

三維模式應用於探討淡水流量對河口鹽分入侵之影響

Investigation the Effects of Freshwater Discharge on Saltwater Intrusion with Three-dimensional Model

國立台灣大學
海洋科學研究
中心研究助理

國立聯合大學
土木與防災工程
學系副教授

國立台灣大學
生物環境系統
工程學系教授

國立台灣大學
海洋科學研究
中心客座教授

美國地質調查所
(USGS)水資源組
主任

陳偉柏

柳文成*

許銘熙

郭義雄

程大順

Wei-Bo Chen

Wen-Cheng Liu

Ming-Hsi Hsu

Albert Y. Kuo

Ralph T. Cheng

摘 要

河口位於河與海交界之通道，具有複雜的動力特性，鹽分入侵可以導致或多或少的鹽楔並伴隨著密度流。主要影響河口流況的因素有潮汐、隨季節變化的淡水流量與外海鹽水入侵。三維水動力與鹽分入侵模式計算潮差與鹽度與實測數據進行比較後，顯示模式的精確性。模式經過驗證後應用於探討淡水流量變化對淡水河口之鹽分入侵與環流之影響。結果顯示低流量(Q_{75})作用下之河口鹽分入侵距離較平均流量為長，此鹽分入侵的位置與觀測結果相近。本研究亦建立不同淡水流量與鹽分入侵的距離之關係。

關鍵詞：三維數值模式，河口，鹽分入侵，淡水流量，環流。

ABSTRACT

Estuaries, the confluence zones between river and sea, show a complex dynamic behavior. Saltwater intrusion can lead to a more or less well-defined salt wedge with associated with density current. The main factors that affect the flow conditions in an estuarine system are tides, varying of freshwater discharge with seasonal variation, and intrusion of saltwater from the ocean. The computed tidal ranges and time series salinity using the three-dimensional hydrodynamic and salinity model compare with observed data. The comparison results show that they are in good agreement. The validated model was then adopted to investigate the effects of different freshwater discharges on saltwater intrusion and circulation in the Danshuei River estuarine system. It shows that the distance of saltwater intrusion under low freshwater discharge (Q_{75} flow) is longer than that under mean freshwater discharge. Observed distances of saltwater intrusion match the

*通訊作者，聯合大學土木與防災工程學系副教授，36003 苗栗市恭敬里聯大 1 號，wcliu@nuu.edu.tw

simulated results. The relationships between the distance of saltwater intrusion and freshwater discharge were also established through the model prediction.

Keywords: Three-dimensional numerical model, Estuary, Saltwater intrusion, Freshwater discharge, Circulation.

一、導 論

1-1 前言

河口(Estuaries)及感潮河川(Tidal river)是連繫海洋暨河川的關卡，因為水量充足、航運方便，水體利用價值高，往往成為人口集中、商業價值高之區域，世界上很多著名之大港及重要都市皆座落於河口或感潮河川上。工業革命後，由於工商發達，人口大量集中，人類對於河川的高度利用，很多河口及感潮河川之水體已呈不勝負荷之狀態，不僅水生環境與水生資源遭受破壞，甚至有污染嚴重者，水質惡劣到影響人體健康、都市景觀。故近數十年來，各工業化國家對河口及感潮河川的研究及整治，皆不遺餘力，主要是在求瞭解河口及感潮河川之水理及水質狀況，掌握水體之污染物涵容能力，以用來對水體做高度的有效利用，期能保持水體之清潔與水中之生態(許銘熙等, 1996; 1997)。

河口區域是一個半封閉的沿海岸水體，與鄰近的海域自由流通，既具有內陸河流的特徵：如逕流流量的洪、中、枯水期等的季節變化，又有海洋的某些特徵：如潮汐的漲落，大、中、小潮的變化，而且還受風浪的作用，對流速會產生影響。同時，在河口區由於海水與淡水在此交會，兩者的密度不同，故會有鹽分入侵的問題，其水理特性亦特別複雜。

河口與近海水動力程序於複雜地形及底床變化中，通常包括三維潮流的作用，河口之潮流環流及質量傳輸主要仍受到複雜地形及底床的影響，局部的地形及底床變化可以影響不同河口及近海之流況及物質之傳輸。因此，精確模擬因為潮汐、風及密度流所引致的河口及近海流況，數值模式必須能夠精確及有效地解決不同垂直邊界層的動力及複雜的地形及底床變化。

由於電腦科技的快速發展，國外目前已有許多的河口及近海三維水理數值模式，例如用於POM (Princeton Ocean model, Mellor, Blumberg and Mellor, 1987)，美國東岸邊界適用格網法之三維水理模式 (Sheng, 1989)，Chesapeake Bay 之CH3D-WES (Curvilinear Hydrodynamics in Three-Dimensions-Waterways Experiment Station, Johnson et al., 1993)，三維邊界適合河口環流模式(Muin and Spaulding, 1997)，曲線三維多層河口及海岸模式(Wang, 1994)，HEM-3D (Three-dimensional Hydrodynamic-Eutrophication Model, Park et al., 1995)，ELCIRC (Eulerian-Lagrangian Circulation Model Zhang et al., 2004)。

1-2 研究目的

淡水河系為台灣最大之感潮河川，其感潮河段包括三大支流：大漢溪、新店溪與基隆河，感潮河川、河口及近岸海域之水理流況與鹽分分佈之模擬，對污染物在河、海間傳輸之瞭解甚為重要，此與河川水體生態保育及河口生態系統環境有著密切的關聯性。本研究將以三維水動力模式作為理論基礎，發展一適用於淡水河系、河口及近海三維水動力與鹽分分佈模式。模式經過實測資料驗證後，應用於探討常流量與低流量時，淡水河河口鹽分入侵變化、河口環流與不同淡水流量作用下之鹽分入侵距離。

二、模式建立

本研究採用 Casulli (1999)、Casulli and Walters(2000)所發展的三維水動力模式 UnTRIM (Unstructured grid for Tidal, Residual, Inter-tidal Mudflat)，UnTRIM 模式僅有求解法(solver)，所以其他的部分如紊流閉合模式，起始條件、邊界條件、輸入、輸出等，均須自行撰寫程式，以連

接 UnTRIM 之求解法，所以並非為一般軟體公司所開發之套裝程式。

模式的特點是使用不規則正交網格 (Unstructured orthogonal grid)，其定義為每一各多邊形的邊線既是邊界線，亦是鄰近多邊形的邊線，且假設每一個多邊形裡均存在一個點，稱之為中心點，而相鄰多邊形的中心點之連線與多邊形之邊線是正交的，若此中心點位於多邊形之外，則將其與鄰近之多邊形結合成一個新的多邊形，無論是三角形或四邊形均須位於一圓內，見圖 1；此不規則網格可以擬合複雜的邊界外型，能於重要部位加密網格，而無須將整個模擬區域的網格加密，可節省電腦運算時間，另外亦可求解靜水壓 (Hydrostatic) 和非靜水壓 (Non-hydrostatic) 的三維動量方程式。

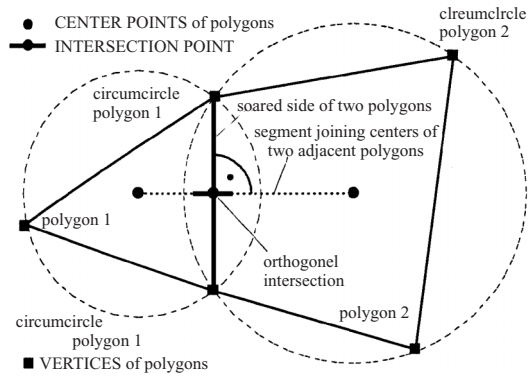


圖 1 不規則正交網格(Unstructured orthogonal grid) (Casulli and Walters, 2000)

2-1 基本方程式

本模式採用三維垂直座標，以河口方向為 X 軸，水平面上垂直 X 軸為 Y 軸，垂直向上為 Z 軸。

基本方程式如下：

1. 動量方程式

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{\partial p_a}{\partial x} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial q}{\partial x} - g \frac{\partial}{\partial x} \left[\int_z \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} d\zeta \right] + V^h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(V^v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{\partial p_a}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial q}{\partial y} - g \frac{\partial}{\partial y} \left[\int_z \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} d\zeta \right] + V^h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(V^v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{\partial q}{\partial z} + V^h \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(V^v \frac{dw}{dz} \right) \dots (3)$$

本研究採用靜水壓之假設，故 $q = 0$ 。

2. 連續方程式

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

將(3)式垂直積分液面到底部的深度可得自

由液面方程式：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\int_{-h}^{\eta} u dz \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\int_{-h}^{\eta} v dz \right] = 0 \dots \dots \dots (5)$$

3. 鹽分傳輸方程式

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial (uS)}{\partial x} + \frac{\partial (vS)}{\partial y} + \frac{\partial (wS)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K^h \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K^h \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K^v \frac{\partial S}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (6)$$

4. 狀態方程式

$$\rho = \rho_0 (1 + KS) \dots \dots \dots (7)$$

式中：

u 、 v 、 w ：為流速在 x 、 y 、 z 方向之分量 (LT⁻¹)；

f ：柯氏參數；

V^h 、 V^v ：水平與垂直之紊流黏滯係數 (L²T⁻¹)；

p_a ：大氣壓力 (ML⁻¹T⁻²)；

q ：非靜水壓力 (ML⁻¹T⁻²)；

g ：重力加速度 (LT⁻²)；

ρ 及 ρ_0 ：鹽水密度及淡水密度 (ML⁻³)；

η ：自由液面高於平均海平面之高度 (L)；

h ：平均海平面以下之深度 (L)；

S ：鹽分之濃度 (ppt)；

K^h 及 K^v ：水平及垂直擴散係數 (L²T⁻¹)；

K ：常數 (7.8×10⁻⁴ ppt⁻¹)。

模式求解之方法，於動量方程式是以半隱半顯式(Semi-implicit)差分法求解之；以有限體積法(Finite volume)求解連續方程式，以獲得局部與全部的體積守恒；以顯式有限差分法用以說明由於對流與擴散項離散後，所產生貢獻的部份，於此部份的有限差分法是以 Eulerian-Lagrangian 法(Casulli and Cheng, 1992)處理之，為求數值穩定，穩式因子 θ 值的範圍為 $\frac{1}{2} \leq \theta \leq 1$ (Casulli and Cattani, 1994)。

2-2 邊界條件

2-2-1 自由液面

(1) 動量方程式在自由液面之動力邊界條件 (Kinematic boundary condition) :

$$V^v \frac{\partial u}{\partial z} = \gamma_T (u_a - u) ; V^v \frac{\partial v}{\partial z} = \gamma_T (v_a - v) ; \text{在 } z = \eta \text{ 處} \quad \dots\dots\dots(8)$$

式中， u_a 、 v_a 為風速在 x 及 y 方向分量

$$\gamma_T = r_T \sqrt{(u_a - u)^2 + (v_a - v)^2} ;$$

r_T : 風應力係數 :

$$r_T = \frac{\rho_a}{\rho_0} \times \left(0.63 + 0.066 \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \right) \times 10^{-3}$$

(Smith and Banke, 1975)

式中， ρ_a 為空氣密度(ML^{-3})。

(2) 鹽分傳輸方程式之自由液面邊界條件

$$K^v \frac{\partial S}{\partial z} - wS = \alpha_T + \beta_T (S_T - S) ; \text{在 } z = \eta \text{ 處} \quad \dots\dots\dots(9)$$

模式中假設無通量條件(No-flux condition)

因此， $\alpha_T = \beta_T = S_T = 0$; S_T : 頂部鹽分濃度。

2-2-2 底部

(1) 動量方程式在底部之邊界條件

$$V^v \frac{\partial u}{\partial z} = \gamma_B u ; V^v \frac{\partial v}{\partial z} = \gamma_B v ; \text{在 } z = -h \text{ 處} \quad \dots\dots\dots(10)$$

$$\gamma_B = r_B \sqrt{u^2 + v^2} ;$$

$$r_B = \frac{g}{Cz^2} ; Cz : \text{Chezy 係數。}$$

(2) 鹽分傳輸方程式在底部之邊界條件

$$-K^v \frac{\partial S}{\partial z} + wS = \alpha_B + \beta_B (S_B - S) ; \text{在 } z = -h \text{ 處} \quad \dots\dots\dots(11)$$

模式中假設無通量條件(No-flux condition)，則

$$\alpha_B = \beta_B = S_B = 0 ; S_B : \text{底部濃度。}$$

2-2-3 上游邊界

上游邊界位於感潮河段終點，故可輸入河川流量於模式中，進行運算。

2-2-4 下游邊界

由於模式之下遊邊界延伸至外海，故海面高程使用在不同邊界網格輸入不同調和函數(振幅與相位角)來模擬海面水位高程。

2-3 紊流閉合模式

2-3-1 垂直紊流黏滯係數與垂直紊流擴散係數

垂直紊流黏滯係數(V^v)及垂直紊流擴散係數(K^v)會受到流速、河道相對粗糙度以及垂直分層的強烈影響。

Rossby and Montgomery (1935)提出混合長度形式：

$$V^v = \alpha \cdot H^2 \left(1 - \frac{H}{h} \right)^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \phi_M (R_i) \quad \dots\dots\dots(12)$$

$$K^v = \alpha \cdot H^2 \left(1 - \frac{H}{h} \right)^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \phi_S (R_i) \quad \dots\dots\dots(13)$$

式中： H 為離水面之距離；

α 為實驗常數；

ϕ_M 與 ϕ_S 分別是動量穩定函數與質量穩定函數。

R_i 為判斷穩定度之 Richardson number 定義如下：

$$R_i = -\frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^{-2} \quad \dots\dots\dots(14)$$

Richardson number 代表浮力與慣性力之比值。

ϕ_M 與 ϕ_S 一般形式為(Bowden & Hamilton, 1975 ; Blumberg, 1986)

$$\phi_M = (1 + \beta_M R_i)^{q_M} \dots\dots\dots(15)$$

$$\phi_S = (1 + \beta_S R_i)^{q_S} \dots\dots\dots(16)$$

式中 β_M 、 β_S 、 q_M 和 q_S 為經驗所得之常數，在數值模式及本研究中則是透過模式檢定來決定。其中 q_M 及 q_S 本研究採用 Munk-Anderson (1948)所提出之值， $q_M = -1/2$ ， $q_S = -3/2$ 。這是表示在一個穩定的密度下垂的紊流質量交換之減少會大於垂直的紊流動量交換之減少。 β_M 與 β_S 可以透過守恆性物質(如鹽分)在模式結果與實測結果之比較來檢定。另外因密度結構在動量和質量(鹽分)的影響差異已經包含在 q_M 及 q_S 的選擇上，所以本研究假設 $\beta_M = \beta_S$ 。

2-3-2 水平紊流黏滯係數與水平擴散係數

水平紊流係數(V^h)與水平擴散係數(K^h)在模式中使用的常數，在值約介於 1~10 m²/s(Talbot and Talbot, 1974)，將經由模式檢定求得。

2-4 f 平面

在水平距離小於 100 公里(總模擬面積小於 100×100 平方公里)時，可以假設在一平面上作業，此一平面稱作 f 平面(f-plane)，此時柯氏參數(Coriolis parameter)f 可以假設為一常數：

$$f = 2\Omega \sin \Phi \dots\dots\dots(17)$$

式中： Φ 為此一平面之中心緯度值； Ω 為在此一緯度之地球自轉角速度。

三、數值網格建置

3-1 地形資料

三維數值模式首先需要完整的河川幾何斷面形狀，本研究自經濟部水利署第十河川局蒐集淡水河、大漢溪、新店溪及基隆河民國 89 年之幾何斷面資料，由河川的大斷面資料再加以內差，形成較密的河川大斷面，以便於後續數值網格的產生；至於近海之水深資料則由國家海洋科學研究中心的網站下載後加以整理分析，淡水河系與其近海之水深圖見圖 2 所示，圖中深度單位為公尺，負號表示為平均海平面以下，正號表示為平均海平面以上。圖中顯示愈往外海水深愈

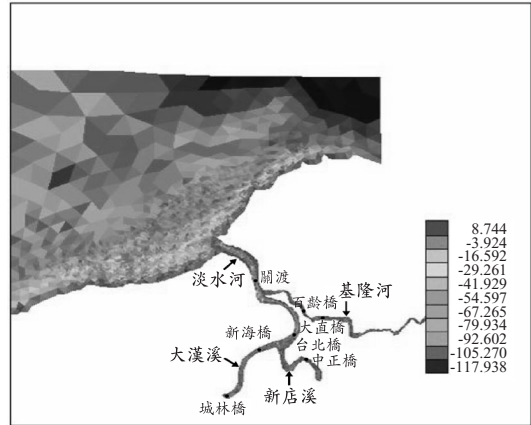


圖 2 淡水河系及近海水深圖

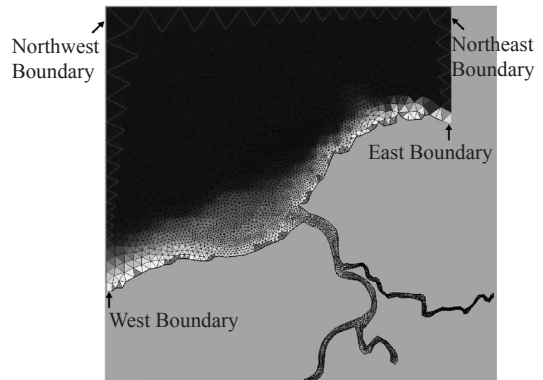


圖 3 Argus One 網格生成軟體所產生淡水河系與外海之網格圖

深，研究區域外海東北邊的水深可達海平面以下 120 公尺。

3-2 數值網格

三維數值模式之計算很重要的步驟是數值網格的建立，因模式涵蓋淡水河系與外海，在產生正交(Orthogonal)的網格並不容易，本研究使用 Argus One 網格生成軟體，使用不規則正交網格(Unstructured orthogonal grid)來建立淡水河系與其近海之數值網格見圖 3。淡水河系中大漢溪之上游邊界位於城林橋，新店溪之上游邊界位於秀朗橋，基隆河之上游邊界位於江北橋，下游邊界則延伸至外海。由於有部分河川大斷面資料是採用內插方式形成，且在 Argus One 網格生成軟體中亦是以內插方式產生數據，故網格生成後仍須

對照實測河川斷面資料予以修正。淡水河系中大漢溪之上游邊界位於城林橋，新店溪之上游邊界位於秀朗橋，基隆河之上游邊界位於江北橋，下游邊界則延伸至外海，總模擬區域約 50×50 平方公里。由於有部分河川大斷面資料是採用內插方式形成，且在 Argus One 網格生成軟體中亦是採用內插方式產生數據，故網格生成後仍須對照實測河川斷面資料予以修正，見圖 4 至圖 6 所示。圖中顯示淡水河—大漢溪、新店溪與基隆河實測深泓線與模式模擬所採用之深泓線，兩者相去不遠，所以網格產生候輸入模式之底床高程可以真實反應出實測底床變化情形。

四、模式驗證

數值網格建立後，必須採用實測數據與模式模擬結果進行比較，以確定模式之適用性。

4-1 潮差之檢定

本模式演算之邊界條件為上游邊界位於江北橋(基隆河)、城林橋(大漢溪)及秀朗橋(新店溪)，上游邊界給定流量，下游邊界因位於外海，故有東、西與北邊界，外海邊界給定潮位(見圖 7)，網格數共為 8181 個，每一網格均需要給予 x , y 之二度分帶座標與 z 水深在模式檢定過程中。模式演算以河口平均潮差之半(1.08m)為基準，向外海增加作為 M_2 潮之振幅，以為外海開放之邊界條件；上游邊界之河川流量則採用平均流量，大漢溪為 $59.2 \text{ m}^3/\text{s}$ ，新店溪為 $87.1 \text{ m}^3/\text{s}$ ，基隆河為 $32.8 \text{ m}^3/\text{s}$ ；模式於垂直方向採 Z 座標系統，分為 10 層，除底層外每層厚度為 1 公尺。模式計算時距(Time step)為 360 秒，模擬區域圖形見圖 7。模式檢定時，以試誤法重複調整底床摩擦係數與適當調整地形變化，以達模式演算結果之平均潮差與實測值相近為止，潮差檢定結果見圖 8 至圖 10，包括淡水河—大漢溪、新店溪與基隆河，模式檢定時所採用之底床摩擦係數(C_2)為 $55 \text{ m}^{1/2}/\text{sec}$ 。

4-2 鹽分之驗證

在三維水理模式中鹽分需要確定的係數是紊流閉合模式中垂直黏滯係數與垂直擴散係

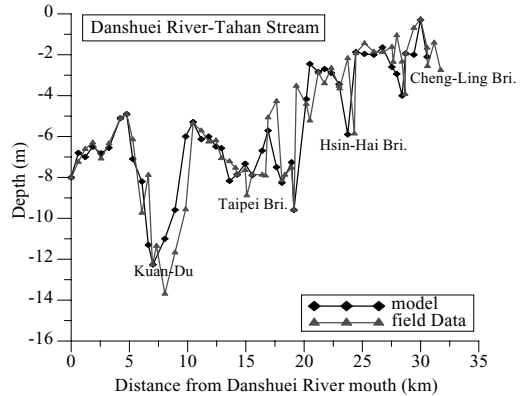


圖 4 模式與實測深泓線之比較(淡水河-大漢溪)

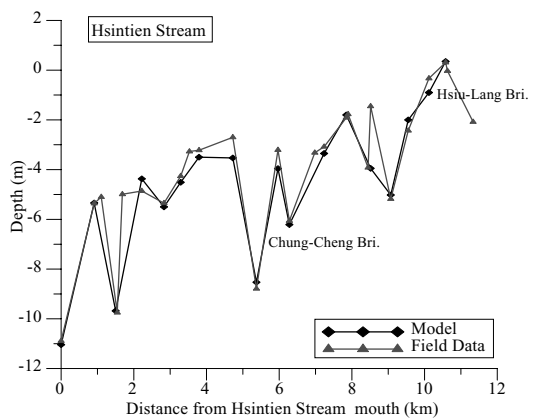


圖 5 模式與實測深泓線之比較(新店溪)

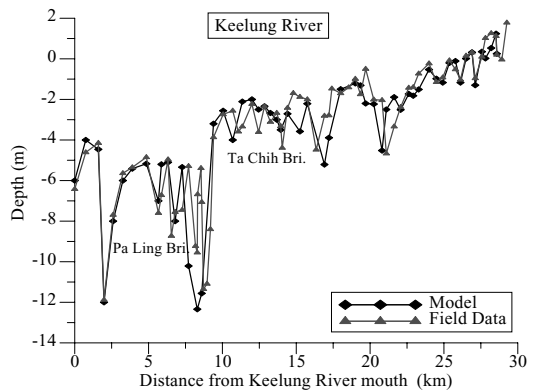


圖 6 模式與實測深泓線之比較(基隆河)

數，因此本研究採用試誤法調整此參數，利用模式模擬的鹽度與實測鹽度進行比較，以獲得較合適之參數值。鹽度的驗證程序是以民國 89 年工研院於淡水河下游段竹圍紅樹林之實測鹽度作

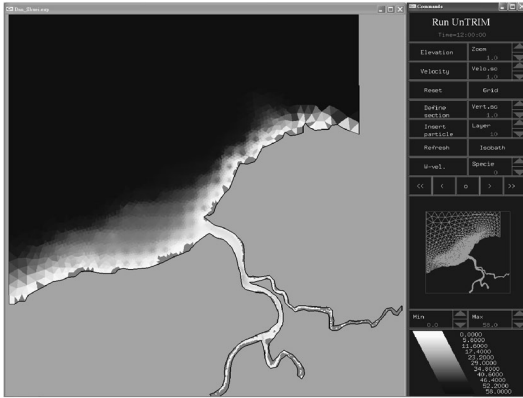


圖 7 模式模擬區域圖

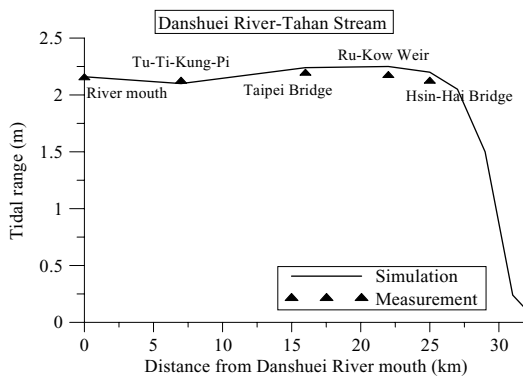


圖 8 淡水河－大漢溪模式模擬平均潮差與實測結果之比較

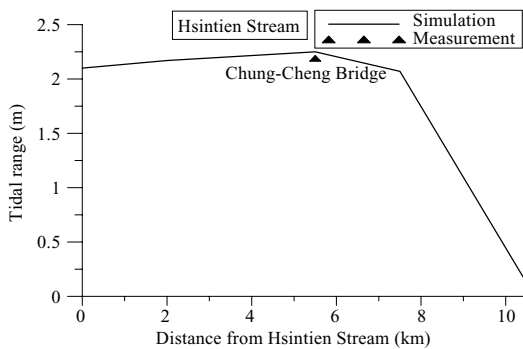


圖 9 新店溪模式模擬平均潮差與實測結果之比較

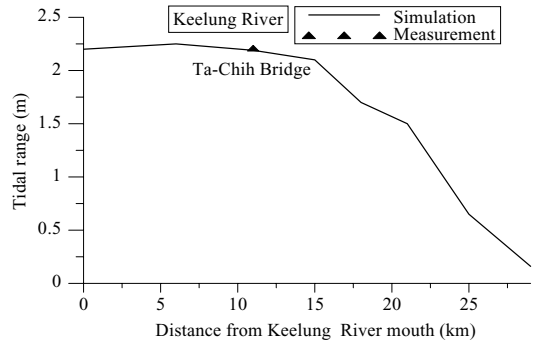


圖 10 基隆河模式模擬平均潮差與實測結果之比較

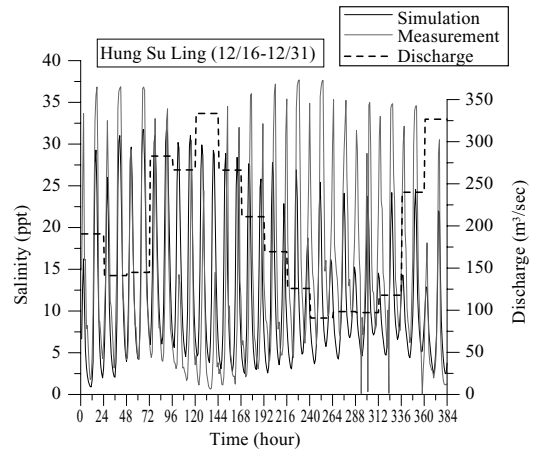
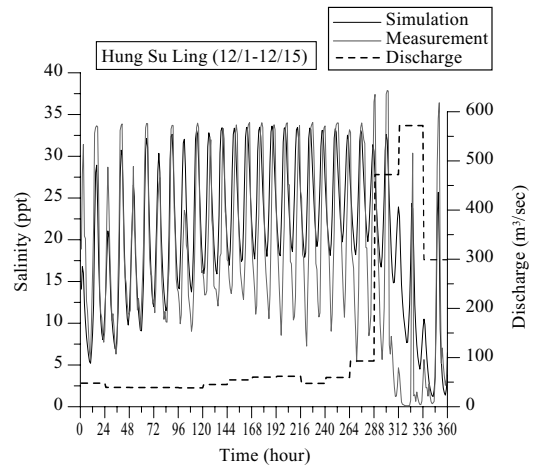


圖 11 實測時序鹽度與模式模擬鹽度之比較

為依據，上游邊界於大漢溪、新店溪與基隆河分別輸入實測之日流量進行模擬。圖 11 為模式模擬之鹽度與實測鹽度之時序比較。圖中為鹽度比較結果，實測位置位於水面下深度 1.5 公尺，模擬位置為水面下深度 1.0 公尺，由模式模擬之鹽

度於實測鹽度於趨勢上大致是一致的，於高流量時實測鹽度降低，於高流量過後恢復至常流量時鹽度亦隨之上升，模式模擬結果亦呈現相同的狀況，紊流閉合模式經檢定後之 α 值為 0.0115，

表 1 外海邊界條件所使用之振幅與相位角

分潮	東邊界		東北邊界		西邊界		西北邊界	
	振幅 (m)	相位角 (degree)	振幅 (m)	相位角 (degree)	振幅 (m)	相位角 (degree)	振幅 (m)	相位角 (degree)
M_2	0.47	172.37	0.6711	171.33	1.236	181.03	1.3716	180.42
S_2	0.12	-28.25	0.1866	-27.75	0.3452	-5.50	0.3987	-4.80
N_2	0.10	-99.26	0.1370	-99.65	0.2252	-80.12	0.2526	-80.59
K_1	0.21	-127.67	0.2223	-125.80	0.2121	-113.94	0.2275	-113.31
O_1	0.17	67.54	0.1700	67.05	0.1748	75.02	0.1866	74.4

$\beta_M = \beta_S$ 之值為 0.75。

五、模式應用與討論

潮流為影響淡水水系及近海之主要動力，其水理狀況受潮汐傳播之控制，作週期性變化，容易預測，然而淡水水系上游河川流量有季節性及難預測的短暫變化，亦會影響河川潮波之傳遞，其影響之程度以上游河段較為顯著。

淡水河在上游流量很低的情形下，整個淡水河感潮段的水理狀況，完全為潮波傳遞所控制，其水理狀況通常是作為河川水質規劃時之設計條件，故模式應用係採用上游為 Q_{75} 之流量(低流量)，大漢溪上游為 $4.79\text{m}^3/\text{s}$ ，新店溪上游為 $25.32\text{m}^3/\text{s}$ ，基隆河上游為 $5.0\text{m}^3/\text{s}$ 及平均流量下，大漢溪上游為 $59.2\text{m}^3/\text{s}$ ，新店溪上游為 $87.1\text{m}^3/\text{s}$ ，基隆河上游為 $32.8\text{m}^3/\text{s}$ ，外海邊界仍採用五個分潮來驅動(見表 1)。模式模擬三個月，以作為流場與鹽度分析之依據。模式模擬三個月，以作為流場與鹽度分析之依據。模式模擬之結果用以探討淡水水系在 Q_{75} 與平均流量下，潮週平均之鹽分分佈與河口環流的差異，並建立不同淡水流量與鹽分入侵的距離之關係。

5-1 流量與平均流量下之殘餘流速與鹽分入侵終點

依據理論推斷感潮河段在低流量時鹽分入侵終點會較平均流量下之鹽分入侵終點往感潮河段上游上溯，而當上游低流量下，水面坡度較小，鹽分上溯力量增大時則較易產生河口環流。本研究依據模式所模擬之結果來驗證模式模擬與理論是否吻合。圖 12 至圖 14 為模式模擬上游

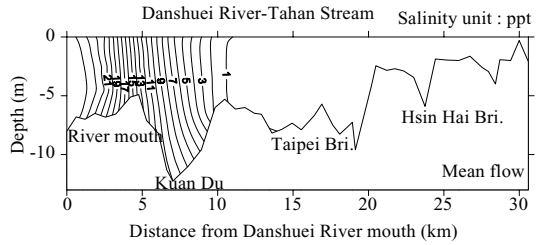


圖 12 模式模擬平均流量下之鹽分入侵終點(淡水河-大漢溪)

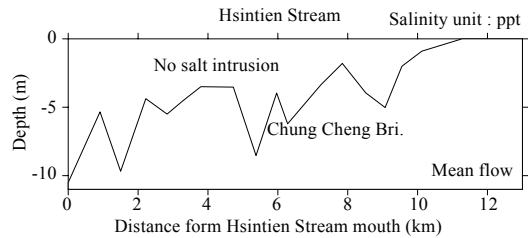


圖 13 模式模擬平均流量下之鹽分入侵終點(新店溪)

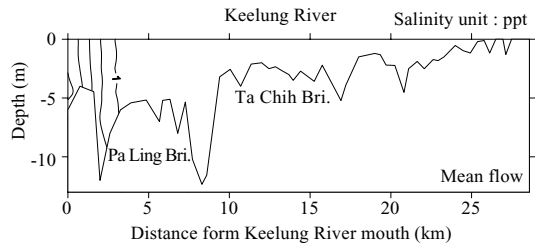


圖 14 模式模擬平均流量下之鹽分入侵終點(基隆河)

為平均流量時，淡水水系各主、支流之潮週平均鹽分分佈；鹽分入侵終點於淡水河-大漢溪約至距淡水河河口 12 公里處，新店溪無鹽分入侵，基隆河鹽分入侵距基隆河口約 3 公里處；圖 15

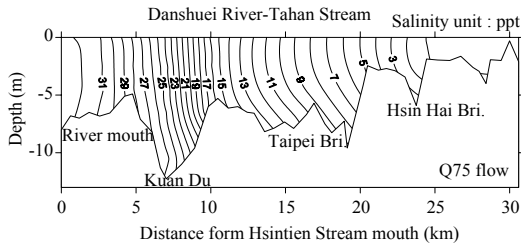


圖 15 模式模擬 Q_{75} 流量下之鹽分入侵終點(淡水河-大漢溪)

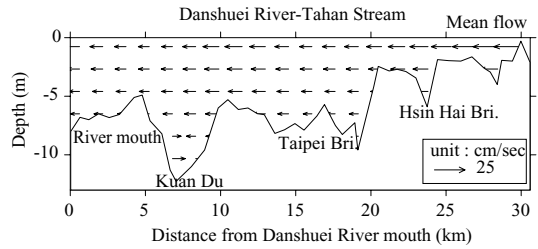


圖 18 模式模擬平均流量下之殘餘流速(淡水河-大漢溪)

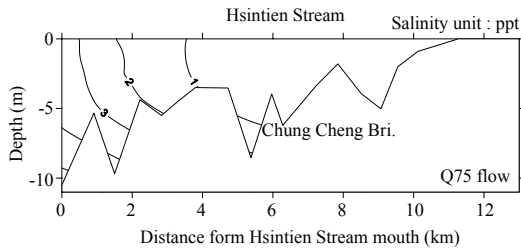


圖 16 模式模擬 Q_{75} 流量下之鹽分入侵終點(新店溪)

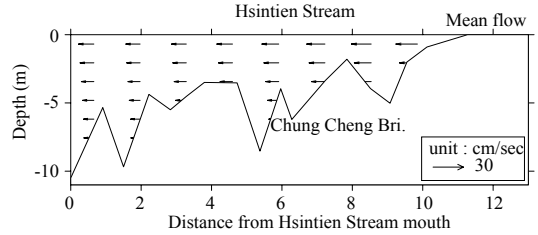


圖 19 模式模擬平均流量下之殘餘流速(新店溪)

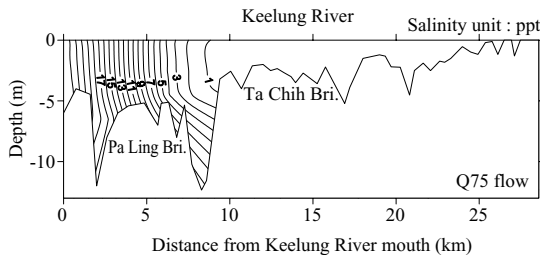


圖 17 模式模擬 Q_{75} 流量下之鹽分入侵終點(基隆河)

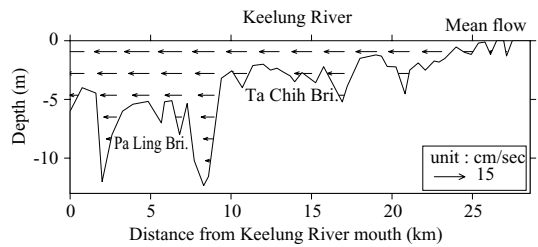


圖 20 模式模擬平均流量下之殘餘流速(基隆河)

至圖 17 為模式模擬上游為 Q_{75} 流量時，淡水河系各主、支流之潮週平均鹽分分佈；淡水河-大漢溪約至新海橋附近，新店溪鹽分入侵終點到達距淡水河匯流口約 4 公里左右，基隆河則延伸到近大直橋附近。模擬結果與前人之研究結果(Hsu et al., 1999)相差不大。

圖 18 至圖 20 為平均流量下，模式模擬淡水河系各主、支流之殘餘流速(Residual current)，結果顯示於平均流量下除關渡橋外，其餘無河口環流現象產生；圖 21 至圖 23 為 Q_{75} 流量下，模式模擬淡水河系各主、支流之殘餘流速，結果顯示除了關渡橋的河口環流現象有增強外，新店溪

(距新店溪口 1.8 公里左右)及基隆河(距基隆河口 8 公里左右)亦產生微弱的河口環流現象，模擬結果與 Hsu et al. (1999)研究所得結果相符，亦即在上游為低流量時，水面坡度較小，鹽分上溯力量增大，較易產生河口環流。

5-2 不同淡水流量與鹽分入侵的距離之關係

由於上游流量的大小會直接影響下游鹽分入侵的距離，本研究亦模擬於上游不同流量作用下鹽分入侵終點的位置，以期建立不同淡水流量與鹽分入侵的距離之關係。圖 24 至圖 26 分別為淡水河-大漢溪、新店溪以及基隆河淡水流量大小與鹽分入侵距離之關係曲線圖，本研究亦計算出兩者間之關係方程式與相關係數值，由圖形可

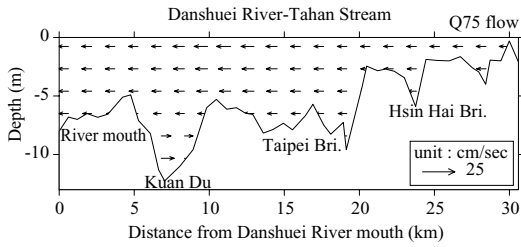


圖 21 模式模擬 Q_{75} 流量下之殘餘流速(淡水河-大漢溪)

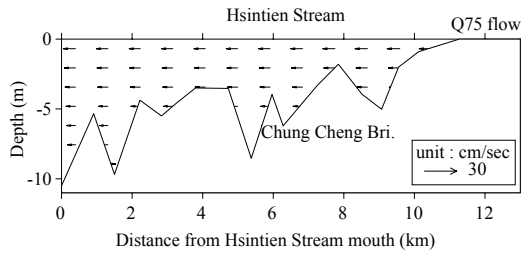


圖 22 模式模擬 Q_{75} 流量下之殘餘流速(新店溪)

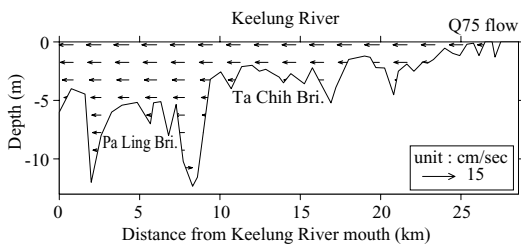


圖 23 模式模擬 Q_{75} 流量下之殘餘流速(基隆河)

以看出流量愈大鹽分入侵距離愈短，且呈現指數遞減。淡水流量與鹽分入侵距離之關係式如下：

$$\text{淡水河-大漢溪 } Y=23.69 * e^{(-0.011 * X)} \quad R^2=0.97. (17)$$

$$\text{新店溪 } Y=11.42 * e^{(-0.054 * X)} \quad R^2=0.90. (18)$$

$$\text{基隆河 } Y=11.98 * e^{(-0.046 * X)} \quad R^2=0.90. (19)$$

式中，Y 為鹽分入侵距離；X 為淡水流量。

六、結 論

本研究以河口與近海三維水動力與鹽分入侵模式探討淡水流量對淡水河口鹽分入侵與環流之影響，可獲得以下的結果：

1. 模式中可輸入實測河川底床地形斷面，而潮汐傳播與地形因素有相當大的關係，用

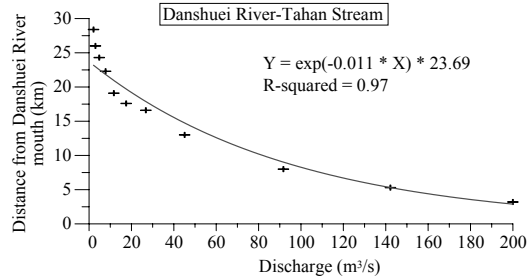


圖 24 淡水河-大漢溪上游流量與鹽分入侵終點之迴歸圖

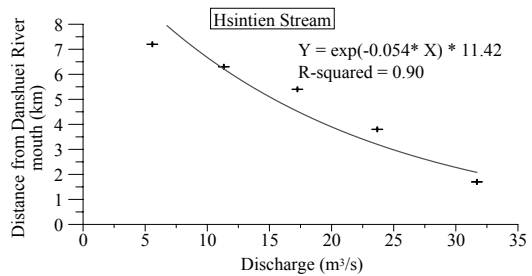


圖 25 新店溪上游流量與鹽分入侵終點之迴歸圖

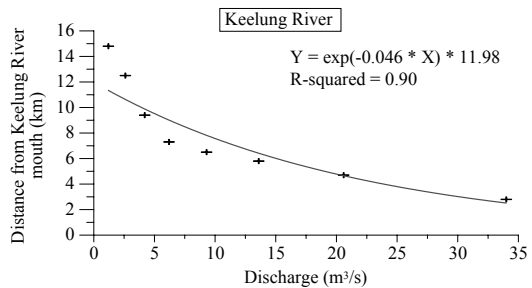


圖 26 基隆河上游流量與鹽分入侵終點之迴歸圖

實測底床地形進行模擬，顯示模式模擬之潮差與實測潮差相符，故模式能夠充分反應出感潮河川潮波傳播的情形。

2. 以民國 89 年之實測之时序鹽度與模式模擬結果比較，於高流量時鹽度劇降；低流量時，鹽度較高，兩者趨勢頗為吻合。
3. 模式應用於探討淡水河系各主、支流在平均流量與 Q_{75} 流量下，殘餘流速及河口環流產生與否之情況，模式結果與 Hsu et al.(1999)研究所得結果相符，即低流量較高流量易產生河口環流。
4. 鹽分入侵的距離會隨上游流量的不同以

及河川底床地形變化而隨之改變，模式模擬結果顯示在上游平均流量下淡水河-大漢溪鹽分入侵約至距淡水河河口 12 公里處，新店溪未有鹽分入侵，基隆河鹽分入侵距基隆河口約 3 公里處；於上游 Q_{75} 流量時，淡水河-大漢溪鹽分入侵約至新海橋附近，新店溪鹽分入侵達距新店溪口約 4 公里處，基隆河則延伸至近大直橋處。

5. 數值模式以多組不同的淡水流量進行模擬，以求得鹽分入侵距離，再以迴歸方式求取淡水流量與鹽分入侵距離之關係，所建立的關係式其相關係數(R^2)淡水河-大漢溪為 0.97，新店溪為 0.90，基隆河為 0.90；顯示河口鹽分入侵與淡水流量有很大的相關性。由建立的關係式即可由上游淡水流量大小，推估河口段鹽分入侵的距離。

參考文獻

1. 許銘熙、郭振泰、郭義雄、柳文成，「淡水河系潮流、河口環流與鹽分佈之研究(一)、(二)」，國立臺灣大學水工試驗所研究報告 239 及 273 號，1996, 1997。
2. Blumberg, A. F., 1986. Turbulent mixing processes in lakes, reservoirs and impoundments. In: W. G. Gray (ed.), *Physical-based Modeling of Lakes, Reservoirs, and Impoundments*, ASCE, pp.79-104.
3. Blumberg, A. F. and Mellor, G. L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In *Three-dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics*, Oceanography Series, Vol. 45, Nihoul, J. C. J. and Jamart, B. M. (eds.), Elsevier, New York, pp.55-88.
4. Bowden, K. F. and Hamilton, P., 1975. Some experiments with a numerical model of circulation and mixing in a tidal estuary. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 3(3), pp.281-301.
5. Casulli, V., 1999. A semi-implicit finite difference method for non-hydrostatic, free-surface flows. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 30, pp.425-440.
6. Casulli, V. and Cheng, R. T., 1992. Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 15, pp.629-648.
7. Casulli, V. and Cattani, E., 1994. Stability, accuracy and efficiency of a semi-implicit method for three-dimensional shallow water flow. *Computers & Mathematics with Applications*, 27, pp. 99-112.
8. Casulli, V. and Walters, R. A., 2000. An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 32, pp.331-348.
9. Hsu, M. H., Kuo, A. Y., Kuo, J. T. and Liu, W. C., 1999. Procedure to calibrate and verify numerical models of estuarine hydrodynamics. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 125(2), pp.166-182.
10. Johnson, B. H., Kim, K. W., Heath, R. E., Hsieh, B. B. and Butler, H. L., 1993. Validation of three-dimensional hydrodynamic model of Chesapeake Bay. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 119(1), pp. 2-20.
11. Munk, W. H. and Anderson, E. R., 1948. Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*, 7, pp. 276-295.
12. Park, K., Kuo, A. Y., Shen, J. and Hamrick, J. M. 1995. A three hydrodynamic-eutrophication (HEM-3D) description of water quality and sediment process submodels. *Special Report in Applied Marine Science and Ocean Engineering* No. 327.
13. Rossby, C.G. and Montgomery, R. B., 1935. The layer of frictional influenced in wind and ocean currents. *Papers in Physical Oceanography*.

- graphy and Meteorology, 3(3), pp. 1-101.
14. Talbot, J. W. and Talbot, G. A., 1974. Diffusion in shallow seas and in English coastal and estuarine waters. *Rapp. P. -v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 167, pp.93-110.
 15. Sheng, Y. P. 1989. On modeling three-dimensional estuarine and marine hydrodynamics. Nihoul, J. C. J. (ed.), Elsevier Oceanography Series, 45, pp. 33-54.
 16. Smith, S. D. and Banke, E. G., 1975. Variation of the Sea Surface Drag Coefficient with Wind Speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, pp.655-673.
 17. Wang, K. H. 1994. Characterization of circulation and salinity change in Galveston Bay. *Journal of Engineering Mechanics, ASCE*, 120(3), pp. 557-579.
 18. Zhang, Y., Baptista, A. M., and Mayers, E. P., 2004. A cross-scale model for 3D baroclinic circulation in estuary-plume-shelf system: I. Formulation and skill assessment. *Continental Shelf Research*, 24, pp. 2187-2214.

收稿日期：民國 94 年 11 月 15 日

修正日期：民國 94 年 12 月 23 日

接受日期：民國 94 年 12 月 28 日