

doi: 10.11928/j.issn.1001-7410.2017.06.08

文章编号 1001-7410(2017)06-1238-13

# 典型喀斯特流域降水与径流特征分析 及径流年际变化的影响因素贡献分解\*

徐 森<sup>①②</sup> 狄崇利<sup>③</sup> 李思亮<sup>①③</sup>

(<sup>①</sup>中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550081; <sup>②</sup>中国科学院大学, 北京 100049;

<sup>③</sup>天津大学表层地球系统科学研究院, 天津 300072)

**摘要** 地下水文过程是地球关键带科学研究的重要问题, 在具有地表地下二元水文结构的喀斯特地区, 其水文过程与其他类型区差异显著, 研究黔中典型喀斯特小流域后寨河流域降水与径流特征及径流年际变化的影响因素, 有助于在区域视角上了解气候变化与人类活动影响下的喀斯特流域水文特征。本文基于贵州省普定县后寨河流域出口观测站 1987~2006 年实测降水、地表径流、地下径流序列水文数据, 分析比较了后寨河流域降水、径流的年内与年际变化特征, 并采用集中度与不均匀系数两个指标分析比较了流域降水与径流的年内分配特征。采用累积距平法、年际累积量法分析了流域降水量与径流量的年际变化趋势, 确定出 1990 年与 2002 年两个拐点年份, 其中 1990 年为突变年。运用累积量斜率变化率比较法定量计算出气候变化与人类活动对径流年际变化的贡献率: 以人类活动影响较小的初始阶段  $T_1$  (1987~1990 年) 为基准期, 在不考虑潜在蒸散量的影响时, 计算得到人类活动影响加剧的措施期  $T_2$  (1991~2002 年) 时段降水量减少对于地表、地下径流量减少的贡献率分别为 39.32%、46.52%, 人类活动对于地表、地下径流量减少的贡献率分别为 60.68%、53.48%; 如果考虑潜在蒸散量的影响, 潜在蒸散量减少对于地表、地下径流量减少的贡献率分别为 -14.89%、-17.61%, 而人类活动对于地表、地下径流量减少的贡献率分别增至为 75.57%、71.09%。可见, 人类活动是后寨河流域径流量年际变化的主要驱动因素。

**关键词** 径流 集中度 不均匀系数 累积距平法 累积量斜率变化率比较法 喀斯特流域

**中图分类号** P641.134, S273.29 **文献标识码** A

## 1 引言

气候变化与人类活动是影响河川径流变化的两大主要因素<sup>[1-4]</sup>。气候变化对于河川径流量的影响主要体现在降水量和气温的变化, 其中降水量的变化是影响产流的主导因素, 气温的变化会导致蒸散量的变化, 从而影响产流量的大小<sup>[5-8]</sup>。径流的变化包括径流量的数值变化和径流过程的结构变化<sup>[5,6]</sup>, 径流年内分配特征属于后者, 反映了年内不同时间上径流的分布状况; 对于径流量的数值变化与径流过程的结构变化, 国内的很多研究已逐步从定性分析过渡到定量解析的阶段, 对于径流变化的影响因素贡献率进行了许多研究<sup>[5-10]</sup>。水文站所观测到的实测径流过程不仅包含了以降雨、蒸发等气象因素为主的气候

变化的影响, 还包含以土地利用/覆被变化、水利工程水量调节、用水消耗等人类活动的影响, 如何定量分解气候变化与人类活动对径流变化的影响, 是当前水文学及水资源研究的热点和难点<sup>[5,6,11]</sup>。王随继等<sup>[7,8]</sup>通过提出的累积量斜率变化率比较方法 (Slope Change Ratio of Cumulative Quantity, 简称 SCRCQ), 定量分析了黄河中游区径流量变化中气候变化与人类活动的贡献率。但是, 不同地区流域对气候变化与人类活动的水文响应并不相同。

后寨河流域地处黔中高原西部长江水系与珠江水系的分水岭地区, 流域内岩溶发育强烈、地貌类型齐全、生态环境脆弱, 是贵州高原上具有典型代表性的喀斯特流域, 中国科学院普定喀斯特生态系统观测研究站在此进行长期观测和研究。流域内由于岩

第一作者简介: 徐 森 男 24 岁 硕士研究生 环境工程专业 E-mail: xusen@mail.gyig.ac.cn

\* 国家重点研发计划项目 (批准号: 2016YFA0601000) 和国家自然科学基金国际 (地区) 合作与交流项目 (批准号: 41571130072) 共同资助

2017-05-21 收稿, 2017-08-18 收修稿稿

通讯作者: 狄崇利 E-mail: dichongli@tju.edu.cn

溶发育,形成众多的地下河,地下空间在岩性构造控制下,被岩溶水溶蚀和侵蚀,产生了次生的溶孔、溶隙和溶管,从而构成了一个具有不同贮水形式、运动状态、水文特性、裂隙流和管道流共存的一个含水介质系统<sup>[12]</sup>。地下水文过程作用机理复杂,是当今地球关键带生态水文学研究的主要科学问题之一<sup>[13]</sup>,而喀斯特地区由于具有这种独特的地表与地下的二元水文结构,且表层岩溶带的结构和构造具有高度的异质性,其水文过程与其他类型区差异显著。

水是地球关键带的核心组成部分,水文过程驱动的物质流失是关键带重要的物质能量转移过程,影响着水生生态系统功能和水质状况<sup>[14-16]</sup>,水资源还是制约区域经济可持续发展的重要因素<sup>[17-19]</sup>。基于此,本文利用后寨河流域出口观测站 1987~2006 年实测降水、地表径流、地下径流序列水文数据,分析了后寨河流域降水、地表径流、地下径流的年内变化特征与年际变化特征,采用集中度(Concentration Degree,简称 CD)与不均匀系数(Unevenness Coefficient indices,简称 UC)两个指标,分析比较了后寨河流域降水与径流的年内分配特征,运用累积量斜率变化率的比较方法(SCRCQ)定量求出降水、潜在蒸散量以及人类活动对后寨河流域径流量年际变化的贡献率,研究结果将有助于进一步认识具有二元水文结构的喀斯特地区的水文特征。

## 2 研究区概况

后寨河流域位于贵州省普定县县城以南,距离县城约 11km。地理位置为  $26^{\circ}12'26''\sim 26^{\circ}17'20''N$ ,  $105^{\circ}40'38''\sim 105^{\circ}48'13''E$ ,总面积约  $81\text{km}^2$ 。流域地处黔中高原西部的长江水系乌江上游三岔河支流与珠江水系北盘江支流白水河之间的分水岭地区,地势东南高、西北低,峰丛、峰林耸立,洼地、盆地广泛分布,地势平坦开阔,上游为峰丛、洼地、漏斗地貌组合类型,中游为峰林、槽谷类型,下游为丘陵、谷地、盆地类型,流域内海拔高度一般在  $1220\sim 1400\text{m}$ ,最高  $1585\text{m}$ ,最低  $1218\text{m}$ ,相对高差一般在  $250\sim 300\text{m}$  之间,最高达  $367\text{m}$ <sup>[12]</sup>。后寨河流域在宏观场上表现为二元结构,流域内发育着地表河和地下河。后寨河是流域内唯一的地表河流,源头为母猪洞地下河出口,沿程有中坝小河、灯笼河汇入,经过青山水库后从流域西北部流出;流域内发育的后寨地下河系起源于东部,其地下水在地下系统中汇聚流到东偏南部的母猪洞水库附近后,一部分继续在地下水系统中流动,流经流域西南区域后,于西北部后寨冒

水坑处流出地表;另一部分出露到地表,在流域中部与来自东北部的地表支流相汇后流至西北部与再次出露到地表地下水系统相汇,再由总出口流出流域<sup>[20]</sup>。流域西北部的总出口的流量占到了流域总水量的 95% 以上,仅在西南流域边界处有部分地下水流出流域<sup>[21]</sup>。流域内的地表河与地下河具有复杂的、边界不等的垂直重合关系,并通过水力联系构成一个密不可分的统一整体,形成喀斯特地区特有的地表、地下“双层”结构体系<sup>[12]</sup>。后寨河流域地理位置以及监测点分布如图 1 所示。

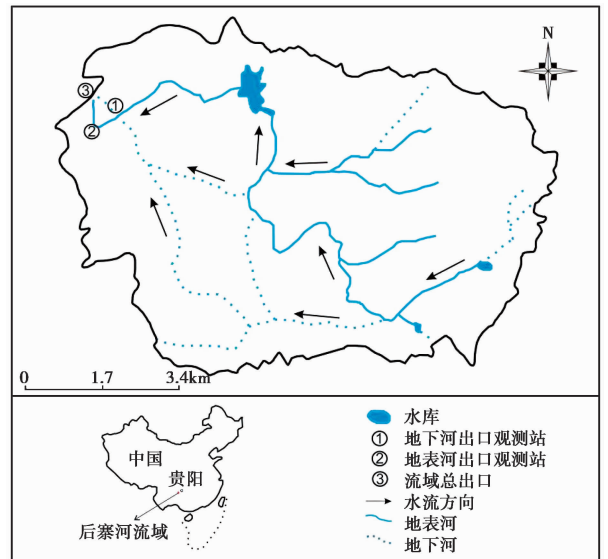


图 1 后寨河流域地理位置及监测点示意图  
Fig. 1 Location of the Houzhai catchment and the observation sites

## 3 数据与研究方法

### 3.1 数据来源与处理

如图 1 所示,流域地表河与地下河水文观测站位于流域西北角地表河 ( $26^{\circ}16'13''N, 105^{\circ}41'11''E$ ) 与地下河 ( $26^{\circ}16'17''N, 105^{\circ}41'24''E$ ) 出口处。本研究采用水文观测站 1987~2006 年逐月的月降水与径流(包括地表径流与地下径流)数据,由于水文观测站在 2003 年和 2004 年停止观测,从 2005 年开始恢复,因此这两年的观测数据缺少。将每月的地表径流量与地下径流量以及总径流量用该时段内平均分布于流域面积上的水深(径流深  $R$ ,  $\text{mm}/\text{月}$ )来表示,转换公式为:  $R=Q/1000A$ , 式中  $Q$  为月径流量 ( $\text{m}^3/\text{月}$ ),  $A$  为后寨河流域总面积 ( $\text{km}^2$ )。通过求和得到年降水量与年径流量,通过 Zhang 等<sup>[22]</sup>提出的张氏公式计算潜在蒸散量来代替实测蒸散量。

### 3.2 研究方法

#### 3.2.1 集中度和不均匀系数

集中度(CD)是利用向量分析的原理定义气象序列时间的分配特征<sup>[23]</sup>。将一个时段降水量或径流量的数值看作向量的长度,而对应的时段则当作向量的方向,把1月份方向看成 $0^\circ$ ,以后每月依次按 $30^\circ$ 等差递增,将1月到12月的方位角 $\theta$ 分别设为 $0^\circ$ 、 $30^\circ$ 、 $\dots$ 、 $330^\circ$ ,把每个月的降水量或径流量看作 $x$ 、 $y$ 两个方向的分量,那么 $x$ 、 $y$ 两个方向的矢量合成及总向量可表示为<sup>[24]</sup>:

$$Q_x(t) = \sum_{i=1}^{12} Q(t, i) \cos\theta(t);$$

$$Q_y(t) = \sum_{i=1}^{12} Q(t, i) \sin\theta(t) \quad (1)$$

$$Q_{xy}(t) = \sqrt{Q_x(t)^2 + Q_y(t)^2} \quad (2)$$

公式(1)和(2)中, $t$ 为年数, $i$ 为年内某月, $Q(t, i)$ 为第 $t$ 年 $i$ 月的降水量(mm)或径流深(mm), $Q_x(t)$ 和 $Q_y(t)$ 分别为 $Q(t, i)$ 分解在 $x$ 和 $y$ 两个方向上的分矢量, $Q_{xy}(t)$ 为矢量和。则第 $t$ 年降水或径流的集中度(CD)和年内最大降水或径流的分布时段对应的方位角——集中期(Concentration Period,简称CP)为<sup>[24]</sup>:

$$CD(t) = Q_{xy}(t) / \sum_{i=1}^{12} Q(t, i) \quad (3)$$

$$CP(t) = \arctan\left(\frac{Q_x(t)}{Q_y(t)}\right) \quad (4)$$

通过公式(3)和(4)中可以看出,CD能够反映研究时段降水或径流的集中程度,取值在 $0.0 \sim 1.0$ 之间,若研究时段内降水或径流分布均匀,则CD为0,若CD值越接近于1,则表示降水或径流越集中于某一个时段内;CP表示的是合成向量的方位角,反映了年内最大降水或径流的分布时段。

后寨河流域属于亚热带季风气候区,降水年内分布不均匀特征突出,本文采用不均匀系数(UC)来表示后寨河流域降水和径流的年内分布不均匀度<sup>[5]</sup>:

$$\sigma(t) = \sqrt{\sum_{i=1}^{12} [Q(t, i) - \bar{Q}(t)]^2 / 12} \quad (5)$$

$$\bar{Q}(t) = \sum_{i=1}^{12} Q(t, i) / 12 \quad (6)$$

$$UC(t) = \sigma(t) / \bar{Q}(t) \quad (7)$$

公式(5)~(7)中,UC(t)表示第 $t$ 年降水或径流的不均匀系数, $\sigma(t)$ 为第 $t$ 年月降水过程或月径流过程的均方差, $\bar{Q}(t)$ 为第 $t$ 年月降水过程或月径流过程的均值。

#### 3.2.2 累积量斜率变化率比较法

累积距平法(Cumulative Anomaly,简称

CA)<sup>[25,26]</sup>是由曲线直观判断离散数据点变化趋势的一种非线性统计方法,利用累积距平法判断降水与径流的突变年份,先计算每年的降水或径流量距平,然后按年序累加,得到距平累积序列,即对于序列 $X$ ,其在第 $t$ 年的距平累积值 $X(t)$ 为<sup>[8,26]</sup>:

$$X(t) = \sum_{i=1}^t (x(i) - \bar{x}) \quad (8)$$

公式(8)中, $x(i)$ 表示第 $i$ 年的降水或径流量, $\bar{x}$ 为降水或径流量序列的多年平均值。根据距平有正有负的特点,当距平累积持续增大时,表明该时段内降水或径流量距平持续为正;当距平累积持续不变,表明该时段距平保持平均;当距平累积持续减小时,表明该时段内降水或径流量距平持续为负。据此,可以直观而准确地确定径流量年际变化阶段<sup>[26]</sup>。

利用累积量斜率变化率比较法(SCRCQ)来判断降水与非降水因素对径流量变化的影响<sup>[6-8]</sup>,假设累积径流量-年份线性关系式的斜率在拐点前后两个时期分别为 $S_{Rb}$ 和 $S_{Ra}$ ;累积降水量-年份线性关系式的斜率在拐点前后两个时期分别为 $S_{pb}$ 和 $S_{pa}$ ,则累积径流量斜率变化率和累积降水量斜率变化率为<sup>[6-8]</sup>:

$$R_{SR} = 100 \times (S_{Ra} - S_{Rb}) / S_{Rb}$$

$$= 100 \times (S_{Ra} / S_{Rb} - 1) \quad (9)$$

$$R_{SP} = 100 \times (S_{pa} - S_{pb}) / S_{pb}$$

$$= 100 \times (S_{pa} / S_{pb} - 1) \quad (10)$$

公式(9)和(10)中, $R_{SR}$ 、 $R_{SP}$ 为正数表示斜率增大,为负数表示斜率减小。降水量变化对径流量变化的贡献率( $C_p$ ,单位%)可以表示为:

$$C_p = 100 \times R_{SP} / R_{SR}$$

$$= 100 \times (S_{pa} / S_{pb} - 1) / (S_{Ra} / S_{Rb} - 1) \quad (11)$$

同理,蒸散量对径流量变化的贡献率( $C_E$ ,单位%)可以表示为:

$$C_E = -100 \times R_{SE} / R_{SR}$$

$$= -100 \times (S_{Ea} / S_{Eb} - 1) / (S_{Ra} / S_{Rb} - 1) \quad (12)$$

因此,人类活动对径流量变化的贡献率( $C_H$ ,单位%)可以表示为:

$$C_H = 100 - C_p - C_E \quad (13)$$

由于缺乏实测的年蒸散量数据,本文采用张氏公式<sup>[22]</sup>来计算潜在蒸散量以代替实测蒸散量,该公式表述如下:

$$E = \begin{cases} q \times \left( \frac{1 + 2 \times \frac{1410}{p}}{p} \right) + (1 - q) \times \\ \left( \frac{1 + 2 \times \frac{1410}{p} + \frac{p}{1410}}{p} \right) \end{cases}$$

$$\left( \frac{1 + 0.5 \times \frac{1100}{p}}{1 + 0.5 \times \frac{1100}{p} + \frac{p}{1100}} \right) \times p \quad (14)$$

公式(14)中,  $E$  为潜在蒸散量(mm);  $p$  为年降水量(mm);  $q$  为森林覆盖率(%)。

为了将人类活动的影响与自然因素相区分, 首先应排除人工林地所占研究区林地面积的比例, 只需要计算天然森林覆盖率<sup>[7]</sup>。由于研究区缺乏天然林覆盖率的统计资料, 本文采用可公开获取的1990年和2002年两期Landsat5 TM遥感影像数据(来源于美国地质调查局网站<sup>[27]</sup>), 利用ENVI 4.8遥感影像处理软件对获取影像进行波段合成、大气校正、裁剪、影像增强等预处理, 经过预处理的遥感影像, 通过人机交互目视解译, 利用最大似然法对影像进行监督分类<sup>[28]</sup>, 得出土地利用分类结果。计算得到1990年研究区林地森林覆盖率为0.84%, 已有研究表明<sup>[29]</sup>, 通过一系列的生态恢复建设工程, 后寨河流域范围内林地面积增幅较大, 但因为天然林原始面积较小, 其覆盖率变化不明显。因此, 可近似认为在本文研究期内流域的天然林覆盖率大致保持该水平不变。

## 4 结果与分析

### 4.1 降水与径流的变化特征分析

#### 4.1.1 降水与径流年内变化特征分析

从图2所示多年月平均降水量与径流量可以看出, 后寨河流域的年降水量主要集中在5~10月, 每月月降水量均大于20mm, 降水量占全年总降水量的85.89%; 最大降水量出现在6月, 其多年月平均降水量为300.88mm, 占多年平均降水量的

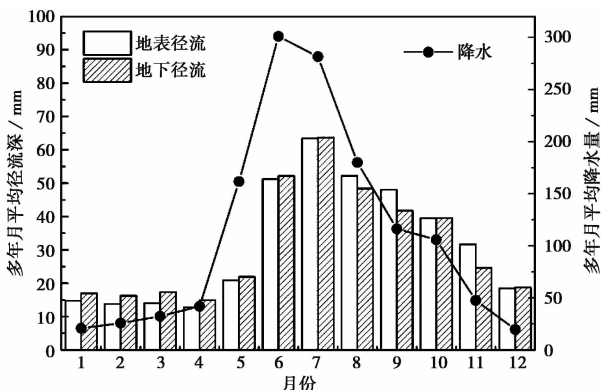


图2 后寨河流域多年月平均降水量与径流深

Fig. 2 Monthly mean precipitation and runoff in Houzhai catchment

22.56%; 最小降水量出现在12月, 其多年月平均降水量为19.76mm, 占多年平均降水量的1.48%。从每年的1月份到6月份, 降水量呈增长趋势, 6月份降水量达到一年中的最大值, 7月份到12月份的降水量呈下降趋势, 降水的季节性变化较为显著。尽管地区多年年降水量有所变化, 但降水量多集中在每年的5~10月, 这种特征主要由强降雨过程产生的频次与发生时间所导致, 与贵州省大多数地区的降雨特征相似<sup>[30-32]</sup>。

后寨河流域的地表河与地下河出口年径流主要集中在6月到11月份, 径流深最大值均出现在7月份, 分别为63.46mm、63.66mm, 分别占地表河与地下河多年平均径流深的16.67%、16.92%; 径流深最小值均出现在4月份, 分别为12.78mm、14.94mm, 分别占地表河与地下河多年平均径流深的3.36%、3.97%。径流量从每年的4月份到7月份呈现增长趋势, 7月份径流量达到一年中的最大值, 从8月份到第二年的3月份径流量呈现出递减趋势, 从以上可以看出, 径流受降水影响强烈, 年内变化趋势与降水基本一致, 但从1月份到4月份降水呈现增长趋势, 而4月份径流出现了年内最低值, 5月降水大幅增长后径流增长并不明显。已有研究表明<sup>[33]</sup>, 喀斯特地区具有独特的地质及地貌构造特征, 地表、地下径流率随时间的变化特征是降雨强度、坡度、岩石裸露率、地下孔(裂)隙度、降雨历时等综合因素共同作用的结果, 5月以前由于降雨较少, 地表处于相对干燥状态, 且地下溶孔裂隙等含水介质空间尚处于未饱和状态, 地表对雨水的吸持作用较强, 雨水下渗后被地下含水介质滞留, 因而地表径流与地下径流对降水的响应会存在明显的滞后效应。此外, 每年的4月和5月流域内开始的农业生产活动使用水量影响流域径流的输出, 也可能是流域径流对降雨的响应存在滞后现象的原因之一。

#### 4.1.2 降水与径流年际变化特征分析

后寨河流域1987~2006年降水量与径流量如图3所示, 从图中可以看出, 多年年降水量与径流量年际变化较为显著。后寨河流域多年平均降水量为1333.89mm, 其中1996年降水量最大, 达到1805.2mm, 2005年降水量最小, 为916.1mm。地表河与地下河多年平均径流深分别为380.62mm和376.21mm。其中, 地表河1999年径流量达到最大值, 径流深为531.04mm, 1989年径流量达到最小值, 径流深为170.02mm; 地下河1991年径流量达

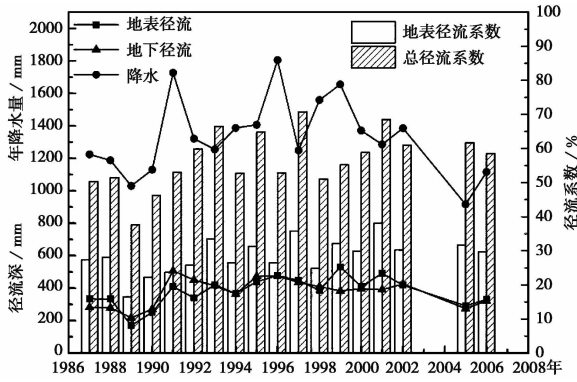


图3 后寨河流域1987~2006年年降水量、年径流深和径流系数变化

Fig. 3 Variations of annual precipitation, runoff and runoff coefficient from 1987 to 2006 in Houzhai catchment

到最大值, 径流深为 506.23mm, 1989 年径流量达到最小值, 径流深为 217.41mm。从图3可以看出, 后寨河流域降水与径流年际变化波动趋势基本一致, 地下径流相对地表径流与降水的年际起伏变化趋势更为一致, 表明地下径流受到降水因素影响更大, 而降水与径流年际变化波动趋势并不完全一致, 1989 年年降水量比 2005 年年降水量偏高, 对应的 1989 年的地表径流与地下径流却比 2005 年的偏低, 则表明非降水因素对径流的年际变化具有较大的影响。

对于径流系数而言, 本研究中流域年地表径流系数为 16.5%~38.2% (图3), 与涂成龙等<sup>[30]</sup>研究的蚂蝗田喀斯特小流域地表径流系数(23.1%)接近; 彭韬等<sup>[34]</sup>在陈旗喀斯特小流域通过建立径流小区进行连续监测发现, 观测的 6 种喀斯特地区典型的土地利用类型下地表径流系数为 0.01%~12.81%, 与本研究结果中地表径流系数相比偏小;

其原因可能是西南喀斯特区域表层岩溶带存在高度的异质性, 降雨进入表层岩溶带后, 在特定区域表层岩溶带的壤中流, 裂隙流会汇集转化成地表径流, 从而提高流域的径流系数<sup>[30]</sup>。与非喀斯特地区相比较, 本研究中流域的地表径流系数显著小于我国华南丘陵地区(>60%)和江淮地区(30%~40%)<sup>[35]</sup>。然而, 地表径流系数较小并不能表明本研究地区具有较强的水分滞留容纳能力, 由于本研究地区具有独特的地表、地下二元水文结构, 降水到达地面后会迅速通过漏斗、洼地等注入地下河, 形成地下径流流出流域, 因而本研究区地表径流与地下径流年度总的径流系数达到 37.6%~70.7% (图3), 高于以上非喀斯特地区的地表径流系数。

#### 4.2 降水与径流的年内分配集中度(CD)、集中期(CP)和均匀性分析

##### 4.2.1 降水与径流的集中度和集中期分析

从图4a可以看出, 1987~2006 年间后寨河流域降水集中度在 0.43~0.68 之间变化, 多年平均降水集中度为 0.57; 地表径流集中度在 0.17~0.50 之间变化, 多年平均地表径流集中度为 0.39; 地下径流集中度在 0.21~0.51 之间变化, 多年平均地下径流集中度为 0.35。降水与径流年内分配集中度在研究期内均无明显年代际变化。若集中度大于多年平均值时, 认为该年的降水或径流较集中, 若集中度小于多年平均值时, 认为该年的降水或径流年内分配均匀<sup>[36]</sup>。1987~2007 年间, 有 9 年时间降水集中度大于其平均值, 9 年时间降水集中度小于其平均值, 且分布随机不连续; 有 12 年时间地表径流集中度大于其平均值, 6 年时间集中度小于其平均值; 有 9 年时间地下径流集中度大于其平均值, 9

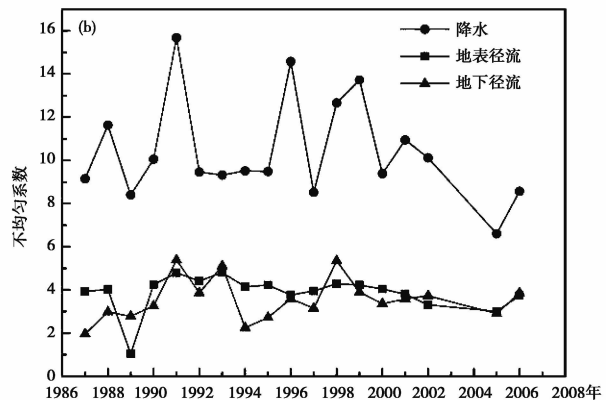
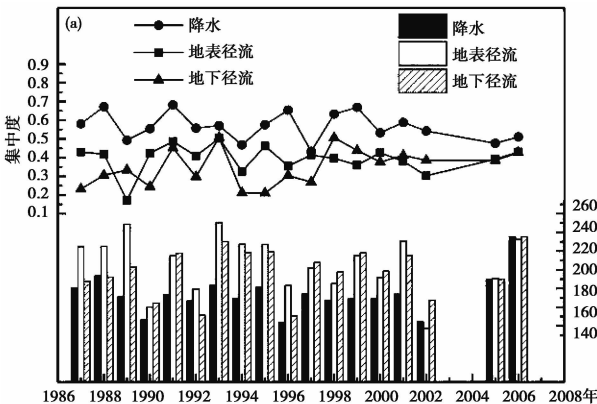


图4 后寨河流域降水径流年际变化

(a) 降水与径流集中度、集中期(concentration degree and concentration period); (b) 降水与径流不均匀系数(unevenness coefficient indices)

Fig. 4 Interannual variation of precipitation and runoff in Houzhai catchment

年时间小于其平均值,且1998~2006连续7年集中度都大于平均值,说明这些年间地下径流都以集中为主。如图4a所示,降水与地下径流的集中度波动较为剧烈,且趋势较为接近,地表径流集中度波动趋势较为平稳,表明地表径流与地下径流年内分配受降水影响大小有所不同,地下径流年内分配与降水更为一致,受非降水因素影响较小,地表径流年内分配受非降水因素影响可能更大。如图5a和5b所示,对1987~2002年间降水、地表径流、地下径流累积集中度和不均匀系数进行线性拟合(拟合指数 $R^2=0.99$ ,显著性值 $P<0.01$ ),可以看出总体年内分配集中程度为降水>地表径流>地下径流。

流域地下径流年内分配受非降水因素影响较小,但分配集中程度却较地表径流偏低。后寨河流域中游段地貌属峰林洼地、峰林盆地,其间分布的页岩、泥灰岩条带,把流域分为两个水文地质单元,使地下水运移过程中在中游地段受阻隔而不能顺畅通过,上游东部水文地质单元的地下水不能顺畅的流入下游西部单元,当降水进入地下后,水流大致由东向西经过两个水文地质单元,最后从位于流域西北部的后寨冒水坑处流出地表<sup>[37]</sup>。这种地下含水介质空间系统对地下径流能够起到较大的调蓄作用,是导致地下径流年内分配集中程度较地表径流低的主要原因。

如图4a所示,后寨河流域的降水集中期的变化范围为 $154.15^\circ\sim 231.97^\circ$ ,且大部分都在 $165^\circ\sim 195^\circ$ 之间波动,根据方位角的转换可知,研究期18年间一共有13年降水集中在6月份,3年集中在5月份,2年集中在7月份,这与月降水最大值出现的实际月份一致;地表径流集中期的变化范围为

$148.79^\circ\sim 244.85^\circ$ ,其中,有1年径流集中在5月份,有6年径流集中在6月份,有6年径流集中在7月份,有5年径流集中在8月份;地下径流集中期的变化范围为 $159.87^\circ\sim 232.01^\circ$ ,其中,有2年径流集中在5月份,有4年径流集中在6月份,有10年径流集中在7月份,有2年径流集中在8月份,月径流量计算的集中期对应的月份与月径流最大值出现的实际月份也一致,表明集中度与集中期能够很好的表征降水与径流在年内分配的集中程度。通过上述分析可以看出,降水与地下径流的集中期分布较为集中,降水主要集中在6月份,地下径流主要集中在7月份,地表径流集中期分布较为均匀,集中月份为6月、7月、8月的年数相当。可以看出,地下径流与地表径流输出量在5月、6月份同时受滞后效应影响导致主要集中期与降水不一致,但地下径流的集中期分布过程与降水更为一致,表明地下径流的年内分配受降水影响程度更大。

#### 4.2.2 降水与径流年内分配均匀性分析

后寨河流域降水与径流年内分配不均匀系数计算结果如图4b所示,可以看出,流域降水与径流年内分配不均匀系数在研究期内无明显年代际变化,18年来降水与地表径流、地下径流不均匀系数变化范围分别为 $6.6\sim 15.68$ 、 $1.04\sim 4.8$ 和 $1.96\sim 5.39$ ,降水与地下径流不均匀系数波动较为剧烈,地表径流较为平缓,从图5b所示降水、地表径流、地下径流累积不均匀系数线性拟合结果可以看出,研究期内地下径流的不均匀系数最大值与最小值均大于地表径流,但累积不均匀系数斜率小于地表径流,总体年内分配不均匀性地表径流大于地下径

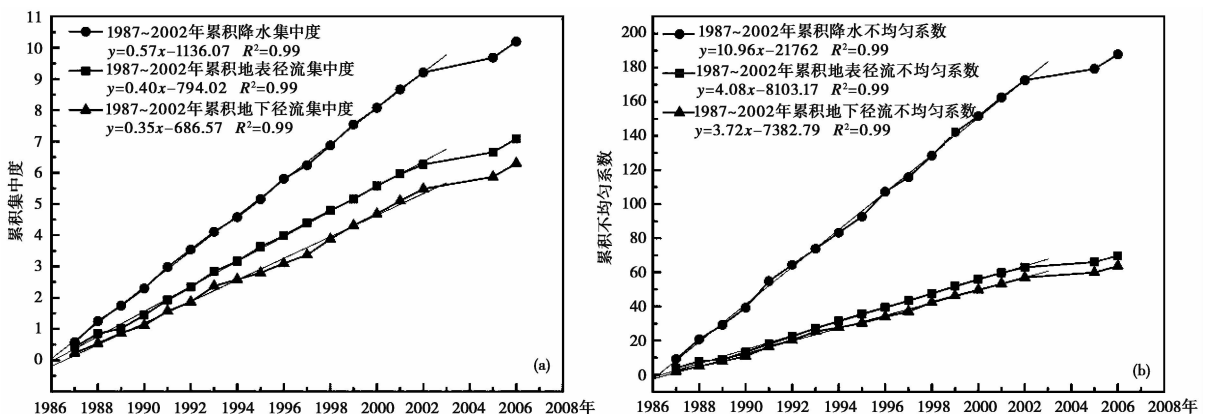


图5 后寨河流域降水径流累积年际变化

(a)降水与径流累积集中度变化趋势(concentration degree and concentration period);

(b)降水与径流累积不均匀系数变化趋势(unevenness coefficient indices)

Fig. 5 Accumulative interannual variation of precipitation and runoff in Houzhai catchment

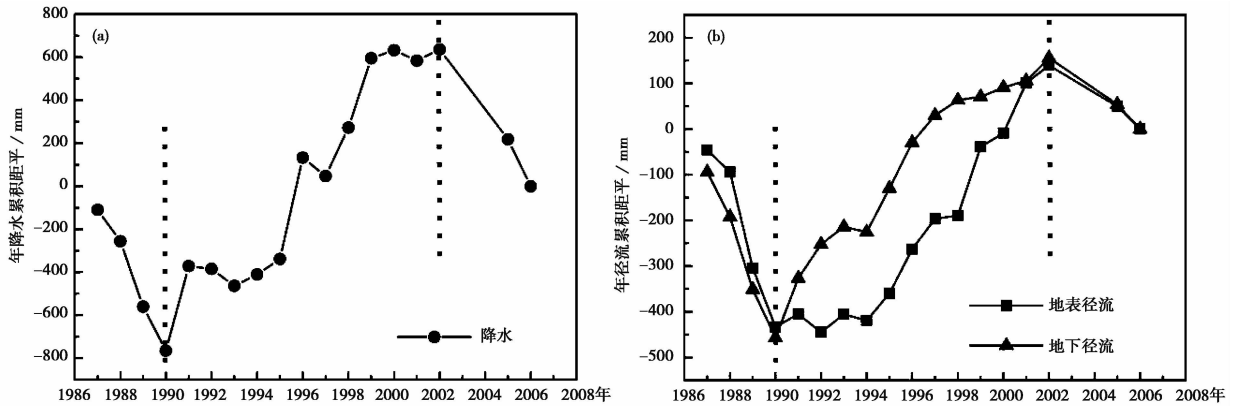


图6 后寨河流域累积距平趋势

(a) 年降水量 (annual precipitation); (b) 年径流量 (annual runoff)

Fig. 6 Trends of accumulative anomaly in Houzhai catchment

流, 降水年内分配不均匀性高于径流的两倍。

### 4.3 气候变化与人类活动对径流量变化的贡献率分析

#### 4.3.1 基于累积距平法判断降水与径流拐点年份

图6a为根据公式(8)计算的1987~2006年间降水累积距平的年际变化曲线。结果表明, 1987~1990年间年降水的累积距平表现出减小趋势, 1990~2002年间年降水的累积距平呈波动增长趋势, 显然, 该时期降水发生突变的年份是1990年, 2002年降水累积距平达到峰值, 前后总体发生了增加到减少的突变。图6b显示在整个时间序列后寨河流域的年地表径流量与地下径流量的拐点年份与同期年降水量累积距平表现出相似性, 1990年年径流量累积距平由减少转变为增加, 此后曲线波动上升, 到2002年又发生了由增加趋势到减少趋势的突变。

综上分析, 确定降水量与径流量的突变拐点年份有两个, 分别为1990年与2002年, 由于缺乏2003年、2004年流域降水与径流的观测数据, 难以判断2003~2004年间累积距平的变化趋势, 本研究中只把1990年当作突变年份来判断1990~2002年间流域气候与人类活动对径流量变化的影响。后寨河流域在20世纪90年代以前, 人类活动较为轻微, 把拐点1990年以前看作基准时期, 反映了几乎无人类活动影响、径流量变化主要受气候影响尤其是降水量变化影响的阶段; 1990年以后, 人类活动影响逐渐显现, 是气候因子与人类活动共同作用的时期, 可看作为措施期。

#### 4.3.2 气候变化与人类活动对径流变化的贡献率

降水量与蒸散量的阶段变化体现了气候变化的

影响, 径流量的阶段变化是气候变化与人类活动共同作用的结果, 可认为两者的阶段变化差异体现了人类活动的影响<sup>[8]</sup>。

将上述确定的拐点年份作为界限, 把各变量的累积量变化过程划分为基准期1987~1990年( $T_1$ )、措施期1991~2002年( $T_2$ )两个时期, 分别对年份与累积降水量、累积地表径流量、累积地下径流量、累积蒸散量进行线性拟合, 其线性拟合关系式见图7, 各拟合关系式的相关系数( $R$ )都非常高, 并且对应的 $P$ 值都非常小, 拟合结果良好。根据SCRCQ法中相关系数的获取原则, 将各线性回归方程式的斜率提取至表1。 $T_1$ 为基准期, 将 $T_2$ 的变化率与基准期相比, 若变化率大于0, 变量趋势减少, 若变化率小于0, 变量趋势则增加。

$T_1$ 和 $T_2$ 两个时期的年份-累积地表径流量的线性拟合方程的斜率分别为243.38mm/a和437.14mm/a(表1), 与基准期 $T_1$ 相比,  $T_2$ 时段径流量增加了79.61%; 年份-累积地下径流量的线性拟合方程的斜率分别为251.6mm/a和420.91mm/a,  $T_2$ 时段径流量增加了67.29%, 地表与地下径流增幅都比较明显。根据公式(14)计算每年的潜在蒸散量用以代替实测蒸散量, 根据公式(11)、(12)和(13)分别计算各影响因素对于径流量变化的贡献率, 结果见表2。若不考虑潜在蒸散量的影响, 与基准期 $T_1$ (1987~1990年)时段相比, 措施期 $T_2$ (1991~2002年)时段降水量减少对于地表径流量减少的贡献率为39.32%, 对于地下径流量减少的贡献率为46.52%, 人类活动对于地表径流量减少的贡献率为60.68%, 对于地下径流量减少的贡献率为53.48%。如果考虑潜在蒸散量的影响, 潜在

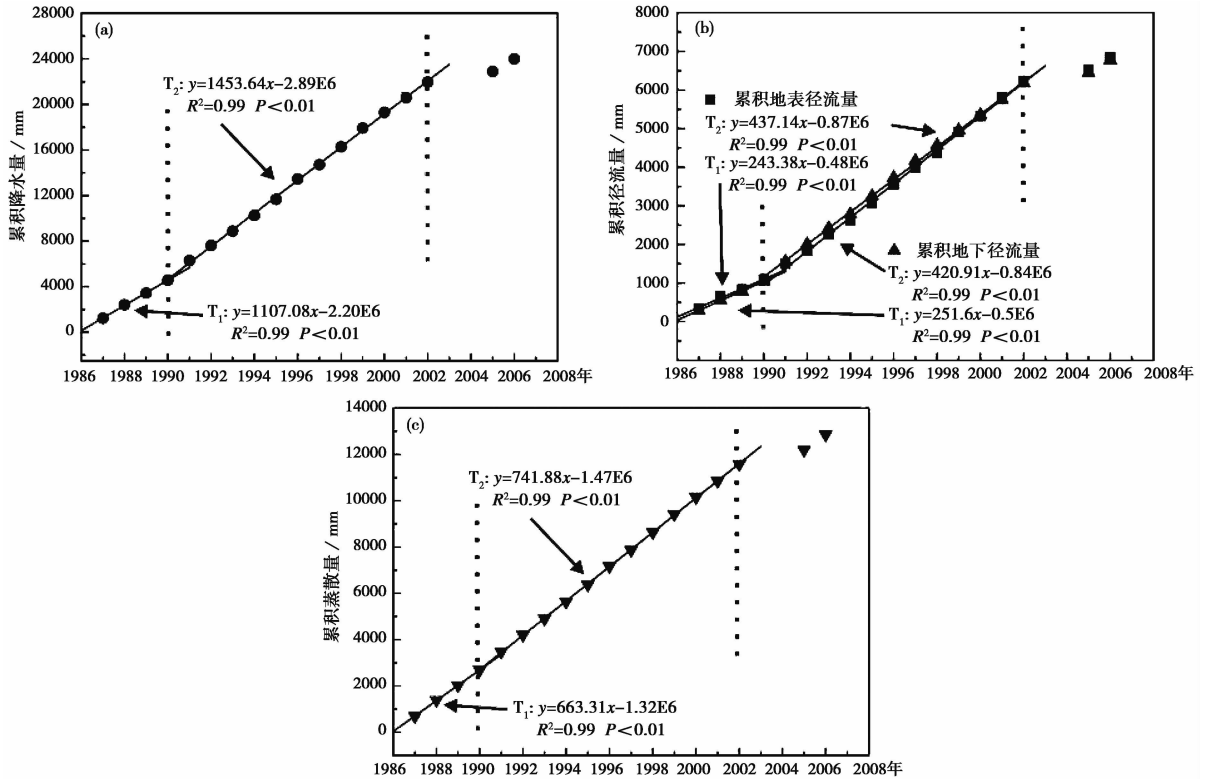


图 7 后寨河流域水文变量累计年变化趋势

(a) 降水量 (precipitation); (b) 径流量 (runoff); (c) 蒸散量 (evapotranspiration)

Fig. 7 Trends of accumulative interannual change of hydrological variables in Houzhai catchment

表 1 不同时期年份与各累积量斜率及其变化

Table 1 Slope change ratio of cumulative quantity of the Houzhai catchment during different periods

影响因素	时间段 / 年	年累积量		
		累积量斜率 / $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$	改变量 / $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$	改变率 / %
地表径流	1987~1990	243.38		
	1991~2002	437.14	193.76	79.61
地下径流	1987~1990	251.60		
	1991~2002	420.91	169.31	67.29
降水	1987~1990	1107.08		
	1991~2002	1453.64	346.56	31.3
潜在蒸散量	1987~1990	663.31		
	1991~2002	741.88	78.57	11.85

表 2 气候因子与人类活动对径流量变化的贡献率\*

Table 2 Quantitative impact of climatic factors and human activities on runoff change in Houzhai catchment

	时间段 / 年	$C_p$ / %	$C_E$ / %	$C_H$ / %	$C_E + C_H$ / %
地表径流	1987~1990	—	—	—	—
	1991~2002	39.32	-14.89	75.57	60.68
地下径流	1987~1990	—	—	—	—
	1991~2002	46.52	-17.61	71.09	53.48

\*  $C_p$ ——降水量变化对径流量变化的贡献率;  $C_E$ ——蒸散量对径流量变化的贡献率;  $C_H$ ——人类活动对径流量变化的贡献率

域径流量变化的主要驱动因素。

#### 4.4 人类活动的影响分析

以上研究结果表明：后寨河流域的径流年内分配特征与径流年际变化均在很大程度上受到人类活动的影响。本文主要列举以土地利用/覆被变化、水利工程调蓄及农业用水消耗为主的人类活动进行分析讨论。

后寨河流域自 20 世纪 90 年代以来，随着人口的增长，城镇化进程的加快，建筑与道路用地、农业用地、林地等面积均有不同程度的增加，通过对

蒸散量减少对于地表径流量减少的贡献率为 -14.89%，对于地下径流量减少的贡献率为 -17.61%，而人类活动对于地表径流量与地下径流量减少的贡献率则分别增至为 75.57% 和 71.09%。可见，对于后寨河流域地表径流与地下径流，人类活动对径流量变化的贡献率均大于气候变化，降水量的贡献率要大于潜在蒸散量的贡献率。然而无论是地表径流还是地下径流，人类活动都是后寨河流



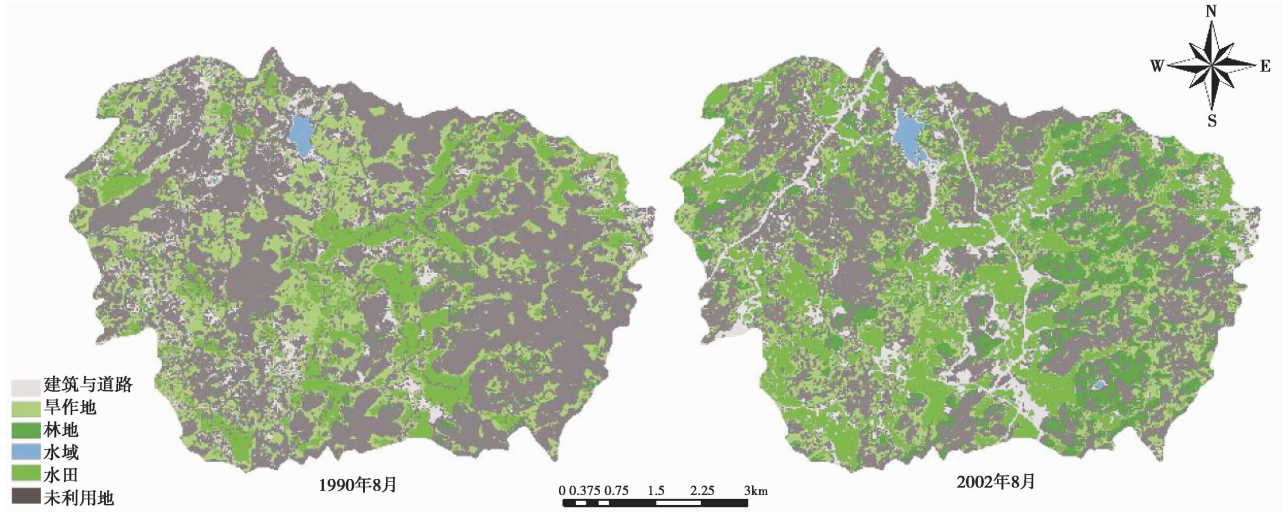


图8 后寨河流域1990年与2002年土地利用分布图

Fig. 8 Distribution of land use types of Houzhai catchment in 1990 and 2002

后寨河流域1990年与2002年Landsat5 TM遥感影像数据进行解译,获取了流域两期土地利用分类数据,图8为后寨河流域1990年与2002年土地利用分类图,表3为获取的后寨河流域1990年与2002年土地利用结构数据。土地利用变化对水文过程带来的影响主要通过改变地表下垫面条件,改变地表入渗量与改变洪峰流量,并且改变地下水的补给与排泄量,从而影响地下水动态变化<sup>[38-41]</sup>,此外,根据土地利用类型的变化,还能够间接的了解人类活动对流域水文过程的影响<sup>[38]</sup>。

后寨河流域地处东南亚喀斯特连片分布区的中心,三叠纪碳酸盐岩出露地表,分布面积占到流域面积的近90%,是典型的喀斯特地貌分布区域<sup>[42]</sup>。近些年来,流域内先后实施了国家长江中上游防护林体系建设、天然林资源保护、退耕还林等重点林业生态工程项目,对后寨河流域进行了生态恢复重建<sup>[20,43]</sup>,因此流域内林地面积发生了较大的变化,

表3 后寨河流域1990年与2002年土地利用结构

Table 3 Area and proportion of each land use types of Houzhai catchment in 1990 and 2002

土地利用类型	1990年		2002年	
	面积/km <sup>2</sup>	比例/%	面积/km <sup>2</sup>	比例/%
林地	0.68	0.84	10.2	12.7
水田	9.17	11.3	15.2	18.8
旱作地	21.9	27.1	17	21
水域	0.34	0.42	0.47	0.58
建筑与道路	5.38	6.66	8.05	9.96
未利用地	43.4	53.7	29.9	36.9
总计	80.8	100	80.8	100

从表3可以看出,后寨河流域在1990年林地覆被面积只有0.84%,而未利用地面积比例高达53.7%,其中大部分为裸露的岩石,石漠化较严重,到2002年,林地面积已经增长到12.7%,未利用地面积减少到36.9%。生态建设使得流域的林地面积显著增加,改变了流域的下垫面条件,能够影响流域的汇流过程,从而对流域的径流输出产生影响<sup>[20]</sup>。林地面积增加能够通过减少丰水期的径流量,对丰水期的径流量起到调节作用,从而减少石漠化的速度<sup>[43]</sup>,这可能是后寨河流域径流年内分配集中度具有下降趋势的原因。

从表3可以看出,后寨河流域2002年水域面积较1990年增加约38.1%,从图8可以看出,水域面积增长的区域主要是位于流域西北角的青山水库。水库的调蓄作用在雨季能够起到防洪的作用,并且改变了流域地表径流的年内分配集中程度,使地表径流在丰水季的分配变得均匀。后寨河流域的农业总用地面积在研究期间内基本保持不变,但水田面积有明显的增加,旱作地面积减少,这种变化会增加流域农作季节的用水量,流域内4月、5月、6月为农业主要的灌溉时期,从流域多年月平均降水量与径流量来看,径流对降水的响应存在着滞后效应,一方面是由于前期降水较少地表干旱,地下含水介质未饱和,导致地表与地下空间对降水都具有较大的容纳能力,另一方面农业灌溉用水也可能是导致这种现象的原因之一。流域内建筑与道路用地面积在十多年间增加约50%,从侧面反映了流域内人口的增加与城镇化进程的加快,这也是流域内各

种土地利用类型面积变化的直接原因。流域内以土地利用/覆被变化、水利工程调蓄及农业用水消耗等为主的人类活动共同对流域的径流过程产生影响,而未来随着生态环境建设的进行,水土保持工作的继续开展可能会使人类活动对径流的影响有所减轻。

## 5 结论

后寨河流域地处黔中高原西部长江水系与珠江水系的分水岭地区,流域内岩溶发育强烈、地貌类型齐全、生态环境脆弱,是贵州高原上具有典型代表性的喀斯特流域。本文利用后寨河流域出口观测站 1987~2006 年实测降水、地表径流、地下径流序列水文数据,分析了后寨河流域降水、地表径流、地下径流的年内变化特征与年际变化特征,结果如下:

(1)1987~2006 年间后寨河流域径流受降水影响强烈,但降水与径流年内变化并不一致,降水量主要集中在 5~10 月份,地表径流与地下径流量主要集中在 6~11 月份,受雨强和地表含水状态以及地下含水介质等的影响,地表径流与地下径流对降水的响应均存在着滞后效应,农作季节大量灌溉用水也可能是导致这种滞后效应的一个原因。在年际变化上,地表径流与地下径流均很大程度上受到非降水因素影响,且地表径流受影响程度更大。

(2)1987~2006 年间后寨河流域降水集中度变化范围为 0.43~0.68;地表径流集中度变化范围为 0.17~0.50;地下径流集中度变化范围为 0.21~0.51。总体年内分配集中程度为降水>地表径流>地下径流,地下径流的年内分配情况受降水影响比地表径流大,但因为受地下含水介质空间系统的调蓄作用,年内分配集中程度较地表径流低。月降水与径流计算的集中期对应的月份与月降水与径流最大值出现的实际月份一致,表明集中度与集中期能够很好的表征降水与径流在年内分配的集中程度。

(3)采用累积距平法(CA)判断降水与径流的拐点年份,确定降水量与径流量的拐点年份为 1990 年与 2002 年,突变年份为 1990 年。

(4)以人类活动轻微的  $T_1$ (1987~1990 年)时段为基准期,在不考虑潜在蒸散量的影响时,人类活动逐渐加剧的措施期  $T_2$ (1991~2002 年)时段降水量减少对于地表径流量与地下径流量减少的贡献率分别为 39.32%、46.52%,人类活动对于地表径流量与地下径流量减少的贡献率分别为 60.68%、

53.48%;如果考虑潜在蒸散量的影响,潜在蒸散量减少对于地表径流量与地下径流量减少的贡献率分别为 -14.89%、-17.61%,而人类活动对于地表径流量与地下径流量减少的贡献率则分别增至为 75.57%和 71.09%。可见,无论是地表径流还是地下径流,人类活动都是后寨河流域径流量年际变化的主要驱动因素,其中,以土地利用/覆被变化、水利工程调蓄及农业用水消耗为主的人类活动共同影响着流域径流年际变化。

**致谢** 感谢同行评审专家和编辑部老师提出的宝贵修改意见!

## 参考文献 (References)

- Xu Congyu. Modelling the effects of climate change on water resources in Central Sweden. *Water Resources Management*, 2000, **14**(3): 177~189
- Labat D, Godd eris Y, Probst J L *et al*. Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources*, 2004, **27**(6): 631~642
- 鲁 凤,徐建华,陈亚宁等. 叶尔羌河源流区近 50 年来年径流变化及其对气候变化的响应. *第四纪研究*, 2010, **30**(1): 152~158  
Lu Feng, Xu Jianhua, Chen Yaning *et al*. Annual runoff change and its response to climate change in the headwater area of the Yarkand River in the recent 50 years. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(1): 152~158
- 刘记来,庞忠和,王素芬等. 近 30 年来降水量变化和人类活动对北京潮白河冲洪积扇地下水动态的影响. *第四纪研究*, 2010, **30**(1): 138~144  
Liu Jilai, Pang Zhonghe, Wang Sufen *et al*. Impact of precipitation change and human activities on groundwater regime in the Chaobaihe alluvial and diluvial fan in Beijing in the last 30 years. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(1): 138~144
- 涂新军,陈晓宏,张 强等. 东江径流年内分配特征及影响因素贡献分解. *水科学进展*, 2012, **23**(4): 493~501  
Tu Xinjun, Chen Xiaohong, Zhang Qiang *et al*. Streamflow annual distribution and its influencing factors in Dongjiang River, South China. *Advances in Water Science*, 2012, **23**(4): 493~501
- 黄生志,黄 强,王义民等. 渭河径流年内分配变化特征及其影响因子贡献率分解. *地理科学进展*, 2014, **33**(8): 1101~1108  
Huang Shengzhi, Huang Qiang, Wang Yimin *et al*. Change in runoff seasonal distribution and the decomposition of contribution rate of impacting factors in the Wei River. *Progress in Geography*, 2014, **33**(8): 1101~1108
- 王随继,李 玲,颜 明. 气候和人类活动对黄河中游区产流量变化的贡献率. *地理研究*, 2013, **32**(3): 395~402  
Wang Suiji, Li Ling, Yan Ming. The contributions of climate change and human activities to the runoff yield changes in the middle Yellow

- River basin. *Geographical Research*, 2013, **32**(3): 395~402
- 8 王继随, 闫云霞, 颜明等. 皇甫川流域降水和人类活动对径流量变化的贡献率分析——累积量斜率变化率比较方法的提出及应用. *地理学报*, 2012, **67**(3): 388~397  
Wang Suiji, Yan Yunxia, Yan Ming *et al.* Contributions of precipitation and human activities to the runoff change of the Huangfuchuan drainage basin: Application of comparative method of the slope changing ratio of cumulative quantity. *Acta Geographica Sinica*, 2012, **67**(3): 388~397
- 9 王国庆, 张建云, 刘九夫等. 气候变化和人类活动对河川径流影响的定量分析. *中国水利*, 2008, (2): 55~58  
Wang Guoqing, Zhang Jianyun, Liu Jiufu *et al.* Quantitative assessment for climate change and human activities impact on river runoff. *China Water Resources*, 2008, (2): 55~58
- 10 丁艳峰, 潘少明. 近50年黄河入海径流变化特征及影响因素分析. *第四纪研究*, 2007, **27**(5): 709~717  
Ding Yanfeng, Pan Shaoming. Evolutionary characteristics of runoff into the sea of the Huanghe River and their causes in recent 50 years. *Quaternary Sciences*, 2007, **27**(5): 709~717
- 11 陈晓宏, 涂新军, 谢平等. 水文要素变异的人类活动影响研究进展. *地球科学进展*, 2010, **25**(8): 800~811  
Chen Xiaohong, Tu Xinjun, Xie Ping *et al.* Progresses in the research of human induced variability of hydrological elements. *Advances in Earth Science*, 2010, **25**(8): 800~811
- 12 陈洪元, 陈邦宇, 陈波. 贵州省普定后寨岩溶小流域水文特性研究. *贵州地质*, 2005, **22**(4): 284~288  
Chen Hongyuan, Chen Bangyu, Chen Bo. Lithologic characteristics of Houzhai karst small valley Puding Guizhou Province. *Guizhou Geology*, 2005, **22**(4): 284~288
- 13 李小雁, 马育军. 地球关键带科学与水文学研究进展. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2016, **52**(6): 731~737  
Li Xiaoyan, Ma Yujun. Advances in earth's critical zone science and hydrogeology. *Journal of Beijing Normal University (Natural Sciences)*, 2016, **52**(6): 731~737
- 14 Banwart S A, Chorver J, Gaillardet G *et al.* Sustaining Earth's Critical Zone Basic Science and interdisciplinary solutions for global challenges. Sheffield: University of Sheffield, 2013. 47
- 15 蒋勇军, 袁道先. 城市发展对岩溶地下水水质影响的地球化学示踪——以重庆南山老龙洞地下河系统为例. *第四纪研究*, 2014, **34**(5): 1044~1053  
Jiang Yongjun, Yuan Daoxian. Geochemical tracers to characterize effects of urbanization on karst groundwater quality from Nanshan underground river system, SW China. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(5): 1044~1053
- 16 黄奇波, 覃小群, 刘朋雨等. 汾阳地区不同类型地下水  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\delta^{34}\text{S}$  的特征及影响因素. *第四纪研究*, 2014, **34**(2): 364~371  
Huang Qibo, Qin Xiaoqun, Liu Pengyu *et al.* The characteristics and influencing factors of  $\text{SO}_4^{2-}$  and sulfate isotope ( $\delta^{34}\text{S}$ ) in different types of groundwater in Fenyang, Shanxi Province. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(2): 364~371
- 17 庞忠和. 新疆水循环变化机理与水资源调蓄. *第四纪研究*, 2014, **34**(5): 907~917  
Pang Zhonghe. Dynamics of water cycle in Tianshan Mountains and its implications on water resources regulation in Central Asia. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(5): 907~917
- 18 朱大奎, 王颖, 王栋等. 长江三角洲水环境水资源研究. *第四纪研究*, 2004, **24**(5): 486~494  
Zhu Dakui, Wang Ying, Wang Dong *et al.* Studies of water environment and water resources on the delta plain of the Changjiang River. *Quaternary Sciences*, 2004, **24**(5): 486~494
- 19 邓铭江. 新疆水资源问题研究与思考. *第四纪研究*, 2010, **30**(1): 107~114  
Deng Mingjiang. Research and thinking on water resources in Xinjiang. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(1): 107~114
- 20 蒙海花, 王腊春. 岩溶地区土地利用变化的水文响应研究——以贵州后寨河流域为例. *中国岩溶*, 2009, **28**(3): 227~234  
Meng Haihua Wang Lachun. Hydrological responses to land-use changes in karst area: A case study in Houzhai River, Guizhou Province. *Carsologica Sinica*, 2009, **28**(3): 227~234
- 21 Yue Fujun, Li Siliang, Liu Congqiang *et al.* Sources and transport of nitrate constrained by the isotopic technique in a karst catchment: an example from Southwest China. *Hydrological Processes*, 2015, **29**(8): 1883~1893
- 22 Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 2001, **37**(3): 701~708
- 23 王纪军, 裴铁璠, 顾万龙等. 降水年内分配不均匀性指标. *生态学杂志*, 2007, **26**(9): 1364~1368  
Wang Jijun, Pei Tiefan, Gu Wanlong *et al.* Non-uniformity index of annual precipitation distribution. *Chinese Journal of Ecology*, 2007, **26**(9): 1364~1368
- 24 刘贤超, 李嘉竹, 宿庆等. 基于集中度与集中期的径流年内分配研究. *地理科学*, 2007, **27**(6): 791~795  
Liu Xianzhao, Li Jiazhu, Su Qing *et al.* Interannual runoff distribution based on degree and time of concentration for rivers. *Scientia Geographica Sinica*, 2007, **27**(6): 791~795
- 25 Ran Lishan, Wang Suiji, Fan Xiaoli. Channel change at Toudaoguai Station and its responses to the operation of upstream reservoirs in the upper Yellow River. *Journal of Geographical Sciences*, 2010, **20**(2): 231~247
- 26 穆兴民, 李靖, 王飞等. 黄河天然径流量年际变化过程分析. *干旱区资源与环境*, 2003, **17**(2): 1~5  
Mu Xingmin, Li Jing, Wang Fei *et al.* Analysis on the annual natural runoff variety process of the Yellow River. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2003, **17**(2): 1~5
- 27 USGS. <http://glovis.usgs.gov/> [EB/OL]
- 28 邓树斌. ENVI 遥感图像处理方法. 北京: 科学出版社, 2010. 1~449  
Deng Shubin. ENVI Remote Sensing Image Processing Method. Beijing: Science Press, 2010. 1~449
- 29 Yan Junhua, Wang Wantong, Zhou Cuanyan *et al.* Responses of water yield and dissolved inorganic carbon export to forest recovery in the Houzhai karst basin, Southwest China. *Hydrological Processes*, 2014, **28**(4): 2082~2090

- 30 涂成龙, 陆晓辉, 刘瑞禄等. 典型喀斯特流域地表产流输出特征. 长江流域资源与环境, 2016, **25**(12): 1879~1885  
Tu Chenglong, Lu Xiaohui, Liu Ruilu *et al.* Output characteristics of surface runoff in typical karst watershed. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2016, **25**(12): 1879~1885
- 31 张志才, 陈 喜, 王 文等. 贵州降雨变化趋势与极值特征分析. 地球与环境, 2007, **35**(4): 351~356  
Zhang Zhicai, Chen Xi, Wang Wen *et al.* Analysis of rainfall trend and extreme events in Guizhou. *Earth and Environment*, 2007, **35**(4): 351~356
- 32 熊亚兰, 张科利, 杨光橄等. 贵州省年降雨量和天然年径流量年际变化研究. 水土保持学报, 2009, **23**(1): 36~40  
Xiong Yalan, Zhang Keli, Yang Guangxi *et al.* Periodic changes of the annual precipitation and annual natural runoff in Guizhou Province. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2009, **23**(1): 36~40
- 33 胡 奕, 戴全厚, 王佩将. 喀斯特坡耕地产流特征及影响因素. 水土保持学报, 2012, **26**(6): 46~51  
Hu Yi, Dai Quanhou, Wang Peijiang. Runoff features and the influencing factors on karst sloping farmland. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2012, **26**(6): 46~51
- 34 彭 韬, 王世杰, 张信宝等. 喀斯特坡地地表径流系数监测初报. 地球与环境, 2008, **36**(2): 125~129  
Peng Tao, Wang Shijie, Zhang Xinbao *et al.* Results of preliminary monitoring of surface runoff coefficients for karst slopes. *Earth and Environment*, 2008, **36**(2): 125~129
- 35 余新晓. 水土保持学. 北京: 中国林业出版社, 2013. 1~499  
Yu Xinxiao. Soil and Water Conservation Science. Beijing: China Forestry Publishing House, 2013. 1~499
- 36 张录军, 钱永甫. 长江流域汛期降水集中程度和洪涝关系研究. 地球物理学报, 2004, **47**(4): 622~630  
Zhang Lujun, Qian Yongfu. A study on the feature of precipitation concentration and its relation to flood-producing in the Yangtze River valley of China. *Chinese Journal of Geophysics*, 2004, **47**(4): 622~630
- 37 杨 勇. 后寨河流域岩溶含水介质结构与地下径流研究. 中国岩溶, 2001, (1): 17~20  
Yang Yong. A study on the structure of karst aquifer medium and the groundwater flow in Houzhai underground river basin. *Carsologica Sinica*, 2001, (1): 17~20
- 38 李丽娟, 姜德娟, 李九一等. 土地利用/覆被变化的水文效应研究进展. 自然资源学报, 2007, **22**(2): 211~224  
Li Lijuan, Jiang Dejuan, Li Jiuyi *et al.* Advances in hydrological response to land use/land cover change. *Journal of Natural Resources*, 2007, **22**(2): 211~224
- 39 姚莹莹, 刘 杰, 张爱静等. 黑河流域河道径流和人类活动对地下水动态的影响. 第四纪研究, 2014, **34**(5): 973~981  
Yao Yingying, Liu Jie, Zhang Aijing *et al.* Impact of stream runoff change and human activities on the groundwater regime in Heihe River basin, Northwest China. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(5): 973~981
- 40 章 程, Mahippong Worakul, 汪进良等. 泰国热带典型岩溶峰丛谷地区不同土地利用土下的溶蚀速率. 第四纪研究, 2016, **36**(6): 1393~1402  
Zhang Cheng, Mahippong Worakul, Wang Jinliang *et al.* Dissolution rates in soil of different landuses of typical tropical karst peak depression valley in Thailand. *Quaternary Sciences*, 2016, **36**(6): 1393~1402
- 41 李玲珑, 刘再华. 不同植被条件下岩溶地下水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的差异研究——以贵州夜郎洞、天钟洞和普定岩溶水碳通量模拟试验场为例. 第四纪研究, 2015, **35**(4): 913~921  
Li Linglong, Liu Zaihua. Study on the difference in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  of karst groundwater under different conditions of vegetation——Examples from Yelang Cave, Tianzhong Cave and Puding Simulation Test Site. *Quaternary Sciences*, 2015, **35**(4): 913~921
- 42 李 Siliang, Liu Congqiang, Li Jun *et al.* Geochemistry of dissolved inorganic carbon and carbonate weathering in a small typical karstic catchment of Southwest China: Isotopic and chemical constraints. *Chemical Geology*, 2010, **277**(3~4): 301~309
- 43 蒙海花, 王腊春, 霍 雨. 不同土地利用情景下岩溶水文水资源的响应研究. 水土保持通报, 2011, **31**(3): 17~21  
Meng Haihua, Wang Lachun, Huo Yu. Karst hydrologic response to land use and land cover changes scenarios; A case study of Houzhai River basin. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2011, **31**(3): 17~21

# ANALYSIS OF CHARACTERISTICS OF PRECIPITATION AND RUNOFF IN THE TYPICAL KARST CATCHMENT AND CONTRIBUTION DECOMPOSITION ON INFLUENCING FACTORS OF INTERANNUAL RUNOFF VARIATION

Xu Sen<sup>①②</sup> Di Chongli<sup>③</sup> Li Siliang<sup>①③</sup>

(<sup>①</sup>*Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081; ②University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049;*

<sup>③</sup>*Institute of Surface-Earth System Science, Tianjin University, Tianjin 300072)*

## Abstract

The research of underground hydrological process plays an important role in the scientific research of the critical zone on the Earth. The hydrological process in karst landscapes with double porosity system is different from other regions. Investigating the characteristics of precipitation and runoff and analyzing the influencing factors of the runoff interannual variation will help to understand the hydrological characteristics of karst catchment to the climate change and human activities in the regional perspective. The studied area ( $26^{\circ}12'26''\sim 26^{\circ}17'20''\text{N}$ ,  $105^{\circ}40'38''\sim 105^{\circ}48'13''\text{E}$ ), the Houzhai catchment, is located in southern of Puding County, Guizhou Province, which has a total area of  $81\text{km}^2$ . Two streams, including the surface river and subterranean river flow at the northwest of this catchment, were studied. In this paper, the seasonal and interannual change characteristics of precipitation and runoff had been analyzed, and the concentration degree and unevenness coefficient indices were employed to analyze the temporal trend of seasonal precipitation and runoff distribution of the catchment based on the precipitation and runoff monthly time series observed data of Houzhai hydrological station in 1987 ~ 2006. The results indicated that: (1) The response of surface runoff and subterranean runoff to precipitation has lagged effect at the seasonal scale under the impacts of rain intensity, the surface soil moisture level, subterranean structure and agricultural activities used water; (2) Both surface runoff and subterranean runoff are largely affected by non-precipitation factors, what's more, the surface runoff is severely affected in the interannual; (3) The concentration and nonuniformity of subterranean runoff are more affected by precipitation than surface runoff, however, the concentration and nonuniformity is lower due to the subterranean fissure and conduit. The methods of cumulative anomaly and interannual accumulation were used to analyze the precipitation and runoff sequence interannual trend of Houzhai catchment over nearly 20 years, so as to identify the two turning points of 1990 and 2002, of which 1990 was the year of inflection point. The revised slope change ratio of cumulative quantity was used to calculate quantitatively the contribution rate of the precipitation, potential evapotranspiration and human activities to surface and subterranean runoff interannual variation. Take the year of inflection point as a boundary, the period of 1987 ~ 1990 ( $T_1$ ) is regarded as the base period that represents less effect period by human activities. With the increase of human activities, the period of 1991 ~ 2002 ( $T_2$ ) can be regarded as the measure period that represents more effect period by human activities. The results demonstrated that: (1) Without considering the influence of evapotranspiration in the area, the contribution rate of precipitation reduction to surface runoff and subterranean runoff decrease were 39.32% and 46.52% respectively in the period of  $T_2$  compared with the base period  $T_1$  (1987 ~ 1990), while the contribution rate of human activities to the surface runoff and subterranean runoff reduction were 60.68% and 53.48% respectively; (2) On the contrary, with considering the influence of potential evapotranspiration, the contribution rate of potential evapotranspiration reduction to the surface runoff and underground runoff decrease were -14.89% and -17.61% respectively in the period of  $T_2$ , and the contribution rate of human activities to the surface runoff and subterranean runoff were increased to 75.57% and 71.09% respectively. Obviously, human activity was the dominant factor impacting the runoff yield interannual changes of the Houzhai catchment.

**Key words** runoff, concentration ratio, unevenness coefficient, cumulative anomaly, slope change ratio of cumulative quantity, karst catchment