

應用河道水位變化評估新虎尾溪地下水 補注量之研究

The Effect of the Variation of Stream Water Level on Estimation Groundwater Recharge in Hsinhuwei Stream

國立成功大學資源
工程系博士班研究生

謝 堉 煌

Hsun-Huang Hsieh

國立成功大學資源
工程系博士班研究生

陳 忠 偉

Jung-Wei Chen

國立成功大學資源
工程系博士班研究生

葉 信 富

Hsin-Fu Yeh

國立成功大學資源
工程系教授

李 振 誥*

Cheng-Haw Lee

摘 要

雲林縣因地下水超抽而為地層下陷嚴重區，且高鐵將由北至南經由西螺、虎尾、土庫與元長等鄉鎮，地層持續下陷將對結構安全造成威脅，因此增加該地區地下水補注，減緩地層下陷實為重要議題。本研究主要利用河道流量估計法(SF)與地下水流數值軟體 MODFLOW (MF)推估新虎尾溪本研究河段之河道滲漏量，以 Ferris (1962) 解析模式與 MF 法評估河道水位上升後所增加之河道滲漏量，各模式所需之水力參數分別由現地試驗及室內實驗獲得。研究成果顯示，SF 與 MF 法推估河道年滲漏量分別為 264.2 與 170.9 萬噸。Ferris 與 MF 法推求河道水位上升 2.5m 後，所增加之河道年滲漏量分別為 31.6 與 26.4 萬噸。由 SF、Ferris 與 MF 方法推估抬升河道水位對滲漏量可增加 10.0%至 18.5%效益。

關鍵詞：河道流量估計法，MODFLOW，河道滲漏量。

ABSTRACT

Land subsidence is serious in Yunlin area because of groundwater over pumping. There exist the safety risk of the high-speed rail structures through the area of Siluo, Huwei, Tuku, and Yuanchang towns from north to south in Yunlin area. Therefore, it is an important issue in the increasing groundwater recharge and the remedying land subsidence in Yunlin area. The purpose of this study is to estimate the stream infiltration under consideration at the variation of the stream water level in Hsinhuwei stream. Three models of stream-flow estimation model, Ferris analytical model, and

*通訊作者，國立成功大學資源工程系教授，701 台南市東區大學路 1 號，Leech@mail.ncku.edu.tw

MODFLOW model are performed with the hydraulic parameters obtained from field observation and laboratory experiment. Stream infiltration is considered as groundwater vertically recharge. The results indicate that assessment of the stream infiltrations obtained with stream-flow estimation model and MODFLOW model are 2,642,000 and 1,709,000 tons/year, respectively. As the stream water level raised about 2.5 meters, the amounts of stream infiltration estimated from the Ferris analytical model and MODFLOW model are significant increments of 316,000 and 264,000 tons/year, respectively. Consequently, the increased stream storages result an increasing groundwater recharge of 10.0% to 18.5%.

Keywords: Stream-flow estimation model, MODFLOW, Stream infiltration.

一、前言

天然河道法(Natural Channel Method)屬直接人工補注地下水方法之一(曹以松, 1989), 本研究利用雲林地區之新虎尾溪河段中已設置之橡皮壩, 使河道水位抬升至壩頂高度, 使該段河道即使在枯水季節, 全部河寬均呈浸水狀態以增加河道滲漏量。Rastogi (1998)利用有限元素模式法探討不同形狀補注池之補注效果, 其研究成果顯示以長方形補注池可使含水層儲存較大量之補注水, 此研究成果與本研究使用之河槽蓄水觀念相符。

抽水行為與河道之關聯分析為 Theis 首先於 1941 年提出於河邊進行抽水, 其假設條件在河道完全切割含水層並與存在水力關連, 建立抽水行為對河川與含水層地下水位影響之解析模型。Glover and Balmer (1954)和 Jenkins (1968)則分別修正 Theis 模式。但由於細粒料沈積與填塞, 在河道底部形成一低透水性土層, 故 Hsintush 於 1965 年增加河道與含水層之間存在隔水邊界條件, 並修改 Glover and Balmer (1954)與 Jenkins (1968)之解析方程。由於大多數河道並非貫穿含水層, 故將假設條件更改為河道僅部分貫穿含水層之情況, 並考慮河道底部有低透水層, 提出較符合河道與地下水關連之解析模式(Ferris et al., 1962; Bochever, 1996; Zlotnik et al., 1999; Butler et al., 2001)。

一般應用數值模擬法來分析地下水與河水的相互作用的軟體有 MODFLOW、FEMWATER

與 FEFLOW 等, 其中又以美國地質調查所(U.S.G.S.)所發展之 MODFLOW 較為廣泛利用。Sophocleous et al. (1995)評估解析解之準確性和水資源管理的可靠性, 利用 MODFLOW 軟體, 以美國堪薩斯州沖積平原為研究區域, 考慮含水層各向異性、河流部分貫穿含水層、河流與含水層部分水利關連等複雜的水文地質條件, 評估增加限制條件的重要性, 並針對各種限制條件和 Glover and Balmer (1954)的解析解比較。研究結果顯示, 河床底部沈積層透水係數、河床貫穿含水層程度與含水層之異向性為影響河道地下水補注量之重要因素。Bulter et al. (2001)利用 MODFLOW 建立出多層含水層水文地質系統, 結合低水力透水係數河床估算河道滲漏量。Chen and Chen (2003)研究因抽水使地下水力梯度改變, 引致河水向井移動並對含水層形成補注, 應用質點追蹤模式描述在異向性含水層中, 河道水移動至部分貫穿井之過程。Matteo and Dragoni (2005)以 Bulter et al. (2001)所提出解析模式方法建立水文地質模型, 推估含水層補注河道之側向補注量與井篩頂部至河道底部之垂直距離關連性分析。

國內關於河道補注地下水方面之研究, 大都著重於河床底部低透水性質土壤參數之推求, 丁澈士等(1996)針對高屏溪與東港溪兩條河道, 利用變水頭實驗與代入 Hazen (1911)、Sheperd (1984)和 Marshall (1957)等推估公式進行比較, 其研究評估結果顯示實驗值為均優於經驗公式。高華聲等(2001)利用數值軟體 FEMWATER, 針對濁水溪沖積扇頂地區, 建置一小型人工試驗池, 分

別探討水力透水係數、補注池水深與地下水深度等因子對地下水補注效益之影響。其結果顯示地表補注到達地下水之時間，將與水力透水係數及補注池水深成反比，與地下水位深度成正比。丁澈士與簡明克(2003)利用地下水人工補注現場試驗，以平均注水率為 10,000cmd 灌注人工補注池，探討池底之滲漏速度變化並利用室內砂箱試驗探討地下水丘變化情況。

本研究主要為利用新虎尾溪內已設置之橡皮壩形成河道蓄水模式，以新虎尾溪之吳厝至虎尾段為研究區域，分別以河道流量估計法(Stream Flow, SF)與地下水流數值軟體 MODFLOW (MF) 推估河道滲漏量，由 Ferris et al. (1962)解析模式與 MF 法評估河道水位抬升後對河道滲漏量之影響。SF 法為利用研究河段之上游進流量、下游出流量與蒸發散量等資料推估河道滲漏量，Ferris et al. (1962)解析模式為推估河道水位抬升後所增加之河道滲漏量，由 MF 法所建構之模式透過水平衡分析計算，可推估得河道滲漏量與河道水位上升 2.5m 後所增加之河道滲漏量。最後將 SF、Ferris 與 MF 三種方式所推估河道滲漏量結果進行比較，研究流程示於圖 1。

二、理論模式

本研究分別以河道流量估計法(Stream Flow, SF) 與地下水流數值軟體(MODFLOW, MF)推估河道滲漏量，由 Ferris et al.(1962)解析模式與 MF 法評估河道水位抬升後對河道滲漏量之影響。

2.1 河道流量估計法(Stream Flow, SF)

河道流量估計法(SF)為利用水平衡分析模式進行推估河道滲漏量，其水平衡模式公式如下：

$$I = q_{in} - q_{out} - ET \quad \dots\dots\dots(2.1)$$

式中 I 為河道滲漏量[L^3T^{-1}]， q_{in} 為河段上游入流量[L^3T^{-1}]， q_{out} 為河段下游出流量[L^3T^{-1}]， ET 為蒸發散量[L^3T^{-1}]。

2.2 MODFLOW 數值模式推估法(MF)

由於解析模式需假設限制條件，與現場地下

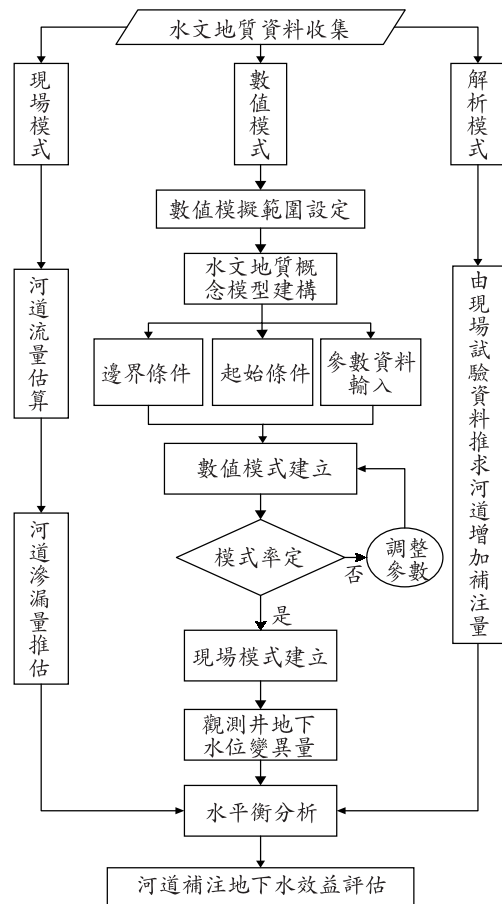


圖 1 研究流程圖

水所反應現象略有差異，故本研究同時進行數值模式模擬。Butler et al.(2001)利用 MODFLOW 軟體，模擬河道滲漏之適用性，研究結果顯示數值模式與現場擬合良好。因此本研究採用 PROCESSING MODFLOW5.06 (Chiang & Kinzelbach, 1998)，此套軟體是依據美國地質調查所(U.S.G.S.)之 MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988)地下水流模擬程式再行研發之軟體。

MODFLOW 之地下水流控制方程式為假設在固定密度下，含水層三維地下水流的流動控制方程式之偏微分式如式(2.2)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \dots\dots\dots(2.2)$$

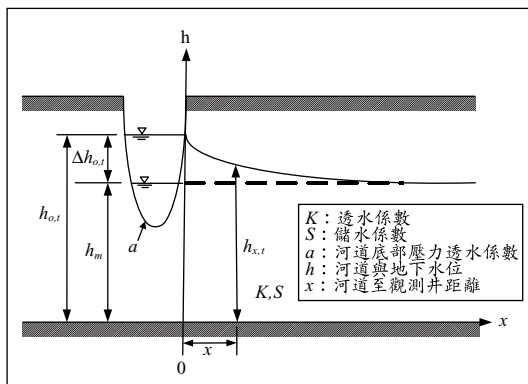


圖 2 Ferris et al. (1962)解析模式示意圖

其中 K_{xx} 、 K_{yy} 和 K_{zz} 為分別為沿著 x 、 y 、 z 方向上的透水係數 [L^2T^{-1}]； h ：水頭 [L]； W ：水之流入或流出單位體積流通量 [T^{-1}]； S_s ：比貯水率 [L^{-1}]； t ：時間 [T]。由式(2.2)結合有限差分法、反向差分法及迭代運算技巧，可推算得 MODFLOW 模擬地下水流之基本控制方程式之解。本研究將利用 MODFLOW 地下水流數值軟體，分別推估河道滲漏量與河道水位上升後所增加之河道滲漏量。

2.3 Ferris 解析模式法

若河道與自由含水層存在水力關聯，河道水位高於地下水位時，河水將透過滲漏而補注至地下水。本研究引用 Ferris et al. (1962)之理論模式進行在河道水位上升後，推估其所增加之河道滲漏量，其解析解模式示於圖 2。

若河道水位迅速上升為定值，河道水位與地下水位的非穩定運動基本方程需以下四點假設。第一點假設含水層為均質、各向同性、側向無限延伸、底部為水平阻水層與忽略上部滲漏量。第二點假設初始自由地下水面為水平，水力坡度假設為零。第三點假設河道水位瞬間上升，上升幅度為 $\Delta h_{0,t} = h_{0,t} - h_{0,0}$ ，上升後保持不變。第四點假設河道滲漏為一維流。根據上述四點假設與水流控制方程式可導出下式：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{S} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (2.3)$$

由式(2.3)若假設地下水位變異遠小於含水層厚

度，則可改寫為：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (2.4)$$

式中 $a = Kh_m S^{-1}$ 假設為河道底部壓力透水係數 [L^2T^{-1}]，其中 S 為儲水係數 [-]。在半無限自由含水層中，以 $u(x, t)$ 呈現距離河道 x ，時間為 t 之地下水位，河道附近地下水非穩定運動數學模型如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= a \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} & 0 < x < \infty, t > 0 \\ u(x, 0) &= 0, & 0 < x < \infty \\ u(0, t) &= \Delta h_{0,t} & t > 0 \\ u(\infty, t) &= 0, & t > 0 \end{aligned} \quad (2.5)$$

將式(2.5)對 t 進行 Laplace 積分變換，則可求其通解為：

$$\begin{aligned} \frac{d^2 \bar{u}}{dx^2} - \frac{p}{a} \bar{u} &= 0 \\ \bar{u}(0, p) &= \frac{\Delta h_{0,t}}{p} \\ \bar{u}(\infty, p) &= 0 \\ \bar{u}(x, p) &= A e^{\sqrt{\frac{p}{a}} x} + B e^{-\sqrt{\frac{p}{a}} x} \end{aligned} \quad (2.6)$$

將 $A = 0$ ， $B = \frac{\Delta h_{0,t}}{p}$ 代入式(2.6)可得 Ferris et al. (1962)的解為：

$$u = \Delta h_{0,t} \operatorname{erfc} \left(\frac{a}{2\sqrt{t}} \right) \quad (2.7)$$

根據 Darcy 定律，河道補注速度為：

$$v = \frac{K \Delta h_{0,t}}{\sqrt{\pi a t}} e^{-\frac{x^2}{4at}} \quad (2.8)$$

如地下水位變幅不大，自由含水層厚度以平均厚度 h_m [L]表示，通過任一斷面處的單寬流量為：

$$q = \frac{K h_m \Delta h_{0,t}}{1.77 \sqrt{a t}} e^{-\frac{x^2}{4at}} \quad (2.9)$$

單位長度上一側河道補注地下水的總量為：

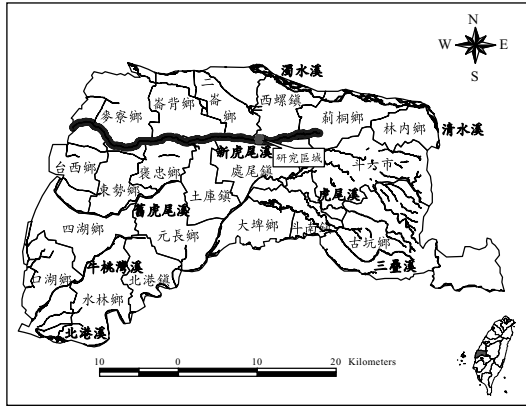


圖 3 新虎尾溪與研究區域地理位置圖

$$Q_t = \int_0^t \frac{K h_m \Delta h_{0,t}}{1.77 \sqrt{a t}} dt = 1.128 K h_m \Delta h_{0,t} \sqrt{\frac{t}{a}} \dots (2.10)$$

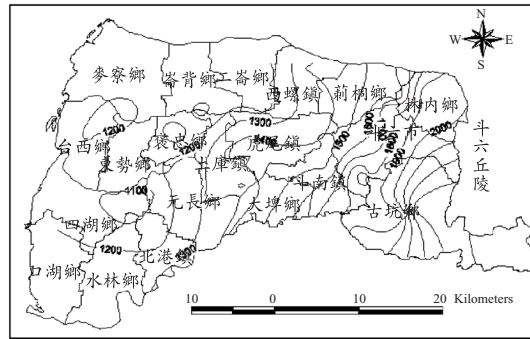
由式(2.10)可推估河道滲漏補注地下水量。

三、研究區域概況與土壤參數試驗

新虎尾溪位於濁水溪與北港溪之間，其地理位置示於圖 3，發源於阿里山的支脈，從林內的烏塗子起，往樹子腳、荊桐的南面，折向西螺的鹿場、公館、吳厝，過溝仔、三塊厝 轉崙背、麥寮、最後在蚊港出海，全長約五十公里。新虎尾溪流經雲林縣荊桐鄉、西螺鎮、虎尾鎮、二崙鄉、土庫鎮、崙背鄉、褒忠鄉、東勢鄉、台西鄉、麥寮鄉等共十個鄉鎮，流域面積 109.26 平方公里，平均坡度為 1/1080。(台灣省水利處，1986)

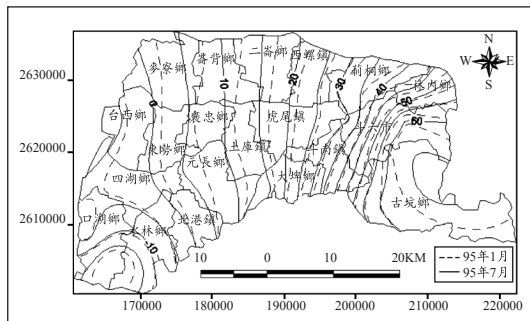
本區域內之降雨量，除氣旋雨、雷雨及颱風外，大部分受季風所影響，東北季風盛行時期雨量較少，西南季風時節則雨量豐沛，一般為四月至九月最為豐沛，且常有颱風帶來豐沛之雨量，十月至翌年三月係屬乾旱期。雲林縣等雨量線分佈自斗六丘陵區之 2,500mm，逐漸向西部沿海地區下降至 1,100mm，等雨量線分佈示於圖 4。

濁水溪沖積扇之地下水位分佈為自八卦山脈及斗六丘陵地區向西南部沿海地區逐漸下降，最低曾降至海平面下 30m，雲林地區地下水位分佈示於圖 5。雲林沿海地區水位長年屬低水位，為早期養殖業者大量抽取地下水，水位沉降轉移到濁水溪河口附近，使雲林宜梧等地區形成



資料來源：水利署水文水資源資料管理系統，<http://gweb.wra.gov.tw/wrweb/>

圖 4 雲林縣等雨量線分佈圖(單位：mm)

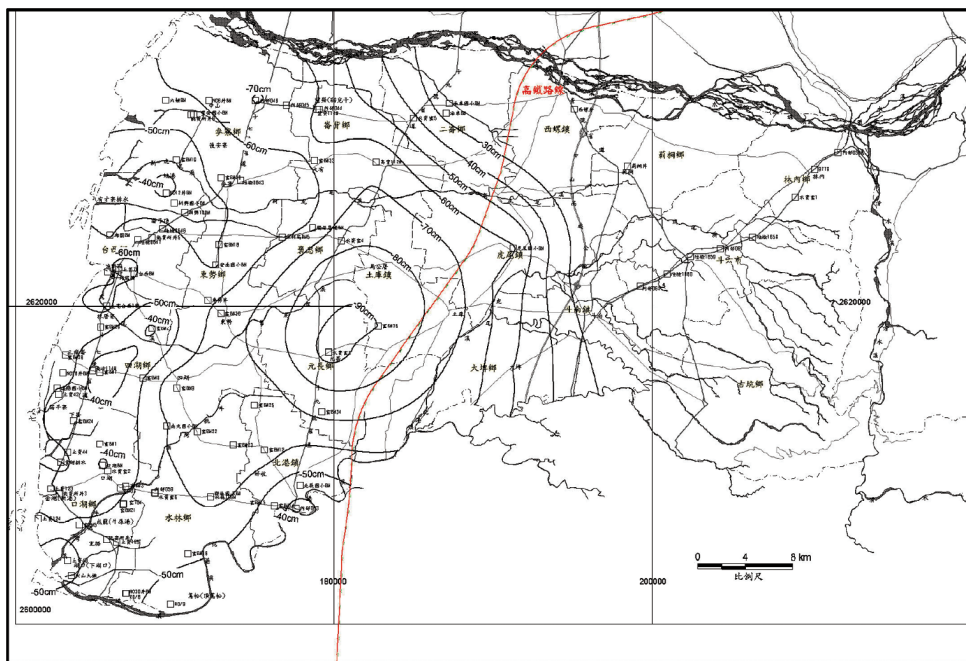


資料來源：水利署水文水資源資料管理系統，<http://gweb.wra.gov.tw/wrweb/>

圖 5 雲林地區等地下水水位圖(淺層含水層，單位：公尺)

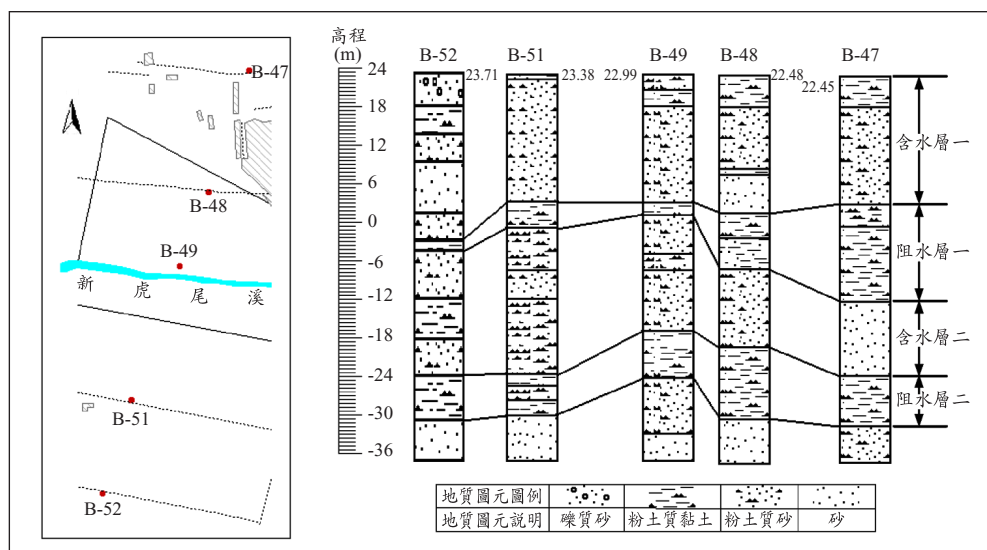
局部沉降錐，零水位線漸往內陸移動，顯示地下水位下降之問題仍持續惡化。目前零水位線已向東移至雲林縣元長、土庫等鄉鎮，並有愈往內陸移動之趨勢。今高速鐵路經過該地區，地層下陷行為將嚴重威脅國家重大建設安全，雲林地區由 1992 至 2004 年之累積地層下陷量與高鐵路線示於圖 6。由於現有之橡皮壩位址處於地下水流上游處，故本研究擬評估利用橡皮壩抬升河道水位，增加河道滲漏量補注地下水，以減緩地層下陷速率。

由中央地質調查所之國土資訊系統蒐集本研究區域附近鑽探資料，本研究重新繪製吳厝中正橋附近地質鑽探資料示於圖 7。圖中顯示研究地區地質材料約在高程 0 至-6m 處有明顯粉土質黏土層，故可將其視為阻水層，將含水層概分為含水層一與含水層二。由於河道滲漏量直接補注



資料來源：水利署地層下陷管理系統，<http://www.subsidence.org.tw/>

圖 6 雲林地區 1992 至 2004 年累積地層下陷量圖



資料來源：中央地調所國土資訊系統，<http://61.63.7.135/imoeagis/about/index.htm>

圖 7 研究區域地質鑽探剖面圖

含水層一，且本研究於現場設置之六口觀測井開孔部分亦位於含水層一，故本研究約以高程為 0m 以上之含水層一為研究範圍。構成含水層一之土

壤主要成分為粉土質砂，其特性為灰色，中等緊密，含微量黏土偶夾礫石，砂含量約 50~70%，粉土含量約 20~50%，礫石最大尺寸約為 1cm。

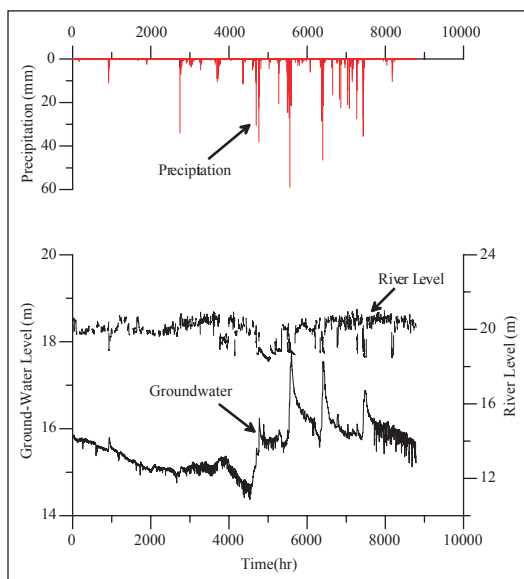


圖 8 研究區域之降雨量、河道水位與地下水位資料

為瞭解新虎尾溪河道土壤特性與河道土壤之滲漏能力，本研究進行比重、含水量、孔隙率與土壤粒徑分析等土壤室內試驗，現場則於河道底部進行雙環入滲試驗，以推估河道底部透水係數。由土壤室內試驗與現場雙環試驗結果顯示，土樣之比重平均為 2.13，初始含水量為 0.26，孔隙率為 0.17，粒徑分析於通過 200 號篩(0.074mm)之累積通過率約為 25%，依據 USDA(美國農務部)發展的之三角圖形組織進行土壤分類，顯示現場河道土樣屬壤質砂土，其水平透水係數(K_h)約為 2.5 (Bouwer, 1978)，儲水係數(S)約為 0.26 (Johnson, 1967)，現場雙環試驗推估河道底部垂直透水係數(K_v)為 2.42 (md^{-1}) (陳忠偉等, 2005)。

四、河道滲漏量分析與討論

4.1 河道流量估算法(SF)

研究區域之降雨量、河道水位與地下水位等三者關係示於圖 8。圖中顯示降雨事件發生時，河道水位上升較為平緩，但地下水位於短時間內即相對升高，顯示此區域水文連通性極佳。本研究蒐集研究河段上游之埤寮及芎蕉工作站放流量資料、下游之滿仔工作站放流量資料與氣象局

表 1 由 SF 法推估 2001 至 2003 年之河道滲漏量

年	連續入流量 (萬噸)	連續出流量 (萬噸)	蒸發量 (萬噸)	河道滲漏量 (萬噸)
2001	318.2	111.3	21.2	185.5
2002	403.7	121.1	23.9	258.7
2003	459.9	160.2	22.8	276.9

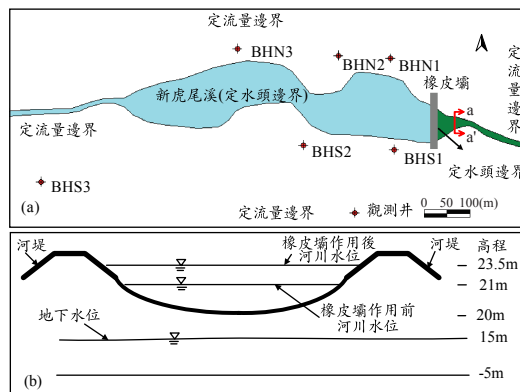


圖 9 (a)研究區域觀測井位置與邊界條件示意圖；(b) a-a'剖面之相關水位示意圖

嘉義站之蒸發量資料，推估研究河段於 2001 至 2003 年之滲漏量，推估結果示於表 1。由表 1 中顯示各年河道滲漏量介於 185.5 至 276.9(萬噸)之間，本研究推估時段為 2004 年 11 月至 2005 年 10 月期間，由表 3 中之 SF 法推估河道年滲漏量為 264.2(萬噸)。

4.2 MODFLOW 數值模式推估(MF)法

本研究數值模式由雲林地區數值模式中擷取本研究河段範圍，應用 MODFLOW 之河流模組(River Package)，結合現地與室內試驗資料進行建模，並與現場地下水位資料擬合後進行河道滲漏量推估，模式建構之參數設定分別敘述如下。

4.2.1 邊界範圍、格網劃分與邊界條件設定

本研究之邊界範圍與邊界條件示於圖 9(a)。圖中顯示研究範圍東西長 1500m，南北長 600m，網格劃分為 60×24 個網格，網格長寬均為 25m。本模式屬小區域範圍，邊界條件無法延伸至自然邊界，因此根據陳忠偉等(2002a, 2002b, 2004,

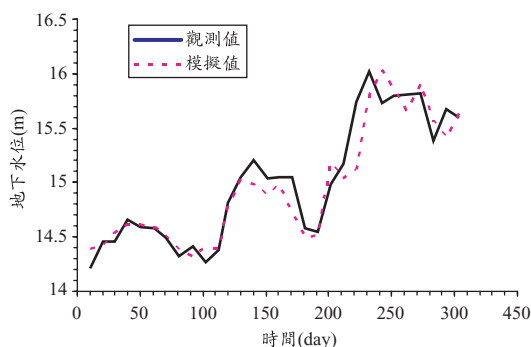


圖 10 BHS3 地下水位觀測值與模擬值擬合圖

2005)所建構之雲林地區數值模式，擷取本研究範圍之各項邊界與水文地質資料。邊界設定為流量邊界，新虎尾溪橡皮壩作用後河道水位抬升至固定高度，故橡皮壩上游河段假設為定水頭邊界。

4.2.2 初始條件與河道模組設定

為蒐集研究區域之地下水位資料，本研究於場址設置 6 口觀測井，分別為北岸之 BHN1、BHN2 與 BHN3，南岸之 BHS1、BHS2 與 BHS3，相關位置示於圖 9(a)。初始水位為根據現場觀測井所量測之地下水位資料，由於現場觀測井於 2004 年 10 月設置完成，因此以 2004 年 10 月 30 日之地下水位為模式初始水位。設定河道模組之主要參數為河道底部壓力透水係數、河道底部與河道水位高程，其地表與地下水位示於圖 9(b)。圖中顯示河道底部高程約為 20m，河道水位高程於橡皮壩作用前為 21m，橡皮壩作用後則升高至 23.5m，現場各項水文地質參數示於表 2。

4.2.3 觀測值與模擬值之統計指標

本研究模擬結果以皮爾森最佳擬合指數 (Pearson type goodness of fit index, R^2) 來呈現觀測值與數值解之擬合程度，指數推求方式如下：

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right]^2 \quad 0.0 \leq R^2 \leq 1.0 \dots (4.1)$$

其中 E_i 為觀測值； $\bar{E}$ 為觀測值之平均值； P_i 為數值模式推估值； $\bar{P}$ 為數值模式推估值之平均值； n 為觀測資料總數。皮爾森最佳擬合指數為兩組

表 2 Ferris (1962)經驗公式推估河道滲漏量

參 數	參 數 值
含水層透水係數(K_h, md^{-1})	2.5
含水層儲水係數(S)	0.26
河道底部垂向透水係數(K_v, md^{-1})	2.42
自由含水層厚度(h_m, m)	20
河道水位抬升高度($\Delta h_{0,t}, \text{m}$)	2.5
推估時間(t, d)	365
河道底部壓力透水係數($a, \text{m}^2 \text{d}^{-1}$)	186.2
年增加地下水補注量(Q_i)	31.6(萬噸)

數據之相關程度指標，最佳擬合指數為 $R^2=1$ 。模式率定以觀測井 BHS3 為例，其觀測值與模擬值擬合情形示於圖 10。經由皮爾森最佳擬合指數為 0.9947，指數趨近於 1 為良好之擬合結果，地下水位誤差均在 10cm 以下。

4.2.4 數值模式推估河道滲漏量成果

利用率定完成之數值模式，進行本研究河段水平衡分析計算，可分別推估河道滲漏量與河道水位上升 2.5m 後所增加之河道滲漏量，模擬結果示於表 3。由表 3 中顯示 MF 法推估年河道滲漏量約 170.9 萬噸，河道水位抬升 2.5m 後推估年滲漏量約增加 26.4 萬噸，增加滲漏效益為 15.4%。若以 SF 法推估之平均年補注量 264.2 萬噸比較，其增加滲漏效益為 10.0%。

4.3 Ferris 解析模式法

由 Ferris et al. (1962)經驗公式推估河道滲流量所需參數示於表 2。表 2 中顯示，在河道水位上升 2.5m 後，推估時間為 365 天，抬升水位之河道長度約 800m 之情況下，因河道水位抬升所增加之年河道滲漏量約為 31.6(萬噸)，與 SF 法推估之平均年補注量 264.2 萬噸比較，其增加滲漏效益為 12.0%。若與 MF 法推估之平均年補注量 170.9 萬噸比較，其增加滲漏效益為 18.5%。

4.4 三種方法推估河道滲漏量之成果與討論

本研究分別利用 SF、Ferris 與 MF 法等分別推估河道滲漏補注地下水量與河道水位抬升後增加之河道滲漏量，研究成果示於表 3。由表 3

表 3 河道補注地下水效益評估

時間	I：SF 法推估河道滲漏量(萬噸)	II：MF 法推估河道滲漏量(萬噸)	III：Ferris 法推估河道水位上升後增加滲漏量(萬噸)	IV：MF 法推估河道水位上升後增加滲漏量(萬噸)
2004.11	11.8	14.4	-	2.9
2004.12	35.4	14.3	-	3.0
2005.01	*	14.6	-	2.1
2005.02	12.9	14.6	-	2.4
2005.03	50.3	14.3	-	2.8
2005.04	*	14.6	-	1.3
2005.05	21.9	14.2	-	1.6
2005.06	72.9	13.6	-	1.8
2005.07	39.7	14.0	-	1.9
2005.08	22.9	14.1	-	2.1
2005.09	18.2	14.1	-	2.2
2005.10	*	14.1	-	2.3
年蒸發量	21.8	-	-	-
總計	264.2	170.9	31.6	26.4
補注效益(%)	12.0(III/I)	18.5(III/II)	10.0(IV/I)	15.4(IV/II)

*：該時間段之出流量大於進流量，其河道補注地下水量不計。

-：未考慮該筆資料。

中顯示由 SF 法推估時間段中，2005 年之 1、4 與 10 月等 3 個月，因流出量大於流入量而不計。因此由 SF 法推估本研究之年河道滲漏量約為 264.2 萬噸，觀察其各月推估結果顯示變異性較大，其可能隱藏較大誤差。由 MF 法推估河道滲漏量過程顯示，2005 年 6 至 10 月滲漏值有小幅減少，其年河道滲漏量總計為 170.9 萬噸，以 SF 法推估之河道滲漏量較高。探討其差異原因可能為研究河段內有直接從河道抽水灌溉現象，與下游三角堰有溢流現象，兩者均可能造成流量數據誤差而導致 SF 法高估河道滲漏量。

由 Ferris 法推估河道水位上升 2.5m 後，增加之年河道滲漏量為 31.6 萬噸。MF 法推估增加之河道滲漏量為 26.4 萬噸，由各月資料中顯示，2005 年 4 至 7 月所增加之滲漏量較低，推估其原因可能為豐水期導致地下水位升高，造成河道滲漏量減少，此推估結果與高華聲等(2001)和丁澈士與簡明克(2003)研究成果相符。若以 Ferris 推估之滲漏增加量與 SF 法推估之河道滲漏量比較

其百分比為 12.0%，由 MF 法推估之滲漏增加量佔河道滲漏量百分比為 15.4%，則兩者增加比率近似，顯示河道水位上升 2.5m 後所增加之河道滲漏補注地下水效益約為 12.0%至 15.4%。

若以 SF 法推估之河道滲漏量，與 MF 法推估之滲漏增加量相比較，評估其滲漏補注效益約為 10.0%。若以 MF 法推估之河道滲漏量，與 Ferris 法推估之滲漏增加量相比較，評估其滲漏補注效益約為 18.5%。綜合以上評估結果顯示，河道水位上升 2.5m 後所增加之河道滲漏補注地下水效益約為 10.0%至 18.5%。

五、結論與建議

本研究分別以河道流量估計法(SF)、MODFLOW 地下水流數值軟體(MF)與 Ferris et al. (1962)解析方法推估河道滲漏量，由 SF 與 MF 法推估河道滲漏量分別為 264.2 與 170.9 萬噸，由 Ferris 與 MF 法推估河道水位上升 2.5m 後，增加之河道滲漏量分別為 31.6 與 26.4 萬噸。綜合以

上評估結果顯示，河道水位上升 2.5m 後，河道滲漏量增加效益約為 10.0%至 18.5%。

因此，本研究地區若可利用目前已設置之橡皮壩，進行適當之操作以抬升河道水位，除可發揮其原有引蓄灌溉等功能外，並可增加河道滲漏量以補注地下水。同時若可進行河道清淤工程，可提升河道入滲機制而增加區域地下水補注量，減緩下游地區地下水位下降速度。

誌 謝

本研究承蒙經濟部水利署補助計畫，謹此致謝。

參考文獻

1. Bochever, F. M., 1996, Evaluation of well-field yield in alluvial aquifers: The impact of a partially penetrating stream [C], *Proceedings of VODGEO (Hydrogeology)*, no.13, pp.84-115.
2. Butler, J. J., Jr., Zlotnik, V. A., and Tsou, M. S., 2001, Drawdown and stream depletion produced by pumping in the vicinity of a partially penetrating stream, *Ground Water*, vol. 39, no.5, pp.651-659.
3. Bouwer, H., 1978, *Ground Water Hydrology*, New York: McGraw-Hill. pp.480.
4. Chen, X. H., and X. Chen, 2003, Effect of aquifer anisotropic on the migration of infiltrated stream water to a pumping well, *Journal of Hydrology*, 8, no.5, pp.287-293.
5. Chiang, W. H. and W. Kinzelbach, 1998, *Processing Modflow for Windows (Version 5.06)*, Hamburg, Germany.
6. Ferris, J. G., Knowles, D. B., Brown, R. H., and R. W. Stallman., 1962, *Theory of Aquifer Tests*, Geological Survey Water- Supply Paper 1536-E, pp.126-131.
7. Glover, R. E., and C. G. Balmer, 1954, River depletion from pumping a well near a river, *American Geophysical Union Transactions* 35, no.3, pp.468-470.
8. Hazen, A., 1911, Discussion: Dams on sand foundations. *Transactions, American Society of Civil Engineers* 73:199.
9. Hantush, M. S., 1965, Wells near streams with semipervious beds, *Journal Geophysical Research* 70. no.12, pp. 2829 -2838.
10. Jenkins, C. T., 1968, Techniques for computing rate and volume of stream depletion by well, *Ground Water*. no.2, pp.37-46.
11. Johnson, A. J., 1967, Specific yield. Compilation of specific yields for various materials, U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 1662-D, pp.74.
12. Marshall, T. J., 1957, Permeability and Size Distribution of Pores, *Nature* 180, pp.664-665.
13. Matteo, L. D., and Dragoni, W., 2005, Empirical Relationships for Estimating Stream Depletion by a well Pumping near a Gaining Stream, *Ground water*, 43, no.2, pp.242-249.
14. McDonald, M. G. and A. W. Harbaugh, 1988, *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model*, U.S. Geological Survey, Virginia.
15. Rastogi, A. K., and Pandey, S. N., 1998, Modeling of artificial recharge basins of different shapes and effect on underlying system, *Journal of Hydrologic*, vol. 3, no.1, pp.62-68.
16. Shepherd, R. G., 1989, Correlations of Permeability and Grain Size, *Ground Water*, Vol. 27, No.5, pp.9-10.
17. Sophocleous, M. A., Koussis, A., Martin, J. L., 1995, Evaluation of simplified stream-aquifer depletion models for water rights administration, *Ground Water*, vol. 33, no.4, pp.579-588.
18. Theis, C. V., 1941, The effect of a well on the flow of a nearby stream, *American Geophysical Union Transactions* 22, no.3, pp.734-738.
19. Zlotink, V. A., and Huang, H., 2001, Effect of shallow penetration and streambed sediments on aquifer response to stream stage fluctuations, *Ground Water*, vol. 37, no.4, pp.599-605.

20. 丁澈士、柯亭帆、吳峰誼，1996，應用變水頭試驗及推估公式對河床水力傳導係數之分析，台灣水利，第 44 卷，第 1 期，第 26-35 頁。
21. 丁澈士、簡明克，2003，地下水人工補注滲漏動態之試驗研究，農業工程學報，第 50 卷，第 4 期，第 51-61 頁。
22. 台灣省水利處，新虎尾溪治理規劃報告，1986。
23. 高華聲、陳瑞昇、彭瑞國、謝勝彥，2001，水力傳導係數、湖水深度及地下水深度對人工湖補注地下水之影響，台灣水利，第 49 卷，第 2 期，第 46-54 頁。
24. 陳忠偉、李振誥、溫志超、黃紹揚，2005，新虎尾溪河道補注地下水量評估，第十一屆大地工程研討會論文集，第 J04-1~8 頁。
25. 陳忠偉、李振誥、曾鈞敏、阮香蘭，2002a，濁水溪沖積扇安全出水量與合適水位之研究，第十三屆水利工程研討會論文集，第 N-31~37 頁。
26. 陳忠偉、潘文健、李振誥，2002b，濁水溪沖積扇與屏東平原地下水合適出水量之研究，台灣水利，第五十卷，第三期，第 70-82 頁。
27. 陳忠偉、李振誥、溫志超、龔文瑞，2004，雲林沿海地區地下水水質鹽化數值模擬，第一屆資源工程研討會論文集，第 739-746 頁。
28. 曹以松，1989，地下水，中國土木水利工程學會。

收稿日期：民國 96 年 1 月 10 日

修正日期：民國 96 年 1 月 25 日

接受日期：民國 96 年 2 月 2 日