hodgins(1979)가 陰解法을 이용하여 1차원 數值模型을 成層된 水槽의 實驗結果와 비교하였다. 70년대 후반 이후에 數值模型을 이용한 研究가 매우 활발해져 Godfrey(1980)가 陽解法으로 James江에 대한 鹽度の 數值解析을 하였고, Grandpré *et al.*(1981)과 Boericke and Hogan(1977)이 鉛直的 觀點에서 流況과 鹽度분포의 數值計算을 실시하였다.

本 研究는 鹽度擴散과 관련된 河口環境의 總體的인 分析에 관한 研究의 一環으로 먼저 Table 1의 X-Z模型에 대하여 다음과 같은 項目에 관해 주로 研究하였다. 즉, 重力項과 깊이에 따른 密度變化가 數值

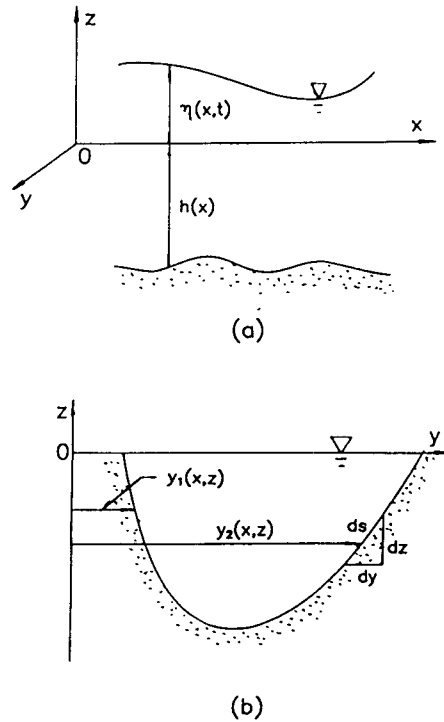


Fig. 1. Coordinate description of the X-Z model

模型에 적용하는 제반 문제점에 대해 검토하고 흐름과 擴散樣態를 把握하여 鹽度擴散의 數值的·物理的 特性을 糾明한다. 또한 湧水期와 大潮·小潮時 鹽分濃度가 上流쪽에 미치는 영향범위를 파악하며 鹽度模型에 관한 外海쪽 開境界條件의 再評價를 통해 적절한 境界條件을 제시한다. 그러나 이러한 X-Z模型을 통해 얻어지는 각종 정보를 後續되는 研究인 X-Y模型에 반영하여 궁극적으로 河口環境의 3차원적인 분석을 가능토록 한다.

2. 數學的 模型의 構成

2.1 支配方程式

X-Z模型은 비교적 幅이 좁은 河口에서 鹽度分布가 部分成層을 이루고 있는 경우에 주로 쓰여진다. 座標系는 Fig. 1에 나타낸 바와 같이 흐름方向(縱方向)을 x, 깊이 方向을 z로 취하고 x, z, t(시간)의 함수로서는 x, z方向의 流速 u, w, 그리고 鹽度 S가 있다.

X-Z模型에 관한 支配方程式은 3차원 支配方程式에서 側方向의 速度와 加速度가 무시할 수 있을 만큼

작다는 假定下에 連續方程式, x方向 運動量方程式, 그리고 質量傳達式을 側方向으로 積分함으로 얻어지며 다음과 같다.

$$\frac{\partial(bu)}{\partial x} + \frac{\partial(bw)}{\partial z} = 0 \quad (1a)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + g \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha g(\eta - z) \cdot \frac{\partial S}{\partial x} \\ & = \frac{1}{b} \cdot \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(b\epsilon_x \cdot \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(b\epsilon_z \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \\ & - \frac{1}{b} \cdot \frac{f}{8} \cdot |u| \cdot u \left(\frac{ds}{dz} \Big|_{y_2} + \frac{ds}{dz} \Big|_{y_1} \right) \end{aligned} \quad (1b)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(bS)}{\partial t} + \frac{\partial(buS)}{\partial x} + \frac{\partial(bwS)}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left(bK_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(bK_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (1c)$$

여기서 b는 河幅, g는 重力加速度, η는 平均水面으로부터의 水面變位, α=0.00078(%)⁻¹이다. ε_x, ε_z는 粘性 剪斷應力, Reynolds 應力, 側方向으로 不均一한 流速 分布에 의해 惹起되는 剪斷應力 등을 모두 포함한 有效粘性係數이고 f는 摩擦損失係數, K_x, K_z는 擴散 係數(dispersion coefficient)이다.

2.2 座標變換

水面變位 η는 x와 t의 함수이기 때문에 支配方程式 (1a, b, c)을 數值的으로 풀때 一般河道 斷面形象에서 水面과 바닥에서의 境界條件을 부여하기는 쉽지 않다. 이를 해결하기 위하여 本 研究에서는 다음식 (2)와 같은 無次元變數 q(x, z; t)를 도입하여 座標을 變換시켰다(Boerick and Hogan, 1977).

$$q = \frac{z+h}{\eta+h} \quad (2)$$

여기서 h는 水平基準面에서 바닥까지의 깊이로서 x의 함수이며 바닥은 q=0, 自由水面은 q=1로 각각 置換되며 그 사이를 일정한 格子間隔으로 나누어 불규칙한 形狀의 閉境界가 河道傾斜와 時間에 따른 水面變位の 變化에 관계없이 一定한 格子體系를 갖게 된다. 또한 水面과 바닥의 形狀이 變換前의 格子網과는 달리

매끄럽게 연결되므로 閉境界에서 발생할 수 있는 문제가 輕感될 수 있다.

靜水壓 假定下에서 식 (2)에 의해 變換된 支配方程式의 형태는 다음식 (3)과 같이 連續方程式, 運動量方程式, 質量傳達式 등으로 구성되며 식 (3c)의 Ω는 식 (3d)로부터 구할 수 있다.

$$b(\eta) \cdot \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ H \int_0^1 (bu) dq \right\} = 0 \quad (3a)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + g \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha g H(1-q) \cdot \frac{\partial S}{\partial x} \\ & = \frac{1}{b} \cdot \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(b\epsilon_x \cdot \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{1}{H^2} \cdot \frac{\partial}{\partial q} \left(b\epsilon_z \cdot \frac{\partial u}{\partial q} \right) \right] \\ & - \frac{1}{b} \cdot \frac{gn^2}{H^{1/3}} \cdot |u| \cdot u \left(\frac{ds}{dz} \Big|_{y_2} + \frac{ds}{dz} \Big|_{y_1} \right) \end{aligned} \quad (3b)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(HS)}{\partial t} + \frac{1}{b} \cdot \frac{\partial(buHS)}{\partial x} + \frac{H}{b} \cdot \frac{\partial(b\Omega S)}{\partial q} \\ & = \frac{H}{b} \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left(bK_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{1}{(bH)} \cdot \frac{\partial}{\partial q} \left(bK_z \cdot \frac{\partial S}{\partial q} \right) \end{aligned} \quad (3c)$$

여기서

$$\begin{aligned} \Omega & \equiv \frac{\partial q}{\partial t} + u \cdot \frac{\partial q}{\partial x} + w \cdot \frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{1}{H} \cdot q \cdot \frac{\partial \eta}{\partial t} \\ & + \frac{u}{H} \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial x} - q \frac{\partial H}{\partial x} \right) - \frac{1}{bH} \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left\{ H \int_0^q (bu) dq \right\} \end{aligned} \quad (3d)$$

이렇게 하여 얻어진 支配方程式은 서로 聯關된 시스템(coupled system)을 구성하게 된다. 즉, 流況模型에서 얻어진 流速場은 鹽度に 影響을 미치게 되고, 반대로 移流擴散模型에서 구한 鹽度は 流速場에 影響을 미치게 된다. 특히 成層化된 河口일수록 이러한 시스템의 도입은 필수적이어서 運動量方程式에 鹽度に 의한 壓力項이 포함되어야 하고 이에 따라 運動量方程式과 質量傳達式은 독립적으로 풀 수 없고 이들은 반드시 每 計算時間 段階마다 엇갈려 계산케 되는 多段階 演算(multi-stage computation)을 거쳐야 한다.

3. 模型의 數值解析

3.1 適用 差分法

運動量方程式의 有效粘性項을 鉛直方向에 대한 陰解法으로 展開한 후 Thomas 알고리즘을 이용해 流速分布 u 를 計算한 후 $\Delta t/2$ 시간 후에 連續方程式으로부터 leap-frog 방법으로 水面變位 η 를 구한다. 여기서 鉛直方向에 대해 陰解法으로 전개한 이유는 一般的인 河川에서 길이에 비해 水深이 훨씬 작기 때문에 Δx 에 비해 Δz 가 매우 작아지므로 陽解法을 사용할 경우 Courant 數의 制約을 받게되어 時間格子間隔을 매우 작게 선택해야 하기 때문이다.

이와 같은 방법으로 運動量方程式 (3b)를 有限差分化하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\Delta t} \cdot (u_{i,k}^{n+1} - u_{i,k}^n) + \frac{g}{\Delta x} \cdot (\eta_{i+1/2}^{n+1/2} - \eta_{i-1/2}^{n+1/2}) \\ & + \frac{\alpha g H_i}{2 \Delta x} \cdot (1 - q_k)(S_{i+1,k}^n - S_{i-1,k}^n) \\ & = \frac{1}{b_{i,k} \Delta x^2} \cdot [(b\epsilon_x)_i^n (u_{i+1,k}^n - u_{i,k}^n) \\ & - (b\epsilon_x)_{i-1/2,k}^n (u_{i,k}^n - u_{i-1,k}^n)] \\ & + \frac{1}{b_{i,k} H_i^2 \Delta q^2} \cdot [(b\epsilon_z)_{i,k}^n (u_{i,k+1}^{n+1} - u_{i,k}^{n+1}) \\ & - (b\epsilon_z)_{i,k-1/2}^n (u_{i,k}^{n+1} - u_{i,k-1}^{n+1})] \\ & - \frac{g n_i^2}{b_{i,k} H_i^{1/3}} \cdot \left(\frac{ds}{dz} \Big|_{y=y_2} + \frac{ds}{dz} \Big|_{y=y_1} \right) |u_{i,k}^n| u_{i,k}^n \quad (4) \end{aligned}$$

水面變位가 計算되는 連續方程式 (3a)의 有限差分化된 式은 다음과 같다.

$$\eta_{i+1/2}^{n+3/2} = \eta_{i+1/2}^{n+1/2} - \frac{1}{b_{i,kmax}} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} \cdot (Q_{i+1}^{n+1} - Q_i^{n+1}) \quad (5)$$

여기서 $b_{i,kmax}$ 는 自由水面上에서의 河幅 $b(\eta)$ 를 差分化한 것이고

$$\begin{aligned} Q_i^{n+1} &= \left[\frac{1}{2} \cdot \{(bu)_{i,1}^{n+1} + (bu)_{i,kmax}^{n+1}\} \right. \\ & \left. + \sum_{k=2}^{kmax-1} (bu)_{i,k}^{n+1} \right] \cdot \frac{(\eta+h)_i^{n+1}}{kmax} \quad (6) \end{aligned}$$

인데 η_i^{n+1} 이 未知값이므로 식 (6)에서 η_i^{n+1} 대신에 $\eta_i^{n+1/2}$ ($= (\eta_{i+1/2}^{n+1/2} + \eta_{i-1/2}^{n+1/2})/2$) 값을 대입해 Q_i^{n+1} 을 구한 후 식 (5)로부터 $\eta_{i+3/2}^{n+3/2}$ 를 구한다. 이렇게 구한 $\eta_{i+1/2}^{n+1/2}$ ($= (\eta_{i+3/2}^{n+3/2} + \eta_{i+1/2}^{n+1/2})/2$)은 $\eta_i^{n+1/2}$ 과 같지 않기 때문에 $\eta_{i+1/2}^{n+3/2}$ 과 $\eta_{i+1/2}^{n+1/2}$ 을 다시 식 (6)에 대입하여 反復 計算한다. 식 (6)에 대입하는 값과 식 (5)로부터 計算된 값의 차가 10^{-4} 이하로 충분히 작아질 때까지 反復 計算하였다.

質量傳達式 (3c)의 有限差分에서 移送項에 대해서는 保存型 上流方向(conservative upstream) 差分法을 사용하였는데 上流方向 差分法은 質量傳達 성격을 잘 표현할 수 있다는 것과 Peclet數가 큰 경우 安定性에 長點이 있는 외에 保存型 上流方向差分法은 質量保存과 正確性에서 좀 더 나은 방법이다(Roache, 1972). 또한 擴散項에 대해서는 中央差分法을 이용해 x 方向에 대해서 陽解法, z 方向에 대해서는 陰解法으로 전개한 후 역시 Thomas 알고리즘을 이용하여 解를 구하며 差分式은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\Delta t} \cdot \{(HS)_{i,k}^{n+1} - (HS)_{i,k}^n\} + \frac{1}{b_{i,k} \Delta x} \cdot \\ & (b_R^n u_R^n H_R^n S_R^n - b_L^n u_L^n H_L^n S_L^n) \\ & + \frac{1}{b_{i,k} \Delta q} \cdot H_{i,k}^{n+1} \cdot (b_T^{n+1} \Omega_T^{n+1} S_T^{n+1} - b_B^{n+1} \Omega_B^{n+1} S_B^{n+1}) \\ & = \frac{1}{b_{i,k} \Delta x^2} \cdot H_{i,k}^{n+1} \cdot \{(bK_x)_{i+1/2,k}^{n+1} (S_{i+1,k}^n - S_{i,k}^n) \\ & - (bK_x)_{i-1/2,k}^{n+1} (S_{i,k}^n - S_{i-1,k}^n)\} \\ & + 1/(b_{i,k} H_{i,k}^{n+1} \Delta q^2) \cdot \{(bK_z)_{i,k+1/2}^{n+1} (S_{i,k+1}^{n+1} - S_{i,k}^{n+1}) \\ & - (bK_z)_{i,k-1/2}^{n+1} (S_{i,k}^{n+1} - S_{i,k-1}^{n+1})\} \quad (7) \end{aligned}$$

여기서

$$\begin{aligned} S_R &= S_{i,k} \text{ for } u_R > 0 & S_L &= S_{i-1,k} \text{ for } u_L > 0 \\ & S_{i+1,k} \text{ for } u_R < 0 & & S_{i,k} \text{ for } u_L < 0 \\ S_T &= S_{i,k} \text{ for } \Omega_T > 0 & S_B &= S_{i,k-1} \text{ for } \Omega_B > 0 \\ & S_{i,k+1} \text{ for } \Omega_T < 0 & & S_{i,k} \text{ for } \Omega_B < 0 \end{aligned}$$

이고 u_R , u_L , Ω_T , Ω_B 도 類似하게 정의된다. 한편 식 (7)에서 Ω 는 식 (3d)를 다음과 같이 差分하여 計算한다.

$$\begin{aligned} \Omega_{i,k}^{n+1} = & -1/H_{i,k}^{n+1} \cdot k \Delta q (\eta_{i,k}^{n+1} - \eta_{i,k}^n) / \\ & \Delta t + u_{i,k}^{n+1} \{ (h_{i+1,k}^{n+1} - h_{i-1,k}^{n+1}) / (2\Delta x) \\ & - k \Delta q (H_{i+1,k}^{n+1} - H_{i-1,k}^{n+1}) / (2\Delta x) \} / H_{i,k}^{n+1} - 1 / \\ & (b_{i,k} H_{i,k}^{n+1}) \cdot \{ (H_{i+1,k}^{n+1} \sum_k (bu)_{i+1,k}^{n+1} dq) - (H_{i-1,k}^{n+1} \\ & \sum_k (bu)_{i-1,k}^{n+1} dq) \} / (2\Delta x) \end{aligned} \quad (8)$$

3.2 初期·境界 條件

潮汐에 관한 流況模型에서 초기값의 영향은 3-4週期 후면 거의 消滅되므로 流體 動力學的인 觀點에서 初期값의 부여는 중요하지 않지만 鹽度에 관한 移流擴散 模型에서는 매우 중요하다. Chu and Yeh(1980)에 의하면 鹽度計算의 收斂性이 初期條件, 媒介變數, 流況模型, 河口의 形狀 등에 따라 결정되는데 특히 初期條件에 가장 영향을 많이 받는다고 하였다. 그러므로 鹽度の 初期條件은 觀測值를 사용하는 것이 가장 바람직하지만 觀測值가 없을 경우에는 河口入口에서 淡水流入 부근까지의 鹽度を 線形的으로 分布시켜 사용하기도 한다(Boericke and Hogan, 1977). 流況模型의 初期條件은 통상적으로 停止狀態를 사용하는데 3-4週期 동안의 始動後 鹽度에 관한 初期條件을 부여하는 것이 效率的이다.

本 研究에서 水面變位에 관한 初期條件은 計算이 시작되는 時刻에서 上下流端 水面變位 境界條件의 값을 계산영역 내부에 線形的으로 分布시켰으며, 流速에 관한 初期條件은 임의로 水面에서 0.1 m/sec, 바닥으로부터 Δq 위에서 0.05 m/sec로 線形的인 分布를 갖게 하였는데 水面變位와 流速에 관한 初期條件의 영향은 오래지 않아 소멸된다. 鹽度에 관해서는 觀測值의 미비로 漲潮(flood)가 시작되는 시각에서 다음 식과 같이 線形的으로 分布시켰다.

$$S(x; z=\eta) = \begin{cases} A_s(L_s - x)/L_s & ; x \leq L_s \\ 0 & ; x \geq L_s \end{cases} \quad (9)$$

여기서 A_s 는 河口入口에서의 鹽度이고 L_s 는 干潮(low water)時 外海境界로부터 鹽도가 0에 가까운 지점까지의 거리이며 本 研究에서는 觀測值(鄭, 1983)를 참조하여 $L_s = 10$ km(小潮期), 30 km(大潮期)를 택하였다. 또한 깊이에 따른 鹽度分布는 初期條件의 영향을 극소화시키기 위해 鹽度計算 시작시각과 다음

潮汐週期 시각에서의 깊이方向 鹽度分布가 일치되도록 10% 깊어질 때마다 1.5% 증가하도록 하였다.

流況模型에 관한 境界條件은 閉境界에서 境界方向으로의 流速이 0이라는 條件(閉境界條件)과 上流에서는 淡水의 流入量, 下流에서는 潮汐에 따른 水位(開境界條件)로 주는 것이 一般的인데, 本 研究에서 流況에 관한 上下流端의 開境界條件은 觀測值를 이용하였고 水面과 바닥에서의 境界條件은 다음 식(10)과 같이 水面上에서 바람에 의한 摩擦項은 무시하지만 바닥摩擦項은 考慮하는 식을 사용하였다.

$$\varepsilon_z \cdot \frac{\partial u}{\partial q} \Big|_{q=1} = 0 \quad (10a)$$

$$\varepsilon_z \cdot \frac{\partial u}{\partial q} \Big|_{q=\Delta q} = \frac{\tau_b}{\rho} = \frac{gn^2}{H^{1/3}} \cdot u_{100} |u_{100}| \quad (10b)$$

여기서 u_{100} 은 바닥에서 100 cm 위에서의 流速인데 數值解析上에서는 바닥에서 Δq 위의 流速으로 代치하여 境界層의 效果를 벗어나도록 하였다.

鹽度에 관한 境界條件(O'Kane, 1980)은 鹽度の 變化率 또는 擴散係數를 0으로 하는 閉境界條件과 鹽度 flux를 0으로 하는 河口의 河道쪽 開境界條件이 있다. 本 研究에서 사용한 水面 및 바닥에서의 境界條件은 각각 식(11a), (11b)와 같다.

$$K_z \cdot \frac{\partial S}{\partial q} \Big|_{q=1} = 0 \quad (11a)$$

$$K_z \cdot \frac{\partial S}{\partial q} \Big|_{q=\Delta q} = 0 \quad (11b)$$

또한 外海쪽 開境界條件은 落潮時(ebb tide)에는 Δt 시간 전의 鹽度分布가 擴散이 없는 상태에서 移送만 된다는 假定下에 다음 식(12a)와 같이 표현된 식을 사용하는 것이 일반적인데(Blumberg, 1977; Falconer, 1984), 本 研究에서는 外海로부터의 擴散效果를 고려한 다음 식(12b)를 사용하였다.

$$S_{i,k}^{n+1/2} = S_{i,k}^n - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \cdot (S_{i+1,k}^n - S_{i,k}^n) u_{i,k}^n \quad (12a)$$

$$S_{i,k}^{n+1/2} = S_{i,k}^n - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \cdot (S_{i+1,k}^n - S_{i,k}^n) u_{i,k}^n \cdot KO \quad (12b)$$

여기서 KO는 擴散效果를 고려한 係數이다. 또 漲潮時

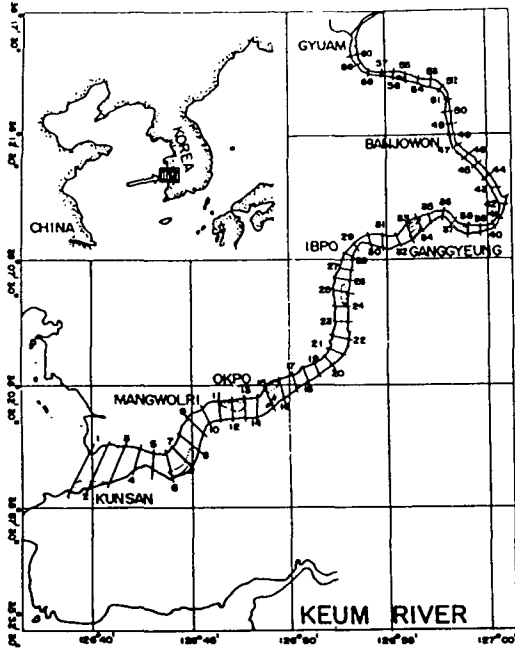


Fig. 2. Configuration of the Keum River

(flood tide)에는 다음 식 (13)을 사용할 수 있다 (Chu, 1979).

$$S(t) = S(t_p) + \frac{A}{2} + \frac{A}{2} \cdot \cos(\pi + \omega(t - t_p)) \quad (13)$$

여기서 A는 해수의 염도와 外海쪽 開境界에서의 觀測最低鹽度 $S(t_p)$ 와의 차이값으로 每週期마다 산정되고 ω 는 周波數, $t - t_p$ 는 가장 最近 滿潮(high water)가 시작하는 시각 t_p 부터 계산시각 t 까지의 시간으로 潮汐週期를 12.4시간이라 가정하면 $\omega = 2\pi / (12.4 \times 3600) = 0.00014$ (rad/sec)가 된다.

3.3 數值 安定性

前述한 連續方程式 (3a)와 運動量方程式 (3b)로부터 密度項, 粘性項, 바닥摩擦項 등을 생략하고 幅이 일정하다고 가정하면 다음 식 (14)와 같은 線形化된 1차원 식을 얻을 수 있다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (14a)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (14b)$$

이에 대한 leap-frog 數值解析方法의 安定條件은 增幅行列(amplification matrix) (Anderson *et al.*, 1984)의 數值半徑(numerical radius)이 1보다 작다는 條件下에 다음 식 (15)와 같이 誘導할 수 있다.

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{gH}} \quad (15)$$

또한 식 (3c)의 安定性 分析을 위하여 水深, 幅, 擴散係數, 流速 등이 一定하다는 假定을 하고 $u_R = u_L = u > 0$, $\Omega_T = \Omega_B = \Omega > 0$ 이라 하면 增幅率(amplification factor)을 分析함으로써 다음 식 (16)과 같은 鹽度 擴散模型에 대한 上流方向 差分法의 安定條件도 誘導할 수 있다.

$$\Delta t \leq \frac{1}{\frac{2K_x}{\Delta x^2} + \frac{|u|}{\Delta x}} \quad (16)$$

4. 模型의 實際適用

4.1 入力資料의 選定

X-Z模型의 實際河口에 대한 適用性을 立證하기 위하여 觀測值가 존재하고 人爲的인 構造物이 비교적 적은 錦江河口를 選定하였고, 資料의 一貫性을 維持하기 위해 流速 · 水位 觀測值, 鹽度觀測值, 河川 斷面資料 觀測 등의 時機가 거의 一致하는 河口堰 建設以前의 1982年 6月을 檢證期間으로 選擇하였다. 模型의 適用區間은 群山外港 附近에서 窺岩까지 總延長 59 km로서 Fig. 2에 나타내었다.

座標軸은 河口의 上流方向과 鉛直上向을 각각 x축, z축으로 선택하였고 平均海面(MSL)보다 1.5m 높은 假想線을 z축의 原點으로 잡았다. 全體 解析區間을 59개의 格子로 나누어 $\Delta x = 1000$ m를 선택하였고, 解析區間의 最大水深은 대략 10m이므로 식 (15)의 條件에 따라 $\Delta t \leq 1000 / (9.8 \times 10)^{1/2} \approx 100$ (sec)이어야 하므로 便宜上 Δt 를 1分으로 택하였다. 또한 鉛直方向으로는 10개의 格子를 두어 $\Delta q = 0.1$ 로 하였다.

流況模型에 대한 開境界條件은 下流端은 交通部 水路局의 群山外港의 1時間 間隔 潮汐觀測值(水路局, 1982), 上流端은 窺岩의 2時間 間隔 水位觀測值(大田 國土管理廳, 1982)를 사용하였으며 2시간, 1시간 間격 境界條件을 2次補間으로 每時間 段階마다 賦與하였다.

斷面資料는 農業振興公社에서 1982년도에 觀測하여 전산코드화되어 있는 鉛直方向으로 1m 간격을 두고 측정된 斷面資料를 사용하였다. 鹽度計算을 除外한 流況模型에 관하여 2週期 동안 流速場만을 計算한 후 低潮時에 식 (9)의 鹽度 初期條件을 부여하여 鹽度에 관한 計算이 시작되도록 하였고 鹽度 境界條件에 관계된 식, 즉 식 (12b)의 $KO=0.2$, 식 (13)의 A 는 鹽度計算 시작시작에서는 觀測值를 참고하였고 計算 中間에는 直前의 最高鹽度和 最低鹽度와의 차이값으로 산정하였다.

5章에 記述된 計算結果에 의하면 週期平均流速(tidally averaged velocity)이 모든 깊이에서 下流를 향하고 있기 때문에(Fig. 6 參照) 水平擴散項이 없다면 初期條件으로 부여한 鹽度分布가 每潮汐週期마다 점차 下流로 이동해 결국 河口全體가 完全淡水化될 것이다. 그러나 實際河口에서는 下流로 향하는 週期平均流速에 의해 감소되는 鹽分濃度を 擴散現象에 의해 上流로 보충시켜 주기 때문에 河口에서의 鹽度는 潮汐週期 平均값이 定常狀態를 유지할 수 있는 것이다. 이러한 현상은 下流端에서도 마찬가지로 성립되고 특히 錦江과 같이 강한 潮汐현상을 보이는 河口에서는 亂流에너지가 상당히 크게 되므로 한층 더 上流方向으로의 擴散이 중요시 된다. 그렇기 때문에 식 (12a)와 같이 移流項(advection term)만의 境界條件을 부여하면 Fig. 3에 보인 바와 같이 落潮時 境界에서의 鹽度が 급격히 감소하여 實際現象과 相異한 結果를 나타내므로 擴散項의 影響도 포함되는 식 (12b)를 落照時 境界條件으로 부여한 바 Fig. 3에 보인 바와 같은 합리적인 境界條件을 얻을 수 있었다.

4.2 媒介變數의 算定

錦江河口는 潮差가 크기로 세계적으로 알려진 典型的인 感潮河口이다. 이러한 河口에서 鹽分濃度は 水平方向으로 潮汐力에 의해 上下流로 진동하는 流體흐름에 의한 移流現象과 강한 亂流擴散에 의해 上流쪽으로 전파되는 擴散現象으로 인해 每潮汐週期마다 均衡을 이루게 되는 準定常狀態(quasi-steady state)를 유지하게 된다. 또한 潮汐, 바닥경사, 그리고 斷面變化 등에 의해 鉛直方向 流速이 발생되어 이에 따른 移流現象과 擴散現象도 존재하게 된다. 이러한 移流 및 擴散現象에 의한 鹽度の 水平的, 鉛直의 分布를 數值模型을 이용하여 예측하기 위해서는 流速

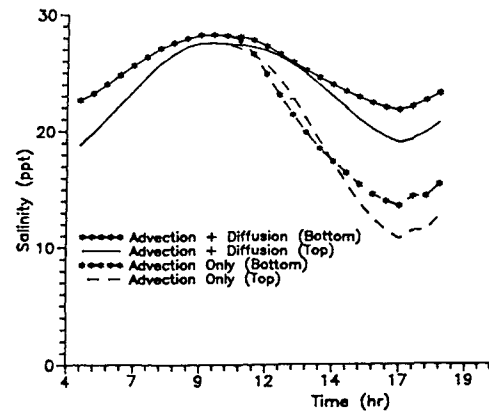


Fig. 3. Salinity boundary conditions

場의 精確한 算정이 무엇보다도 중요하다. 本 模型을 통해 流速場이 결정되기 위해서는 Cd , k_1 , k_2 , Manning係數 n 등 네 가지 媒介變數가 적절히 산정되어야 한다.

X-Z模型에서는 縱方向의 鹽度分布 뿐만 아니라 鉛直方向의 鹽度分布도 구하기 때문에 鉛直方向의 擴散係數와 有效粘性係數의 결정은 다른 어떤 模型에서 보다 중요하다. 이들 係數는 다음 식 (17)과 같은 Richardson數와 밀접한 관계가 있어 Richardson數가 커질수록 擴散現象은 줄어들게 되어 결국 $Ri = Ri_c$ 일 때 擴散現象은 멈추게 된다.

$$Ri = -\frac{g\alpha \frac{\partial S}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (17)$$

통상적으로 鹽水の 鉛直方向 擴散係數 K_z 는 淡水의 擴散係數 K_0 와 Richardson數의 函數 $\phi(Ri)$ 의 곱으로 표현할 수 있는데, West et al.(1985)은 다음 식 (18)과 같이 安定函數(stability function) ϕ 를 일반화시켰다.

$$\phi(Ri) = (1 + \beta_1 Ri)^{\beta_2} \quad (18)$$

本 研究에서는 $\beta_1 = -1/Ri_c$, $\beta_2 = 1$ 을 선택하여 $\phi(Ri)$ 가 다음 식 (19)와 같이 線形的인 分布를 갖도록 하였다.

$$\phi(Ri) = \begin{cases} (1 - Ri/Ri_c) & ; Ri < Ri_c \\ 0 & ; Ri \geq Ri_c \end{cases} \quad (19)$$

한편 淡水에 대한 擴散係數 K_0 는 混合距離 理論에 따라 誘導된 다음과 같은 식을 사용하였다.

$$K_0 = k_2^2(z+h)^2 \left(1 - \frac{z}{H}\right)^2 \cdot \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \quad (20)$$

이를 x - q 座標上으로 變換시키면

$$K_0 = k_2^2 H^2 q^2 (1-q)^2 \cdot \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \quad (21)$$

여기서 k_2 는 조정가능한 常數로서 數值 시뮬레이션을 통해 결정할 수 있으며 대략 0.10의 값을 갖는다 (Blumberg, 1977). 따라서,

$$K_x = k_2^2 H^2 q^2 (1-q)^2 \cdot \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \cdot \left(1 - \frac{Ri}{Ri_c}\right) \quad (22)$$

有效粘性係數 ϵ_x 는 K_x 과 Ri 의 函數로서 다음과 같이 표시할 수 있다(Blumberg, 1977).

$$\epsilon_x = \begin{cases} k_1/k_2 \cdot K_x(1+Ri) & ; Ri < Ri_c \\ 0 & ; Ri \geq Ri_c \end{cases} \quad (23)$$

또한, ϵ_x 는 단순히 다음 식 (24)를 사용하였다.

$$\epsilon_x = Cd(x)bu \quad (24)$$

여기서 $Cd(x)$ 는 經驗的인 係數로 x 의 函數이지만 Boericke and Hogan(1977)은 이를 모든 x 에 대하여 0.25로 선택한 바 있으며 本 研究에서도 $Cd(x)=0.25$ 를 택하여 ϵ_x 를 결정하였고, k_1 도 Blumberg(1977)가 提示한 $k_1=0.1$ 전후로 流速分布가 크게 변하지 않았기에 이 값을 선택하였다.

Manning係數의 적절한 산정은 앞의 두 가지 媒介變數에 비해 매우 중요하다고 할 수 있으나 本 研究에서는 이 媒介變數의 精確한 산정은 此後 研究問題로 남기고, 小潮時 錦江下流部의 最强流速이 1.0-1.2 m/sec인 점으로 미루어 Manning계수를 農業振興公社 資料에 일정량을 곱해 流速計算值가 流速觀測值(鄭, 1983)와 類似하게 되는 값으로 산정하였다.

이상과 같이 流速場에 관련된 媒介變數가 산정된 후 鹽度와 관련된 媒介變數를 산정하기 위하여 흐름 擴散係數 K_x 를 식 (24)의 ϵ_x 와 동일한 다음 식 (25)로 산정하였더니 여러 차례 數值實驗 結果 이 형태로 計算된 結果는 K_x 가 河幅에 비례하도록 함에 의해

斷面이 急縮小 혹은 急擴大되는 地點에서 鹽度分布가 약간의 空間的 不安定性을 보였다.

$$K_x = Cd(x)bu \quad (25)$$

擴散項인 $1/b \cdot \partial(bK_x \partial S / \partial x) / \partial x$ 에서 K_x 가 상당히 크므로 이 項은 斷面變化에 매우 敏感하게 되어 錦江河口와 같이 斷面變化가 심한 곳에서는 數值解가 不安定하게 되는 것이다. 이것은 K_x 의 산정에 의해서만 야기되는 것이 아니고 移流項에 의해 더욱 增幅되는 것이어서 K_x 가 x 축을 따라 일정하다는 가정하에 水平擴散項에서 斷面變化를 무시하여 數值解를 安定하게 하였다. 즉, 흐름擴散項을 $K_x \partial^2 S / \partial x^2$ 로 수정하여 河幅의 變化를 무시한 상태에서 이 項만을 空間平均技法을 도입하여 每計算時間 段階마다 독립적으로 연산되도록 하였다. 다시 말해 水平擴散項의 有限差分 대신에 매시간 단계마다 擴散項을 포함하지 않은 상태에서 計算되는 $(n+1/2)$ 시간단계의 數值解를 다음 식 (26)에서와 같이 加重值 α_m 으로 空間平均함으로써 擴散項이 존재하는 효과를 갖도록 한 것이다(Ponce and Yabusaki, 1981).

$$S_{i,k}^{n+1} = (1-\alpha_m)S_{i,k}^* + \alpha_m(S_{i-1,k}^* + S_{i,k}^* + S_{i+1,k}^*)/3 \quad (26)$$

여기서 S^* 는 擴散項을 포함하지 않은 상태에서 計算되는 $(n+1/2)$ 시간단계에서의 數值解이고 $\alpha_m = 3 \Delta t K_x / \Delta x^2$ 이다.

數值實驗 結果 Ponce and Yabusaki(1981)가 제안한 $\alpha_m = 0.1$ 인 경우 河口入口에서 4 km 地點의 鹽度가 주위에 비해 다소 높아지는 등 非正常的인 값을 나타내고 있는데 이 地點이 Fig. 2에서 볼 수 있듯이 下流部에서 가장 斷面이 작은 5번 斷面이다. 여러 번의 數值實驗 結果 $\alpha_m = 0.35$ 인 경우 이러한 경향은 많이 감소되었고 x 축을 따른 鹽度の 變化량이 다소 감소하였다. 이때의 $K_x = \alpha_m \Delta x^2 / (3 \Delta t) = (0.35)(1000)^2 / (3)(60) \approx 1900(m^2/sec)$ 이 되는데 西海岸의 潮汐力을 勘案한다면 적절한 값으로 사료된다.

그리고 鉛直 擴散係數 K_z 의 산정식 (22)에서 k_2 와 Ri_c 가 결정되어야 하는데, Ri_c 의 산정은 Blumberg(1977)의 結果를 도입하여 $Ri_c = 10$ 으로 하였으며 k_2 역시 Blumberg(1977)가 提案한 $k_2 = 0.1$ 을 선택하였다.

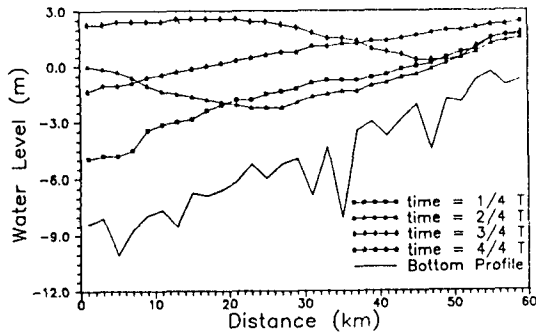


Fig. 4. Water surface profiles (spring tide)

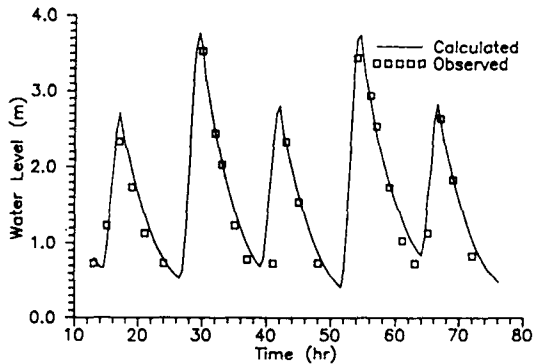


Fig. 5. Water level at Kangkyung (spring tide)

5. 適用結果의 分析

5.1 水位 및 流速場의 決定

이상과 같이 결정된 入力資料와 媒介變數를 이용하여 全體區間에서 시간에 따른 水面變位를 計算하였다. 下流端 水位 境界條件으로 입력된 潮汐波는 Fig. 4와 같이 점차 上流로 傳播되어 上流端인 窺岩까지도 그 影響을 끼치는 것을 볼 수 있다. 이러한 潮汐波가 河口로 流入되면 河口全體가 影響을 받아 振動하게 되고 이 운동에 포함된 에너지는 막대하며 주로 亂流를 형성하거나 바닥과의 摩擦에 의해 消失되는데 上流로 전파되는 波速은 下流쪽을 향하는 淡水 流入 流速의 저항, 바다경사 등의 影響을 받게되어 Fig. 4와 같이 波의 先端이 뚜렷하게 나타나게 된다.

Fig. 5에 大潮時인 22일 12시부터 下流端에서 약 40 km 떨어진 江景地點에서 水面變位의 計算値와 觀測値를 함께 圖示하였는데 비교적 잘 일치하고 있으며 水位가 빨리 상승하고 더디게 하강하는 형태의 潟水 波형을 보이고 있다. 錦江河口 下流部의 3번 斷面에

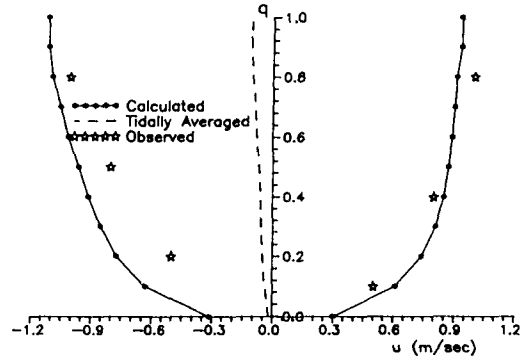


Fig. 6. Velocity profiles (neap tide)

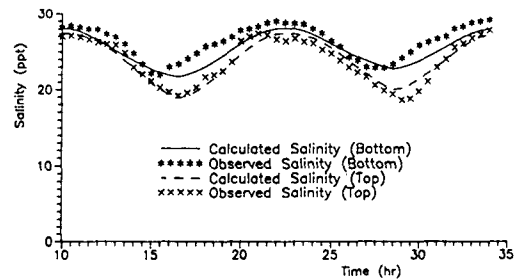


Fig. 7. Salinity variations at the lower boundary (neap tide)

대한 小潮時 鉛直 流速分布의 計算値를 觀測値와 함께 Fig. 6에 도시하였다. 水面變位가 上昇하는 期間인 漲潮時는 비교적 잘 일치하고 있으나, 水面變位가 하강하는 期間인 落潮時는 計算値의 流速이 다소 크게 나타나고 있다. 그리고 週期平均流速은 모든 깊이에서 下流쪽을 향하고 있음을 확인할 수 있다.

5.2 鹽度場의 形成

이러한 流速場下에 計算된 鹽度分布를 1982년 6월 15일부터 17일까지 1번, 5번 斷面의 鹽度觀測値와 함께 Fig. 7, 8에 도시하였다. 下流境界인 1번 斷面의 시작시각은 6월 15일 10시이고, 5번 斷面의 시작시각은 6월 16일 18시이다. 小潮期에 해당되는 이 期間동안의 計算値는 觀測値와 비슷한 경향을 보이고 있으며, 단지 5번 斷面의 鹽度曲線 下降時 各 斷面의 最高鹽度와 最低鹽度의 差가 별로 없거나 逆轉되는 경우도 발생하는데 이 경우는 斷面이 축소되는 方向으로 鹽度가 移流될 경우이다. 數值解析方法에서 비롯된 이러한 현상은 水面에서의 最高鹽度가 발생하는 시각이 빨라지거나 느려지기 때문에 야기되는 것으로

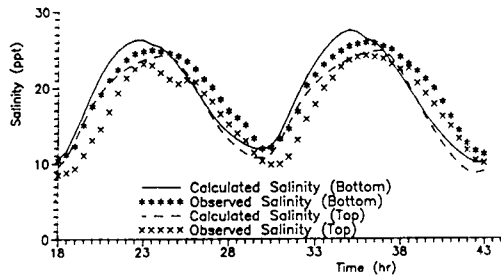


Fig. 8. Salinity variations at section number 5 (neap tide)

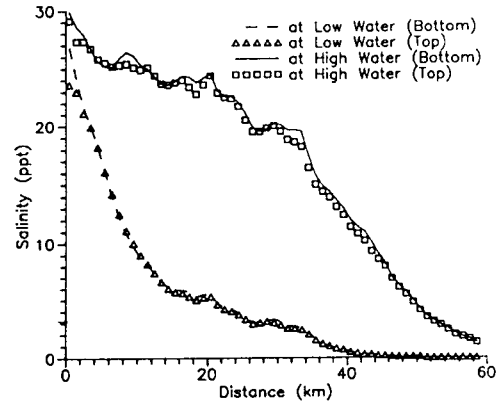


Fig. 10. Salinity profiles (spring tide)

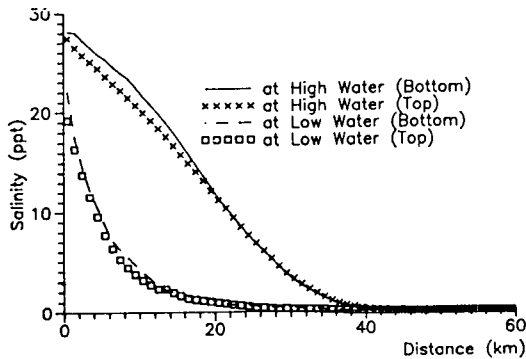


Fig. 9. Salinity profiles (neap tide)

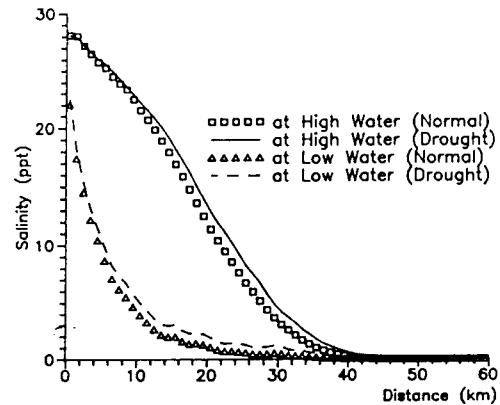


Fig. 11. Bottom salinity profiles (normal v. drought)

河幅이 좁은 地點에서의 빠른 流速에 의한 移送項의 影響을 극소화하면 해결될 수 있을 것이다.

또한 小潮期(neap tide)의 滿潮時(high tide)와 干潮時(low tide)거리별 鹽度分布를 Fig. 9에 도시하였는데, 滿潮時에는 40번 地點인 江景附近까지 鹽度の 影響이 있고 干潮時에는 20번 地點까지 鹽도가 빠져 나가게 된다. 그리고 上流로 올라갈수록 河上과 水面의 鹽度差가 줄어들고 있음을 볼 수 있다. 이렇게 上下流 사이를 진동하고 있는 鹽度分布는 淡水의 流入量에 따라 약간씩 그 軌跡을 달리하게 된다.

한편 大潮期(spring tide)에 해당되는 6월 22일 12시부터 24일 1시까지도 數值實驗을 행하였는데 計算値가 觀測値와 비교적 잘 일치하고 있으며 小潮期와 유사한 結果를 보였다. 또 이 期間의 滿潮와 干潮時거리별 鹽度分布를 Fig. 10에 提示하였는데, 滿潮時에는 上流境界地點인 窺岩까지도 鹽度の 影響을 받고 있으며 干潮時에는 江景地點까지 내려가고 있음을 볼 수 있다. 1987년 5월의 觀測結果(群山港建設事務所, 1989)에 의하면 鹽度の 影響은 小潮時 上流 30 km까지, 大潮時 60 km까지 미친다고 알려져 있는데, 이

結果와도 비교적 잘 일치하고 있다.

數值實驗 對象期間중 窺岩地點의 水位 觀測値는 약 0.5m(零點標高 基準)인데 1982년부터 1988년까지 平水位를 平均한 값은 0.52m이므로 이는 平水位에 해당된다고 볼 수 있다. 이때의 流量은 다음 식 (27)과 같은 窺岩地點의 水位-流量 曲線(rating curve) (建設部, 1982)로부터 약 110m³/sec가 되는데 渴水期의 影響을 검토하기 위하여 上流境界에서의 水面變位를 0.5m 낮추었는데 이때의 流量은 약 60 m³/sec가 되며 그 結果 Fig. 11과 같이 鹽度分布가 약 2 km 上流로 이동되고 있음을 볼 수 있다.

$$Q = 114.643(h - 0.508)^2 : h \geq 2.72 \quad (27a)$$

$$Q = 28.682(h + 1.487)^2 : h < 2.72 \quad (27b)$$

여기서 Q는 流量(m³/sec)이고 h는 觀測水位(m)이다.

Table 2. Comparison of parameter values

Parameters	Observed (鄭, 1983)	Calculated
Reynolds number	4.0×10^6	2.6×10^6
Froude number	0.07	0.07
Richardson number	0.91	1.73
Circulation parameter	1.3	1.5
Stratification parameter	0.08	0.08

5.3 河口의 分類

Hansen and Rattray(1966)는 循環係數(circulation parameter)와 成層係數(stratification parameter)값에 따라 河口를 Type 1-Type 4로 나누었고 Type 4를 除外한 나머지를 또 a, b로 나누어 모두 7가지로 분류하였다. 여기서 循環係數라 함은 淡水流入流速에 대한 表面流速의 比率, 成層係數는 斷面平均鹽도에 대한 바닥과 水面의 鹽度差이다.

한편 鄭(1983)은 數值模型 開發에 필요한 基本資料를 抽出 分析해 내는데 主眼點을 두어 錦江河口에서의 諸般 物理量을 觀測한 후 이를 分析해 錦江河口가 常流이면서 강한 亂流의 흐름양상을 갖는 동시에 典型的인 部分混合河口임을 보인 바 있다. 이와 함께 本研究를 통해 開發된 X-Z數值模型을 이용한 結果인 群山內港 附近에서 Reynolds數, Froude數, 그리고 Richardson數 등을 週期平均한 값과 循環係數, 成層係數 등을 Table 2에 수록하였다. 이를 보면 두 가지 結果가 거의 일치함을 알 수 있으며 週期平均流速이 모든 깊이에서 下流를 향한다는 사실도 일치하고 있다. 그러므로 錦江河口는 막대한 潮汐力에 의해 발생하는 亂流擴散이 支配的이어서 깊이별 鹽度差가 별로 크지 않고 密度差에 의해 야기되는 密度流의 影響은 무시할 수 있을 정도로 작게 된다.

錦江의 循環係數 ≈ 1.5 , 成層係數 ≈ 0.08 이므로 Hansen and Rattray(1966) 河口分類에 의하면 Type 1a 河口에 속하게 된다. Type 1a 河口의 特性으로 重力循環에 의한 上流로의 鹽運搬에 비해 水平的 亂流擴散에 의한 鹽運搬이 훨씬 크고 약한 成層을 보이게 되는 것이 있는데, 數值實驗을 통한 結果도 小潮時 群山內港 附近에서 流速이 모든 깊이에서 下流를 향하므로 成層河口에서 보이는 密度循環은 존재하지 않고 上流로의 순수한 鹽運搬은 강한 亂流擴散에 의해 발생되고 약한 成層을 보였다. 이런 점에서 錦江河

口의 鹽度擴散 特性을 밝히기 위해서는 側方向 積分한 X-Z模型보다 오히려 깊이方向 積分한 X-Y模型이 더 적합함을 예상할 수 있을 것이다.

6. 結 論

本 X-Z模型의 數值實驗 結果 다음과 같은 結論을 도출할 수 있었다.

1) 錦江 下流部에선 水平 擴散項이 매우 중요하므로 鹽度 境界條件에서 이를 除外시킬 수 없으며 本研究를 통해 開發된 X-Z模型은 觀測値와 비교해 本 結果와 錦江에서의 流速場을 잘 模擬하고 있다.

2) 窺岩地點에서 平水位보다 0.5m 낮은 濁水期의 影響은 鹽度擴散 影響을 上流方向으로 2 km 가량 넓히고 있으며, 鹽度 影響限界는 小潮期에 群山外港 으로부터 20-40 km 사이를 振動하고 있고 大潮期에는 40-60 km 사이를 振動하고 있다.

3) 常流이며 亂流의 흐름樣相을 보이는 群山內港 附近的 錦江河口는 小潮時 部分混合 河口로 여겨지며 Hansen-Rattray 分類에 의하면 Type 1a 河口에 속한다. 數值實驗 結果도 약한 成層을 보이고 週期平均流速이 모든 깊이에서 下流쪽을 향하는 등 이 경우의 特性을 잘 나타내고 있다.

4) 密度循環이 存在하지 않고 약한 成層을 보이는 錦江河口의 鹽度擴散 特性을 밝히기 위해서는 X-Z模型보다 水平循環 把握이 容易한 X-Y模型이 더 적합하다.

參考文獻

- 姜周煥, 1991. 2. 有限差分模型에 의한 河口의 鹽度擴散 分析, 서울대학교, 博士學位論文.
- 建設部, 1982. 韓國 水文調查年譜
- 群山港 建設事務所, 1982. 錦江河口 水理現象調查 報告書, 1.
- 鄭鐘律, 1983. 錦江 鹽河口의 海水循環力學: I. 海水의 循環 特性, 서울대학교 自然科學大學 海洋學科.
- 交通部 水路局, 1982. 群山外港 檢潮記錄表.
- Anderson, D.A., Tannehill, J.C. and Pletcher, R.H., 1984. Computational fluid mechanics and heat transfer, McGraw-Hill.
- Blumberg, A.F., 1977. Numerical model of estuarine circulation, *Proc. of ASCE*, **103**(HY3): 295-310.
- Boerckie, R.R. and Hogan, J.M., 1977. An X-Z hydraulic/thermal model for estuaries, *Proc. of ASCE*, **103**(HY 1): 19-37.
- Chu, W.-S., 1979. Parameter identification of two-dimensio-

- nal estuarine model, Ph.D. Dissertation, UCLA.
- Chu, W.-S. and Yeh, W.W.-G., 1980. Two dimensional tidally averaged estuarine model, *Proc. of ASCE*, **106**(HY4).
- Falconer, R.A., 1984. A mathematical model study of the flushing characteristics of a shallow tidal bay. *Proc. Instn Civ. Engrs.*, Part 2: 311-332.
- Godfrey, J.S., 1980. A numerical model of the James River estuary, Virginia, U.S.A., *Estuarine and Coastal Marine Science*, **11**: 295-310.
- de Grandpré, C.B., El-Sabh, M.I. and Salomon, J.C., 1981. A two-dimensional numerical model of the vertical circulation of tides in the St. Lawrence estuary, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **12**: 373-387.
- Grubert, J.P. and Abbott, M.B., 1972. Numerical computation of stratified nearly horizontal flow, *Proc. of ASCE*, **98**(HY10): 1847-1865.
- Hansen, D.V. and Rattray, Jr. M., 1966. New dimensions in estuary classification, *Limnology and Oceanography*, **11**: 319-326.
- Hodgins, D.O., 1979. On the numerical computation of two-layer nearly horizontal flows, *J. of Hydraulic Research*, **17**(1): 23-41.
- Ketchum, B.H., 1951. The exchanges of fresh and salt waters in tidal estuaries, *J. of Marine Research*, **10**: 18-38.
- O'Kane, J.P., 1980. Estuarine water-quality management, Pitman, pp.17-24.
- Ponce, V.M. and Yabusaki, S.B., 1981. Modeling circulation in depth-averaged flow, *Proc. of ASCE*, **107**(HY11).
- Pritchard, D.W., 1952. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system, *J. of Marine Research*, **9**: 106-123.
- Roache, P.J., 1972. Computational fluid dynamics, Hermosa Publishers.
- Sündermann, J. and Holz, K.P., 1980. Mathematical Modelling of estuarine physics, Springer-Verlag, pp.91-101, 231-241.
- West, J.R., Knight, D.W. and Shiono, K., 1985. A note on the determination of vertical turbulent coefficients in a partially mixed estuary, *Proc. Instn Civ. Engrs.*, Part 2, pp.235-246.