中華水土保持學報, 48(1): 36-43 (2017)
Journal of Chinese Soil and Water Conservation, 48 (1)*: 36-43* (2017)

近年臺灣濁水溪流域地下水儲存量變化趨勢探討

黃嘉琦　林琨達　葉信富*

摘　要　在近年來受到氣候變遷的影響，造成臺灣乾濕季分明，濕季降雨強度增強但降雨時間縮短，而乾季雨量稀少，加上降雨時間與空間的分布不均以及坡陡流急無法有效攔蓄降水，因此臺灣成為雨量充沛但水資源缺乏的國家。臺灣的水資源主要來源包含地面水及地下水，其中地下水抽用量雖然僅佔可運用水量的五分之一，但因較不易受蒸發散及人為汙染影響，為相對穩定的水資源來源。本研究以濁水溪流域為研究案例，利用河川消退方法分析流域基流係數 (a) 與排水特徵時間 (K)，另由水平衡概念考量無降雨時期以及忽略蒸發影響下，利用低流消退分析評估地下水長期儲存量變化趨勢。研究結果顯示，流域內排水特徵時間常數介於 82~189 天，平均為 118±51 天。而本研究探討地下水儲存量變化趨勢的結果顯示，濁水溪流域內除了彰雲橋測站受集集攔河堰攔截溪水以供民生及工業用水而呈現下降趨勢 (-0.566 mm/y) 外，其它各個子集水區皆顯示出上升的趨勢。本研究之探討結果可以提供未來水資源管理及調配之重要參考。

關鍵詞：低流分析、排水、地下水儲存量。

Recent Changes in Groundwater Storage in Jhuoshuei *River Basin, Taiwan*

Chia-Chi Huang　Kun-Ta Lin　Hsin-Fu Yeh*

ABSTRACT　As a result of recent climate change, the dry and wet seasons in Taiwan have become clearly distinguishable. Although the duration of rainfall has decreased during the wet season, the intensity of the rainfall has increased during this period. The dry season has low rainfall. Because of the inconsistency in the duration and spatial distribution of rainfall and the difficulty in retaining water on steep slopes and where the velocity of the flow is great, Taiwan currently has plentiful rainfall but lacks water resources. Taiwan's main water resources include surface water and groundwater. Since groundwater is less affected by evapotranspiration and man-made pollution, it is more stable water resource than other sources, although it only contributes to 20% of all usable water in Taiwan. This study uses a river recession analysis for the Jhuoshuei River Basin to analyze the basin's baseflow coefficient (a) and the characteristic drainage time scale (K). A water-balance conceptual model is used in this study. This uses low flow recession to determine the changes in long-term groundwater storage during periods when there is no rainfall, without taking into account the effect of evaporation. The results show that the Zhoushui River Basin's typical drainage duration constant is between 82 and 189 days, with an average of 118 ± 51 days. The analysis of changes in groundwater storage shows that except for the Zhangyun Bridge Station, which exhibits a decrease of 0.566mm/y, all gauge stations in the Jhuoshuei River Basin show increased storage. The findings of this study will serve as a reference for the future management and allocation of water resources.

Key Words: Low flow analysis, discharge, groundwater storage.

一、前　　言

流域地下水儲水量之評估對於水資源管理具有相當之重要性，然而推估流域規模大小的地下水儲水量之相關研究相較於地表水文研究相對較少 (McDonnell, 2009; Green et al., 2011; Sayama et al., 2011)。地下水儲水量為描述流域水文特性基本之水文量 (Black, 1997; Wagener et al., 2007)，並且作為降雨-逕流模式中的主要變量 (Brutsaert, 2005; Kirchner, 2009)，及地球化學水文循環的主要控制因子 (Burns et al., 2003)，同時在氣候變遷影響下，與流域水資源之回復力有著直接相關(Tague et al., 2008)。由於地層異質性使得儲水-排水關係相當複雜 (Beven, 2006)，相關研究首先在邊坡水文領域研究提出利用地表地球物理方法特徵化地下儲水性質 (Collins et al., 1989)，美國太空總署 (NASA) 和德國太空中心 (German Aerospace Center) 共同合作於 2002 年同時發射兩顆衛星，由兩顆衛星之間距離的變化量，以及地球重力場對於衛星所造成的影響，進而推算出地球上重力場變化，由於地球水循環及構造運動等地球內部變化，皆會反映在地球重力場的改變，因此可藉由

國立成功大學資源工程學系
Department of Resources Engineering, National Cheng Kung University, Tainan , Taiwan, R.O.C.
* Corresponding Author. E-mail: hfyeh@mail.ncku.edu.tw

GRACE 重力衛星觀測地下水儲水變化 (Rodell et al., 2006; Troch and Durcik, 2007; Strassberg et al., 2009; Xiang et al., 2016)，然而 GRACE 主要應用於大尺度區域，臺灣地區因面積相對狹小故較不適用。

在實際狀態下，地下水儲水量受制於無法明確定義的含水層底部邊界條件所限而難以計算其總量絕對值，然而，相對變化的流域動態儲水量及其趨勢則可利用水平衡收支進行推估。Sayama et al.(2011) 提出可使用易取得的水文觀測資料，配合研究區域基本的氣候及地形因子，以水平衡分析 (water balance analysis) 推估流域的儲水能力。除了以上述水平衡概念探討研究區域之儲水能力外，河川基流理論同樣可作為評估流域動態儲水量之分析工具。河川基流 (baseflow)，又稱為低流 (low flow)，世界氣象組職將其定義為持續乾燥天氣期間之流量。Smakhtin(2001) 提出乾旱流 (drought flow) 與低流在定義上需作出嚴謹區分，乾旱流是由於降水量長時間低於正常值所引發之自然事件；低流是一個季節性的現象，為河流流量的組成部分。Brutsaert and Nieber(1977)指出在無降水期間，自然河川系統的流量是由流域上游沿岸含水層地下水補注河川之基流量所構成，基於 Boussinesq 方程式於非拘限含水層排水之解與 Dupuit 假設，提出基流消退分析參數化流域排水特徵常數，並由河川流量指數消退函數假設與水平衡概念得到儲水與排水間的線性關係，以河川流量資料而非地下水位資料來推估長期地下水儲存量變化趨勢 (Brutsaert, 2008)。此方法已應用於許多不同氣候和地形條件下的流域儲水狀態研究，範圍涵蓋美國 (Brutsaert, 2010)、日本 (Sugita and Brutsaert, 2009)、歐洲 (Lyon et al., 2009)、澳洲 (Hughes et al., 2012; Zhang et al., 2014)、中國 (Zhang et al., 2009; Gao et al., 2015)、蒙古 (Brutsaert and Sugita, 2008) 及非洲 (Lyon et al., 2015) 等地區，此方法以較易取得的河川流量資料計算流域儲水趨勢變化，在無地下水井建置之觀測區域也能適用。在探討流域規模大小的地下水儲水行為與水資源管理時，單井的地下水位資料僅代表局部尺度量測結果，難以涵蓋整個流域範圍；相對來說，河川流量為流量站上游整個集水區的排水行為，研究範圍為整個流域尺度而非單井局部區域地下水位變化，在水資源管理上更具宏觀角度 (Brutsaert, 2008; Zhang et al., 2014)。

臺灣濁水溪流域水源目前供應南投、彰化及雲林等地區，面臨各種水資源的課題。由於氣候變遷，各地降雨強度增加而降雨日數減少，降雨異常加上地形因素分布不均增加水文之不確定性，降雨豐枯水期比率高達 8:2，需要蓄豐濟枯才能因應，而中上游僅以供水為目標地蓄水設施只有湖山水庫、攔河堰以及規劃中的鳥嘴潭人工湖，蓄水設施明顯不足，而該地區也因為過去受地震影響，地質破碎，加上颱風等高強度降雨增加大量土石沖刷，水庫等蓄水設施有嚴重的泥沙淤積問題，此外，攔河堰攔截濁水溪水源以供發電、工業以及農業用水，也進而導致下游河床裸露並加劇枯水期時的揚塵現象。

而在臺灣早期濁水溪流域下游沖積扇就已成為重要農業區域，從 1950 年代起下游即開始發展地下水灌溉系統，大量抽取地下水以供給農業活動；而 1970 年代濱海區養殖漁業興起，魚塭面積大量增加，也使得地下水用量增加；近年則逐步推動大型工業計劃，但在規劃時卻只以土地取得的難易度作為標準，未考量到水資源調配問題以致於該區域蓄水設施不足，導致地下水的抽取更加普遍。農業、養殖業加上之後的工業以及民生用水，長期地超限抽取地下水，導致下游及沿海地區地層下陷、海水倒灌以及地下水鹽化等問題。根據研究報告指出(經濟部水利署，2012)於臺灣彰化及雲林地區，近年下陷中心明顯有往內陸移動的情形，而高鐵路線以及附近地區維生管線安全也已受其影響。有鑑於許多自然及人為因素導致水資源日益缺乏並且產生各種相關問題，加上豐枯水期降水不穩定，所以對於相對穩定的地下水進行評估也有其重要性，本研究評估濁水溪流域各子集水區排水特徵時間尺度，估算地下水儲存量並探討濁水溪流域地下水儲存量變化的長期趨勢，本研究分析結果可以提供該地區未來產業規劃以及水資源調配管理使用。

二、研究方法

本研究將流域視為一水文系統，流域內主要水平衡之方程式可表示為：

$$\frac{dS}{dt}=P-E-Q \tag{1}$$

其中，**S** 為流域含水層在單位面積內的儲水量[L]；系統輸入量 P 代表單位時間降水量[L/T]；系統輸出量 E 表示蒸發散量[L/T]；Q 為單位面積河川流量[L/T]，原始河川流量在整個流域排水均貢獻至逕流假設下以單位深度表示，上述變量可用於解釋整個流域之平均水文行為。

2.1 河川流量消退特性

流域主流排水過程可分為兩個分量，首先是初始發生在降雨事件後，相對短暫的時間內，含水層完全暫態飽和時，被稱為短時 (short-time) 狀態；其次為在降雨水分入滲後，自含水層排補至河道較為緩慢的排水，即長期 (long-time) 狀態，亦稱作基流 (Arumí et al., 2016)。過去研究，基流檢驗常使用低流量統計(low-flow statistic)如 $Q_{7,10}$，即重現期 10 年之每年連續 7 天最低流量 (Brandes et al., 2005)、基流指數 (baseflow index)(Bloomfield et al., 2009)；以及消退分析法 (recession analysis)(Smakhtin, 2001; Kirchner, 2009)。

為克服消退發生初始時間定義之不確定性，可以 Boussinesq(1877) 推導之方程式為基礎，原始理論建立於由水平不透水層上之自由含水層排水至完全穿透河道的問題，其解為假設地下水位為自由液面且忽略地下水位之上的毛細管效應，並依賴於 Dupuit 假設，具體條件包含：(1) 流動平行於地層坡度；(2) 在垂直於地層方向流速均勻；(3) 水力梯度等於地下水位線的斜率，在應用中不透水層坡度被忽略假設為水平。Brutsaert and Nieber (1977) 提出藉由計算在降雨事件後流域排水時期之流量消退，將儲水-排水間關係參數化的方法，利用消退流量的時間倒數 ($-dQ/dt$) 與平均流量 (Q)，繪製流量消退速率對流量函數之關係圖 (recession plot)，隨著時間變量 t 的消除可以避免消退初始時間的不確定性，並以微分形式取代而形成的水文歷線可表示如下：

$$-\frac{dQ}{dt}=f(Q) \tag{2}$$

其中，f 為流域之特徵函數。

當使用實際流量觀測資料時，式 (2) 可以下列形式表示：

$$\frac{Q_i-Q_{i+1}}{dt}=f\left(\frac{Q_i+Q_{i+1}}{2}\right) \quad (3)$$

其中，下標 i 是指在流量時間序列第 i 天之流量；dt 為連續兩日消退之時間間隔。

在流域含水層缺乏補注期間，式 (1) 中的降雨量 P 與蒸發散量 E 可以忽略，基流支配了河川排水，其式可改寫為：

$$\frac{d\mathbf{S}}{dt}=-Q \quad (4)$$

而廣義儲水-排水模式表示式為：

$$Q=c\mathbf{S}^d \quad (5)$$

其中，**S** 亦可指在一門檻值 $\mathbf{S_0}$(田間容水量) 以上的自由儲水量，$c=[\mathbf{a}(2-\mathbf{b})]^{1/(2-\mathbf{b})}$，$d=1/(2-\mathbf{b})$，$\mathbf{b}=1$ 即存在於線性儲水層之情況(Tallaksen, 1995)：

$$Q=\mathbf{aS} \quad (6)$$

將式 (6) 代入式 (4)，可得到 $-dQ/dt$ 和 Q 之冪次關係式：

$$-\frac{dQ}{dt}=\mathbf{a}Q^{\mathbf{b}} \quad (7)$$

其中，係數 **a** 和指數 **b** 為經驗消退常數，又稱為基流係數 (baseflow coefficient)，**b** 值隨高流量的早期消退階段和低流量排水的後期消退而異，**a** 值則代表系統水力特性的函數，其控制常數值的因素很多，包括地形坡度與水系密度 (Zecharias and Brutsaert, 1988)、含水層厚度 (Troch et al., 1993)、地下水水力特性 (Biswal and Marani, 2010)等。

除基流消退常數外，可將時間尺度 (time scale) 加入動態消退的描述，以線性儲水層為例，1/**a** 相等於指數遞減時間 (*e*-folding time)，又稱為流域排水過程之特徵時間尺度 **K** [T]，根據 Bogaart et al. (2016) 研究結果另指出，使用無因次流量 $\hat{Q}$ 取代初始消退 Q_0 代入方程式 (7) 之積分式，所得消退時間尺度結果，實際上與 1/**a** 有高度相關性，因此流域排水特徵時間尺度 **K** 也可用於解釋非線性消退行為。此方法可應用於不同環境條件之下，範圍涵蓋了潮濕流域 (Parlange et al., 2001)、存在陡峭基岩裂隙之半乾燥流域 (Mendoza et al., 2003)、溫帶季風氣候流域 (Sugita and Brutsaert, 2009) 等。

另可將方程式(7)進行對數轉換可得：

$$log(-dQ/dt)=log(\mathbf{a})+\mathbf{b}\,log(Q) \quad (8)$$

將日流量消退時間序列之流量變化對平均流量繪製於對數座標軸上，可得到兩者的關係圖，再利用線段擬合資料點點雲，即可將消退常數參數化。Brutsaert and Nieber (1977) 發展此分析方法之初，注意到在消退過程時，蒸散作用會加速消退速率產生較大的 $-dQ/dt$ 值。另外，從流域含水層所排出之儲存地下水，相對於地表逕流、中間流等其他構成觀測流量之組成，其消退速率也較低。意即在給定流量 Q 所對應之最小流量變化 dQ/dt，即關係圖中數據點之下包絡線 (lower envelope)，可被認為排除了蒸發散量影響且確保資料點流量值主要為低流所構成。

2.2 消退分析之資料點篩選標準

低流消退分析法將日流量消退時間序列紀錄值在對數座標軸上以流量變化對流量繪製關係圖，將圖上的資料點點雲以下包絡線進行擬合可參數化基流消退特徵，流域含水層所排出之儲存地下水，相對於地表逕流、中間流等其他構成觀測流量之組成，其消退速率也較低，為了最大限度地提高所篩選之流量資料點為單純由基流所構成之可能性，在原始資料篩選階段需符合一定標準，選取過程應考慮流域水文系統質量平衡的假設，本研究彙整之篩選標準整理如下。

根據 Brutsaert(2008) 提出建議，資料點篩選標準如下所示：

(a) 流量變化為正值或零，對應資料點需在分析中排除。
(b) 流量變化為正值或零之前 2 個資料點，與之後 3 個資料點需在分析中排除。
(c) 以流量延時曲線定義主要事件 (Kingsford et al., 2002)，主要事件發生之後 4 個資料點需在分析中排除。
(d) 資料序列之奇異點需在分析中排除。
(e) 日降雨量不為零時所對應之資料點與其後數日需在分析中排除。

2.4 流域尺度地下水儲存量變化

以水平衡概念與儲水-排水理論為基礎，長期的地下水儲存量變化可利用低流排水進行推估，此方法的一個重要優點為在沒有設置地下水觀測井的區域也適用，它提供了流量測站上游整體流域，在空間上綜合了地下水儲水量估計。此外，即便在臺灣流域中有可用觀測井的區域，一般而言，由於河川流量紀錄時間普遍較長，此方法所評估之地下水儲存量能瞭解長期趨勢變化。此分析以存在流域中的地下水儲存量可近似定義為地表逕流之函數概念為基礎 (Sugita and Brutsaert, 2009)：

$$\mathbf{S}=\mathbf{K}y^m \quad (9)$$

其中，$y=Q/A$ 為流域範圍的單位面積河川流量[L/T]；m 為一波動參數[-]，其值在 0.5 至 1.0 之間，依所討論之流域物理特性而定，與 Brutsaert(2010) 討論結果可知，在流量呈現遞減情形下可假設 m 近似於 1.0，因為消退期間之河川流量會呈現持續下降的數值，此式(9)可簡化為：

$$\mathbf{S}=\mathbf{K}y \quad (10)$$

其中，**K** 為排水過程之特徵時間尺度 (characteristic time scale of the drainage process)，也稱為地下儲水係數 (subsurface storage coefficient)。在無降雨低流消退期間，質量守恆方程式的建立如式 (4) 所示，表示在含水層中的儲水量為尚未流出之水體積，結合上述地下水儲存量與河川流量線性相關方程式 (10) 可得下式：

$$y=-\mathbf{K}\frac{dy}{dt} \quad (11)$$

式 (11) 同樣說明了以流量對流量變化所繪製之對數座標關係圖，在擬合後可直接獲得係數值，一旦 **K** 值確定後，地下水儲存量變化趨勢即可被估計。本研究以年度最低 7 天流量之移動平均 y_{L7} 取代流量 y，因其值不易受量測誤差干擾 (Smakhtin, 2001)，所得結果表示當年最低地下水儲水量，含水層中的儲水可持續存在至下一年，因此可用於分析流域規模之長期地下水儲水量變化趨勢：

$$\frac{d\mathbf{S}}{dt}=\mathbf{K}\frac{dy_{L7}}{dt} \quad (12)$$

本研究利用 Theil-Sen 斜率推估法進行趨勢斜率之計算，此法是 Sen 於 1968 年提出計算時間序列真實趨勢斜率的方法，

其研究提到當一時間序列表現出具有線性趨勢的特性下，其真實斜率可利用簡易之計算方程是求出。Theil-Sen 推估法其優點為不易受極端值所影響，由於時間序列中若存在極端值，一般線性迴歸方法受此極端值所影響而產生高估或低估的斜率，而 Theil-Sen 推估法取時間序列任兩點斜率中之中位數做為真實斜率，故不受極端值所影響。計算時間序列之真實斜率公式如下：

$$\beta = median\left(\frac{x_j - x_k}{j - k}\right), \quad j = 1, 2, \cdots, n；k = 1, 2, \cdots, j - 1 \quad (13)$$

其中，β 為時間序列中兩資料點間之斜率；x_j 和 x_k 為時間序列中 j 與 k 時間點 $(j > k)$ 所對應之資料值。

三、研究區簡介

濁水溪發源於中央山脈合歡山主峰及東峰之間，流經中央山脈板岩地區，地質環境特殊，岩性軟弱多破碎易風化，挾帶泥沙多，河水四季均呈混濁故名。濁水溪為臺灣長度最長之河川，幹流長度約為 186.6 公里，主要支流有霧社溪、丹大溪、郡大溪、巒大溪、陳有蘭溪、水里溪、東埔蚋溪和清水溪等，如圖 1 所示。濁水溪流域面積約為 3,157 平方公里，為全臺灣面積第二大之流域 (僅次於高屏溪流域)，年逕流量約 61 億立方公尺。濁水溪流域每年 5 月至 10 月受到西南季風及颱風的影響，屬於降雨量較多的時期，而 11 月至翌年 4 月的東北季風期因受到中央山脈的阻隔，屬降雨量較少之時期。此區域的降雨分佈深受地形的影響且具有較大的相異性，降雨量由山區向平原遞減，山區平均年降雨量在 2,200 mm 以上，丘陵地區平均年降雨量約為 2,000~2,800 mm，平原區年平均降雨量則約為 1,000~1,100 mm 之間 (經濟部水利署，2016)。本研究以濁水溪流域 5 個河川流量站針對各站進行消退事件的篩選，評估各流量測站之地下水儲存量，表 1 為使用河川流量站之資訊，其流量站之空間分佈，如圖 1 所示。

表 1 使用之河川流量站資訊 (經濟部水利署，2016)

Table 1 Summary information of the selected gauge stations (Water Resources Agency, 2016)

站名	集水面積 (km^2)	TW67_X	TW67_Y	分析年份
武界 (2)	501.3	255645.0	2646212.4	1957-2008
寶石橋	1542.4	240412.7	2632443.0	2004-2015
內茅埔	367.4	233493.2	2623505.0	1972-2001,2003-2015
桶頭 (2)	259.2	214392.2	2615946.0	1956-2009
彰雲橋	2906.3	212103.2	2631755.0	1985-2015

三、結果與討論

3.1 基流消退特徵

本研究利用 Brutsaert 基流消退分析方法分析河川基流消退特徵，此方法是經由 Boussinesq 方程式及地下水水力理論基礎發展而來，Brutsaert 方法常運用於許多不同氣候及地形條件的流域研究。本研究利用消退流量的時間倒數 ($-dy/dt$) 與平均流量 (y)，繪製流量消退速率對流量函數之關係圖，將資料長度期間內各別事件水文歷線交疊於圖上，取代普通消退曲線 (recession curve)，可避免單一降雨事件時間參考點的不確定性，由於低流消退分析需建立在無降雨與低蒸發散之條件底下，因此在排除這些資料點後常會形成極度不連續的時間序列，這會使傳統的分析方法不適用，消退關係圖提供在不需要資料點為時間連續的條件下，顯示出消退段的行為作為分析。本研究經由前面的程序處理原始資料後，將流量及流量變化經主要事件的篩選結果繪製成如圖 2 之對數座標關係圖。本研究根據 Brutsaert and Nieber (1977) 利用固定斜率 (**b**=1；**b**=1.5；**b**=3) 之線段擬合資料點點雲，其中斜率為 1 表示自含水層線性排水至完全穿透河道；斜率為 1.5 表示地下水面形狀在長時間維持曲線的形狀；斜率為 3 表示假設含水層邊界距離河道在無限遠的距離時的高流量狀態。本研究利用下包絡線固定斜率 b = 1，則可以定義其基流係數 a，其中在給定流量 y 所對應之最小流量變化 dy/dt，即關係圖中數據點之下包絡線，其擬合線位置將 5%資料點置於其下 (如圖 3 所示)，可被認為排除了蒸發散量影響且確保資料點流量值主要為低流所構成 (Troch et al., 1993)。

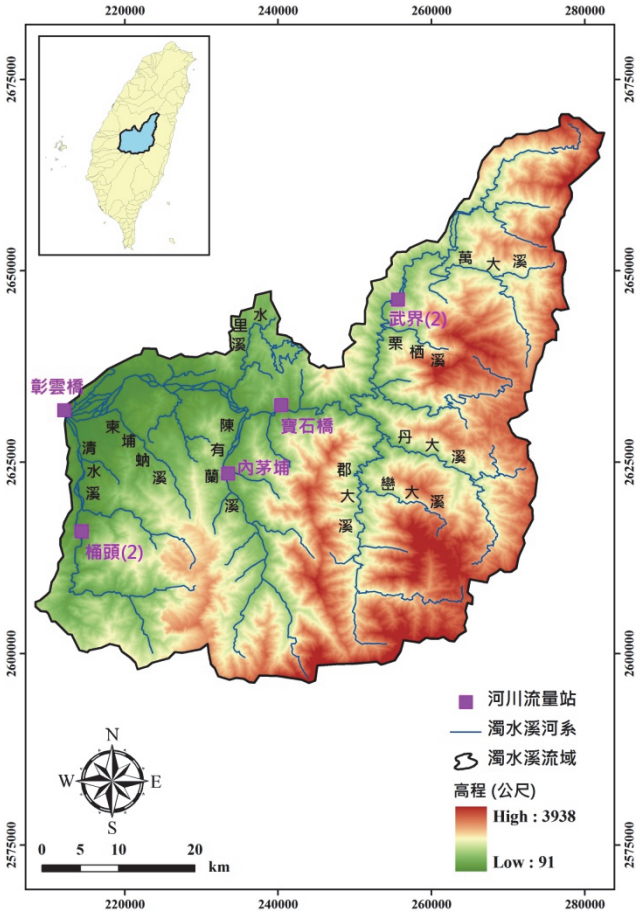


圖 1 濁水溪流域地理位置及流量站圖

Fig.1 Locations of Jhuoshuei river basin and gauge stations

基流係數 a 為排水特徵時間尺度 (K) 的倒數，研究結果顯示各個子集水區的 K 值介於 82~189 天，平均為 118±51 天，如表 2 所示。K 值大小意味著流域非拘限含水層之儲水能力，本研究彙整 K 值空間分布，如圖 3 所示。在前人研究中，有

提及大面積集水區的排水特徵時間尺度大約 45±15 天 (Brutsaert, 2008)，從計算結果顯示濁水溪流域地區的排水特徵時間尺度很明顯有較高的值，而 Sanchez-Murillo(2015) 有指出若流域處於較潮濕的氣候，土壤中的初期儲水量也會較高，而基流係數 a 值會相對地較低，從臺灣平均降雨量為高達世界平均值的 2.5 倍這點來看，K 值較世界其他地區高是可以被預期的。在研究區域中，圖 3 表示各區域的排水特徵時間尺度，從主流來看，可以明顯看出排水特徵時間會隨著坡度增加而增加，而寶石橋的時間尺度較武界長是由於寶石橋有上游主流與支流的匯集，故其時間尺度較長。

表 2 基流係數 (a) 和排水特徵時間尺度 (K) 計算結果

Table 2 Results of baseflow coefficient (a) and characteristic drainage time scale (K)

流量站	基流係數(a)	排水特徵時間尺度K(day)
武界 (2)	0.0059	169
寶石橋	0.0053	189
內茅埔	0.0091	111
桶頭 (2)	0.0177	57
彰雲橋	0.0122	82

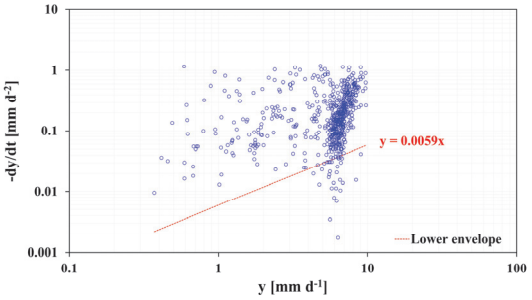
3.2 地下水儲存量趨勢分析

由於地下水位監測皆為單井水位的量測，所以僅能代表其局部的地下水儲水行為，但局部性的資訊沒辦法代表流域的整體排水行為，而相對於地下水水位的資料，水文觀測站的流量數據有更為長時間的紀錄，且能夠代表流域的整體排水行為，所以在此使用以流量為基礎的消退分析方法，評估流域儲水量之特性。在相關研究理論中，指出地下水儲存趨勢與河川低流呈線性關係 (Brutsaert, 2008)，本研究藉由排水特徵時間尺度 K 值以及年度最低 7 天移動平均之計算結果，透過方程式 (12) 可以計算出各子集水區的地下水儲存量，並利用 Theil-Sen 法推估長期變化趨勢，評估結果如圖 4 及表 3 所示。研究結果顯示，各子集水區之地下水儲存量趨勢主要呈現上升趨勢，其中以武界 (2) 及寶石橋測站分別為 1.675 mm/year 及 1.889 mm/year 有較大的上升幅度。而林文英與林俐玲 (2009) 指出濁水溪長期降雨量變化呈現趨勢遞增的情形，由此可知在本研究中大部分子集水區地下水儲存量變化呈現上升趨勢的情形，是由於降雨量的增加補注地下水而導致地下水儲存量變化趨勢有遞增的現象。而彰雲橋測站變化趨勢不同於其他測站，有趨勢下降的情形，結果顯示地下水儲存趨勢為-0.566 mm/year，本研究判斷可能是因為在彰雲橋站上游有集集攔河堰攔截溪水以供民生及工業用水，導致該區下游的河川自然排補效果降低，以至於地下水儲存量的變化呈現下降的趨勢。

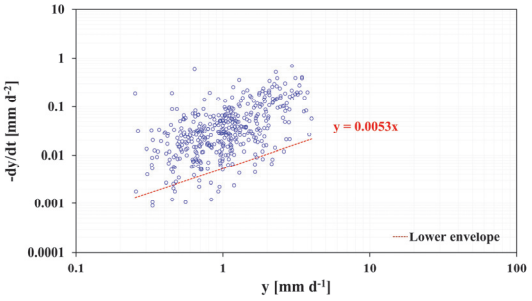
表 3 各流量站之地下水儲存變化量

Table 3 Variation of the groundwater storage

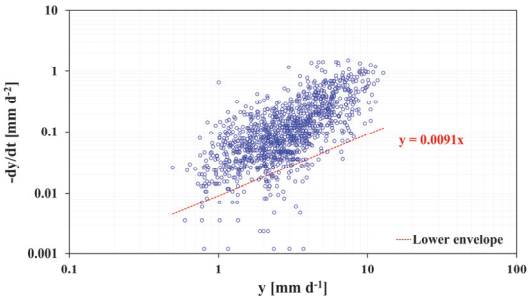
流量站	分析年份	年變化量 (mm/year)
武界 (2)	1957-2008	1.675
寶石橋	2004-2015	1.889
內茅埔	1972-2001,2003-2015	0.071
桶頭 (2)	1956-2009	0.086
彰雲橋	1985-2015	-0.566



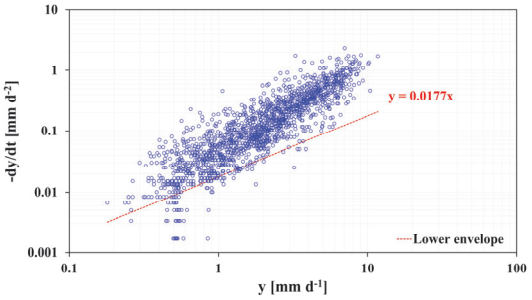
(a) 武界 (2)



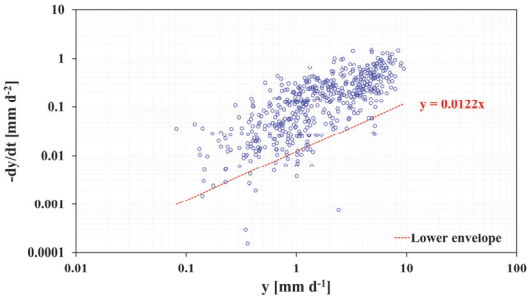
(b) 寶石橋



(c) 內茅埔



(d) 桶頭 (2)



(e) 彰雲橋

圖 2 濁水溪流域各流量站-dy/dt 與 y 之對數關係圖

Fig.2 Relationship between log(-dy/dt) and log(y) for selected gauge stations in Jhuoshuei river basin

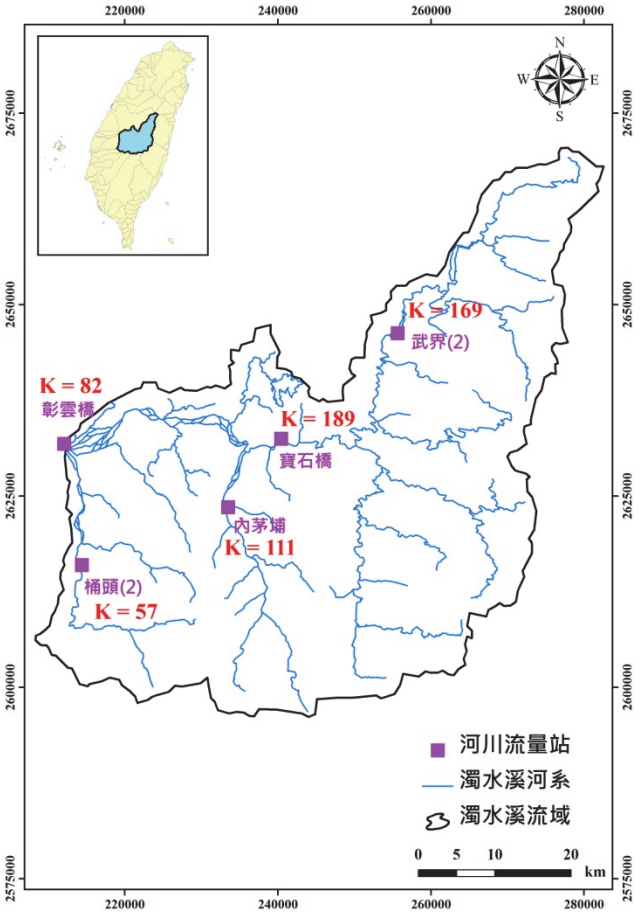
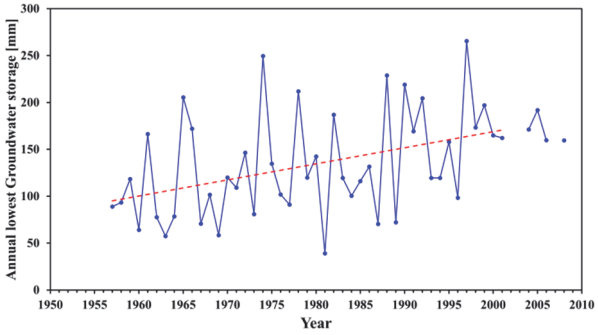
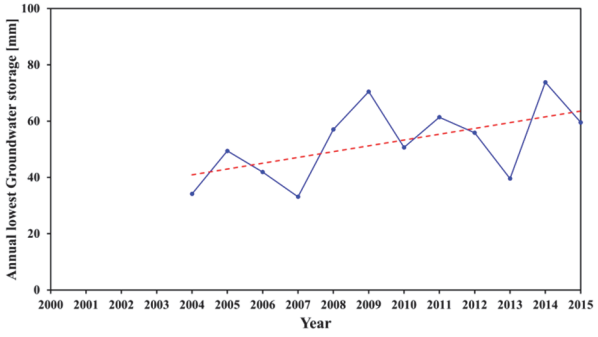


圖 3 濁水溪流域排水特徵時間尺度 (K 值) 空間分布圖

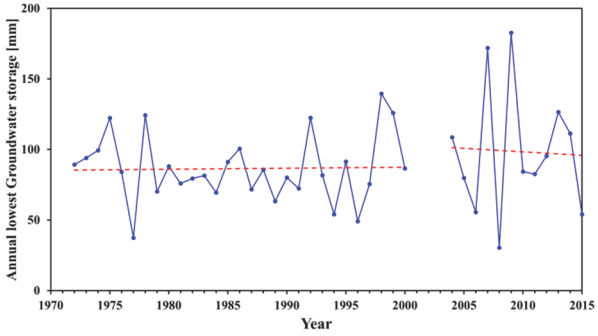
Fig.3 Spatial map of characteristic drainage time scale (K) for selected gauge stations in Jhuoshuei river basin



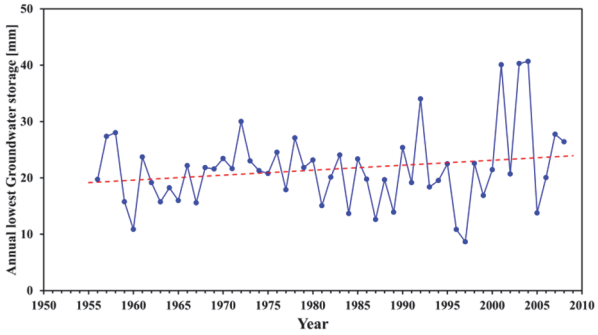
(a) 武界 (2)



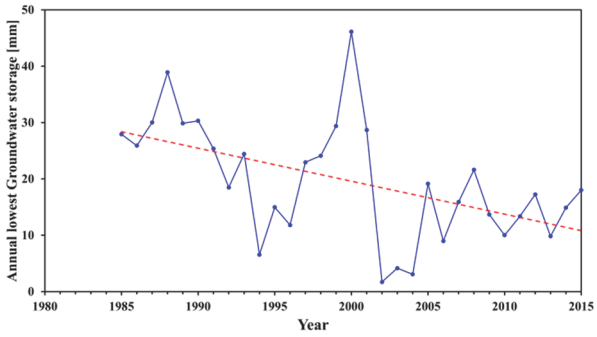
(b) 寶石橋



(c) 內茅埔



(d) 桶頭 (2)



(e) 彰雲橋

圖 4 濁水溪流域各流量站之每年地下水儲存量變化趨勢評估

Fig.4 Evolution of annual groundwater storage trends for selected gauge stations in Jhuoshuei river basin

四、結　　論

本研究以水平衡概念與儲水-排水理論為基礎，利用低流排水進行濁水溪流域長時間地下水儲量變化評估，研究結果顯示，各子流域的排水特徵時間尺度 K 值介於 82~189 天，排水特徵時間隨坡度增高而增加。另外，在地下水儲存量長期變化趨勢結果顯示，各子集水區之地下水儲存量趨勢主要呈現上升趨勢，其中以武界 (2) 及寶石橋測站分別有較大的上升幅度。而彰雲橋測站呈現有趨勢下降的情形，地下水儲存趨勢為-0.566 mm/year，推測可能主要原因為受集集攔河堰攔截溪水以供民生及工業用水，而導致河川自然排補能力下降，此研究分析有助於瞭解濁水溪流域地下水儲存量長期變化情況，可以作為濁水溪流域水資源調配之參考。本研究所提出之方法以較易取得的河川流量資料計算流域儲水趨勢變化，在無地下水井建

置之觀測區域也能適用，河川流量為流量站上游整個集水區的排水行為，研究範圍為整個流域尺度而非單井局部區域地下水位變化，在水資源管理上更具宏觀角度。

五、誌　　謝

本研究成果承蒙科技部 MOST 105-2218-E-006-029 計畫補助，謹致謝枕。

參考文獻

[1] Arumí, J.L., Maureira, H., Souvignet, M., Pérez, C., Rivera, D., and Oyarzún, R. (2016). "Where does the water go? Understanding geohydrological behaviour of Andean catchments in south-central Chile." *Hydrological Sciences Journal*, 61(5), 844-855.

[2] Beven, K. (2006). "Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: Q_t =(S, R, Δt) A as closure." *Hydrology Earth and System Sciences*, 10, 609-618.

[3] Biswal, B., and Marani, M. (2010). "Geomorphological origin of recession curves." *Geophysical Research Letters*, 37: L24403.

[4] Black, P.E. (1997). "Watershed functions." *Journal of the American Water Resources Association*, 33(1), 1-11.

[5] Bloomfield, J.P., Allen, D.J., and Griffiths, K.J. (2009). "Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: an illustration from the Thames Basin, UK." *Journal of Hydrology*, 373, 164-176.

[6] Bogaart, P.W., van der Velde, Y., Lyon, S.W., and Dekker, S.C. (2016). "Stream flow recession patterns can help unravel the role of climate and humans in landscape co-evolution." *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 1413-1432.

[7] Boussinesq, J. (1877). "Essai sur la theorie des eaux courantes: du movement non permanent des eaux souterraines [Essay on the theory of running waters: from non-permanent movement of groundwater]." *Académie des sciences, Institut de France*, 23, 252-260.

[8] Brandes, D., Hoffman, J., and Mangarillo, J.T. (2005). "Baseflow recession rates, low flows, and hydrologic features of small watersheds in Pennsylvania, USA." *Journal of American Water Resources Association*., 41(5), 1177-1186.

[9] Brutsaert, W. (2005). "Hydrology: an introduction." *Cambridge University Press, 605.*

[10] Brutsaert, W., and Sugita, M. (2008). "Is Mongolia's groundwater increasing or decreasing? The case of the Kherlen River basin." *Hydrological Sciences Journal*, 53(6), 1221-1229.

[11] Brutsaert, W. (2010). "Annual drought flow and groundwater storage trends in the eastern half of the United States during the past two-third century." *Theoretical and Applied Climatology*, 100(1-2), 93-103.

[12] Brutsaert, W. (2008). "Long-term groundwater storage trends estimated from streamflow records: Climatic perspective." *Water Resources Research*, 44: W02409.

[13] Brutsaert, W., and Nieber, J.L. (1977). "Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau." *Water Resources Research*, 13, 637-643.

[14] Burns, D.A., Plummer, L.N., McDonnell, J.J., Busenberg, E., Casile, G.C., Kendall, C., Hooper, R.P., Freer, J.E., Peters, N.E., Beven, K., and Schlosser, P. (2003). "The Geochemical Evolution of Riparian Ground Water in a Forested Piedmont Catchment" *Ground water* 41(7), 913-925

[15] Collins, M.E., Doolittle, J.A., and Rourke, R.V. (1989). "Mapping depths to bedrock on a glaciated landscape with ground-penetrating radar." *Soil Science Society of America Journal*, 53(6), 1806-1812.

[16] Gao, Z., Zhang, L., Cheng, L., Zhang, X., Cowan, T., Cai, W., and Brutsaert, W. (2015). "Groundwater storage trends in the Loess Plateau of China estimated from streamflow records." *Journal of Hydrology*, 530, 281-290.

[17] Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., and Hiscock, K.M. (2011). "Beneath the surface of global change: impacts of climate change on groundwater." *Journal of Hydrology*, 405, 532-560.

[18] Hughes, J.D., Petrone, K.C., and Silberstein, R.P. (2012). "Drought, groundwater storage and stream flow decline in southwestern Australia." *Geophysical Research Letters*, 39: L03408.

[19] Kingsford, R., Brandis, K., Young, B., and Fryar, S. (2002). "Environmental Flows on the Paroo and Warrego Rivers: Progress Report Year 2." National Parks & Wildlife Service, NSW.

[20] Kirchner, J.W. (2009). "Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward." *Water Resources Research*, 45: W02429.

[21] Lyon, S.W., Destouni, G., Giesler, R., Humborg, C., Morth, M., Seibert, J., Karlsson, J., and Troch P.A. (2009) "Estimation of permafrost thawing rates in a sub-arctic catchment using recession flow analysis." *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 595-604

[22] Lyon, S.W., Koutsouris, A.J., Scheibler, F., Jarsjö, J., Mbanguka, R., Tumbo, M., Robert, K.K., Sharma, A.N., and van der Velde, Y. (2015). "Interpreting characteristic drainage timescale variability across Kilombero valley, Tanzania." *Hydrological Processes*, 29, 1912-1924.

[23] McDonnell, J.J. (2009). "Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas." *Progress in Physical Geography*, 33(2), 288–293.

[24] Mendoza, G.F., Steenhuis, T.S., Walter, M.T., and Parlange, J.Y. (2003). "Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis." *Journal of Hydrology*, 279, 57-69.

[25] Parlange, J., Stagnitti, F., Heilig, A., Szilagyi, J., Parlange, M., Steenhuis, T., Hogarth,W., Barry, D., and Li, L. (2001). "Sudden drawdown and drainage of a horizontal aquifer." *Water Resources Research*, 37, 2097-2101.

[26] Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J.S., Nigro, J., and Wilson, C.R. (2006). "Estimating groundwater storage

changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE." *Hydrogeology Journal*, 15(1), 159-166.

[27] Sanchez, R., Brooks, E., Elliot, W., Gazel, E., and Boll, J. (2015). "Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States." *Hydrogeology Journal.*, 23, 287-303.

[28] Sayama, T., McDonnell, J.J., Dhakal, A., and Sullivan, K. (2011). "How much water can a watershed store?" *Hydrological Processes*, 25(25), 3899-3908.

[29] Sen, P.K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau." *Journal of the American Statistical Association*., 63, 1379-1389.

[30] Smakhtin, V.U. (2001). "Low flow hydrology: a review." *Journal of Hydrology*, 240, 147-186.

[31] Strassberg, G., Scanlon, B.R., and Chambers, D. (2009). "Evaluation of groundwater storage monitoring with the GRACE satellite: case study of the high plains aquifer, Central United States." *Water Resources Research*, 45: W05410.

[32] Sugita, M., and Brutsaert, W. (2009). "Recent Low-Flow and Groundwater Storage Changes in Upland Watersheds of the Kanto Region, Japan." *Journal of Hydrologic Engineering*, 14, 280-285.

[33] Tague, C., Grant, G.E., Farrell, M., Choate, J., and Jefferson, A. (2008). "Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades." *Climatic Change*, 86, 189-210.

[34] Tallaksen, L.M. (1995). "A review of baseflow recession analysis." *Journal of Hydrology*, 165, 349-370

[35] Troch, P.A., and Durcik, M. (2007). "New data sets to estimate terrestrial water storage change." *Earth and Space Science News*, 88(45), 469-484.

[36] Troch, P.A., Mancini, M., Paniconi, C., and Wood, E.F. (1993). "Evaluation of a distributed catchment scale water balance model." *Water Resources Research*, 29, 1805-1817.

[37] Wagener, T., Sivapalan M., Troch P., and Woods, R. (2007). "Catchment classification and hydrologic similarity." *Geography Compass*, 1(4), 901-931.

[38] Xiang, L., Wang, H., Steffen, H., Wu, P., Jia, L., Jiang L., and Shen, Q. (2016). "Groundwater storage changes in the Tibetan Plateau and adjacent areas revealed from GRACE satellite gravity data." *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 228-239.

[39] Zecharias, Y.B., and Brutsaert, W. (1988). "Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds." *Water Resources Research*, 24, 1651-1658.

[40] Zhang, L., Brutsaert, W., Crosbie, R., and Potter, N. (2014). "Long-term groundwater storage trends In Australian catchments." *Advances in Water Resources*, 74, 156-165.

[41] Zhang, L., Chen, Y.D., Hickel, K., and Shao, Q. (2009). "Analysis of low-flow characteristics for catchments in Dongjiang Basin, China." *Hydrogeology Journal*, 17, 631-640.

[42] 水利署 (2016)，水利統計年報，經濟部水利署編印。(Water Resources Agency. (2016). "*Hydrological year book*." (in Chinese))

[43] 林文英、林俐玲 (2009)，河川流域長期雨量及流量對水資源變化之影響，水土保持學報 41(2)，169-180。(Lin, W.Y., and Lin, L.L. (2009). "The Study of River Basin Long-Term Rainfall and Discharge Effect on Water Resource Variation." *Journal of Soil and Water Conservation*, 41, 169-180.)

2017 年 02 月 21 日　收稿
2017 年 03 月 06 日　修正
2017 年 03 月 20 日　接受
(本文開放討論至 2017 年 9 月 30 日