農業工程學報　第 53 卷第 3 期
中華民國 96 年 9 月出版

Journal of Chinese Agricultural Engineering
Vol. 53, No. 3, September 2007

以地下水位變動法結合消退曲線位移法評估地下水補注量

Estimate Groundwater Recharge with Composite Method by Water-Table Fluctuation and Recession-Curve-Displacement Method

國立成功大學
資源工程學系
博士班研究生
龔 文 瑞
Wen-Jui Kung

國立成功大學
資源工程學系
教授
李 振 誥*
Cheng-Haw Lee

嘉南藥理科技大學
休閒保健管理系
助理教授
陳 尉 平
Wei-Ping Chen

國立成功大學
資源工程學系
博士班研究生
葉 信 富
Hsin-Fu Yeh

摘　要

地下水補注量評估在水資源的管理中是相當重要的，而各種評估地下水補注量的方法中，以地下水位變動法最易於計算。地下水位變動法的使用，是利用地下水位日抬升量與比出水率之乘積，以獲得地下水補注量，但由於現地比出水率不易獲得，若在沒有其他相關資料的輔助與修正下，利用地下水位變動法推估地下水補注量，易造成高估的現象。為合理推估地下水補注量，本研究主要藉由地下水位變動法結合消退曲線位移法來推估之，首先以地下水位變動法求得初始補注量參考值，將此參考值經由消退曲線位移法計算出對應的地下水排出量，以計算獲得的地下水排出量擬合河川流量的消退線段，並反覆調整地下水補注量參考值，當地下水排出量與河川流量在消退線段上達到擬合，即可獲得本研究結合模式之地下水補注量。本研究以蘭陽平原為研究區域，嘗試估計蘭陽溪流域地下水補注量。結果顯示，本研究利用結合模式之分析可獲得補注事件數量、各補注事件的補注時刻，與符合消退理論的地下水補注量，亦可求得該區域的比出水率範圍值，以期提供區域水資源管理研究之參考。另外，本文亦同時比較地下水位變動法、消退曲線位移法與本研究結合模式等三種方法，對於地下水補注量之評估結果顯示，地下水位變動法推估值較大，而消退曲線位移法與本研究之結合模式二種推估值較接近。

關鍵詞：地下水補注量，消退曲線位移法，地下水位變動法。

*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

ABSTRACT

Groundwater recharge is an important component for water resource management. The method of water-table fluctuation coupling with groundwater daily rise and specific yield was one of the most facile methods to estimate groundwater recharge among various approaches. However, specific yield is difficult to obtain from real site. In order to improve the method of water-table fluctuation to estimate groundwater recharge, a composite method is provided to integrate recessioin-curve-displacement method. First of all, we get the result of initial groundwater recharge from the method of water-table fluctuation method. And then the initial groundwater recharge is used to calibrate the timing of groundwater discharge from the recessioin-curve-displacement method. After that, regulating groundwater recharge repeatedly until groundwater discharge is consistence with that calculated from recession segment of streamflow. The composite method is also applied to the case of Lanyang Plain area in Taiwan. Results showed the timing of recharge, recharge events, groundwater recharge, and the range of specific yield could be obtained by our composite method. This composite method is also compared with the method of water-table fluctuation and recession-curve-displacement method. The result indicates that the groundwater recharge values from composite method are quit close to those from recession-curve- displacement method. The values from water-table fluctuation method are bigger than those from other two methods.

Keywords: Groundwater recharge, Recession-curve-displacement method, Water-table Fluctuation.

一、前　言

隨著環保意識與永續利用觀念的抬頭，水資源的運用逐漸受到各界的重視，為避免無限制的開發造成水資源的枯竭，地下水補注隨之成了重要的課題，許多補注量的評估模式也相應而生。

各種地下水補注量(groundwater recharge)的評估模式中，以地下水位日抬升量(groundwater daily rise)與比出水率(specific yield)為計算參數的地下水位變動法(water-table fluctuation)最易於計算，但由於現地比出水率不易獲得，若沒有其他相關資料的輔助與修正，利用地下水位變動法推估地下水補注量，則可能造成求得的補注量偏大。

地下水位變動法於 1923 年開始被運用於地下水補注量的計算(Meinzer, 1923)。之後便被廣泛的運用到各個不同研究上，如 Gerhart (1986)以地下水位變動量計算地下水補注量，並探討不同時間尺度的補注，以及對堆肥場的硝酸鹽濃度影響；Hall 和 Risser (1993)則將該方法的結果運用於農務管理。Healy 與 Cook (2002)指出未飽和層(unsaturated zone)的地下水流動情形對地下水位變動法之結果較不敏感。Andrade 等人(2005)利用地下水位變動法配合濾波的方法，求得花崗岩層的暫態(transient)補注率(recharge rate)。Bekele(2006)等人討論不同植被變化對地下水補注的影響，其中地下水補注以地下水位變動法與示蹤劑等方法評估。

為求取較合理的地下水補注量，本研究以水文資料中較多且完整的河川流量，以及由河川流量推估地下水補注量的 Rorabaugh 模式輔助地下水位變動法，進行地下水補注量的推估。Rorabaugh (1964)更改了 Ingersoll 等人(1948)的熱流公式提出含水層瞬間補注(instantaneous recharge)理論。Daniel (1976)於 Rorabaugh 補注理論式中加入常數補注率，提出持續補注(gradual

recharge)計算式。Rutledge 和 Daniel (1994)發表由 Rorabaugh 理論發展而來的消退曲線位移法(recession-curve-displacement method)，並將該方法以自動化的程式 RORA 計算求取地下水瞬間補注量。Rutledge (1997)提出可計算持續補注的 PULSE 程式，並對 RORA 與 PULSE 兩程式作完整的分析與探討。Halford 與 Mayer (2000)於美國境內取 13 個集水區以消退曲線位移法評估地下水補注量，並建議使用該方法時配合其他評估地下水補注量的模式進行分析，以降低不確定性的影響。Chen 及 Lee (2003)則以基流資料估計法(base-flow-record method)與消退曲線位移法分別估計濁水溪沖積扇的地下水補注量與地下水排出量(discharge)。Rutledge (2005)針對該方法進行適用性的回顧與探討。

研究中兩種模式之結合，首先以地下水位變動法初估地下水補注時刻與地下水位抬升量，藉由 Rutledge (1997)發展的 PULSE 程式與 Rorabaugh 的補注模式結合，將地下水排出量視為基流量情況下，以河川流量作為地下水排出量的擬合依據，求取模式結合的地下水補注量計算結果。研究中亦以蘭陽平原為研究區域，嘗試估計蘭陽溪流域地下水補注量。

二、模式介紹

2.1 地下水位變動法

地下水位變動法(Water-Table Fluctuation Method, WTF)是由集水區中飽和層的水平衡觀念而得。當降雨經由大氣落至地表後，部分降雨會通過地表進入未飽和層，未及入滲之部分降雨則形成地表逕流。而未飽和層內的水將因重力影響垂直入滲至地下更深處，當水流經地下水位面至飽和層內，稱為補注(recharge)。而在飽和層裡的水會因為水力梯度的作用形成基流(baseflow)與滲漏(leakage)，亦會因蒸發與人為抽水作用使得飽和層中的水分損失，因此在欲探討的時間段內飽和層中的地下水補注量，可視為地下水儲存量的變化、基流量、滲漏量、蒸發量與人為抽水量之總和，並可以下式表示(Healy 與 Cook, 2002)：

$$r = \Delta S + Q_B + L + E + P \quad \text{..... (1)}$$

其中，r 為地下水補注量[L]；ΔS 為地下水系統貯水變化量[L]；Q_B 為基流量 [L]；L 為滲漏量[L]；E 為蒸發量[L]；P 為抽水量[L]。

由於 WTF 模式中假設，自由含水層中的地下水位抬升由補注水到達地下水位造成，因此地下水補注量可視為比出水率與地下水位變化量的乘積(Rutledge，2000)：

$$r = S_y \times \Delta H \quad \text{..... (2)}$$

其中，S_y 為比出水率[-]；ΔH 為地下水位變化量[L]。

此時，將式(2)與集水面積結合可得集水區內的地下水補注量，如下式所示：

$$R = S_y \times \Delta H \times A \quad \text{..... (3)}$$

其中，R 為集水區地下水補注量[L^3]；A 為集水區面積[L^2]。

以地下水位變動法計算地下水補注量時，需先以式(3)各別計算每個獨立的地下水抬升事件的地下水補注量，再將欲探討的時間段內(月、季或年)各地下水抬升事件造成的地下水補注量加總，即可得單位時間內的地下水補注量。

一般而言，當地下水補注時地下水位會開始抬升(如圖 1 的 AB 線段)，地下水位在補注行為停止時則會出現一尖峰值(如圖 1 的 B 點)，過尖峰值後地下水位會以趨近線性的方式消退，直至下次的補注才會再次產生地下水位抬升的現象。

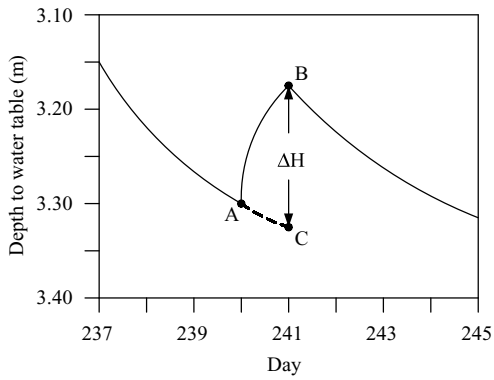


圖 1　地下水位變化示意圖(修改自 Healy and Cook, 2002)

此情況下，地下水位變化量的計算可由地下水位抬升的尖峰(如圖 1 的 B 點)，與前次補注的消退線段延伸至該尖峰的時間點(如圖 1 的 C 點)的地下水位值之差而得。

2.2 Rorabaugh 模式

2.2.1 Rorabaugh 的補注理論

Rorabaugh (1964)更改了 Ingersoll 等人(1948)的熱流公式提出含水層瞬間補注理論，其基本假設為：

1. 含水層為一等厚情況；
2. 水力傳導係數為常數；
3. 儲水係數為常數；
4. 河川完全貫穿含水層(如圖 2 所示)。

其理論為，在含水層各處之初始地下水位與河川水位等高，地下水補注被視為均勻入滲且瞬間抬升含水層之地下水位，然補注瞬間河川水位狀態並未發生改變，但補注形成之地下水位增額將隨後造成地下水排放至河川的行為，在排放行為發生時，整個系統並無其它之水量增加或損失。為描述此地下水排放之行為，Rorabaugh (1964)以下列式子表示：

$$q_b = 2T\frac{h_0}{a}\sum_{m=1,3,5}^{\infty}\left(e^{\left(-m^2\pi^2Tt\right)/4a^2S}\right) \quad \text{.....(4)}$$

其中，q_b 為每單位河川長度之地下水排放量[L^2/T]；T 為流通係數[L^2/T]；h_0 為瞬間補注後之水位抬升高度[L]；a 為河川至集水區分水嶺之距離[L]；t 為地下水位瞬間抬升後所經過的時間[T]；S 為儲水係數[-]。

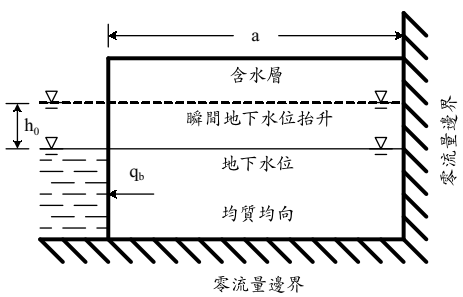


圖 2 Rorabaugh 公式之物理模型示意圖(修改自 Rorabaugh, 1964)

Rorabaugh 亦於式(4)中加入一個常數補注率 ($C = dH/dt$)，以求得持續補注的計算式，則式(4)可改寫得到一無窮級數：

$$q_b = CaS\{1-(8/\pi^2)[\sum_{m=1,3,5}^{\infty}e^{\left(-m^2\pi^2Tt\right)/4a^2S}]\}$$

..... (5)

其中常數項 $C = dH/dt$，H 為地下水補注深度[L]。

當水流趨近於穩定狀態時，亦即為，當地下水排放至河川之出流量等於補注率時，上述式(5)可簡化為：

$$q_b = CaS \quad \text{.....} \quad (6)$$

式(4)、式(5)與式(6)需要 T、S、a 等參數，然而這些參數則可由一個更實際的應用，消退指數(recession index) K[T]，所取代。所謂的消退指數 K, 是指補注事件發生時間點的臨界時間(critical time)之後，其地下水排放之消退行為經過一個對數週期所需要的時間。以單一補注事件為例，降雨補注後，河川流量歷線會因地表逕流、中間流與基流的作用而抬升至流量尖峰，並於流量尖峰後開始下降，由於各種逕流的時間延遲並不相同，若無額外補注事件發生，地表逕流與中間流會先消退直至完全停止，此時河川流量僅由基流量所貢獻，並以近似線性的行為呈現。從河川流量尖峰至地表逕流與中間流作用停止時所需時間，即稱之為臨界時間。Rorabaugh and Simons (1966)曾提出以下的關係式：

$$\frac{T}{a^2S} = \frac{0.933}{K} \quad \text{.....} \quad (7)$$

因此，消退指數 K 則可整理成以下形式：

$$K = \frac{0.933a^2S}{T} \quad \text{.....} \quad (8)$$

此外，模式以瞬間補注深度 R_i 取代 h_0，此二參數之關係式如下：

$$h_0 = \frac{R_i}{S_y} \quad \text{.....} \quad (9)$$

其中，R_i 為瞬間補注深度[L]；S_y 為含水層之比

出水率[-]。

結合式(4)、式(7)、式(8)與式(9)，並利用比出水率 S_y 取代儲水係數 S，可得到在補注後時間 t 時，集水區內排放至河川之地下水總排放量如下式所示：

$$Q_b = \frac{1.866AR_i}{K}\sum_{m=1,3,5}^{\infty} e^{\left(-0.933m^2\pi^2 t\right)/(4K)} \quad .....(10)$$

式(10)為集水面積 A [L^2]、瞬間補注深度 R_i [L]、以及消退指數 K 之函數。

式(10)的物理意義為：任一補注事件加入時，地下水排放量將於上一個補注事件地下水排放流量歷線消退線段為基準疊加上去。

2.2.2 消退曲線位移法

此地下水排水消退之數學模型，即為從 Rorabaugh (1964)所提出之瞬間補注法發展而來，亦通常稱為「Rorabaugh Method」(以下稱為 RORA 模式)，可用來判斷含水層之分佈性，或是識別不同集水區之地下水流系統之特性異同性，亦可用來建立不同集水區之地下水補注勢能，及估計地下水流系統經由蒸發散或滲漏所造成之損耗率。

為研究河川流量歷線的消退行為，主要消退曲線 MRC (the master recession curve)則被提出並定義為河川流量歷線消退的特性曲線。當無地下水補注發生，且地下水水位趨於穩定時，河川流量可視為全為地下水出水量之貢獻。分析主要消退曲線 MRC 時，將會避免掉補注可能發生的時段，而在少降雨時期(如冬季)，地下水頭分佈趨於穩定時，分析出一近似直線的地下水排水特性線，而此特性線的斜率即為消退指數 K。

為了獲得補注事件尖峰後至地表逕流作用終止的時間，運用 Linsley 等人於 1982 所提出之一經驗式(11)來獲得。

$$N = A^{0.2} \quad .....(11)$$

其中 N 為地表逕流的基期[T]，A 為此集水區的面積[L^2]。

於對數流量與時間的座標上比較消退後段線性外插之斜率，在消退初期，因受地表逕流作用的影響，將使消退之斜率明顯的增加。而消退特性線的斜率亦可因為在補注事件初期，地下水頭的分佈尚未達到穩定，而有一增加的趨勢。Rorabaugh (1964)在其研究中解釋此一趨勢。其指出，在補注事件(或尖峰)後，對數地下水排水量在時間上為一連續無窮級數；然而，他亦發現，在「臨界時間」後，此對數地下水排水量在時間上的連續無窮級數可以一線性方程式趨近之。臨界時間可由以下方程式表達：

$$T_C = \frac{0.2\bar{a}^2 S}{T} \quad ..... (12)$$

上式中 T_C 為臨界時間[T]；$\bar{a}$ 為河川至集水區分水嶺之平均距離[L]。理論上，非侷限含水層之儲水係數 $S = S_y + bS_s$ (b 為含水層厚度[L]，S_s 為比儲水係數[L^{-1}])，通常 bS_s 項因極小而可忽略，因此可將非侷限含水層之儲水係數簡化為 $S = S_y$。

而臨界時間亦可由 Rorabaugh and Simons (1966)，所提出之河川流量消退率之方程式(式 7)，結合式(12)，經由解出 $\left(a^2 S_y / T\right)$，並代入 12 式，則可將 T_C 表達成：

$$T_C = 0.2144K \quad ..... (13)$$

上式成立於含水層之滲透性、儲水係數及厚度不隨著空間或時間而改變。

應用於符合如前述模式之適用性下的情況。當分析一長時期資料時，因為河岸蒸發散之影響，所估計出之總補注量應該超過實際上地下水排水量。

一個降雨補注事件，將會造成河川流量歷線向上爬升，而形成一個尖峰，在河川流量消退曲線上，是由地表逕流及基流的消退所組合而成，消退曲線位移法就是基於分析此一現象的模式。一個補注事件將會增加地下水排水的勢能，而若在初始時間之前無補注的話，其由此系統所排放出水量之總體積 V，可由 Meyboom (1961)所提，與對數地下水排水量及時間之一線性關係式表達：

$$V = \frac{Q_b \times K}{2.3026} \quad ..... (14)$$

其中 V 為全部地下水之排水勢能[L^3]，Q_b 為在初

始時間時，地下水之排水量[L^3/T]。

Glover (1964)及 Rorabaugh (1964)皆指出，對此一補注事件而言，在尖峰後臨界時間(式 12 及式 13)時，地下水排放至河川的水量，為補注到此地下水系統全部水量體積之一半。此項發現，結合重疊原理，為此模式之基礎法則。此次補注事件之全部補注量，可由下式估計得：

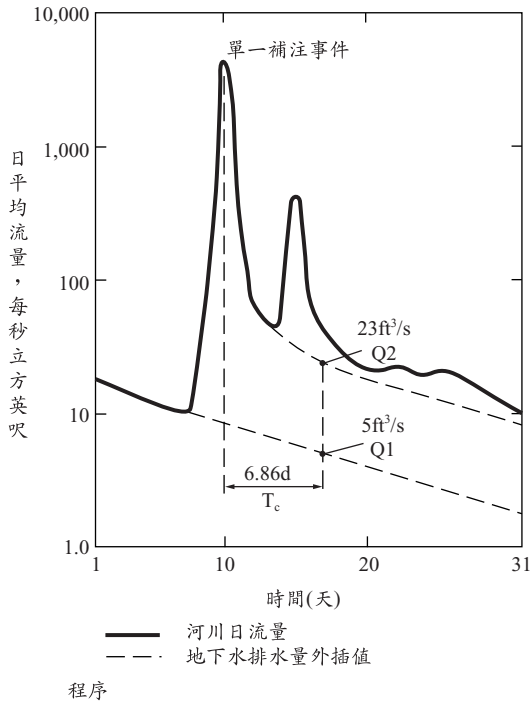
$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1)K}{2.3026} \quad \text{.....(15)}$$

其中 R 為此次補注事件之全部補注量[L^3]，Q_1 為在此次事件尖峰後臨界時間時，上一事件河川消退外插所得之理論地下水排水量[L^3/T]，Q_2 為此次事件尖峰後臨界時間時，經由本事件河川消退外插所得之理論地下水排水量[L^3/T]。

消退曲線位移法，如圖 3 所示，包含以下幾個步驟，來估計某一補注事件之全部補注量：

1. 由一長時期的半對數河川流量歷線上，忽略掉微小補注，而估計出消退指數 K；
2. 由式(13)計算得臨界時間 T_c ；
3. 利用臨界時間 T_c 決定河川流量尖峰後之流量消退歷線外插點：
4. 在尖峰點 T_C 天後之時刻，經由前一次補注事件之河川流量消退曲線外插得到地下水排水量 Q_1 ；
5. 與前一步驟相同，對此次補注事件，其因消退，以外插獲得地下水排水量 Q_2 ；
6. 應用式(15)，獲得地下水補注量。

其中，步驟一及步驟二，由所給的測站流量資料估計一次即可，其餘步驟則需對每一個尖峰作重複運算。



程序
1. 估計出消退指數，K (此範例爲32天/對數周期)
2. 計算出臨界時間，T_c (0.2144K或6.86天)
3. 定位出尖峰點6.86天後之時間
4. 由上一補注事件之消退外插獲得Q_1 (5 ft^3/s)
5. 由此一補注事件之消退外插獲得Q_2 (23 ft^3/s)
6. 計算出此次補注事件全部補注量,

$$\frac{2\times(18 ft^3/s)\times 32d}{2.3026} \times \frac{86400s}{1d} = 4.32\times 10^7\, ft^3$$

圖 3　運用消退曲線位移法，估計單一補注事件地下水補注量之過程。(Rutledge, 1993)

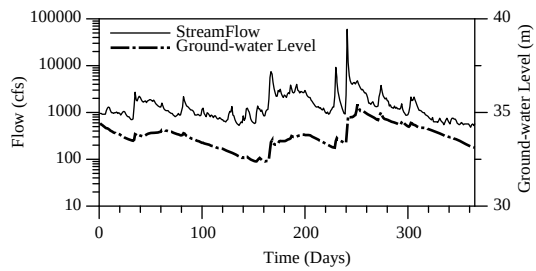


圖 4　蘭陽大橋流量站與內城地下水位站 1997 年流量與地下水位歷線圖

2.3 WTF 模式與 RORA 模式結合

RORA 模式假設補注形成之地下水位增加量最後將排放至河川中，由此假設條件可知，地下水位與河川流量的變化有著直接的關係，如圖 4 所示，當地下水位抬升後，河川流量曲線會產生對應且相近的趨勢。WTF 模式中亦有相似的假設條件，差別在於 WTF 模式的做法上是由地下水位變化量經由比出水率觀念換算成地下水補注量，而 RORA 模式則以河川流量推估地下水補注量。由兩模式假設與作法上的差異可知，地下水位的變化可視為連結兩模式的重要參數。

本研究以 PULSE 程式進行 WTF 模式與 RORA 模式的結合，首先將地下水位變動情形以 WTF 模式計算，求取地下水位抬升量與補注時刻，以地下水位抬升量與比出水率計算地下水補注量參考值，再將地下水補注量參考值、補注時刻與消退指數輸入 PULSE 程式中，計算對應的地下水排出量，並由河川流量來擬合，若地下水排出量超過河川流量值，或地下水排出量與河川流量的消退線段不相符，則調整不同的比出水率重新計算地下水補注量參考值，直至兩者擬合。

PULSE 程式為美國地調所(U.S. Geological survey, USGS)根據 Rorabaugh 理論與消退理論所發展出來，用以檢核消退曲線位移法計算結果的工具軟體(Rutledge , 1997)。做法上將消退曲線位移法計算出的地下水補注量輸入至該程式中，以 Rorabaugh 理論計算該地下水補注量情況下地下水排至河川水量，經由地下水排出量與河川流量相互比對檢核地下水補注量。檢核過程以試誤方式調整地下水補注量，使對應的地下水排出量不超過河川流量，以求得符合消退理論的地下水補注量。

綜合上述結果，WTF 模式與 RORA 模式結合求解地下水補注量，其過程可以下列步驟表示，模式結合之流程示於圖 5：

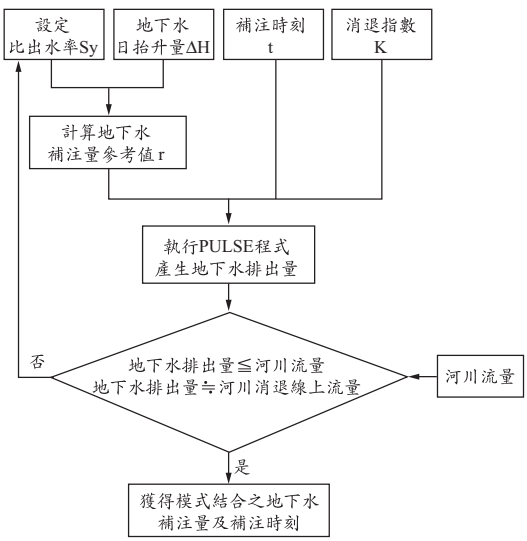


圖 5　WTF 模式與 RORA 模式結合流程圖

1. 選擇集水區中適用的地下水位井；
2. 由地下水位歷線計算地下水位日抬升量 ΔH ，並查得各抬升時的補注時刻 t，如圖 6 所示；
3. 依照現地地質資料查詢比出水率 S_y ；
4. 以式(2)計算地下水補注量參考值 r；
5. 求取消退指數 K；
6. 將地下水補注量參考值、補注時間與消退指數輸入 PULSE 程式中，如圖 7(A)所示；
7. 由 PULSE 程式中計算地下水排出量，結果如圖 7(B)所示；
8. 以地下水排出量擬合河川流量，若地下水排出量超過河川流量值，或地下水排出量與河川流量的消退線段不相符，則回步驟 4 中，調整不同的比出水率重新計算地下水補注量參考值；
9. 當地下水排出量不大於河川流量，且地下水排出量符合河川流量的消退線段(如圖 7 中 320 天至 365 天)，則獲得以本方法計算地下水補注量之結果。

三、研究區域概述

蘭陽溪位於台灣北部的宜蘭縣境內，發源於南湖大山北麓，流域上游為高山地帶，中游為丘陵，下游則多屬平原。蘭陽溪幹流長度 73 公里，流域面積 978.63 平方公里，平均坡度為 1/21，為臺灣東北部最大河川。蘭陽溪流域位於亞熱帶氣候區內，月均溫約 22℃，每年七、八月的溫度最高，一、二月的溫度則最低，且溫度大致隨高度

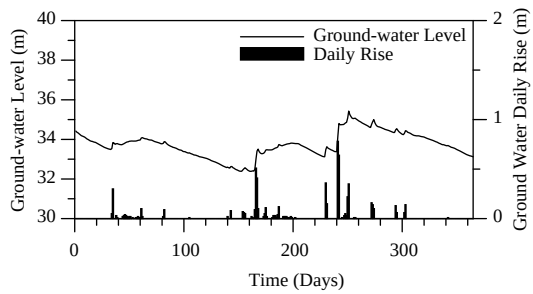


圖 6　內城地下水位站 1997 年地下水位歷線與地下水日抬升量

表 1　蘭陽溪流域自記式測站資料

	站名	站號	TMX	TMY	集水面積 (km^2)	記錄年份	統計年數
流量站	蘭陽大橋	2560H006	327480.13	2734837.00	820.69	1949~2005	56
	牛鬥(1)	2560H001	306492.31	2726428.37	446.74	1937~2005	31
	家源橋	2560H017	299233.89	2719416.73	273.50	1974~2005	32
地下水位站	內城	2070111	318685.00	2734452.00	-	1994~2006	13

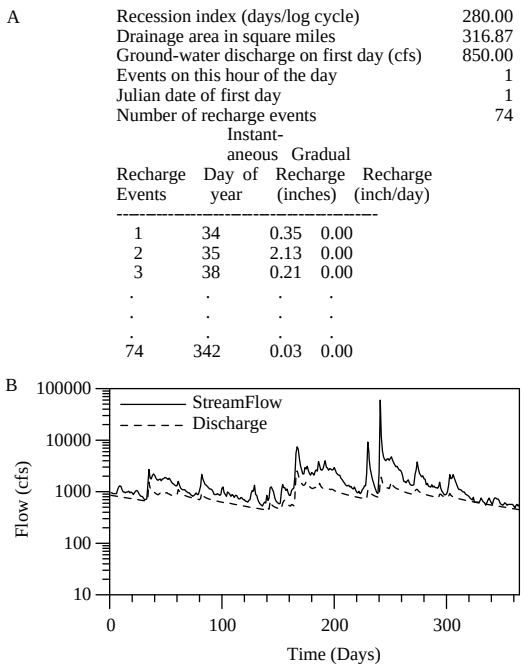


圖 7　蘭陽大橋流量站 1997 年 WTF 結合 RORA 模式求得(A)補注事件與(B)計算結果

的增加而遞減。雨季為每年 8 至 11 月，旱季為每年 12 月至隔年 7 月，年平均降雨量約為 3256 公厘。流域下游的蘭陽大橋流量站測得年平均逕流量 2773 百萬立方公尺，豐枯水期的流量比為 1.7:1 (經濟部水利署，2007)。

本研究需要逐日的河川流量與地下水位資料，故研究中採用蘭陽溪流域內的自記式流量與地下水位測站資料進行分析，蘭陽溪流域內自記式河川流量站與地下水位站如表 1 所示。表中除測站類型、測站名稱、站號外，還包含二度分帶座標(TMX 跟 TMY)、集水面積、記錄年份與統計年數，各測站位置如圖 8 所示。

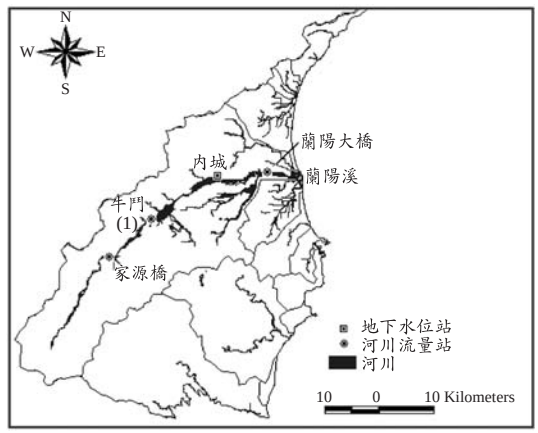


圖 8　蘭陽溪流域自記式測站位置圖

RORA 模式與 WTF 模式結合運用，需河川流量站及位於流量站上游且位置相近的地下水位測站，同一時段的資料相互驗證，故本研究選用蘭陽溪下游的蘭陽大橋測站與鄰近的內城地下水位測站 1995 年至 2005 年資料，分析蘭陽溪流域地下補注量。

四、結果分析

4.1 WTF 模式結果

運用 WTF 模式計算地下水補注量，需考慮地下水位變化量與比出水率兩項重要參數，本研究中之地下水位變化量，由蘭陽溪流域中內城地下水位測站資料計算而得，比出水率則根據地調所蘭陽平原水文鑽井資料查表而得。蘭陽平原水文鑽井資料中，包含了 23 口深度 60 公尺至 300 公尺不等的鑽探資料，鑽探資料顯示，蘭陽平原上游地質材料為礫石，中游多為礫石夾雜粗砂與泥土，下游則為細砂與黏土互層，上述各項地質材料的比出水率依據 Heath (1988)研究成果假

設，該研究顯示泥土比出水率 40%、砂比出水率 22%、礫石比出水率 19%、黏土比出水率 2%，本研究為保守估計 WTF 模式之計算結果，以礫石的比出水率 19%為蘭陽平原比出水率的假設數值。

WTF 模式分析內城地下水位站 1995 至 2005 年地下水位資料所得結果列於表 2，表中包含各年分析獲得的地下水補注量、降雨補注率與基流指數，其中降雨補注率與基流指數可分別以下列兩式計算：

$$\text{降雨補注率} = \frac{\text{地下水年補注量(cm)}}{\text{年降雨量(cm)}} \quad .....(16)$$

$$\text{基流指數} = \frac{\text{基流量(cm)}}{\text{河川流量(cm)}} \times 100 \quad .....(17)$$

4.2 RORA 模式結果

以消退曲線位移法推估地下水補注量過程中，須先建立主要消退曲線 MRC，以 MRC 代表該測站測得的河川消退行為特性曲線，此特性曲線之斜率稱之為消退指數 K。消退指數 K 不但是消退曲線位移法計算地下水補注量的重要參數，更是後續將地下水排出量與河川流量以試誤法擬合的關鍵因素。本研究中，蘭陽大橋流量站流量資料求得的消退指數為 280(天/一個對數周期)，以蘭陽大橋 1997 年流量資料為例，流量歷線中的消退線段則會與主要消退曲線(圖中虛線)的斜率相近(如圖 9 所示)，將地下水排出量以試誤法擬合河川流量時，消退線段則成為主要的依據，此時的地下水排出量則需接近且不超過河川流量的消退線段(如圖 10 所示)。

表 2　各模式分析結果

年	補注量 (cm)			降雨補注率			基流指數		
	WTF	RORA	結合模式	WTF	RORA	結合模式	WTF	RORA	結合模式
1995	134.21	109.42	95.35	0.53	0.43	0.37	54.99	49.54	44.03
1996	181.91	125.86	118.52	0.74	0.51	0.48	54.79	43.14	38.51
1997	120.5	80.54	75.84	0.77	0.51	0.48	64.63	50.99	48.34
1999	153.29	150.67	145.36	0.70	0.69	0.67	48.44	51.29	43.92
2000	232.33	137.39	112.37	0.52	0.31	0.25	58.76	41.3	38.42
2003	131.98	60.12	53.09	0.75	0.34	0.30	69.93	37.57	32.49
2004	184.38	108.36	104.29	0.76	0.44	0.43	74.53	46.27	42.62
2005	194.97	185.83	177.88	0.64	0.61	0.58	47.89	44.58	41.51
平均	166.7	119.77	110.34	0.68	0.48	0.45	59.25	45.59	41.23

*1998 年，2001 年，2002 年資料缺

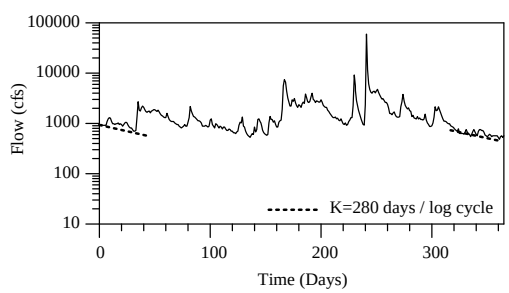


圖 9　蘭陽大橋流量站消退指數與 1997 年河川流量歷線

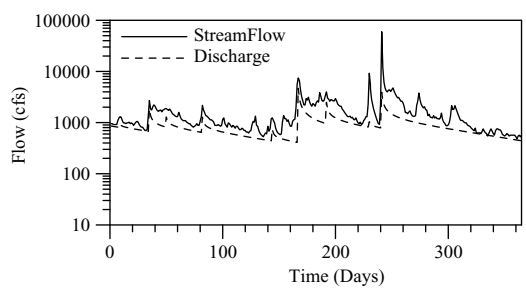


圖 10　蘭陽大橋流量站 1997 年河川流量歷線與基流歷線

以 RORA 模式分析蘭陽大橋 1995 至 2005 年流量資料所得結果列於表 2，表中包含蘭陽大橋上游集水區地下水補注量、降雨補注率與基流指數，將地下水排出量視為基流量情況下，降雨補注率與基流指數分別參考式(16)與式(17)求得。

4.3 WTF 模式與 RORA 模式結合計算結果

將 WTF 模式與 RORA 模式結合時，需同時具備河川流量、消退指數、地下水位與比出水率等兩模式分析所需參數，其中河川流量取用蘭陽大橋 1995 至 2005 年流量資料，並由蘭陽大橋流量站流量資料求得的消退指數為 280 (天/一個對數周期), 地下水位資料取用內城地下水位站 1995 至 2005 年資料, 初始比出水率假設為 19%。將上述參數經由 PULSE 程式計算，並以河川流量為擬合標準調整比出水率獲得的結果如表 2 所示。表中包含蘭陽大橋上游集水區 1995 至 2005 年地下水補注量、降雨補注率與基流指數，各項結果的平均值分別為地下水補注量為每年 110.34 公分，降雨補注率 0.45，基流指數 41.23。

4.4 分析與討論

圖 11 為三種模式分別記算蘭陽大橋上游集水區 1995 至 2005 年地下水補注量結果，各年地下水補注量皆以 WTF 結合 RORA 模式計算值最小，RORA 模式次之，WTF 模式最大，其中又以 RORA 與 RORA 結合 WTF 兩模式結果最為接近，WTF 模式與其他模式相比則有較大差異。

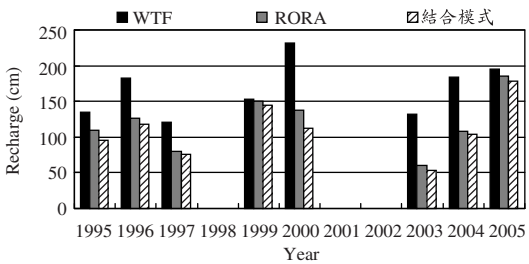


圖 11　各模式地下水補注量分析結果

圖 12 為 1997 年 RORA 與 WTF 結合 RORA 兩模式計算結果，由圖中可發現出兩模式主要差異，首先，RORA 模式計算出的地下水補注事件數量與 WTF 結合 RORA 不同，以 1997 年為例，RORA 模式計算結果總共有 9 個補注事件，而由地下水位變化判斷補注事件的 WTF 結合 RORA 模式則有 74 個補注事件；其次，同一時間點的補注量以 RORA 模式計算結果較大，如同兩模式皆算出 1997 年的第 241 天有地下補注，RORA 模式求得的補注量 21.12 公分，而 WTF 結合 RORA 模式求得補注量卻只有 5.46 公分。

造成兩項差異的主要原因在於 RORA 模式根據河川消退線段反推地下水補注量，在地下水排出量與河川消退曲線相符情況下，將一段時間內的地下水補注量，於少數幾個河川尖峰流量的時間點一次給予；WTF 結合 RORA 模式則是由地下水位變化判斷地下水是否有補注，當地下水位有日抬升量時，則可明確得知在該時間點有地下水補注情形發生，接著經由消退線段的擬合調整該時間點的補注量大小，以得到該模式求取的補注量。此即為造成 WTF 結合 RORA 模式補注事件數量較 RORA 模式多，但單一補注事件的補注量卻小於 RORA 模式之原因。

造成差異的原因亦可由圖 12 第 240 天至第 365 天解釋，圖 12(A)為 RORA 模式結果，為使

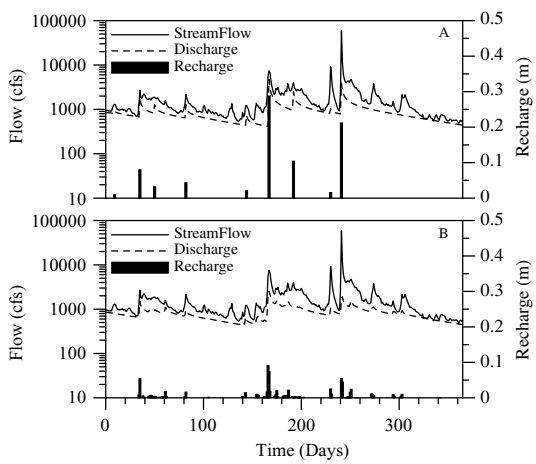


圖 12　1997 年河川流量歷線與基流歷線(A)RORA 模式(B)WTF 模式結合 RORA 模式計算結果

第 320 天至 365 天的地下水排出量與河川消退線

段相符，在第 240 天至 319 天之間必定會有地下水補注事件產生，又 RORA 模式會將一段時間內的地下水補注量於一時間點一次給予，因此該時段中僅第 241 天時有地下水補注量 21.2 公分產生；圖 12(B)為 WTF 模式結合 RORA 模式結果，經由地下水位日抬升量可觀察到該時間段內有 18 個地下水補注事件，經由比出水率的調整，該 18 個補注事件的補注量所造成地下水排出量在第 320 天至 365 天與河川消退線段相符，且 18 個補注事件的總補注量為 20.6 公分。

將一段時間的補注量集中於一時間一次給予，此亦為 WTF 結合 RORA 模式之年補注量與 RORA 模式結果相近，但卻都比 RORA 模式結果小的原因。假設集水區面積、消退指數與蘭陽大橋流量站相同，分別為 820.69 平方公里與 280 (天/一個對數周期)情況下，在一年當中僅第 10 天給予 38.1 公分的地下水補注量，以及第 10 天、第 25 天、第 40 天分別給予 12.7 公分(總和亦為 38.1 公分)的地下水補注量，假設條件模擬出的地下水排出情形如同圖 13 所示。消退理論假設補注是於前次補注的消退上疊加，當地下水分三次補注時，第二次補注會於第一次補注的消退線段上疊加，第三次補注則於第二次補注的消退線段上疊加，雖然總補注量與集中一次補注的補注量都是 38.1 公分，但分三次補注的消退線段卻會高於集中一次補注的消退線段。由於 RORA 模式與 WTF 結合 RORA 模式都是依據消退理論，不論地下水是分數次補注，或者是集中於一時間點上一次補注，地下水排出量於消退線段上皆需與河川流量擬合，此情況下，圖 13 中一次補注的消退線段若要與三次補注的消退線段重疊，一次補注的補注量則必定大於分三次補注的總量，也因此 RORA 模式較 WTF 結合 RORA 模式的年補注量大。

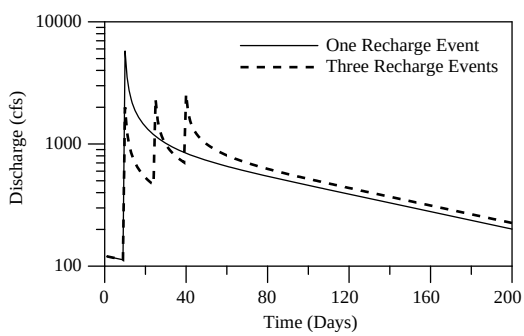


圖 13　不同補注次數基流歷線之差異

WTF 模式將集水區內的地下水位變化量與比出水率乘積，以獲得地下水補注量，本研究中依據現地地質狀況查表獲得比出水率，為保守估計將集水區比出水率假設為 19%，求取地下水補注量。但比出水率 19%之地下水補注造成的地下水排出量有時會有超過河川流量的現象，如圖 14 所示，1997 年第 231 天至第 365 天的地下水排出量高於河川流量，第 1 天至第 231 天河川流量則無此情況發生，代表在第 1 天至第 231 天時，以 19%代表該集水區的比出水率為一合理之數值，在第 231 天至第 365 天比出水率 19%則可能會高估了地下水補注量，因此該時間段的比出水率應小於 19%，當 WTF 與 RORA 模式結合時，則可以河川流量檢核補注造成的地下水排出量，經由比出水率的調整，使地下水排出量能符合消退理論，以求得地下水補注量。

由於降雨是會隨著空間的不同而有所變化，非一定值，即使在同一集水區當中同一時段的降雨，也會因區域的不同而有不同的地下水的補注量。此外，實際的地質為一非均勻場，雖在理論上為方便推導與運算而假設為均質，但地下水排出量還是會隨著不同地質狀況而有所不同，基於上述兩點，不同的河段有著不同的地下水排出量，因此在不同的時間段以不同比出水率

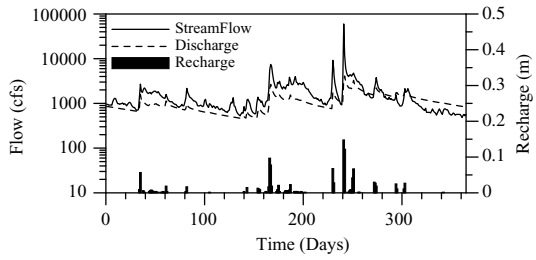


圖 14　1997 年河川流量歷線與 WTF 模式計算基流歷線結果

代表該時間段集水區的釋水狀況，且用以調整補

注量大小可視為合理的作法。

經由比出水率的調整，除了可以求得 WTF 與 RORA 模式結合的地下水補注量外，亦可求得區域的比出水率範圍。本研究分析結果顯示，蘭陽大橋上游集水區的比出水率值為 3.3%至 30%之間，鑽井資料顯示，該區域由泥土、砂、礫石與粘土組成，四種質地的比出水率分別為 40%、22%、19%與 2%，因此本研究求得的比出水率為合理範圍內的結果。

五、結論與建議

5.1 結論

本研究利用 WTF 模式與 RORA 模式之結合，對蘭陽平原的地下水位與河川流量關係進行分析，進而評估地下水補注量，可有以下幾點結論：

(1) WTF 與 RORA 模式結合首先以地下水位抬升來確認地下水的補注，藉由地下水位抬升現象來判斷補注至飽和層的時間點，接著經由河川流量的檢核求取符合消退理論的地下水補注量，因此 WTF 與 RORA 模式結合同時兼具了兩模式的優點，可獲得補注至飽和層的時間點、補注事件數量與符合消退理論的地下水補注量。

(2) WTF 模式由地下水位的抬升判斷補注事件並計算補注量，求得補注至飽和層造成地下水位抬升的時間點，因此降雨從地表入滲以及在非飽和帶中傳輸的時間則無法以本模式估計。

(3) 現地的降雨會隨時間與空間變化，地質也會隨著空間有著不同的分佈，因此 WTF 與 RORA 模式結合時，調整不同比出水率使地下水排出量與河川流量消退線段相互擬合，在不同時間以不同的比出水率代表該時間的集水區釋水狀態，為一合理且可行的作法，而此作法亦可求得該區域的比出水率範圍值，提供後續相關研究參考。

(4) WTF 與 RORA 模式結合求得的地下水補注事件較 RORA 模式求得補注事件多，且單一補注事件的補注量比 RORA 模式求得的補注量少，造成原因為 RORA 模式根據河川消退線段反推地下水補注量，在地下水排出量與河川消退曲線相符情況下，將一段時間內的地下水補注量，於少數幾個河川尖峰流量的時間點一次給予，因此年補注事件數量以 RORA 模式較少，但兩模式結合與 RORA 模式同時存在的補注事件卻以 RORA 模式的補注量為大。

(5) 由於消退曲線位移法將地下水排出量以疊加方式進行運算，在集水面積、消退指數與補注總量相同情況下，補注事件較多者其消退線段會高於補注事件較少者的消退線段，同理，當消退線段重合時，補注事件較少的補注量則會較補注事件多者大。此即為 RORA 模式結果與 WTF 結合 RORA 模式結果相近，卻又以 RORA 模式結果為大的原因。

5.2 建議

WTF 與 RORA 模式結合可以同時求得的地下水補注的時間點與補注量，因此可配合降雨時間以及降雨量分析，以獲得降雨與地下補注之關係，亦可藉由不同時間的地下水比出水率值，考慮集水區中降雨量的空間分佈行為因素，經比出水率與降雨分佈行為探討集水區中不同區域的地質狀況。

參考文獻

1. Andrade, R., Muralidharan, D., and Rangarajan, R., 2005, Pulse responses of an unconfined granite aquifer to precipitation- a recharge evaluation through transient water-level fluctuation, *Current Science*, Vol. 89, No. 4, pp. 677-681.
2. Beklet, E.B., Salama, R.B., and Commander, D.P., 2006, Impact of change in vegetation cover on groundwater recharge to a phreatic aquifer in Western Australia: assessment of several recharge estimation techniques, *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 53, pp. 905-917.
3. Chen, W.P., and Lee, C.H., 2003, Estimating ground-water recharge from streamflow records,

Environmental Geology, Vol. 44, pp. 257-265.

4. Daniel, J.F., 1976, Estimating groundwater evapotranspiration from streamflow records, *Water Resources Research*, Vol. 12, No. 3, pp. 360-364.
5. Gerhart, J.M., 1986, Ground-water recharge and its effects on Nitrate Concentration Beneath a Manured Field Site in Pennsylvania, *Ground Wate*r, Vol. 24, No. 4, pp. 483-489.
6. Glover, R.E., 1964, Ground-water movement, *U.S. Bureau of Reclamation Engineering Monograph Series*, No. 31, pp. 31-34.
7. Halford, K.J., and Mayer, G.C., 2000, Problems Associated with estimating ground water discharge and recharge from stream-discharge record, *Ground Wate*r, Vol. 38, No. 3, pp. 331-342.
8. Hall, D.W., and Risser, D.W., 1993, Effects of agricultural nutrient management on nitrogen fate and transport in Lancaster County, Pennsylvania, *Water Resources Bulletin*, Vol. 29, No. 1, pp. 55-76.
9. Healy, R.W., and Cook, P.G., 2002, Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology Journal*, Vol. 10, No. 1, pp. 91-109.
10. Heath, R.C., 1988, Hydrogeologic setting of region. In W. Back, J.S. Rosenshein, and P.R. Seaber (eds.), Hydrogeology, The Geology of North America, v. O-2. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 15-23.
11. Ingersoll, L.R., Zobel, O.J., and Ingersoll, A.C., 1948, Heat conduction with engineering and geological applications, McGraw-Hill, New York, pp. 124-125.
12. Linsley, R.K., Jr., Kohler, M.A., and Paulhus, J.L.H., 1982, Hydrology for engineers (3rd ed.), McGraw-Hill, New York, 508 p.
13. Meinzer, O.E., 1923, The occurrence of groundwater in the United States with a discussion of principles, U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap 489, 321 p.
14. Meyboom, P., 1961, Estimating ground-water recharge from stream hydrographs, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 66, No. 4, pp. 1203-1214.
15. Rorabaugh, M.I. and Simons, W.D., 1966, Exploration of methods relating ground water to surface water, Columbia River Basin-Second phuse, U.S. Geological Survey Open-File Report, 62 p.
16. Rorabaugh, M.I., 1964, Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow, *International Association of Scientific Hydrology, Publication*, Vol. 63, 432-441.
17. Rutledge, A.T., and Daniel III, C.C., 1994, Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records, *Ground Wate*r, Vol. 32, No. 2, pp. 180-189.
18. Rutledge, A.T., 1993, Computer programs for describing the recession of ground-water recharge and discharge from streamflow records, U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 93-4121, 45 p.
19. Rutledge, A.T., 1997, Model-estimated ground-water recharge and hydrograph of ground-water discharge to a stream, U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 97-4253, 29 p.
20. Rutledge, A.T., 2000, Considerations for use of the RORA program to estimate ground-water recharge from streamflow records, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-156, 44 p.
21. Rutledge, A.T., 2005, The Appropriate use of the Rorabaugh model to estimate ground water recharge, *Ground Wate*r, Vol. 43, No. 3, pp. 292-293.
22. 經濟部水利署 , 2007 , http://www.wra.gov.tw/。

收稿日期：民國 96 年 3 月 14 日
修正日期：民國 96 年 7 月 11 日
接受日期：民國 96 年 7 月 17 日