

科技报告编号

密级（公开）

400002574--YYWF201401/6

公开日期：2017 年 12 月

# 西南典型岩溶关键带生态格局/过程对表层 岩溶水的响应

Response of Ecological pattern/ process to epikarst water  
on typical karst critical zone in Southwest

作 者：邓艳，蒋忠诚，胡阳，周晓东，李衍青，洪涛

作者单位：中国地质科学院岩溶地质研究所

完成日期：2017 年 5 月 12 日

中国地质科学院中央级科研业务费专项

科技报告编号：400002574--YYWF201401/6

公开

科技报告类型：研究报告

## 科技报告

报 告 名 称： 西南典型岩溶关键带生态格局/过程对表层岩溶水的  
响应

支 持 渠 道： 中国地质科学院

编 制 单 位： 中国地质科学院岩溶地质研究所

编 制 时 间： 2017 年 4 月 20 日

摘要页（三号黑体 ）（必备）

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                       |                 |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|-----------------|
| 1. 西南典型岩溶关键带生态格局/过程对表层岩溶水的响应<br>Response of Ecological pattern/process to epikarst water on typical karst critical zone in Southwest                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |                       |                 |
| 2. 邓艳——Deng Yan; 中国地质科学院岩溶地质研究所<br>蒋忠诚——Jiang Zhongcheng; 中国地质科学院岩溶地质研究所<br>胡阳——Hu Yang; 中国地质科学院岩溶地质研究所<br>周晓东——Zhou Xiaodong; 中国地质科学院岩溶地质研究所<br>李衍青——Li Yanqing; 中国地质科学院岩溶地质研究所<br>洪涛——Hong Tao; 中国地质科学院岩溶地质研究所                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |                       |                 |
| 3. 科技报告类型, 起止日期<br>研究报告, 2014-2016                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 4. 摘要页密级<br>公开        | 5. 科技报告密级<br>公开 |
| 6. 科技报告编号<br>400002574--YYWF201401/6                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 7. 完成日期<br>2017-04-21 | 8. 总页数<br>41    |
| 9. 备注（须注明的特殊事项，如延期公开报告的查询权限、免责声明、报告与其它工作或成果的联系等）                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |                       |                 |
| 10. 摘要<br>中文摘要（一般 300-600 字，要围绕正文的论题，就研究工作的目的、方法、结果、结论等进行概括性介绍，其重点是方法和结论等信息。避免出现描述任务执行情况的语句）<br><br>本项目以地球系统科学为指导，运用野外调查和自动化定点监测技术，研究了岩溶关键带不同植被对降雨的再分配及其对表层岩溶带的补给，利用氢氧稳定同位素确定典型岩溶植物的水分吸收来源，同时分析了典型表层岩溶泉域的生态水文效应。结果表明：荒地、草地、灌丛和林灌土壤初渗速率和稳渗速率均较低，均<1 mm·min <sup>-1</sup> ，林灌土壤的初渗速率和稳渗速率都高于荒地、草地和灌丛；土壤持水能力呈现出随植被的正向演替而不断降低的趋势；用水量平衡法计算得出以灌丛覆盖为主的桂林丫吉典型表层岩溶泉域年蒸散量为 1784.81mm，占降水量的 54.38 %，年径流深度为 1497.39mm，占降水量的 45.62%。植被对降雨的再分配改变了降雨对表层岩溶带的补给形式，与云实灌丛相比，香椿林可增加表层岩溶带的有效补给量；小江流域的适宜生态需水量在三个水文年中分别为 3.15 亿 m <sup>3</sup> 、3.12 亿 m <sup>3</sup> 、2.79 亿 m <sup>3</sup> 。适宜生态需水量中疏林地植被的需水量为 1.16-1.31 亿 m <sup>3</sup> ，湿地植被需水量为 0.018-0.023 亿 m <sup>3</sup> 。疏林地植被仍然是该流域缺水量最大的植被类型，缺水量为 0.47-0.64 亿 m <sup>3</sup> ，占整个流域缺水量的 83.13-84.07%。项目组共发表文章 8 篇，在审文章 2 篇；培养中青年科技骨干 6 名，研究生 2 名，对促进水文学和生态学的交叉发展具有重要的理论意义。<br><br>中文关键词（3-8 个，以分号隔开）：岩溶关键带；水分吸收来源；表层岩溶水；生态水文效 |                       |                 |

应；生态格局/过程；生态需水量

英文摘要（英文，一般为实词 300 个左右）

Under guidance of earth systematic science, using field investigation and automatic monitoring techniques, we researched the rainfall redistribution in different vegetation and its recharge to karst critical zone, made sure water source of typical karst plant using hydrogen and oxygen stable isotope and analyzes the ecological and hydrological effects in Typical Karst Springs. The results showed that: The initial and steady infiltration rate in wasteland, grassland, bushwood and forest-shrub area were very low with below  $1 \text{ mm min}^{-1}$ . The initial and steady infiltration rate in wasteland, grassland and bushwood was obviously lower than that in the forest-shrub area; The soil water-holding ability is decreased with the positive succession of the vegetation; Using Water balance method, annual evapotranspiration in Yaji typical epikarst spring catchment was 1784.81 mm, accounting for 54.38% of the precipitation, and runoff depth of was 1497.39 mm, accounting for 45.62% of the precipitation. Canopy could change precipitation recharge pattern to epi-karst zone. Compared with *Caesalpinia decapetala*, *Toona sinensis* vegetation would increase the effective recharge to epikarst zone; From the remote sensing we know the optimal vegetation ecological water value in three typical years are 0.315billion m<sup>3</sup>, 0.32billion m<sup>3</sup>, 0.279billion m<sup>3</sup> in Xiaojiang basin. Sparse woodland forest ecological water requirement is the largest vegetation type to the six vegetation year, and the suitable ecological water requirement is 0.116 to 0.131 billion m<sup>3</sup>. Wet land suitable ecological water requirement is 0.0018 to 0.0023 billion m<sup>3</sup>. Sparse woodland forest is still the largest vegetation type to shortage of water, the value range 0.047billion m<sup>3</sup> to 0.064billion m<sup>3</sup>, accounts for 83.13% to 84.07%. 8 papers were published in this project, which pushed the researches on eco-hydrology of the karst areas.

英文关键词（3-8 个，以分号隔开）：Karst Critical zone; water uptake sources; epikarst water; ecohydrological effects; ecological pattern and process; vegetation ecological water requirement

|              |           |                           |          |             |
|--------------|-----------|---------------------------|----------|-------------|
| 11. 支持<br>渠道 | 项目（课题）名称  | 西南典型岩溶关键带生态格局/过程对表层岩溶水的响应 |          |             |
|              | 承担单位      | 中国地质科学院岩溶地质研究所            |          |             |
|              | 项目（课题）负责人 | 邓艳/蒋忠诚                    | 项目（课题）编号 | YYWF201401  |
|              | 立项部门      | 中国地质科学院                   | 计划名称     |             |
| 12. 联系人      | 姓名        | 邓艳                        | 联系方式     | 13768232072 |

# 前 言

目前，党的“十八大”提出了建设生态文明新的国家目标，随着西南岩溶区石漠化综合治理二期工程的全面展开，需要定量评价生态系统与地下水的关系，为国家实现水资源与生态系统的可持续开发利用提供技术支撑。本研究在中国地质科学院的经费支持下，针对西南典型岩溶关键带生态退化和水资源短缺的环境问题，本研究以广西桂林、广西马山和云南小江流域三个不同环境的岩溶关键带为研究区域，研究不同关键带下植被对表层岩溶水利用的共生机制及水分效应；研究不同岩溶关键带生态过程的动态变化特征，定量评估生态系统对表层岩溶水的响应，揭示流域尺度维持生态需水量的安全阈值范围。本项目的实施可完善岩溶生态水文地质的理论体系，推动岩溶地质研究团队的发展，增强我国岩溶研究的国际领先地位和影响力。

## 致谢

感谢中国地质科学院对本项目提供经费资助；感谢广西桂林丫吉试验场提供实验场地和基础数据；感谢中国地质科学院岩溶地质研究所动力学实验室和测试中心提供分析测试条件。

# 目次

|                                      |    |
|--------------------------------------|----|
| 0 引言.....                            | 1  |
| 1 研究区概况.....                         | 3  |
| 1.1 广西桂林.....                        | 3  |
| 1.2 广西平果研究区概况.....                   | 9  |
| 1.3 云南小江流域.....                      | 9  |
| 2 研究方法.....                          | 9  |
| 2.1 土壤水分入渗速率的测定.....                 | 9  |
| 2.2 土壤水分特征曲线测定.....                  | 10 |
| 2.3 水分来源采样和分析.....                   | 10 |
| 2.4 生态水文效应.....                      | 11 |
| 2.5 植被生态需水量的计算.....                  | 12 |
| 3 研究结果.....                          | 15 |
| 3.1 岩溶关键带植被对降雨的再分配及其对表层岩溶带的补给.....   | 15 |
| 3.1.1 岩溶关键带不同植被类型土壤水分入渗特征及其影响因素..... | 15 |
| 3.1.2 岩溶关键带不同植被覆盖下的土壤水分特征曲线.....     | 21 |
| 3.2 不同岩溶关键带植物对表层岩溶水的利用.....          | 22 |
| 3.2.1 不同石漠化程度下的植物和土壤水势.....          | 22 |
| 3.2.2 不同石漠化环境下的氢氧稳定同位素及水分吸收来源.....   | 23 |
| 3.2.3 不同石漠化环境下植物的水分来源分析.....         | 24 |
| 3.2.4 植物的水分利用对石漠化环境的适应.....          | 24 |
| 3.3 典型表层岩溶泉域的生态水文效应.....             | 25 |
| 3.3.1 森林和灌丛植被截留特征对比.....             | 25 |
| 3.3.2 钻孔水位和表层岩溶泉水变化.....             | 26 |
| 3.3.3 典型表层岩溶泉域水量平衡模式.....            | 27 |
| 3.3.4 两种岩溶植被对降雨的再分配及其对表层岩溶带的补给.....  | 29 |
| 3.3.5 典型表层岩溶泉域的生态水文效应.....           | 29 |
| 3.4 基于 GIS 技术的云南小江流域植被生态需水量估算.....   | 30 |
| 3.4.1 小江流域土地利用类型分布.....              | 30 |
| 3.4.2 各气象站的植被蒸散量.....                | 31 |
| 3.4.3 流域各植被的生态需水量.....               | 32 |
| 3.4.4 流域各植被的生态缺水水量.....              | 34 |
| 4 结论.....                            | 36 |
| 5 论文发表.....                          | 37 |

## 正文部分

### 0 引言

应简要说明相关工作的背景、意义、范围、对象、目的、相关领域前人工作情况、理论技术、研究设想、方法、预期成果等，同时，可指名报告的读者对象。但不应重述或解释摘要，不对理论方法，结果进行详细描述，不涉及发现、结论和建议。

地球关键带（Earth's Critical Zone）由美国国家科研委员会（U.S. National Research Council）在 2001 年提出，是陆地生态系统中土壤圈及其与大气圈、生物圈、水圈和岩石圈物质迁移和能量交换的交汇区域，也是维系地球生态系统功能和人类生存的关键区域，被认为是二十一世纪基础科学研究的重点区域<sup>[1]</sup>。地球关键带在垂直方向上包括从植被冠层到地下含水层底部的区域，水和土壤是其主要组成部分，在空间展布上呈现出高度的非均质性，在垂向上呈现出明显的分层特征，在不同时空尺度上存在着复杂的相互作用关系。

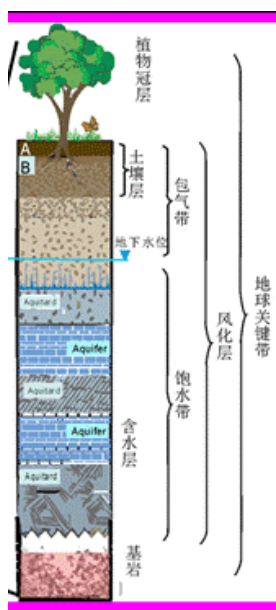


图 1 关键带

岩溶关键带是地球关键带的类型之一，岩溶在世界上有广泛的分布，占地球陆地总面积的 12%。岩溶关键带由于碳酸盐岩的特殊理化性质及所形成的地貌特征，造成土层薄且分布不连续，岩石裸露率高等，形成了一系列的生态问题：石漠化加剧、水土流失严重、水资源短缺、植被退化等。水是岩溶关键带的核心要素之一，地下水是维持生态环境平衡至关重要的因素。生态系统与岩溶地下水的相关性一直受到政府和学者的高度关注。2006 年发布的《国家中长期科学和技术发展规划纲要》中，将岩溶生态脆弱区

域生态系统功能的恢复重建作为重点领域的优先主题。2005 年 IGCP 科学委员会批准了由袁道先院士提出申请的国际地质对比计划 IGCP513 “岩溶含水层与水资源全球研究”。其中一个主要的核心科学问题就是“掌握岩溶生态系统中地下水与生态健康之间的关系”。提出了地下水对维持生态系统健康和可持续发展的重要性。岩溶植被系统对表层岩溶水的响应是水文地质学和生态学的交叉学科——生态水文学的研究热点和前沿问题之一。

西南岩溶区的地下水问题经过了八五、九五、十五和十一五等数个五年计划的调查、研究、开发和利用，总结出不同类型的地下水开发利用模式，取得了很多的成果，但是也出现了很多新问题，例如部分地区由于过度开采地下水和泉水，导致植被退化，生物多样性减少，石漠化加剧，生态系统恶性发展，部分地方甚至发生地面塌陷、出现降落漏斗等地质灾害问题，且近几十年来西南岩溶地下水发生了巨大的变化，这一变化必将引起生态系统的变化并影响其可持续发展。

（1）岩溶生态系统对地下水的响应是水文地质学和生态学的交叉学科——生态水文学的研究热点和前沿问题之一。

当前全球性地下水的变化对生态环境的影响是一个不容忽视的因素。地下水是维持生态环境平衡至关重要的因素。生态系统与岩溶地下水的相关性一直受到政府和学者的高度关注。2006 年发布的《国家中长期科学和技术发展规划纲要》中，将岩溶生态脆弱区域生态系统功能的恢复重建作为重点领域的优先主题。2005 年 IGCP 科学委员会批准了由袁道先院士提出申请的国际地质对比计划 IGCP513 “岩溶含水层与水资源全球研究”。其中一个主要的核心科学问题就是“掌握岩溶生态系统中地下水与生态健康之间的关系”。提出了地下水对维持生态系统健康和可持续发展的重要性。

水分是岩溶生态系统构成、发展和稳定的基础和依据，决定着岩溶区石漠化过程和植被恢复过程这两类对立与冲突性的生态环境演化过程。植物通过蒸腾作用吸收大量土壤水或表层岩溶带的水，保证自身生长需要从而维持一定的生态服务功能。植被蒸腾耗水受岩溶含水层的高度空间异质性影响。植被的蒸散耗水是联系生态和水文过程的重要因子，是生态水文学研究的核心内容，是维持生态系统稳定的重要指标。生态系统与岩溶地下水的相关性是国际生态水文学的研究热点和前沿问题之一。

（2）定量评价生态系统对表层岩溶水的响应，是国家生态文明建设的需求。

西南岩溶生态系统是一个依赖于地下水的生态系统。依赖于地下水的生态系统（Groundwater dependent ecosystem，简称GDE）是指其组成、结构和功能都依赖于地下水

供给的生态系统。岩溶水文系统是一个发育于可溶岩含水层的独特水文系统，与别的水文系统相比具有高度的敏感性和脆弱性。表层岩溶水的动态变化决定岩溶区生态环境向良性或恶性发展的关键因子，而生态过程对表层岩溶水的响应机理不清，不引起植被功能发生大的改变的地下水变量的安全变化范围是未知的，这是现阶段西南岩溶区石漠化治理和水资源管理亟待解决的关键核心问题。

### 1 研究区概况

#### 1.1 广西桂林

##### 1.1.1 自然地理

场区位于桂林市区的东南郊约 8 公里的丫吉村附近(图 1(a))，在该村东南约 1 公里处峰丛洼地与桂林峰林平原的交界地带(照片 1)，其总面积 2 平方公里。而从区域地貌上看，场区位于桂林峰林平原与黄沙河之间一条南北向的山脉(尧山)之南段。在丫吉村与黄沙河边的灵砖村之间，平距 4 公里的岩溶峰丛山区，最高峰标高达 652 米，而两侧的平原地面标高仅 150 米左右。自西向东横穿该山脉的只有山间小路，路面高差 200 米，交通不便。场区西部峰林平原为农业区，但大片土地雨季受淹，无法耕作。峰丛洼地区主要是牧场，并有灌木及茅草，供当地农民砍伐作为燃料之用。

桂林位于亚热带季风区，降雨在季节分配上的不均匀性是该地区基本的气候特点。山区地形起伏大，更带来了小气候地区的显著差别，特别是降雨在地区分配上的不均匀性，成为研究岩溶水文系统的输入特点时，必需加以认真考虑的问题。

据桂林市气象台(位于桂林市区北部)32 年的观测资料，多年平均气温为 18.8℃，多年平均降雨量为 1915.2 毫米，蒸发量为 1378.3 毫米，其各月分配情况如表 2。由表可见桂林附近年降雨量的季节分配是很不均匀的。从 9 月到次年 3 月为旱季，其降雨量仅为年降雨量的 29.68%，而 4 月至 8 月的雨季总降雨量占年降雨量的 70.32%，而且多暴雨，历年最高暴雨强度为 285.9 毫米/日(出现在 1974 年 7 月 17 日)。

表 1 桂林市历年平均降雨量、气温、蒸发量

| 月<br>项 目 | 1    | 2    | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11   | 12   | 平 均   |
|----------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|
| 降水量(mm)  | 57.9 | 81.6 | 129.6 | 280.6 | 352.5 | 319.5 | 222.2 | 171.9 | 70.2  | 97.6  | 79.4 | 52.2 | 159.6 |
| 蒸发量(mm)  | 63.3 | 56.8 | 71.0  | 90.2  | 115.2 | 136.3 | 176.8 | 170.2 | 176.2 | 148.4 | 99.8 | 74.1 | 114.9 |
| 气温(℃)    | 7.8  | 9.1  | 13.2  | 18.4  | 23.0  | 26.2  | 28.3  | 27.8  | 25.6  | 20.7  | 15.2 | 10.1 | 18.8  |

1.1.2 岩溶地质及水文地质条件

(1) 地层岩性

场区出露地层以上泥盆统融县组(D<sub>3</sub>r)上部灰岩为主,主要岩石成分为浅灰至灰白色致密质纯中厚层状泥亮晶颗粒灰岩。据翁金桃等在桂林市南郊的实测剖面,融县组灰岩总厚度达 387.31 米,分为四层,自上而下为:

第四层:浅灰、灰白色,中厚层状亮晶或泥晶球粒砂屑含云质灰岩,厚 61.5 米;

第三层:浅灰、灰白色,厚层壮泥亮晶含 球粒砂屑灰岩夹泥晶灰岩,厚 119.21 米;

第二层:灰色—深灰色,厚层壮泥亮晶球粒砂屑含云质灰岩,泥晶 粒砂屑灰质云岩夹细晶云岩,厚 107.21 米;

第一层:灰色、浅灰色,中厚层壮亮晶泥晶颗粒灰岩、含钙质泥晶灰岩、泥晶砂屑含云质灰岩,厚 99.39 米。

场区出露的地层大致相当于其上部,各层的化学成分见表 4,各层含微量元素情况见表 5,场区出露的亮泥晶颗粒灰岩,结构致密,其孔隙度据 60 个样品测定,最小值为 0.12%,最大值为 3.29%,平均值为 0.68%。场区碳酸盐岩的这些基本特点,对岩溶水文地质条件以深刻影响.首先是其含水性极不均匀,场区融县灰岩的含水情况,与灰岩的孔隙度关系不大,而是取决于其各部位的岩溶发育程度.其富钙的条件,对岩溶水化学特征有明显影响,场区各种类型的岩溶地下水,均为重碳酸钙水,Ca<sup>2+</sup>离子浓度为 60—100mg/L,而 Mg<sup>2+</sup>离子浓度仅为 0.2—3.6mg/L。

场区融县组灰岩的另一个对水文地质条件有重要影响的特征是,其中常有透镜状粉砂岩夹层(D<sub>3</sub>r—s)。此种情况在桂林其他地区(如市区西山、长海等)也曾见到,而在场区则更为常见,如 S<sub>29</sub>号泉北面山坡、1号洼地南山坡上、4号洼地北与 S<sub>25</sub>号泉之间的山坡上、4号洼地与 6号洼地之间的山坡、8号洼地西山脊的西坡等均有出露,分布范围 20—50 平方米不等.如 4号洼地北山坡上所见,为浅紫红色钙质粉砂岩,含有许多云母片.此种夹层分布处,山坡上常有较厚土层(照片 2)。在降雨时有较多表流,而在干季则成为场区岩溶含水层包气带中一些悬挂泉的补给来源,起着局部调蓄作用。

表 2 融县组(D<sub>3</sub>r)灰岩各层化学成分统计表

| 层位 | 样品数 | CaO (%) | MgO (%) | CaO/MgO | 酸不溶物 (%) |
|----|-----|---------|---------|---------|----------|
| 4  | 7   | 54.50   | 1.34    | 41      | 0.38     |
| 3  | 5   | 54.69   | 0.98    | 56      | 0.74     |
| 2  | 9   | 48.67   | 5.41    | 9       | 1.69     |
| 1  | 7   | 51.19   | 4.26    | 12      | 1.07     |

表 3 融县组 (D<sub>3</sub>r) 灰岩微量元素含量 (ppm) 统计表

| 层位 | 样品数 | Mn  | Ti | Ni | Cu | Pb | Zn  | Sr  | Ba  | Fe   |
|----|-----|-----|----|----|----|----|-----|-----|-----|------|
| 4  | 9   | 100 | 12 | 10 | 10 | 2  | 100 | 100 | 100 | 500  |
| 3  | 9   | 100 | 12 | 9  | 11 | 9  | 78  | 100 | 89  | 700  |
| 2  | 13  | 100 | 12 | 0  | 11 | 10 | 0   | 110 | 0   | 1400 |
| 1  | 9   | 100 | 12 | 0  | 0  | 8  | 0   | 160 | 0   | 2000 |

场区第四纪地层, 主要是残坡积层, 以灰褐色、褐黄色砂质粘土为主. 据钻探资料, 厚 1—5 米, 分布在西部峰林平原区及峰丛地区各个洼地的底部. 有的地段含腐殖质较多而成褐灰色. 它们对于场区包气带水的运动机制, 以及岩溶作用和岩溶水化学成分的形成都有重要的意义. 场区各部位土壤的化学成分见表 4。

表 4 场区土壤化学成分

| 地 点     | SiO <sub>2</sub><br>(%) | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>(%) | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>(%) | CaO<br>(%) | MgO<br>(%) | 浸取液<br>pH 值 | 浸取液对标准石灰岩<br>块 溶蚀量 (CaCO <sub>3</sub><br>mg/kg) |
|---------|-------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|------------|------------|-------------|-------------------------------------------------|
| 1 号洼地   | 46.77                   | 22.93                                 | 9.93                                  | 1.51       | 1.13       | 7.76        | 35.0                                            |
| S31 泉附近 | 47.26                   | 21.68                                 | 9.65                                  | 0.94       | 1.11       | 6.93        | 62.5                                            |
| 5 号洼地   | 61.74                   | 14.44                                 | 6.98                                  | 0.98       | 0.84       | 5.85        | 90.0                                            |
| 峰丛山腰    | 48.22                   | 22.03                                 | 9.87                                  | 1.20       | 1.35       | 7.41        | 77.5                                            |
| 峰丛垭口    | 45.62                   | 23.40                                 | 10.11                                 | 0.63       | 1.17       | 5.36        | 112.5                                           |

## (2) 地质构造

场区位于尧山小背斜南端, 地层产状总体上是倾向南的, 倾角较平缓, 一般 5—10°。在尧山出露中泥盆统砂岩、页岩 (D<sub>2</sub>l)。而场区北约 3 公里的皎霞附近出露中泥盆统上部的东岗岭组灰岩、白云岩 (D<sub>2</sub>d) 和上泥盆统下部的桂林组灰岩、白云岩 (D<sub>3</sub>g)。场区则全部为上泥盆统上部的融县组灰岩. 局部地段由于受断裂影响, 岩层倾角较陡, 可达 30—50° (图 1(a))。

主干断裂 (F<sub>1</sub>) 位于场区西部山边, 为一北北东向的压扭性断层, 倾向东, 倾角 40—50°。断层处可见角砾岩其砾块排列具明显的方向性 (北北东)。该断层由 S<sub>31</sub> 泉附近, 在山边向北延伸, 在 S<sub>29</sub> 泉北垭口出本场区, 继续向尧山方向展布。从航卫片解译结果看, 与 F<sub>1</sub> 压扭性主干断裂配套的构造, 即北西西向及北东东向两组张扭性节理裂隙在图 2—图 6 中很明显. 场区地质构造的这些主要特点对其岩溶发育及岩溶水的贮存、运动影响很大. 主要表现在:

1) 北东东向的张扭性断裂控制着本场区岩溶的发育方向, 如本场区最大的溶洞——硝岩洞, 就是北东东向的。另外, 已为钻探证实的 CF<sub>5</sub> 钻孔至 S<sub>31</sub> 号泉间的一主管道的方向也是北东东向的。

2) 1, 3, 4 号洼地相互成北东东向串珠状分布, 明显受北东东向的张扭性裂隙方向所控制; 而 9, 10 号等南北向分布的山边小洼地, 则主要受北北方向的 F<sub>1</sub> 主干断裂的影响带所控制。

3) 已为示踪试验所证实的 11 号洼地与 S<sub>29</sub> 号泉的水力联系, 2 号洼地与 S<sub>291</sub> 号泉间的水力联系, 1 号洼地、4 号洼地与 S<sub>11</sub> 号泉间的水力联系及 5 号洼地与 S<sub>32</sub> 号泉间的水力联系, 明显与北东东向的张扭性裂隙有关, 即受北东东向的张扭性裂隙控制, 场区地下水的流向也是由北东东向南西西的, 因此, 本场区北东东向的张扭性裂隙为具有导水性的裂隙。

4) 从场区排泄区泉出露在 F<sub>1</sub> 主干断裂附近这一现象来看, 很可能北北东向的 F<sub>1</sub> 主干断裂在横向上是阻水的。另外, 从 CF<sub>1</sub> 钻孔打在该断裂上而抽水时涌水量很少这一事实来看, 该断裂的含水性及纵向导水性也是很微弱的。

场区还常见许多宽数米至 10 余米的方解石脉, 它们将石灰岩中的裂隙胶结起来, 降低原有导水性, 从而影响岩溶水文地质条件。如在 S<sub>52</sub> 硝岩洞的洞口部位, 有走向大致北西西向、宽十余米的粗晶方解石脉。在 CF<sub>6</sub> 及 CF<sub>7</sub> 钻孔中揭露的方解石脉(图 7), 厚度达 30 多米, 推测也是沿北东东向裂隙形成的。两钻孔之间水平距离仅 40 米, 而地下水位差为 30 余米, 这与方解石脉的隔水作用有一定关系。

### (3) 岩溶

在亚热带湿热的气候条件及场区有利的岩性、构造和植被条件下, 岩溶形态相当发育。无论是其地表小形态、地表大形态, 还是地下形态, 都与场区水文地质条件有密切关系, 成为其岩溶水文系统的重要组成部分。地表小形态有植物作用形成的小溶盘(照片 4), 尖溶痕(照片 5)及溶沟、溶蚀裂隙(照片 6)等。这些溶沟、溶蚀裂隙在岩溶水文地质系统的补给区, 常常纵横切割、“深不见底”, 可以穿过百余米深的包气带, 把大气降水直接导向饱水带, 因而入渗系数也是“100%”, 给人以“来多少消多少”的感觉。然而, 通过对桂林水文地质试验场的详细研究, 实际情况并非那么简单。据补给区的 CF<sub>6</sub>, CF<sub>7</sub>, CF<sub>8</sub> 及 CF<sub>9</sub> 四个钻孔揭露, 这个表层溶蚀裂隙发育的部位深度仅 3—10 米(参看图 7, 图 8), 称为表层岩溶带。在其分布地段, 地表在雨后无坡面流, 但由于表层岩溶带的深度不大, 因此, 在大雨后可在包气带中的一部分出现“自涌泉”, 如 1 号洼地底部的 S<sub>56</sub> 号泉(照片 7); 甚至在山坡上的表层带中, 埋深 3—5 米处见到小股水的流动(S<sub>58</sub>)。掌握这种特征, 对正确认识峰丛山区包气带的调蓄功能是很有意义的。

场区最主要的宏观地表岩溶形态是补给区的峰丛洼地及排泄区下方的峰林平原。尤其是

补给区各种类型的封闭洼地,对岩溶水文系统的运行机制有重要意义.丫吉村与灵砖村之间的南北向山脉为典型的峰丛洼地地形,封闭洼地星罗棋布(图 9),其密度可达 4-6 个/平方公里,底部标高 174—347 米,与附近山峰高差 100—300 米,其形态特征在我国西南 50 多万平方公里的岩溶区,很有代表性,这也是在本区建立岩溶水文试验场的重要前提.众多的封闭洼地分割了地表排水网,使雨水、地表坡流主要靠地下排水网排泄,这是洼地对岩溶水文系统最重要的作用.但是,在场区的各个洼地,由于标高及位置上的差别,其在岩溶水文系统中起的作用也有所不同,可分为三类:

A. 深洼地,以 1 号洼地(照片 8)、2 号洼地为代表,12 号洼地也属于此类,呈多边形,底部标高 238—266 米,与周围山峰高差达 300 米,常有落水洞与岩溶水文系统的主管道联系,因而在岩溶水文系统中起主要作用.如 1 号洼地的补给,成为  $S_{31}$  泉暴雨效应中流量过程曲线的主峰来源.

B. 高洼地,以 3 号、4 号洼地(照片 9)、8 号洼地代表,5,6,7 号洼地也属于此类,多呈浅碟形,底部标高 285—347 米,与周围山峰高差 100—150 米.其对岩溶水文曲线的峰型延续时间以及二、三次峰有重要影响.7 号、5 号洼地的补给,可能对  $S_{32}$  泉起重要作用,从而使  $S_{32}$  号泉不但出露位置比  $S_{31}$  号泉高 6.95 米,而且具有不同的动态和岩溶地球化学特征.这个看法已为在 5 号洼地进行的示踪试验所证实.

C. 山边洼地(或低洼地),以 9 号洼地为代表,10,11 号洼地也属此类,分布在山边,与岩溶水各主要排泄口之间只隔一相对高仅数十米的矮山峰,呈浅碟形.其在岩溶水文地质系统中起辅助作用,但对有关排泄口暴雨效应的水量、水化学曲线上的初峰有重要影响.

场区的主要地下岩溶形态有溶洞、地下河管道、隐伏溶洞、竖井等.场区最大的溶洞是硝岩溶,为一向山内倾斜的(向东倾)厅堂式溶洞,洞口标高 197.55 米,洞长 100 米,宽 25 米(图 10).从洞内钙板、沉积物、边石坝、石笋的相互关系看,该洞经历了溶蚀、钙板沉积、水塘淹没和水下沉积、水塘疏干、再溶蚀、再沉积等复杂的发育历史,而且洞底标高高于峰林平原面 45.6 米,因此,也是一个比较古老的溶洞.雨后洞口有一个瀑布,流量约 30L/s,低矿化度水全部灌入洞内,而且洞内大厅处常有低矿化度的滴水,成为  $S_{291}$  泉常年保持低矿化度地球化学异常的重要原因之一.场区最主要的地下管道见于  $S_{31}$  泉口附近,并与  $CF_5$  号钻孔连通,从示踪试验及暴雨后水情反映看,该管道系统与 1 号洼地竖井相通,直线长度可达 600 余米.场区竖井比较普通,典型的见于 1 号洼地  $CF_6$  号钻孔北边、4 号洼地南路边、5 号洼地东面及  $CF_9$  号钻孔北边等处.如 1 号洼地  $CF_6$  号钻孔竖井,是雨后 1 号洼地地中流水主要排泄处.根据  $CF_6$  号钻孔雨后水位波动情况及孔内反映滴水声音,说明该竖井与  $CF_6$  钻孔有密切关系. $CF_9$  钻

孔北面竖井与 CF<sub>9</sub> 钻孔孔深 100.7 米至 139.5 米之间的隐伏溶洞关系, 可通过其中充填的大量紫红色钙质粉砂岩及硅质角砾而得到证明。

#### (4) 水文地质

场区水文地质特征同上述岩溶地质条件有密切关系。首先, 最主要的含水层是上泥盆统融县组灰岩岩溶含水层。其基本特征是富水性极不均匀, 地下水主要在各种溶蚀裂隙、溶洞或管道中贮存和运动, 而在完整灰岩中含水性很弱(表 7)。地下水的贮存运动明显受构造控制。降雨是场区地下水的唯一补给来源, 它们通过洼地、落水洞、溶蚀裂隙等途径岩溶水文系统。地下水的基本运动方向是自东流向西, 与排向黄沙河的灵砖岩溶水文地质系统之间存在一个地下分水岭(大致在 5 号洼地东面), 并在丫吉村附近峰林平原的边缘以一系列泉水( $S_{31}$ ,  $S_{32}$ ,  $S_{29}$ ,  $S_{291}$  等)形式排出地表。峰丛洼地与峰林平原地形之间高差达 500 多米, 形成了厚 100 米(自洼地底算)至 500 米(自峰顶算)的包气带, 它们对岩溶水运动的调蓄功能、对岩溶水系统的时空分布有重要意义。洼地底部地下水位埋深达 40~100 米。由于各部位的表层结构不同, 场区包气带中有许多悬挂泉。

场区岩溶泉可分为以下类型(表 8(a)), 它们在出露位置、水量、水化学特征(参见图 47)及动态方面均有明显差别。

由于地质构造控制及岩溶发育条件不同, 根据水化学及水动态(图 14)的差别及示踪试验结果, 可将场区岩溶水文系统分为四个主要的子系统, 即: $S_{32}$  号泉域子系统、1 号洼地— $S_{31}$  号泉域子系统、2 号洼地— $S_{291}$  号泉域子系统、11 号洼地— $S_{29}$  号泉域子系统(图 75)。

其中, 以  $S_{31}$  号泉域子系统控制面积最大(约 1.0 平方公里), 又有常流泉排出, 因而成为本试验场的主要研究对象。

$S_{31}$  号泉岩溶水文系统的内部结构, 以管道流为主体, 并与裂隙及溶蚀裂隙中的扩散流相组合。由于降雨时间分配的不均匀性, 包气带调蓄功能差,  $S_{31}$  号泉对降雨反映灵敏, 动态变化极大, 干季最小流量为 0.1L/s, 而洪峰流量最大可达 7000L/s(出现在 1986 年 7 月 7 日), 变化幅度达 70000 倍。洪峰与降雨的平均滞后时间一般为 4 小时, 最短仅 1~2 小时, 取决于雨强、雨量及此前干旱情况。因此, 若雨强较弱, 雨量较小及此前长期无雨, 则可能不出现流量洪峰, 也即洪峰与降雨的平均滞后时间趋于无穷大。 $S_{31}$  泉 1989 年 4 月 4 日至 17 日动态变化情况见图 14. 该泉 1988 年 6 月至 1989 年 5 月的排泄量见表 8(b). 考虑到地下潜流量占总排泄量的万分之五(根据第三章模型参数  $C_{3Z}=0.0005$  而得), 则可算出  $S_{31}$  号泉系统该年的年降水入渗系数为 0.37 左右。

受围岩富钙环境及岩溶水文系统循环交替速度快、补给途径短等基本地球化学背景条

件影响,场区岩溶水都属于低矿化度低温重碳酸钙水,矿化度一般低于 250mg/L,  $\text{Ca}^{2+}$  及  $\text{HCO}_3^-$  离子的毫克当量百分数分别占阳离子、阴离子的 90%, 甚至 95%以上;水温在 9.7~23.6° C 之间。但由于其补给途径、相关岩溶含水介质的不同以及在岩溶含水层中停滞时间及三相平衡条件的差别,场区岩溶系统中各部位各类型岩溶水的地球化学特征仍有明显差别,因而成为我们用地球化学场研究岩溶水文系统的依据。

## 1.2 广西平果研究区概况

研究区位于广西平果县果化镇西南的果化生态重建示范区,地理坐标为东经 107° 23' 30' ', 北纬 23° 23' 00' ', 属于南亚热带季风气候区。年均气温 21℃, 年均降雨量 1500mm, 每年 5-9 月为丰水期, 4 月、10 月和 11 月为平水期, 12 月至次年 4 月为枯水期。该地区属典型的岩溶峰丛洼地地貌,洼地底部标高 150~400m, 峰顶标高可达 500 多米, 地表水系不发育。洼地主要为耕地, 种植有玉米、花生、火龙果等, 峰丛有少量坡耕地, 植被以灌草丛为主, 间有任豆、李果、扁桃等乔木。研究区岩性以纯灰岩为主, 夹有少量白云岩, 主要发育棕色、黄棕色和棕红色石灰土, 土层浅薄, 多石砾, 且不连续。从洼底到峰顶土层厚度呈减小趋势, 一般洼地、谷地土层较厚, 多在 40~60cm 之间, 坡中、坡麓土层厚度多在 20~40cm 之间。

## 1.3 云南小江流域

小江流域位于云南省的东南部,东经 1032° 30' -104° 05' ', 北纬 24° 10' -24° 45' ', 属南盘江水系一级支流。主体为红河哈尼族彝族自治州泸西县辖区。流域总面积 1009.28km<sup>2</sup>, 岩溶面积占 70%以上。流域中上游为椭圆形的岩溶盆地, 长轴呈北东-南西向延伸, 盆底沉积平坝区海拔 1700m, 面积 78.1km<sup>2</sup>, 地形比较平坦, 盆地周围裸露型岩溶中山区海拔 1800-2459m, 各种岩溶形态发育齐全; 盆地以南流域下游的小江河谷, 为流域的排泄基准, 最低点海拔 820m, 横剖面呈“V”形, 切割 500-1639m。该流域属亚热带高原季风气候, 气候温和、雨量适中, 枯、雨季分明。山区、坝区气候差异较大。区内多年平均气温 15.2℃, 最高气温 36.1℃, 最低气温-4.3℃。多年平均降水量 966.8mm, 最大 1251.5mm, 降水量 80% 以上集中于 6-10 月。水面蒸发量多年平均值在 1204.1-1279mm 之间。

## 2 研究方法

### 2.1 土壤水分入渗速率的测定

在每个研究区内, 用 100 cm<sup>3</sup> 的环刀按 0~10、10~20、20~30、30~45、45~60 cm 分层采集原状土样, 每层 3 次重复, 用环刀浸透法测定土壤初渗速率、稳渗速率和累积渗水量<sup>[2]</sup>。

## 2.2 土壤水分特征曲线测定

在每个样地中用直径 50.46mm, 高 10mm 的薄型环刀按 0-10cm、10-20cm、20-30cm、30-45cm、>45cm 分层采集原状土样, 每层 4 次重复。将原状土样和压力板放入水中浸泡, 饱和后称取土样重量, 然后将其放入压力膜仪(1500F1 型 15Bar)内, 分别测定 0.01、0.03、0.05、0.1、0.3、0.5 和 1.5MPa 压力下的土样重量, 据此算出各压力下土样质量含水率, 再换算出容积含水率, 所得即为土壤水分特征曲线。

采用 OriginPro 8.0 软件对目前国内外学者较常使用的 Gardner 模型、Brooks-Corey 模型和 Van Genuchten 3 种模型进行多元非线性回归分析求解参数值, 并对 3 种模型的拟合结果进行比较, 通过残差平方和 (RSS) 选择最优的参数模型。

Gardner 模型:  $\theta = ah^{-b}$  (1)

Brooks-Corey 模型:  $\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h_d}{h}\right)^\lambda$  (2)

Van Genuchten 模型:  $\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{1}{1 + (\alpha h)^n}\right)^m$  (3)

式中:  $\theta$  为土壤体积含水率/%;  $\theta_r$  为滞留含水率/%;  $\theta_s$  为饱和含水率/%;  $h_d$  为土壤进气吸力/MPa;  $h$  为土壤水吸力/MPa;  $a$ ,  $b$ ,  $\lambda$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $m$  为拟合参数,  $m=1-1/n$ 。

采用 Microsoft Excel 2003 和 SPSS 18.0 软件对数据进行处理, 采用单因素方差分析 (one-way ANOVA) 和最小显著差异法 (LSD) 分析模型参数与基本理化性质的相关关系, 采用逐步回归分析法分析影响土壤水分特征曲线的主导因素。

## 2.3 水分来源采样和分析

### 2.3.1 稳定氢氧同位素样品的采集与分析

**雨水和泉水样收集:** 在马山县岩溶生态观测站内, 将雨水和泉水收集于 15 mL 的塑料瓶中, 密封保存。泉水每个月收集一次, 雨水按每场降雨收集。

**植物采集:** 于 2012 年旱季 (11 月 14-15 日) 在 3 种不同石漠化程度下的样地内采样。每种植物选取 3~4 株成熟植株采样, 混合成 2 个样品。采样方法为: 取小枝 3~4 段 (3~5 cm, 限取非绿色部分) 于 10 mL 的带盖玻璃瓶中, 去皮后用 Parafilm 密封。

**土样采样:** 在植物根系附近采集土壤 3 个样品, 置于 10 mL 的带盖玻璃瓶中, 用 Parafilm 密封。所有的植物样和土样采集后放在冰壶中冷藏 (0~5 °C) 带回实验室冷冻保存。

**实验室分析:** 雨水和泉水的氢氧稳定同位素测定在中国地质科学院岩溶地质研究所实验室用 MAT253 气体质谱仪完成。植物样和土样分析在中国林科院稳定同位素比率质谱实验室完

成。用低温真空蒸馏的方法抽取植物样和土样中的水，利用美国热电公司的DELTA V Advantage同位素比率质谱仪完成氢氧同位素的检测，测得 $\delta^{18}\text{O}$ 的精度为 $\pm < 0.2\%$ ， $\delta \text{D}$ 的精度为 $< \pm 1\%$ 。

### 2.3.2 数据分析

降落到地表的雨水在被植物吸收利用之前，不可避免地会受到蒸发分馏的影响，其同位素值也会有所增大，但研究区岩石裸露面积较大，降水落到岩石表面能较快地向地下渗透，有利于减少其蒸发和蒸腾，因此部分研究仍将雨水作为一个独立的潜在水分来源，用雨水代替岩溶浅层含水层中孔隙裂隙中的水分，以对比植物水与雨水同位素差异的方式，判断出植物是否利用了雨水。也有部分研究根据样地实际情况来确定植物的潜在水源，如聂云鹏等<sup>[7]</sup>将不同时期的雨水作为水源；Deng等<sup>[8]</sup>则将雨水、土壤水和泉水作为潜在水源；容丽等<sup>[10]</sup>判别的潜在水源有土壤表层水、土壤下层水和喀斯特表层岩溶带水。本研究根据样地岩石大面积裸露、土壤零星分布于岩石裂隙中以及地下水埋藏较深等特征，确定植物的潜在水源有土壤水和不同时期的雨水。初步判断植物的水分来源后，将植物木质部水和各可能水源的同位素值代入IsoSource模型<sup>[3]</sup>，计算植物对各水源的利用比例；并利用SPSS 13.0软件对数据进行ANOVA差异显著性检验和相关分析，利用ORIGIN 8.6软件进行绘图。

## 2.4 生态水文效应

### 2.4.1 采样方法

**降雨观测** 实验时间为2015年5月至2016年4月，在据研究区8km的桂林市开阔处放置一个标准雨量筒，对大气降雨以及其他气象因子进行连续定位监测，但由于雨量筒中途出故障，因此期间的降雨数据主要来源于中国气象数据网（<http://data.cma.cn/site/index.html>）。

**穿透雨测定** 按照机械布点方法，在香椿林内分两列设置（每列8个，共16个）穿透雨收集装置（图2 A）。在云实灌丛下自基径处向东、南、西、北4个方向延伸，距离主干的辐射距离分别为5、10、15、20 cm自布置16个塑料桶（图2 B）。每次降雨后使用100 mL标准量筒测量收集到的穿透雨量（mL），穿透雨量采用16个收集装置的均值。

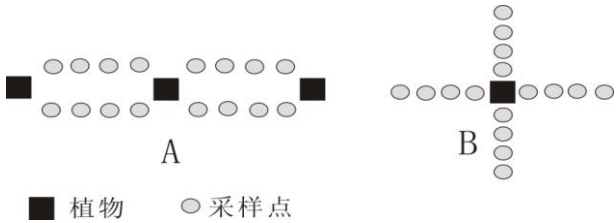


图 2 穿透雨布置示意图

**树干径流测定** 在香椿林中选择标准木共3株,将直径为2 cm 的聚乙烯塑料管剖开,从距地面1 m 开始蛇形缠绕树干一周半(用刀将缠绕部分的树皮稍微刮平),用图钉将塑料管固定在树干上,并用玻璃胶对接缝处进行密封,在塑料管下端接一个15 L 的塑料桶,每次降雨后用量筒测量桶内水量。选择2株标准灌木,用直径为2 cm 的聚乙烯塑料管剖开,在灌木10厘米处绕着基部打成领带状,并用图钉固定,并涂抹密封胶,防止雨水外泄。在塑料管下端接一个15L的塑料桶,每次降雨后用量筒测量桶内水量得到树干径流量。

**钻孔水和表层岩溶泉水观测** 在观测期间,测量穿透雨和树干径流后,人工测量两个钻孔的水位(水面距离地面的高度)。在S31号表层岩溶泉安置了CTDP300多参数自动记录仪(由澳大利亚Greenspan公司生产),对系统的5个参数(降雨量、水位、水温、pH和电导率)进行监测,数据采集间隔设定为15分钟。

#### 2.4.2 数据分析

**穿透雨率 ( $T_i$ , %)** 穿透雨率为穿透雨量 ( $T$ , mm) 所占降雨量 ( $P$ , mm) 的比例,计算公式如下: $T_i = T/P \times 100$ 。

**树干径流率 ( $S_i$ , %)** 树干径流率为树干径流量 ( $S$ , mm) 占降雨量的比例,其计算公式如下: $S_i = S/P \times 100$ 。

**林冠截留量 ( $I$ , mm)** 计算公式: 为 $I = P - T - S$ ,  $P$  为林外降雨量(mm),  $T$  为林内穿透雨量(mm)。林冠截留率 ( $I_i$ , %) 的计算公式如下: $I_i = I/P \times 100$ 。

**流域蒸发散 ( $E$ , mm)** 用水量平衡法计算蒸发散,将降水作为收入,将蒸发和径流的损失作为支出,计算式为:  $E = P - R$ , 其中,  $E$  为蒸发散量 (mm),  $R$  为径流量 (mm)。

### 2.5 植被生态需水量的计算

根据联合国粮农组织 (FAO) 提出的基于参考植被的计算方法. 植被蒸腾量计算公式:

$$ET_p = ET_0 \cdot K_p \cdot K_s \quad (4)$$

$$EWR_p = ET_p \cdot A_p \cdot 10^{-3} \quad (5)$$

式中:  $ET_p$  为植被生态需水定额 (mm);  $ET_0$  为参考作物蒸发蒸腾量 (mm)。  $K_p$  为植被系数;  $K_s$  为土壤水分限制系数;  $EWR_p$  为植被生态需水量(m3);  $A_p$  为各类植被的分布面积 ( $m^2$ )。

#### 2.5.1 蒸发蒸腾量 $ET_0$ 的确定

参考作物蒸腾蒸发量的计算公式如下:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.3 u_2)} \quad (6)$$

利用公式 6 结合各个气象站的各种气象要素。计算流域各个气象站的蒸腾蒸散量  $ET_0$ 。

#### 2.5.2 植被系数的计算

植被生长时期,由于植被盖度、高度和叶面积的变化,植被系数在不同的时期具有明

显的变化。计算植被系数时  $K_s$  时，根据植被生长的四个周期生长初期、发育期、生长中期和生长后期四个阶段计算不同阶段的植被系数  $K_s$ 。

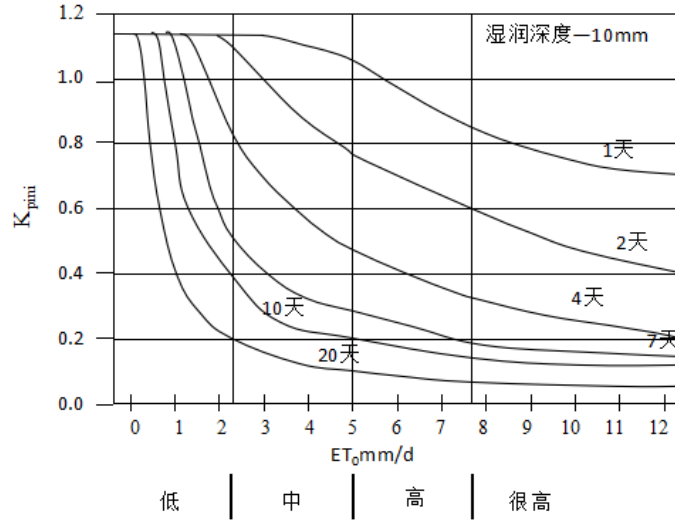


图 3 生长初期植被系数

生长初期的植被系数  $K_{c\ ini}$  主要通过土壤被湿润的频率月平均蒸腾蒸散量决定，其值可以通过计算差值得到。

生长中期农田作物植被计算系数公式如下

$$K_{c\ mid} = K_{c\ mid(Tab)} + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{\min} - 45)] \left( \frac{h}{3} \right)^{0.3} \quad (7)$$

式中， $K_{c\ mid(Tab)}$  可以在 FAO 灌溉排水中标 12 中查得， $h$  为植被的高度(m)； $u_2$  为生长中期 2m 高的风速(m/s)， $RH_{\min}$  为生长中期最小相对湿度(%)；

非农天作物植被系数可以下面公式计算得到：

$$K_{c\ mi} = K_{c\ mi} + [K_{c\ ful} + K_{c\ mi}] \left\{ \min \left[ 1, 2 f_p, \left( f_p, e_f \right) \left( \frac{1}{1+h} \right) \right] \right\} \quad (8) \text{式}$$

中， $K_{c\ min}$  植被缺少时土壤最小植被系数； $K_{c\ full}$  全覆盖条件下的植被系数，可以通过下计算； $f_p$  地面植被的实际覆盖度，本文通过野外样方调查得到； $f_{p\ eff}$  有效植被覆盖度。

$$K_{c\ ful} = K_{c\ h} + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{\min} - 45)] \left( \frac{h}{3} \right)^{0.3} \quad (9)$$

式中， $K_{c\ h}$  保准风速、湿度情况下全覆盖植被系数，当  $h \geq 2m$  时， $K_{c\ h} \leq 1.2m$ ；当  $h \leq 2m$  时， $K_{c\ h} = 1.0 + 0.1h$ 。

利用上述公式，分别计算各代表植被在不同生长期的植被系数  $K_c$ 。

### 2.5.3 土壤水分限制系数

土壤水分计算计算公式如下：

$$K_s = \begin{cases} 1, \theta > \theta_c \\ \frac{\theta - \theta_z}{\theta_c - \theta_z}, \theta_c \leq \theta \leq \theta_c \\ 0, \theta < \theta_c \end{cases} \quad (10)$$

式中,  $\theta$  为土壤含水量 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ );  $\theta_c$  土壤临界含水量 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ); 一般为田间持水量的 70–80%, 本文取 75%;  $\theta_z$  土壤凋萎系数 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ );

利用公式 10 计算出流域内六种植被的适宜和最小土壤水分限制系数。

表 5 不同植被的土壤水分限制系数  $K_s$

| 典型植被 | 适宜土壤限制系数 | 最小土壤水分限制系数 |
|------|----------|------------|
| 云南松  | 0.48     | 0.23       |
| 水冬瓜  | 0.49     | 0.26       |
| 火棘   | 0.46     | 0.24       |
| 黄蒿   | 0.44     | 0.23       |
| 玉米   | 0.53     | 0.26       |
| 莲藕   | 0.52     | 0.28       |

#### 2.5.4 生态需水的计算

将各种植被在各时期的植被系数  $K_c$ , 结合各气象站的  $ET_0$ , 然后运用公式 4, 计算各种植被在 8 个气象站丰、平、枯三个水文年的适宜和最小生态需水量, 利用 ArcGIS10.0 的克里金插值法, 计算不同植被类型在整个流域不同区域需水量的分布, 结合流域的土地利用类型图, 计算整个小江流域的不同植被类型的生态需水量。

#### 2.5.5 生态缺水的计算

植被生态缺水计算方法如下:

$$SEW_p = QEW_p * A_p * 10^{-3} \quad (11)$$

$$QEW_p = ET_p - P_e \quad (12)$$

式中,  $SEW_p$  为植被生态缺水量 ( $\text{m}^3$ );  $QEW_p$  植被生态缺水定额 (mm);  $ET_p$  为植被生态需水量 (mm);  $P_e$  为生长期有效降雨量 (mm);

以流域内代表植被各月生态需水量为依据, 结合各气象站的在三个水文年的月有效降雨量, 计算各植被在生长期各个月份的适宜和最小生态缺水量, 进而求得各种代表植被以及整个流域在三个水文年的适宜和最小生态缺水量。

3 研究结果

3.1 岩溶关键带植被对降雨的再分配及其对表层岩溶带的补给

3.1.1 岩溶关键带不同植被类型土壤水分入渗特征及其影响因素

(1) 初渗速率和稳渗速率

土壤水分入渗特征是影响土壤水分运动的关键指标,是评价植被土壤水土保持和水源涵养能力的重要指标。也是反映土壤水源涵养能力和抗侵蚀能力的重要指标。土壤水分入渗速率的高低决定着降雨对地下水的入渗补给量、地表径流的大小和土壤侵蚀程度的强弱。了解植被对土壤水分入渗特征的影响对水土保持、水资源评价与石漠化治理恢复等具有十分重要的指导意义。

由表 6 可得见,研究区不同植被类型、不同土层深度土壤的平均初渗速率为 0.293 mm • /min<sup>-1</sup>, 初渗速率变化范围为 0~1.250 mm • min<sup>-1</sup>/min; 而稳渗速率平均值为 0.111 mm • min<sup>-1</sup>/min, 变化范围 0.008~0.546 mm • min<sup>-1</sup>/min。

表 6 不同植被覆盖下土壤水分渗透特性

| 植被类型 | 土层深度<br>(cm) | 初渗速率<br>(mm·min <sup>-1</sup> ) | 稳渗速率<br>(mm·min <sup>-1</sup> ) | 速 渗透系数<br>K10<br>(mm·min <sup>-1</sup> ) | 30                       | 1 h               | 植被类型  | 土层深度<br>(cm) | 初渗速率<br>(mm·min <sup>-1</sup> ) | 稳渗速率<br>(mm·min <sup>-1</sup> ) | 速 渗透系数<br>K10<br>(mm·min <sup>-1</sup> ) | 30                       | 1 h               |
|------|--------------|---------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------|--------------------------|-------------------|-------|--------------|---------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------|--------------------------|-------------------|
|      |              |                                 |                                 |                                          | min<br>累积<br>渗透量<br>(mL) | 累积<br>渗透量<br>(mL) |       |              |                                 |                                 |                                          | min<br>累积<br>渗透量<br>(mL) | 累积<br>渗透量<br>(mL) |
| 荒地 1 | 0~10         | 0.750                           | 0.292                           | 0.120                                    | 26.91                    | 40.86             | 荒地 2  | 0~10         | 0.700                           | 0.242                           | 0.097                                    | 25.94                    | 37.91             |
|      | 10~20        | 0.167                           | 0.247                           | 0.102                                    | 13.30                    | 30.59             | 10~20 | 0.100        | 0.011                           | 0.004                           | 1.99                                     | 1.99                     |                   |
|      | 20~30        | 0.100                           | 0.033                           | 0.014                                    | 4.99                     | 7.98              | 20~30 | 0.100        | 0.008                           | 0.003                           | 1.99                                     | 1.99                     |                   |
|      | 30~45        | 0.100                           | 0.046                           | 0.019                                    | 2.99                     | 6.97              | 30~45 | 0.050        | 0.013                           | 0.005                           | 1.99                                     | 2.99                     |                   |
|      | >45          | -                               | -                               | -                                        | -                        | -                 | >45   | 0.000        | 0.008                           | 0.003                           | 1.00                                     | 1.99                     |                   |
| 草地 1 | 0~10         | 0.233                           | 0.056                           | 0.023                                    | 7.98                     | 9.98              | 草地 2  | 0~10         | 0.467                           | 0.097                           | 0.040                                    | 13.95                    | 17.94             |
|      | 10~20        | 0.467                           | 0.211                           | 0.087                                    | 17.26                    | 29.20             | 10~20 | 0.200        | 0.075                           | 0.031                           | 6.64                                     | 10.63                    |                   |
|      | 20~30        | 0.150                           | 0.063                           | 0.026                                    | 7.97                     | 10.96             | 20~30 | 0.100        | 0.021                           | 0.009                           | 2.00                                     | 3.00                     |                   |
|      | 30~45        | 0.100                           | 0.029                           | 0.012                                    | 3.98                     | 4.98              | 30~45 | 0.100        | 0.025                           | 0.010                           | 2.99                                     | 3.98                     |                   |
|      |              |                                 |                                 |                                          |                          |                   |       |              |                                 |                                 |                                          |                          |                   |
| 灌丛 1 | 0~10         | 0.100                           | 0.025                           | 0.010                                    | 3.97                     | 3.97              | 灌丛 2  | 0~10         | 0.700                           | 0.150                           | 0.060                                    | 23.83                    | 31.77             |
|      | 10~20        | 0.250                           | 0.139                           | 0.022                                    | 7.95                     | 8.95              | 10~20 | 0.350        | 0.108                           | 0.044                           | 11.96                                    | 15.95                    |                   |

|      |       |       |       |       |       |       |        |       |       |       |       |       |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|      | 20~30 | 0.133 | 0.028 | 0.011 | 3.33  | 3.99  | 20~30  | 0.200 | 0.033 | 0.013 | 5.98  | 6.98  |
|      | 30~45 | 0.067 | 0.017 | 0.007 | 1.99  | 2.65  | 30~45  | 0.250 | 0.054 | 0.022 | 7.96  | 10.95 |
|      | >45   | -     | -     | -     | -     | -     | >45    | 0.100 | 0.017 | 0.007 | 2.00  | 2.00  |
| 林    |       |       |       |       |       |       |        |       |       |       |       |       |
| 林灌 1 | 0~10  | 0.167 | 0.042 | 0.017 | 7.30  | 7.96  | 灌 0~10 | 0.567 | 0.142 | 0.057 | 16.58 | 23.88 |
| 2    |       |       |       |       |       |       |        |       |       |       |       |       |
|      | 10~20 | 0.833 | 0.428 | 0.175 | 37.10 | 60.28 | 10~20  | 0.667 | 0.422 | 0.170 | 32.53 | 57.10 |
|      | 20~30 | 1.250 | 0.546 | 0.221 | 69.83 | 97.76 | 20~30  | 0.550 | 0.217 | 0.087 | 15.89 | 26.82 |
|      | 30~45 | 0.050 | 0.013 | 0.005 | 2.99  | 2.99  | 30~45  | 0.050 | 0.017 | 0.007 | 2.99  | 2.99  |
|      | >45   | 0.100 | 0.008 | 0.003 | 1.99  | 1.99  | >45    | -     | -     | -     | -     | -     |

不同植被覆盖下，林灌土壤的平均初渗速率最大为  $0.470 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，分别为荒地土壤的 2.05 倍，草地的 2.07 倍，灌丛的 1.97 倍。荒地、草地和灌丛土壤的平均初渗速率差异不显著，但明显都低于林灌（图 4）。而平均稳渗速率也是林灌土壤最大为  $0.204 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，分别是荒地的 2.04 倍，草地的 2.83 倍和灌丛的 3.21 倍。且稳定后的土壤入渗速率仅为初渗速率的  $1/4 \sim 1/2$ 。无论是哪种植被类型，土壤初渗速率和稳渗速率都很低，均在  $1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$  以下。

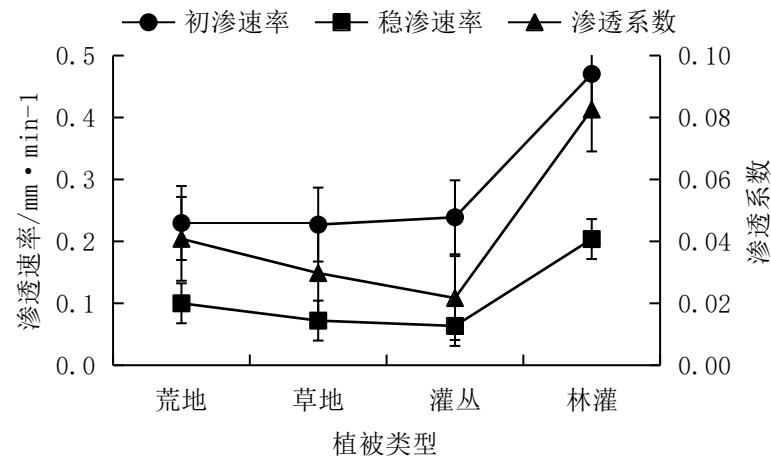


图 4 不同植被类型下的各层土壤平均渗透速率

不同土层深度下，0~10 cm 土层平均初渗速率最大为  $0.460 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，其次是 10~20 cm 土层为  $0.379 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，20~30 cm 土层  $0.323 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，30~45 cm 土层  $0.096 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，>45 cm 土层  $0.067 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。0~30 cm 土层与>30 cm 土层平均初渗速率差异显著，0~30 cm 土层的平均初渗速率是>30 cm 土层的 5 倍左右。另外，随土层深度的增加，平均初渗速率逐渐降低（如图 2）。而平均稳渗速率 10~20 cm 土层最大为  $0.205 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，>45 cm 土层最小仅为  $0.011 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。除了 0~10 cm 土层低于 10~20 cm 土层外，随着土层深度的增加，平均

稳渗速率也逐渐降低，这可能是因为荒地土壤表层结皮，使得土壤容重增大，孔隙减小，稳渗速率显著降低。

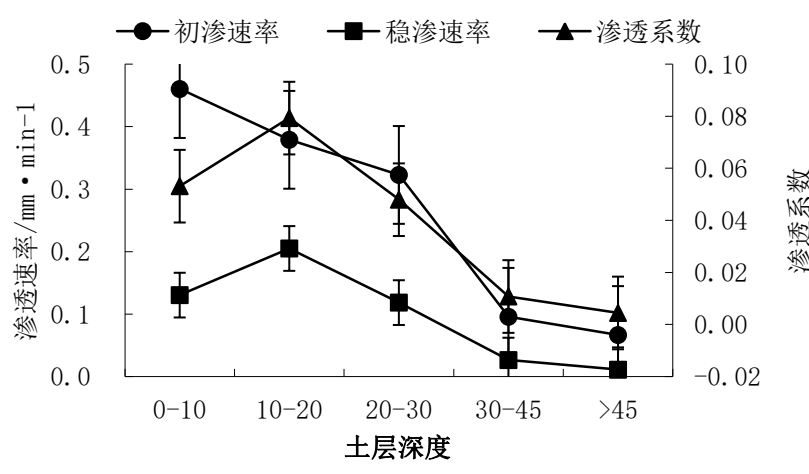


图 5 不同土层深度下的各植被类型土壤平均渗透速率

### (2) 渗透系数

不同植被覆盖下，灌丛土壤的渗透系数最低为  $0.060 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，林灌土壤的渗透系数最高为  $0.083 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，荒地、草地和灌丛土壤的渗透系数差异不显著（图 4）；不同土层深度下， $>45 \text{ cm}$  土层土壤的渗透系数最低为  $0.004 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ， $10 \sim 20 \text{ cm}$  土层土壤的渗透系数最高为  $0.079 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ，且随土层深度的增加，土壤渗透系数逐渐降低（图 2）。不同植被覆盖下，林灌土壤的平均渗透系数最高，说明林灌土壤的入渗性能最好，可以有效缓解地表径流的产生，抑制土壤侵蚀，有利于水土保持。而不同土层深度下，土壤平均渗透系数随土层深度增加而降低，也说明渗透性能也随土层深度而降低， $0 \sim 10 \text{ cm}$  土层渗透系数普遍低于  $10 \sim 20 \text{ cm}$  土层，说明研究区土壤表层均存在一定程度的结皮，使表层土壤容重增大，孔隙减小，从而不利于降雨入渗。

### (3) 累积渗水量

不同植被覆盖下，林灌土壤  $30 \text{ min}$  累积渗水量最高为  $20.80 \text{ mL}$ ，显著高于荒地、草地和灌丛，林灌土壤  $30 \text{ min}$  累积渗水量是荒地的  $2.02$  倍，草地的  $2.77$  倍，灌丛的  $3.81$  倍（图 6）；而  $1 \text{ h}$  累积渗水量：林灌 $>$ 荒地 $>$ 草地 $>$ 灌丛，林灌最高为  $31.31 \text{ mL}$ ，灌丛最低为  $9.69 \text{ mL}$ ，林灌土壤  $1 \text{ h}$  累积渗水量就荒地的  $2.31$  倍，草地的  $2.65$  倍，灌丛的  $2.71$  倍。荒地、草地、灌丛土壤的累积渗水量差异不显著，但都明显低于林灌。

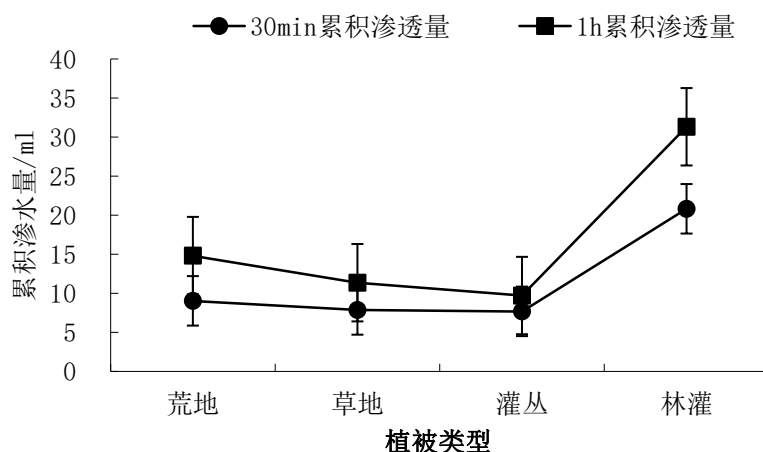


图 6 不同植被类型下的土壤累积渗水量

不同土层深度下, 随土层深度的增加, 30 min 累积渗水量逐渐降低, 0~10、10~20、20~30 cm 土层的 30 min 累积渗水量差异不显著, 但明显高于 30~45 cm、>45 cm 土层 (图 7), 10~20 cm 土层 30 min 累积渗水量最高为 16.09 mL, >45 cm 土层最低为 1.66 mL; 而 1 h 累积渗水量: 10~20 cm>0~10 cm>20~30 cm>30~45 cm, >45 cm 最低, 10~20 cm 土层最高为 26.84 mL, >45 cm 土层最低仅为 1.99 mL。累积渗水量随土层深度逐渐降低, 是因为随土层深度的增加, 土壤容重增大, 孔隙率降低, 从而导致土壤渗透速率降低。

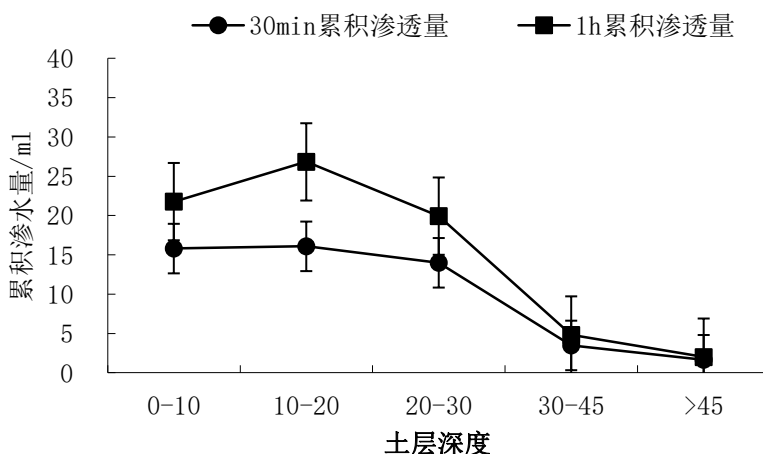


图 7 不同土层深度下的土壤累积渗水量

#### (4) 土壤水分入渗影响因素分析

不同理化性质对土壤入渗性能的影响

由表 7 的相关性分析可知, 初渗速率、稳渗速率、渗透系数  $K_{10}$ 、累积渗水量与土层深度均显著负相关, 土壤入渗性能随土层深度的增加均显著降低, 但与植被类型的相关关系不明显。

表 7 土壤入渗特征与土壤理化性质相关关系

|                         | 土层<br>深度 | 容重       | 有机碳     | 非毛管<br>孔隙度 | 毛管<br>孔隙度 | 砂粒     | 粉（砂）<br>粒 | 粘粒       | 初始<br>含水量 | 毛管<br>含水量 | 田间<br>持水量 |
|-------------------------|----------|----------|---------|------------|-----------|--------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| 初渗<br>速率                | -0.491** | -0.425*  | 0.441** | 0.448**    | -0.365*   | 0.378* | 0.424*    | -0.513** | -0.383*   | -0.365*   | -0.408*   |
| 稳渗<br>速率                | -0.389*  | -0.400*  | 0.397*  | 0.499**    | -0.307    | 0.289  | 0.392*    | -0.442** | -0.424*   | -0.307    | -0.329    |
| 渗透<br>系数<br>K10         | -0.380*  | -0.385*  | 0.378*  | 0.493**    | -0.313    | 0.275  | 0.371*    | -0.420*  | -0.394*   | -0.313    | -0.321    |
| 30 min<br>累积<br>渗透<br>量 | -0.375*  | -0.477** | 0.444** | 0.580**    | -0.389*   | 0.360* | 0.469**   | -0.537** | -0.461**  | -0.389*   | -0.421*   |
| 1 h 累<br>积渗<br>透量       | -0.370*  | -0.436** | 0.404*  | 0.545**    | -0.354*   | 0.315  | 0.430**   | -0.484** | -0.429*   | -0.354*   | -0.379*   |

\*,  $P<0.05$ , \*\*,  $P<0.01$ 。

初渗速率、稳渗速率、渗透系数 K10、累积渗水量与土壤容重均显著负相关，累积渗水量达到极显著水平。土壤容重越大，孔隙度越小，渗透速率越低。土壤容重是土壤紧实度和孔隙度的反映。由表 7 还可以看出，初渗速率、稳渗速率、渗透系数 K10、累积渗水量与非毛管孔隙度均极显著正相关，土壤容重的降低，改善了土壤结构，增大了土壤非毛管孔隙，从而使初渗速率、稳渗速率和累积渗水量均显著增加。傅涛<sup>[4]</sup>通过研究发现，其他条件一定时，黄壤的稳定入渗速率显著低于紫色土，主要是因为黄壤的容重高、孔隙率小。孔隙度的增加有利于土壤水分渗透，且土壤入渗性能很大程度上决定于土壤非毛管孔隙度。土壤水分入渗能力与土壤孔隙度显著相关，特别是与非毛管孔隙度的关系最为密切。另外，初渗速率和累积渗水量与毛管孔隙度显著负相关。说明毛管孔隙所占的比例越大，对土壤初渗速率的阻碍越大，并影响土壤累积渗水量。

初渗速率、稳渗速率、渗透系数 K10、累积渗水量与土壤有机碳显著正相关，初渗速率和 30 min 累积渗水量达到极显著水平。说明土壤有机碳的增加显著提高了土壤入渗性能，因为随着土壤有机碳含量的增加，提高了土壤团聚体的含量，从而改善了土壤结构，增加了土壤孔隙。吕刚等<sup>[5]</sup>研究认为，有机质是通过提高土壤孔隙度和促进团聚体的形成而间接影响土壤入渗性能。张治伟等<sup>[2]</sup>研究也表明， $>0.25\text{ mm}$  水稳性团聚体与土壤入渗速率极显著正相关，对土壤入渗速率的贡献最高。但是本研究中，土壤入渗性能与 $>0.25\text{ mm}$  水稳性团聚体含量相关性不显著。

初渗速率、稳渗速率、渗透系数  $K_{10}$ 、累积渗水量与粉（砂）粒含量显著正相关，与粘粒含量极显著负相关，初渗速率、30min 累积渗水量与砂粒含量显著正相关。粘粒含量越多，土壤孔隙越小，粘滞阻力越大，使得土壤入渗速率越低，而粒径大的砂粒则增大了土壤孔隙，加速了土壤水分入渗和累积渗水量的增加。

初渗速率、稳渗速率、渗透系数  $K_{10}$ 、累积渗水量与初始含水量均显著负相关，初始速率、累积渗水量与毛管含水量、田间持水量显著负相关。初始含水量显著影响土壤初渗速率，因为初始含水量的增加一方面降低土壤的吸水能力，另一方面土壤颗粒吸水膨胀，降低了土壤孔隙度。但随着土壤水分入渗的持续，入渗受含水量的影响越来越小，进而可以忽略不计。随着土壤初始含水量的增加，相同时间内的土壤累积入渗量显著降低。

另外，经相关性分析得，同一时刻的瞬时渗透速率和渗透系数  $K_{10}$  均与水温显著正相关。因为水温升高，水的粘滞性降低，从而使水的导水率增大，所以水温也会影响土壤水分的入渗速率。

影响土壤水分入渗性能主导因素筛选。为了筛选出影响土壤入渗性能的主导因素，明确不同理化性质的影响程度，通过逐步回归分析法对不同的理化性质进行分析。以初渗速率  $Y_1$  ( $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ )、稳渗速率  $Y_2$  ( $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ )、渗透系数  $K_{10}$   $Y_3$  ( $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ )、30 min 累积渗水量  $Y_4$  ( $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ )、1 h 累积渗水量  $Y_5$  ( $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ ) 为因变量，通过自变量土壤容重  $X_1$  ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )、有机碳  $X_2$  ( $\text{g}/\text{kg}$ )、非毛管孔隙度  $X_3$  (%)、毛管孔隙度  $X_4$  (%)、砂粒 ( $2\sim 0.05\text{ mm}$ )  $X_5$  (%)、粘粒 ( $<0.002\text{ mm}$ )  $X_6$  (%)、初始含水量  $X_7$  ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )、毛管含水量  $X_8$  ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )、田间持水量  $X_9$  ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )、 $>0.25\text{ mm}$  水稳性团聚体含量  $X_{10}$  (%) 做逐步的回归分析 ( $\alpha=0.05$ )，回归方程如下：

|                                  |                                |
|----------------------------------|--------------------------------|
| $Y_1=3.720-0.032X_6-1.347X_1$    | $R^2=0.390, F=10.225, P=0.000$ |
| $Y_2=2.038-0.069X_3$             | $R^2=0.249, F=10.970, P=0.002$ |
| $Y_3=0.819-0.028X_3$             | $R^2=0.243, F=10.609, P=0.003$ |
| $Y_4=55.739-173.792X_3-1.124X_6$ | $R^2=0.423, F=11.746, P=0.000$ |
| $Y_5=-13.406+342.935X_3$         | $R^2=0.297, F=13.974, P=0.001$ |

回归分析结果表明，回归方程显著性水平均 $<0.01$ ，且  $F$  值均较小，说明以上回归方程的相关性非常显著。由回归方程可知，影响初渗速率的主导因素是粘粒 ( $<0.002\text{ mm}$ ) 含量，其次是土壤容重；影响土壤稳渗速率、渗透系数  $K_{10}$ 、30 min 累积渗水量和 1 h 累积渗水量的主导因素都是非毛管孔隙度，另外 30 min 累积渗水量还明显受粘粒 ( $<0.002\text{ mm}$ ) 含量的影响。总之，研究区内影响土壤水分入渗性能的主导因素为土壤非毛管孔隙度和土壤中粘粒 ( $<0.002\text{ mm}$ ) 含量，土壤中粘粒含量的增加，提高了土壤容重，降低了土壤非毛管孔隙度，

从而使土壤水分入渗性能降低。王佩将等（2012）研究也发现 1~0.05 mm 砂粒质量含量与 <0.05~0.001 mm 粉粒质量含量是影响土壤渗透性能的主导因素。

3.1.2 岩溶关键带不同植被覆盖下的土壤水分特征曲线

根据模型的比选结果，选择拟合效果最好的 Van Genuchten 模型来模拟分析不同植被覆盖下的土壤水分曲线特征，结果如图 8 所示。

由于受植被类型、土壤质地、孔隙度等土壤基本理化性质的影响，不同植被类型和不同土层深度下土壤水分特征曲线有所不同。由图 8 可以看出，当土壤吸力在 0-0.3MPa 范围内时，随土壤吸力的增加，不同植被类型的土壤体积含水量均急剧降低，而在 0.3-1.5MPa 的范围内，土壤体积含水量变化幅度较平缓。团聚体数量越多，大孔隙数量就越多，而水在大孔隙中所受的吸力小，土壤水吸力只需要较小的增加，就可以把这些大孔隙中的水分排出，所以曲线就变得平缓了。

从图 8 我们还可以看出，同一吸力下，在荒地中土壤持水能力 0-10cm>30-45cm>10-20cm>20-30cm；而在草地中，20-30cm 和>45cm 土层的持水能力最大，其次是 30-45cm、10-20cm，

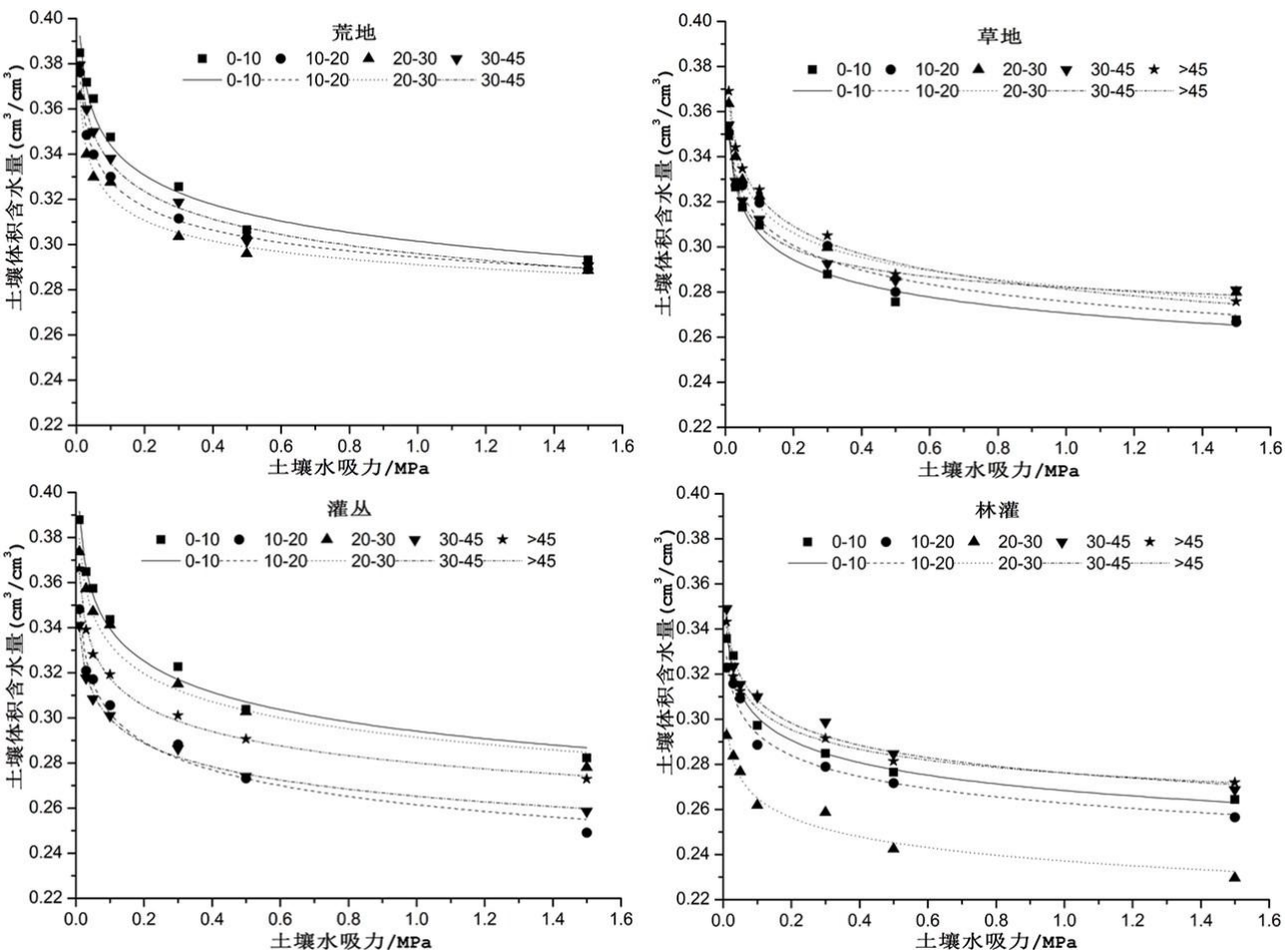


图 8 不同植被类型土壤水分特征曲线

20-30cm、>45cm、30-45cm、10-20cm；在林灌中，土壤持水能力由高到低依次为30-45cm、>45cm、0-10cm、10-20cm、20-30cm。从总体上看，不同植被类型中，同一吸力下，表层和底层的土壤持水能力最高，中间土层的持水能力较低。

这是因为上层土壤受到植物根系作用的影响，加上土壤有机质的不断积累，土壤团聚体含量增多，孔隙度增大，容重降低，使得土壤水在较低吸力下即排出，土壤持水能力较低；而下层土壤受植物根系作用较少，有机质含量较低，孔隙度小，容重大，同一吸力下土壤含水量高，持水能力强。表层土壤持水能力高，可能是因为在雨水偏少的情况下，表层土壤易结皮，使土壤孔隙度显著降低，同一吸力下土壤水难以排出。

由图 8 可以看出，当土壤吸力在 0-0.3MPa 范围内时，随土壤吸力的增加，不同土层土壤的体积含水量也是急剧降低，而在 0.3-1.5MPa 的范围内，土壤体积含水量变化幅度较平缓。另外，在 0-10cm 土层，同一吸力下，土壤含水量由高到低依次为荒地、灌丛、草地、林灌，说明荒地的持水能力最强，灌丛的其次，草地和林灌土壤的持水能力最差且差异不明显。在 10-20cm 土层，同一吸力下，荒地土壤的持水能力最高，草地的其次，灌丛和林灌土壤持水能力最低；在 20-30cm 土层，同一吸力下，荒地、草地和灌丛的土壤持水能力相当，且显著高于林灌；在 30-45cm 土层，同一吸力下，持水能力由高到低依次为荒地、草地、林灌和灌丛；>45cm 土层（荒地无），同一吸力下，草地和灌丛土壤的持水能力相当，且明显高于林灌。从总体上看，不同土层深度下，荒地的持水能力最强，林灌的持水能力最差。

3.2 不同岩溶关键带植物对表层岩溶水的利用

3.2.1 不同石漠化程度下的植物和土壤水势

随着石漠化程度的加剧，黄荆的叶片水势有升高的趋势，但是变化不明显（表 8）；红背山麻杆的叶片水势先降低，后升高。但是不同石漠化程度下 2 种物种间的叶片水势差异均不显著（ $P>0.05$ ）。而土壤水势随着石漠化程度的加剧而降低，且不同石漠化程度下的土壤水势差异性极显著（ $P<0.05$ ）。随着石漠化程度的加剧，黄荆的土叶水势差逐渐降低。而轻

表 8 不同石漠化等级下植物和土壤水势特征/MPa

| 石漠化等级 | 物种    | 叶片水势       | 土壤水势       | 土叶水势差 |
|-------|-------|------------|------------|-------|
| 轻度石漠化 | 黄荆    | -5.0±0.4   | -0.84±0.81 | 4.16  |
|       | 红背山麻杆 | -5.22±0.56 |            | 4.38  |
| 中度石漠化 | 黄荆    | -4.9±0.70  | -1.29±0.05 | 3.61  |
|       | 红背山麻杆 | -6.12±0.21 |            | 4.83  |
| 重度石漠化 | 黄荆    | -4.9±0.58  | -3.15±0.02 | 1.75  |
|       | 红背山麻杆 | -5.85±0.61 |            | 2.7   |

度和中度石漠化环境下红背山麻杆的土叶水势差值变化不大，但重度石漠化环境下的土叶水

势差值明显降低。

3.2.2 不同石漠化环境下的氢氧稳定同位素及水分吸收来源

大气降水中的 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 遵循很好的线性关系： $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ ，这种线性关系被称为全球大气降水线<sup>[20]</sup>。由于区域降水的氢氧同位素受纬度效应、海拔效应和大陆效应的综合影响，因此不同地区的降水中有不同的氢氧同位素含量，区域降水线接近全球降水线<sup>[6]</sup>。

图9显示了研究区降水的 $\delta^{18}O$ 同位素的雨量效应和季节效应。雨水的 $\delta^{18}O$ 值分布为-12.17‰~-2.63‰， $\delta D$ 为-82.13‰~-9.91‰。由于研究区地处亚热带季风型气候区，受季风影响，降水 $\delta^{18}O$ 和 $\delta D$ 呈现雨季偏负，旱季偏正的特征。

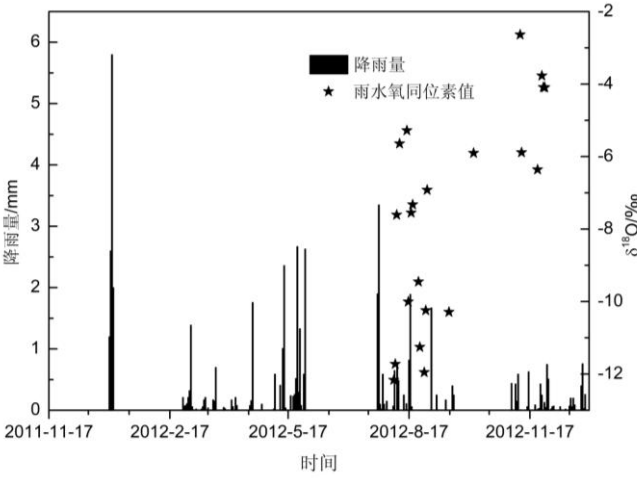
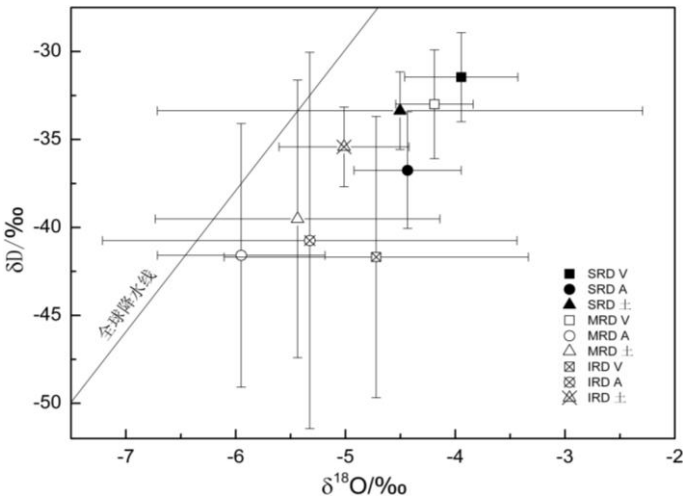


图 9 研究区雨量和雨水中的  $\delta^{18}O$  值

图 10 显示了不同石漠化程度下植物木质部和土壤水中的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的关系，各值均分布在降水线的右侧，表明其氢氧稳定同位素由于蒸发作用而引起富集。2 种植物的木质部水同位素没有因石漠化环境的不同而出现明显差异 ( $P>0.05$ )。



图注：SRD 为轻度石漠化；MRD 为中度石漠化；IRD 为重度石漠化；V 为黄荆；A 为红背山麻杆  
图 10 不同石漠化程度下植物木质部和土壤水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的关系散点图（平均值±标准误差；  
利用 IsoSource 模型计算不同石漠化程度下植物对各种水源的利用比例（表 9）。轻度

石漠化环境下，黄荆主要利用土壤水，比例为 80.2%，基本不利用 7、8 和 9 月的雨水，10 月的雨水利用为 18.2%。中度石漠化环境下，黄荆利用土壤水比例为 96.8%，基本不利用雨水。重度石漠化环境下，黄荆主要利用雨水，比例为 71.1%，且主要是 7、8、9 月份的雨水，对土壤水的利用只有 28.9%。红背山麻杆在不同的石漠化程度下都主要利用土壤水，分别为 85%、74.9%和 57.6%，但随着石漠化程度的加剧，其对雨水的利用增多，分别为 15%、25.1%和 42.4%。对红背山麻杆而言，轻度石漠化环境下主要利用 7、8 月份的雨水，中度石漠化环境是 7、8、9 月份雨水，而重度石漠化环境下对 7 月份的雨水利用高达 34.5%。由于后期雨量较少，加上蒸发的原因，基本上不利用 9、10 月份的雨水。

表9 不同石漠化程度下植物对各可能水源的利用比例（%）

| 水源        | 降雨量<br>/mm | 轻度石漠化        |            | 中度石漠化        |              | 重度石漠化        |              |
|-----------|------------|--------------|------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
|           |            | 黄荆           | 红背山麻杆      | 黄荆           | 红背山麻杆        | 黄荆           | 红背山麻杆        |
| 土壤水       |            | 80.2 (80~81) | 85 (82~89) | 96.8 (96~99) | 74.9 (66~86) | 28.9 (27~32) | 57.6 (56~60) |
| 雨水 (7 月)  | 6.36       | 0 (0~5)      | 6.2 (0~13) | 0.7 (0~2)    | 6.5 (0~21)   | 21.3 (0~53)  | 34.5 (20~41) |
| 雨水 (8 月)  | 5.11       | 0 (0~6)      | 5 (0~14)   | 0.7 (0~2)    | 6.4 (0~22)   | 20.9 (0~58)  | 5.5 (0~23)   |
| 雨水 (9 月)  | 2.75       | 0 (0~7)      | 2.5 (0~11) | 0.5 (0~2)    | 5.7 (0~24)   | 16.4 (0~63)  | 1.6 (0~7)    |
| 雨水 (10 月) | 2.03       | 18.2 (16~20) | 0.7 (0~4)  | 0.8 (0~2)    | 3.7 (0~13)   | 6.5 (0~21)   | 0.4 (0~0.2)  |
| 雨水 (11 月) | 4.07       | 1.7 (0~4)    | 0.6 (0~3)  | 0.5 (0~2)    | 2.9 (0~11)   | 6 (0~19)     | 0.3 (0~0.2)  |

注：括号中是数值的范围。

3.2.3 不同石漠化环境下植物的水分来源分析

土壤水是石漠化地区植物水分利用的一个重要来源，在轻度和中度石漠化环境下，黄荆和红背山麻杆主要吸收土壤水，重度石漠化环境下，黄荆以夏季降雨储存在孔隙裂隙中的水为主，而红背山麻杆则主要吸收土壤水和夏季降雨储存在孔隙裂隙中的水。容丽等<sup>[7]</sup>也证实，在植被较好（植被覆盖率大于 80%以上）的样地，土壤水仍然是研究区 4 种优势木本植物的主要水源，但随着旱季的来临，灌木林和原生林对表层岩溶带水用量的有效比例提升。轻度和中度石漠化环境的土壤浅薄且零星分布在岩石裂缝中，但是土壤的有效含水量（ $0.11\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ ）比岩层（ $<0.05\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ ）高，土壤水分仍可维持植物需求，重度石漠化环境下有可能表面蒸发较为强烈，植物只能转向以较深的储存在孔隙中的早期雨水作为水源。虽然石漠化地区土壤浅薄，且零星分布于岩石缝隙中，但是土壤水仍然是黄荆和红背山麻杆主要的水分吸收来源。在石漠化环境下稀少的土壤资源对植物的生长起了重要作用。

3.2.4 植物的水分利用对石漠化环境的适应

植物随环境的变化而产生形态、生理以及其他特性上的一系列相应变化，形成相应的适应对策，表现出一定的功能策略。把这些在生态系统中扮演着相似角色，并且对环境条件表现出相似响应的一组具有相似特征(形态和生理特征)的植物称为植物功能型。Passioura<sup>[8]</sup>提出，在干旱、半干旱地区，植物对水分的利用存在不同的策略，即保守型和挥霍型，保守型

植物的水分利用效率较高,挥霍型植物的水分利用效率较低。本研究中,不同石漠化程度下,2种植物叶片的水势和 $^{13}\text{C}$ 的差异性均不显著,且其在不同的石漠化程度下的水分吸收来源较为相近。因此,可以判断2种植物属于同一个功能型水分利用植物,具有相似的水分利用策略:保持比较低的水势,较高的水分利用效率,均属于保守型水分利用策略植物。

植物对于石漠化环境的水分利用调节行为有:1)保持较低的水势:研究中所测石漠化植物水势(-5.33 MPa),比容丽等<sup>[7]</sup>所测定的岩溶原始森林内的植物水势(-0.62 MPa)低很多,但与曹坤芳等的研究相似:西双版纳植物旱季最低的中午水势低至-4 MPa左右,2010年,云南冬春季发生严重连续干旱,典型的热带岩溶植物尖叶闭花木[Cleistanthus sumatranus (Mig.) Müll. Arg.]凌晨水势最低至-6.55 MPa。低水势耐旱植物,不但具有保持水分吸收和减少损失的能力,更重要的是具有很强的忍耐脱水的能力。2)较高的水分利用效率:不同叶片 $^{13}\text{C}$ 值比较,白栎(-26.69‰)>红背山麻杆(-27.86‰)>黄荆(-28.55‰)>不同石漠化等级下的多种常见灌木(-28.90‰),可见黄荆和红背山麻杆有较高的水分利用效率。随着石漠化程度的加剧,两者的水分利用效率变化不一致。3)岩溶植物常通过落叶的方式来降低水分和营养物质的消耗,避免干旱环境对它产生伤害。4)植物对水源的转移。本研究中,轻度石漠化和中度石漠化的植物倾向使用土壤水,而重度石漠化环境下植物转向以储存在孔隙中的早期雨水作为水源。这表明随着石漠化程度的加剧,植物对不同水源的利用存在转移以适应石漠化环境变化的现象。但由于岩溶水分时空的高度异质性,石漠化地区植物的水分来源以及物种间对水分的竞争或共享关系很复杂,需要进一步深入的研究。

### 3.3 典型表层岩溶泉域的生态水文效应

#### 3.3.1 森林和灌丛植被截留特征对比

植被对降雨的生态水文作用在于改变降雨对表层岩溶带的水分输入形式,减弱降水对地表的冲击,延迟产流时间,减少水土流失。在观测期间,总降雨量为3282.2mm,香椿林累积的穿透雨为2011.83mm,占降雨总量的61.30%,穿透雨率变幅为29.50%~199.99%。穿透雨率随降雨量变化而变化的趋势明显,云实灌丛总的穿透雨为1660.42mm,占降雨总量的50.59%,其穿透雨率变幅为21.73%~181.24%。香椿林的穿透雨量与穿透雨率均高于云实灌丛,由于云实灌丛的冠幅和叶面积指数大,冠层吸收了更多的降雨,使得云实灌丛的穿透雨量和穿透雨率均小于香椿林。

观测期香椿林的树干茎流总量为89.4mm,占总降雨量的2.72%。月树干茎流量在1.19~16.79mm,树干茎流率在0.27%~13.23%。云实灌丛的树干茎流总量为27.79mm,占总降雨量的0.85%。月树干茎流量在0.76~4.81mm,树干茎流率在0.43%~4.13%。两种林型月树干

径流率相对稳定,这是由于桂林地处亚热带季风区,且观测期间总降雨量较历年平均降雨量高,雨量充沛,达到树干径流的饱和容量。树干茎流除了受降雨量的影响之外,还受气候、林冠特征和树皮粗糙度等多种因素的影响。

研究期间,香椿林和云实灌丛的林冠截留总量分别为1180.97mm和1594mm,平均截留率为35.98%和48.57%,最大截留率可达62.89%和77.45%。在相同林外降雨量的条件下,云实灌丛的截留量要高于香椿林,这是由于云实灌丛枝叶较茂密,郁闭度大,雨滴易被树叶之间的空隙拦截,难以到达树干和地面。两种植被类型截留率相差较大,但随着降雨等级变化趋势一致,说明林冠截留不仅受林外降雨特征的影响,也与植被类型密切相关。

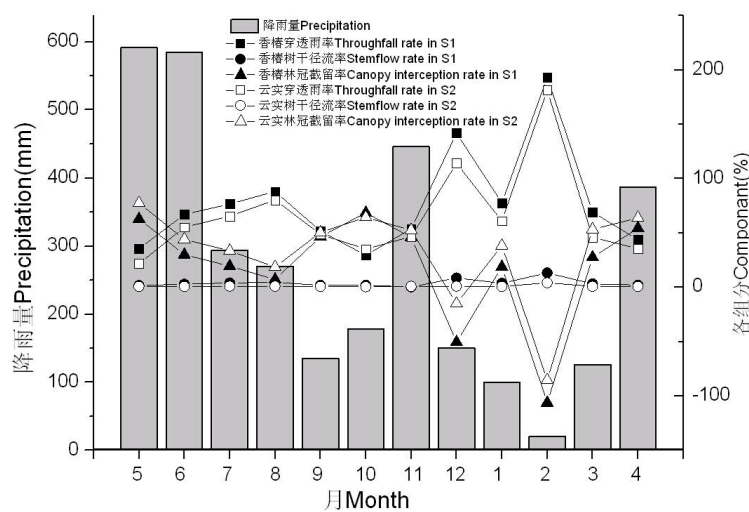


图 11 香椿林和云实灌丛林冠对大气降水截留率的月变化

### 3.3.2 钻孔水位和表层岩溶泉水变化

从图12可以看出, CF16钻孔变幅在1.94–6.77米之间, 平均深度为3.59米, 水位变化受大气降水影响显著, 呈现暴涨暴落现象, 说明钻孔联通性好, 该区岩溶裂隙发育, 入渗条件好, 降雨降落到地面之后能够迅速的沿着裂隙以及管道迅速的穿过包气带进入地下, 引起地下水位的波动, 呈现出钻孔水位对降雨的快速响应特点。CF18钻孔变幅在2.1–2.99米之间, 平均深度为2.64米, 水位变化受降雨影响不大, 水位较稳定, 主要是由于该钻孔所在位置土层较厚, 加上该区植被覆盖度较好, 土壤-植被系统对表层岩溶带有较好的调蓄作用。

岩溶含水介质结构的不均一性表现在岩溶管道、裂隙和孔隙并存。降雨是丫吉S31号泉域的唯一补给来源, 降雨通过植被的再分配, 降落到地面后, 通过多种途径入渗地下并经系统调蓄, 最终通过管道在S31号泉口集中排泄。S31号泉域面积虽然较小, 但由于流域内森林植被保持良好, 常年有径流发生。多年来31号泉枯季流量约0–2L/s (可出现断流), 而在暴雨过后流量最大可至2.5 m<sup>3</sup>/s, 动态变化大。在观测期间, 泉域年径流深度为1497.39mm,

径流系数为0.46,径流系数变幅为0.04-0.91,泉水动态变化受降雨量影响变化起伏大(图3),雨季径流系数略大于旱季。

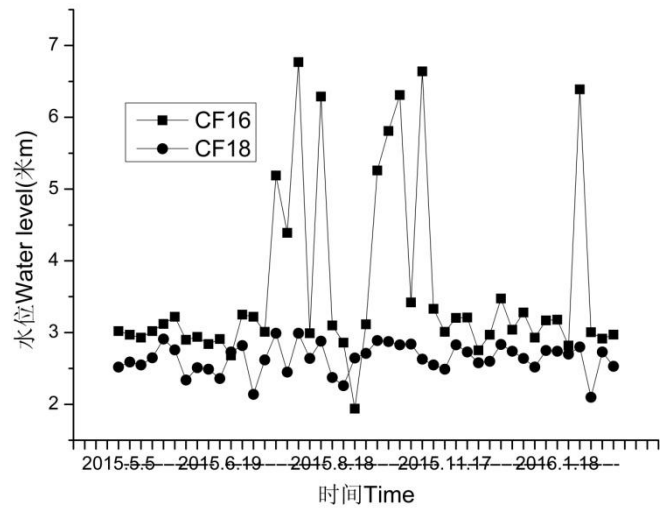


图 12 钻孔水位变化

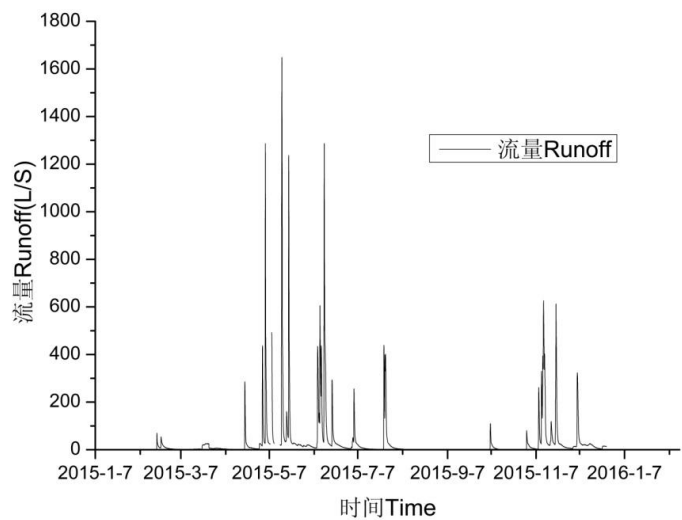


图 13 丫吉 31 号表层岩溶泉流量动态变化

3.3.3 典型表层岩溶泉域水量平衡模式

通常情况下，岩溶泉域是包括不同植被类型覆盖的集水区,研究流域的水量平衡需要考虑泉域内植被的种类、植被覆盖面积以及水文地质条件等。由于人类活动和历史原因，丫吉 S31 号表层岩溶泉域主要是由香椿林和云实灌丛两种植被覆盖。从表 10 可以看出，丫吉 S31 号泉的年穿透雨量为 1765.84mm,占年降雨量的 53.79%。年树干径流量为 46.27mm,占年降雨

量的 1.41%。年林冠截留量为 1470.08mm，占年降雨量的 44.79%，月林冠截留率与降雨量成正比关系（图 14）。

表 10 丫吉 31 号表层岩溶泉域降雨分配

| 时间       | 降 雨<br>/mm | 穿 透/mm  | 树干径流<br>/mm | 林 冠 截 留<br>/mm | 径 流 深 度<br>/mm | 蒸散发量<br>/mm |
|----------|------------|---------|-------------|----------------|----------------|-------------|
| 201505   | 591.4      | 152.78  | 6.40        | 432.22         | 432.55         | 158.85      |
| 201506   | 584.8      | 343.55  | 8.35        | 232.90         | 280.49         | 304.31      |
| 201507   | 293.4      | 201.69  | 5.64        | 86.08          | 103.21         | 190.19      |
| 201508   | 270.3      | 223.50  | 5.69        | 41.12          | 12.10          | 258.2       |
| 201509   | 134.9      | 66.93   | 1.45        | 66.52          | 70.47          | 64.43       |
| 201510   | 178.6      | 59.80   | 1.57        | 117.23         | 14.41          | 164.19      |
| 201511   | 446        | 217.36  | 2.98        | 225.66         | 227.68         | 218.32      |
| 201512   | 150.3      | 183.96  | 4.90        | -38.56         | 78.78          | 71.52       |
| 201601   | 99.8       | 65.81   | 1.62        | 32.37          | 39.20          | 60.6        |
| 201602   | 20.1       | 37.14   | 1.38        | -18.42         | 18.30          | 1.8         |
| 201603   | 125.9      | 66.64   | 1.92        | 57.33          | 50.92          | 74.98       |
| 201604   | 386.7      | 146.68  | 4.39        | 235.64         | 169.28         | 217.42      |
| 合计 Total | 3282.2     | 1765.84 | 46.27       | 1470.09        | 1497.39        | 1784.81     |

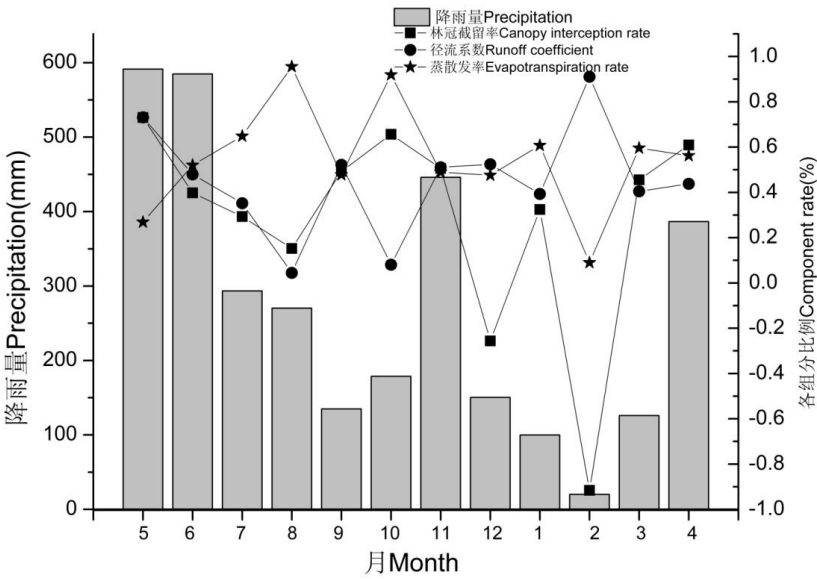


图 14 丫吉 31 号表层岩溶泉域年内降水与径流分配

通过计算，丫吉 S31 号表层岩溶泉域的年径流总量为 1497.39mm，占降水量的 45.62%，丫吉 31 号泉的月径流系数与降雨量成正比。丫吉 S31 号表层岩溶泉域的蒸发散量为 1784.81mm，占降水量的 54.38%，是流域水分输出的主要形式，夏季的蒸发散率较高，而冬季的蒸发散率较低。通过水平衡模式，计算出了桂林丫吉 31 号泉表层岩溶泉域水平衡模式

图（图 15）。

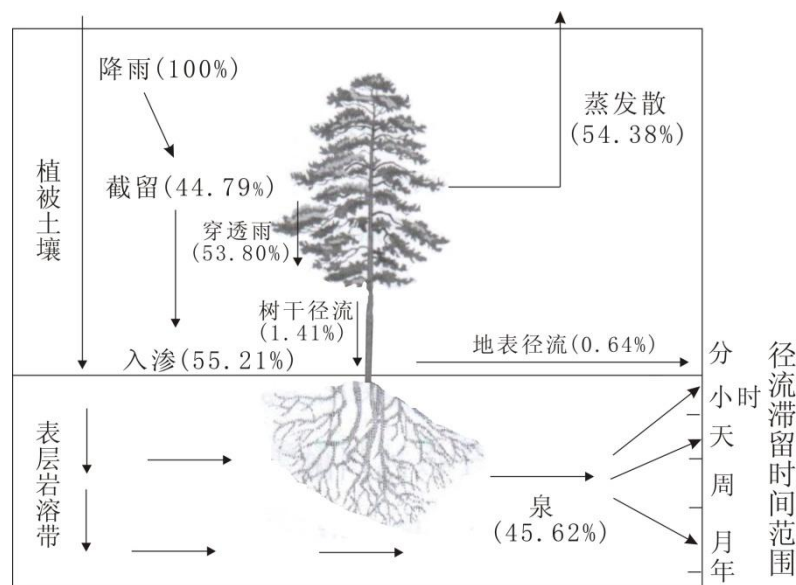


图 15 桂林丫吉 31 号表层岩溶泉域水量平衡模式图

### 3.3.4 两种岩溶植被对降雨的再分配及其对表层岩溶带的补给

穿透雨和树干径流的降低,减少了降雨对表层岩溶带的总补给量,但增加了有效补给量。植被冠层对降雨起到缓冲作用,消减降雨动能,使其转化为能量较小的穿透雨和树干径流。穿透雨以连续波状的形式补给表层岩溶带,表层岩溶带的慢速流通常由穿透雨激发的,且增加了慢速流在所有径流中的比例,而树干径流则以快速集中的方式补给表层岩溶带,通常会产生根部和大孔隙快速流。由于香椿林的穿透雨量和树干径流量比云实灌丛的高,因此,与云实灌丛相比,香椿林可增加表层岩溶带的有效补给量。但也需考虑到香椿为高树干植物,较高的株型使叶缘、叶尖处下落的大雨滴重新获得了能量,对林下土壤和裸露型碳酸盐岩产生侵蚀和溶蚀。此外,由于树干径流在总降雨量中的比例较小(1.3%–12.3%),众多学者常忽略其水文功能。在本研究中,香椿的树干径流量占降雨量的比例最高为16%,雨水集中快速沿着根部进入表层岩溶带,势必会对碳酸盐岩的溶蚀以及管道流和孔隙流产生一定的影响,在野外监测中也发现在植被根部有明显的树干径流溶蚀碳酸盐岩的痕迹。因此,需要重视植被穿透雨和树干径流对土壤侵蚀和碳酸盐岩的溶蚀作用,同时,精细刻画岩溶区植被覆盖下的水循环和碳循环机制时也应该使用穿透雨量和树干径流量,而不仅仅是笼统的使用大气降雨量。

### 3.3.5 典型表层岩溶泉域的生态水文效应

在监测期间,泉域内总降雨量的54.38%消耗于蒸发蒸腾,该范围与国内外树木蒸腾量占总蒸散量的比例43%–68%的范围相符。S31号表层岩溶泉域总入渗量为55.21%,排泄量为

45.62%。地表径流占的比例较少，为0.64%。

岩溶地区由于土层浅薄且不连续，难以形成壤中流；表层岩溶带裂隙率高且渗透性好，地表径流所占比例少，因此，岩溶区主要以地下径流为主。植被能影响地下径流，地下径流是指下渗到深层变成地下水的成分，又在切割深度比较大的河道中流出形成的径流。植被对地下径流有两个相反的作用，一方面使降雨不易产生坡面径流从而增加入渗补给量，且在岩石-根系界面形成的优势流可直接补充到地下水，另一方面植物的蒸腾作用可吸收大量土壤及表层岩溶带的水分而不利于水分对地下水的补充。由于岩溶含水介质的高度空间异质性和独特性，关于植被增加还是减少岩溶区流域总径流量，目前，国内外还没有一致的结论。

3.4 基于 GIS 技术的云南小江流域植被生态需水量估算

3.4.1 小江流域土地利用类型分布

在得到流域植被的栅格图像中，通过对不同土地利用类型的属性赋值，利用 ArcGIS 统计工具对不同土地利用类型面积进行统计叠加，从而得到流域内土地类型的分布，以及各种类型土地在流域内的面积图，见表 11。从表 11 可以看出在农田是小江流域主要土地类型，占整个流域面积 55.35%，结合流域 DEM 图可以知道，小江流域的农田类型主要在流域的东北部分流域的中部以及东南部的山间盆地分布。在高度上主要分布在海拔在 800-1400m 以及 1700-1900m 的区间。疏林地的面积次之，其土地面积占整个流域的 21.48%，主要分布在流域边界西南，东南部分，在海拔上主要分布在高度在 1900-2100、2100-2300m 的区间。建筑用地占整个流域的 14.06%，主要分布在流域较为平坦且靠近农田的地区。湿地在整个流域中所占的面积较小，为 3.78km<sup>2</sup>，主要分布在小江流域岩溶断陷盆地东南部。

表 11 小江流域土地利用类型统计

| 土地利用类型                | 有林地   | 疏林地    | 灌丛   | 草地    | 农田     | 湿地   | 建筑用地  | 水体   |
|-----------------------|-------|--------|------|-------|--------|------|-------|------|
| 面积 (km <sup>2</sup> ) | 66.86 | 216.84 | 6.09 | 10.95 | 558.62 | 3.78 | 141.9 | 4.24 |
| 占流域总面积的百分比 (%)        | 6.62  | 21.48  | 0.60 | 1.08  | 55.35  | 0.37 | 14.06 | 0.42 |

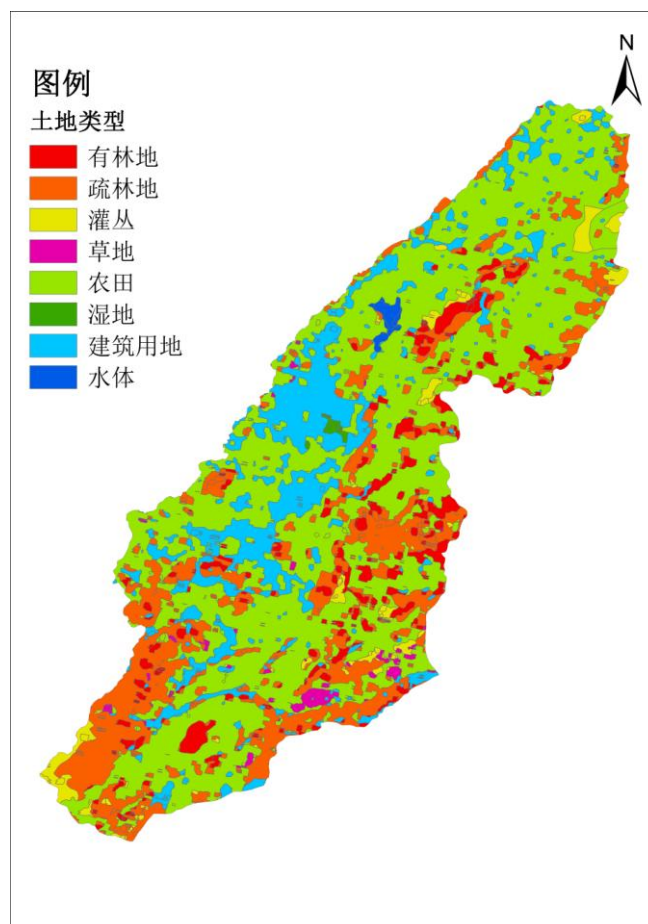


图 16 小江流域不同土地类型分布图

### 3.4.2 各气象站的植被蒸散量

各气象站的蒸腾蒸散量计算结果如表 12 所示。由表 12 可以知道，8 个气象站在同一个月份  $ET_0$  值不同，同一个气象站在生长期不同的月份  $ET_0$  值也不相同。总体上，各气象站逐月参考作物蒸腾量都在年初、年末达到最小值，最大值出现在 3-5 月份， $ET_0$  变化范围在 276.00-429.96mm。3-5 月份的蒸腾蒸散量占全年年蒸腾蒸散量的 36.53- 37.72 %。在所有的气象站中， $ET_0$  一般为枯水年>丰水年>平水年。各站在同一水文年同一月份  $ET_0$  由大到小的顺序为永宁>午街铺>逸圃>金马>旧城>白水>向阳>三塘。最大值位于流域西南部的永宁站，蒸散量为 2945.12 mm；最小值出现在流域东部的三塘站，其值为 2581.52mm。

表 12 小江流域个气象站  $ET_0$  各月分布情况 (mm)

| 站点 | 年份  | 植被生长期  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | 合计      |
|----|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
|    |     | 1 月    | 2 月    | 3 月    | 4 月    | 5 月    | 6 月    | 7 月    | 8 月    | 9 月    | 10 月   | 11 月   | 12 月   |         |
|    | 丰水年 | 128.62 | 206.76 | 294.71 | 369.20 | 383.68 | 262.71 | 237.72 | 218.17 | 250.17 | 173.52 | 143.88 | 103.97 | 2773.10 |
| 白水 | 平水年 | 111.81 | 260.47 | 328.59 | 333.80 | 315.13 | 295.61 | 247.09 | 219.19 | 227.92 | 164.72 | 139.51 | 98.12  | 2741.97 |
|    | 枯水年 | 143.03 | 247.72 | 304.78 | 402.50 | 312.13 | 219.39 | 233.69 | 215.73 | 192.11 | 188.31 | 188.32 | 148.04 | 2795.74 |

|        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |         |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| 丰水年    | 134.91 | 216.48 | 304.01 | 377.41 | 391.85 | 268.96 | 240.05 | 219.90 | 254.11 | 176.28 | 145.80 | 108.77 | 2838.53 |
| 午街 平水年 | 117.02 | 263.03 | 336.67 | 344.98 | 324.17 | 299.70 | 248.56 | 221.88 | 234.19 | 160.80 | 138.75 | 105.49 | 2795.24 |
| 枯水年    | 160.94 | 269.28 | 306.48 | 415.59 | 316.79 | 223.80 | 235.78 | 230.10 | 194.82 | 190.66 | 195.89 | 152.34 | 2892.47 |
| 丰水年    | 117.43 | 191.98 | 276.00 | 343.09 | 359.71 | 244.61 | 225.53 | 207.32 | 238.77 | 162.89 | 133.48 | 94.32  | 2595.12 |
| 三塘 平水年 | 105.36 | 243.60 | 304.07 | 311.20 | 292.21 | 273.28 | 232.13 | 211.27 | 215.12 | 147.03 | 129.40 | 80.83  | 2545.49 |
| 枯水年    | 125.38 | 219.29 | 282.56 | 369.75 | 291.65 | 206.63 | 221.23 | 217.32 | 181.09 | 177.79 | 175.10 | 136.14 | 2603.94 |
| 丰水年    | 132.69 | 213.62 | 300.36 | 374.39 | 388.32 | 265.08 | 239.37 | 220.81 | 253.99 | 175.70 | 147.49 | 107.39 | 2819.20 |
| 金马 平水年 | 116.52 | 266.42 | 333.80 | 342.63 | 318.67 | 300.87 | 248.57 | 221.87 | 231.20 | 168.00 | 141.52 | 102.34 | 2792.41 |
| 枯水年    | 138.33 | 242.14 | 303.79 | 409.99 | 317.10 | 221.60 | 235.96 | 228.83 | 193.75 | 190.54 | 192.83 | 150.44 | 2825.30 |
| 丰水年    | 142.36 | 228.68 | 316.59 | 390.85 | 403.85 | 277.51 | 248.10 | 228.64 | 262.76 | 182.31 | 155.48 | 115.56 | 2952.69 |
| 永宁 平水年 | 123.18 | 279.15 | 352.95 | 359.82 | 331.52 | 306.65 | 256.81 | 228.67 | 238.38 | 173.34 | 148.91 | 112.13 | 2911.52 |
| 枯水年    | 149.38 | 257.71 | 323.85 | 429.96 | 331.63 | 229.51 | 244.58 | 238.11 | 201.95 | 199.31 | 202.25 | 162.90 | 2971.14 |
| 丰水年    | 118.88 | 191.95 | 281.96 | 348.60 | 369.41 | 249.45 | 226.10 | 208.66 | 241.02 | 165.80 | 136.40 | 92.14  | 2630.36 |
| 向阳 平水年 | 105.26 | 243.28 | 309.74 | 322.92 | 299.43 | 279.45 | 233.90 | 212.42 | 217.02 | 149.27 | 129.23 | 84.79  | 2586.69 |
| 枯水年    | 123.36 | 221.24 | 280.68 | 378.30 | 300.46 | 208.87 | 225.03 | 219.05 | 184.22 | 178.32 | 178.94 | 141.04 | 2639.52 |
| 丰水年    | 131.81 | 208.28 | 297.12 | 370.83 | 383.97 | 273.86 | 240.09 | 218.59 | 252.36 | 173.85 | 144.46 | 105.18 | 2800.42 |
| 旧城 平水年 | 113.29 | 256.54 | 330.51 | 339.11 | 317.02 | 296.80 | 244.34 | 220.97 | 226.88 | 155.58 | 134.96 | 99.51  | 2735.49 |
| 枯水年    | 137.01 | 234.99 | 299.41 | 400.65 | 313.60 | 221.56 | 233.23 | 228.77 | 192.78 | 187.61 | 188.76 | 147.35 | 2785.73 |
| 丰水年    | 131.37 | 215.54 | 305.59 | 373.23 | 392.68 | 264.04 | 238.16 | 219.00 | 253.18 | 177.08 | 146.78 | 108.08 | 2824.73 |
| 逸圃 平水年 | 116.10 | 261.83 | 335.53 | 340.51 | 317.36 | 296.75 | 247.27 | 221.35 | 230.21 | 166.45 | 141.52 | 100.88 | 2775.75 |
| 枯水年    | 140.36 | 244.60 | 303.88 | 409.74 | 316.67 | 220.54 | 234.10 | 228.91 | 194.13 | 189.25 | 191.42 | 151.90 | 2825.50 |

### 3.4.3 流域各植被的生态需水量

结合流域的植被类型图，计算整个小江流域的不同植被类型的生态需水量 以流域丰水年适宜生态需水量为例，对各代表制备适宜生态需水量进行插值得到各代表制备生态需水量在流域的分布图。计算结果如表 13 所示。

从图 17 可以看出，在丰水年，有林地、疏林地、灌丛、草地、湿地、农田这六种土地利用类型的植被适宜生态需水量在整个小江流域内的分布十分相似，表现出在流域的中东部靠近三塘乡适宜需水量出现最小值，在流域的西南部靠近永宁乡附近需水量出现最大值。整个流域的植被适宜生态需水量的分布趋势为从东部到西南部需水量值逐渐增加。在这两个气象站点之间生态需水量值的变化最快。而在流域的西北部靠近白水镇位于断陷盆地的区域地势较为平坦的部位，适宜生态需水量的值变化幅度较小，适宜生态需水量值在这个地区处于整个需水量的中间区，其值基本保持不变。

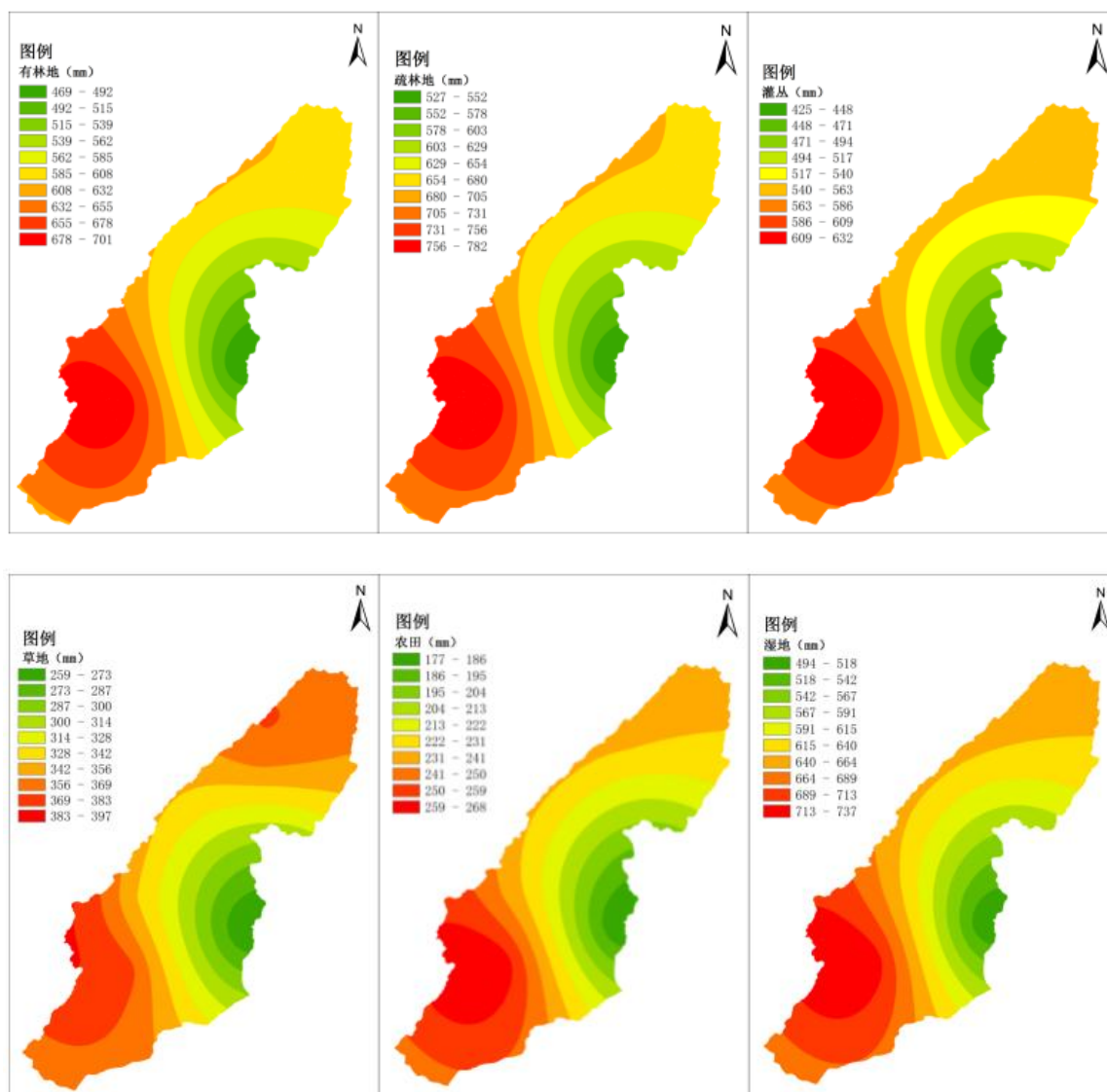


图 17 小江流域丰水年各植被类型适宜生态需水量空间分布

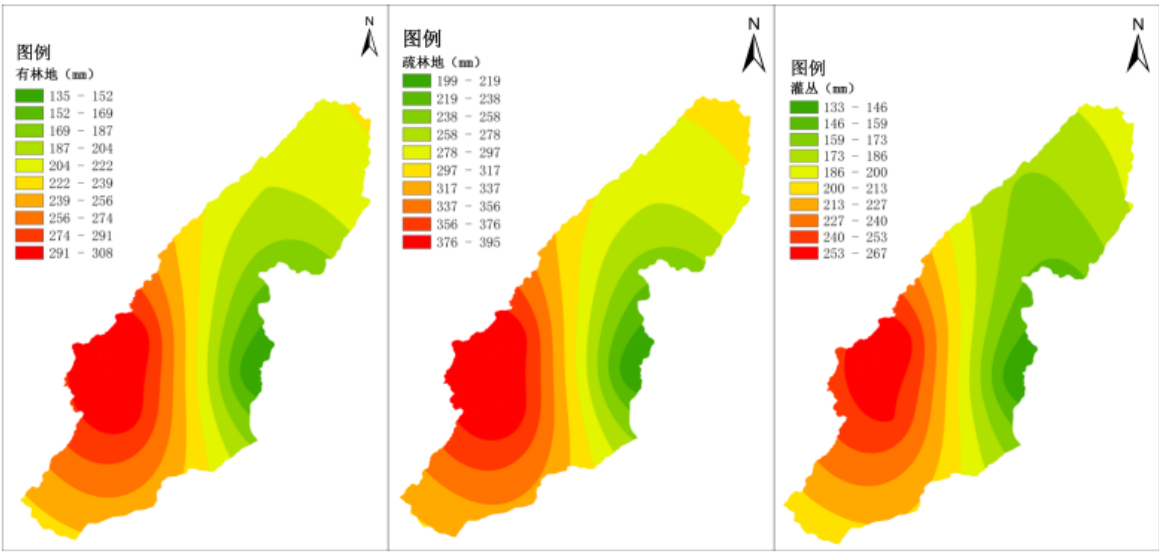
表 13 小江流域各植被适宜生态需水量(万  $m^3$ )

| 年份          | 类型          | 有林地     | 疏林地      | 灌丛     | 草地     | 农田       | 湿地     | 合计       |
|-------------|-------------|---------|----------|--------|--------|----------|--------|----------|
| 2006<br>丰水年 | 适宜生态<br>需水量 | 4022.97 | 14586.83 | 334.77 | 368.25 | 12004.74 | 234.62 | 31552.18 |
|             | 最小生态<br>需水量 | 1874.75 | 7524.35  | 165.40 | 189.49 | 6211.85  | 138.61 | 16104.46 |
| 2007<br>平水年 | 适宜生态<br>需水量 | 4038.01 | 13205.56 | 284.01 | 449.66 | 13110.81 | 198.83 | 31286.87 |
|             | 最小生态<br>需水量 | 1811.91 | 6951.89  | 146.98 | 177.44 | 6457.65  | 106.97 | 15652.84 |
| 2012<br>枯水年 | 适宜生态<br>需水量 | 3597.07 | 13067.86 | 292.20 | 333.32 | 10513.23 | 182.12 | 27985.80 |
|             | 最小生态<br>需水量 | 1747.72 | 6899.85  | 152.01 | 202.58 | 5161.65  | 97.75  | 14261.55 |

从表 13 可以知道，小江流域在丰、平、枯水年的适宜生态需水量分别为 3.15 亿  $\text{m}^3$ 、3.12 亿  $\text{m}^3$ 、2.79 亿  $\text{m}^3$ 。在六种植被类型中，适宜生态需水量最大疏林地植被值为 1.31-1.16 亿  $\text{m}^3$ ；农田植被需水量次之，为 1.05-1.20 亿  $\text{m}^3$ ；有林地的需水量为 0.36-0.40 亿  $\text{m}^3$ ，灌丛和草地植被的适宜生态需水量较为相近分别为 0.029-0.033 亿  $\text{m}^3$  和 0.033-0.037 亿  $\text{m}^3$ ；湿地植被的需水量最小为 0.018-0.023 亿  $\text{m}^3$ 。疏林地和农田植被的适宜生态需水量远远大于湿地植被的需水量，主要是由这两者的植被面积远远大于湿地植被。在最小生态需水量中，整个流域在丰、平、枯三个水文年的生态需水量分别为 1.61 亿  $\text{m}^3$ 、1.56 亿  $\text{m}^3$ 、1.42 亿  $\text{m}^3$ ，各植被最小生态需水量排序与其在适宜生态需水量的排序较为相似。流域各植被类型需水量大小排序依次为疏林地、农田、有林地、草地、灌丛、湿地。整个流域的总的需水量都表现出随着丰、平、枯水文年的变化，流域的适宜和最小生态需水量逐渐减小，生态需水量与降雨量具有较好的正相关性，表明流域的植被生态需水量受降雨的影响较大。

### 3.4.4 流域各植被的生态缺水

以小江流域丰水年适宜生态缺水为例，从整个流域的角度对缺水量进行分析图 18。从图 18 可以知道，在丰水年，小江流域各地利用类型代表植被的适宜缺水量的排序为：疏林地>有林地>灌丛>湿地>草地>农田。六种土地利用类型除农田代表植被类型外，各代表植被适宜缺水最大值分布在流域的西南部永宁站，最小值分布在流域的东部地区向阳站。从流域的东部到流域的西部，各土地类型代表植被生态缺水值表现出逐渐增大的趋势，而农田土地类型的植被在整个小江流域适宜生态缺水值为 0，表明农田植被在小江流域的生长期几乎不缺水。



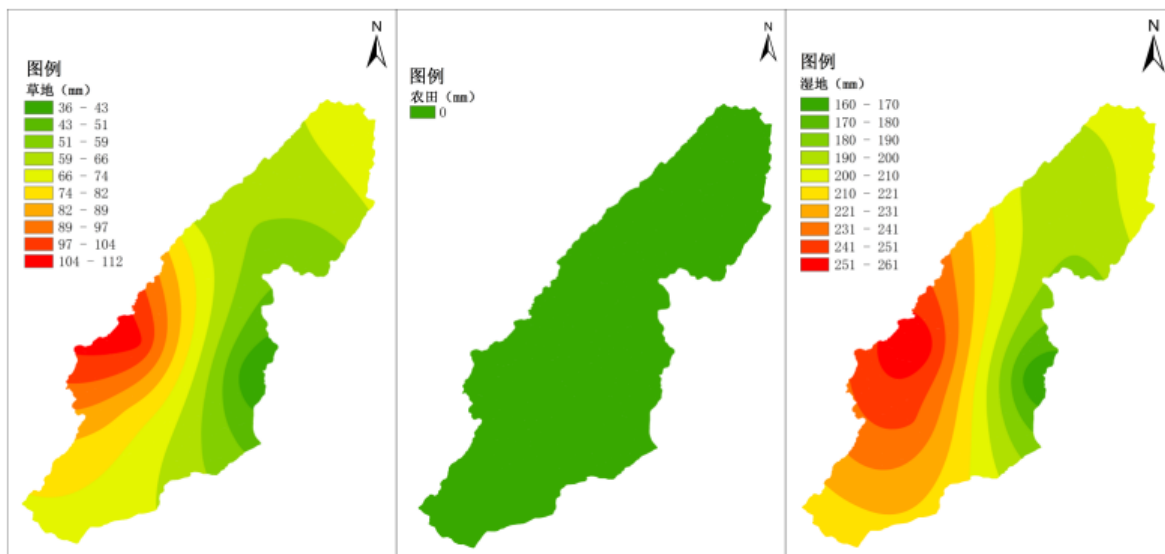


图 18 小江流域丰水年各植被类型适宜生态水量空间分布

从表 14 可以知道，小江流域的适宜生态水量在三个水文年分别为 0.81 亿  $m^3$ 、0.60 亿  $m^3$ 、0.80 亿  $m^3$ ，适宜生态水量最大植被类型为疏林地植被值为 0.47-0.64 亿  $m^3$ ，占整个流域生态缺水量的 76.95-79.24%。有林地次之，缺水值 0.12-0.16 亿  $m^3$ 。灌丛、草地、湿地植被缺水值较相近，缺水值为 0.018-0.104 亿  $m^3$ 。农田植被只在枯水年表现出缺水，其值为 0.036 亿  $m^3$ 。对比各代表植被的最小生态需水量值可以知道，各植被缺水值的排序为疏林地>有林地>灌丛>草地>湿地>农田。疏林地植被仍然是主要的缺水植被，整个流域最小缺水量的 83.13%-84.07%。湿地植被在平水年的缺水值为 0，而农田植被在三个水文年的缺水值都为零，表明农田植被在小江流域适合种植。流域缺水值与生态需水

表 14 小江流域各土地类型植被适宜生态水量(万  $m^3$ )

| 年份          | 类型         | 有林地     | 疏林地     | 灌丛     | 草地    | 农田    | 湿地    | 合计      |
|-------------|------------|---------|---------|--------|-------|-------|-------|---------|
| 2006<br>丰水年 | 适宜生态<br>水量 | 1473.59 | 6418.46 | 53.01  | 75.45 | 0.00  | 79.53 | 8100.05 |
|             | 最小生态<br>水量 | 354.36  | 2363.56 | 40.44  | 18.62 | 0.00  | 34.30 | 2811.27 |
| 2007<br>平水年 | 适宜生态<br>水量 | 1248.94 | 4683.74 | 55.85  | 23.10 | 0.00  | 18.16 | 6029.80 |
|             | 最小生态<br>水量 | 377.09  | 1994.93 | 13.64  | 6.35  | 0.00  | 0.00  | 2392.01 |
| 2012<br>枯水年 | 适宜生态<br>水量 | 1583.24 | 6151.75 | 104.14 | 78.18 | 35.75 | 41.18 | 7994.25 |
|             | 最小生态<br>水量 | 407.85  | 2320.19 | 32.89  | 20.59 | 0.00  | 9.45  | 2790.96 |

量值在丰平枯水文年的变化顺序不同,在适宜生态态缺水量中,整个流域在枯水年的缺水量大于平水年的缺水值。主要是因为缺水量值是由降雨量和需水量共同决定,枯水年降雨量值较小,需水量值较大致使其在枯水年的缺水量大于在平水年的缺水量。

#### 4 结论

(1) 植被会对降雨产生强烈的再分配作用,再分配作用改变了降雨在地面上的均匀面状输入特性,将降雨主要划分为穿透雨、树干径流和冠层截留,穿透雨和树干径流为进入表层岩溶带的两个分量,改变了降雨对表层岩溶带的补给形式,将降雨脉冲输入的补给形式转换成连续波状的输入形式。

经过树冠的截留,降雨变得酸化和元素的累积,穿透雨和树干径流的降低,减少了降雨对表层岩溶带的总补给量,但增加了有效补给量。植被冠层对降雨起到缓冲作用,消减降雨动能,使其转化为能量较小的穿透雨和树干径流。穿透雨以连续波状的形式补给表层岩溶带,表层岩溶带的慢速流通常由穿透雨激发的,且增加了慢速流在所有径流中的比例,而树干径流则以快速集中的方式补给表层岩溶带,通常会产生根部和大孔隙快速流。由于香椿林的穿透雨量和树干径流量比云实灌丛的高,因此,与云实灌丛相比,香椿林可增加表层岩溶带的有效补给量。此外,由于树干径流在总降雨量中的比例较小(1.3%-12.3%),常忽略其水文功能。在本研究中,香椿的树干径流量占降雨量的比例最高为16%,雨水集中快速沿着根部进入表层岩溶带,势必会对碳酸盐岩的溶蚀以及管道流和孔隙流产生一定的影响,在野外监测中也发现在植被根部有明显的树干径流溶蚀碳酸盐岩的痕迹。因此,需要重视植被穿透雨和树干径流对土壤侵蚀和碳酸盐岩的溶蚀作用,同时,精细刻画岩溶区植被覆盖下的水循环和碳循环机制时也应该使用穿透雨量和树干径流量,而不仅仅是笼统的使用大气降雨量。

(2) 不同石漠化程度下植物的水势和碳同位素差异性均不显著。在轻度和中度石漠化环境下,灌木主要以吸收土壤水(>70%)为主;重度石漠化环境下,黄荆以夏季早期降雨储存在裂隙孔隙中的水(71.1%)为主要水源,而红背山麻杆则主要吸收土壤水(57.6%)和夏季早期降雨储存在裂隙孔隙中的水(42.4%)。土壤水是石漠化地区植物水分利用的重要来源,在重度石漠化环境下,植物对岩溶裂隙水的利用比例增大。植物对石漠化地区水分不足的现象具有相似的水分利用策略:保持比较低的水势,较高的水分利用效率。植物对不同水源的利用存在转移以适应石漠化环境的加剧。

岩溶植物采用多种策略,如保持比较低的水势、较高的水分利用效率、落叶,转变水分吸收来源等,共同应对岩溶石漠化区的水分时空异质性,以最大限度地利用有限的水资源度过持续的干旱。此外,在石漠化环境中,应该重点保护零星稀少的裂隙土,这在植物种植的

前期,对于植物的生根稳固、提高存活率有相当重要的作用。

(3) 研究植被对降雨的再分配及其对表层岩溶水的影响,对西南表层岩溶泉域的生态保护和水资源综合利用具有重要的指导意义。用水量平衡法计算得出以灌丛覆盖为主的桂林丫吉典型表层岩溶泉域年蒸散量为 1784.81mm,占降水量的 54.38 %,年径流深度为 1497.39mm,占降水量的 45.62%。植被对降雨的再分配改变了降雨对表层岩溶带的补给形式,与云实灌丛相比,香椿林可增加表层岩溶带的有效补给量。

(4) 小江流域在丰、平、枯水年的适宜生态需水量分别为 3.15 亿  $m^3$ 、3.12 亿  $m^3$ 、2.79 亿  $m^3$ 。适宜生态需水量最大疏林地植被为 1.31-1.16 亿  $m^3$ ,农田植被需水量次之,为 1.05-1.20 亿  $m^3$ ,湿地植被的需水量最小为 0.018-0.023 亿  $m^3$ 。疏林地植被和农田植被的适宜生态需水量远远大于湿地植被的需水量,主要因为这两者的植被面积远远大于湿地植被。在最小生态需水量中,流域在丰、平、枯三个水文年的最小生态需水量分别为 1.61 亿  $m^3$ 、1.56 亿  $m^3$ 、1.42 亿  $m^3$ ,各流域各土地类型代表植被类型需水量大小排序依次为疏林地、农田、有林地、草地、灌丛、湿地。总的需水量表现出随着丰、平、枯水文年的变化,表明流域的植被植被生态需水量受降雨的影响较大。

小江流域的适宜生态缺水量在三个水文年分别为 0.81 亿  $m^3$ 、0.60 亿  $m^3$ 、0.80 亿  $m^3$ ,适宜生态缺水量最大植被类型为疏林地值为 0.47-0.64 亿  $m^3$ ,占整个流域生态缺水量的 76.95-79.24%。农田植被只在枯水年表现出缺水,疏林地植被仍然是主要的缺水植被,整个流域最小缺水量值的 83.13%-84.07%。农田植被在三个水文年的最小缺水量值都为零,较适合在小江流域大面积种植。在适宜生态缺水量中,整个流域在枯水年的缺水量大于平水年的缺水值。

## 5 论文发表

(1) Yan Deng, Yi-Ming Kuo, Zhongcheng Jiang, Xingming Qin, Zhenjiang Jin. Using stable isotope to quantify water uptake by *Cyclobalanopsis glauca* in typical clusters of karst peaks in China, Environmental earth sciences, 2015, 74:1039-1046. SCI 收录

(2) Qiang Li, Ang Song, Wenjie Peng, Zhenjiang Jin, Werner E. G. Müller and Xiaohong Wang. Contribution of aerobic anoxygenic phototrophic bacteria to total organic carbon pool in aquatic system of subtropical karst catchments, Southwest China: Evidence from hydrochemical and microbiological study. FEMS Microbiology Ecology. 2017, on line. SCI 收录

- (3) 邓艳, 蒋忠诚, 李衍青, 胡阳. 广西不同石漠化程度下典型植物水分来源分析. 热带地理, 2015, 35 (3): 416-421.
- (4) 邓艳, 胡阳, 马祖陆, 朱鑫, 梁晓. 广西不同石漠化等级下 SPAC 水势梯度及其环境效应, 地球与环境, 2014, 42 (2) :213-220.
- (5) 胡阳, 邓艳\*, 蒋忠诚, 覃星铭, 李衍青. 广西岩溶区不同植被类型土壤水分特征及影响因素. 水土保持通报, 2015, 35 (5): 22-27.
- (6) 胡阳, 邓艳\*, 蒋忠诚, 马祖陆. 典型岩溶山区植被恢复对土壤团聚体稳定性的影响, 水土保持通报, 2015, 35 (1): 61-67.
- (7) 胡阳, 邓艳\*, 蒋忠诚, 李衍青, 蓝芙宁. 岩溶坡地不同植被类型土壤水分入渗特征及其影响因素. 生态学杂志. 2016, 35 (3): 597—604.
- (8) 邓艳, 曹建华, 蒋忠诚, 等. 西南岩溶石漠化综合治理水-土-植被关键技术进展与建议. 中国岩溶, 2016, 35 (5) :1-8.
- (9) Effects of canopy interception on epi-karst water chemistry and its respond to precipitation in a small limestone catchment, 二改
- (10) 典型表层岩溶泉域植被对降雨的再分配及生态水文效应, 生态学报, 在审

## 参考文献

- [1] 李小雁. 2011.干旱地区土壤-植被-水文耦合、响应与适应机制. 中国科学: 地球科学, 41 (12): 1721 -1730.
- [2] 张治伟, 朱章雄, 王燕, 等. 2010. 岩溶坡地不同利用类型土壤入渗性能及其影响因素. 农业工程学报, 26(6): 71-76.
- [3] Phillips D L, Gregg J W. Source partitioning using stable isotopes: coping with too many sources. *Oecologia*, 2003, 136 (2): 261-269.
- [4] 傅涛. 2002. 三峡库区坡面水土流失机理与预测评价建模(博士学位论文). 重庆: 西南农业大学.
- [5] 吕刚, 吴祥云. 2008. 土壤入渗特性影响因素研究综述. 中国农学通报, 24(7): 494-499.
- [6] 李彬, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林地区降水、洞穴滴水及现代洞穴碳酸盐氧碳同位素研究及其环境意义[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 43 (3): 277-285.
- [7] 容丽, 王世杰, 俞国松, 等. 荔波喀斯特森林 4 种木本植物水分来源的稳定同位素分析. 林业科学, 2012, 48 (7): 14-22.
- [8] Passioura J B . Water in the soil-plant-atmosphere continuum[M]//Lange OL, Nobel PS, Osmond CB, Ziegler Heds. *Physiological Plant Ecology II: Water Relations and Carbon Assimilation*. Encyclopedia of Plant Physiology, New Series, 12B. Berlin: Springer-Verlag, . 1982, 5-33.