

氣候變遷情境下曾文水庫集水區水文乾旱特性推估

Hydrological Drought in Tseng-Wen Reservoir Basin under Climate Change Scenarios

逢甲大學
水利工程與資源保育學系
助理教授

陳憲宗

Shien-Tsung Chen

國立成功大學
水利及海洋工程學系
博士班研究生

曾宏偉

Hung-Wei Tseng

國立成功大學
水利及海洋工程學系
研究助理

林錦源

Chin-Yuan Lin

國立成功大學
水利及海洋工程學系
專案研究員

楊道昌

Tao-Chang Yang

國立成功大學
水利及海洋工程學系
特聘教授/工學院院長

游保杉*

Pao-Shan Yu

摘 要

本研究針對豐、枯時期降雨嚴重不均的曾文水庫集水區，探討氣候變遷對水文乾旱的衝擊影響。未來氣候變遷情境資料採用聯合國氣候變遷組織(Intergovernmental Panel on Climate Change)第四次評估報告中六個全球環流模式(general circulation model, GCM)的推估氣候場，經空間降尺度(singular value decomposition 法)與時間降尺度(氣候繁衍模式)轉換後得到集水區的未來情境雨量，再藉由水文模式模擬未來情境下的集水區流量，接著探討氣候變遷下水文乾旱及低流量特性的變化情形。本研究之主要結果如下：(1)整體而言，未來情境雨量在豐水期為增加，在枯水期為有增有減；(2)未來情境流量在 3 至 9 月為增加，其他月份為些微減少；(3)以不同超越機率的流量值來代表低流量特性，結果顯示未來低流量可能趨於減少；(4)未來氣候變遷情境下的水文乾旱雖然更為頻繁，但乾旱規模可能加劇也可能減緩，即變異幅度加大；(5)未來情境水文乾旱發生及結束的時間可能提前；(6)不同全球環流模式下的變化趨勢並不一致，未來水文乾旱及低流量特性的變異仍具不確定性。

關鍵詞：氣候變遷，降尺度，水文乾旱，曾文水庫，低流量。

*通訊作者，國立成功大學水利及海洋工程學系教授，70101 台南市東區大學路 1 號，yups@mail.ncku.edu.tw

ABSTRACT

The study area, Tseng-Wen Reservoir basin, receives temporally uneven precipitation and is thus a basin prone to suffer droughts. This study investigated the hydrologic droughts and low flow properties in the Tseng-Wen Reservoir basin under climate change scenarios. Projected climate change data were originally the large-scale climate fields output from six general circulation models in the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Those large-scale climate change data were then transformed into local-scale precipitation data over the study basin by a two-stage statistical downscaling method, consisting of a spatial downscaling method using the singular value decomposition method and a temporal downscaling method using a weather generator. The modified HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) model was used to simulate the projected streamflow under climate change scenarios. Hydrological droughts were then identified pertaining to streamflow series by the threshold method, and drought and low flow properties were analyzed. The following summarizes important findings in this study: (1) Projected precipitation increases in the wet season, and either increases or decreases in the dry season pertaining to different months. (2) Projected streamflow increases during March to September, but decreases otherwise. (3) Projected low flow tends to decrease. (4) Scenario droughts may become more frequent, but their duration and magnitude may become more diverse than the baseline droughts. (5) The times of start and end of scenario droughts may occur earlier than baseline droughts. (6) Different trends of changes in hydrologic droughts were found under different general circulation models, thus uncertainties from general circulation models and other sources, e.g. downscaling process, should be taken into account.

Keywords: Climate change, Downscaling, Hydrological drought, Tseng-Wen Reservoir, Low flow.

一、前言

相較於許多天然災害，乾旱災害的發展過程緩慢，影響範圍廣及歷時長。2009年8月初全台灣面臨可能缺水的危機，後雖有莫拉克(Morakot)颱風帶來豐沛降雨，暫時解除旱象，但南台灣於莫拉克颱風過後卻異常的少雨，曾文水庫的進流量大為減少，2010年初南台灣又有缺水危機，嘉南地區的一期稻作休耕面積約1.9萬公頃，顯示乾旱為台灣水資源管理的重大問題之一。而在氣候變遷的影響下，未來氣候及水文條件可能呈現更大的變異程度，為瞭解未來氣候變遷可能造成的乾旱變化及其衝擊，本研究推估曾文水庫集水

區的未來河川流量，探討集水區的水文乾旱及低流量特性的變遷與衝擊。

乾旱依應用領域及探討的對象不同而有不同定義，在氣象方面，乾旱指氣候異常乾燥炎熱、雨水短缺之現象；在農業方面，乾旱指土壤含水量無法充分供應作物所需，造成作物無法正常生長；在水文方面，乾旱表示地表水量匱乏、水庫蓄水量低於規線的嚴重下限、不能適時適量供應各標的用水。本研究探討的水文乾旱是指河川流量低於某一特定值的低流量事件，一般常用Yevjevich (1967)所提出的門檻值法(threshold level method)來定義，門檻值法可簡便定義乾旱事件及其特性，例如：乾旱的起始與結束時間、乾旱發

生間隔、乾旱延時、乾旱缺水量等，故利用門檻值法探討乾旱特性有廣泛的應用，例如：Kjeldsen *et al.* (2000)；Shiau and Shen (2001)；Hisdal *et al.* (2001)；Shiau (2003)；Fleig *et al.* (2006)；Shukla and Wood (2008)；蕭政宗與楊志傑(2007)等研究。

近年來在氣候變遷情境下的水文乾旱的研究有：Lehner *et al.* (2006)分析歐洲地區在氣候變遷下洪水及乾旱的發生頻率，結果指出在歐洲北部及東北部，洪水發生頻率有增加的趨勢，而在歐洲南部及西南部，乾旱發生頻率有增加的趨勢。Feyen and Dankers (2009)應用水文模式及高解析度區域氣候模式來探討全球暖化對於歐洲水文乾旱的影響，研究結果指出在 A2 情境下，21 世紀末歐洲大部分地區(除最北邊與東北區域外)在無霜季節的水文乾旱會更加嚴重與持久。Wegehenkel and Kersebaum (2009)研究氣候變遷對於德國東北部集水區河川低流量的影響，假設未來年平均氣溫增加 1.4°C 而年平均雨量減少 8% 的氣候變遷情境，結果發現低流量情形有增加的趨勢而森林區的地下水補助量有減少的趨勢。Mishra *et al.* (2010)分析美國中西部地區歷史乾旱與未來氣候變化對於乾旱之影響，該研究以標準逕流指標(standardized runoff index)來探討水文乾旱，研究結果指出雖然未來總降水量有增加的可能，但因降水多發生冬天及春天，乾旱在夏天將可能趨於嚴重。

本研究以曾文水庫集水區為研究區域，探討氣候變遷情境下水文乾旱及低流量特性的變化情形，研究內容及流程簡述如下。首先收集曾文水庫集水區的歷史日雨量、日溫度、日流量觀測資料，用以建立集水區的水文模式並模擬歷史基期(baseline)日流量資料；未來氣候變遷情境雨量的來源採用全球環流模式(general circulation model)推估氣候場，經二階段降尺度(空間降尺度與時間降尺度)得到集水區的未來情境日雨量；再將此情境推估雨量代入水文模式即可模擬氣候變遷情境下的日流量。接著針對歷史基期流量及氣候變遷情境流量分析及比較乾旱事件及低流量特性的改變情形，瞭解氣候變遷情境對曾文水庫集水區水文乾旱及低流量的衝擊變化。

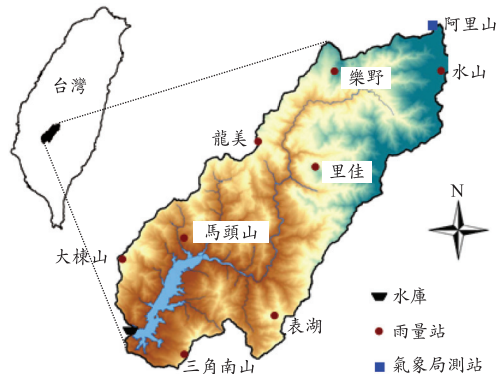


圖 1 曾文水庫集水區及測站位置圖

二、研究區域與資料

2.1 氣象及水文資料

本研究探討曾文水庫集水區之水文乾旱，所需實測氣象及水文資料包含流量、雨量及氣溫資料。研究所用的流量資料為曾文水庫的日進水量；雨量資料為水利署雨量站(共八站)所測得之日雨量，並經徐昇網法計算得到面積雨量；日氣溫資料來源包含水庫所屬的曾文測站及中央氣象局所屬的阿里山氣象站，以兩站的平均溫度代表整個曾文水庫集水區的氣溫；分析採用的資料年限為 1975 至 2008 年。曾文水庫集水區及相關測站位置如圖 1 所示。

2.2 全球環流模式資料

關於未來氣候變遷情境的推估資料，本研究採用聯合國氣候變遷組織(Intergovernmental Panel on Climate Change)第四次評估報告(the Fourth Assessment Report)中的全球環流模式推估資料，本研究使用的六個模式名稱及其基本資料如表 1 所列，溫室氣體排放情境為 A1B 及 B1；受限於可取得的全球環流模式輸出值，本研究之未來二段推估時期分別為 2010 至 2045 年以及 2081 至 2100 年。另為配合曾文水庫入流量資料的起始年份，以及配合全球環流模式的 20C3M 情境模擬資料之時期(至 2000 年止)，本研究氣候變遷分析比較的基期定為 1975 至 2000 年，並另採用全球環流模式於此段時期的 20C3M 情境模

表 1 本研究採用之全球環流模式

模式編號	模式名稱	模式年份	研發單位及國家	水平解析度
GCM 1	CGCM3.1 (T63)	2005	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T63
GCM 2	CSIRO-Mk3.0	2001	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atmospheric Research, Australia	T63
GCM 3	ECHAM5/MPI-OM	2005	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63
GCM 4	GFDL-CM2.0	2005	U.S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	2 × 2.5 度
GCM 5	GFDL-CM2.1	2005	U.S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	2 × 2.5 度
GCM 6	MIROC3.2 (hires)	2004	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan	T106

擬值，用以模擬基期的氣象及水文狀況，做為變遷分析的比較基準。

為將全球環流模式的大尺度推估資料降尺度為研究區域的小尺度雨量資料，本研究以研究區域的面積雨量為預報變量(predictand)，大尺度格網的全球環流模式資料為預測因子(predictor)，用以建立降尺度模式及應用於後續的情境雨量推估；其中預測因子選用海平面氣壓及地表兩公尺的南北向風速，範圍為東經 80 至 160 度，北緯 0 至 60 度。另外，因氣溫的推估於各全球環流模式間較具一致性，且對於降雨-逕流模式的流量影響不大，本研究未針對研究區域再建立氣溫降尺度模式，而直接引用台灣大學全球變遷研究中心(2008)的推估結果，並利用其建議之等比例法推求本研究二段未來推估時期的氣溫變化量。溫度推估資料來源所用的全球環流模式與本研究使用的六個全球環流模式並不相同，此狀況可能會增加推估流量的不確定性，惟因不同全球環流模式的氣溫推估結果具較大程度之一致性，故此不確定性對於推估流量的影響不大。

三、模式及方法

3.1 水文模式

為模擬未來氣候變遷情境下的長期河川流量，本研究採用修正型 HBV (Hydrologiska Byråns

Vattenbalansavdelning)模式來模擬流量序列，經研究證實在台灣集水區有良好的流量模擬能力(例如：楊道昌與游保杉，1997；楊道昌，1999；吳雷根，2004；李晏全，2006)；此模式可考慮氣候變遷情境下雨量及溫度的變化對於河川流量的影響，特別適用於本研究。

修正型 HBV 模式為集塊型模式，其將集水區的降雨-逕流機制概念化為上、下兩層水桶進行長期逕流量的連續模擬。模式架構包含三個主要部分：(1)土壤含水量作用機制，(2)逕流反應機制，(3)土壤層與上、下水桶之水平衡方程式。以下針對修正型 HBV 模式進行介紹：

3.1.1 土壤含水量作用機制

由土壤含水量之多寡依式(1)將降雨量分為提供逕流反應部份之水量與貯蓄於土壤表層之水量，其關係示意圖如圖 2 所示。

$$Q_s(t) = \left[\frac{S_{sm}(t)}{FC} \right]^\beta \cdot P(t) \dots\dots\dots (1)$$

其中，

- $Q_s(t)$: 第 t 日提供逕流反應之水量(mm/day)
- $P(t)$: 第 t 日之降雨量(mm/day)
- $S_{sm}(t)$: 第 t 日之土壤含水量(mm)
- FC : 田間容水量(mm)，待率定參數
- β : 待率定參數

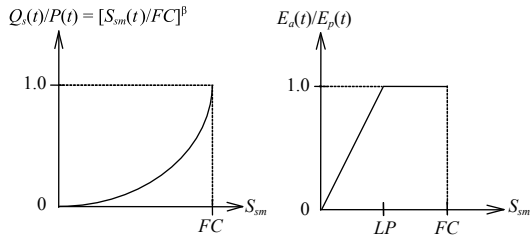


圖 2 逕流與蒸發散量受土壤含水量影響關係圖

貯蓄於土壤表層之水量為 $P(t)$ 扣除 $Q_u(t)$ 後之剩餘量，由土壤含水量之多寡依式(2)計算實際蒸發散量，其關係示意圖亦如圖 2 所示。

$$E_a(t) = \begin{cases} E_p(t) \cdot S_{sm}(t) / LP & S_{sm}(t) \leq LP \\ E_p(t) & S_{sm}(t) > LP \end{cases} \dots (2)$$

其中，

$E_p(t)$ ：第 t 日之勢能蒸發散量(mm/day)

$E_a(t)$ ：第 t 日之實際蒸發散量(mm/day)

LP ：待率定參數，當土壤含水量大於此值時，實際蒸發散量等於潛勢蒸發散量。

蒸發散量的估算部份，本研究利用 Hamon 公式(Hamon, 1961)計算勢能蒸發散量，Hamon 公式考慮氣溫及日照時數等資料進行勢能蒸發散量的估計，公式如下：

$$PET_t = \frac{0.021H_t^2 e_{ot}}{T_t + 273} \dots (3)$$

其中，

PET_t ：第 t 日的勢能蒸發散量(cm/day)

H_t ：第 t 日的日照時數(hr)

e_{ot} ：第 t 日的飽和蒸氣壓(hPa)

T_t ：日平均氣溫($^{\circ}C$)

飽和蒸氣壓為溫度的函數，可由下式表示：

$$e_{ot} = 33.8639 [(0.00738 \times T_t + 0.8072)^8 - 0.000019 \times |1.8 \cdot T_t + 48| + 0.001316] \dots (4)$$

由於蒸發散量的推估具有較大的不確定性，因此本研究導入 Ce 參數(Zhang and Lindström, 1997)進行勢能蒸發散量推估之修正，即將公式推估的勢能蒸發散量乘以 Ce 後得到修正後的勢能蒸發散量，再代入水文模式中進行運算。

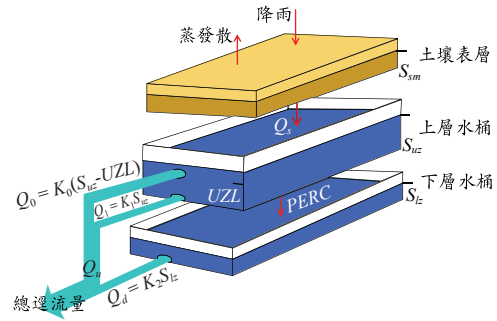


圖 3 修正型 HBV 模式逕流反應機制

3.1.2 逕流反應機制

逕流反應部份主要將集水區降雨與逕流的機制概念化為上、下兩個水桶，上層水桶(快速反應層)接受土壤表層提供逕流反應之水量(Q_s)，迅速釋放地表逕流與中間流，並提供滲漏量到下層水桶。下層水桶(慢速反應層)接受上層水桶的滲漏量，反應後釋出基流量。由降雨量及土壤表層提供逕流反應水量(Q_s)流入上層水桶後，依式(5)與式(6)計算上、下層水桶之出流量，上、下層水桶出流量之和為集水區總逕流量。修正型 HBV 模式逕流反應機制之架構如圖 3 所示。

$$Q_u(t) = \begin{cases} S_{uc}(t) \cdot (K_0 + K_1) - K_0 \cdot UZL & S_{uc}(t) > UZL \\ K_1 \cdot S_{uc}(t) & S_{uc}(t) \leq UZL \end{cases} \dots (5)$$

$$Q_d(t) = K_2 \cdot S_{lc}(t) \dots (6)$$

$$Q(t) = Q_u(t) + Q_d(t) \dots (7)$$

其中，

$Q_u(t)$ ：第 t 日之上層水桶出流量(mm/day)

$Q_d(t)$ ：第 t 日之下層水桶出流量(mm/day)

$Q(t)$ ：第 t 日之總逕流量(mm/day)

$S_{uc}(t)$ ：第 t 日之上層水桶貯蓄量(mm)

$S_{lc}(t)$ ：第 t 日之下層水桶貯蓄量(mm)

UZL ：上層水桶孔口高度(mm)，待率定參數，值越大表示上層水桶之貯蓄能力愈大，釋放至地表逕流量越小。

K_0 ：上層水桶孔口高度 UZL 之孔口係數，待率定參數，值越大表示上層水桶釋放至地表逕流量越大。

K_1 : 上層水桶之孔口係數，待率定參數，值越大表示上層水桶釋放至中間流量越大。

K_2 : 下層水桶之孔口係數，待率定參數，值越大表示下層水桶釋放至基流量越大。

3.1.3 連續方程式

模式模擬各時段之土壤含水量、上層水桶蓄水量與下層水桶蓄水量之變化，將依下述三個連續方程式進行演算。

$$dS_{sm} / dt = P - Q_s - E_a \dots\dots\dots(8)$$

$$dS_{uz} / dt = Q_s - Q_u - PERC \dots\dots\dots(9)$$

$$dS_{lz} / dt = PERC - Q_d \dots\dots\dots(10)$$

其中， $PERC$ 為上層水桶至下層水桶之滲漏量 (mm/day)。

3.2 降尺度方法

本研究採用兩階段統計降尺度分析方法，分別為空間降尺度和時間降尺度。空間降尺度為利用 singular value decomposition (SVD) 方法來進行統計降尺度，其利用大尺度範圍的全球環流模式輸出變量來建立大尺度氣候場與集水區月雨量的統計關係；時間降尺度採用氣象繁衍模式 (weather generator) 將集水區月雨量推估值轉換成日雨量。兩階段降尺度之方法敘述如下：

3.2.1 空間降尺度

本研究利用 SVD 法來進行空間統計降尺度，首先針對研究區域降雨量與全球環流模式大尺度物理量之時間序列，透過 empirical orthogonal function 分析方法分別進行資料重建的工作，以去除資料之雜訊。接著利用 SVD 分析技術萃取區域降水與大尺度環流間之耦合結構，其所使用之方程式如下：

$$Z_{predictor}(t, x) = \sum_{i=1}^m U_i(x) S_i(t) \dots\dots\dots(11)$$

$$Z_{predictand}(t, x) = \sum_{i=1}^m R_i(x) K_i(t) \dots\dots\dots(12)$$

其中， m 表示 SVD 模(mode)之總個數； $Z_{predictor}(t, x)$ 與 $Z_{predictand}(t, x)$ 則分別代表標準化之大尺度預測因子(本研究採用海平面氣壓及南北向風速)與研究區域降水資料； $U_i(x)$ 與 $R_i(x)$ 分別為預測因子與區域降水第 i 個奇值向量模； $S_i(t)$ 與 $K_i(t)$ 分別為第 i 個奇值向量模之展開係數時序列。最後，降尺度資料則是透過以下方程式之計算來取得：

$$S_i(t+1) = \sum_{j=1}^x Z_{predictor}(t+1, j) \cdot U_i(j) \dots\dots\dots(13)$$

$$PRJ(t+1, x) = \sum_{i=1}^n S_i(t+1) R_i(x) \dots\dots\dots(14)$$

此處之 $PRJ(t, x)$ 代表降尺度後之降水推估值； n 代表計算過程中所保留之奇值向量模個數。為了避免過度訓練的現象發生，此降尺度系統採取交叉驗證的方式來進行模式的建立。詳細之 SVD 降尺度方法介紹可參考 Chu *et al.* (2008)。

3.2.2 時間降尺度

本計畫利用氣象繁衍模式將月雨量降尺度到日雨量，日降雨量之模擬分為兩部分：(1) 利用乾濕日移轉機率決定降雨與否，(2) 利用機率分布決定濕日降雨量之多寡。

(1) 決定乾濕日

降雨與否之模擬以歷史日雨量資料的移轉機率統計特性為演算依據，統計各月中第 $t-1$ 日降雨(wet)時，第 t 日降雨(wet)的機率，表示為 $P(W|W)$ ；各月中第 $t-1$ 日不降雨時(dry)，第 t 日降雨(wet)的機率，表示為 $P(W|D)$ 。當每月第一天，模擬產生(0,1)間的隨機亂數，當亂數值小於或等於該月的降雨日發生機率 $P(W)$ 時，表示此日為非降雨日；若該亂數值大於該月的降雨日發生機率 $P(W)$ 時，表示此日為非降雨日。每月除第一日外，其餘日數利用前一日的降雨情形以序率方法決定為降雨或不降雨，方法如下：針對每日產生一筆隨機亂數值，若亂數值小於或等於 $P(W|W)$ 或 $P(W|D)$ 時，判定該日為降雨日；若亂數值大於 $P(W|W)$ 或 $P(W|D)$ 時，判定該日為非降雨日。

(2) 降雨量模擬

降雨日的降雨量模擬，可由機率觀念將雨量

套配至合適的機率分布予以模擬。首先由歷史資料分析研究區域的日雨量機率分布，並求取該機率分布之參數，以建立該機率分布的累積分布函數；接著即可以機率觀點來模擬任一濕日的降雨量。本研究參考吳至剛(2000)研究結果，以 Weibull 分布來套配研究區域的日雨量。模擬濕日降雨量時，先由隨機亂數產生器隨機產生一個介於 0 至 1 間的均勻分布亂數，此亂數即用來代表日雨量的累積機率值，再將此累積機率值代入日雨量的累積分布函數來推求日雨量值，即可模擬出日降雨量。對於氣候變遷情境下日雨量變化的考量，可利用空間降尺度所推估雨量之統計特性，調整累積分布函數之參數(本研究為調整平均值)，即可用以模擬未來氣候變遷情境下的日雨量資料。由於目前本研究的雨量降尺度為先推求月雨量的變化，故可利用此月雨量的變化來調整日雨量累積分布函數之平均值，但 Weibull 分布為二參數之機率分布函數，因無未來氣候變遷下日雨量之標準偏差的可能變化資訊，故本研究假定未來情境日雨量之標準偏差未有變化，即本研究所模擬之未來情境日雨量的統計變異特性與歷史基期日雨量之特性相同。

3.3 水文乾旱事件

本研究採用門檻值法來定義水文乾旱，其方法為將流量序列持續低於某一門檻值的狀態視為乾旱事件。門檻值的決定一般採用超越機率為 50% 的流量值(Q_{50})，為避免納入極小乾旱事件及避免兩場相關乾旱事件(dependent droughts)不適當的分割，本研究預先採用移動平均法(moving average method)將流量資料序列平滑化(移動平均之視窗大小定為 7 天)；並定義最小流量須低於 Q_{90} (即超越機率為 90% 之流量值)的低流量狀態始為「水文乾旱事件」。換言之，當流量由較大值減少至低於 Q_{50} 時表示乾旱事件的起始，流量再次回升至 Q_{50} 為乾旱結束時間，但此期間的最小流量必須低於 Q_{90} 以下(可參考圖 4)。在乾旱特性上，可藉由頻率(frequency)、延時(duration)及乾旱量(magnitude)三項乾旱特性來探討。頻率為乾旱事件每年的發生次數(次數/年)；單一乾旱事

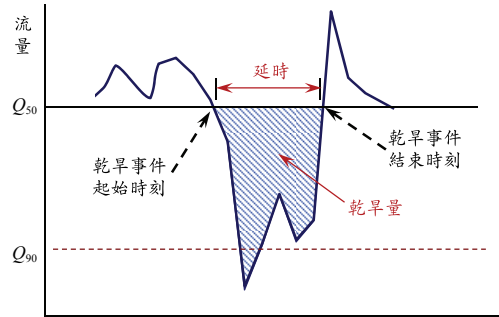


圖 4 乾旱事件及乾旱特性示意圖

件由發生至結束期間長度定義為乾旱延時，本研究所用的單位為日；而流量低於 Q_{50} 之總量為乾旱量，本研究以降雨深度之形式表示，單位為毫米。

四、水文模式模擬及雨量降尺度結果

4.1 水文模式率定與驗證

本計畫收集整理降雨量、流量及氣溫資料年限長度為 1975 至 2008 年(共 34 年)，並將資料區分為率定與驗證二組，率定資料年限為 1975 至 1998 年(共 24 年)；驗證資料年限為 1999 至 2008 年(共 10 年)。水文模式經率定後得到模式參數如表 2 所列，為瞭解模式模擬流量歷線之優劣，本文採用三種指標針對率定及驗證時期的流量模擬結果予以評鑑，指標分別為模擬與觀測流量的均方根誤差(root mean squared error)、相關係數(correlation coefficient)與流量體積比，其中體積比的定義為模擬流量總體積除以觀測流量總體積。流量模擬評鑑結果如表 3 所示，無論率定或驗證年限，均方根誤差在 10 mm/day 以下，相關係數分別為 0.86 及 0.96，流量體積比皆達 0.86 以上；整體而言，顯示此水文模式能合理模擬曾文水庫集水區的流量。

4.2 降尺度模擬結果

本計畫採用 SVD 方法來建立大尺度氣候場與集水區月雨量的統計降尺度關係，大尺度氣候場資料來自六個全球環流模式的海平面氣壓及地表兩公尺的南北向風速，統計降尺度模式建立之資料年限為 1975 至 2000 年，以全球環流模式

表 2 水文模式率定參數值

參數	FC	β	LP/FC	$PERC$	UZL	K_0	K_1	K_2	C_e
單位	mm	-	-	mm	mm	day ⁻¹	day ⁻¹	day ⁻¹	-
數值	119.98	2.221	0.208	1.4	25.501	0.494	0.109	0.023	1.163

表 3 流量模擬評鑑指標

	均方根誤差	相關係數	流量體積比
率定	9.98	0.86	0.86
驗證	9.90	0.96	0.88

於此段時期的 20C3M 情境模擬值做為降尺度模式的輸入值，集水區月雨量為模式的輸出值，採用交叉驗證(cross-validation)方法來率定降尺度模式。針對六個全球環流模式分別建立統計降尺度關係後，為了解降尺度模式的雨量模擬能力，本計畫利用氣象學上常用之 Gerrity 技術得分(Gerrity skill score)做為評鑑依據，Gerrity 技術得分的計算方式為將資料區分為三個等級，當模式模擬值落入之等級與觀測值之等級相同時，則得到加分，若模式模擬值之等級與觀測值之等級不同，則予以扣分，再考慮權重並累計總分後得到 Gerrity 技術得分，詳細計算方式可參考 Gerrity (1992)與 Chu and Yu (2010)；當 Gerrity 技術得分大於零時表示模式具有模擬能力，負值則顯示模擬結果不佳。圖 5 列出各模式模擬結果的 Gerrity 技術得分，由圖中可以發現除在某些月份有少數模式表現較差外，整體而言各模式平均得分大於 0，顯示 SVD 降尺度模式具有模擬集水區月雨量的能力。

4.3 情境雨量推估結果

利用上節建構之 SVD 降尺度模式，輸入氣候變遷情境下全球環流模式的大尺度氣候場，可推估研究區域的情境月雨量。未來雨量推估資料共有 24 組，分別有六個全球環流模式在二種溫室氣體排放情境(A1B 及 B1)及二未來時段的推估結果：基期(1975 至 2000 年)雨量的模擬，則採全球環流模式的 20C3M 情境模擬值做為降尺度模式的輸入。

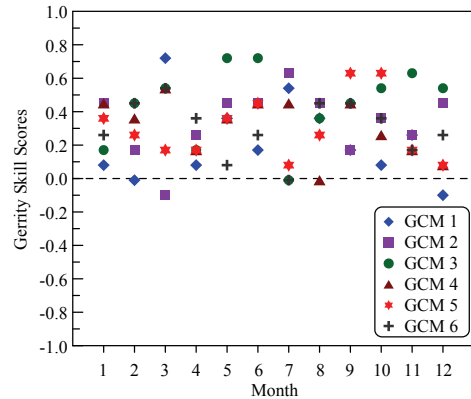


圖 5 降尺度模擬結果技術得分

圖 6 為不同月雨量推估結果與基期雨量的比較圖，以 A1B 與 B1 情境以及未來二段時段為區分，繪製不同全球環流模式下的雨量推估狀況。由於不同全球環流模式的大尺度氣候場模擬的結果不同，經過降尺度後的雨量也有差異性，尤其在豐水期的差異較大，顯示各模式推估結果之不確定性應加以考量。雖然不同全球環流模式的結果相較於基期雨量有增加也有減少，但整體而言，曾文水庫集水區未來情境雨量在豐水期(主要為 5 至 9 月)可能有較明顯的增加趨勢，而枯水期(3 月除外)大致呈現稍微減少的趨勢。

圖 7 為情境雨量相對基期雨量的改變量，並以所有全球環流模式的系集平均(multi-model ensemble)結果來表示，圖 7 顯示情境雨量在豐水期的 5 至 9 月有顯著增加，但 10 月為減少；情境雨量在枯水期的不同月份為有增有減，但 3 月為顯著增加，總雨量在枯水期因而略為增加。而不同排放情境下(A1B 或 B1)的雨量推估結果未有顯著差異，未來不同時段的結果亦為相似。

依據圖 6 的月雨量推估結果，可計算各組情境推估資料相對於基期雨量的各月份變化比值(情境月雨量除以基期月雨量)，再利用此空間降

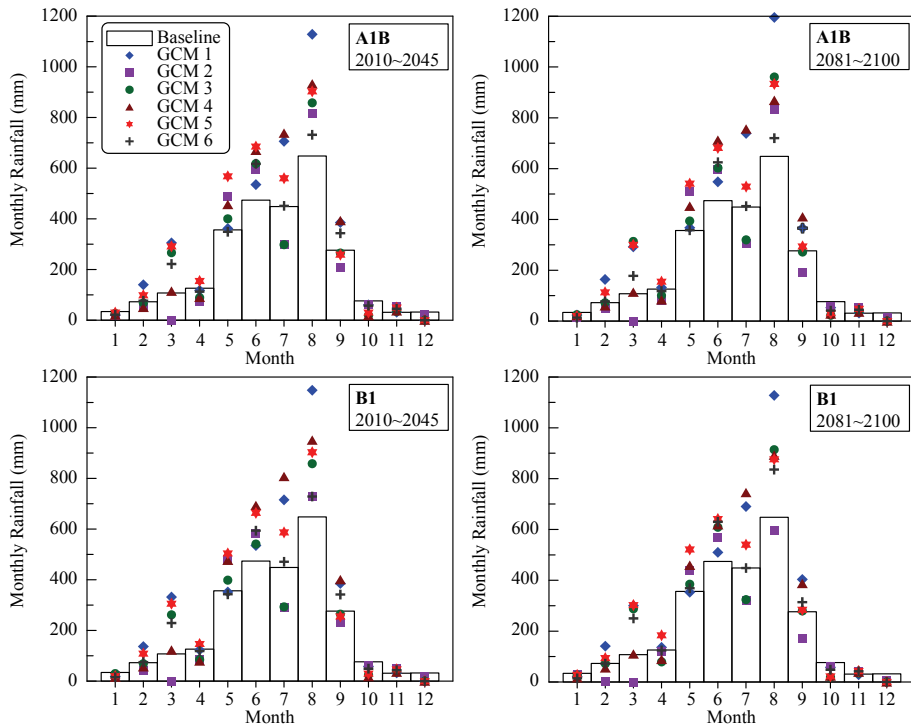


圖 6 基期雨量與全球環流模式下推估雨量比較圖

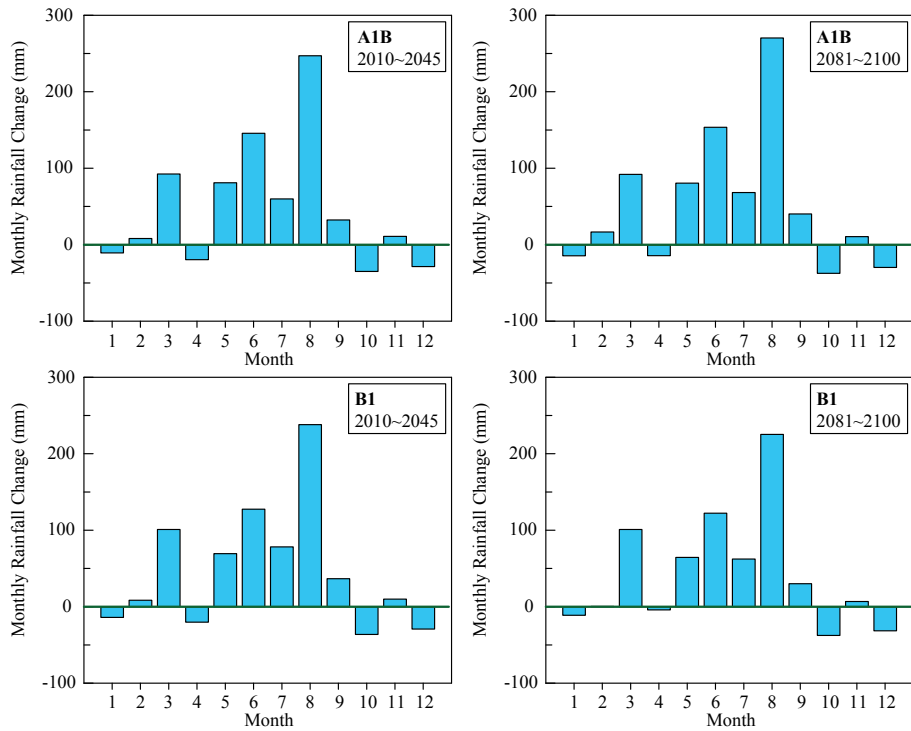


圖 7 情境雨量系集平均後相對於基期雨量之改變量

尺度所得的月雨量變化比值，去調整時間降尺度模式(氣象繁衍模式)的累積分布函數之平均值參數，則可用以模擬未來氣候變遷情境下的日雨量資料。

五、氣候變遷情境下之水文乾旱變化

5.1 未來情境流量分析與比較

5.1.1 基期流量與情境流量模擬

本節探討基期流量與情境流量的模擬結果及其變化特性的比較。基期流量的模擬方法如下：以基期雨量特性代入氣象繁衍模式模擬時間長度為 100 年的日雨量序列，並建立氣溫的一階自回歸模式(Yu *et al.*, 2002)來繁衍符合基期特性的日溫度序列(時間長度亦為 100 年)，再將日雨量及日溫度輸入修正型 HBV 模式，得到時間長度為 100 年的基期日流量序列。情境流量的推估方法如下：利用氣候變遷情境下的雨量變化比值代入氣象繁衍模式產生時間長度為 100 年的情境日雨量序列，溫度則參考台灣大學全球變遷研究

中心的推估變化量，利用一階自回歸模式繁衍時間長度為 100 年的日溫度序列，再將雨量及溫度資料輸入修正型 HBV 模式得到時間長度為 100 年的情境日流量序列。未來情境流量分別有六種全球環流模式、二段未來模擬時期、二種溫室氣體排放情境，共計 24 組資料。

5.1.2 情境流量變化推估

未來情境流量推估結果如圖 8 與圖 9 所繪(流量單位以逕流深度表示，方便與雨量比對)，圖 8 為不同全球環流模式下之情境流量推估情形，圖 9 為系集平均結果相對於基期流量的變化量。流量推估結果與雨量變化趨勢相似，整體而言，未來情境流量在豐水期的 5 至 9 月有較顯著之增加趨勢，在枯水期的 3 月因情境雨量為增加趨勢，經降雨逕流過程的調節後，導致 4 月的情境流量亦為增加，而其他月份的情境流量為些微減少的狀況。關於不同排放情境或不同未來時段，結果無顯著差異。由圖 8 的結果可知個別模式的變化大小及趨勢並非一致，未來氣候變遷的推估顯然

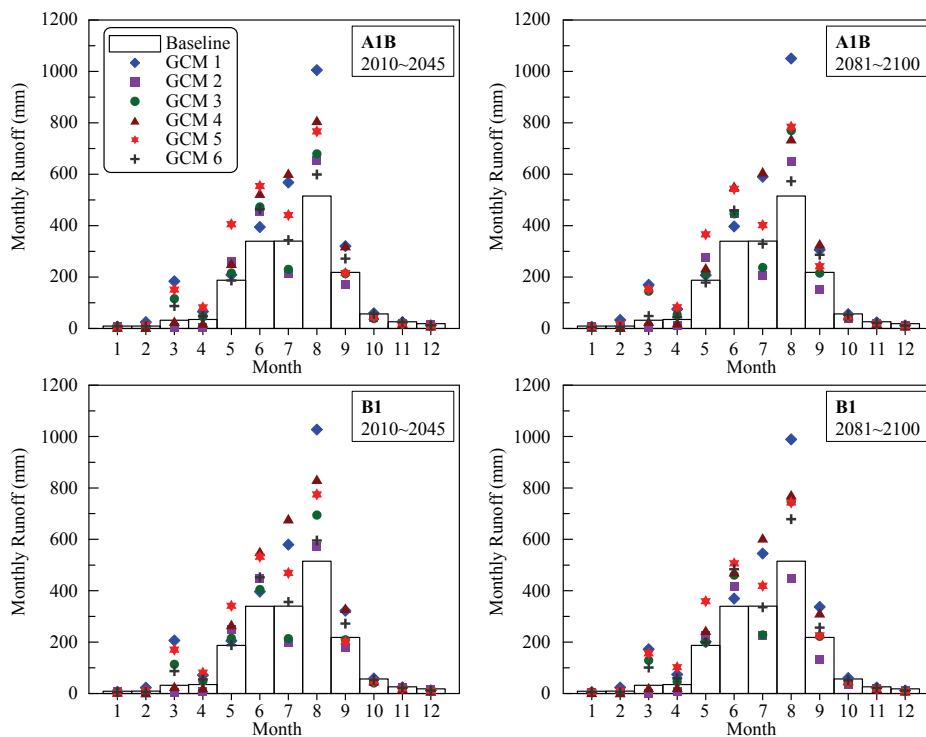


圖 8 基期流量與全球環流模式下推估流量比較圖

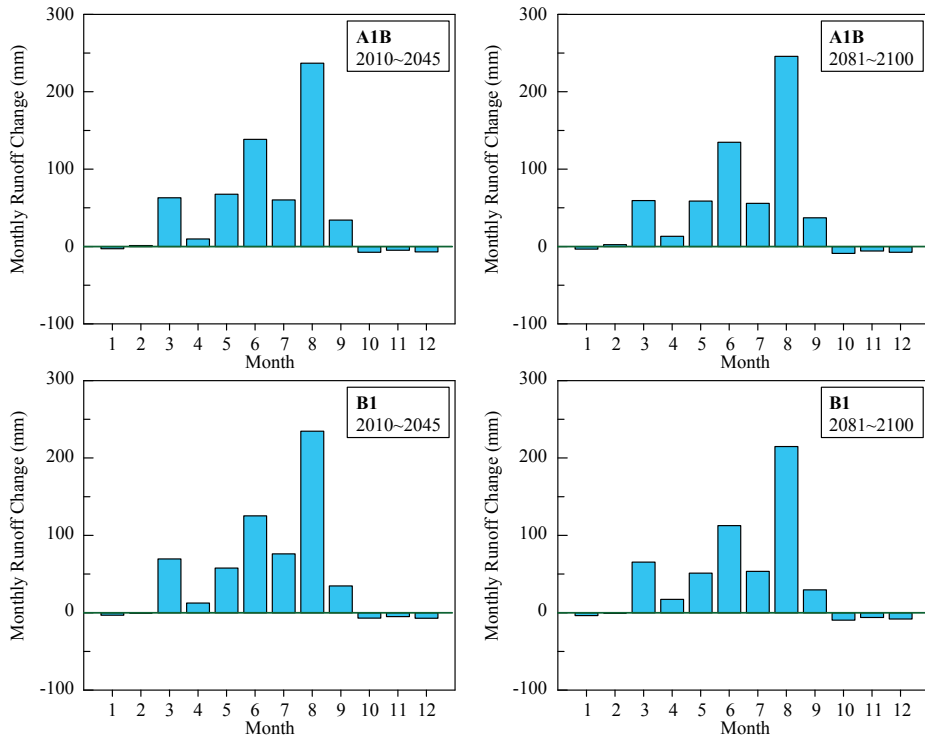


圖 9 情境流量系集平均後相對於基期流量之改變量

表 4 基期流量(日流量)之不同超越機率流量值

流量	m ³ /s	mm
Q_{50}	6.90	1.24
Q_{70}	2.67	0.48
Q_{80}	1.56	0.28
Q_{90}	0.89	0.16
Q_{95}	0.61	0.11

具有不確定性；Wilby and Harris (2006)及 Dessai and Hulme (2007)指出對於水文衝擊研究來說，不確定性來源以全球環流模式為最。因此，各全球環流模式下的推估流量雖可能存在較顯著的差異，但在尚無法消除各模式氣候推估不一致性的情況下，應將各模式下的推估情形均納入考慮，以瞭解氣候變遷衝擊的可能變異範圍。

5.1.3 低流量特性分析與比較

為了解低流量於氣候變遷情境下的變化狀況，本研究以不同超越機率所對應的日流量值 (Q_{50} 、 Q_{70} 、 Q_{80} 、 Q_{90} 及 Q_{95})探討低流量特性的變化趨勢。表 4 為基期流量(日流量)之不同超越機

率流量值，分別以不同單位(m³/s 及 mm)表示。圖 10 為各超越機率流量值(以逕流深度表示)在未來不同時段與情境下的變化情形，由圖中可以看出， Q_{50} 在不同全球環流模式推估下有較大的變化範圍，其系集平均值略大於基期流量；而隨著超越機率值的增加，未來情境流量的變化範圍較小，系集平均值則略小於基期流量，顯示未來低流量可能更趨於減少。

5.2 未來情境乾旱分析與比較

5.2.1 乾旱特性分析與比較

本研究針對基期流量與未來情境流量，採門檻值法估計基期與未來氣候變遷情境下的水文乾旱，並進一步計算各組水文乾旱資料的乾旱特性，結果如圖 11 所示。由於水文乾旱的推估結果，就未來二段時期(2010 至 2045 年及 2081 至 2100 年)及二種溫室氣體排放情境(A1B 及 B1)來說差異不大，主要的情境推估差異來源為不同的模式，因此以下針對所有模式、未來時期、溫室

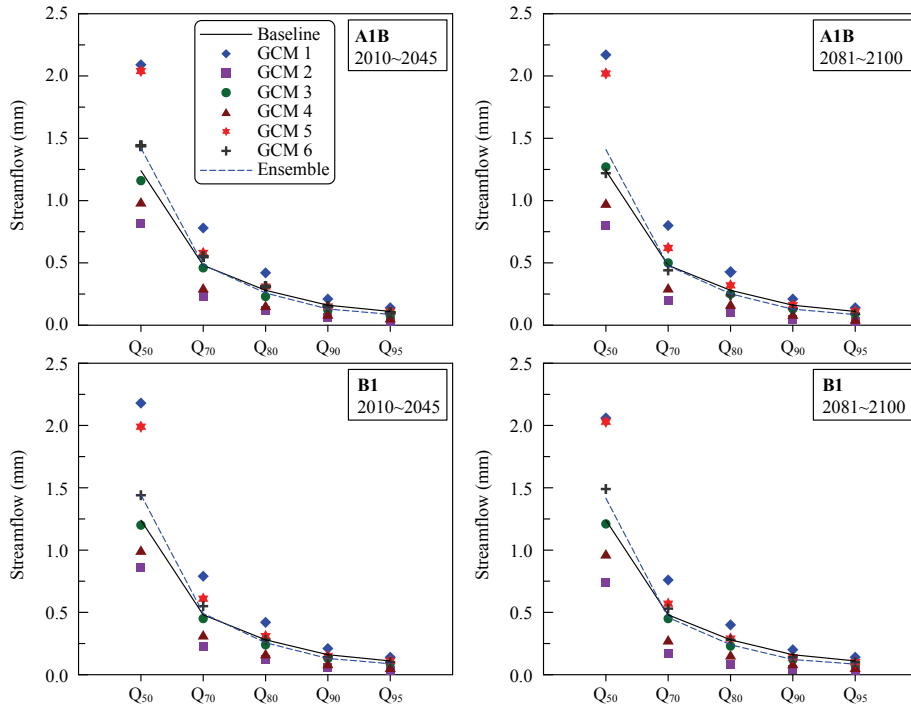


圖 10 各超越機率下基期與情境流量值比較圖

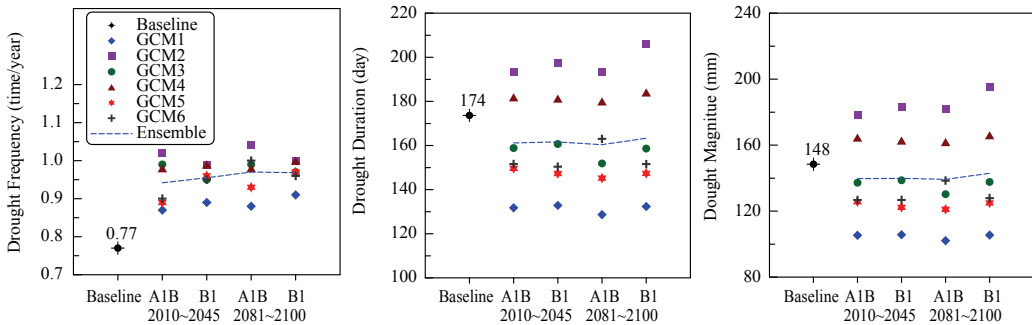


圖 11 基期與情境乾旱特性比較圖

氣體排放情境共 24 種情境推估結果做一併討論。由乾旱發生頻率可知未來情境乾旱發生次數較基期(1975 至 2000 年)為高,由基期的每年 0.77 次增加為 0.87 至 1.04 次(取各模式的最小值及最大值來表示);平均延時的變化有增加亦有減少,由基期的 174 天變化為未來情境下的 129 至 206 天;而平均乾旱量的變化與平均延時的變化類似,未來情境下的結果相較於歷史基期有增亦有減,由基期的 148 毫米變化為未來情境下的 102

至 195 毫米;顯示未來情境下的水文乾旱雖然更為頻繁,但乾旱規模可能加劇也可能減緩。

5.2.2 乾旱特性重現期分析

本節進行乾旱延時與乾旱量的頻率分析,探討氣候變遷情境下乾旱特性的重現期變化情形。首先需將乾旱延時與乾旱量套配合適的機率分布函數,乾旱延時為一離散變量,若將其視為連續變數,常以指數分布套配(例如: Zelenhasic and Salvai, 1987; Shiao, 2006);而乾旱量常用 gamma

分布予以套配(例如：Zelenhasic and Salvai, 1987；Mathier *et al.*, 1992；Shiau, 2006)。本研究檢定乾旱延時與乾旱量的機率分布，發現研究區域的水文乾旱延時與乾旱量均以 gamma 分布較合適，故將兩乾旱特性變量套配 gamma 分布後繪製乾旱特性變量與重現期之關係圖(如圖 12 與圖 13)。由圖 12 的乾旱延時頻率分析結果顯示，在 CGCM3.1(T63)、ECHAM5/MPI-OM、GFDL-CM2.1 及 MIROC3.2(hires)四個模式下，同一重現期的未來乾旱延時會較基期乾旱延時為短；而在 CSIRO-Mk3.0 與 GFDL-CM2.0 二模式下，同一重現期的未來乾旱延時會較基期乾旱延時增長。以乾旱量(圖 13)之角度觀看，其未來變化趨勢與延時相同，除 CSIRO-Mk3.0 與 GFDL-CM2.0 二模式有增加外，其餘四個模式皆減少。而不同排放情境下(A1B 或 B1)及不同時段(未來短期或長期)的結果則沒有明顯差異。

5.2.3 乾旱起始與結束時間分析

本節針對水文乾旱事件的起始與結束時間進行探討，圖 14 為水文乾旱起始時間分布圖，橫坐標代表每月各旬的時間，縱坐標為乾旱起始時間落於各旬的相對次數(各旬次數除以總次數)，圖 14 顯示基期乾旱開始時間較常發生於 10 月中旬至 11 月上旬，但未來情境水文乾旱的開始時間較集中於 10 月上旬至 10 月下旬，且以 10 月中旬的發生次數最多。整體來說，各全球環流模式下的推估結果雖有差異，但未來情境乾旱有提前發生的可能。圖 15 繪製基期與情境水文乾旱的結束時間分布圖，圖中顯示歷史基期的水文乾旱結束時間的分布較為分散，除五月上旬及中旬有較多次數外，其於時間的發生次數沒有太大差異。至於情境乾旱的主要結束時間有二個高峰，其中四個全球環流模式顯示情境乾旱的結束時間有提前發生的可能，由基期的五月上旬提前至三月(主要為上旬)，但二個全球環流模式的未來情境乾旱與基期乾旱的結束時間相同。雖然情境乾旱的結束時間在不同全球環流模式無一致的推估，但整體結果提供未來情境乾旱有可能提

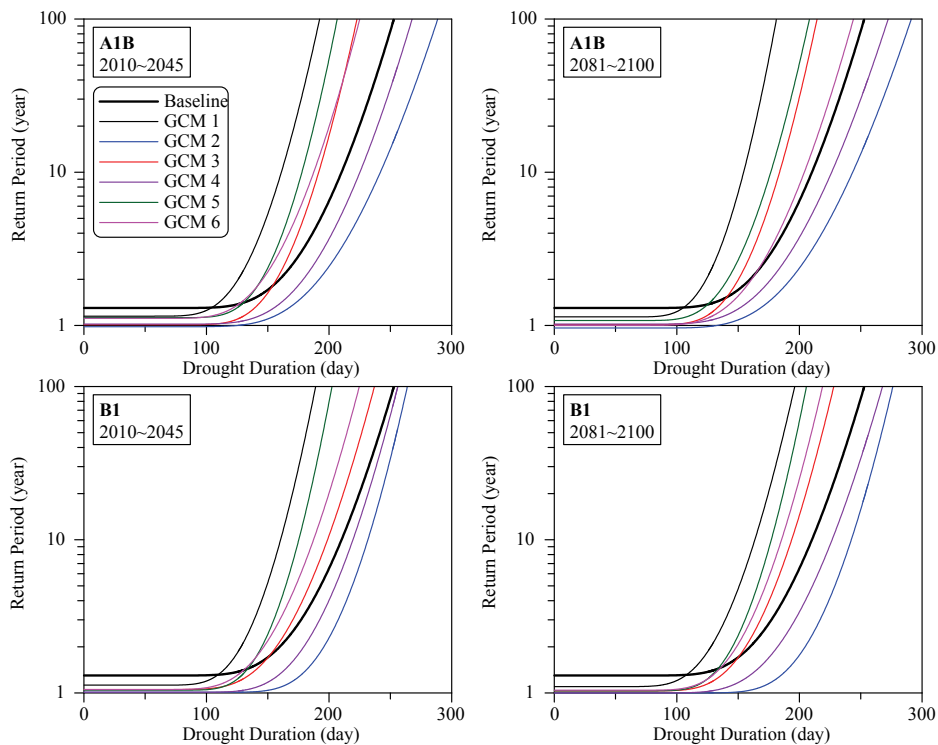


圖 12 乾旱延時頻率分析結果

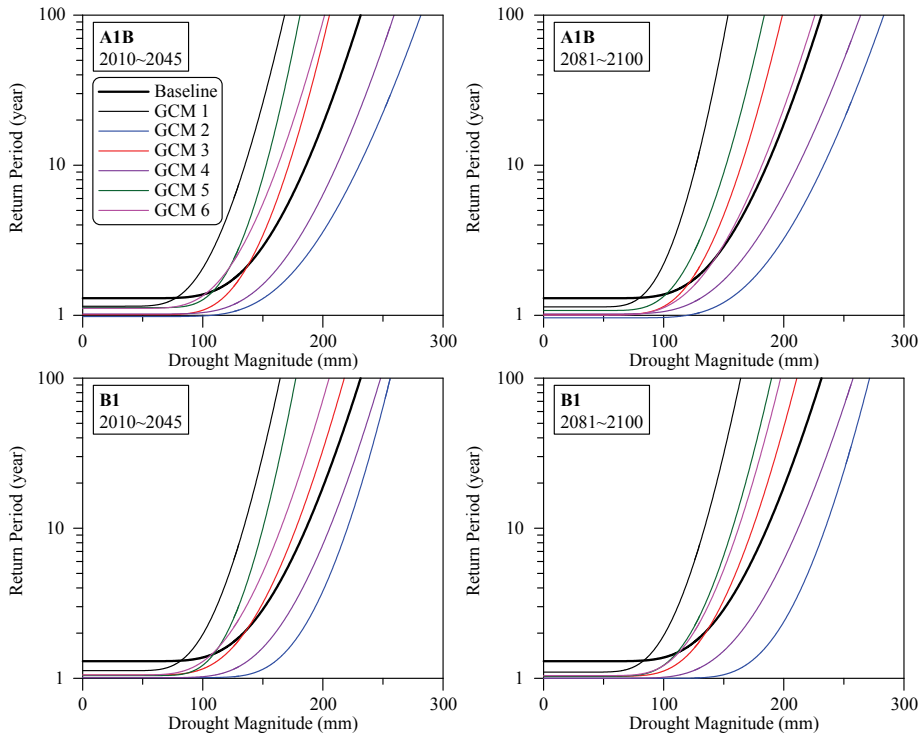


圖 13 乾旱量頻率分析結果

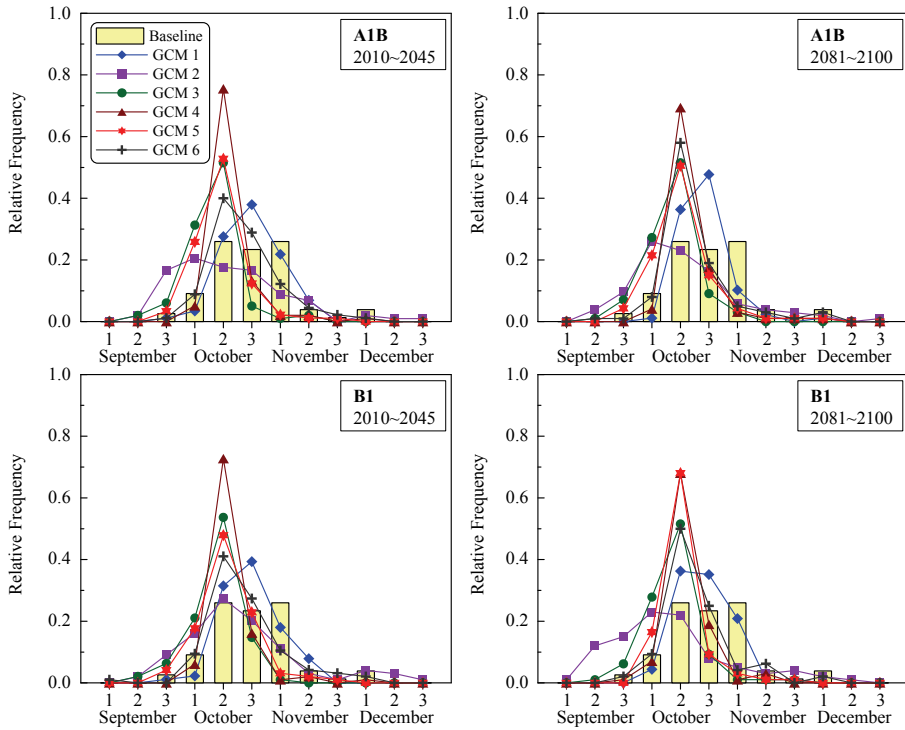


圖 14 水文乾旱起始時間分布圖

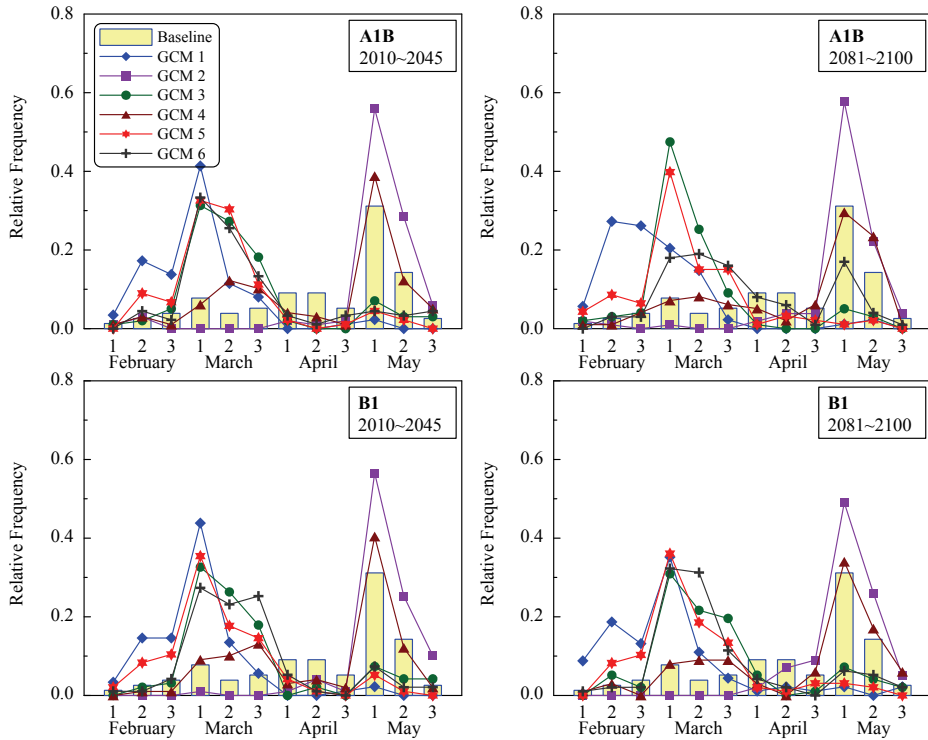


圖 15 水文乾旱結束時間分布圖

前結束的訊息。

六、結 論

本研究探討曾文水庫集水區於氣候變遷情境下的水文乾旱及低流量特性變化，獲得下列幾項結果。

1. 相對基期雨量，未來情境雨量在豐水期的 5 至 9 月明顯增加，但 10 月為減少趨勢；在枯水期的不同月份為有增有減，但 3 月為顯著增加，總雨量在枯水期因而略為增加。不同排放情境下及未來不同時段的雨量推估結果未有顯著差異。
2. 未來情境流量推估結果與情境雨量趨勢相似，在豐水期的 5 至 9 月有較顯著增加趨勢；枯水期的 3 月及 4 月的情境流量亦為增加，但其他月份的情境流量些微減少。
3. 以不同超越機率所對應的流量值來探討低流量特性的變化趨勢，結果顯示隨著超越機率值的增加，未來情境流量的系集平均值則略小於基

期流量，顯示未來低流量可能更趨於減少。

4. 未來情境水文乾旱發生次數較基期為高，延時及乾旱量變化有增加亦有減少，顯示未來水文乾旱雖然更為頻繁，但乾旱規模可能加劇也可能減緩。乾旱特性的頻率分析亦顯示，相較於基期乾旱特性，同一重現期的未來乾旱延時及乾旱量可能增加亦可能減少。此顯示不同全球環流模式下的變化趨勢並不一致，未來乾旱發生情況仍具不確定性。
5. 關於情境水文乾旱的起始與結束時間，分析結果顯示未來情境乾旱的起始時間有提前的可能，而情境乾旱的結束時間在不同模式間雖有差異，但整體而言情境乾旱有提前結束的可能。
6. 未來氣候變遷的推估受許多不確定性的影響 (例如：全球環流模式的選擇與個數、全球環流模式模擬資料版本、溫室氣體排放情境的採用、降尺度方法、大尺度影響範圍的劃設、氣象因子的選擇、季節的劃分...)，應用氣候變遷推估資訊時可多參考各種分析結果，並應考慮

其來源及推估方法，以有較多元的考量及合宜的綜合研判。

謝 誌

本研究為國家科學委員會補助專題研究計畫成果(計畫編號：NSC 97-2625-M-006-014)，謹致謝忱。

參考文獻

1. 李晏全，2006，「石門水庫枯水期月與季入流量預報之研究」，國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
2. 吳至剛，2000，「氣候變遷對高屏流域水資源衝擊之探討」，國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
3. 吳雷根，2004，「曾文水庫枯水期長期入流量預測之研究」，國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
4. 楊道昌，1999，「區域連續型降雨-逕流模式之研究」，國立成功大學水利及海洋工程研究所博士論文。
5. 楊道昌、游保杉，1997，「目標函數對連續型降雨-逕流模式率定之影響」，臺灣水利，第45卷，第4期，第66-73頁。
6. 蕭政宗、楊志傑，2007，「台灣地區之區域乾旱頻率分析」，農業工程學報，第52卷，第2期，第83-101頁。
7. 臺灣大學全球變遷研究中心，2008，「臺灣地區未來氣候變遷預估」，執行單位：臺灣大學全球變遷研究中心，補助單位：行政院國家科學研究委員會。
8. Chu, J.-L., Kang, H., Tam, C.-Y., Park, C.-K., Chen, C.-T. (2008) Seasonal forecast for local precipitation over northern Taiwan using statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research*, 113, D12118.
9. Chu, J.-L., Yu, P.-S. (2010) A study of the impact of climate change on local precipitation using statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research*, 115, D10105.
10. Dessai, S., Hulme, M. (2007) Assessing the robustness of adaptation decisions to climate change uncertainties: A case study on water resources management in the east of England. *Global Environmental Change*, 17, 59-72.
11. Feyen, L., Dankers, R. (2009) Impact of global warming on streamflow drought in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 114, D17116.
12. Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Demuth, S. (2006) A global evaluation of streamflow drought characteristics. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 535-552.
13. Gerrity, J.P. (1992) A note on Gandin and Murphy's equitable skill score, *Monthly Weather Review*, 120, 2709-2712.
14. Hamon, W.R. (1961) Estimating potential evapotranspiration. *Journal of Hydraulics Division*, 87(3), 107-120.
15. Hisdal, H., Stahl, K., Tallaksen, L.M., Demuth, S. (2001) Have streamflow droughts in Europe become more severe and frequent? *International Journal of Climatology*, 21, 317-333.
16. Kjeldsen, T.R., Lundorf, A., Rosbjerg, D. (2000) Use of a two-component exponential distribution in partial duration modeling of hydrological droughts in Zimbabwean rivers. *Hydrological Sciences Journal*, 15(2), 185-298.
17. Lehner, B., Döll, P., Alcamo, J., Henrichs, T., Kaspar, F. (2006) Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: a continental, integrated analysis. *Climatic Change*, 75, 273-299.
18. Mathier, L., Perreault, L., Bobée, B., Ashkar, F. (1992) The use of geometric and gamma-related distributions for frequency analysis of water deficit. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 6(4), 239-254.
19. Mishra, V., Cherkauer, K.A., Shukla, S. (2010) Assessment of drought due to historic climate variability and projected future climate change

- in the Midwestern United States. *Journal of Hydrometeorology*, 11(1), 46-68.
20. Shiau, J.-T. (2003) Return period of bivariate distributed extreme hydrological events. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 17, 42-57.
21. Shiau, J.-T. (2006) Fitting drought duration and severity with two-dimensional copulas. *Water Resources Management*, 20, 795-815.
22. Shiau, J.-T., Shen, H.-W. (2001) Recurrence analysis of hydrological droughts of differing severity. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 127(1), 30-40.
23. Shukla, S., Wood, A.W. (2008) Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophysical Research Letters*, 35, L02405.
24. Wegehenkel, M., Kersebaum, K.-C. (2009) An assessment of the impact of climate change on evapotranspiration, groundwater recharge, and low-flow conditions in a mesoscale catchment in Northeast Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172, 737-744.
25. Wilby, R.L., Harris, I. (2006) A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: Low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*, 42, W02419, doi: 10.1029/2005WR004065.
26. Yevjevich, V. (1967) An objective approach to definition and investigations of continental hydrologic droughts. Hydrology Paper 23, Colorado State University, Fort Collins, USA.
27. Yu, P.-S., Yang, T.-C., Wu, C.-K. (2002) Impact of climate change on water resources in southern Taiwan. *Journal of Hydrology*, 260 (1-4), 161-175.
28. Zelenhasic, E., Salvai, A. (1987) A method of streamflow drought analysis. *Water Resources Research*, 23(1), 156-168.
29. Zhang, X, Lindström, G. (1997) Developed of an automatic calibration scheme for the HBV hydrological model. *Hydrological Processes*, 11(12), 1671-1682.

收稿日期：民國 99 年 5 月 7 日
修正日期：民國 100 年 1 月 17 日
接受日期：民國 100 年 2 月 15 日