



现代生态学讲座 (VI)

全球气候变化与生态格局和过程

Lectures in Modern Ecology (VI)
Global Climate Change and Ecological Patterns and Processes

■ 主 编 邬建国 安树青 冷 欣



高等教育出版社
HIGHER EDUCATION PRESS

目 录

- 第1章 气候变化对森林影响与适应性管理 刘世荣(1)
- 第2章 气候变化-森林-水资源相互作用 孙阁(25)
- 第3章 气候变化下的草地生态与管理 张新杰 韩国栋 王忠武
李治国 王静 王成杰 赵萌莉 David Kemp Kris Havstad(47)
- 第4章 全球变化与植物入侵 ... 李博 邵钧炯 卫书娟 马丁 李慧(66)
- 第5章 全球变化背景下中国东北样带陆地生态系统的过程与机制
研究 周广胜(95)
- 第6章 陆地生态系统土壤固碳:途径与制约
因素 尤业明 周志勇 孙建新(110)
- 第7章 森林植物多样性与生态系统固碳:减缓和适应气候
变化 苏宏新 马克平(133)
- 第8章 全球变化下的陆地碳循环动态非平衡理论
..... 骆亦其 翁恩生著 严燕儿 翁恩生译(155)
- 第9章 森林小流域水文过程对全球气候变化响应的量化
研究 周国逸 刘效东(174)
- 第10章 定量评价气候和土地利用变化对大流域水文的相对影响:
研究进展 魏晓华 刘文飞 周培聪(193)
- 第11章 植物群落的演替驱动力与入侵抵抗力 彭少麟(214)
- 第12章 内蒙古中东部草原内生真菌分布及其与宿主植物的共生
关系研究 高玉葆 任安芝(226)
- 第13章 高山冰缘植物(高山离子芥)的抗冻机制研究
进展 安黎哲 岳修乐(247)
- 第14章 陆源有机物对水生态系统的贡献:理论、方法和研究
进展 古滨河(267)
- 第15章 生态系统过程的测量、野外控制实验和数学模型 唐剑武(281)
- 第16章 森林资源可持续经营管理中的模型与建模 李超 刘世荣(294)

森林小流域水文过程对全球气候变化响应的定量研究

周国逸^① 刘效东^{①②}

第 9

摘 要

水文过程对气候变化的响应是政府间气候变化专门委员会(IPCC)评估的主要内容。弄清这些响应是为可持续水资源管理及公共安全保护制定适合的减缓和适应策略的关键。然而,这些响应并没有很好地被认识,也缺乏长期的证据支持。因此,基于中国南部鼎湖山自然保护区(Dinghushan Biosphere Reserve)长期的(水文过程)监测以及SWAT模型的模拟,我们对气候变化尤其是气温升高和降水强化如何影响土壤水分动态及其他水文变量进行了研究。结果表明:1950—2009年期间年降水量尽管无明显变化,但土壤水分含量显著降低。2000—2009年,月最低7日的径流总量(monthly 7-day low flow)显著减少。同期湿季最大日径流量以及浅水层地下水位却显著升高。土壤水分含量以及小流量(low flow)径流的显著降低态势表明该流域总体向干旱化趋势发展。分析指出,暴雨形式降水的增加以及无雨日数的增多会同时导致干旱和洪涝的发生概率的增加。我们认为气候变化着实已经导致了该流域(也可能包括中国南部的其他地区)更多极端水文事件的发生(干旱和洪涝)。此外,本研究也论证了我们的研究方法论的可行性以及在其他具有可靠的长期监测数据而无人类活动干扰的流域在量化气候变化对水文过程的影响等方面的潜在运用(价值)。

关键词:气候变化,洪涝和干旱,完整流域,长期研究,降水格局,土壤水分

① 中国科学院华南植物园,广州,510650;

② 中国科学院大学,北京,100039。

Quantifying the Hydrological Responses to Climate Change in An Intact Forested Small Watershed in Southern China

Guoyi Zhou^① Xiaodong Liu^{①②}

Abstract

Responses of hydrological processes to climate change are key components in the Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC) assessment. Understanding these responses is critical for developing appropriate mitigation and adaptation strategies for sustainable water resources management and protection of public safety. However, these responses are not well understood and little long-term evidence exists. Herein, we show how climate change, specifically increased air temperature and storm intensity, can affect soil moisture dynamics and hydrological variables based on both long-term observation and model simulations using the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) in an intact forested watershed (Dinghushan Biosphere Reserve) in Southern China. Our results show that, although total annual precipitation changed little from 1950 to 2009, soil moisture decreased significantly. A significant decline was also found in the monthly 7-day low flow from 2000 to 2009. However, the maximum daily streamflow in the wet season and unconfined groundwater tables have significantly increased during the same 10-year period. The significant decreasing trends on soil moisture and low flow variables suggest that the study watershed is moving towards drought-like condition. Our analysis indicates that the intensification of rainfall storms and the increasing number of annual no-rain days were responsible for the increasing chance of both droughts and floods. We conclude that climate change has indeed induced more extreme hydrological events (e. g. droughts and floods) in this watershed and perhaps other areas of Southern China. This study also demonstrated usefulness of our research methodology and its possible applications on quantifying the impacts of climate change on hydrology in any other watersheds where long-term data are available and human disturbance is negligible.

Keywords: climate change, floods and droughts, intact watershed, long-term study, precipitation pattern, soil moisture

① South China Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China;

② University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China.

引言

大气 CO₂ 浓度的升高和气候变化通过改变降水、气温、蒸散以及植被状况等可能对陆地水文循环产生重要影响(Saxe et al., 1998; Wand et al., 1999; Medlyn et al., 2001; Eckhardt and Ulbrich, 2003; Ficklin et al., 2009; Wu et al., 2011)。基于建模和实测的一些大尺度研究表明全球气候变化已经改变了流域水文特征(Easterling et al., 2000b; Jackson et al., 2001; Koster et al., 2004; Piao et al., 2009), 在很多区域降水的强化比年降水总量的变化更引人注目(Karl and Knight, 1998; Mason et al., 1999; Easterling et al., 2000a; New et al., 2001; Luo et al., 2008; Schiermeier, 2008; Piao et al., 2010; Qiu, 2010)。例如, Piao 等(2009, 2010)指出中国农耕区在过去 40 年发生洪涝、干旱的频度增加,同时过去的 50 年间热浪的发生频率也有增加趋势。

尽管关注气候变化对水文过程影响评估的热情日益高涨,然而涉及其内在机制的研究并不多见(IPCC, 2007; Schiermeier, 2008; Qiu, 2010)。由于气候变化和土地利用变化的耦合作用,也使得在没有排除土地利用变化背景下量化气候变化对水文过程的相对贡献面临挑战(Shukla and Mintz, 1982; Koster and Suarez, 2003; Qiu, 2010; Wei and Zhang, 2010; Zhou et al., 2010)。缺少适合的以及被普遍认可的研究方法可能是其主要原因(Wei and Zhang, 2010)。统计学和水文学模型常被用于评价气候变化对水文的影响,但各有其自身缺陷(Wei and Zhang, 2010; Zhang et al., 2011)。当长期数据匹配,同时又能满足统计学的假设,统计学分析和模型方法将有利于建立水文学参数及响应变量间的关联。统计模型不能提供我们控制水文响应的内在物理过程的信息。物理性水文模型,如 DHSVM, MIKE-SHE 及 VIC 模型除需要大量的包括地形、植被、气候以及水文数据外,其模型的参数校准和验证过程也比较耗时。尤其是当需要量化气候变化和土地利用变化各自贡献时,水文学模型要求根据经验性的数据及其内在联系明确气候变化和土地利用变化两者的耦合作用。因此,我们必须寻求能够对气候变化的水文学效应予以量化的替代性方法。

普遍来说,土壤水分数据由于不易收集,所以并没有像温度、降水量而被规律性地监测(Robock and Li, 2006; Schiermeier, 2008)。全球土壤水分连续性监测点的匮乏也使得理清气候变化和土壤水分的关系存在困难(Robock and Li, 2006; Schiermeier, 2008; Piao et al., 2009)。尽管大量的模拟研究针对土壤水分与温度及降水之间的响应变化做了讨论(Hong and Kalnay, 2000; Seneviratne et al., 2006; Fischer et al., 2007),然而由于其数据的缺乏,气候变化与土壤水分的关系并没有被很好地认识(Dirmeyer, 2000; Koster et al., 2004; Schiermeier, 2008)。另外,运用 GCMs 模型(Wolock and McCabe, 1999)进行气候预测

的太多不确定性也阻碍了区域气候变化对生态系统及水资源影响评价的科学进程(Milly et al., 2008; Schiermeier, 2008)。

本研究基于无干扰的完整森林地流域,将独特设计的项目长期监测和SWAT建模方法相结合以期达到量化气候变化对中国南部地区土壤水分及水文学(过程)影响的目的。该森林地流域(鼎湖山自然保护区, Dinghushan Biosphere Reserve, DBR)主要分布着区域顶极群落季风常绿阔叶林,其在过去的60年间未受任何扰动。选择该流域排除了土地利用变化的干扰,因此气候变化的相对贡献能够得到有效的量化。降水、气温、土壤水分、河道径流以及地下水位等的长期变化有利于我们了解气候变化及其流域水文过程,而SWAT模型则可用于研究气候变化如何影响水文过程及具体途径和内部机制。长期数据与水文学模型的综合利用为气候变化对土壤水分以及水文学(过程)的影响评估构建了很好的、补充性平台。

9.1 材料和方法

9.1.1 研究区域

鼎湖山自然保护区(23°09'21"N—23°11'30"N, 112°32'39"E—112°35'41"E)位于华南地区的广东省中部,距离广州市84 km。该保护区起初是为保护南亚热带地区天然季风常绿阔叶林,于1950年而建,并于1956年成为中国的第一个国家级自然保护区。保护区面积1 156 hm²,由东沟(613.2 hm²)和西沟(542.8 hm²)两个集水区组成,海拔高14~1 000 m。该区域属于典型的南亚热带季风气候,年降水量为1 678 mm,其中约80%的降水分布在湿季(4—9月)。年均温和空气相对湿度分别为22.3℃和77.7%。母岩为砂岩、页岩。土壤pH为4.0~4.9,据USDA土壤分类系统系属老成土纲湿老成土亚纲(Buol et al., 2003)。

鼎湖山自然保护区在20世纪50年代前后没有土地覆盖和使用的变化。除季风常绿阔叶林(monsoon evergreen broadleaved forests, MBF)外,马尾松针叶林(pine forests, PF)和马尾松针阔叶混交林(mixed pine and broadleaved forests, PBF)是分别代表早期、中期演替阶段的两种最为普遍的森林群落。最幼的林型(PF)林龄亦超过60年。有关该区域的早期研究表明,尽管演替序列上的几种植被型其总生物量在增加,但叶生物量基本恒定,自20世纪80年代以来有不显著的下降趋势(Zhou et al., 2007; Tang et al., 2011),同时其蒸腾量也没有年际间的升高趋势(Yan et al., 2001a, b)。

土壤水分、河道径流量和地下水位的长期监测都在东沟集水区进行(图9.1)。径流、地下水位和土壤水分测点的选择要能够体现这些水文学变量对气候变化的动态响应并基于这样一个完整的森林地流域构建水量平衡。所以,自1979年开始的土壤水分监测项目其测点分布基于两个方面考虑:尽可能代表流

域土壤水分的空间分布同时易于设备布置。土壤水分的测点布置在东沟流域的6个森林地集水区,MBF2个、PBF3个、PF1个。集水区的面积在4~30 hm²。河道径流量和地下水位分别用设置在临近流域出口的水文测流堰和4个地下水位测井进行观测。这4个地下水位测井被用来监测鼎湖山自然保护区流域下游非承压含水层(unconfined aquifer)地下水位动态。测井分布在距离径流测流堰60~150 m的地方,其高程比径流测流堰高2~6 m。

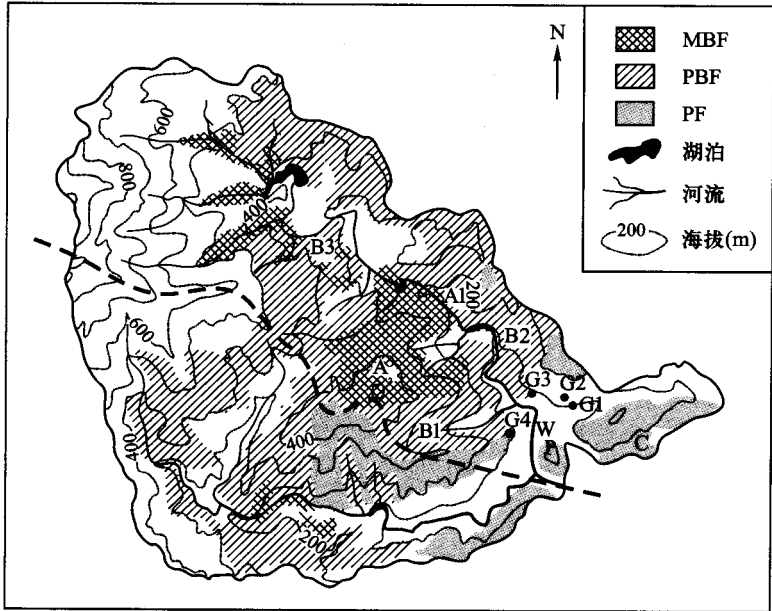


图 9.1 鼎湖山自然保护区(DBR)的地形图。该保护区分为东部(虚线右上方)和西部(虚线左下方)两个集水区,并包括三种植被类型。其中A(1~2)为季风常绿阔叶林,B(1~3)为马尾松针阔叶混交林,C为马尾松针叶林(pine forests, PF)。G(1~4)为水井,P为气象站,W为水文站。

9.1.2 土壤水分

自1979年,结合使用中子水分仪和烘干法两种方法进行东沟流域6个森林地集水区(图9.1所示A1, A2, B1, B2, B3, C)土壤水分的测定(表9.1)。每个集水区安置9个中子水分仪测点,使其在上、中、下坡位均匀分布。因此,共计54个中子水分仪测点。上层90cm土壤被分为(0~15 cm, 15~30 cm, 30~45 cm, 45~60 cm, 60~75 cm和75~90 cm)6个土层。用中子水分仪每月测量3~6次(通常每5天/次)。临近中子水分仪测点位置,按中子水分仪法测定的对应土层用30 mm内径的土钻每月采集土壤样品,在室内测定其重量含水量。结合土壤容重将其结果进一步转化为各土层的土壤体积含水量(%)。

表 9.1 研究中涉及的测量变量

编号	变量名称	测量方法	监测时期
1	土壤水分	中子水分仪和烘干法	1979—2009
2	土壤水势	离心法	2006
3	地下水位	地下水位测井	1999—2009
4	河道径流	径流表(WGZ-1HCJ1)	2000—2009
5	日降水量和日气温值	自动气象站	1954—2009

9.1.3 土壤水分特征曲线(SWCC)

2006年,在3个森林地集水区A1、B2和C临近中子水分仪测点的位置按上、中、下坡位选择3个SWCC样区。共计9个SWCC样区。在各个样区随机选取5个样点。用不锈钢土芯取样器(内径为5.65 cm、深度为4 cm,体积为 100 cm^3)分别采取(0~10 cm, 10~20 cm, 20~30 cm, 30~40 cm, 40~50 cm, 50~60 cm, 60~70 cm, 70~80 cm和80~90 cm)9个土层的土样。土壤水分含量用重量法测定,土壤水势(表9.1)用离心机法(Hassler and Brunner, 1945)测定。

9.1.4 河道径流量和地下水位

日河道径流量在东沟集水区的水文站(图9.1中所示W)测定。河道流量使用数字化(WGZ-1,分辨率 $\leq 1\text{ mm}$)和机械性设备(HCJ1,分辨率 $\leq 1\text{ mm}$)在堰口处同时自动记录。在水文测流堰附近150 m范围内分布有4个地下水位测井(图9.1中所示G1、G2、G3和G4),每5日人工记录一次地下水位。地下水位通过浮子装置直接由人工量测其地表以下水位埋深。

9.1.5 降水和气温

表征鼎湖山自然保护区气候节律的日气温和降水量数据源自距离其10 km的气象站。其与鼎湖山自然保护区气象站气温和降水量无显著差异(Yan et al., 2003)(图9.1)。

9.1.6 统计分析

在进行数据的统计分析之前,必须进行数据的正态性、自相关等检验。如数据不能满足这些统计学的假设,则进行数据转化或采用替代性统计检验方法(如非参数检验)。使用最小二乘法进行气温、降水量、土壤水分、地下水位、产水量比、月最低7日径流量和5—6月最大日径流量(图9.2和图9.3)变化趋势的线性拟合。若所拟合的直线斜率与零有显著差异(t 检验: $P < 0.05$),变化趋势则被认为统计学上显著。

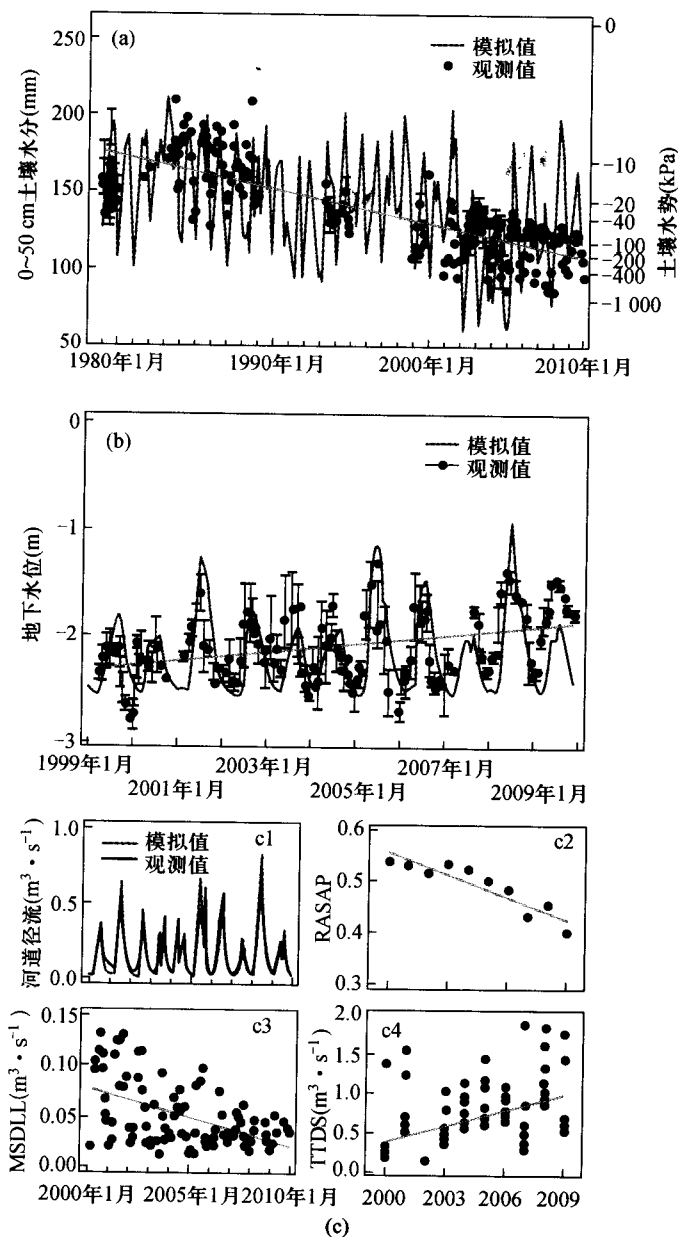


图 9.2 鼎湖山自然保护区土壤水分、地下水位和河道径流的时间趋势。(a)为土壤水分在 1979—2009 年间的逐月均值和对应的 0~50 cm 土层的土壤水势。其中回归方程为： $y = -2.2x + 4502.2$, $R^2 = 0.63$, $n = 218$, $P < 0.0001$, 自变量为时间, 因变量为土壤水分。(b)为 1999—2009 年间的逐月地下水位值, 年份对地下水位的回归方程为： $y = 0.042x - 86.3$, $R^2 = 0.17$, $n = 119$, $P < 0.0001$ 。(c)为 2000—2009 年间的一组逐月水文图以及其他河道径流特征值。c1 为实测的和模拟的逐月水文图, c2 为干季河道流量和降水值之比 (RASAP), 该比值的年际间曲线方程是： $RASAP = -0.015year + 29.6$, $R^2 = 0.84$, $n = 10$, $P = 0.0001$ 。c3 的横轴为年份, 纵轴为逐月最低 7 日径流总量 ($m^3 \cdot s^{-1}$), 回归曲线方程为 ($y = -0.0058x + 11.6$, $R^2 = 0.27$, $n = 120$, $P < 0.0001$)。c4 的横轴为年份, 纵轴为 5—6 月最大日径流量 ($m^3 \cdot s^{-1}$), 回归曲线方程为 $y = -0.063x - 125.4$, $R^2 = 0.20$, $n = 100$, $P < 0.0001$ 。

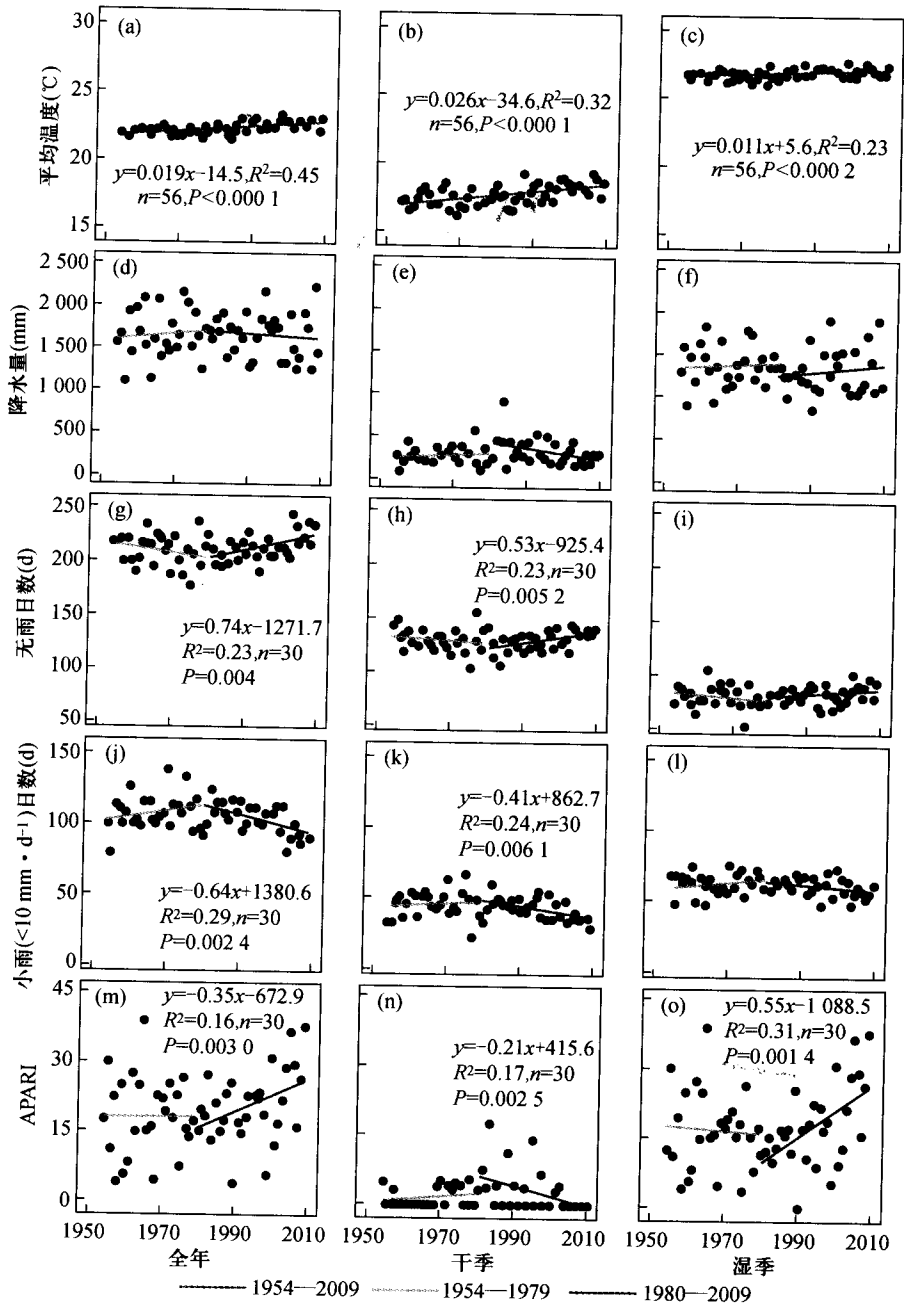


图9.3 (a),(b),(c)分别为1950—2010年间全年、干季和湿季的平均气温变化趋势;(d),(e),(f)分别为同时期全年、干季和湿季的降水量变化趋势;(g),(h),(i)为同时期无雨日数变化趋势;(j),(k),(l)为小雨天数变化趋势(其中小雨定义为小于10 mm · d⁻¹的降雨);(m),(n),(o)为50 ~ 100 mm · d⁻¹降水量占全年降水量比例(APARI)。其中,只有气温在1954—2009年间呈现了显著的上升趋势(P<0.05),其他变量在1980—2009年间的回归方程也都是显著的,详见图中标注。

9.1.7 SWAT 模型及其校正

SWAT(Soil and Water Assessment Tool)模型是由美国农业部(USDA)农业研究中心(Arnold et al., 1998)为预测气候和土地管理实践对水分、泥沙和化学物质的输出影响而开发。它物理性的基于流域尺度模型以日为时间步长(time step)进行水文循环、植物生长周期、泥沙和农业化学物质输出等的模拟(Arnold et al., 1998; Neitsch et al., 2005)。模型的水文学部分以土壤层水量平衡方程及包括降水、地表径流、下渗、蒸散、侧流、渗漏和地下水流等在内的水文过程为基础(Arnold et al., 1998; Neitsch et al., 2005)。

SWAT 模型采用如下公式进行第 i 天基流量 $Q_{b,i}$ ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 的模拟(Neitsch et al., 2005):

$$Q_{b,i} = Q_{b,i-1} \cdot e^{-\alpha_b \cdot \Delta t} + W_{\text{rchg},i} \cdot (1 - e^{-\alpha_b \cdot \Delta t}) \quad (9.1)$$

式中: α_b 为基流衰退常数, Δt 为时间步长(1 d), $W_{\text{rchg},i}$ 为第 i 天土壤深层渗漏补给($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), 用如下方程计算:

$$W_{\text{rchg},i} = W_{\text{seep}} \cdot (1 - e^{-1/\delta_b}) + W_{\text{rchg},i-1} \cdot e^{-1/\delta_b} \quad (9.2)$$

式中: δ_b 为补给延迟因子, W_{seep} 第 i 天土壤深层渗漏量($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), $W_{\text{rchg},i-1}$ 为第 $i-1$ 天土壤深层渗漏补给($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。

据 Neitsch 等(2005)研究, SWAT 模型中基流除了是决定渗漏水进入地下水系统及浅层地下水汇入河流、湖泊等的快慢的补给延迟因子 δ_b 和基流衰退常数 α_b 两个参数的函数外, 也是土壤深层渗漏补给的函数。然而, 我们发现这种基流的表述并不适合我们的研究区域, 由于所模拟的地下水位(如浅层地下水量)并不能很好地与观测值匹配, 不管我们在获取令人满意的土壤水分和径流模拟效果的前提下怎样率定上述两个参数。因此, 我们提出如下表征本研究区域基流过程的替代性方程:

$$Q_{b,i} = a \times \left(\frac{W_{\text{gw},i} - \text{GWQMN}}{W_{\text{gw},\text{mx}} - \text{GWQMN}} \right)^b \quad (9.3)$$

式中: $Q_{b,i}$ 为第 i 天基流量($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), $W_{\text{gw},i}$ 为当天的浅水层含水量(mm), GWQMN 为浅水层产流的低限深度(mm), 是 SWAT 模型所需的参数, $W_{\text{gw},\text{mx}}$ 为浅水层所能容纳的最大水深(mm), a 、 b 分别为待率定的线性和指数方程系数。

一旦基流 $Q_{b,i}$ 在日时间步长上用上述方程获取, 进而运用如下考虑了地下水流的记忆效应的方程予以修正:

$$Q'_{b,i} = Q'_{b,i-1} \cdot e^{-\alpha_b \cdot \Delta t} + Q_{b,i} \cdot (1 - e^{-\alpha_b \cdot \Delta t}) \quad (9.4)$$

式中: $Q'_{b,i}$ 为第 i 天校正后基流量($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), $Q'_{b,i-1}$ 为基于第 $i-1$ 天求算的基流量, Δt 为时间步长(1 d), α_b 为基流衰退常数。

如此一来, 原始的 SWAT 模型通过植入上述基流模拟的新方法而得以改进。相比而言, 改进后的 SWAT 模型包括两个原始参数(α_b 、GWQMN)以及三个额外参数(a 、 b 和 $W_{\text{gw},\text{mx}}$)。GWQMN 和 $W_{\text{gw},\text{mx}}$ 可用浅水层最小、最大含水量的观

测值估算(即对应着浅层地下水位的最低、最高观测值),三个额外参数 a 、 b 和 $W_{gw,mx}$ 则需要校准后再进行基流的模拟。

9.1.8 模型输入

SWAT 模型需要输入天气、地形、土壤、土地覆盖和土地管理等参数(Arnold et al., 2000)。本研究中,以 GIS 为界面的 ArcSWAT(Winchell et al., 2009)被用来自动生成 SWAT 模型的输入参数。以 10-m DEM(digital elevation model)数据来划分子流域,DBR 流域共产生 78 个子流域单元。SWAT 模型的参数化所涉及土地利用类型和土壤数据源自野外调查和广东土壤(广东省土壤普查办公室,1993)。多重水文响应单元(HRU)模型选项是用子流域内各独立的 HRUs 来表征主要的土地利用和土壤类型。从而,将研究区划分为 136 个 HRUs。考虑到研究区尺度比较小及其主要土地覆盖类型(MBF、PBF 和 PF),上述子流域和 HRUs 的区划能够代表水文学建模所需的 DBR 景观特征。

9.1.9 模型的校准和验证

根据有关 SWAT 模型的校准(Sanathi et al., 2001; Muleta and Nicklow, 2005; Arabi et al., 2008)及其参数敏感性检验的文献报道,原始 SWAT 模型涉及的 8 个参数被用于模型的校正。当使用上述新方法估算基流量时,则需要考虑额外的三个参数(a 、 b 和 $W_{gw,mx}$ 见河道流量和地下水水位章节),最终选择了 11 个参数(表 9.2)。

尽管土壤水分的监测持续了很长时期(从 1979 年到 2009 年,个别年份缺失),但地下水水位和河道径流量的监测仅进行了 10 年(2000—2009 年)。因此,我们用前 6 年(2000—2005 年)、后 4 年(2006—2009 年)的观测数据,包括河道径流量、地下水水位和土壤水分等参数,分别进行模型的校准和验证。运用 SWAT 模型自带的自校正程序(van Griensven et al., 2006; Green 和 van Griensven, 2008)对我们所感兴趣的三个变量(河道径流量、土壤水分和地下水位)予以校正。

表 9.2 鼎湖山自然保护区东流域区的标准化参数值

参数名称	参数描述	参数取值范围	标准化参数值
CN2	在湿度为情景 II 条件下,SCS 曲线数值	-8% ~ +8%	-4% *
ESCO	土壤补偿蒸散因素	0.001 ~ 1	0.75
EPCO	植物提水补偿因素	0.001 ~ 1	0.6
SOL_AWC	土壤可利用水容量(水 mm/土 mm)	0 ~ 1	0.23
SOL_K	土壤饱和含水量($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	0 ~ 100	12
GW_delay	地下水补给延迟天数(日)	0 ~ 31	4
GWQMN	浅水层发生基流的阈值深度(mm)	0 ~ 500	300 **
ALPHA_BF	基流 α 因子(天数)	0 ~ 1	0.5
$W_{gw,mx}$	浅水层含水量最大值	-	450 **
a	估计基流的线性参数	0 ~ 1	0.015
b	估计基流的指数参数	0 ~ 1	0.04

注: * 表示相对于参数默认值的变化, ** 表示用最小浅层地下水的含水量代替实验误差值。

9.1.10 降水强化和温度升高的模拟

为了评价气候变化和水文学变量之间的联系,校正后的模型被用于以下三种不同情景的比较:对照情景是1975年的低强度降水;情景1是2005年的高强度降水和1975年的气温;情景2是指2005年的高强度降水和2005年的(高)气温。尽管1975年和2005年年降水量接近,但降水强度不同。为达到比较目的,三种模拟情景下其他变量均相同。当实测不容易实施时,这种基于物理机制的模型的模拟比对能够帮助我们弄清降水和温度变化对特定水文过程(地表径流、土壤水分、地下水位)的影响。

9.2 结果与讨论

9.2.1 模型评价

如前所述,SWAT模型分别使用(前)6年、(后)4年的河道径流量、地下水位和土壤水分数据进行模型的校准和验证。参数的校正值如表9.2所示。表9.3中所示的模型模拟效果说明SWAT模型有关月径流的模拟是让人满意的($P < 0.0001$),校准期和验证期 R^2 分别为0.78和0.66。然而,有关地下水位和土壤水分模拟的验证期 R^2 仅分别为0.4和0.24。这可能是由于与SWAT模型的模拟值相比,这两个参数的实测值空间变异性相对较大。尽管如此,实测值与模拟值如图9.2所示还是呈现出较好的拟合效果,尤其是其格局和趋势(如土壤水分的降低和地下水位的上升)(图9.2)。

表9.3 模型在校准时期(2000—2005年)和验证时期(2006—2009年)模拟河道径流、地下水位、土壤水分的精确性。其中PE是指误差百分比(Green and van Griensven, 2008)。

变量	时期	PE (%)	R^2
河道径流	校准时期	-13.67	0.66
	验证时期	4.74	0.78
地下水位	校准时期	1.42	0.33
	验证时期	8.61	0.40
土壤水分	校准时期	11.12	0.39
	验证时期	16.90	0.24

9.2.2 气温和降水量的变化趋势

在过去的50年,DBR区域年均温、干季和湿季气温均显著升高,分别为 $1.0 \pm 0.1^\circ\text{C}$ 、 $1.3 \pm 0.6^\circ\text{C}$ 和 $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ (图9.3a~c)。降水量在全年、干季和湿季均无显著变化(图9.3d~f)。然而,自1980年以来年际无雨日数显著增加(图

9.3g), 小雨日数(降水量 $<10\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$)显著减少(图9.3j)。干季无雨日和小雨日的增加均达到统计学上的显著水平(图9.3h和k), 而湿季不显著($P>0.05$) (图9.3i和l)。50~100 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 降水量占全年降水量比例(APARI)显著增加(图9.3m), 干季则有显著降低趋势(图9.3n)。APARI年际间的显著增加趋势主要是由湿季APARI的显著增加决定(图9.3o)。总之, 自1954年以来, DBR地区气温在显著升高, 而同期降水量无显著变化。自1980年以来的降水格局正向湿季更多极端降水、干季则更多无雨和小雨日趋势发展。

9.2.3 水文变量的变化趋势

如图9.2a所示, 从20世纪80年代初以来土壤水分显著降低趋势明显。基于观测数据, 平均降低速率为 $-2.2\pm 0.1\text{ mm}\cdot\text{年}^{-1}$, 且显著($\alpha=0.05$)。干季(10月—翌年3月)平均土壤含水量从1983年162.3 mm降低至2009年107.4 mm。湿季(4—9月)土壤含水量从1983年186.6 mm降低至2009年122.5 mm, 同时土壤水势从80年代初约-15 kPa降低至2009年约-200 kPa。在湿润的中国南部, 天然阔叶林分中当土壤水势降至-100 kPa以下林木生长便开始受到胁迫(Gao et al., 2002)。结合土壤水势的动态来看, DBR林木的生长胁迫从80年代开始, 特别是2001年之后。

从1979年至20世纪80年代初, 土壤水势值在全年均处于-15~-20 kPa, 这表明当时DBR森林土壤相当湿润(湿季时接近土壤田间持水量)。仅从1980年前后开始, 降水特征发生显著变化且气温持续上升, 土壤水分呈下降趋势。土壤含水量降低与前文所述的以更多无雨日和暴雨形式降水为特征的降水格局的变化一致。

自1999年开始监测的流域下游地下水位呈显著的上升趋势($P<0.0001$) (图9.2b)。涨速为 $4.2\pm 0.9\text{ cm}\cdot\text{年}^{-1}$, 且达到显著水平($\alpha=0.05$)。

尽管过去10年的月径流量的监测数据并无明显的变化趋势, 但干季径流量占降水量的百分比(RASAP, 产水系数)(图9.2c2)以及月最低7日径流总量(MSDLL)(图9.2c3)均显著降低($P<0.0001$)。相反, 5—6月最高日径流量(TTDS)(1~10级)呈显著增加趋势($P<0.0001$) (图9.2c4)。

总的来说, 土壤水分、产水系数和月最低7日径流总量的降低表明了旱化趋势的加剧, 径流量和地下水位的升高则预示着洪涝的风险增加。很明显, 气候变化通过降水的强化和气温的升高推动着(该流域)水文节律向干旱和洪涝风险均加剧的两个相反的极端化方向发展。

9.2.4 气候变化的水文学效应模拟

DBR(流域)的气候变化以降水的强化和气温的升高为表征, 其对水文学变量的影响我们利用校正后的SWAT模型予以评价。表9.4和图9.4展示了前文所述的3种不同情景的模型模拟结果。图9.4a表明, 土壤水分的显著降低(尤其是干季), 主要是由于无雨日数的增多, 并最终导致干季实际蒸散(ET)的降低

(表 9.4; 图 9.4b), 尽管潜在蒸散 (PET) 并没有明显变化 (情景 1: 1975 年, 高强度降水和低气温)。由于干季的土壤水分不足, 温度升高导致的 PET 的升高仅能微弱地增加实际 ET。这种温度的效应要比降水格局的变化影响小得多。因此, 降水格局的变化是导致土壤含水量降低 10%、年蒸散量降低 19% 的主要原因。由图 9.4c 和图 9.4d 可知, 强化的降水使年均地下水位上升 5.8% 同时湿季地表径流量增加 143%。图 9.4e 表明在土壤含水量相对较高的 4—7 月, 2005 年 (4—7 月) 比 1975 年 (4—7 月) 峰值流量高很多, 4 个月总降水量仅高出 45% 的情况下, 前者径流量比后者高 113%。相反, 2005 年 1—3 月和 8—12 月降水量相比 1975 年同期减少 31%, 而径流量下降了 42%。与低强度降水情景相比, 高强度降水条件下年产量增加 25% (表 9.4)。无疑, 在年的尺度上降水格局的改变同时加剧了干旱和洪涝。

表 9.4 水文特征对不同的气候模拟情景的响应

	观测值/模拟值			相对变化	
	观测值	情景 1	情景 2	情景 1	情景 2
	低强度降水	高强度降水和低温	高强度降水和高温	高强度降水和低温	高强度降水和高温
年份	1975	2005	2005	—	—
降水量 (mm)	1 909	1 905		几乎没有变化	
无雨日数	177	217		22.6%	
气温	21.90	21.90	22.53	—	0.63
PET (mm)	1 165	1 165	1 182	—	1.50%
ET (mm)	941	758	765	-19.4%	-18.7%
土壤含水量 (0 ~ 50 cm)	149	134	134	-10.1%	-10.1%
地表漫流 (mm)	56	136	137	143%	143%
侧向径流 (mm)	528	632	413	14.8%	17.7%
基流 (mm)	528	632	616	19.7%	16.7%
出水量 (mm)	935	1 171	1 165	25.2%	24.6%
地下水补给量 (mm)	579	664	650	14.7%	12.3%
地下水位深度 (m)	-2.08	-1.96	-1.96	5.8%	5.8%

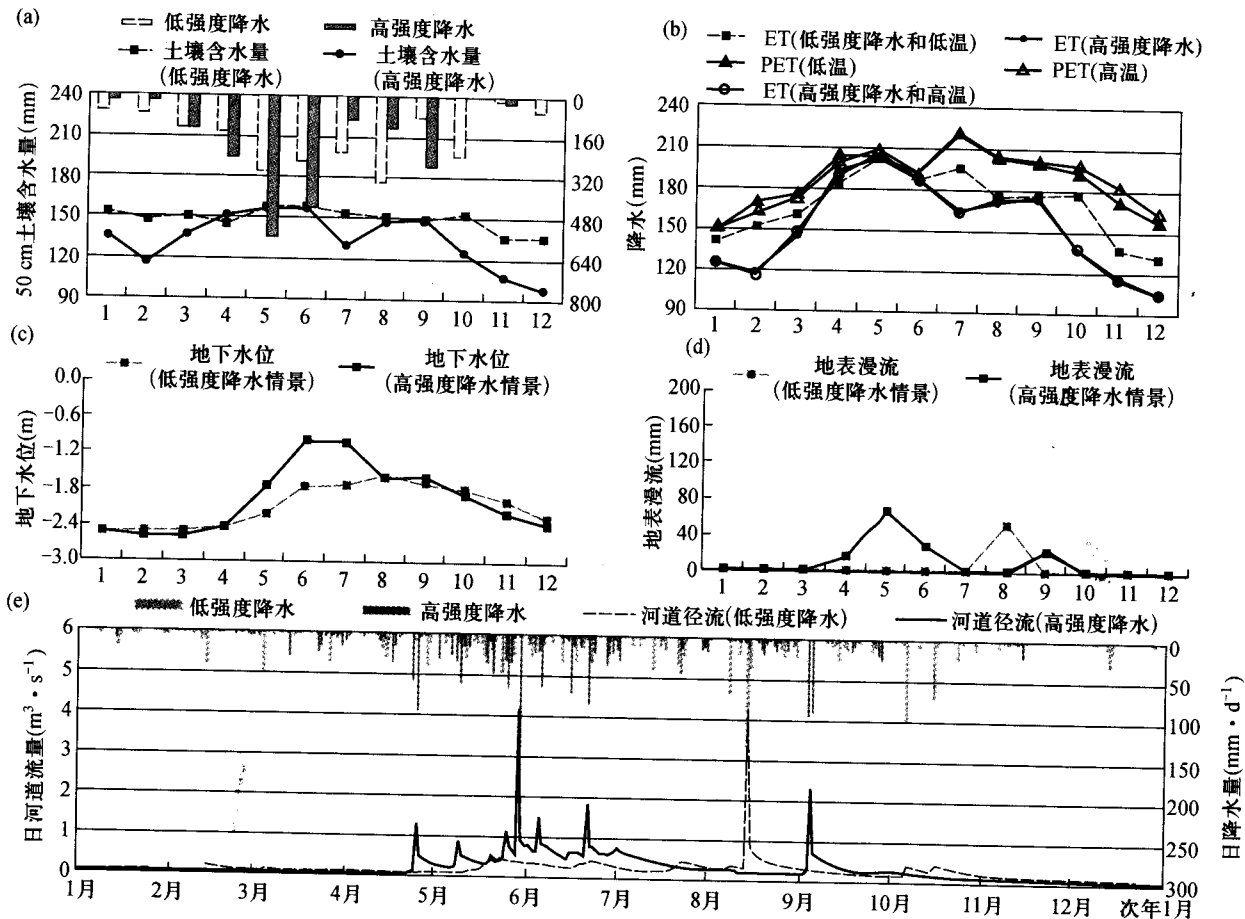


图 9.4 水文参数对鼎湖山地区将来降水强度增加且气温升高情景的变化响应。

9.3 推论

模型的模拟结果表明降水格局改变和气温的升高导致了流域土壤的干化、峰值径流量的增加以及流域下游地下水位的升高。由于土壤饱和含水量(的限制),强化的降水并没有明显提高湿季土壤含水量,然而干季干燥日数的增加却显著降低了土壤水分。如表 9.4 所示,土壤水分的不足最终导致了 ET 的降低。湿季降水的加强对产水量和地下水位均起到提升作用。特别是地表产流和河道径流量的大量增加将会加剧洪涝。然而,干季伴随着干燥日数的增加、较低的土壤水分状况减少了地表产流以及地下水输入,这也正好解释了土壤含水量、月最低 7 日径流总量以及 RASAP 均显著降低的原因。这也意味着土壤水分对气候变化的响应可能是导致本研究区域其他如 ET、RASAP、地表径流、河道径流量和地下水位等水文变量趋势性变化的关键因子。

本研究清晰的证实了流域尺度上降水和气温的变化将同时加剧干旱和洪涝。这一结论与其他类似研究基本一致(Schiermeier, 2008; Piao et al., 2010; Porporato, 2011)。然而,本文是通过土壤变干以及降水强度的改变这一中心角色来阐释气候的变化与干旱和洪涝的内在联系。此外,本研究呈现了一个在关注气候变化对水文学(过程)影响的相对贡献时独特的研究方法论,其同样可被应用于其他的流域及数据(与本文)具有可比性的区域。

有关区域气候变化如何影响生态系统和水资源的评估是制定合适的公共安全政策的关键(Changnon and Easterling, 2000; Milly et al., 2008)。本研究的发现对水资源的可持续管理具有重要的指导意义。由于过去的管理不当(森林砍伐、飞速的城市化及其他土地利用变化),中国曾遭受惨重、频繁的洪涝和干旱。从本文的结论来看气候变化的影响将进一步加剧洪涝和干旱灾害的发生。此外,气候变化导致的极端水文事件(干旱和洪涝)还会影响陆地生态系统服务和功能,进而将显著影响到中国的社会和经济福祉。为应对这些挑战,中国正在实施大尺度的森林恢复(Liu et al., 2008),并将在未来 10 年投资 4 亿元人民币(约 6 500 万美元)用于水资源的管理和保护。这些大尺度方案的成功实施必须考虑到气候变化对水资源的影响。我们的研究指出在森林恢复的项目开展中可采取预防措施以应对气候变化背景下洪涝和干旱灾害的加剧。

9.4 结论

运用针对长期监测数据的统计学分析和水文模拟方法,我们论证了土壤干化、河道径流量的增加和地下水位的升高是由流域尺度上气候变化背景下降水

格局和气温的变化引起。由于土壤饱和含水量(的限制),暴雨形式降水量的增加并没有提高湿季土壤水分含量,而干季干燥日数的增多却显著降低了土壤含水量,进而土壤水分供给的相对不足最终导致了ET的降低。湿季强化的降水能够增加流域产水量、地表径流和地下水位,从而更易导致洪涝。伴随着干燥日数的增加,干季较低的土壤含水量减少了地表产流以及地下水输入,这正好解释了土壤水分含量、月最低7日径流总量以及RASAP均显著降低的原因。这些土壤水分及水文(变量)的响应表明了气候变化已经导致中国南部地区干旱和洪涝极端事件的加剧。本文基于完整森林流域综合运用统计学分析与可靠的水文建模的研究方法论同样适用于有长期的数据支持以及人类干扰可被忽略的其他流域。

致谢

本研究得到 NSFC 30725006, 2009CB421101, NSFC40730102 以及 NS-FG8351065005000001 等基金的资助。本研究也属于中国生态系统研究网络(CERN)的组成部分。

参 考 文 献

- Arabi, M., J. R. Frankenberger, B. A. Enge, and J. G. Arnold. 2008. Representation of agricultural conservation practices with SWAT. *Hydrological Processes*, 22: 3042-3055.
- Arnold, J. G., R. S. Muttiah, R. Srinivasan, and P. M. Allen. 2000. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 227: 21-40.
- Arnold, J. G., R. Srinivasan, R. S. Muttiah, and J. R. Williams. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment — part 1: Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34: 73-89.
- Buol, S. W., R. J. Southard, R. C. Graham, and P. A. McDaniel. 2003. *Soil Genesis and Classification* (5th edition). Iowa State Press, Iowa, USA, 339-347.
- Changnon, S. A., and D. R. Easterling. 2000. Disaster management—U. S. policies pertaining to weather and climate extremes. *Science*, 289: 2053-2055.
- Dirmeyer, P. A. 2000. Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. *Journal of Climate*, 13: 2900-2922.
- Easterling, D. R., J. L. Evans, P. Y. Groisman, T. R. Karl, K. E. Kunkel, and P. Ambenje. 2000a. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81: 417-425.
- Easterling, D. R., G. A. Meehl, C. Parmesan, S. A. Changnon, T. R. Karl, and L. O. Mearns.

- 2000b. Climate extremes: Observations, modeling, and impacts. *Science*, 289: 2068-2074.
- Eckhardt, K., and U. Ulbrich. 2003. Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology*, 284: 244-252.
- Ficklin, D. L., Y. Z. Luo, E. Luedeling, and M. H. Zhang. 2009. Climate change sensitivity assessment of a highly agricultural watershed using SWAT. *Journal of Hydrology*, 374: 16-29.
- Fischer, E. M., S. I. Seneviratne, P. L. Vidale, D. Luthi, and C. Schar. 2007. Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate*, 20: 5081-5099.
- Gao, Q., P. Zhao, X. Zeng, X. Cai, and W. Shen. 2002. A model of stomatal conductance to quantify the relationship between leaf transpiration, microclimate and soil water stress. *Plant Cell and Environment*, 25: 1373-1381.
- Green, C. H., and A. van Griensven. 2008. Auto-calibration in hydrologic modeling: Using SWAT 2005 in small-scale watersheds. *Environmental Modelling & Software*, 23: 422-434.
- Hassler, G. L., and E. Brunner. 1945. Measurement of capillary pressures in small core samples. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgy Engineers*, 160: 23-32.
- Hong, S. Y., and E. Kalnay. 2000. Role of sea surface temperature and soil-moisture feedback in the 1998 Oklahoma-Texas drought. *Nature*, 408: 842-844.
- IPCC. 2007. Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. IPCC, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jackson, R. B., S. R. Carpenter, and C. N. Dahm. 2001. Water in a changing world. *Ecological Applications*, 11: 1027-1045.
- Karl, T. R., and R. W. Knight. 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 231-241.
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, and Z. C. Guo. 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305: 1138-1140.
- Koster, R. D., and M. J. Suarez. 2003. Impact of land surface initialization on seasonal precipitation and temperature prediction. *Journal of Hydrometeorology*, 4: 408-423.
- Liu, J. G. S. X. Li, Z. Y. Ouyang, C. Tam, and X. D. Chen. 2008. Ecological and socioeconomic effects of China's policies for ecosystem services. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105: 9477-9482.
- Luo, Y., S. Liu, S. L. Fu, J. S. Liu, G. Q. Wang, and G. Y. Zhou. 2008. Trends of precipitation in Beijing river basin, Guangdong Province, China. *Hydrological Processes*, 22: 2377-2386.
- Mason, S. J., P. R. Waylen, G. M. Mimmack, B. Rajaratnam, and J. M. Harrison. 1999. Changes in extreme rainfall events in South Africa. *Climatic Change*, 41: 249-257.
- Medlyn, B. E., C. V. M. Barton, and M. S. J. Broadmeadow. 2001. Stomatal conductance of forest species after long-term exposure to elevated CO₂ concentration: A synthesis. *New Phytologist*, 149: 247-264.

- Milly, P. C. D., J. Betancourt, and M. Falkenmark. 2008. Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 319: 573-574.
- Muleta, M. K., and J. W. Nicklow. 2005. Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*, 306: 127-145.
- Neitsch, S. L., J. G. Arnold, J. R. Kiniry, J. R. Williams, and K. W. King. 2005. Soil and water assessment tool theoretical documentation. Grassland, soil and research service, Temple, Texas.
- New, M., M. Todd, M. Hulme, and P. Jones. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 21: 1899-1922.
- Piao, S. L., P. Ciais, and Y. Huang. 2010. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. *Nature*, 467: 43-51.
- Piao, S. L., L. Yin, and X. H. Wang. 2009. Summer soil moisture regulated by precipitation frequency in China. *Environmental Research Letters*, 4(4): 1-6.
- Porporato, A. 2011. Hydrology: Melting to the max. *Nature*, 470: 439.
- Qiu, J. 2010. China drought highlights future climate threats. *Nature*, 465: 142-143.
- Robock, A., and H. B. Li. 2006. Solar dimming and CO₂ effects on soil moisture trends. *Geophysical Research Letters*, 33:L20708.
- Santhi, C., J. G. Arnold, J. R. Williams, W. A. Dugas, R. Srinivasan, and L. M. Hauck. 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *Journal of the American Water Resources Association*, 37: 1169-1188.
- Saxe, H., D. S. Ellsworth, and J. Heath. 1998. Tree and forest functioning in an enriched CO₂ atmosphere. *New Phytologist*, 139: 395-436.
- Schiermeier, Q. 2008. Water: A long dry summer. *Nature*, 452: 270-273.
- Seneviratne, S. I., D. Luthi, M. Litschi, and C. Schar. 2006. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443: 205-209.
- Shukla, J., and Y. Mintz. 1982. Influence of land-surface evapo-transpiration on the earth's climate. *Science*, 215: 1498-1501.
- Tang, X. L., Y. P. Wang, and G. Y. Zhou. 2011. Different patterns of ecosystem carbon accumulation between a young and an old-growth subtropical forest in southern China. *Plant Ecology*, 212: 1385-1395.
- van Griensven, A., T. Meixner, S. Grunwald, T. Bishop, A. Diluzio, and R. Srinivasan. 2006. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, 324: 10-23.
- Ward, S. J. E., G. F. Midgley, M. H. Jones, and P. S. Curtis. 1999. Responses of wild C₄ and C₃ grass (poaceae) species to elevated atmospheric CO₂ concentration: A meta-analytic test of current theories and perceptions. *Global Change Biology*, 5: 723-741.
- Wei, X. H., and M. F. Zhang. 2010b. Quantifying streamflow change caused by forest disturbance at a large spatial scale: A single watershed study. *Water Resources Research*, 46, doi: 10.1029/2010WR009250.

- Winchell, M., R. Srinivasan, M. Di. Luzio, and J. G. Arnold. 2009. Arcswat 2.3.4 interface for SWAT 2005. Grassland, soil and research service, Temple, Texa.
- Wolock, D. M., and G. J. McCabe. 1999. Estimates of runoff using water-balance and atmospheric general circulation models. *Journal of the American Water Resources Association*, 35: 1341-1350.
- Wu, Y., S. Liu, and O. I. Abdul-Aziz. 2012. Hydrological effects of the increased CO₂ and climate change in the upper Mississippi river basin using a modified SWAT. *Climatic Change*, 110 (3-4): 977-1003.
- Yan, J. H., G. Y. Zhou, and Z. Y. Chen. 2001a. Potential evapotranspiration of artificial pinus forest in mount Dinghu and the comparison of calculation methods. *Chinese Journal of Ecology*, 20: 5-8.
- Yan, J. H., G. Y. Zhou, and Z. L. Huang. 2001b. Evapotranspiration of the monsoon evergreen broad-leaf forest in Dinghushan, Guangdong Province. *Scientia Silvae Sinicae*, 37: 37-45.
- Yan, J. H., G. Y. Zhou, D. Q. Zhang, and X. Wang. 2003. Spatial and temporal variations of some hydrological factors in a climax forest ecosystem in the Dinghushan region. *Acta Ecologica Sinica*, 23: 2359-2366.
- Zhang, M., Q. Ren, X. Wei, J. Wang, X. Yang, and Z. Jiang. 2011. Climate change, glacier melting and streamflow in Niyang river basin, southeast Tibet, China. *Ecologyhydrology*, 4: 288-298.
- Zhou, G. Y., L. L. Guan, and X. H. Wei. 2007. Litterfall production along successional and altitudinal gradients of subtropical monsoon evergreen broadleaved forests in Guangdong, China. *Plant Ecology*, 188: 77-89.
- Zhou, G. Y., X. H. Wei, and Y. Luo. 2010. Forest recovery and river discharge at the regional scale of Guangdong Province, China. *Water Resources Research*, 46, doi: 10.1029/2009WR008829.