

# 基于土壤因素耦合的喀斯特流域水文干旱模拟 ——以贵州省为例

贺中华<sup>1,2</sup>, 陈晓翔<sup>1</sup>

(1. 中山大学地理科学与规划学院, 广东 广州 510275; 2. 贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵州 贵阳 550001)

**摘要:** 在贵州省选择40个典型流域为研究样区, 根据地物光谱特征, 构建土壤粗糙度指数(SRI)、土壤水体指数(SWBI)、土壤相对湿度(SRH); 利用面向对象分类技术, 提取土壤类型、土壤相对覆盖度、土壤相对粗糙度、土壤相对湿度的遥感信息; 从土壤系统结构与土壤系统功能的关系角度, 首先, 分析土壤单因素单因子储水空间对流域储水能力的影响、单因素双因子耦合生成新的储水空间对流域储水能力的影响, 建立单因子、双因子耦合与径流深的拟合模型; 其次, 分析土壤双因素耦合、三因素耦合以及四因素耦合生成新的储水空间对流域储水能力的影响, 建立土壤单因素、多因素耦合与径流深的拟合模型。研究表明: ① 土壤储水空间是流域储水能力的综合体现, 且深受土壤类型、土壤覆盖度、土壤粗糙度、土壤湿度影响; ② 土壤四因素对流域水文干旱影响从大到小排序: 土壤相对粗糙度( $R=0.968$ )>土壤相对覆盖度( $R=0.56$ )>土壤相对湿度( $R=0.558$ )>土壤类型( $R=0.464$ ); ③ 无论是双因素耦合, 还是三因素、四因素耦合, 耦合生成新的土壤因素对流域水文干旱影响特别显著, 且可用线性模型拟合。

**关键词:** 因素耦合; 系统结构; 系统功能; 土壤储水空间; 流域水文干旱

**中图分类号:** TV211.1      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-0690(2013)06-0724-11

水文干旱是气象干旱和农业干旱的延续和发展, 是最终、最彻底的干旱<sup>[1]</sup>。水文干旱一旦发生, 通常表现为河流径流量(径流深)减小、河流断流, 地下水位下降的现象, 有时也将其狭义地理解为径流干旱<sup>[2]</sup>。枯水期的径流量来源主要是汛期末滞留于流域内的蓄水量和枯水期降水量, 且前者占相当大的比例, 而汛期末流域蓄水量主要是由汛期径流量和流域介质决定的<sup>[3]</sup>。已有研究表明, 水文干旱与流域下垫面因素紧密相关, 如当降水量相同时下垫面因素不同其产流相差很大<sup>[4]</sup>。土壤是流域下垫面重要组成因素, 对流域水文干旱影响起到重要的作用。土壤因素包括土壤类型、土层覆盖度、土壤颗粒组成、土壤孔隙度以及土壤结构等都会影响产流量的大小, 如砂性土壤质地粗、孔隙大、渗透能力强, 在相同降水条件下地表产流则小, 反之, 粘性土壤, 渗透能力弱产流则多,

总之下垫面因素不同将直接影响径流的数量, 而导致不同程度的水文干旱。如土壤分选差、颗粒大, 土壤颗粒间空隙大(即土壤空间大), 土壤颗粒对大气降水的吸附能力弱、土壤持水量少, 表现出土壤储水空间少, 流域储水能力弱; 土壤储水空间是指能吸附、容纳大气降水的土壤颗粒空间; 土壤储水空间是流域储水的最小单元或场所, 是流域储水能力的综合体现; 因此, 从土壤储水空间的角度去研究流域储水能力, 能更好地反映流域储水规律、揭示流域水文干旱的成因机理。

对于水文干旱的研究, 国外首先利用游程理论对水文干旱进行识别<sup>[5]</sup>, 并在此基础上, 考虑了月径流的变差值, 对以游程理论为基础的水文干旱识别方法进行了改进<sup>[6]</sup>; 但研究较多的是水文干旱发生的概率问题<sup>[7-14]</sup>、水文干旱的特征问题<sup>[15]</sup>, 以及水文干旱的重现期计算等问题<sup>[16]</sup>。国内对水文

收稿日期: 2012-08-13; 修订日期: 2012-11-23

**基金项目:** 贵州省水利厅自然科学基金(KT201105, KT201010, KT200802)、贵州省科技厅自然科学基金(黔科合J字[2010]2026号)、贵州省教育厅自然科学基金(黔教科 2009(0039)和黔教科 2006307)资助。

**作者简介:** 贺中华(1976-), 男, 贵州兴义人, 副教授, 博士研究生, 研究方向: 环境遥感。E-mail: zhonghuahe@gznu.edu.cn

**通讯作者:** 陈晓翔, 教授。E-mail: eescxx@mail.sysu.edu.cn

干旱的研究,主要是论述了水文干旱与大气水和下垫面的关系,强调下垫面因素(如地形、地貌、土壤、植被等)是改变水文干旱的重要环节<sup>[4]</sup>;以游程理论为基础,探讨水文干旱的识别方法、枯水期径流量的影响因子<sup>[3]</sup>;应用游程理论量化水文干旱的3个特征值,研究极限水文干旱历时的概率密度函数与分布函数<sup>[2,17,18]</sup>;应用分形理论,研究水文干旱的时间分形特征,用时间分维值度量水文干旱的程度<sup>[19]</sup>;应用 Copula 联结分布函数的原理,构造水文干旱特征的联合分布<sup>[20-23]</sup>。

综合上述研究,大多数的工作偏重于研究天然条件下水文干旱的要素及过程特征,少数学者<sup>[24,25]</sup>考虑人类活动对水文过程的影响,而事实上人类活动对天然水文过程已产生了严重影响,尤其是流域土壤结构的改变、影响了降水的产流、汇流机制。因此,本论文根据地物光谱特征,构建土壤相对覆盖度指数(SRC)、土壤相对粗糙度指数(SRR)、土壤水体指数(SWBI)、土壤相对湿度指数(SRH),利用面向对象分类技术,提取相应的遥感信息;利用数学方法,分析土壤因素不同因子的空间耦合关系,建立土壤耦合因素(或因子)与径流深的拟合模型,研究不同土壤因素耦合下的喀斯特流域水文干旱成因机理。

## 1 研究区概况

贵州省地处中国西南部,东连湖南、南邻广西、西接云南、北濒四川和重庆,位于云贵高原东斜坡地带,介于 $103^{\circ}36'E\sim 109^{\circ}35'E$ , $24^{\circ}37'N\sim 29^{\circ}13'N$ ,全省国土面积 $176\,167\text{ km}^2$ (图1)。贵州是岩溶极为发育的省份,岩溶地貌类型齐全,分布广泛,碳酸盐岩石出露占全省总面积的73%<sup>[26]</sup>。贵州土壤面积共 $159\,100\text{ km}^2$ ,占全省土地面积的90.4%,土壤为中亚热带常绿阔叶林红壤-黄壤;中部及东部广大地区为湿润性常绿阔叶林带,以黄壤为主;西南部为偏干性常绿阔叶林带,以红壤为主;西北部为具北亚热带成分的常绿阔叶林带,多为黄棕壤。贵州省受副热带东亚大陆季风影响,常年雨量充沛,时空分布不均,全省各地多年平均降水量在 $1\,100\sim 1\,300\text{ mm}$ ;贵州境内河流密布,总长度 $11\,270\text{ km}$ ;其中长度在 $50\text{ km}$ 以上的有93条;贵州河流以乌蒙山-苗岭为分水岭,分属于长江流域和珠江流域,即北部为长江流域的金沙江水系、长

江上游干流水系、乌江水系和洞庭湖水系;南部为珠江流域的南盘江水系、北盘江水系、红水河水系和都柳江水系。

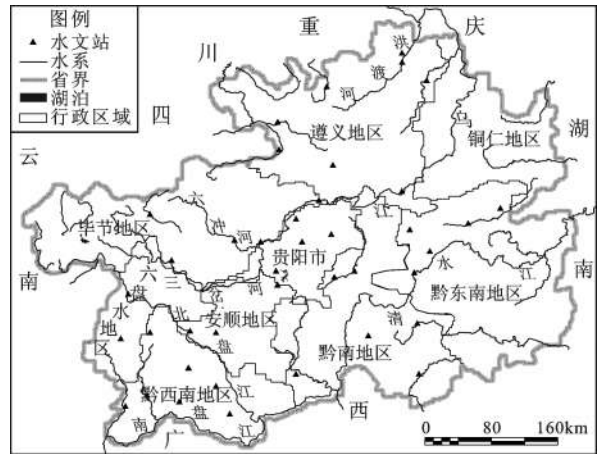


图1 研究区概况

Fig.1 Sketch map of the study area

## 2 数据与方法

### 2.1 研究数据

#### 2.1.1 水文数据

水文数据是根据贵州省水文水资源局及贵州省水文总站整编的水文资料<sup>①</sup>,选其中都处于相同气候带的、40个流域水文断面观测的水文数据,时间从2001年1月~2010年12月,流域面积一般以中小流域为主,目的是为了保证流域下垫面的条件能尽可能相同或相近,计算研究样区的最小月平均径流深、并进行极差标准化处理。

#### 2.1.2 遥感信息处理与提取

遥感数据选用TM影像,成像时间为2001年1月~2010年12月,选用研究样区最枯月平均径流深所对应月份的遥感数据,并对遥感数据进行处理,提取水文断面控制的流域研究样区遥感数据。

1) 土壤类型信息提取。以1:50万贵州省土壤类型分布图为基础,首先进行相关的几何校正和投影校正、提取研究样区;其次,利用面向对象提取技术,针对不同研究样区、提取土壤类型信息;然后,统计土壤类型的面积、计算面积百分比,并进行极差标准化处理。

2) 土壤相对覆盖度信息提取。首先,利用刘培君<sup>[27]</sup>提出的“光学植被覆盖度”概念和构建的裸

① 贵州省水文总站.贵州省水资源公报,贵州省历年各月平均流量统计资料,2001~2010.

土光谱信息模型,提取喀斯特裸土信息。

$$R_4 = \frac{0.6969TM_2 + 0.5228TM_3 - 0.2237TM_4 + 18.76}{1.089 - 0.00579TM_4 + 0.003308TM_2 + 0.002482TM_3} - 42.05 \quad (1)$$

式中:  $R_4$  为裸土壤在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率,下同;  $TM_2, TM_3, TM_4$  分别是 LandSat TM 影像的绿光波段、红光波段、近红外波段;下同。

其次,构建裸土相对覆盖度(Soil Relative Coverage, SRC)见公式(2),根据喀斯特地区实际土壤覆盖情况,划分土壤相对覆盖度等级,即水体、土壤相对覆盖度 1(<10%)、土壤相对覆盖度 2(10%~25%)、土壤相对覆盖度 3(25%~50%)、土壤相对覆盖度 4(50%~80%)、土壤相对覆盖度 5(>80%);利用面向对象分类技术,提取土壤相对覆盖度遥感信息。

$$SRC = \frac{R_{4,i} - R_{4,min}}{R_{4,max} - R_{4,min}} \times 100\% \quad (2)$$

式中:  $R_{4,i}$  表示第  $i$  象元的裸土在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率;  $R_{4,min}$  表示裸土在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率最小值;  $R_{4,max}$  表示裸土在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率最大值; SRC 表示土壤相对覆盖度。值越大,土壤相对覆盖度越高。

最后,统计土壤相对覆盖度的面积、计算面积百分比,并进行极差标准化处理。

3) 土壤相对粗糙度信息提取。同理,利用刘培君<sup>[27]</sup>构建的裸土光谱信息模型,首先提取喀斯特裸土的光谱信息。然后利用公式(3),去除水体对裸土光谱信息的影响;构建土壤粗糙度指数(Soil Roughness Index, SRI),即公式(4)。

$$S = R_4 - TM_5 \quad (3)$$

$$SRI = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2} \quad (4)$$

式中:  $S$  为去除水体影响的裸土壤在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率;  $TM_5$  是 LandSat TM 影像的短波红外波段;  $S_i$  表示第  $i$  象元的裸土在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率;  $\bar{S}$  表示裸土在  $TM_4$  波段的平均光谱反射率均值; SRI 表示土壤粗糙度指数。值越大,土壤粗糙度越大。

第三,构建土壤相对粗糙度(Soil Relative Roughness, SRR),即公式(5),根据喀斯特地区实际土壤颗粒粒径大小的情况,划分土壤相对粗糙度等级,即极细粒(<5%)、细粒(5%~10%)、中粒(10%~30%)、粗粒(30%~60%)、极粗粒(>60%);利用公式(5)并参考文献<sup>[28]</sup>,提取土壤相对粗糙度遥感信息。

$$SRR = \frac{SRI_i - SRI_{min}}{SRI_{max} - SRI_{min}} \times 100\% \quad (5)$$

式中:  $SRI_i$  表示第  $i$  象元的土壤粗糙度值;  $SRI_{min}$  表示土壤粗糙度最小值;  $SRI_{max}$  表示土壤粗糙度最大值; SRR 表示土壤相对粗糙度。值越大,土壤粒径越大、土壤颗粒越粗。

最后,统计土壤相对粗糙度面积、计算面积百分比,并进行极差标准化处理。

4) 土壤相对湿度信息提取。首先,对研究样区遥感数据进行光谱辐射亮度及表观反射率处理<sup>[29]</sup>;然后构建土壤水体指数(Soil Water Body Index, SWBI):

$$SWBI = \frac{TM_4}{TM_1 + TM_2 + TM_3 + TM_4} \quad (6)$$

式中:  $TM_1, TM_2, TM_3, TM_4$  分别是 LandSat TM 影像的蓝光波段、绿光波段、红光波段、近红外波段; SWBI 表示土壤水体指数。值越小,土壤含水量越高。

第三,构建土壤相对湿度(Soil Relative Humidity, SRH),见公式(7),根据喀斯特土壤实际含水情况并参考文献<sup>[30,31]</sup>,划分土壤相对湿度等级,即水体、重旱(<10%)、中旱(10%~25%)、轻旱(25%~50%)、湿润(50%~70%)、潮湿(70%~85%)、过度潮湿(>85%);利用公式(7)并参考文献<sup>[32~36]</sup>,提取土壤相对湿度遥感信息。

$$SRH = \left( 1 - \frac{SWBI}{SWBI_{max} - SWBI_{min}} \right) \times 100\% \quad (7)$$

式中:  $SRH$  表示土壤相对湿度指数。值越小,土壤含水量越低,流域越干旱。

最后,统计土壤相对湿度面积、计算面积百分比,并进行极差标准化处理。

## 2.2 水文干旱研究方法

土壤因子耦合成土壤因素、土壤因素耦合成土壤系统,不同土壤系统具有不同土壤系统结构,不同土壤系统结构表现不同土壤系统功能。因此,水文干旱分析即是水文干旱发生的因素耦合分析。

1) 因素耦合的向量表达。假设流域介质是由  $m$  种因素组合,即  $X_1, X_2, \dots, X_m$ ;而每种因素包含  $n$  个因子,即  $x_1, x_2, \dots, x_n$ ,则可表达为<sup>[37]</sup>:

$$\begin{bmatrix} X_1 & X_2 & \cdots & X_m \\ x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1m} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \cdots & x_{nm} \end{bmatrix} \quad (8)$$



假设每种因素可看成一个向量,即

$$\begin{cases} \alpha_1 = X_1(x_{11}, x_{21}, \dots, x_{n1}) \\ \alpha_2 = X_2(x_{21}, x_{22}, \dots, x_{n2}) \\ \vdots \\ \alpha_m = X_m(x_{1m}, x_{2m}, \dots, x_{nm}) \end{cases} \quad (9)$$

2) 因素耦合向量的正交化处理。设  $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_m$  是向量空间  $V$  的一个基。先将向量组正交化:

$$\text{令} \quad \beta_1 = \alpha_1, \beta_2 = \alpha_2 + \lambda \beta_1 \quad (10)$$

选取  $\lambda$  使  $(\beta_1, \beta_2) = 0$ , 即  $\lambda = -\frac{(\beta_1, \alpha_2)}{(\beta_1, \beta_1)}$ , 于是

$$\beta_2 = \alpha_2 - \frac{(\beta_1, \alpha_2)}{(\beta_1, \beta_1)} \beta_1;$$

$$\text{再令} \quad \beta_3 = \alpha_3 + k_1 \beta_1 + k_2 \beta_2 \quad (11)$$

并选取  $k_1, k_2$ , 使  $(\beta_1, \beta_3) = 0, (\beta_2, \beta_3) = 0$ , 由此得到2个方程

$$\begin{cases} (\beta_1, \alpha_3) + k_1(\beta_1, \beta_1) + k_2(\beta_1, \beta_2) = 0 \\ (\beta_2, \alpha_3) + k_1(\beta_2, \beta_1) + k_2(\beta_2, \beta_2) = 0 \end{cases}$$

$$\text{解出: } k_1 = -\frac{(\beta_1, \alpha_3)}{(\beta_1, \beta_1)}, k_2 = -\frac{(\beta_2, \alpha_3)}{(\beta_2, \beta_2)}, \text{代入(11),}$$

$$\text{则得 } \beta_3 = \alpha_3 - \frac{(\beta_1, \alpha_3)}{(\beta_1, \beta_1)} \beta_1 - \frac{(\beta_2, \alpha_3)}{(\beta_2, \beta_2)} \beta_2$$

继续求下去,最后得

$$\begin{aligned} \beta_m = & \alpha_m - \frac{(\beta_1, \alpha_m)}{(\beta_1, \beta_1)} \beta_1 - \frac{(\beta_2, \alpha_m)}{(\beta_2, \beta_2)} \beta_2 - \dots \\ & - \frac{(\beta_{m-1}, \alpha_m)}{(\beta_{m-1}, \beta_{m-1})} \beta_{m-1} \end{aligned} \quad (12)$$

于是得到一组正交向量组  $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m$ 。

3) 求两正交向量的向量积。根据两向量的向量积“运算法则”,分别计算  $\beta_1 \times \beta_2, \beta_1 \times \beta_3, \dots, \beta_1 \times \beta_m; \beta_2 \times \beta_3, \beta_2 \times \beta_4, \dots, \beta_2 \times \beta_m; \dots, \beta_{m-1} \times \beta_m$ , 即表示两正交向量的耦合,生成新的向量。

对原始向量进行正交化处理,目的是消除两向量间的相互影响,减小两向量间的相关性。

### 3 结果分析

#### 3.1 土壤单因素单因子分析

土壤是流域下垫面介质的重要组成部分,因此,流域土壤对流域储水能力起到重要的作用,对土壤因素的分析,能更好地揭示流域水文干旱的成因机理。

##### 3.1.1 土壤类型单因子分析

土壤类型是流域储水空间类型的度量。不同土壤类型,其土壤的成分、土壤颗粒、土壤结构不同,则土壤储水空间类型不同,流域储水能力有差异,流域水文干旱程度也有差异;表1是土壤类型单因子与径流深的模型拟合,其中红壤、黄壤、石灰土、水稻土与径流深的模型拟合效果特别显著,且显著性概率  $P$  均小于 0.01,说明红壤、黄壤、石灰土、水稻土对流域水文干旱影响特别显著,且对水文干旱影响可用线性模型拟合,拟合指数分别是  $R^2_{\text{红壤}} = 0.215$ 、 $R^2_{\text{黄壤}} = 0.299$ 、 $R^2_{\text{石灰土}} = 0.207$ 、 $R^2_{\text{水稻土}} = 0.357$ ;其余土壤类型对径流深影响不明显,或其余土壤类型对流域水文干旱影响不存在线性模型拟合。总体上说,不同土壤类型,其土壤结构、土壤储水空间差异很大,表现流域储水能力对径流深影响显著,从而影响流域水文干旱的发生及其分布。

##### 3.1.2 土壤相对覆盖度单因子分析

土壤覆盖度是流域储水空间多少的度量。土壤覆盖度越高,土壤空间越多、能储水的土壤空间就越多(即土壤储水空间越多),流域储水能力越强,流域对径流深影响越显著。表2说明,当土壤相对覆盖度大于 50% 时,土壤相对覆盖度与径流深的模型拟合效果特别显著( $p=0.00$ ),且随着土壤相对覆盖度的增大,土壤覆盖度对径流深影响越

表1 土壤类型单因子与径流深拟合模型

Table 1 The fitting models between the single-factor of soil type and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$	因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$
① 红壤	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 0.359S_{\text{红壤}}$	10.425	0.003	⑥ 石灰土	0.455	0.207	$W_{RD} = -0.052 + 0.285S_{\text{石灰土}}$	9.942	0.003
② 黄壤	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 0.358S_{\text{黄壤}}$	16.220	0.000	⑦ 石质土	0.001	0.000	$W_{RD} = 0.045 + 0.001S_{\text{石灰质}}$	0.000	0.996
③ 黄棕壤	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 0.116S_{\text{黄棕壤}}$	1.183	0.284	⑧ 粗骨土	0.087	0.008	$W_{RD} = 0.051 - 0.06S_{\text{粗骨土}}$	0.293	0.592
④ 棕壤	0.047	0.002	$W_{RD} = 0.046 - 0.048S_{\text{棕壤}}$	0.085	0.772	⑨ 水稻土	0.598	0.357	$W_{RD} = -0.029 + 0.334S_{\text{水稻土}}$	21.141	0.000
⑤ 紫色泥土	0.150	0.023	$W_{RD} = 0.058 - 0.101S_{\text{紫色土}}$	0.880	0.354						

注:  $W_{RD}$  表示径流深极差标准化值,下同;  $S_{\text{红壤}}$  表示红壤遥感信息,即面积百分比极差标准化值,其它意义相同。

表2 土壤相对覆盖度单因子与径流深拟合模型

Table 2 The fitting models between the single-factor of soil relative coverage and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$
① 水体	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 0.296S_{\text{水体}}$	17.391	0.000
② 土壤相对覆盖度1	0.163	0.027	$W_{RD} = 0.061 - 0.078S_{\text{盖度1}}$	1.038	0.315
③ 土壤相对覆盖度2	0.257	0.066	$W_{RD} = 0.86 - 0.151S_{\text{盖度2}}$	2.681	0.110
④ 土壤相对覆盖度3	0.132	0.017	$W_{RD} = 0.019 + 0.066S_{\text{盖度3}}$	0.673	0.417
⑤ 土壤相对覆盖度4	0.579	0.335	$W_{RD} = -0.031 + 313S_{\text{盖度4}}$	19.185	0.000
⑥ 土壤相对覆盖度5	0.755	0.570	$W_{RD} = -0.019 + 0.503S_{\text{盖度5}}$	50.275	0.000

显著,说明高覆盖度土壤对流域水文干旱影响特别显著;反之,当土壤相对覆盖度小于25%时,土壤相对覆盖度与径流深的模型拟合效果不明显或不存在线性拟合关系,说明低覆盖度土壤对水文干旱影响不可用线性模型加以拟合。同时,流域内其它类型水体,对径流深影响特别显著( $P=0.00$ ),且对流域水文干旱影响存在很强的线性关系。

### 3.1.3 土壤相对粗糙度单因子分析

土壤粗糙度是流域储水空间大小的度量。土壤粗糙度越小(大),土壤颗粒越细(粗),土壤储水空间越小(大),土壤颗粒对大气降水的吸附能力越强(弱),土壤持水量越多(少),流域储水能力越强(弱);极细粒、细粒和粗粒土壤与径流深的关系最显著( $P=0.00$ )(表3),说明极细粒、细粒和粗粒土壤对水文干旱影响存在很强的线性相关,且能用线性模型加以拟合,模型拟合指数分别是 $R^2_{\text{极细粒}}=0.937$ 、 $R^2_{\text{细粒}}=0.392$ 、 $R^2_{\text{粗粒}}=0.239$ ;中粒、极粗粒土壤与径流深关系不显著,说明中粒、极粗粒土壤对流域水文干旱影响不明显或不存在线性拟合关系。

### 3.1.4 土壤相对湿度单因子分析

同理,土壤湿度是流域储水能力的度量,也是流域蓄水量的体现。土壤湿度越大(小)、土壤持水量越多(少),流域蓄水量越多(少),表现出流域储水能力越强(弱);潮湿、过度潮湿土壤以及其它类型水体对径流深影响特别显著( $P=0.00$ )(表4),说明随着土壤持水量增加,土壤湿度与径流深存在很强的线性相关性,土壤湿度对流域水文干旱影响可用线性模型加以拟合,且拟合指数分别是 $R^2_{\text{潮湿}}=0.423$ 、 $R^2_{\text{过度潮湿}}=0.683$ 、 $R^2_{\text{水体}}=0.312$ ;随着土壤持水量减少,土壤湿度对径流深影响不明显,或土壤湿度对流域水文干旱影响不存在线性关系。

## 3.2 土壤单因素双因子耦合分析

### 3.2.1 土壤类型双因子耦合分析

土壤类型双因子的耦合是土壤类型双因子在二维空间上的正交耦合,即是土壤储水空间类型(方式)的耦合。从上述单因子分析可知,红壤、黄壤、石灰土、水稻土与径流深的模型拟合效果特别显著,因此,红壤、黄壤、石灰土、水稻土分别依次

表3 土壤相对粗糙度单因子与径流深拟合模型

Table 3 The fitting models between the single-factor of soil relative roughness and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$	因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$
① 极细粒	0.968	0.937	$W_{RD} = 0.017 + 0.981S_{\text{极细粒}}$	566.351	0.000	④ 粗粒	0.489	0.239	$W_{RD} = 0.301 - 0.341S_{\text{粗粒}}$	11.960	0.001
② 细粒	0.626	0.392	$W_{RD} = -0.009 + 0.464S_{\text{细粒}}$	24.521	0.000	⑤ 极粗粒	0.163	0.027	$W_{RD} = 0.066 - 0.100S_{\text{极粗粒}}$	1.041	0.314
③ 中粒	0.000	0.000	$W_{RD} = 0.045 + 0.00007S_{\text{中粒}}$	0.000	0.990						

表4 土壤相对湿度单因子与径流深拟合模型

Table 4 The fitting models between the single-factor of soil relative humidity and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$	因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	$Sig.$
① 水体	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 0.293S_{\text{水体}}$	17.197	0.000	⑤ 湿润	0.140	0.020	$W_{RD} = 0.69 - 0.06S_{\text{湿润}}$	0.764	0.388
② 重旱	0.151	0.230	$W_{RD} = 0.059 - 127S_{\text{重旱}}$	0.890	0.351	⑥ 潮湿	0.650	0.423	$W_{RD} = -0.006 + 0.356S_{\text{潮湿}}$	27.846	0.000
③ 中旱	0.126	0.016	$W_{RD} = 0.054 - 0.083S_{\text{中旱}}$	0.612	0.439	⑦ 过度潮湿	0.827	0.683	$W_{RD} = -0.019 + 0.684S_{\text{过程潮湿}}$	81.967	0.000
④ 轻旱	0.148	0.022	$W_{RD} = 0.021 + 0.065S_{\text{轻旱}}$	0.854	0.361						

与其后土壤类型在二维空间正交耦合生成新的土壤类型因子,继承了原单因子的性质,其新生因子与径流径的模型拟合效果特别显著( $p=0.00$ ),且  $0.207 \leq R^2 \leq 0.299$ ,  $9.942 \leq F \leq 16.222$ (表5),说明耦合生成新因子对流域水文干旱影响也特别显著,且可用线性模型加以拟合;黄棕壤、棕壤、紫色泥土、石质土、粗骨土分别依次与其后土壤类型在二维空间正交耦合生成新的土壤类型因子,与径流深的模型拟合不显著,且  $0 \leq R^2 \leq 0.03$ ,  $0 \leq F \leq 1.183$ ,说明耦合生成新的因子对流域水文干旱影响不显著,或不存在线性相关关系。另外,双因子在二维空间正交耦合不满足交换律,如黄壤 $\times$ 棕壤 $\neq$ 棕壤 $\times$ 黄壤。

### 3.2.2 土壤相对覆盖度双因子耦合分析

土壤相对覆盖度双因子间的耦合即是流域储水空间多少在二维空间上的正交耦合。表现为储水空间多(少)的高(低)覆盖度土壤间的耦合,生成更多(少)储水空间的土壤,其新生因子与径流深的模型拟合效果特别显著,对水文干旱影响也特别显著、且可用线性模型量化;同理,水体、土壤相对覆盖度4、土壤相对覆盖度5分别依次与其后土壤相对覆盖度在二维空间正交耦合生成新的土壤相对覆盖度因子,与径流深的模型拟合效果特别显著( $p=0.00$ )(表6),且  $0.314 \leq R^2 \leq 0.336$ ,

$16.161 \leq F \leq 17.391$ ,说明耦合生成新因子对流域水文干旱影响特别显著,且可用线性模型拟合。储水空间多(少)的高(低)覆盖度土壤与储水空间少(多)的低(高)覆盖度土壤间的耦合,生成的储水空间趋于综合,耦合生成新的储水空间对流域储水能力影响也趋于综合、对水文干旱的影响不存在线性相关关系;土壤相对覆盖度1、土壤相对覆盖度2、土壤相对覆盖度3分别依次与其后土壤相对覆盖度在二维空间正交耦合生成新的土壤相对覆盖度因子,与径流深的模型拟合效果不显著,说明耦合生成新因子对流域水文干旱影响不显著,且线性模型拟合不存在。

### 3.2.3 土壤相对粗糙度双因子耦合分析

同理,土壤粗糙度双因子间的耦合即是土壤储水空间大小在二维空间上的正交耦合。大(小)储水空间土壤间的耦合,生成更大(小)的土壤储水空间耦合因子,其耦合因子对流域水文过程产生显著的影响;极细粒、细粒、粗粒土壤分别依次与其后土壤粗糙度在二维空间正交耦合生成新的土壤粗糙度因子,与径流深的模型拟合效果特别显著( $p=0.00$ )(表7),且  $0.239 \leq R^2 \leq 0.937$ ,  $11.96 \leq F \leq 551.743$ ,说明耦合生成新的土壤粗糙度因子对流域水文干旱影响特别显著,且可用线性模型加

表5 土壤类型双因子耦合与径流深拟合模型

Table 5 The fitting models between the double-factors coupled of the soil types and runoff depths

因子	R	R <sup>2</sup>	模型	F	Sig.	因子	R	R <sup>2</sup>	模型	F	Sig.
12	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 0.726S_{12}$	10.425	0.003	37	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 2.234S_{37}$	1.183	0.284
13	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 2.336S_{13}$	10.424	0.003	38	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 1.189S_{38}$	1.183	0.284
14	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 13.843S_{14}$	10.425	0.003	39	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 0.522S_{39}$	1.183	0.284
15	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 2.764S_{15}$	10.425	0.003	45	0.047	0.002	$W_{RD} = 0.046 - 0.368S_{45}$	0.085	0.772
16	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 1.057S_{16}$	10.425	0.003	46	0.047	0.002	$W_{RD} = 0.046 - 0.141S_{46}$	0.085	0.772
17	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 6.931S_{17}$	10.425	0.003	47	0.047	0.002	$W_{RD} = 0.046 - 0.924S_{47}$	0.085	0.772
18	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 3.688S_{18}$	10.425	0.003	48	0.047	0.002	$W_{RD} = 0.046 - 0.491S_{48}$	0.085	0.772
19	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 1.619S_{19}$	10.424	0.003	49	0.047	0.002	$W_{RD} = 0.046 - 0.216S_{49}$	0.085	0.772
23	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 2.331S_{23}$	16.22	0.000	56	0.150	0.023	$W_{RD} = 0.058 - 0.298S_{56}$	0.880	0.354
24	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 13.815S_{24}$	10.425	0.000	57	0.150	0.023	$W_{RD} = 0.058 - 1.956S_{57}$	0.880	0.354
25	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 2.759S_{25}$	16.220	0.000	58	0.150	0.023	$W_{RD} = 0.058 - 1.041S_{58}$	0.880	0.354
26	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 1.055S_{26}$	16.219	0.000	59	0.150	0.023	$W_{RD} = 0.058 - 0.457S_{59}$	0.880	0.354
27	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 6.917S_{27}$	16.220	0.000	67	0.455	0.207	$W_{RD} = -0.052 + 5.504S_{67}$	9.942	0.003
28	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 3.681S_{28}$	16.222	0.000	68	0.455	0.207	$W_{RD} = -0.052 + 2.929S_{68}$	9.942	0.003
29	0.547	0.299	$W_{RD} = -0.132 + 1.615S_{29}$	16.219	0.000	69	0.455	0.207	$W_{RD} = -0.052 + 1.285S_{69}$	9.942	0.003
34	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 4.463S_{34}$	1.183	0.284	78	0.001	0.000	$W_{RD} = 0.045 + 0.008S_{78}$	0.000	0.996
35	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 0.891S_{35}$	1.183	0.284	79	0.001	0.000	$W_{RD} = 0.045 + 0.003S_{79}$	0.000	0.996
36	0.174	0.030	$W_{RD} = 0.063 - 0.341S_{36}$	1.183	0.284	89	0.087	0.008	$W_{RD} = 0.051 - 0.27S_{89}$	0.293	0.592

注:12=① $\times$ ②,表示红壤因子与黄壤因子的正交,即是红壤因子向量与黄壤因子向量的向量积,土壤类型编号见表1,其它意义相同。

表6 土壤相对覆盖度双因子耦合与径流深拟合模型

Table 6 The fitting models between the double-factors coupled of the soil relative coverage and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	Sig.	因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	Sig.
12	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 1.475S_{12}$	17.391	0.000	26	0.172	0.029	$W_{RD} = 0.065 - 0.653S_{26}$	1.062	0.310
13	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 1.103S_{13}$	17.391	0.000	34	0.236	0.056	$W_{RD} = 0.079 - 0.356S_{34}$	2.189	0.147
14	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 0.757S_{14}$	17.391	0.000	35	0.226	0.051	$W_{RD} = 0.077 - 0.556S_{35}$	1.940	0.172
15	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 1.2235S_{15}$	17.391	0.000	36	0.226	0.051	$W_{RD} = 0.077 - 1.058S_{36}$	1.940	0.172
16	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 2.325S_{16}$	17.391	0.000	45	0.132	0.017	$W_{RD} = 0.019 + 271S_{45}$	0.673	0.417
23	0.168	0.028	$W_{RD} = 0.063 - 0.303S_{23}$	1.051	0.312	46	0.120	0.014	$W_{RD} = 0.022 - 0.49S_{46}$	0.529	0.472
24	0.168	0.028	$W_{RD} = 0.063 - 0.208S_{24}$	1.051	0.312	56	0.579	0.336	$W_{RD} = -0.042 + 2.611S_{56}$	16.161	0.000
25	0.168	0.028	$W_{RD} = 0.063 - 0.335S_{25}$	1.051	0.312						

注: 12=①×②,表示水体因子与土壤相对覆盖度1的正交,即水体因子向量与土壤相对覆盖度1向量的向量积,土壤覆盖度编号见表2,其它意义相同。

表7 土壤相对粗糙度双因子耦合与径流深拟合模型

Table 7 The fitting models between the double-factors coupled of the soil relative roughness and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	Sig.	因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	Sig.
12	0.968	0.937	$W_{RD} = 0.018 + 8.441S_{12}$	522.122	0.000	24	0.626	0.392	$W_{RD} = -0.009 + 0.617S_{24}$	24.521	0.000
13	0.968	0.937	$W_{RD} = 0.017 + 2.509S_{13}$	551.743	0.000	25	0.626	0.392	$W_{RD} = -0.009 + 2.19S_{25}$	24.521	0.000
14	0.968	0.937	$W_{RD} = 0.017 + 1.304S_{14}$	551.742	0.000	34	0.000	0.000	$W_{RD} = 0.045 + 0.0000918S_{34}$	0.000	0.990
15	0.968	0.937	$W_{RD} = 0.018 + 4.622S_{15}$	522.121	0.000	35	0.000	0.000	$W_{RD} = 0.045 + 0S_{35}$	0.000	0.990
23	0.626	0.392	$W_{RD} = -0.009 + 1.188S_{23}$	24.521	0.000	45	0.489	0.239	$W_{RD} = 0.301 - 1.607S_{12}$	11.960	0.001

注: 12=①×②,表示极细粒因子与细粒因子的正交,即是极细粒因子向量与细粒因子向量的向量积,土壤相对粗糙度编号见表3,其它意义相同。

以拟合。大(小)储水空间土壤与小(大)储水空间土壤的耦合,其耦合因子的储水空间趋于综合,对流域水文过程的影响趋于综合,其耦合因子的储水空间对水文干旱影响不显著;中粒、极粗粒土壤分别依次与其后土壤粗糙度在二维空间正交耦合生成新的土壤粗糙度因子,对流域水文干旱影响不显著,或不存在线性相关模型( $R^2=0$ ,  $F=0$ )。

### 3.2.4 土壤相对湿度双因子耦合分析

土壤相对湿度双因子的耦合即是流域土壤蓄水量在二维空间上的正交耦合。高(低)湿度的土壤之间的耦合,生成更高(低)湿度的土壤耦合因子,对流域储水能力产生特别显著的影响,对流域水文干旱影响特别显著;高(低)湿度与低(高)湿度土壤的耦合,生成新的土壤湿度耦合因子,其土壤湿度趋于综合,对水文干旱的影响不显著。同理,水体、潮湿、过度潮湿土壤分别依次与其后土壤湿度在二维空间正交耦合生成新的土壤湿度因子,与径流深的模型拟合效果特别显著( $p=0.00$ ) (表8),且  $0.312 \leq R^2 \leq 0.419$ ,  $11.092 \leq F \leq 24.496$ ,说明耦合生成新的土壤湿度因子对流域水

文干旱影响特别显著,且可用线性模型加以拟合;重旱、中旱、轻旱、湿润土壤分别依次与其后土壤湿度在二维空间正交耦合生成新的土壤湿度因子,与径流深模型拟合效果不显著,说明耦合生成新的土壤湿度因子与流域水文干旱不存在线性拟合模型。

### 3.3 土壤单因素分析

因素是由全因子在高维空间按一定的方式耦合而成,因素的性质是全因子性质的综合、因素的作用是通过全因子对水文过程作用的综合体现,因素的储水空间是全因子储水空间的耦合。因此,土壤类型因素、土壤相对覆盖度因素、土壤相对粗糙度因素以及土壤相对湿度因素对水文干旱的影响即是因素储水空间对水文过程的响应,流域储水能力的大小即是四因素储水空间的表现;土壤相对粗糙度越大(小)、流域储水空间越少(多),土壤相对覆盖度越高(低)、流域储水空间越多(少),土壤相对湿度越大(小)、流域储水量越多(少),土壤类型越多(少)、流域储水空间类型越多(少);如表9所示,土壤四因素与径流深的模型拟



表8 土壤相对湿度双因子耦合与径流深拟合模型

Table 8 The fitting models between the double-factors coupled of the soil relative humidity and runoff depths											
因子	<i>R</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	模型	<i>F</i>	<i>Sig.</i>	因子	<i>R</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	模型	<i>F</i>	<i>Sig.</i>
12	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 2.777S_{12}$	17.195	0.000	34	0.126	0.016	$W_{RD} = 0.054 - 0.222S_{34}$	0.612	0.439
13	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 2.644S_{13}$	17.197	0.000	35	0.126	0.016	$W_{RD} = 0.054 - 0.205S_{35}$	0.612	0.439
14	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 0.786S_{14}$	17.197	0.000	36	0.292	0.085	$W_{RD} = 0.015 - 0.144S_{36}$	3.269	0.079
15	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 0.726S_{15}$	17.197	0.000	37	0.496	0.246	$W_{RD} = 0.012 - 0.168S_{37}$	11.092	0.072
16	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 2.024S_{16}$	17.196	0.000	45	0.148	0.022	$W_{RD} = 0.021 + 0.16S_{45}$	0.851	0.362
17	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 3.116S_{17}$	17.197	0.000	46	0.148	0.022	$W_{RD} = 0.021 + 0.446S_{46}$	0.851	0.362
23	0.128	0.016	$W_{RD} = 0.05 - 0.967S_{23}$	0.562	0.458	47	0.148	0.022	$W_{RD} = 0.021 + 0.687S_{47}$	0.851	0.362
24	0.151	0.023	$W_{RD} = 0.059 - 0.342S_{24}$	0.890	0.351	56	0.146	0.021	$W_{RD} = 0.072 - 0.433S_{56}$	0.802	0.376
25	0.151	0.023	$W_{RD} = 0.059 - 0.315S_{25}$	0.890	0.351	57	0.155	0.024	$W_{RD} = 0.076 - 0.723S_{57}$	0.891	0.352
26	0.126	0.016	$W_{RD} = 0.049 - 0.728S_{26}$	0.565	0.457	67	0.647	0.419	$W_{RD} = -0.008 + 3.8S_{67}$	24.496	0.00
27	0.128	0.016	$W_{RD} = 0.05 - 1.139S_{27}$	0.562	0.458						

注:12=①×②,表示水体因子与重旱因子的正交,即是水体因子向量与重旱因子向量的向量积,土壤湿度类型编号见表4,其它意义相同.

表9 土壤单因素与径流深拟合模型

Table 9 The fitting models between the soil single factor and runoff depths					
因素	<i>R</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	模型	<i>F</i>	<i>Sig.</i>
① 土壤类型	0.464	0.215	$W_{RD} = 0.021 + 0.368S_{土壤类型}$	10.424	0.003
② 土壤相对覆盖度	0.560	0.314	$W_{RD} = -0.025 + 0.457S_{覆盖度}$	17.389	0.000
③ 土壤相对粗糙度	0.968	0.937	$W_{RD} = 0.019 + 136.003S_{粗糙度}$	564.747	0.000
④ 土壤相对湿度	0.558	0.312	$W_{RD} = -0.024 + 1.218S_{湿度}$	17.196	0.000

合效果特别显著( $p=0.00$ ),且 $0.215 \leq R^2 \leq 0.937$ , $10.424 \leq F \leq 564.747$ ,说明土壤四因素对流域水文干旱影响特别显著,且可用线性模型加以拟合;其土壤四因素对流域水文干旱影响从大到小排序:土壤相对粗糙度( $R=0.968$ )>土壤相对覆盖度( $R=0.56$ )>土壤相对湿度( $R=0.558$ )>土壤类型( $R=0.464$ );土壤四因素对流域储水能力影响的综合体现,可概括为:“流域能否储水、流域水储哪里、流域储了多少水、流域用什么储水”。

3.4 土壤多因素耦合分析

多因素的耦合即是流域不同储水空间的耦合。耦合又可分为储水空间性质的耦合、储水空间数量的耦合、储水空间形状的耦合3种类型。如土壤粗糙度与土壤湿度的耦合即是土壤储水空间的大小与土壤储水量多少的耦合,表现为土壤粗糙度越小(大)、土壤湿度越大(小),因此,它们的耦合,其耦合因素与径流深的模型拟合效果特别显著,对流域储水能力起到重要的作用、对水文干旱的影响可用线性模型量化;土壤相对覆盖度与土壤相对湿度的耦合即是土壤储水空间多少与土

壤储水量多少的耦合,一方面表现为储水空间多(少)的高(低)覆盖度土壤与储水量多(少)的高(低)湿度土壤间的耦合,使流域储水能力强的增强、弱的减弱,其耦合因素与径流深的模型拟合效果显著,对水文干旱影响存在特别显著的线性相关关系;另一方面表现为储水空间多(少)的高(低)覆盖度土壤与储水量少(多)的低(高)湿度土壤间的耦合,使流域储水能力强的减弱、弱的略增强或弱的减弱,对水文干旱的影响趋于综合。同理,无论是双因素的耦合,还是三因素、四因素的耦合,如是强-强耦合、弱-弱耦合,将增强(或减弱)流域的储水能力,对水文干旱影响特别显著;如是强-弱耦合、弱-强耦合,将使流域储水能力强的减弱、弱的略增强或弱的减弱,对流域水文干旱的影响趋于综合。

因此,从表10可知,无论是双因素耦合,还是三因素、四因素的耦合,其耦合因素与径流深的模型拟合效果都特别显著( $p=0.00$ ),且 $0.208 \leq R^2 \leq 0.94$ , $5.733 \leq F \leq 594.011$ ,说明多因素耦合生成的新因素对流域水文干旱影响特别显著,且可用线



表10 土壤双因素、三因素、四因素耦合与径流深模型

Table 10 The fitting models between the the soil two factors coupled ,three factors coupled, four factors coupled and runoff depths

因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	Sig.	因子	$R$	$R^2$	模型	$F$	Sig.
12	0.464	0.215	$W_{RD}=0.021+2.411S_{12}$	10.431	0.003	123	0.456	0.208	$W_{RD}=0.022+114.95S_{123}$	9.961	0.003
13	0.362	0.131	$W_{RD}=0.03+1526.11S_{13}$	5.733	0.022	124	0.672	0.451	$W_{RD}=0.021+4861.1651S_{124}$	31.262	0.000
14	0.464	0.216	$W_{RD}=0.021+6.451S_{14}$	10.439	0.003	134	0.533	0.284	$W_{RD}=0.21+3191.926S_{134}$	15.085	0.000
23	0.441	0.195	$W_{RD}=0.008+1665.71S_{23}$	9.176	0.004	234	0.560	0.314	$W_{RD}=-0.025+0.388S_{234}$	17.389	0.000
24	0.56	0.313	$W_{RD}=-0.025+7.997S_{24}$	17.345	0.000	1234	0.464	0.215	$W_{RD}=0.021+2.163S_{1234}$	10.428	0.003
34	0.969	0.940	$W_{RD}=0.021+2448.338S_{34}$	594.011	0.000						

注: 123=①×②×③,表示土壤类型因素向量与土壤相对覆盖度因素向量的向量积,再与土壤相对粗糙度因素向量的向量积;其它意义相同。

性模型加以拟合。从双因素的耦合看,模型拟合效果最好的是土壤相对粗糙度与土壤相对湿度的耦合,其模型拟合指数高达0.94、模型复相关系数高达0.969;其次,是土壤相对覆盖度与土壤相对湿度的耦合,其模型拟合指数为0.313、模型复相关系数为0.56;第三,是土壤类型与土壤相对覆盖度、土壤类型与土壤相对湿度间的耦合,而模型拟合效果相对较弱的是土壤类型与土壤相对粗糙度的耦合,其模型拟合指数为0.131、模型复相关系数为0.362。从三因素的耦合看,土壤类型、土壤相对覆盖度及土壤相对湿度的耦合,其耦合因素与径流深的模型拟合效果最显著,即模型拟合指数高达0.451、模型复相关系数高达0.672;第二是土壤相对覆盖度、土壤相对粗糙度、土壤相对湿度间的耦合,土壤类型、土壤相对粗糙度、土壤相对湿度间的耦合;第三是土壤类型、土壤相对覆盖度、土壤相对粗糙度的耦合,其模型拟合指数为0.208、模型复相关系数为0.456。四因素的耦合,其拟合模型效果也特别显著,其模型拟合指数为0.215、模型复相关系数为0.464。

## 4 结 论

已有研究表明,枯水期的径流量来源主要是汛期末滞留于流域内的蓄水量和枯水期降水量,且前者占相当大的比例,而汛期末流域蓄水量主要是由汛期径流量和流域介质决定的<sup>[3]</sup>。流域土壤是流域下垫面介质的重要组成要素,土壤储水空间是流域土壤结构的反映,是流域储水的最小单元或场所,是流域储水能力的综合体现,而流域储水能力是流域水文干旱发生与否的重要性因素。通过上述分析,土壤因素对流域水文干旱影响总结如下:

1) 土壤储水空间是流域储水能力的综合体

现,且深受土壤类型、土壤覆盖度、土壤粗糙度、土壤湿度影响,其表现为:① 土壤类型是流域储水空间类型的度量,不同土壤类型,土壤储水空间差异明显,对流域水文干旱影响模型拟合显著性差异很大;② 土壤覆盖度是流域储水空间多少的度量,当土壤相对覆盖度大于50%时,土壤覆盖度对流域水文干旱影响特别显著;反之,当土壤相对覆盖度小于25%时,土壤覆盖度对流域水文干旱影响不明显或不存在线性拟合关系;③ 土壤粗糙度是流域储水空间大小的度量,极细粒、细粒和粗粒土壤对水文干旱影响存在很强的线性相关,且能用线性模型拟合,中粒、极粗粒土壤对流域水文干旱影响不明显或不存在线性拟合关系。④ 土壤湿度是流域储水能力的度量,也是流域蓄水量的体现。

2) 对流域水文干旱影响显著的土壤单因素单因子,分别依次与其后土壤因子在二维空间正交耦合生成新的土壤因子,对流域水文干旱影响特别显著,且可用线性模型拟合;反之,对流域水文干旱影响不显著的土壤单因素单因子,分别依次与其后土壤因子在二维空间正交耦合生成新的土壤因子,对流域水文干旱影响不存在线性拟合模型。同时,双因子在二维空间正交耦合不满足交换律,如黄壤×棕壤≠棕壤×黄壤。

3) 土壤四因素对流域水文干旱影响从大到小排序:土壤相对粗糙度( $R=0.968$ )>土壤相对覆盖度( $R=0.56$ )>土壤相对湿度( $R=0.558$ )>土壤类型( $R=0.464$ );土壤四因素对流域储水能力影响的综合体现,可概括为:“流域能否储水、流域水储哪里、流域储了多少水、流域用什么储水”。

4) 无论是双因素耦合,还是三因素、四因素耦合,其耦合因素与径流深的模型拟合效果都特别显著( $p=0.00$ ),且  $0.20 \leq R^2 \leq 0.94$ ,  $5.733 \leq F \leq$

594.011,说明多因素耦合生成新的土壤因素对流域水文干旱影响特别显著,且可用线性模型拟合。

## 参考文献:

- [1] 耿鸿江,沈必成.水文干旱的定义及其意义[J].干旱地区农业研究,1992,10(4):91~94.
- [2] 冯国章.非相依水文序列极限干旱历时频率分析[J].干旱地区农业研究,1993,11(3):60~68.
- [3] 冯平,贾湖.供水系统水文干旱预测模型的研究[J].天津大学学报,1997,30(3):337~342.
- [4] 康权,郭凤台.论水文干旱与土壤水运动[J].华北水利水电学院学报,1991,(6):11~16.
- [5] Herbst P H, Bredenkamp D B, Barker H M G. A technique for the evaluation of drought rainfall data[J]. Journal of Hydrology, 1996, 4(4): 264-272.
- [6] Mohan S, Rangacharya N C V. A modified method for drought identification[J]. Hydrological Sciences Journal, 1991, 36(1): 11-22.
- [7] Sen Z. The theory of runs with applications to drought predictions-Comment[J]. Journal of Hydrology, 1989, 110: 382-390.
- [8] Kim T, Vald6s J B, Yoo C. Nonparametric approach for bivariate drought characterization using Palmer drought index[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2006, 11(2): 134-143.
- [9] Shiau J T. Fitting drought and severity with two-dimensional copulas[J]. Water Resources Management, 2006, 20(5): 795-815.
- [10] Panu U S, Sharma T C. Analysis of annual hydrological droughts: the case of northwest Ontario, Canada[J]. Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques, 2009, 54(1): 29-42.
- [11] Shahab Araghinejad. An Approach for Probabilistic Hydrological Drought Forecasting[J]. Water Resour. Manage., 2011, 25: 191-200.
- [12] Songbai Song, Vijay P. Singh. Meta-elliptical copulas for drought frequency analysis of periodic hydrologic data[J]. Stoch Environ. Res. Risk Assess, 2010, 24: 425-444.
- [13] Adane Abebe, Gerd Foerch. Stochastic simulation of the severity of hydrological drought[J]. Water and Environment Journal, 2008, 22: 2-10.
- [14] Raziei T, Bordi I, Pereira L S, et al. Space-time variability of hydrological drought and wetness in Iran using NCEP/NCAR and GPCC datasets[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2010, 14: 1919-1930.
- [15] Song S B, Singh V P. Meta-elliptical copulas for drought frequency analysis of periodic hydrologic data[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2010, 24(3): 425-444.
- [16] Shiau J T, Shan H W. Recurrence analysis of hydrologic drought of differing severity[J]. Journal of Water Resources Planning and Management, 2001, 127(1): 30-40.
- [17] 冯国章.极限水文干旱历时概率分布的解析与模拟研究[J].地理学报,1994,49(5):457~468.
- [18] 冯国章.极限水文干旱历时概率分析[J].水利学报,1995,(6): 37~41.
- [19] 冯平,王仁超.水文干旱的时间分形特征探讨[J].水利水电技术,1997,(11):48~51.
- [20] 闫宝伟,郭生练,肖义.基于两变量联合分布的干旱特征分析[J].干旱区研究,2007,24(4):537~542.
- [21] 许月萍,张庆庆,楼章华.基于Copula方法的干旱历时和烈度的联合概率分析[J].天津大学学报,2010,43(10):928~932.
- [22] 马明卫,宋松柏.椭圆型Copulas函数在西安站干旱特征分析中的应用[J].水文,2010,30(4):36~42.
- [23] 周玉良,袁满晨,金菊良.基于Copula的区域水文干旱频率分析[J].地理科学,2011,31(11):1383~1388.
- [24] 冯平.径流调节下的水文干旱识别[J].自然科学进展,1999, (9):848~853.
- [25] 尹正杰,黄薇.陈进水库径流调节对水文干旱的影响分析[J].水文,2009,29(2):41~44.
- [26] 杨明德.论喀斯特环境的脆弱性[J].云南地理环境研究,1990,2 (1):21~29.
- [27] 刘培君,张琳,艾里西尔·库尔班,等.卫星遥感估测土壤水分的一种方法[J].遥感学报,1997,1(2):135~139.
- [28] 邓孺孺,田国良,柳钦火,等.粗糙地表土壤含水量遥感模型研究[J].遥感学报,2004,8(1):75~80.
- [29] 贺中华,陈晓翔,梁虹,等.基于NDVI的喀斯特水资源遥感定量监测及分析——以贵州省为例[J].水土保持研究,2012,19 (3):161~165.
- [30] 王劲松,郭江勇,周跃武,等.干旱指标研究的进展与展望干旱区地理[J].干旱区地理,2007,30(1):60~65.
- [31] 张树誉,孙威,王鹏新.条件植被温度指数干旱监测指标的等级划分[J].干旱区研究,2010,27(4):600~606.
- [32] 宋春桥,游松财,柯灵红,等.藏北高原土壤湿度MODIS遥感监测研究[J].土壤通报,2012,43(2):294~300.
- [33] 李得勤,段云霞,张述文.土壤湿度观测、模拟和估算研究[J].地球科学进展,2012,27(4):424~434.
- [34] 白志远,邢立新,潘军,等.土壤湿度信息遥感研究[J].测绘与空间地理信息,2011,34(3):50~55.
- [35] 李新辉,宋小宁,周霞.半干旱区土壤湿度遥感监测方法研究[J].地理与地理信息科学,2010,26(1):90~93.
- [36] 赵少华,秦其明,沈心,等.微波遥感技术监测土壤湿度的研究[J].微波学报,2010,26(2):90~96.
- [37] 江海峰.线性代数[M].北京:中国科学技术大学出版社,2012.

## The Hydrological Drought Simulating in Karst Basin Based on Coupled Soil Factors

——Taking Guizhou Province as A Case

HE Zhong-hua<sup>1,2</sup>, CHEN Xiao-xiang<sup>1</sup>

(1. School of Geography and Planning, Sun Yat-sen University, Guangzhou, Guangdong 510275, China; 2. School of Geographic and Environmental Science, Guizhou Normal University, Guiyang, Guizhou 550001, China)

**Abstract:** In this article, 40 typical watershed in Guizhou Province were selected as the sample areas to build the soil roughness index (SRI), soil water body index (SWBI) and soil relative humidity (SRH) according to the spectral characteristics. The remote sensing information of soil type, soil relative coverage, soil relative roughness, and soil relative humidity were extracted using the object-oriented classification techniques. From the relationship perspective between the soil-system structure and function, firstly, the influences of the soil water-storage space of the single-factor and the generating-newly soil water-storage space of two-factor coupled of the single factor on the watershed-storage capacity were analyzed, and the fitted models between the single-factors, two-factors coupled and runoff depths were build up respectively. Secondly, the impacts of the generating-newly soil water-storage space of the double factors coupled, three factors coupled and four factors coupled on the watershed-storage capacity were analyzed, and the fitted models between the single factor, multi-factors coupled and runoff depths respectively were build up. Studies have shown that: 1) The soil water-storage space is a comprehensive reflection of the basin water-storage capacity, affected deeply by the soil type, soil coverage, soil roughness and soil moisture content. 2) The descending order of the influences of the four factors on watershed hydrological droughts is the soil relatively roughness ( $R=0.968$ )>soil relative coverage ( $R=0.56$ )>soil relative humidity ( $R=0.558$ )>soil type ( $R=0.464$ ). 3) Whether the double factors coupled, or three factors coupled and four factors coupled, the influences of the coupled generating-newly factors on watershed hydrological droughts are particularly significant, and be fitted by a linear model.

**Key words:** factor coupled; system structure; system function; soil water storage space; watershed hydrological drought