

中山大学硕士学位论文

基于 CMIP6 模式的柳江流域极端降水分析与洪水响应 Analysis of extreme precipitation and flood response in Liujiang Basin based on CMIP6 model

专业名称：资源与环境

学生姓名：黎楚安

指导教师：陈洋波 教授

答辩委员会（签名）

主席： 陈洋波
委员： 陈晓华 何凤阳 王芳 李艳萍

二零二二年五月

论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究作出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名： 

日期： 2022 年 5 月 20 日

学位论文使用授权声明

本人完全了解中山大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版，有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆、院系资料室被查阅，有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索，可以采用复印、缩印或其他方法保存学位论文。

学位论文作者签名： 

导师签名： 

日期： 2022 年 5 月 20 日

日期： 2022 年 5 月 20 日

基于 CMIP6 模式的柳江流域极端降水分析与洪水响应

专业：资源与环境

硕士生：黎楚安

指导教师：陈洋波

摘要

洪水灾害是我国发生频率最高、影响最广泛、破坏性最强的自然灾害之一，每年对我国社会经济发展、人民生命财产和生存环境造成不可估量的损失。近年来在全球气候变化的大背景下，我国区域极端暴雨事件出现的频率和强度也在逐渐增加，使得洪水灾害日益严重。柳江流域位于我国南部山区，区域内气候湿润，降水充沛，是灾害性暴雨洪水频发地带，防洪任务十分艰巨。因此，本文基于实测数据和CMIP6模式数据分析了柳江流域历史和未来时期极端降水变化规律，推求了未来各重现期下的设计暴雨过程，通过构建柳江流域的分布式物理水文模型，模拟了气候变化下未来时期的十年一遇、五十年一遇和百年一遇的洪水过程。主要研究结论如下：

1、1960-2014年柳江流域极端降水的总量和强度呈现非显著性的上升趋势，上升幅度分别为 $7.46\text{mm}/10\text{a}$ 和 $0.12\text{mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ ，暴雨中心位于柳江流域中部，并逐渐向流域东南角移动。

2、2015-2100年SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下柳江流域未来极端降水量（增长幅度为 $16.8\text{mm}/10\text{a}$ 、 $17.8\text{mm}/10\text{a}$ 、 $43.2\text{mm}/10\text{a}$ 和 $59.9\text{mm}/10\text{a}$ ）和强度（增长幅度为 $0.11\text{ mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 、 $0.10\text{ mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 、 $0.24\text{ mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 和 $0.28\text{mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ ）呈现显著上升趋势，伴随着情景中辐射强迫条件的增强，极端降水变化更为显著。

3、基于HEC-HMS模型构建的柳江流域的分布式物理水文模型，率定和验证场次中，洪水的洪峰流量相对误差（基本小于20%）和确定性系数（ >0.7 ）满足规范要求，模型精度可应用于柳江流域气候变化对于洪水响应的研究。

4、洪峰流量上，重现期为十年一遇时，SSP5-8.5情景21世纪末期时段模拟洪水洪峰流量最大，为 $37837\text{m}^3/\text{s}$ ，当重现期为五十年一遇和百年一遇时，SSP3-7.0情景21世纪早期时段模拟洪水洪峰流量最大，分别为 $59763\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $69781\text{m}^3/\text{s}$ 。远超过参考暴雨过程下的 $26666\text{m}^3/\text{s}$ 、 $37970\text{m}^3/\text{s}$ 和 $42710\text{m}^3/\text{s}$ 。当城市发展按照SSP1-2.6情景进行可持续发展时，遭遇极端暴雨和洪水的风险最小。

关键词：气候变化；极端降水；洪水模拟；柳江流域

Analysis of extreme precipitation and flood response in Liujiang Basin based on CMIP6 model

Resources and Environment

Name: Li Chuan

Supervisor: Professor Chen Yangbo

ABSTRACT

Flood disaster is one of the most frequent, extensive and destructive natural disasters in China, which causes inestimable losses to China's social and economic development, people's life and property and living environment every year. In recent years, under the background of global climate change, the frequency and intensity of regional extreme rainstorm events are gradually increasing in China, making the flood disaster more serious. Liujiang basin is located in the mountainous area of southern China, with humid climate and abundant precipitation. It is an area with frequent catastrophic rainstorms and floods, resulting in great challenge with the flood control tasks. Therefore, this study first analyzed the variation of extreme precipitation in history and future periods and then deduced the design rainstorm process under different return period in the future, based on in situ measurements and CMIP6 mode data in the Liujiang Basin. Finally, a distributed physical hydrological model was constructed to simulate the 10-year, 50-year, and 100-year flood processes in the coming period under climate change. The main conclusions are as follows:

1. The total amount and intensity of extreme precipitation in the Liujiang Basin showed a non-significant upward trend from 1960 to 2014, with an increase of 7.46mm/10a and 0.12mm/d·10a⁻¹, respectively. The rainstorm center was located in the middle of the Liujiang Basin, and gradually moved to the southeast corner of the basin.
2. The total amount (increased by 16.8mm/10a, 17.8mm/10a, 43.2mm/10a and 59.9mm /10a) and intensity (increased by 0.11 mm/d·10a⁻¹, 0.10 mm/d·10a⁻¹, 0.24 mm/d·10a⁻¹ and 0.28 mm/d·10a⁻¹) of future extreme precipitation in the Liujiang Basin showed a significant upward trend under the SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios from 2015 to 2100. The extreme precipitation varies significantly with the enhancement of radiative forcing conditions in the scenarios.
3. The distributed physical hydrological model (HEC-HMS model) was established in the Liujiang Basin. In the calibration and validation processes, the relative error (basically less than 20%) and deterministic coefficient (>0.7) of flood peak flow met the

specification requirements. And the model accuracy can be applied to studies concerning the response of climate change to flood in Liujiang Basin.

4. In terms of flood peak flow, when the return period was once a decade, the maximum simulated flood peak flow was $37837\text{m}^3/\text{s}$ in the SSP5-8.5 scenario at the end of the 21st century. When the return period was once in 50 years and once in 100 years, the maximum simulated flood peak flows were $59763\text{ m}^3/\text{s}$ and $69781\text{ m}^3/\text{s}$, respectively, in the SS3-7.0 scenario at the beginning of the 21st century. Above results of flood peak flow far exceed $26666\text{m}^3/\text{s}$, $37970\text{m}^3/\text{s}$ and $42710\text{m}^3/\text{s}$ under the reference extreme precipitation events. When urban development is sustainable according to the SSP1-2.6 scenario, the risk of experiencing extreme rainstorms and flooding is minimal.

Keywords: Climate Change; Extreme Precipitation; Flood Modeling; Liujiang Basin

目 录

摘要	I
ABSTRACT	II
目录	IV
第1章 绪论	1
1.1 研究背景与意义	1
1.2 国内外研究现状	2
1.3 研究目的与内容	6
1.4 技术路线图	7
第2章 研究区概况与资料处理	8
2.1 研究区概况	8
2.2 研究区基础数据	10
第3章 柳江流域极端降水变化趋势分析	15
3.1 研究方法	15
3.2 历史时期极端降雨指数时间变化特征	18
3.3 历史时期极端降雨指数空间变化特征	25
3.4 本章小节	29
第4章 柳江流域未来极端降水变化趋势分析	30
4.1 不同气候模式模拟能力评估	30
4.2 不同情景下极端降雨指数时间变化特征	33
4.3 未来时期与历史时期降水趋势对比分析	42
4.4 未来各时段设计暴雨推求	47
4.5 本章小结	51
第5章 未来时期气候变化下柳江流域洪水模拟	53
5.1 柳江流域 HEC-HMS 模型	53
5.2 柳江流域 HEC-HMS 模型构建	55
5.3 模型参数验证与率定	57
5.4 未来气候变化下洪水预测与分析	63
5.5 本章小结	66
第6章 结论与展望	67
6.1 主要研究结论	67
6.2 不足与展望	68
参考文献	70

攻读硕士学位期间主要科研成果	78
致 谢	79

第1章 绪论

1.1 研究背景与意义

研究表明，近百年来，全球一直处于持续升温的态势^[1]，2019年全球平均温度高出工业化时期 0.85°C ，自 20 世纪 80 年代，下一个 10 年相比于上一个 10 年更暖^[2]。全球变暖现象可能会导致流域内蒸发量增大，造成水资源时空分布的不均匀^[3, 4]，使得区域极端气候事件如极端降水、极端高温等发生的频率、强度和持续时间加剧，进一步导致了干旱和洪涝等自然灾害的发生，对生态环境、人类生产活动和社会经济发展造成了难以预估的损失和显著影响^[5, 6]。因此，研究全球变暖背景下极端气候的演变机制和发展规律对于认识未来气候变化、调节区域水资源、预测和防治旱涝灾害等方面有着重要意义^[7]。

全球气候模式（Global Climate Model, GCM）是一种非常重要的研究工具，常用于研究气候变化机理和预测评估气候未来变化^[8]。政府间气候变化专门委员会（Intergovernment Panel on Climate Change, IPCC）是联合国世界气象组织和联合国环境规划署在 1988 年联合设立的，在应对气候变化问题，制定政府决策上提供了很多参考^[9]。IPCC 报告的核心内容之一是基于不同情景下的气候模拟，而 IPCC 报告的撰写是由国际耦合模式比较计划（Coupled Model Intercomparison Project Phase, CMIP）的模拟结果作为论证支撑。目前，从 CMIP3 到 CMIP5，CMIP 模式结果已被大量学者使用于各个领域的研究评估中。IPCC 第五次评估报告遴选出了不同国家共计 259 位专家的研究成果，经过各政府严格审议最终形成 1.4 万字的决策者摘要，进一步确认了人类活动是气候变化的主因，并基于 CMIP5 模式设置典型浓度路径（Representative Concentration Pathway, RPC）排放情景，考虑未来百年达到相应辐射强迫和稳定 CO_2 浓度的影响，评估了不同自然和人为因素条件对气候变化的影响。2016 年，CMIP6 提出了新的预估情景，将综合评估模型（IAM）^[10-14]，不同的共享社会经济路径（SSP）和最新的认为排放趋势列入情景模式比较计划（ScenarioMIP）^[15]，SSP 描述了未来社会的五种发展路径，ScenarioMIP 采用上述模型生成基于 SSP 的预估情景。ScenarioMIP 为未来气候变化及适应研究提供了新的数据支持，是 CMIP6 的重要子计划之一，其采用了 CMIP5 的 RCP 情景未考虑到的共享社会经济情景，关注土地利用变化对区域气候的影响，改善了 CMIP5 中 RCP 情景的不足^[16]。

在我国，极端降水往往是造成洪涝灾害最主要的原因，尤其是降水丰沛的南方地区，曾经多次遭受到极端暴雨事件引发的洪水或内涝侵袭，造成城市交通设施、

水利工程被破坏、人民生命财产受到严重威胁。如 2018 年 7 月上旬，江西省部分地区遭受强降雨并发生严重内涝，109 万人受灾，1900 间房屋倒塌，直接经济损失 13.8 亿；7 月中旬，内蒙古自治区出现极端暴雨天气，降雨量达到 104.3-165 毫米，多条河流发生较大洪水，造成农作物减产绝收，交通设施损毁，13 人死亡，77 万人受灾，直接经济损失达到 59.8 亿；7 月末新疆哈密市突发强降水，水库入库洪水平均流量远超 300 年一遇校核洪水标准，造成局部溃坝引发严重洪涝灾害，致 32 人死亡，2.5 万人受灾，直接经济损失达到 11.1 亿；2020 年 6 月至 8 月，我国全国平均降雨量为 1961 年有记载以来的第 2 多，各大流域的江河湖库普遍超过警戒水位，三峡大坝入库流量达到建库以来之最；8 月下旬至 9 月上旬，我国东北地区接连受 3 个台风（“巴威”、“美莎克”、“海神”）影响，使得市内内涝严重，航班停运，多所学校停课，人民生活受到影响；2021 年 7 月河南郑州、新乡等多处城市出现突破历史极值的持续性强降雨，引发特大洪涝灾害，已造成 300 多人遇难、50 人失踪，1453 万人受灾、房屋倒塌 30616 户，水电通信设施严重损毁，社会经济财产被严重损毁^[17]。

受到气候变化的影响，持续时间更长，强度更大，频率更快的极端暴雨引发的自然灾害问题不断出现，不仅影响了我国南部地区，还逐渐扩展到我国中部、东北部甚至西北干旱地区，作用范围在进一步扩大。除此外，随着城市化水平的提高，我国城市人口数量和社会经济也在迅速增长，极端暴雨致灾事件的破坏性和敏感性进一步的升级。因此，研究极端降水变化规律，预测极端降水引发的洪涝灾害过程，能有效减轻洪涝过程对社会造成的经济和生命损失，并为未来防洪工程设计和水利规划提供具有一定意义的参考。

1.2 国内外研究现状

1.2.1 气候变化研究

近百年来，自然和人类活动正在影响着全球气候朝着显著变暖的趋势发展，气温上升引发的一系列极端事件给社会发展带来很严重的影响，因此气候变化及其发展规律备受各地政府和学者的关注^[18]。IPCC 评估报告对未来气候变化进行了模拟，很多学者基于此对国内气候变化进行了研究。姜大膀^[19]等基于 CMIP3 模式研究了全球变暖 2℃ 条件下中国未来气候变化趋势，得到中国区域平均年降水量增加 3.4%~4.4%，在华南大部分地区减少了 0~5%，在其余地区增加了 0~20%。周天军^[20]基于 CMIP3 多模式集合结果评估了 21 世纪中国气候的可能变化，并得出中国夏季降水变化在 -0.1~1.1 mm/d，冬季降水变化在 -0.2~0.2 mm/d。张武龙^[21]等利用降水观测资料评估了 CMIP5 全球模式在西南地区干湿季降水的能力，证明多模式集

合平均结果要优于单一模式，并分析出未来干季川西高原降水增多，四川盆地及攀西地区、重庆、贵州和云南大部分地区降水减少；湿季大部分地区降雨增多，而四川盆地、攀西地区和云南降水减少的特点。陶辉^[22]、陶纯苇^[23]等通过全球模式数据分别对北疆、东北三省未来气候变化进行了评估。

中国地处东亚季风区，地形地貌复杂，气候成因复杂，全球气候模型对于中国地区降水模拟能力仍有不足^[24]。如 CMIP5 对西部高原降水模拟偏大，对于华南地区模拟偏小等，虽然 CMIP5 整体模拟能力在区域平均和趋势方面要优于 CMIP3^[25]，但仍有一定局限性。CMIP6 相对于 CMIP5 有较大的改进^[26]，目前也有很多学者对 CMIP6 在气候变化下中国区域的模拟能力进行了评估，李晓蕾^[27]等基于 13 个 CMIP6 模式对长江流域未来降水变化进行了研究，时间上看，未来近期降水相对于历史时期增长比较缓慢，在末期增长幅度最大；从季节上看，在冬季变化率最大，春夏季较为平缓；在空间上，年降水量变化率最大的区域位于长江源区和中上游地区。王慧^[28]等基于 CMIP6 模式模拟了华北平原极端气温指数，研究表明未来极端高温指数会呈现显著上升，极端低温指数会显著降低。谢文强^[29]等模拟了中国年平均日最高气温和最低气温，认为 CMIP6 可以较好的模拟出最高最低气温的空间分布。唐明秀^[30]等通过 CMIP6 评估了中国未来暴雨危险性变化，研究表明全国未来暴雨日数和雨量都呈现增加趋势，其中青藏高原、东北地区、华北地区和西南地区的年暴雨量和雨日不断增长，而西部干旱区、华中地区和华南地区都在不断减少。

1.2.2 气候变化对水文响应

气候变化会驱动区域水文循环过程，形成各种各样的水文效应。近年来很多学者对气候变化下流域内历史降水、径流等水文要素的变化趋势及突变分析等方面进行了研究。Thomas Fischer^[31]等探讨了 1961-2007 年珠江流域极端降水和温度的突变点。方荣杰^[32]等基于统计学方法分析了西江流域 1957-2016 年干流径流量变化，发现在 2002 年存在明显突变点。刘青娥^[33]等研究了 1960-2012 年珠江流域极端气温的时空变化规律。李林^[34]研究了变化环境下中国各大流域的不同强度降雨的时空分布变化，基于 MK 趋势分析和变标度极差分析方法分析不同流域强降雨的持续性演化特征，研究表明黄河、辽河和海河流域极端暴雨事件将减少，珠江流域极端暴雨事件会显著增加。韦晓伟^[35]等研究了渭河流域年降水量、蒸发皿蒸发量和径流深等水文要素的演化，使用交叉小波分析、DFA、DCCA 和 DPXA 等方法对三种要素进行时频域和长程相关性分析。牛亚婷^[36]等基于 SPI 指数对黄河流域的干旱时空演变进行了研究，发现变化环境下黄土高原和黄河下游发生干旱事件的频率增大。彭俊^[37]等分析了鄱阳湖流域 1956-2012 年的输沙量变化，发现年输沙量呈现减小的趋势，并在 1996 年出现突变点。

此外，全球气候模式 GCM 受到粗糙分辨率的限制，难以精细化描述区域内降水时空分布，再中国大部分区域模拟值普遍高于实测值，因此很多学者开始关注 GCM 耦合降尺度模型在水文领域的应用，在流域尺度上进行未来水文气象要素模拟。Thomas Fischer^[38]等评估了气候模式 CCLM 和大气环流模型 ECHAM5 模拟珠江流域温度和降水的精度，结果证明 CCLM 模拟温度和降水更接近实测值，且模拟结果表明珠江流域极端降水事件会增加，未来温度不断升高，降水呈现东西地区减少，南北地区上升的趋势。魏培培^[39]等使用全球模式 IPSL-CM5A-LR 耦合区域气候模式 WRF 对华东地区极端降水指数进行分析，研究表明 WRF 模式较好的校正了 IPSL-CM5A-LR 模式对年总降雨量模拟的偏差，改善了全球气候模型在模拟日降水估高的缺陷，发现未来时期年降水量、平均降水强度在华东大部分区域增长 20%。周波涛^[40]等基于区域气候模型 RegCM4 对四个全球气候模式进行动力降尺度模拟，预估了 RCP4.5 情景下我国极端降水事件量级、发生频率和持续时间都有所增加，其中长江中下游、江南和华南地区增长最显著。

规划区域水资源，维护水利工程设施，建设防洪工程，对于防灾减灾、维护社会稳定有很重要的意义。许多学者使用水文模型耦合气候模式，基于未来情景模拟未来气候变化下的洪水过程。在现有的气候模式以及水文模型研究的基础上，各地学者都做了相关研究。吴志勇^[41]等基于皮尔逊III型频率曲线计算了珠江流域历史降水分布频率，分析了极端洪水趋势变化并发现 1980 年以后珠江流域出现极端洪水的频率增加。唐中楠^[42]等基于 HEC-HMS 水文模型耦合 CanESM2 模式，预测了 RCP2.6，RCP4.5 和 RCP8.5 情景下兰江流域未来日降水径流变化，有很好的适应性，并发现在三种情景下流域径流量对比基准其分别增加了 17.00%、26.22% 和 41.93%。周育琳^[43]等基于三种 CMIP5 模式耦合 RBF 神经网络模型预测了未来气候变化下天山地区西部融雪径流的情况，发现在非汛期降水量增加而蒸发量减少，汛期降水量减少而蒸发量增大导致未来情景下汛期径流量大幅增加而汛期径流量减少。林榕杰等基于新安江月模型耦合 BCC-CSM1.1、CanESM2 等多种降尺度的 CMIP5 模型，预测都柳江流域上游月平均径流。研究表明，2020-2099 年，流域平均降雨基本处于稳定的状态，年平均气温和蒸发量呈现波动式增长，流域径流总体低于历史平均值。

另外，更有学者对珠江流域的子流域的极端降水趋势以及气候变化下的水文过程进行了更为深入的探讨。李计^[44]等基于流溪河模型耦合数值天气预报模型 WRF 对柳江流域 24h、48h 和 72h 遇见期内的洪水过程进行了模拟，提高了洪水预报能力，验证了大流域下洪水提前预警的可行性，且在 24h 遇见期下模拟结果最好，随着遇见期的延长，洪水预报的精度也会慢慢下降。黄锋华^[45]等基于 SWAT 水文模型探讨了气候变化对于北江流域径流的影响程度，研究表明降水量变化对于

年径流影响程度要高于气温变化，气温变化 1%对年径流及其年内分配的程度为 1%以内，降水量变化 10%则分别影响 15%和 1%以内。

1.2.3 流域水文模型

早期的水文计算主要依靠统计学的方法，基于降雨-径流关系、水量平衡原理等对流量、洪峰等相关水文要素进行预报。1932 年 Sherman^[46]提出的单位线公式是最早的流域汇流计算公式，后来瞬时单位线公式^[47]、河道汇流演算公式^[48, 49]被相继提出，其他理论也在慢慢得到发展。这些经验公式简单、实用性强，虽然无法准确的描述流域内的水文变化过程，无法模拟连续变化的水文过程，但其仍然需要依赖准确的水文要素时间序列，为后世水文模型的发展奠定了基础。

目前流域洪水预报模型主要包括集总式和分布式两大类^[50]。随着计算机技术的成熟，集总式模型在 20 世纪 50 年代开始出现并得到迅速发展，相比于经验公式，集总式模型提出了连续蒸散发、产流、汇流等过程并进行了模拟，但其参数缺乏实际意义，无法解释空间输入异质性对于集中性输出的影响^[51]，同时也无法产流、汇流在空间上的演算过程，仍然存在一定的局限性。国内外一些著名的集总式模型包括斯坦福模型^[52]、ARNO 模型^[53]和新安江模型^[54]等。由于集总式模型需要大量的洪水资料进行率定，不适用于我国数据资料匮乏的中小型流域，模拟精度有限。近年来，随着遥感、地理信息专业的兴起、观测手段的增加，计算机软硬件的不断更新，为水文模型的迅速发展提供了良好的契机。在集总式模型基础之上，有学者提出了分布式水文模型^[55]。分布式模型可以根据地形地貌、土地利用属性和土壤属性等不同空间属性划分成若干个独立子流域单元，模型参数的物理特性更加明确，每个子流域单元单独计算产汇流过程后再进行汇总计算，更能详细的描述水文循环过程及其时空异质性。但单元划分越细致，分布式模型的计算效率越低，消耗时间越长，因此需要高效计算机软硬件的支持。目前国内外著名的分布式模型包括欧洲的 SHE 模型^[56]、美国的 Vflo 模型^[57]、我国的 DTVGM 模型^[58]、LL 模型^[59]、GBHM-HLJ 模型^[60]、WEP-QTP 模型^[61]、流溪河模型^[62]等。分布式模型将汇流部分区分为边坡汇流和河道汇流。分布式模型具有物理意义，能够使用少量数据获得优选参数，大大提高模型精度，可以适应我国中小流域观测数据不足的缺点。

HEC-HMS 是美国陆军工程兵团(USEC)水文工程中心(Hydrologic Engineering Center, HEC)研发的具有物理概念的流域分布式水文模型系统^[63]。广泛应用于不同流域尺度和环境条件下的水资源问题研究，在我国流域洪水模拟、土地利用变化变化下径流响应都有很好的应用。如田竞^[64]等通过 HEC-HMS 模型模拟官山河流域的洪水过程，发现该模型在流域上有很好的适用性。史利杰^[65]等基于 HEC-HMS 模型模拟了大理河流域的洪水过程，模拟效果较好。邢子康^[66]等研究了在资料稀

缺的桃河阳泉小流域地区下 HEC-HMS 模型的使用，并在山洪预报中得到成功应用。叶金印^[67]等使用 HEC-HMS 模型耦合雷达降雨成功模拟了淮河流域径流过程。司巧灵^[68]等基于 HEC-HMS 模型进行了城市化的水文效应评估，证明模型在高度城市化地区具有很好的适用性。

1.3 研究目的与内容

全球变暖背景下区域极端降水事件频发，暴雨引发的洪涝灾害严重危害了人民生命安全和社会经济发展。柳江流域位于我国南方湿润地区，其独特的地理位置和天气系统使得该区域曾发生数次大洪水，对柳江流域下游城市造成了巨大打击。因此本文从研究柳江流域历史极端降水时空变化规律开始，分析极端降水在未来气候变化下的发展趋势，并构建柳江流域的洪水模型，估算未来可能发生的洪水过程。本文研究内容包括：

1、柳江流域极端降水时空变化趋势分析

基于国家气象基准站点的日降水数据，基于 5 个极端降水指数、线性趋势分析法、MK 趋势分析法探讨了 1960-2014 年柳江流域历史极端指数在时空上的分布规律。

2、柳江流域未来极端降水变化趋势分析

基于 1995-2014 年的国家站点日降水数据评估了 9 个 CMIP6 全球模式数据在柳江流域的适用性，并选择其中最优模式。评估了 2015-2020 年 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 四个情景下三个极端降水指数的时间变化规律。对比了不同情景下历史、未来平均月降水变化规律，评估了不同情景下不同月份的降水变化率变化规律。

3、未来时段暴雨推求

基于频率分布模型以及使用同频率放大法和同倍比放大法两种用于设计暴雨的时程分配方法，推求并分析了柳江流域 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下的降水规律，用于后续洪水模拟的降雨输入。

4、气候变化下柳江流域洪水模拟

基于柳江流域空间数据、属性数据构建柳江流域 HEC-HMS 模型，对其进行模型参数率定与验证，评估模型精度是否满足流域洪水预报的需求。利用 HEC-HMS 模型预测未来时期 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下的的洪水过程，分析了各个时期的洪水规律，包括十年一遇、五十年一遇、百年一遇的洪水洪量和洪峰流量。

1.4 技术路线图

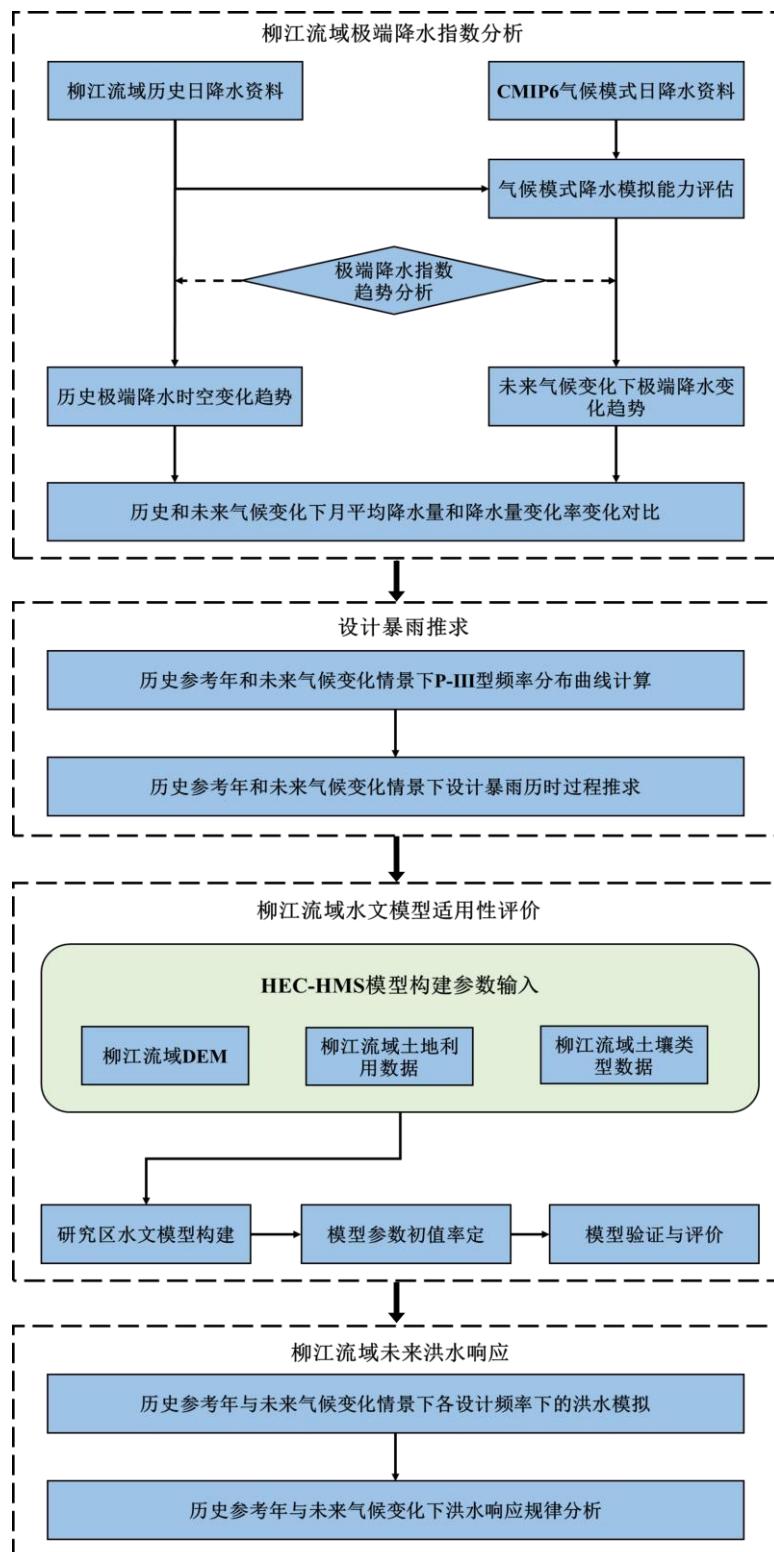


图 1-1 技术路线图
Fig. 1-1 Flowchart of this study

第2章 研究区概况与资料处理

2.1 研究区概况

2.1.1 柳江流域自然地理

珠江是中国第三长，南方第一大河流^[69]。西江^[70]、北江^[71]和东江^[72]属于珠江的三大支流，分别从西边、北边和东边源头汇合于广东省中部，其中西江最长，被称为珠江的主干流。珠江流域覆盖了云南、贵州、广西、湖南、广东、赣州等大部分省区，地势地形十分复杂，在我国境内的流域面积达到 44.2 万平方公里^[73]。

柳江属于西江干流黔江段和红水河段分界线左岸的支流，干流全长 770 多公里，其源头位于贵州省独山县，河道先后穿过黔东南以及广西北部，最后在广西省象州县石龙镇汇入干流^[74]。传统上一般将柳江分为上中下游三段，上游从贵州境内出发，流经独山、三都、榕江等地进入广西省，此段被称为都柳江^[75]，长度为 310 公里；中游段为上游汇入寻江后，途径三江县、融安县等地后汇入龙江部分的河段，称为融江段^[76]。下游部分流经柳州市后到达石龙镇注入黔江，称为柳江段^[77]。

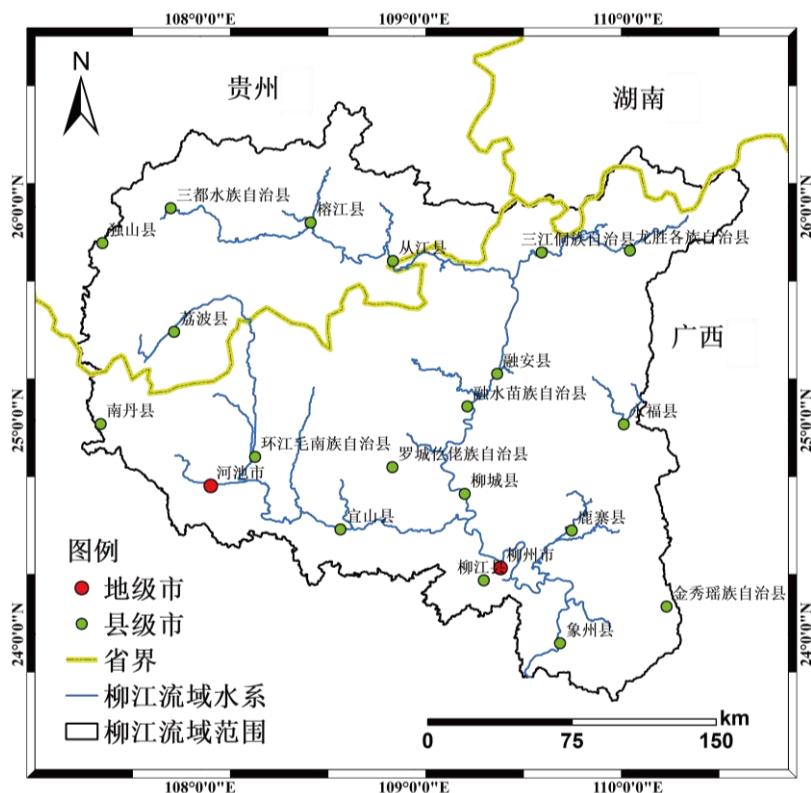


图 2-1 柳江流域行政区划
Fig. 2-1 Liujiang Basin Administrative Division

柳江流域为珠江流域内部西江流域北面的一个重要子流域（图 2-1），地理位置处在（ $107^{\circ}30' - 110^{\circ}15'E, 24^{\circ}25' - 26^{\circ}30'N$ ），流域范围地跨湖南、贵州两省份及广西壮族自治区，高原、山地和平原为其主要地形，高度上呈现阶梯状从西北至东南方向逐渐减小。处于西北部的流域上游地势较高，以变质岩组成陡峭峡谷山地为主^[78]，岩石坚硬且多数高度超过千米，落差达百米，地下水坡度高，易发育溶洞及岩溶，因此地下水地下河分布广泛^[79]；中游平均海拔在 500-1000 米左右，以发育卡斯特地貌的丘陵为主，位于东南部的下游地势低洼，多以平原丘陵拼接为主，只零星分布着少许山地，地下河不明显且岩溶水分布均匀^[79]。流域内的森林资源十分丰富，水土流失较少^[76]。

2.1.2 柳江流域水文气象

柳江流域地处亚热带季风区，大部分降水源自东南季风从南海携带的水汽，因此从时间尺度上，降水可明显分为汛期和非汛期，非汛期雨量少，降水主要集中在夏季汛期的 4-8 月，降水量可占全年的 70% 以上。在空间尺度上柳江流域降水分配极度不均匀，呈现出东南多而西北降水少的特点。全流域常年降水量在 1200-2200mm 左右，多年平均降雨量在 1800mm 左右，平均气温在 17~20℃，气候温暖湿润，降水丰富。

柳江流域上游有众多山区性河流，河道狭窄陡峭，汇流时间快，山洪灾害频发；中下游虽然地势平坦，但洪水容易滞留，会对下游的城市安全和社会经济活动带来很大的影响，因此柳江流域防洪抗灾任务非常艰巨。同时，柳江流域水资源也十分丰富，全流域中小型水库遍布，共有 744 座，不仅用于防洪滞洪还用于水电能源开发以及居民生活生产等活动，目前已灌溉耕地面积 360 万亩，占总耕地面积的 50%。柳江流域枯水期和丰水期河流水质从上游、中游到下游逐渐变差，其中柳江下游水质不断恶化^[80]。流域内岩溶地下整体上呈现轻度污染，质量良好，受农业活动影响较大^[81]。

由于柳江流域形状呈现一个特殊的扇形，使得其地面径流的汇流时间很短，洪水上涨一般经历 2-3 天，洪峰的持续时间在 2 小时左右，洪水峰值高洪量大。控制柳江流域降雨过程的天气系统主要包括高空槽低涡、低层切变线、地面静止锋、低空急流、热副带高压等几种，这几种天气系统相互互相配合产生极强降雨^[82]。同时，柳江流域西北方向坐落着雷公山，东北部仅靠大南山、天平和九万大山等山脉，受到地形以及天气系统的双重控制，使得柳江流域中部的环江、罗城、融水一带成为暴雨中心^[83]，且暴雨中心不断向南移动，与河流的流向相似，使得龙江和榕江的洪水在汇入柳江时几乎同时相遇，形成更大的洪水，这是柳江流域发生洪水灾害发生的重要原因^[84]。近几十年来，柳江流域洪水灾害频发^[85]。建国以来遭遇了 5 次

20 年一遇的洪水，分别是“1970.7”、“1988.8”、“1994.6”、“1996.7”和“2009.07”场次洪水，10 年一遇的洪水经历了 9 次，对柳江流域各城市人民的生命安全以及城市发展带来了巨大的打击。其中 96 年发生的“柳州特大洪水”，造成 90% 以上的工矿企业停产，全市断水断电，90%以上建成区面积受涝被淹，经济损失达到 70 亿。因此，柳江流域防洪防灾工作是十分有必要的，也是任务艰巨的^[86]。

2.2 研究区基础数据

2.2.1 观测数据

本次研究所用到的观测数据包括柳江流域内 24 个雨量站点 1982-2006 年的小时降水数据（来自当地相关水文部门），柳州水文站点 1982-2006 年的小时流量数据（来自当地相关水文部门），以及中国国家级地面基本气象站 1960-2014 年的日降水数据（国家青藏高原科学数据中心，<http://data.tpdc.ac.cn/zh-hans/data/52c77e9cdf4a-4e27-8e97-d363fdfce10a/>）。小时尺度数据用于柳江流域 HEC-HMS 模型的构建以及洪水反演，日尺度数据用于流域极端降水趋势分析与讨论。各站点位置在柳江流域中的分布如图 2-2 所示，各站点信息见表 2-1。

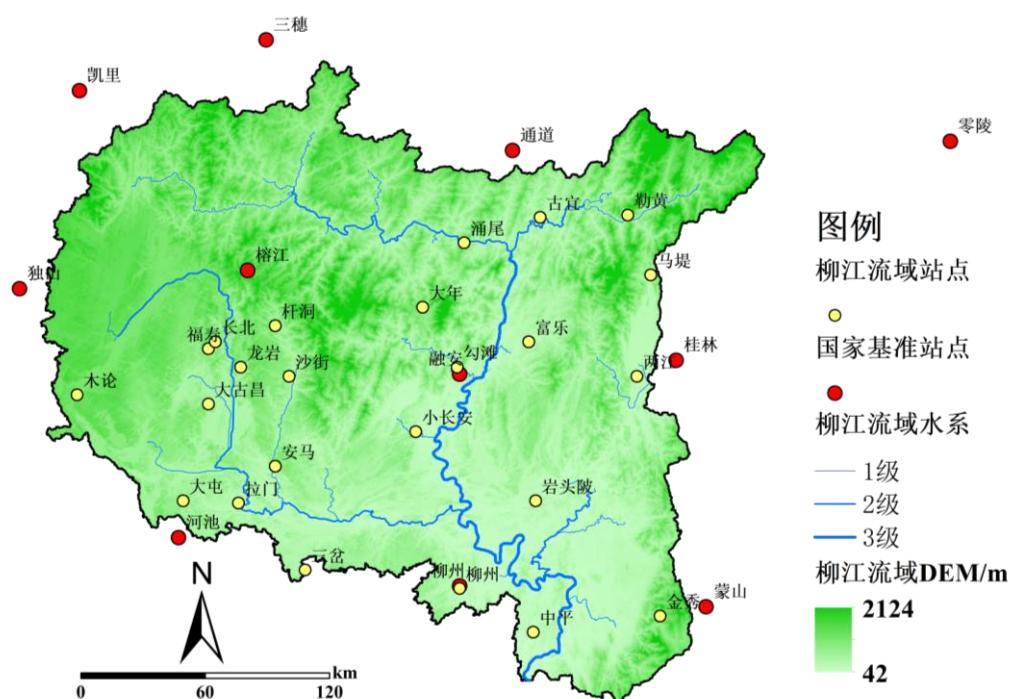


图 2-2 柳江流域站点分布图
Fig. 2-2 Distribution of Rain Gauge Stations in Liujiang Basin

中山大学硕士学位论文

表 2-1 中国国家级地面基本气象站基本信息

Tab. 2-1 Basic Information of China's National Ground Basic Weather Stations

属性	名称	编号 (SID)	经度 (E)	纬度 (N)
雨量站	凯里	1	107.59	26.36
雨量站	三穗	2	108.4	26.58
雨量站	通道	3	109.47	26.1
雨量站	零陵	4	111.37	26.14
雨量站	独山	5	107.33	25.5
雨量站	榕江	6	108.32	25.58
雨量站	融安	7	109.24	25.13
雨量站	桂林	8	110.18	25.19
雨量站	河池	9	108.02	24.42
雨量站	柳州	10	109.24	24.21
雨量站	蒙山	11	110.31	24.12

表 2-2 柳江站点基本信息

Tab. 2-2 Basic Information of Hydrological Stations in Liujiang Basin

属性	名称	编号 (SID)	经度 (E)	纬度 (N)
雨量站	三岔	1	108.57	24.28
雨量站	两江	2	110.01	25.12
雨量站	中平	3	109.56	24.01
雨量站	勒黄	4	109.97	25.82
雨量站	勾滩	5	109.23	25.16
雨量站	古宜	6	109.59	25.81
雨量站	大古昌	7	108.15	25.00
雨量站	大屯	8	108.04	24.58
雨量站	大年	9	109.08	25.42
雨量站	安马	10	108.44	24.73
雨量站	富乐	11	109.54	25.27
雨量站	小长安	12	109.05	24.88
雨量站	岩头陂	13	109.57	24.58
雨量站	拉门	14	108.28	24.57
雨量站	木论	15	107.58	25.04
雨量站	杆洞	16	108.44	25.34
雨量站	柳州	17	109.24	24.20
雨量站	沙街	18	108.50	25.12
雨量站	涌尾	19	109.26	25.70
雨量站	福寿	20	108.15	25.24
雨量站	金秀	21	110.11	24.08
雨量站	长北	22	108.18	25.27
雨量站	马堤	23	110.07	25.56
雨量站	龙岩	24	108.29	25.16
水文站	柳州	25	109.24	24.20

2.2.2 遥感产品数据

本文研究所需要遥感产品数据包括数字高程模型（DEM），土地利用数据（LUC），以及土壤数据，分别如下所示。

（1）DEM 数据

本文选用的数字高程模型（DEM）来自美国航天飞机雷达地形测绘计划 SRTM 公共数据库 (<https://srtm.csi.cgiar.org/>)，空间分辨率为 $90\text{m} \times 90\text{m}$ ，柳江流域 DEM 如图 2-2 所示，从图上看，流域内西北部高度较高的山地，东南部为地势平坦的丘陵平原地带，流域内高程为 42-2124m，平均高程为 535m，如图 2-2 所示。

（2）土地利用数据

本文使用的土地利用数据（LUC）为欧空局全球 300m 陆地覆盖数据，空间分辨率为 $300\text{m} \times 300\text{m}$ ，该产品的分类依据联合国粮食农业组织土地覆盖分类系统（LCCS, Land Cover Classification System），时间覆盖范围为 1992-2015 年。

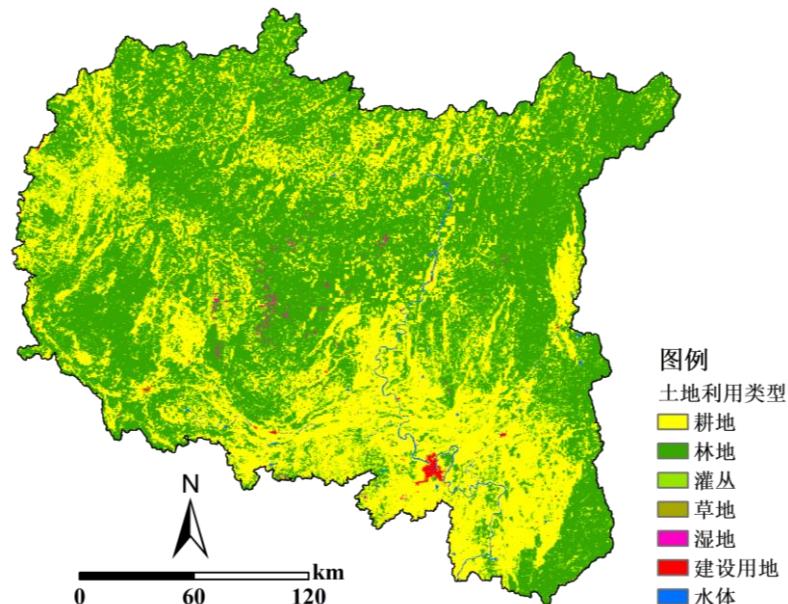


图 2-3 1992 年柳江流域土地利用类型

Fig. 2-3 Land Use Types in Liujiang Basin

表 2-3 1992 年柳江流域土地利用类型面积占比

Tab. 2-3 The proportion of land use types in the Liujiang Basin

LUC	耕地	林地	灌丛	草地	湿地	建设用地	水体
面积(m^2)	20784.12	33329.54	3500.18	11.88	155.11	117.42	335.61
占比(%)	35.69	57.23	6.01	0.02	0.27	0.20	0.58

本文选择 1992 年的 LUC 数据基于 ArcGIS 软件重采样至 $90\text{m} \times 90\text{m}$ 并进行重

分类，将土地利用数据分为耕地、林地、灌丛、草地、湿地、建设用地和水体 7 个类别，柳江流域土地利用如图 2-3 各类型面积如下表 2-3 所示。在柳江流域内，耕地和林地为最主要的土地利用类型，面积为 20784.12m^2 和 33329.54m^2 ，分别占流域面积的 35.69% 和 57.23%。

(4) 土壤数据

本文所使用的土壤数据是基于世界粮农组织(FAO)土壤数据集(HWSD1.21, www.isric.org)，该产品原始分辨率为 $1\text{km} \times 1\text{km}$ ，使用 ArcGIS 软件将其重采样至 $90\text{m} \times 90\text{m}$ ，在柳江流域中，简育低活性强酸土、简育高活性淋溶土和简育高活性强酸土是三种最主要的土壤类型，分别占流域面积的 25.6%、13.6% 和 12.4%。柳江流域土壤如下图 2-4 所示。

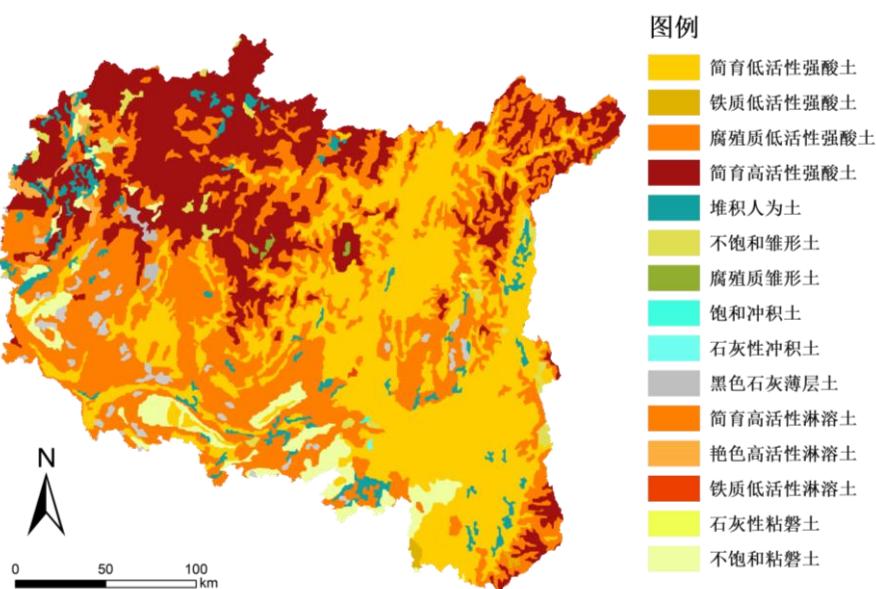


图 2-4 柳江流域土壤类型
Fig. 2-4 Soil Types in the Liujiang Basin

2.2.3 模式数据

国际耦合模式比较计划(CMIP)是由世界气候研究计划(WCRP)耦合模式工作组(WGCM)在 1995 年发起的^[87]，在这 20 多年来，WGCM 已经发展到第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)。CMIP6 相比于 CMIP5 模式数量更多，模拟结果更接近观测值，不确定性减小，明显改进了 CMIP5 气候模式在极端气候变化趋势模拟的能力^[88]。情景模式比较计划(ScenariomMIP)是 CMIP6 模式的比较子计划之一，其所关注的科学问题与天气和极端气候事件等研究方向相关，为气候

中山大学硕士学位论文

变化机理研究、适应性研究与领导决策提供了丰富的数据支撑。ScenariomMIP 首先确定了未来全球平均辐射强迫水平，其次考虑每种辐射强迫情景下对应的社会经济情景，用以设计 ScenariomMIP 的排放路径，因此社会经济情景和辐射强迫情景相比于 CMIP5 会有更好的一致性。除此外，研究表明辐射强迫场景之间较小的差异可能对局部区域气候变化产生较大的影响，而 CMIP5 的 RCP 情景要求不同排放情景下的辐射强迫差异足够大，因此 ScenariomMIP 在原有基础上新增加了几种排放情景，弥补了 CMIP5 排放路径中的空白。ScenariomMIP 包含 8 种未来排放情景试验，根据优先级将试验分为一级核心试验（Tier-1）和二级试验（Tier-2）。本文选择的是一级试验，Tier-1 试验共包含 4 个情景，其中 SSP1-5 分别代表了不同共享社会经济路径，SSP1-2.6、SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景保留了 CMIP5 的 RCP2.6、RCP4.5 与 RCP8.5 情景，SSP3-7.0 情景为新增情景，各情景基本信息如下表 5-2 所示。本文选择 CMIP6 中历史及 4 个未来气候预估情景（SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5）中的 9 个气候模式数据，历史时间段选用 1995-2014 年，未来时间段选用 2015-2100 年，所有数据都基于最邻近插值法重采样为 $0.7^\circ \times 0.7^\circ$ ，用于历史降水精度评估与未来时期降水模拟预测。

表 2-4 CMIP6 气候模式信息
Tab. 2-4 CMIP6 climate model information

序号	模式名称	所属国家/地区	研发机构简称	水平分辨率
A	ACCESS-ESM1-5	澳大利亚	CSIRO	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$
B	BCC-CSM2-MR	中国	BCC	$1.125^\circ \times 1.12^\circ$
C	CMCC-CM2-SR5	意大利	CMCC	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$
D	EC-Earth3-Veg	欧洲	EC-EARTH-Cons	$0.70^\circ \times 0.70^\circ$
R	INM-CM4-8	俄罗斯	INM	$2.00^\circ \times 1.50^\circ$
F	INM-CM5-0	俄罗斯	INM	$2.00^\circ \times 1.50^\circ$
G	IPSL-CM6A-LR	法国	IPSL	$2.50^\circ \times 1.27^\circ$
H	MPI-ESM1-2-HR	德国	DKRZ	$0.94^\circ \times 0.93^\circ$
I	MPI-ESM1-2-LR	德国	MPI-M	$1.875^\circ \times 1.85^\circ$

表 2-5 不同 SSP 情景下的基本信息
Tab. 2-5 Basic information under different SSP scenarios

情景	辐射强迫类型	2100 年辐射强迫 (W × m ⁻²)	共享社会经济路径	情景描述
SSP1-2.6	低	2.6	1 可持续发展	低强迫情景
SSP2-4.5	中	4.5	2 中度发展	中等强迫情景
SSP3-7.0	高	7.0	3 局部发展	中等至高强迫情景
SSP5-8.5	高	8.5	5 常规发展	高强迫情景

第3章 柳江流域极端降水变化趋势分析

3.1 研究方法

3.1.1 极端降水指数

研究流域内极端降水趋势变化之前应先合理划分出极端降水事件。国际上一般认为一场降水事件的降水量超过某个标准阈值且造成重大影响时，该场降水被定义为极端降水事件^[89]，因此确定流域内极端降水阈值是判断极端降水事件发生频率和发生概率的前提。目前极端降水阈值有两种方法计算方法，一种叫作固定阈值法，另一种叫作百分位阈值法^[90]。

(1) 固定阈值法

定义在一段时间内降水量超过某一数值区间的降水事件称为极端降水^[91]。如国家气象局规定了暴雨事件的日降水量必须大于 50mm，大暴雨事件日降水量必须大于 100mm，特大暴雨事件降水量必须大于 200mm^[92]。但降雨事件受地形、天气系统、季节变化和城市系统等因素的共同控制，相比于温度在空间上的分布，降雨在区域内存在极大不均匀性。我国国土面积辽阔，占据多种气候带，地貌类型丰富，地质构造复杂，不同区域日降水量、年降水量的差异巨大。例如我国西北地区属于半干旱干旱地区，年降水量约 300mm^[93]；西南地区各省年降水量大多超过 1000mm^[94]；东南地区广东省的年降水量达到 1300-2500mm，日降水甚至超过 300mm^[95]，远高于西北地区；东北地区年降水量从东南至西北方向以 1000mm 降至 300mm^[96]。由此可见，中国各个地区使用同一套固定标准阈值是不合理，即使各省气象中心确定了本省化的降水阈值，但也无法完全适应省内各地区因地形起伏造成的降水差异，因此固定阈值很难形成权威统一的标准，在实际研究中不常使用。

(2) 百分位阈值法

百分位阈值法是一种基于统计学规律的降水阈值确定方法，根据不同地区和区域的年降水变化得到对应的降水阈值，可以反映出地区特定的气候变化特征，有很好的普适性，在科学的研究中常常被使用作为极端降水阈值的计算方法^[97]。百分位阈值法是将多年有雨天的降水量按照降水量值从小到大依次进行排序，选取序列中某百分位区间上的点作为该区域的极端降水阈值，研究中通常使用 90, 95, 99 等等作为百分位的取值^[98, 99]。考虑到研究区属于我国南部地区，地形复杂且年降水量较大，本文选择百分位阈值法，使用 95 百分位点上的降雨值计算研究区的极端暴雨阈值。百分位阈值法的公式参考了 Bonsal^[100]的计算公式。公式如下所示：

$$P = (k - 0.31) / (n + 0.38) \quad (3-1)$$

其中 P 为百分位值, 本文取 95%, k 为降雨值序列对应的序号, n 为序列个数, 根据计算结果, 研究区的极端降雨阈值设定为 31mm。即日降水量大于 31mm 时判定为极端降水。

世界气象组织 (WMO) 气候学委员会和气候变化和可预测性研究计划 (CLIVAR) 提出了一种气候变化趋势监测的指标, 其中包括 11 个用于反映极端降水峰值、强度、发生频率等的评估指标, 本文选取其中的 5 种代表性的极端降水指标用于柳江流域极端降水时空演变规律分析, 其中包括雨天降水总量 (PRCPTOT)、年一日最大降水量 (RX1day)、雨天降水强度 (SDII)、极端降水量 (R95p)、年五日最大降水量 (RX5day)。各极端降水指数属性如下表 3-1 所示。

表 3-1 极端降水指数

Tab. 3-1 extreme precipitation index

指数代码	名称	定义	单位
PRCPTOT	雨天降水总量	日降水量大于 1mm 的年总降水量	mm
SDII	雨天降水强度	日降水量大于 1mm 的平均雨量	mm/d
RX1day	一日最大降水量	年内一日的最大降雨量	mm
RX5day	五日最大降水量	年内连续五日的最大降雨量	mm
R95p	极端降水量	日降水量大于 95 百分位值的总降水量	mm
\	雨天日数	日降水量大于 1mm 的天数	d

各极端降水指数计算公式如下所示。

(1) 雨天降水总量 (PRCPTOT):

$$PRCPTOT_m = \sum_{i=1}^n pr_i, pr_i > 1mm \quad (3-2)$$

其中 $PRCPTOT_m$ 表示第 m 年的年降水总量, pr_i 指第 i 天大于 1mm 的日降水值, n 表示该年雨天天数。

(2) 雨天降水强度 (SDII):

$$SDII_m = \frac{\sum_{i=1}^n pr_i}{n}, pr_i > 1mm \quad (3-3)$$

其中 $SDII_m$ 表示第 m 年的平均雨天降水强度, pr_i 指第 i 天大于 1mm 的日降水值, n 表示该年雨天天数。

(3) 一日最大降水量 (RX1day):

$$RX1day_m = \max(pr_i), pr_i > 1mm \quad (3-4)$$

其中 $RX1day_m$ 表示第 m 年的日最大降水量， pr_i 指第 i 天大于 1mm 的日降水值。

(4) 五日最大降水量 (RX5day):

$$RX5day_m = \max\left(\sum_{i=1}^5 pr_i\right), pr_i > 1mm \quad (3-5)$$

其中 $RX5day_m$ 表示第 m 年的连续五日最大降水量， pr_i 指第 i 天大于 1mm 的日降水值。

(5) 极端降水量 (R95p):

$$R95p_m = \sum_{i=1}^n pr_i, pr_i > m \quad (3-6)$$

其中 $R95p_m$ 表示第 m 年的年降水总量， pr_i 指第 i 天大于 m 的日降水值，m 为极端降水阈值，由上文计算为 31mm，n 表示该年雨天天数。

3.1.2 线性回归趋势分析

线性回归趋势分析可以对气候长期变化过程中的趋势进行统计。本文使用线性回归趋势分析法来反映研究区内极端指数的长期变化率，基于计算简便，参数意义明确的最小二乘法进行估计。最小二乘法的原理是在一系列数据点 (x_i, y_i) 中找到一条拟合直线，各个点到该直线距离的均方根误差最小，最小二乘法的计算公式与最终拟合直线的方程如下所示：

$$y = ax + b \quad (3-7)$$

$$a = \frac{n \cdot \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{n \cdot \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \quad (3-8)$$

$$b = \bar{y} - ax \quad (3-9)$$

其中 a 为趋势系数。反映趋势上升或者下降的速率，b 为截距系数。

3.1.3 MK 趋势检测

Mann-Kendall (M-K) 检验法由 Mann 和 Kendal 提出^[101]，经常被用于气候变化过程趋势分析^[102]，操作简单，适用性广，不需要样本遵循一定的分布^[103]，是一种非参数检验方法。本文将使用 M-K 趋势检测法对柳江流域 1960-2014 年以及未来时段的极端降水指数变化趋势进行分析。在 M-K 检验法中，根据相互独立的时间序列极端降水指数随机变量样本 $(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n)$ ，计算正态分布的检验统计量

S , 通过构造标准正态分布统计量 Z_s 来评估样本的变化趋势。检验统计量 S 如以下公式所示:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n Sgn(x_j - x_k) \quad (3-10)$$

$$Sgn(x_j - x_k) = \begin{cases} 1, & x_j - x_k > 0 \\ 0, & x_j - x_k = 0 \\ -1, & x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (3-11)$$

所有的 $j, k \leq n$, 且 $j \neq k$, 定义的检验统计量 S 的方差为:

$$Var(S) = \frac{n(n-1) \times (2n+5)}{18} \quad (3-12)$$

当 $n > 10$ 时, 标准正态分布统计量 Z_s 如以下所示:

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (3-13)$$

选择 α 显著性水平进行双边显著性趋势检验, 若 $|Z_s| > Z_{s1} - \alpha/2$, 表示数据拒绝原假设, 序列存在明显的上升或者下降趋势的可信度较高。当 $\alpha = 0.1$ 和 0.05 时, 标准正态分布统计变量 Z_s 分别为 1.64 和 1.96 , 当 $|Z_s|$ 大于 1.64 和 1.96 时, 表示序列数据通过了 90% 和 95% 置信区间的显著性趋势检验。

3.2 历史时期极端降雨指数时间变化特征

3.2.1 RPCPTOT 时间变化特征

统计 1960-2014 年区间内日降水数据并计算得到 RPCPTOT 指数, 将逐年的 RPCPTOT 指数按升序顺序绘制成折线图, 基于线性趋势分析方法计算各站点指数的趋势系数及截距系数, 虚线表示各站点的线性拟合方程。各站点及流域面平均的 RPCPTOT 指数如下图 3-1 所示。从图上看, 各雨量站年均 RPCPTOT 指数在 $1000-2500mm$ 范围内, 独山、凯里、榕江和三穗的年总降水量最大不超过 $2000mm$, 其余站点超过 $2000mm$, 而桂林、河池、蒙山和融安年最大降雨量超过了 $2500mm$, 各站点之间总降水量差异较大。流域面平均最大降雨量在 $2000mm$ 左右, 年降水量保持在 $1000-2000mm$ 之间, 上升幅度为 $1.05mm/10a$ 。从线性趋势检验结果来看, 独山、河池、凯里和融安呈现非常不明显的下降趋势, 蒙山和通道呈现不明显的上

升趋势，其余站点均无趋势变化。并且根据表 3-2 中 Mann-Kendall 趋势检验结果来看，各站点的 RPCPTOT 指数都没有通过显著性检验，反映出柳江流域的雨天降水量在 54 年来没有明显的变化趋势，保持稳定。

表 3-2 PRCPTOT 指数 Mann-Kendall 趋势检验结果

Tab. 3-2 Mann-Kendall Trend Test Results of PRCPTOT Index

站点	Mann-Kendall 检验统计量	显著性水平检验值		趋势检验结果
		0.05	0.1	
凯里	0.46	1.96	1.64	-
三穗	0.06	1.96	1.64	-
通道	0.70	1.96	1.64	-
零陵	0.56	1.96	1.64	-
独山	0.44	1.96	1.64	-
榕江	0.00	1.96	1.64	-
融安	0.55	1.96	1.64	-
桂林	0.36	1.96	1.64	-
河池	0.78	1.96	1.64	-
柳州	0.25	1.96	1.64	-
蒙山	1.10	1.96	1.64	-
流域平均	0.22	1.96	1.64	-

*++表示上升趋势显著，+表示上升趋势较显著，-表示无明显趋势

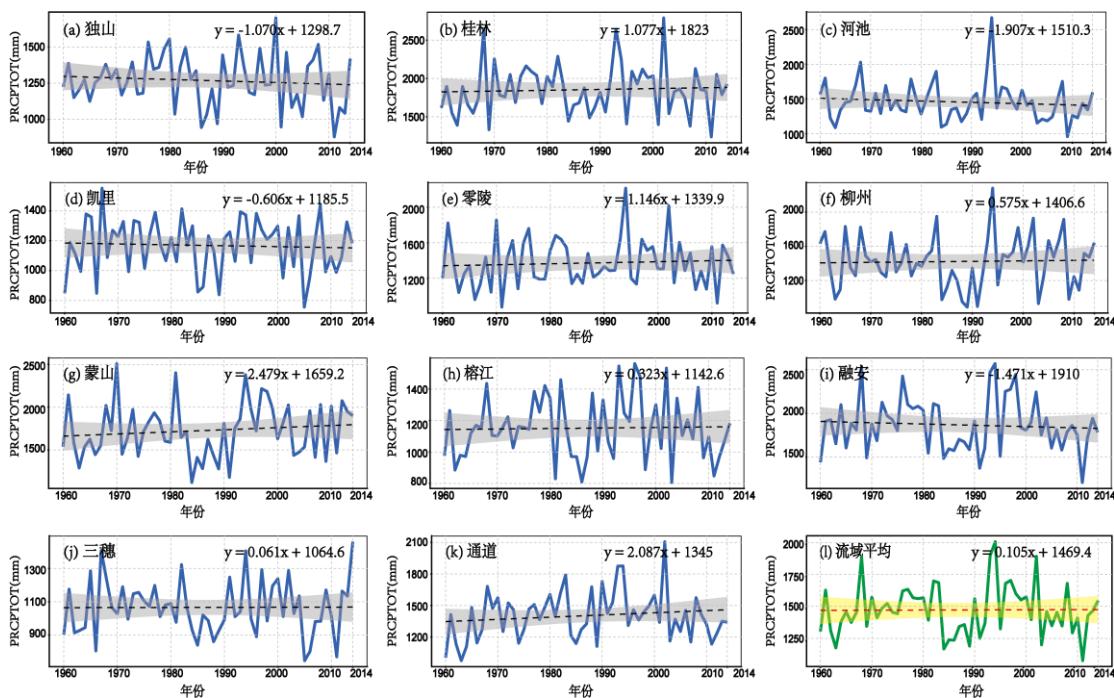


图 3-1 柳江流域 1960-2014 年 PRCPTOT 逐年变化趋势

Fig. 3-1 Year-by-year change trend of PRCPTOT in the Liujiang Basin from 1960 to 2014

3.2.2 SDII 时间变化特征

统计 1960-2014 年区间内日降水数据并计算得到 SDII 指数结果，将逐年的 SDII 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算各站点指数的趋势系数及截距系数，虚线表示各站点的线性拟合方程。

表 3-3 SDII 指数 Mann-Kendall 趋势检验结果

Tab. 3-3 Mann-Kendall Trend Test Results of SDII Index

站点	Mann-Kendall	显著性水平检验值		趋势检验结果
	检验统计量	0.05	0.1	
凯里	0.17	1.96	1.64	-
三穗	1.27	1.96	1.64	-
通道	1.45	1.96	1.64	-
零陵	0.45	1.96	1.64	-
独山	0.13	1.96	1.64	-
榕江	0.28	1.96	1.64	-
融安	0.98	1.96	1.64	-
桂林	2.25	1.96	1.64	++
河池	0.77	1.96	1.64	-
柳州	1.63	1.96	1.64	-
蒙山	2.58	1.96	1.64	+
流域平均	1.52	1.96	1.64	-

*++表示上升趋势显著，+表示上升趋势较显著，-表示无明显趋势

各站点及流域面平均的 SDII 指数如下图 3-2 所示。各雨量站年均 SDII 指数基本在 8-18mm/d 范围内，桂林、河池、融安三个雨量站年最大降雨强度超过了 20mm/d，流域面平均年最大降水强度在 11mm/d 左右，年降水强度保持在 10-16 之间，上升幅度为 $0.12\text{mm/d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 。从线性趋势检验结果来看，桂林、蒙山以及流域面平均指数的回归线呈现明显的上升趋势，河池、零陵、柳州、融安、三穗、通道和流域面平均呈现不明显的上升趋势，其余站点的指 SDII 数回归线基本无变化。除此外，从 Mann-Kendall 趋势检验结果表 3-3 来看，桂林和蒙山站点的 Zs 值分别为 2.25 和 2.58，通过了 95% 置信区间，呈现显著上升。其余站点和流域面平均的 SDII 指数都未通过显著性检验。总的来说，流域面平均上的 SDII 指数逐年呈现出一种不明显上升的趋势。

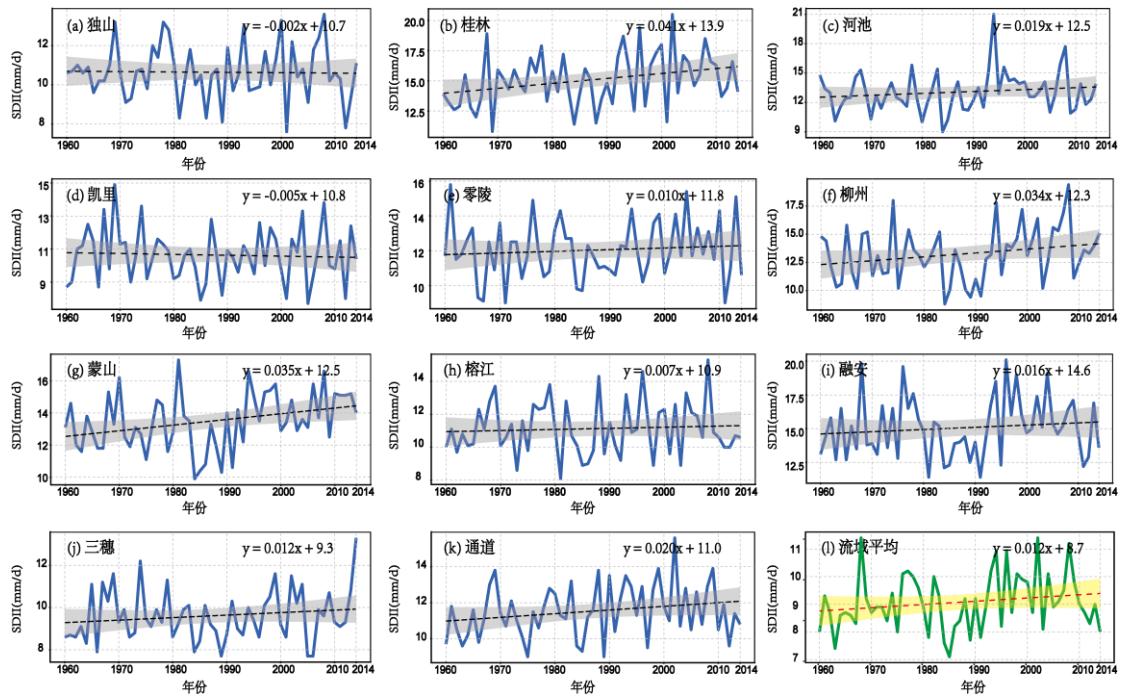


图 3-2 柳江流域 1960-2014 年 SDII 逐年变化趋势

Fig. 3-2 Year-by-year change trend of SDII in the Liujiang Basin from 1960 to 2014

3.2.3 RX1day 时间变化特征

统计 1960-2014 年区间内一日降水数据并计算得到 RX1day 指数结果，将逐年的 RX1day 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算各站点指数的趋势系数及截距系数，虚线表示各站点的线性拟合方程。各站点及流域面平均的 RX1day 指数如下图 3-3 所示。从图上看，只有独山和三穗两个站点的日最大降水是低于 200mm，其余站点均高于 200mm，融安站点日最大降水最大，超过了 300mm，而流域面平均日最大降水最大值接近 120mm，日最大降水保持在 80-180mm 之间，上升幅度为 0.56mm/10a。从线性趋势检验结果来看，桂林和蒙山 RX1day 指数的回归线呈现明显的上升趋势，柳州和三穗呈现一种不明显的上升趋势，凯里、零陵和通道呈现不明显的下降趋势，而流域面平均 RX1day 指数的回归线也呈现出上升状态，但是相对不太明显。从 Mann-Kendall 趋势检验结果表 3-4 来看，桂林和蒙山站点的 Zs 值分别为 1.74 和 1.92，通过了 90%置信区间，呈现显著上升。其余站点和流域面平均 RX1day 指数都未通过显著性检验。总的来说，流域面平均上的 RX1day 指数逐年呈现出一种不明显上升的趋势。

表 3-4 RX1day 指数 Mann-Kendall 趋势检验结果

Tab. 3-4 Mann-Kendall Trend Test Results of RX1day Index

站点	Mann-Kendall 检验统计量	显著性水平检验值		趋势检验结果
		0.05	0.1	
凯里	0.69	1.96	1.64	-
三穗	1.21	1.96	1.64	-
通道	0.62	1.96	1.64	-
零陵	0.15	1.96	1.64	-
独山	0.15	1.96	1.64	-
榕江	0.17	1.96	1.64	-
融安	0.78	1.96	1.64	-
桂林	1.74	1.96	1.64	+
河池	0.81	1.96	1.64	-
柳州	0.68	1.96	1.64	-
蒙山	1.92	1.96	1.64	+
流域平均	1.25	1.96	1.64	-

*++表示上升趋势显著，+表示上升趋势较显著，-表示无明显趋势

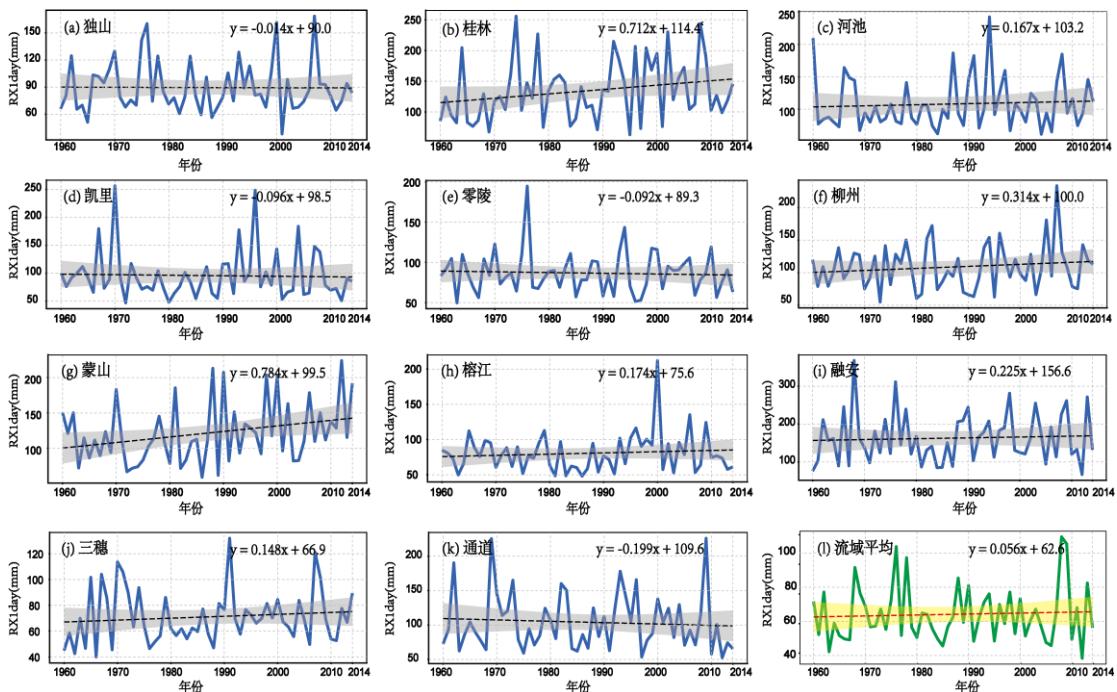


图 3-3 柳江流域 1960-2014 年 RX1day 逐年变化趋势

Fig. 3-3 Year-by-year change trend of RX1day in the Liujiang Basin from 1960 to 2014

3.2.4 RX5day 时间变化特征

统计 1960-2014 年区间内日降水数据并计算得到 RX5day 指数，将逐年的

中山大学硕士学位论文

RX5day 指数按升序顺序绘制成折线图, 基于线性趋势分析方法计算各站点指数的趋势系数及截距系数, 虚线表示各站点的线性拟合方程。

表 3-5 RX5day 指数 Mann-Kendall 趋势检验结果

Tab. 3-5 Mann-Kendall Trend Test Results of RX5day Index

站点	Mann-Kendall 检验统计量	显著性水平检验值		趋势检验结果
		0.05	0.1	
凯里	1.09	1.96	1.64	-
三穗	0.26	1.96	1.64	-
通道	0.17	1.96	1.64	-
零陵	0.04	1.96	1.64	-
独山	1.43	1.96	1.64	-
榕江	0.42	1.96	1.64	-
融安	0	1.96	1.64	-
桂林	1.11	1.96	1.64	-
河池	1.57	1.96	1.64	-
柳州	0.30	1.96	1.64	-
蒙山	2.86	1.96	1.64	++
流域平均	0.23	1.96	1.64	-

*++表示上升趋势显著, +表示上升趋势较显著, -表示无明显趋势

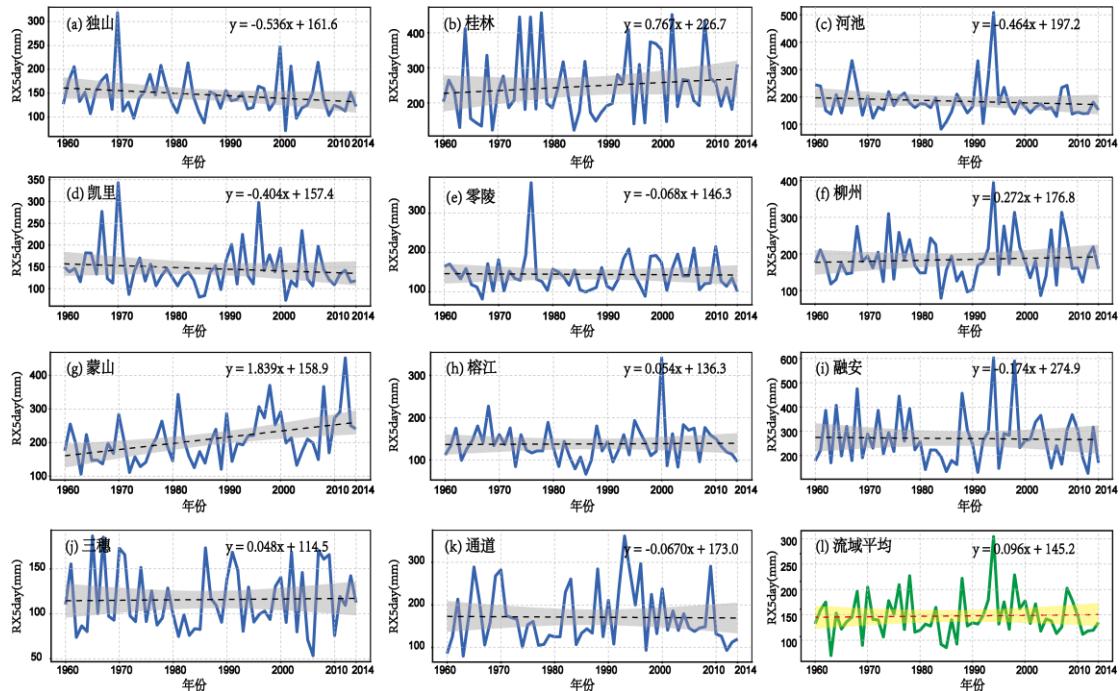


图 3-4 柳江流域 1960-2014 年 RX5day 逐年变化趋势

Fig. 3-4 Year-by-year change trend of RX5day in the Liujiang Basin from 1960 to 2014

各站点及流域面平均的 RX5day 指数如下图 3-4 所示。从图上看，只有三穗站点的多年最大 5 日降水小于 300mm，其余站点均超过 300mm，桂林、河池、蒙山和融安超过 400mm，最大为融安站点接近 600mm，流域面平均年最大 5 日降水量接近 300mm，年最大 5 日降水量保持在 100mm-300mm，上升幅度为 0.96mm/10a。从线性趋势检验结果来看，独山、河池和凯里呈现不明显的下降趋势，桂林呈现不明显的上升趋势，蒙山呈现明显的上升趋势，其余站点均无明显变化。从 Mann-Kendall 趋势检验结果表 3-5 来看，蒙山站点的 Zs 值为 2.86，通过了 95% 置信区间，呈现明显上升趋势。其余站点都未通过置信区间，柳江流域面平均 RX5day 指数呈现不明显上升趋势。

3.2.5 R95p 时间变化特征

统计 1960-2014 年区间内日降水数据并计算得到 R95p 指数，将逐年的 R95p 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算各站点指数的趋势系数及截距系数，虚线表示各站点的线性拟合方程。各站点及流域面平均的 R95p 指数如下图 3-5 所示。

表 3-6 R95p 指数 Mann-Kendall 趋势检验结果

Tab. 3-6 Mann-Kendall Trend Test Results of R95p Index

站点	Mann-Kendall 检验统计量	显著性水平检验值		趋势检验结果
		0.05	0.1	
凯里	0.16	1.96	1.64	-
三穗	1.13	1.96	1.64	-
通道	0.90	1.96	1.64	-
零陵	0.17	1.96	1.64	-
独山	0.42	1.96	1.64	-
榕江	0.41	1.96	1.64	-
融安	0.03	1.96	1.64	-
桂林	1.66	1.96	1.64	+
河池	0.12	1.96	1.64	-
柳州	0.59	1.96	1.64	-
蒙山	1.87	1.96	1.64	+
流域平均	0.81	1.96	1.64	-

*++表示上升趋势显著，+表示上升趋势较显著，-表示无明显趋势

桂林、河池、融安三各站点超过极端降水阈值的多年降水年总量最大超过 1000mm，三穗最小，接近 550mm，流域面平均的降水总量最大在 800mm 左右，年降水总量保持在 200-800mm 之间，上升幅度为 7.46mm/10a。从线性趋势检验结

果来看,桂林和蒙山的R95p指数回归线呈现明显的上升趋势,柳州、三穗和通道流域面平均都存在上升趋势,但不明显,其余站点无明显变化。从Mann-Kendall趋势检验结果表3-6来看,桂林和蒙山站点的Zs值分别为1.65和1.87,通过了90%置信区间,呈现明显上升趋势。其余站点都未通过置信区间,柳江流域面平均R95p指数指数呈现不明显变化趋势。

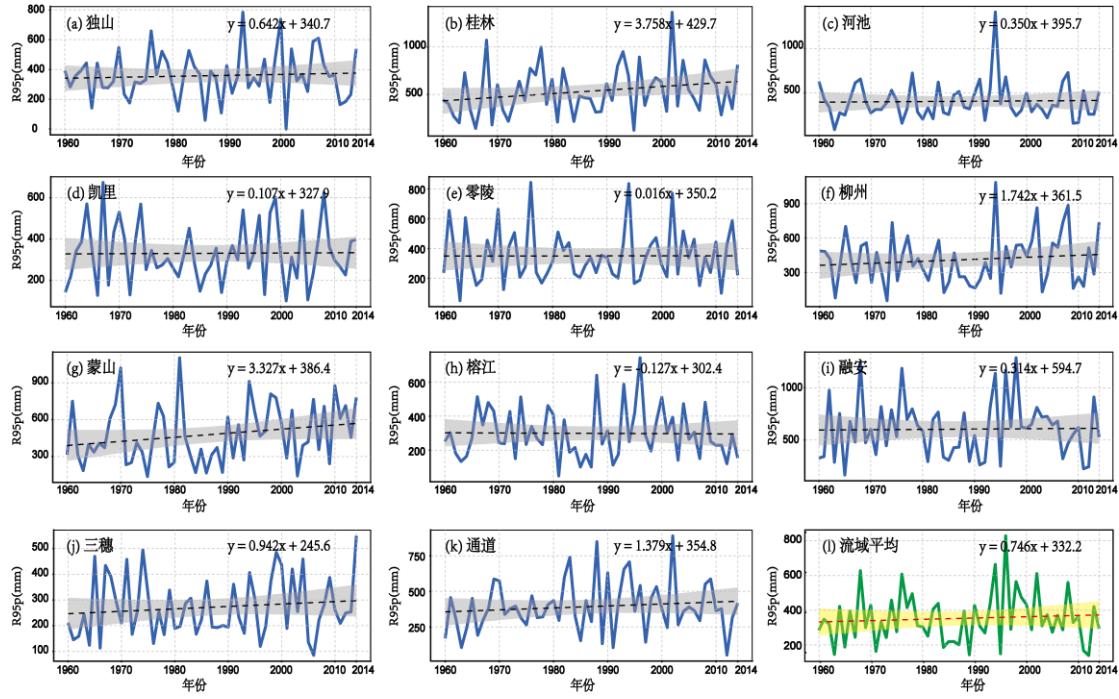


图 3-5 柳江流域 1960-2014 年 R95p 逐年变化趋势

Fig. 3-5 Year-by-year change trend of R95p in the Liujiang Basin from 1960 to 2014

3.3 历史时期极端降雨指数空间变化特征

3.3.1 RPCPTOT 空间变化特征

基于1960-2014年的RPCPTOT指数计算其多年平均值和气候倾向率,进一步分析柳江流域RPCPTOT指数的空间分布和变化趋势,经反距离权重插值结果如下图3-6所示。从(a)图上看,柳江流域多年平均雨量值在空间上分布并不均匀,最低值为1136.64mm,最高值为1868.78mm,差值达到了732.14mm,中部及东南部的多年平均雨量高于西北部,且中部多年平均雨量值最大,是柳江流域的雨量中心。从(b)图上看,RPCPTOT指数的气候倾向率也有所差别,柳江流域西北部年降水量变化趋势不大,但中部和西南角年降水量有逐渐减小的趋势,按照10年减少18mm左右的趋势发展;而东南部和北部的年降水量有增大的趋势,按照10年增加24mm左右的趋势发展,表明柳江流域降雨中心的位置开始发生变化,逐渐向东南和北方

向移动。

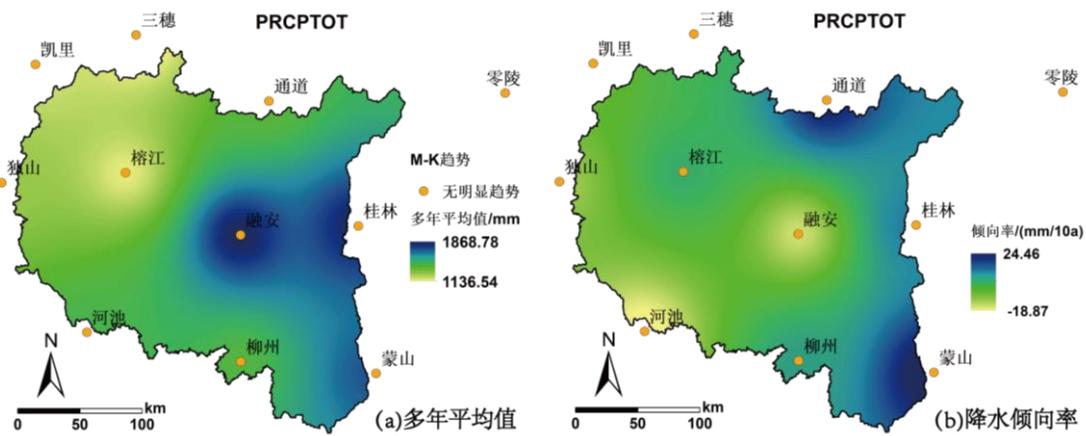


图 3-6 柳江流域 PRCPTOT 多年平均值和降水倾向率变化趋势

Fig. 3-6 The PRCPTOT Multi-Year Mean and Variation Trend of Precipitation Tendency Rate in Liujiang Basin

3.3.2 SDII 空间变化特征

基于 1960-2014 年的 SDII 指数计算其多年平均值和气候倾向率，进一步分析柳江流域 SDII 指数的空间分布和变化趋势，经反距离权重插值结果如下图 3-7 所示。从(a)图上看，柳江流域多年降水强度值在空间分布上同样不均匀，最小值为 10.13mm/d ，最大值为 15.05mm/d ，差值达到 4.92mm/d ，中部及东部的多年降水强度最大，东南部次之，西北部多年降雨强度最小，柳江流域中部同样是暴雨中心。

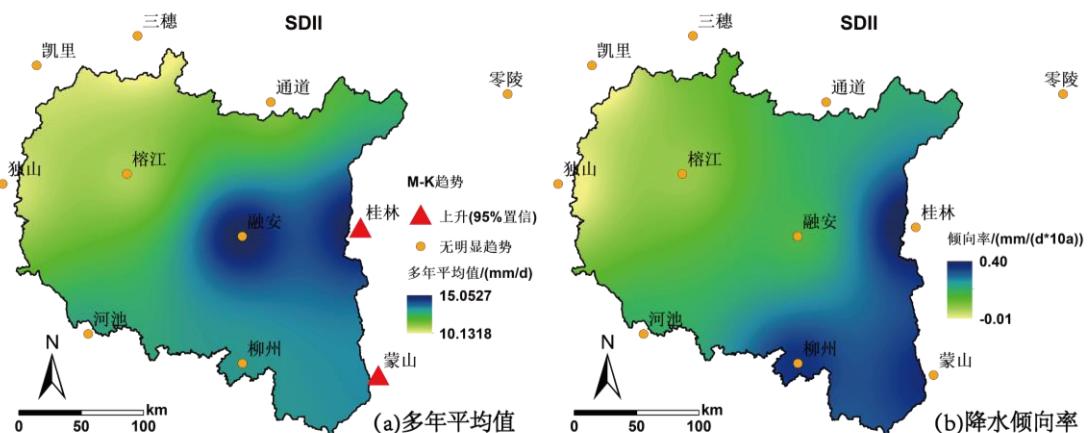


图 3-7 柳江流域 SDII 多年平均值和降水倾向率变化趋势

Fig. 3-7 The SDII Multi-Year Mean and Variation Trend of Precipitation Tendency Rate in Liujiang Basin

从(b)图上看, SDII 指数的气候倾向率也有所差别, 柳江流域中部暴雨强度变化趋势不大, 但中部和西南角年降水量有逐渐减小的趋势, 按照 10 年减少 0.01mm/d 左右的趋势发展, 而东南部和北部的年降水量有增大的趋势, 按照 10 年增加 0.4mm/d 左右的趋势发展, 表明柳江流域降雨中心的位置开始发生变化, 逐渐向东南和北方向移动。

3.3.3 RX1day 空间变化特征

基于 1960-2014 年的 RX1day 指数计算其多年平均值和气候倾向率, 进一步分析柳江流域 RX1day 指数的空间分布和变化趋势, 经反距离权重插值结果如下图 3-8 所示。从(a)图上看, 柳江流域多年一日最大降雨值在空间上不均匀分布, 在西北部榕江站点附近区域值最低, 最小值为 78.568mm, 在中部融安站点附件区域值最高, 最大值为 162.933mm, 差值达到 84mm 左右, 同样反映出柳江流域中部更可能是暴雨中心。从(b)图上看, RX1day 指数的气候倾向率也有所差别, 柳江流域大部分区域最大一日降水量变化趋势接近, 基本无变化, 北部日最大降水量有减小的趋势, 按照 10 年减少 1.88mm 左右的趋势发展, 而东南部和东部的最大一日降水量有增大的趋势, 按照 10 年增加 7mm 左右的趋势发展。

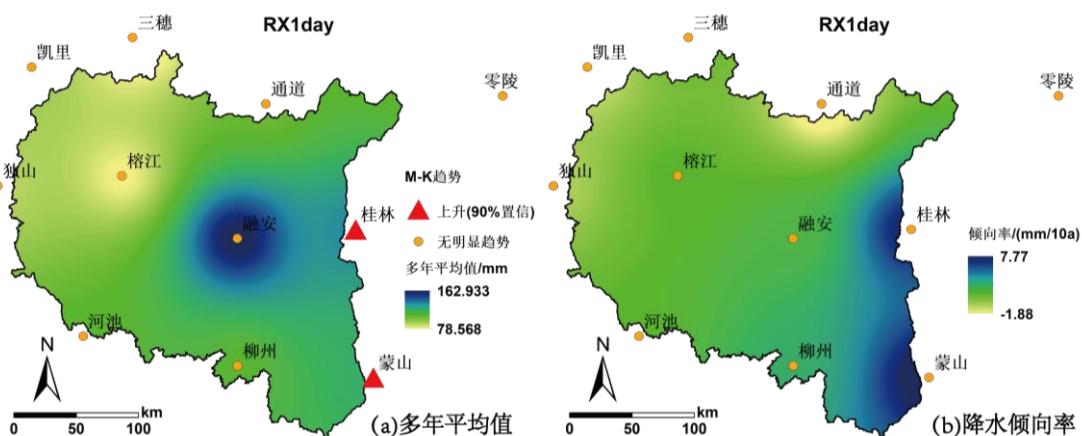


图 3-8 柳江流域 RX1day 多年平均值和降水倾向率变化趋势

Fig. 3-8 The RX1day Multi-Year Mean and Variation Trend of Precipitation Tendency Rate in Liujiang Basin

3.3.4 RX5day 空间变化特征

基于 1960-2014 年的 RX5day 指数计算其多年平均值和气候倾向率, 进一步分析柳江流域 RX5day 指数的空间分布和变化趋势, 经反距离权重插值结果如下图 3-

9 所示。从(a)图上看，柳江流域多年五日最大降雨值在空间上不均匀分布，在西北部榕江站点附近区域值最低，最小值为 128.739mm，在中部融安站点附件区域值最高，最大值为 269.993mm，差值达到 141mm 左右，同样反映出柳江流域中部更可能是暴雨中心。从(b)图上看，RX5day 指数的气候倾向率也有所差别，柳江流域大部分区域最大五日降水量变化趋势接近，有减弱的态势，西部五日最大降水量减小趋势最明显，按照 10 年减少 5.10mm 左右的趋势发展，而流域下游东南角五日最大日降水量有增大的趋势，按照 10 年增加 18.14mm 左右的趋势发展。

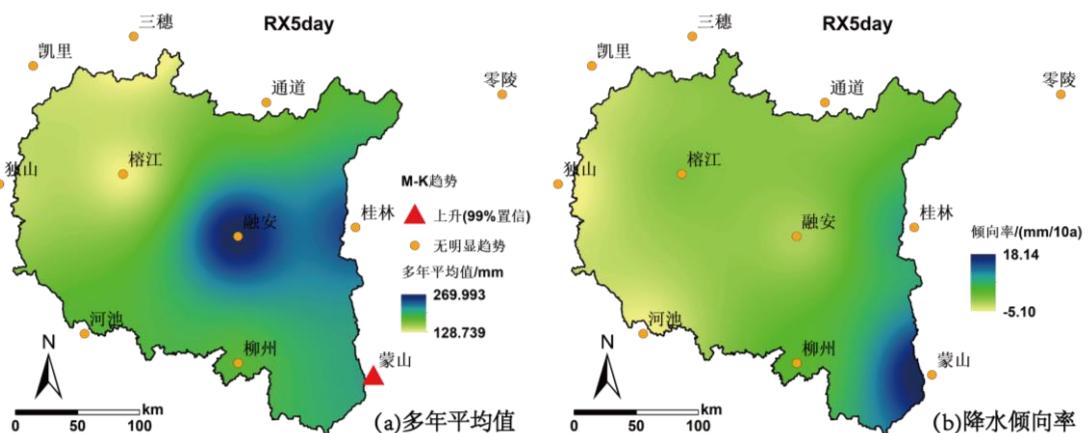


图 3-9 柳江流域 RX5day 多年平均值和降水倾向率变化趋势

Fig. 3-9 The RX5day Multi-Year Mean and Variation Trend of Precipitation Tendency Rate in Liujiang Basin

3.3.5 R95p 空间变化特征

基于 1960-2014 年的 R95p 指数计算其多年平均值和气候倾向率，进一步分析柳江流域 R95p 指数的空间分布和变化趋势，经反距离权重插值结果如下图 3-10 所示。从(a)图上看，柳江流域多年极端降水量在空间上不均匀分布，在西北部榕江站点附近区域值最低，最小值为 298.632mm，在中部融安站点附件区域值最高，最大值为 603.474mm，差值达到 305mm 左右，反映出柳江流域中部更可能是暴雨中心。从(b)图上看，R95p 指数的气候倾向率也有所差别，柳江流域大部分区域极端降水量变化趋势接近，有减弱的态势，西部极端降水量减小趋势最明显，按照 10 年减少 1.27mm 左右的趋势发展，而流域下游东南角极端降水量有增大的趋势，按照 10 年增加 32.90mm 左右的趋势发展。

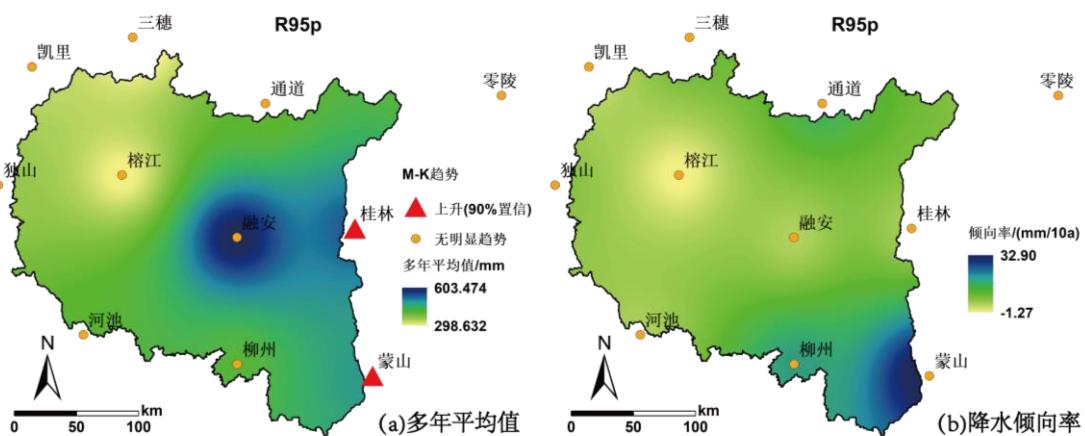


图 3-10 柳江流域 R95p 多年平均值和降水倾向率变化趋势

Fig. 3-10 The R95p Multi-Year Mean and Variation Trend of Precipitation Tendency Rate in Liujiang Basin

3.4 本章小节

本章介绍了研究中使用的线性趋势分析、MK 趋势分析方法，分析了 1960-2014 年柳江流域极端降水变化趋势，主要包括三个主体部分，分别为极端降水阈值的计算以及柳江流域历史极端降水指数的时空变化特征分析。首先基于 Bonsal 法确定 95 百分位的降水阈值，并选取其中 5 个极端江水指数；然后，在时间尺度上，基于线性回归法分析了各站点和流域面平均上极端降水指数的趋势变化，基于 Mann-Kendall 法检验了极端降水趋势；最后，在空间尺度上，基于反距离权重法插值生成流域面平均上的极端降水指数多年平均值和气候倾向率变化趋势，分析了极端降水指数在空间上的变化趋势。结论如下：

(1) 1960-2014 年柳江流域极端降水阈值为 31mm，当日降水超过 31mm 即被认定为极端降水；(2) 5 个指标中，雨天年降水总量 PRCPTOT、年降水强度 SDII、年最大日降水量 RX1day、年最大 5 日降水量 RX5day 和年极端降水总量 R95p 在柳江流域上都呈现不明显的上升趋势，只有桂林和蒙山两个站点的 SDII、RX1day、RX5day 和 R95p 呈现明显上升趋势，上升速度分别为 $0.041\text{mm/d} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 0.712mm/a 、 0.767mm/a 、 3.758mm/a 和 $0.035\text{ mm/d} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 0.784mm/d 、 1.839mm/d 、 3.327mm/a ，说明柳江流域局部区域降水的频率和强度都在增加，但在流域整体上极端降水的趋势变化是不明显的；(3) 5 个指标的多年平均值在柳江流域空间分布中呈现出柳江流域中部最大、西北部最小的特点，表明柳江流域中部是明显的暴雨中心，而从气候倾向率看，各指数在柳江流域东部和东南角有最大值，表明未来柳江流域中部的暴雨中心有向东部和东南部即柳江下游方向移动的趋势。

第4章 柳江流域未来极端降水变化趋势分析

4.1 不同气候模式模拟能力评估

4.1.1 基于泰勒图的模拟评估

CMIP5 模式在对全球和区域的气候变化预测上具有一定的模拟效果^[104-106], 能够较好的模拟地区降水变化过程^[107, 108]。作为新一代的气候模式, CMIP6 在模拟精度上相较于 CMIP5 会有所升高^[109, 110], 但不同模式的空间分辨率大小不同, 且研究区域上模式模拟降水的适用性和模拟效果也有所差异, 因此在研究区内选择适合的气候模式尤为重要。在对 CMIP6 模式模拟的柳江流域历史时期降水数据进行评估时, 基于双线性插值法将各个模式数据插值到 11 个国家站点所在的坐标上, 对比站点观测数据和模式数据, 用于评估该模式在柳江流域上的模拟能力。

本文选择 9 个气候模式数据历史时期（1995-2014 年）日尺度降水数据和站点观测日尺度数据进行对比, 基于泰勒图方法进行模拟评估, 具体做法是将模拟数据和观测数据计算时间尺度上的标准差、均方根误差和相对系数绘制在泰勒图上, 以此直观反映不同模式在柳江流域上对月平均降水模拟的能力。标准差、均方根误差和相对系数的计算公式如下所示:

(1) 标准差:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (4-1)$$

其中 x_i 为序列对应的月平均降水值, \bar{x} 为序列上月平均降水的平均值, n 为序列元素个数。

(2) 中心均方根误差:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (4-2)$$

其中 x_i 为模式月平均数据, y_i 为对应的观测月平均数据, n 为序列元素个数。

(3) 相关系数:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})}} \quad (4-3)$$

其中 x_i 为模式月平均数据, y_i 为对应的观测月平均数据, n 为序列元素个数。

由 CMIP6 历史月平均降水数据和历史观测数据的评估泰勒图如图 4-1 所示, 编号 A-I 代表不同的模式数据, 从评估指标来看不同气候模式之间对于柳江流域降水的模拟效果是有所差异的。

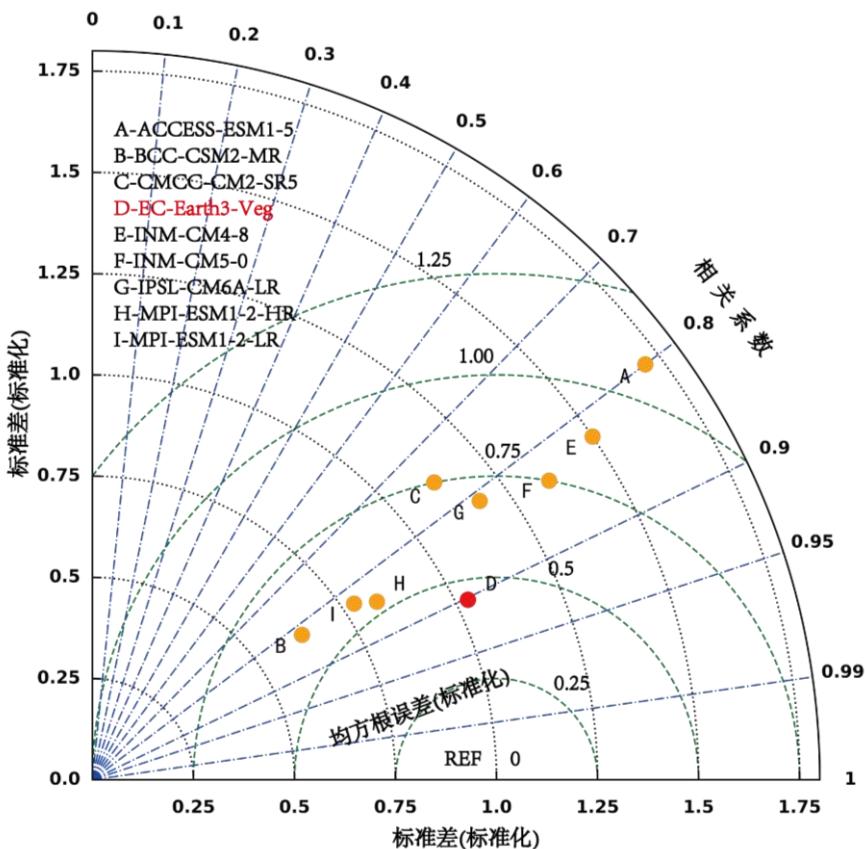


图 4-1 1995-2014 年柳江流域月平均降水场的 CMIP6 模式模拟与观测的泰勒图

Fig. 4-1 Taylor plot of CMIP6 model simulation and observation of monthly average precipitation field in Liujiang Basin from 1995 to 2014

从相关系数上看, 模式数据与观测数据的相关系数越接近 1, 表明两种数据的拟合效果越好, 精度上更接近。各模式的相关系数整体较好, 基本处于 0.75-0.9 的区间内, 其中 BCC-CSM2-MR 模式相关系数最低, 相关系数为 0.76; EC-Earth-Veg 模式相关系数最高, 相关系数为 0.90, 与观测数据的拟合效果也是最好的, 其余模式相关系数均在 0.80-0.85 附近, 差别不大。从标准差上看, 令观测数据的标准差

为 1，则各模式标准差越接近 1，代表模式数据与观测数据的标准差越接近，反映出各模式与观测数据的精度越接近。从图上看各模式的标准差在 0.63-1.71 区间之间，其中 ACCESS-ESM1-5 模式标准差与 1 差值的绝对值最大，为 0.71，EC-Earth-Veg 模式标准差与 1 差值的绝对值最小，为 0.03，因此 EC-Earth-Veg 模式在标准差角度上看也是最贴近观测数据的。从均方根误差上看，令观测数据均方根误差为 0，则各模式与观测数据的均方根误差越接近 0，代表模拟效果越好。从图上看各模式的均方根误差在 0.45-1.10 区间，其中 ACCESS-ESM1-5 模式均方根误差最大，为 1.09；EC-Earth-Veg 模式均方根误差最小，为 0.45，其余模式的均方根误差都超过 0.5。因此，综合泰勒图上的相关系数、标准差和均方根误差对比结果来看，EC-Earth-Veg 模式数据与观测数据最为接近，EC-Earth-Veg 模式相比较于其他模式在柳江流域上有更好的降水过程模拟效果，因此本文将选择 EC-Earth-Veg 模式数据来预估柳江流域未来（2015-2099 年）降水变化趋势以及洪水过程响应。

4.1.2 直接修正方法 DM

直接修正方法 DM (Direct Method) 原理简单，计算方便，能够有效的提高气候模式数据在降水预估上的模拟精度^[111]。它的基本原理是通过计算基准期内的观测数据和模式数据在月尺度上的比值来得到比例因子，并将比例因子运用到修正未来时期不同月份日尺度下的模式数据的偏差校正过程^[112]。当比例因子大于 1 时表示日尺度下的模式数据数值被放大，当比例因子小于 1 时表示日尺度下的模式数据数值被缩小，当比例因子等于 1 时表示日尺度下的模式数据数值不变。其公式如下所示：

$$P_{direct,day} = P_{future,day} \times (\bar{P}_{observed} / \bar{P}_{control})_{mon} \quad (4-4)$$

其中 $P_{direct,day}$ 为修正后日降水， $P_{future,day}$ 为气候模式的未来情景下的日降水， $\bar{P}_{observed}$ 为基准期（1995-2014 年）的观测数据的多年月平均降水， $\bar{P}_{control}$ 为基准期（1995-2014 年）的气候模式数据的多年月平均降水。

使用参考年份（1995-2014 年）的 EC-Earth-Veg 模式和观测数据得到的修正前后模拟结果如下表和图所示。从表上看，有 3 个月份的比例高于 1，最小修正比例为十二月份的 0.586，最大比例为九月的 1.183，从图上看，观测数据最大的多年月平均降水量所处的月份为六月，达到 326mm，而原始气候模式数据在五月达到最大多年月平均降水量，值为 329mm。除了六月、九月和十月的原始模式数据多年月平均降水要低于观测数据外，其余月份原始模式数据多年月平均降水是大于或者等于观测数据的，其中两者在五月平均降水量差值最大，达到了 85mm 左右，反映出气候模式数据模拟值相对于实际降水要偏高一些。因此，基于 DM 方法以观

测数据作为基准, 将原始模式数据多年月平均降水量偏低的月份按比例放大, 将原始模式数据多年月平均降水量偏高的月份按比例缩小, 使得校正后的气候模式数据模拟数值尽可能接近真实值。

表 4-1 柳江流域各月份 DM 修正比例值

Tab. 4-1 The revised ratio of DM in each month in the Liujiang Basin

月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月
比例	0.962	0.692	1.042	0.819	0.742	1.088
月份	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
比例	0.897	0.839	1.183	1.146	0.658	0.586

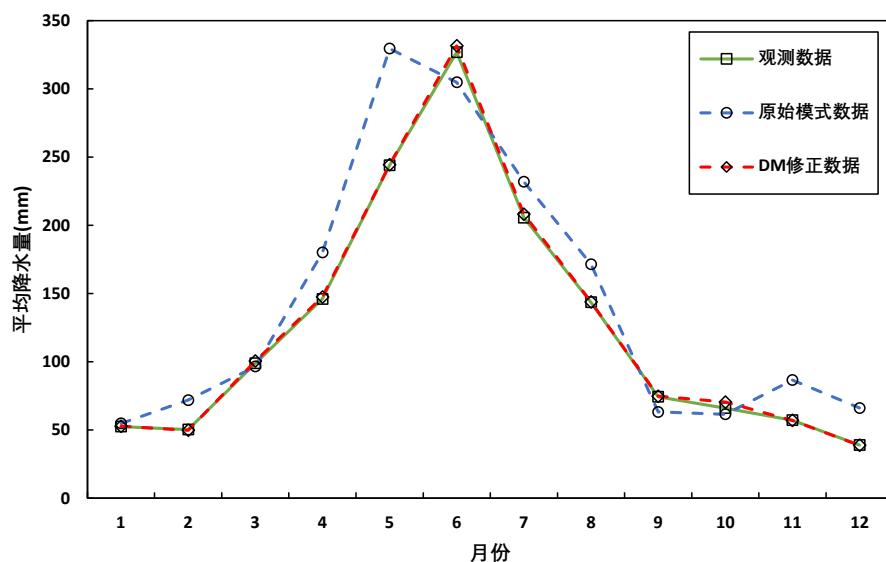


图 4-2 验证期降水多年月平均值结果对比

Fig. 4-2 Comparison of multi-year monthly average results of precipitation during the verification period

4.2 不同情景下极端降雨指数时间变化特征

4.2.1 未来 PRCPOT 时间变化特征

统计未来时期(2015-2100)气候变化下的日降水模式数据计算得到 PRCPOT 指数, 将逐年的 PRCPOT 指数按升序顺序绘制成折线图, 基于线性趋势分析方法计算不同情景时期 PRCPOT 指数拟合方程的趋势系数及截距系数, 虚线表示不同 SSP 情景的线性拟合方程。各情景下的流域平均 PRCPOT 指数如下图 4-3 所示。从图上看, 四个 SSP 情景的 PRCPOT 指数变化趋势较为一致, SSP1-2.6 情景下

的 RPCPTOT 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RPCPTOT 指数按照每年 3.7mm 左右的变化增长，其中 2072 年指数有最大值在 2700mm 左右，2020 年指数有最小值在 970mm 左右；SSP2-4.5 情景下的 RPCPTOT 指数未通过 90% 置信区间，呈现不显著上升趋势，RPCPTOT 指数按照每年 2.1mm 左右的变化增长，其中 2044 年指数有最大值在 2500mm 左右，2067 年指数有最小值在 1070mm 左右；SSP3-7.0 情景下的 RPCPTOT 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RPCPTOT 指数按照每年 4.9mm 左右的变化增长，其中 2080 年指数有最大值在 2700mm 左右，2015 年指数有最小值在 960mm 左右；SSP5-8.5 情景下的 RPCPTOT 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RPCPTOT 指数按照每年 6.1mm 左右的变化增长，其中 2080 年指数有最大值在 2400mm 左右，2022 年指数有最小值在 980mm 左右。因此，SSP2-4.5 情景下指数增长幅度是最小的，SSP5-8.5 情景下指数增长幅度是最大的。

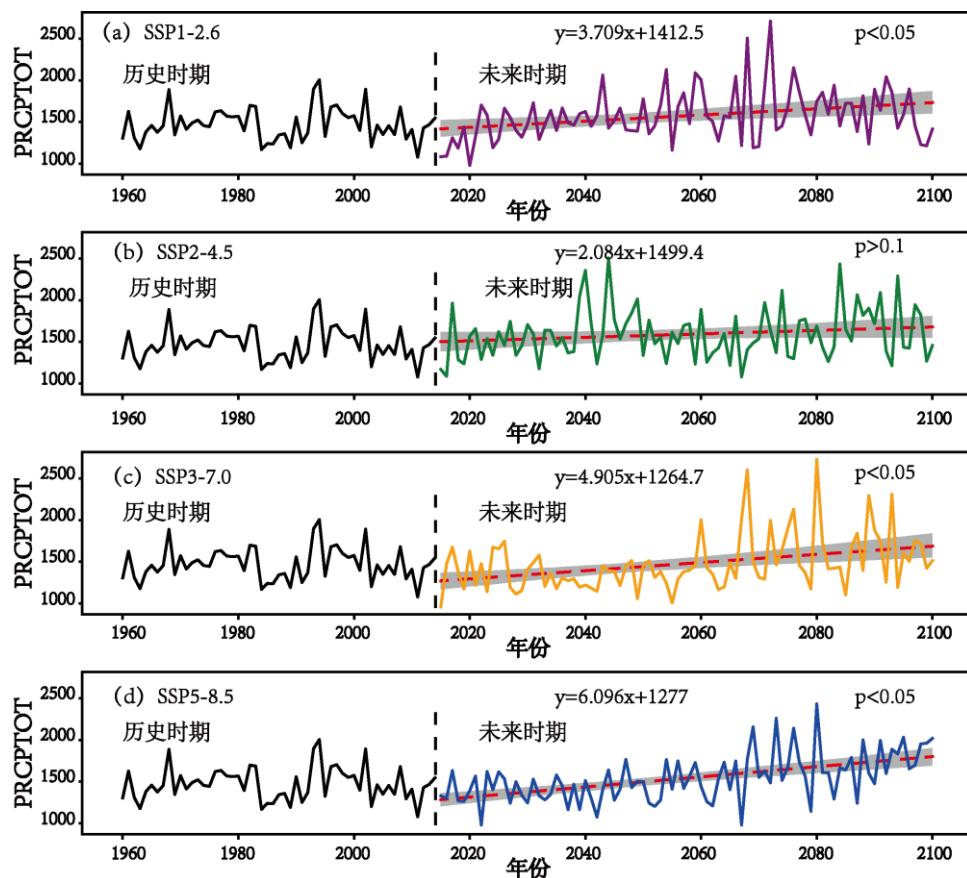


图 4-3 相对于历史时期 1960-2014 年，SSP1-2.6 情景下(a)，SSP2-4.5 情景下(b)，SSP3-7.0 情景下(c)，SSP5-8.5 情景下(d)CMIP6 模式数据的柳江流域 RPCPTOT 变化

Fig. 4-3 Relative to the historical period 1960-2014, under the SSP1-2.6 scenario (a), under the SSP2-4.5 scenario (b), under the SSP3-7.0 scenario (c), under the SSP5-8.5 scenario (d) the Liujiang Basin of the CMIP6 model data RPCPTOT changes

具体来看，2015-2042 年（21 世纪早期）SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景下的 RPCPTOT 指数呈现较强的上升趋势，以每年 14.1mm 和 12.0mm 的变化增加，上升幅度高于整体时期变化，而 SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下的 RPCPTOT 指数呈现下降趋势，以每年 7.1mm 和 3.3mm 的变化减小。2043-2070 年（21 世纪中期）SSP1-2.6 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期呈现不明显的变化趋势，以每年 0.3mm 的变化增加，SSP2-4.5 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期呈现较强的下降趋势，以每年 17.0mm 的变化减少，而 SSP3-7.0 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期呈现较强的上升趋势，以每年 12.2mm 的变化增加，SSP5-8.5 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期呈现较弱的上升趋势，以每年 6.4mm 的变化增加。2071-2100 年（21 世纪末期）SSP1-2.6 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期和中期呈现更强烈的下降趋势，以每年 14.3mm 的变化减少，SSP2-4.5 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期趋势变化不明显，以每年 0.5mm 的变化增加，而 SSP3-7.0 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期和中期同样变化趋势不明显，以每年 0.1mm 的变化减小，SSP5-8.5 情景下的 RPCPTOT 指数相比于早期和中期呈现较弱的上升趋势，以每年 6.6mm 的变化增加。

4.2.2 未来 SDII 时间变化特征

统计未来时期（2015-2100）气候变化下的日降水模式数据计算得到 SDII 指数，将逐年的 SDII 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算不同情景时期 SDII 指数拟合方程的趋势系数及截距系数，虚线表示不同 SSP 情景的线性拟合方程。各情景下的流域平均 SDII 指数如下图 4-4 所示。从图上看，历史时期 SDII 平均值要高于未来时期 SDII，表明模式数据在降水天数的模拟精度上还是存在很多局限性，使得模式模拟的雨天日数要高于实际情况。

四个 SSP 情景的 SDII 指数变化趋势较为一致，SSP1-2.6 情景下的 SDII 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，SDII 指数按照每年 0.011mm/d 左右的变化增长，其中 2072 年指数有最大值在 11.6mm/d 左右，2020 年指数有最小值在 5.2mm/d 左右；SSP2-4.5 情景下的 SDII 指数通过 90% 置信区间，呈现较显著上升趋势，SDII 指数按照每年 0.010mm/d 左右的变化增长，其中 2044 年指数有最大值在 11.1mm/d 左右，2067 年指数有最小值在 5.6mm/d 左右；SSP3-7.0 情景下的 SDII 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，SDII 指数按照每年 0.024mm/d 左右的变化增长，其中 2068 年指数有最大值在 12.1mm/d 左右，2033 年指数有最小值在 5.2mm/d 左右；SSP5-8.5 情景下的 SDII 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，SDII 指数按照每年 0.028mm/d 左右的变化增长，其中 2080 年指数有最大值在 11.8mm/d 左右，2067 年指数有最小值在 5.1mm/d 左右。因此，SSP2-4.5 情景下

指数增长幅度是最小的，SSP5-8.5 情景下指数增长幅度是最大的。

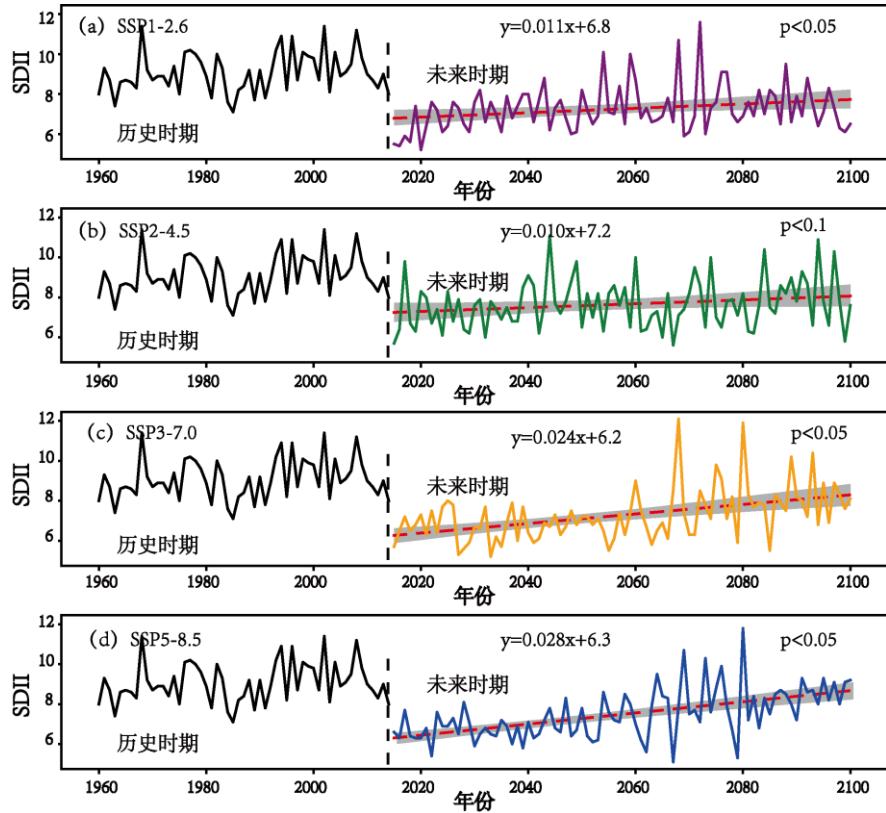


图 4-4 相对于历史时期 1960-2014 年，SSP1-2.6 情景下(a)，SSP2-4.5 情景下(b)，SSP3-7.0 情景下(c)，SSP5-8.5 情景下(d)CMIP6 模式数据的柳江流域 SDII 变化

Fig. 4-4 Relative to the historical period 1960-2014, under the SSP1-2.6 scenario (a), under the SSP2-4.5 scenario (b), under the SSP3-7.0 scenario (c), under the SSP5-8.5 scenario (d) the Liujiang Basin of the CMIP6 model data SDII changes

具体来看，2015-2042 年（21 世纪早期）SSP1-2.6 情景下的 SDII 指数呈现较强的上升趋势，以每年 0.064mm/d 变化增加，上升幅度高于整体时期变化，SSP2-4.5 情景下的 SDII 指数较弱的上升趋势，以每年 0.02mm/d 变化增加，而 SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下的 SDII 指数呈现下降趋势，以每年 0.012mm/d 和 0.006mm/d 的变化减小。2043-2070 年（21 世纪中期）SSP1-2.6 情景下的 SDII 指数相比于早期呈现不明显的变化趋势，以每年 0.004mm/d 的变化增加，SSP2-4.5 情景下的 SDII 指数相比于早期呈现较强的下降趋势，以每年 0.057mm/d 的变化减少，而 SSP3-7.0 情景下的 SDII 指数相比于早期呈现较强的上升趋势，以每年 0.037mm/d 的变化增加，SSP5-8.5 情景下的 SDII 指数相比于早期呈现较强的上升趋势，以每年 0.041mm/d 的变化增加。2071-2100 年（21 世纪末期）SSP1-2.6 情景下的 SDII 指数相比于早期和中期呈现较强的下降趋势，以每年 0.040mm/d 的变化减少，SSP2-4.5 情景下的 SDII 指数相比于早期和中期趋势变化不明显，以每年 0.005mm/d 的

变化增加，而 SSP3-7.0 情景下的 SDII 指数相比于早期和中期同样变化趋势不明显，以每年 0.008mm/d 的变化上升，SSP5-8.5 情景下的 SDII 指数相比于早期和中期呈现较弱的上升趋势，以每年 0.024mm/d 的变化增加。

4.2.3 未来 RX1day 时间变化特征

统计未来时期(2015-2100)气候变化下的日降水模式数据计算得到 RX1day 指数，将逐年的 RX1day 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算不同情景时期 RX1day 指数拟合方程的趋势系数及截距系数，虚线表示不同 SSP 情景的线性拟合方程。各情景下的流域平均 RX1day 指数如下图 4-5 所示。从图上看，四个 SSP 情景的 RX1day 指数变化趋势较为一致，SSP1-2.6 情景下的 RX1day 指数未通过 90% 置信区间，呈现不显著上升趋势，RX1day 指数按照每年 0.016mm 左右的变化增长，其中 2072 年指数有最大值在 97.1mm 左右，2015 年指数有最小值在 28.3mm 左右；SSP2-4.5 情景下的 RX1day 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RX1day 指数按照每年 0.169mm 左右的变化增长，其中 2058 年指数有最大值在 114.5mm 左右，2046 年指数有最小值在 29.8m 左右；SSP3-7.0 情景下的 RX1day 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RX1day 指数按照每年 0.354mm 左右的变化增长，其中 2093 年指数有最大值在 119.2mm 左右，2071 年指数有最小值在 28.6mm 左右；SSP5-8.5 情景下的 RX1day 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RX1day 指数按照每年 0.357mm 左右的变化增长，其中 2095 年指数有最大值在 112.2mm 左右，2022 年指数有最小值在 27.2mm 左右。因此，SSP2-4.5 情景下指数增长幅度是最小的，SSP5-8.5 情景下指数增长幅度是最大的。

具体来看，2015-2042 年（21 世纪早期）SSP1-2.6 情景下的 RX1day 指数呈现较强的上升趋势，以每年 0.644mm 变化增加，上升幅度高于整体时期变化，而 SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下的 RX1day 指数呈现下降趋势，以每年 0.427、0.169mm 和 0.150mm 的变化减小。2043-2070 年（21 世纪中期）SSP1-2.6 情景下的 RX1day 指数相比于早期呈现较弱的上升趋势，以每年 0.236mm 的变化增加，SSP2-4.5 情景下的 RX1day 指数相比于早期呈现不明显变化趋势，以每年 0.169mm 的变化增加，而 SSP3-7.0 情景下的 RX1day 指数相比于早期呈现较强的上升趋势，以每年 0.522mm 的变化增加，SSP5-8.5 情景下的 RX1day 指数相比于早期呈现上升趋势，以每年 0.154mm 的变化增加。2071-2100 年（21 世纪末期）SSP1-2.6 情景下的 RX1day 指数相比于早期和中期呈现强烈的下降趋势，以每年 0.369mm 的变化减少，SSP2-4.5 情景下的 RX1day 指数相比于早期趋势变化不明显，以每年 0.035mm 的变化增加，而 SSP3-7.0 情景下的 RX1day 指数相比于早期和中期呈现

较强上升趋势，以每年 0.776mm 的变化增加，SSP5-8.5 情景下的 RX1day 指数相比于早期和中期呈现较强的上升趋势，以每年 0.842mm 的变化增加。

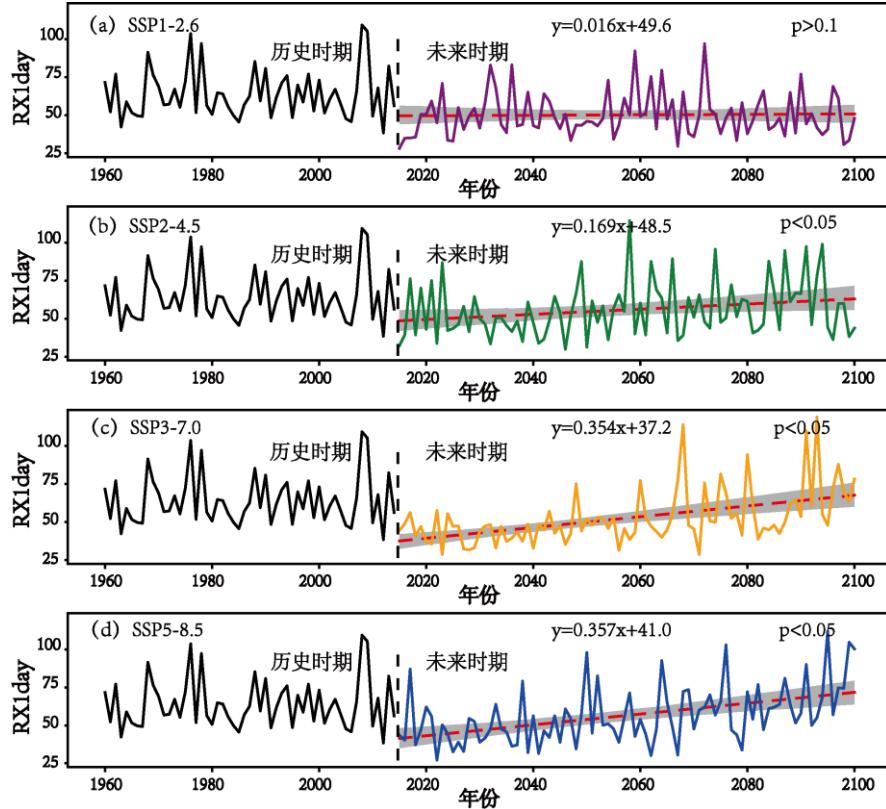


图 4-5 相对于历史时期 1960-2014 年，SSP1-2.6 情景下(a)，SSP2-4.5 情景下(b)，SSP3-7.0 情景下(c)，SSP5-8.5 情景下(d)CMIP6 模式数据的柳江流域 RX1day 变化

Fig. 4-5 Relative to the historical period 1960-2014, under the SSP1-2.6 scenario (a), under the SSP2-4.5 scenario (b), under the SSP3-7.0 scenario (c), under the SSP5-8.5 scenario (d) the Liujiang Basin of the CMIP6 model data RX1day changes

4.2.4 未来 RX5day 时间变化特征

统计未来时期(2015-2100)气候变化下的日降水模式数据计算得到 RX5day 指数，将逐年的 RX5day 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算不同情景时期 RX5day 指数拟合方程的趋势系数及截距系数，虚线表示不同 SSP 情景的线性拟合方程。各情景下的流域平均 RX5day 指数如下图 4-6 所示。从图上看，四个 SSP 情景的 RX5day 指数变化趋势较为一致，SSP1-2.6 情景下的 RX5day 指数未通过 90%置信区间，呈现不显著上升趋势，RX5day 指数按照每年 0.147mm 左右的变化增长，其中 2072 年指数有最大值在 297.5mm 左右，2063 年指数有最小值在 74.25mm 左右；SSP2-4.5 情景下的 RX5day 指数通过 90%置信区间，呈现较显著上升趋势，RX5day 指数按照每年 0.478mm 左右的变化增长，其中 2049 年指

数有最大值在 337.9mm 左右，2024 年指数有最小值在 71.5mm 左右；SSP3-7.0 情景下的 RX5day 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RX5day 指数按照每年 0.954mm 左右的变化增长，其中 2068 年指数有最大值在 268.3mm 左右，2035 年指数有最小值在 74.4mm 左右；SSP5-8.5 情景下的 RX5day 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，RX5day 指数按照每年 0.932mm 左右的变化增长，其中 2095 年指数有最大值在 357.7mm 左右，2041 年指数有最小值在 68.7mm 左右。因此，SSP1-2.6 情景下指数增长幅度是最小的，SSP5-8.5 情景下指数增长幅度是最大的。

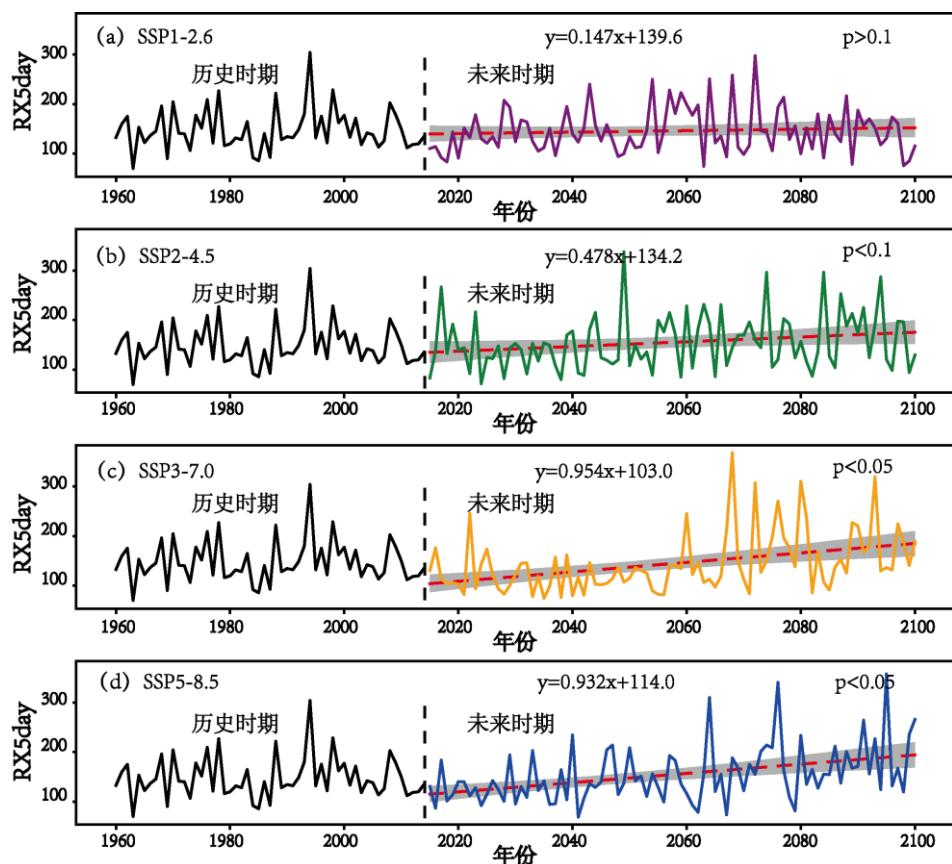


图 4-6 相对于历史时期 1960-2014 年，SSP1-2.6 情景下(a)，SSP2-4.5 情景下(b)，SSP3-7.0 情景下(c)，SSP5-8.5 情景下(d)CMIP6 模式数据的柳江流域 RX5day 变化

Fig. 4-6 Relative to the historical period 1960-2014, under the SSP1-2.6 scenario (a), under the SSP2-4.5 scenario (b), under the SSP3-7.0 scenario (c), under the SSP5-8.5 scenario (d) the Liujiang Basin of the CMIP6 model data RX5day changes

具体来看，2015-2042 年（21 世纪早期）SSP1-2.6 情景下的 RX5day 指数呈现较强的上升趋势，以每年 1.155mm 变化增加，SSP2-4.5 和 SSP3-7.0 情景下的 RX5day 指数呈现较强的下降趋势，分别以每年 1.217mm 和 1.162mm 变化减小，SSP5-8.5

情景下的 RX5day 指数无明显趋势变化，以每年 0.236mm 变化增加。2043-2070 年（21 世纪中期）SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景下的 RX5day 指数相比于早期无明显变化趋势，分别以每年 0.258mm 和 0.79mm 的变化增加，而 SSP3-7.0 情景下的 RX5day 指数相比于早期呈现较强的上升趋势，以每年 2.561mm 的变化增加，SSP5-8.5 情景下的 RX5day 指数相比于早期呈现不明显的下降趋势，以每年 0.326mm 的变化增加。2071-2100 年（21 世纪末期）SSP1-2.6 情景下的 RX5day 指数相比于早期和中期趋势相反，呈现较强的下降趋势，以每年 1.559mm 的变化减少，SSP2-4.5 情景下的 RX5day 指数和中期一致，呈现不明显的变化趋势，以每年 0.246mm 的变化减少，而 SSP3-7.0 情景下的 RX5day 指数相比于早期和中期呈现较弱的下降趋势，以每年 0.300mm 的变化减小，SSP5-8.5 情景下的 RX5day 指数相比于早期和中期趋势一致，呈现较强的上升趋势，以每年 0.783mm 的变化增加。

4.2.5 未来 R95p 时间变化特征

统计未来时期（2015-2100）气候变化下的日降水模式数据计算得到 R95p 指数，将逐年的 R95p 指数按升序顺序绘制成折线图，基于线性趋势分析方法计算不同情景时期 R95p 指数拟合方程的趋势系数及截距系数，虚线表示不同 SSP 情景的线性拟合方程。各情景下的流域平均 R95p 指数如下图 4-7 所示。从图上看，四个 SSP 情景的 R95p 指数变化趋势较为一致，SSP1-2.6 情景下的 R95p 指数未通过 90% 置信区间，呈现不显著上升趋势，R95p 指数按照每年 1.680mm 左右的变化增长，其中 2072 年指数有最大值在 1259.7mm 左右，2048 年指数有最小值在 71.1mm 左右；SSP2-4.5 情景下的 R95p 指数未通过 90% 置信区间，呈现不显著上升趋势，R95p 指数按照每年 1.783mm 左右的变化增长，其中 2084 年指数有最大值在 1112.1mm 左右，2042 年指数有最小值在 62.8mm 左右；SSP3-7.0 情景下的 R95p 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，R95p 指数按照每年 4.321mm 左右的变化增长，其中 2080 年指数有最大值在 1445.6mm 左右，2023 年指数有最小值在 55.7mm 左右；SSP5-8.5 情景下的 R95p 指数通过 95% 置信区间，呈现显著上升趋势，R95p 指数按照每年 5.990mm 左右的变化增长，其中 2080 年指数有最大值在 1275.0mm 左右，2061 年指数有最小值在 44.2mm 左右。因此，SSP1-2.6 情景下指数增长幅度是最小的，SSP5-8.5 情景下指数增长幅度是最大的。

具体来看，2015-2042 年（21 世纪早期）SSP1-2.6 情景下的 R95p 指数呈现极强的上升趋势，以每年 9.030mm 变化增加，SSP2-4.5 情景下的 R95p 指数呈现较强的上升趋势，以每年 3.469mm 变化增加，SSP3-7.0 情景下的 R95p 指数呈现较强的下降趋势，以每年 5.875mm 变化减小，SSP5-8.5 情景下的 R95p 指数无明显趋势变化，以每年 0.532mm 变化减少。2043-2070 年（21 世纪中期）SSP1-2.6 情

景下的 R95p 指数相比于早期呈现较弱的上升趋势,以每年 3.089mm 的变化增加, SSP2-4.5 情景下的 R95p 指数相比于早期趋势相反,呈现较强的下降趋势,以每年 6.606mm 的变化减少,而 SSP3-7.0 情景下的 R95p 指数相比于早期趋势相反,呈现较强的上升趋势,以每年 9.476mm 的变化增加, SSP5-8.5 情景下的 R95p 指数相比于早期呈现较强的上升趋势,以每年 7.176mm 的变化增加。2071-2100 年(21 世纪末期)SSP1-2.6 情景下的 R95p 指数相比于早期和中期趋势相反,呈现强烈的下降趋势,以每年 8.057mm 的变化减少, SSP2-4.5 和 SSP3-7.0 情景下的 R95p 指数相比于早期和中期无明显趋势变化,以每年 0.765mm 的变化减少, SSP5-8.5 情景下的 R95p 指数相比于中期趋势一致,呈现较弱的上升趋势,以每年 4.106mm 的变化增加。

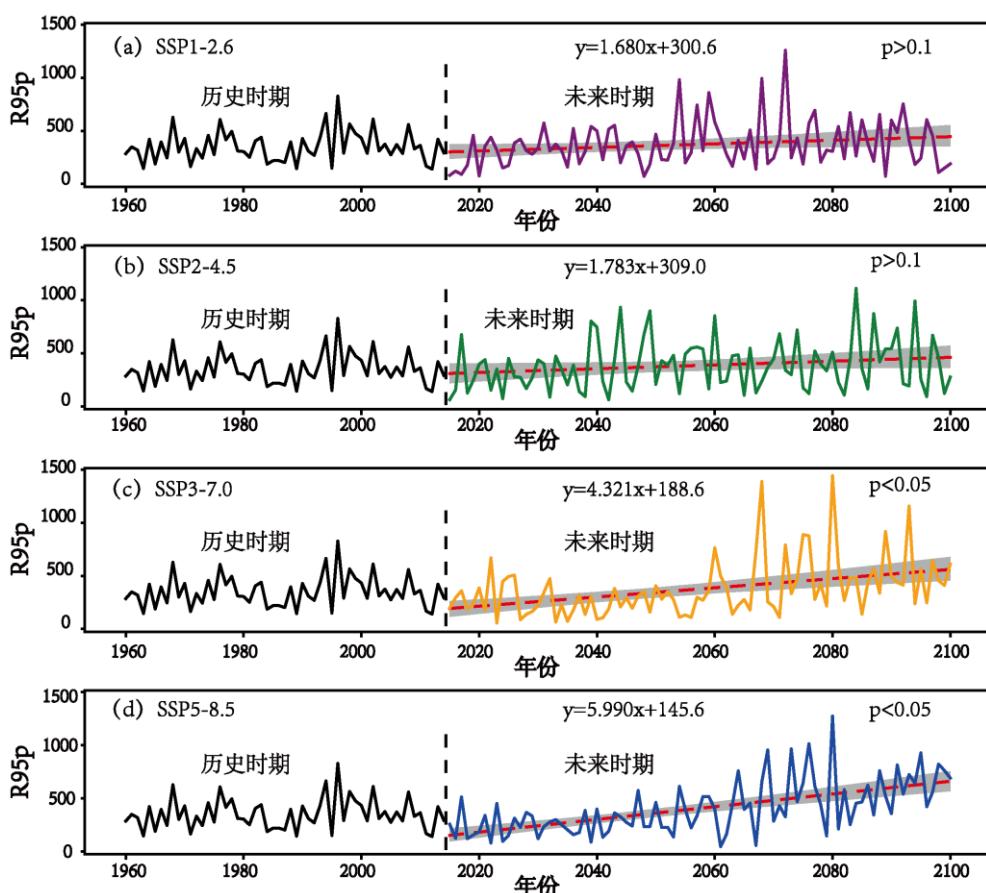


图 4-7 相对于历史时期 1960-2014 年, SSP1-2.6 情景下(a), SSP2-4.5 情景下(b), SSP3-7.0 情景下(c), SSP5-8.5 情景下(d)CMIP6 模式数据的柳江流域 R95p 变化

Fig. 4-7 Relative to the historical period 1960-2014, under the SSP1-2.6 scenario (a), under the SSP2-4.5 scenario (b), under the SSP3-7.0 scenario (c), under the SSP5-8.5 scenario (d) the Liujiang Basin of the CMIP6 model data R95p changes

4.3 未来时期与历史时期降水趋势对比分析

4.3.1 不同情景下逐月降水变化

将 2015-2042 年（21 世纪早期）四种情景下的多年月平均降水量与 1960-2014 年的进行对比，如下图 4-8 所示。从降水的逐月变化可以看出，历史与各情景下逐月降水趋势基本一致，降水主要集中在 4-8 月份，月均降水量基本超过 100mm，6 月份达到降水最大值，SSP1-2.6 情景降水量最大，为 323.7mm，其他情景降水量约为 280mm 左右。在 1-2，8-12 月份，历史与各情景下逐月降水量都较为接近。在 4、5、8 月份中，历史逐月降水量要高于各个情景，且在 4、5 月份，各个情景的逐月降水量在依次减小。在 6、7 月份，SSP2-4.5 情景下的逐月降水远高于其他情景下。

将 2043-2070 年（21 世纪中期）四种情景下的多年月平均降水量与 1960-2014 年的进行对比，如下图所示。从图 4-9 上看，历史与各情景下逐月降水趋势基本一致，1-2，11-12 月份各情景逐月降水相差不大，降水主要集中在 4-8 月份，月均降水量超过 100mm，6 月份为降水最大值，其中 SSP5-8.5 情景有最大降水量，为 340.9mm，SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景的降水量均在 325.8mm 左右，SSP3-7.0 情景和历史情景最小，分别为 309.2mm 和 289.4mm。在 3-5 月份，SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景要大于后两个情景。在 6-7 月份，历史逐月降水量均小于各情景。

将 2071-2100 年（21 世纪末期）四种情景下的多年月平均降水量与 1960-2014 年的进行对比，如下图 4-10 所示。从图上看，历史与各情景下逐月降水趋势基本一致，1-2，10-12 月份各情景逐月降水相差不大，2-5 月份 SSP1-2.6 情景逐月降水基本上要高于其他情景。降水主要集中在 4-8 月份，月均降水量超过 100mm，6 月份为降水最大值，SSP3-7.0 情景有最大的逐月降水量，为 400.3mm，SSP2-4.5 情景的降水量为 373.5mm，SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 情景降水量大约为 340mm 左右，历史情景最小，降水量为 289.4mm。而在 7-9 月份 SSP5-8.5 情景有最大的逐月降水量，在 6-7 月汛期，历史逐月降水量均小于上述四种情景。

将 2015-2100 年（21 世纪全期）四种情景下的多年月平均降水量与 1960-2014 年的进行对比，如下图 4-11 所示。从图上看，历史与各情景下逐月降水趋势基本一致，1-2，10-12 月份各情景逐月降水相差不大，降水主要集中在 4-8 月份，月均降水量超过 100mm，6 月份为降水最大值，SSP1-2.6 情景有最大的逐月降水量，值为 341.8mm，其次为 SSP3-7.0mm，降水量为 332.2mm，SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 情景的降水量大约为 320.0mm 左右，历史情景降水量为 289.4，历史情景逐月降水均小于上述四个情景。

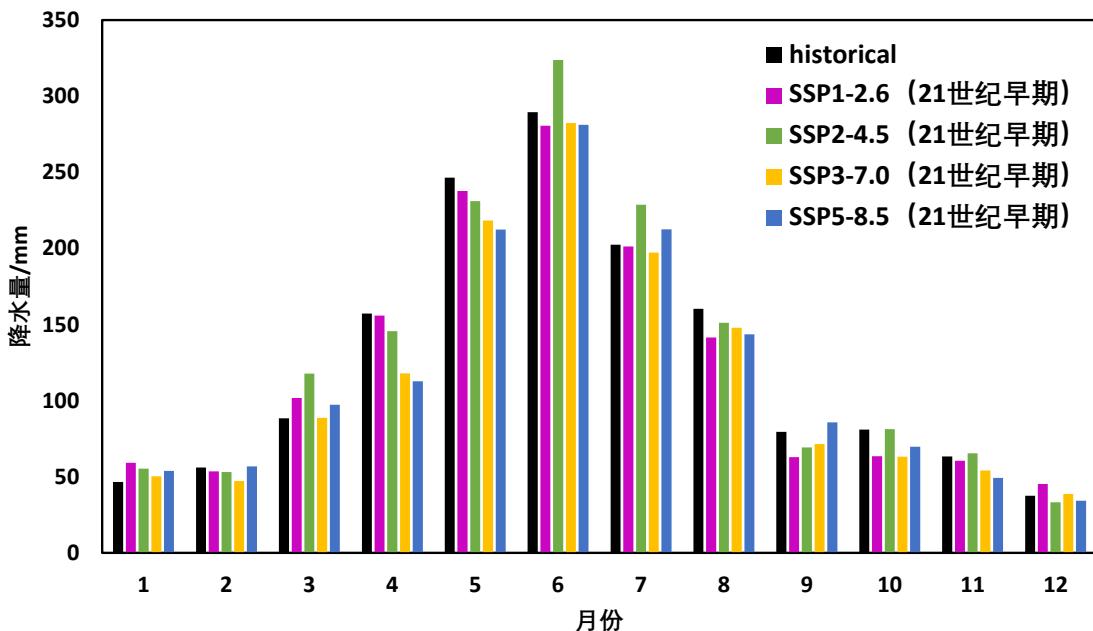


图 4-8 历史时期(1960-2014)和未来时期（2015-2042 年，21 世纪早期）SSP1-2.6 情景，SSP2-4.5 情景，SSP3-7.0 情景和 SSP5-8.5 情景下柳江流域降水的逐月趋势变化

Fig. 4-8 Monthly trends of precipitation in the Liujiang Basin under the historical period (1960-2014) and future period (2015-2042, early 21st century) SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios

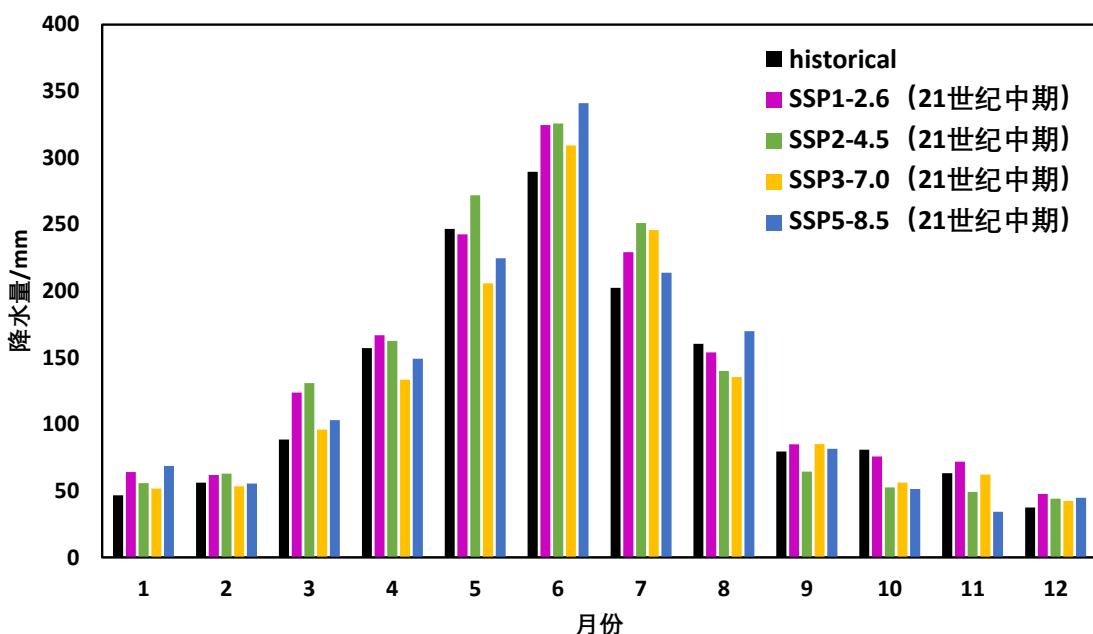


图 4-9 历史时期(1960-2014)和未来时期（2043-2070 年，21 世纪中期）SSP1-2.6 情景，SSP2-4.5 情景，SSP3-7.0 情景和 SSP5-8.5 情景下柳江流域降水的逐月趋势变化

Fig. 4-9 Monthly trends of precipitation in the Liujiang Basin under the historical period (1960-2014) and future period (2043-2070, mid 21st century) SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios

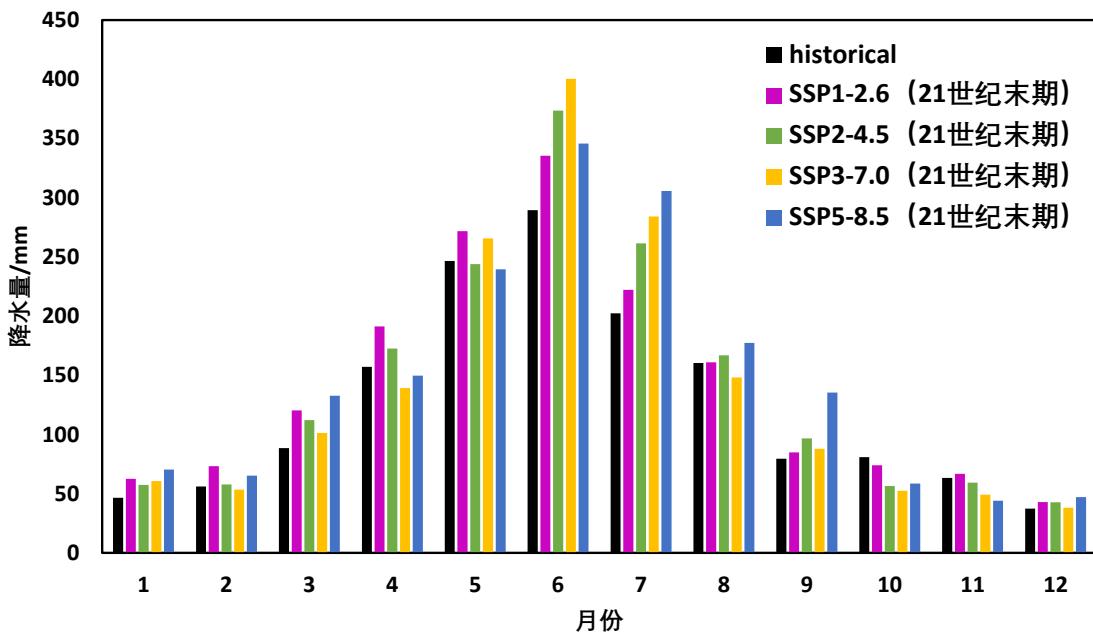


图 4-10 历史时期(1960-2014)和未来时期(2043-2070年, 21世纪末期)柳江流域降水的逐月趋势变化

Fig. 4-10 Monthly trends of precipitation in the Liujiang Basin under the historical period (1960-2014) and future period (2043-2070, late 21st century) SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios

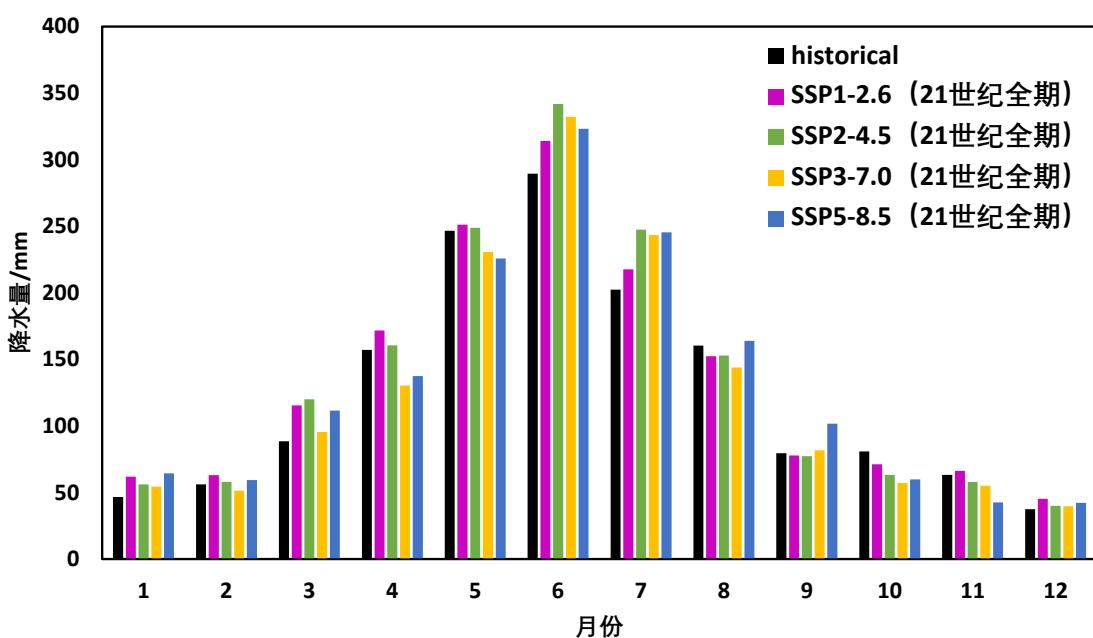


图 4-11 历史时期(1960-2014)和未来时期(2043-2070年, 21世纪全期)柳江流域降水的逐月趋势变化

Fig. 4-11 Monthly trends of precipitation in the Liujiang Basin under the historical period (1960-2014) and future period (2043-2070, 21st century) SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios

4.3.2 不同情景下逐月降水变化率

统计柳江流域 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 四个情景在不同时期（21 世纪早期、中期、末期和全期）和不同时间尺度（月、年尺度）上相对于历史时期的月降水量和年降水量的变化率如下图 4-12 所示。

在年尺度上，总体上看柳江流域降水量变化率在四个情景中都随着时间的增加而增大，SSP1-2.6 情景在早期的降水变化率在 -2.96% 左右，中期降水变化率在 9.15% 左右，末期降水变化率在 13.14% 左右，年降水呈现出随时间变化先减少后增大的趋势；SSP2-4.5 情景在早期的降水变化率在 3.14% 左右，中期降水变化率在 6.80% 左右，末期降水变化率在 12.76% 左右，年降水呈现出随时间变化一直增大的趋势；SSP3-7.0 情景在早期的降水变化率在 -8.68% 左右，中期降水变化率在 -2.11% 左右，末期降水变化率在 11.42% 左右，年降水呈现出随时间变化先减小后增大的趋势；SSP5-8.5 情景在早期的降水变化率在 -6.58% 左右，中期降水变化率在 1.95% 左右，末期降水变化率在 17.44% 左右，年降水呈现出随时间变化一直增大的趋势，即在早期有三个情景的降水变化率都小于 0，在中期有一个情景的降水变化率小于 0，在末期所有情景的降水变化率均大于 0。从各情景来看，早期各情景下的年降水量变化率对比为：SSP2-4.5>SSP1-2.6>SSP5-8.5>SSP3-7.0，中期：SSP1-2.6>SSP2-4.5>SSP5-8.5>SSP3-7.0，末期：SSP5-8.5>SSP1-2.6>SSP2-4.5>SSP3-7.0，三个情景在不同时期都有最大的降水变化率，SSP3-7.0 情景在每个时期的降水变化率都是最小的。

在月尺度上，各情景在不同时期不同月份的年降水变化率也有所差异。在早期，SSP1-2.6 情景的降水变化率在 10 月有最小值为 -21.53%，在 1 月有最大值为 26.96%，有九个月降水变化率都小于 0；SSP2-4.5 情景的降水变化率在 9 月有最小值为 -12.77%，在 3 月有最大值为 33.06%，有六个月降水变化率都小于 0；SSP3-7.0 情景在 4 月由最小值为 -24.99%，在 1 月有最大值为 7.99%，有九个月降水变化率都小于 0；SSP5-8.5 情景的降水变化率在 4 月有最小值为 -28.32%，在 1 月有最大值为 15.54%，有七个月降水变化率都小于 0。在中期，SSP1-2.6 情景的降水变化率在 10 月有最小值为 -6.41%，在 3 月有最大值为 39.83%，有三个月降水变化率都小于 0；SSP2-4.5 情景的降水变化率在 10 月有最小值为 -35.06%，在 3 月有最大值为 47.92%，有四个月降水变化率都小于 0；SSP3-7.0 情景在 10 月由最小值为 -30.74%，在 7 月有最大值为 21.44%，有六个月降水变化率都小于 0；SSP5-8.5 情景的降水变化率在 11 月有最小值为 -46.00%，在 1 月有最大值为 47.42%，有五个月降水变化率都小于 0。在末期，SSP1-2.6 情景的降水变化率在 10 月有最小值为 -8.51%，在 3 月有最大值为 36.06%，有一个月降水变化率小于 0；SSP2-4.5 情景的降水变

化率在 10 月有最小值为 -30.21%，在 7 月有最大值为 29.18%，有三个月降水变化率都小于 0；SSP3-7.0 情景在 10 月由最小值为 -35.15%，在 7 月有最大值为 40.35%，有五个月降水变化率都小于 0；SSP5-8.5 情景的降水变化率在 11 月有最小值为 -30.33%，在 9 月有最大值为 70.41%，有四个月降水变化率都小于 0。在全时期，SSP1-2.6 情景的降水变化率在 10 月有最小值为 -12.07%，在 1 月有最大值为 32.95%，有三个月降水变化率小于 0；SSP2-4.5 情景的降水变化率在 10 月有最小值为 -21.79%，在 3 月有最大值为 35.70%，有四个月降水变化率都小于 0；SSP3-7.0 情景在 10 月由最小值为 -29.39%，在 7 月有最大值为 20.22%，有六个月降水变化率都小于 0；SSP5-8.5 情景的降水变化率在 11 月有最小值为 -32.82%，在 1 月有最大值为 38.27%，有四个月降水变化率都小于 0。

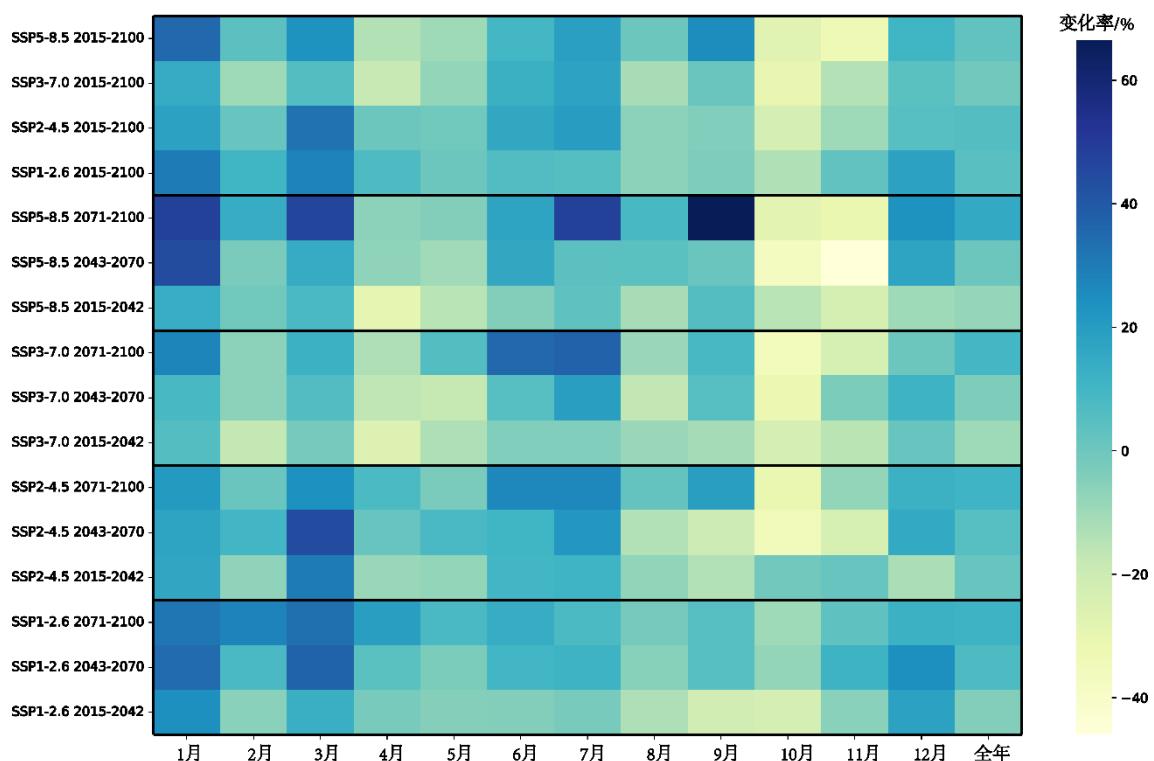


图 4-12 不同情景下未来各时期不同时间尺度柳江流域降水量相对于历史时期(1960-2014 年)变化率的色度图

Fig. 4-12 Chromaticity diagram of the change rate of precipitation in the Liujiang Basin at different time scales in the future under different scenarios relative to the historical period (1960-2014)

总体来看，各情景时期降水变化率最小的时间段 10-11 月份左右，降水变化率最大的时间段在 1-3 月份区间，并且随着时间推移，SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下降水变化率最大的时间段逐渐转变为 7-9 月份，表明柳江流域降水量在 10-11 月减小幅度是最大的，在前中期 1-3 月以及末期的 7-9 月份降水量增加的幅

度是最大的。除此外，各情景下不同时期降水变化率小于 0 的月数也减小，表明大部分月份随着时间推移降水量相对于历史降水呈现出降水增加的趋势。

4.4 未来各时段设计暴雨推求

4.4.1 设计暴雨推求方法

目前在工程和研究中都缺乏直接的洪水预测技术，对于未来时期的洪水过程模拟主要由预测得到的降水资料来计算，因此本文基于四个情景的日降水资料，推求未来时期的设计暴雨过程，耦合分布式水文模型，模拟未来时期的洪水过程。本文从 1982-2006 年的历史降雨和径流资料中选择一场典型洪水作为设计暴雨的原型，使用同频率放大法和同倍比放大法来计算设计暴雨，其中同频率放大法用于设计暴雨的日程分配，同倍比放大法用于暴雨的时程分配。

(1) 同频率放大法：

同频率放大法是将暴雨峰值和不同时段雨量划分出不同的倍比，保证放大后的典型暴雨过程线的峰值和雨量与设计雨峰和设计雨量同频率^[113-115]。本文采用的控制时段为 1、3、7 日，先根据水文频率分布曲线获取最大 1 日雨量 M_{1P} 、最大 3 日雨量 M_{3P} 和最大 7 日雨量 M_{7P} 的频率设计值，再确定典型暴雨过程线的最大 1 日雨量 M_{1D} 、最大 3 日雨量 M_{3D} 和最大 7 日雨量 M_{7D} ，最后计算最大 1 日放大倍比 K_1 、最大 3 日中其他两日放大倍比 K_{3-1} 和最大 7 日中其他四日放大倍比 K_{7-3} 。具体公式如下：

$$K_1 = \frac{M_{1P}}{M_{1D}} \quad (4-5)$$

$$K_{3-1} = \frac{M_{3P} - M_{1P}}{M_{3D} - M_{1D}} \quad (4-6)$$

$$K_{7-3} = \frac{M_{7P} - M_{3P}}{M_{7D} - M_{3D}} \quad (4-7)$$

据此，可以得到设计暴雨各个日程的放大倍比，即可确定每日设计降雨量。

(2) 同倍比放大法：

同倍比放大法用于确定设计暴雨每一日内 24 小时的降水时程分配，根据上述同频率放大法确定设计暴雨过程中每一日的设计雨量值 M_{TP} ，再确定典型暴雨过程线中每一日的雨量 M_{TD} ，可求得典型过程线每小时的雨量放大倍比 K_{WT} ，公式如下所示：

$$K_{WT} = \frac{M_{TP}}{M_{TD}} \quad (4-8)$$

据此, 可以得到设计暴雨各个时程的放大倍比, 即可确定每小时设计降雨量。

(3) 频率分布模型:

频率分布模型能够对未来气候模式下降雨变化作出概率上的定量预估, 可以用来确定各时段的雨量频率设计值^[116]。皮尔逊III型分布模型是使用皮尔逊III型频率曲线计算, 在我国工程实践中被广泛使用的模型^[117]。皮尔逊III型频率曲线是一种 Γ 分布分布曲线, 其概率密度函数为:

$$f(x) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} (x - a_0)^{\alpha-1} \cdot e^{-\beta(x-a_0)}, \alpha > 0, \beta > 0 \quad (4-9)$$

式中 α 、 β 和 a_0 分别为皮尔逊III型分布的形状、尺寸和位置参数。

$$\alpha = \frac{4}{C_s^2} \quad (4-10)$$

$$\beta = \frac{2}{\bar{x} C_v C_s} \quad (4-11)$$

$$a_0 = \bar{x} \left(1 - \frac{2C_v}{C_s}\right) \quad (4-12)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (k_i - 1)^2}{n-1}} \quad (4-13)$$

$$C_s = \frac{\sum (k_i - 1)^3}{(n-3)C_v^3} \quad (4-14)$$

式中, \bar{x} 为随机变量样本的平均值, C_v 为变差系数, C_s 为离差系数系数, k_i 为模比系数。

4.4.2 频率分布曲线拟合

本文以频率为横轴, 降水量为纵轴, 将各情景各时期下年最大1日降水量、年最大3日降水量和年最大7日降水量的经验频率点绘制在海森几率格纸上并确定拟合度最高的频率分布曲线, 下图4-13分别展示了SSP1-2.6情景下的21世纪早期(2015-2042年)、21世纪中期(2043-2070年)和21世纪末期(2071-2100年)的皮尔逊III型频率分布曲线。

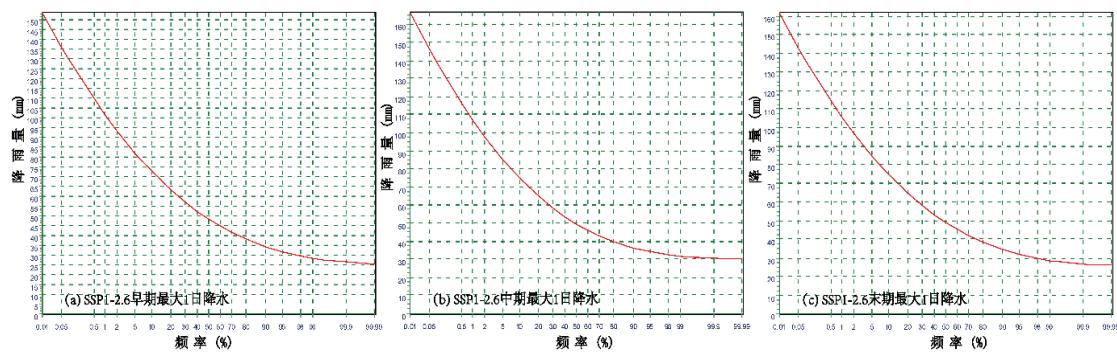


图 4-13 SSP1-2.6 情景下 21 世纪早期(a), 21 世纪中期(b), 21 世纪末期(c)最大日降水量 P-III 型曲线

Fig. 4-13 P-III curve of maximum daily precipitation in the early 21st century (a), mid-21st century (b), and late 21st century (c) under the SSP1-2.6 scenario

表 4-2 未来时期各情景下各重现期设计降雨

Tab. 4-2 Design rainfall for each return period under each scenario in the future period

重现期	设计日程 (mm)	参考暴雨过程	SSP1-2.6			SSP2-4.5		
			早期	中期	末期	早期	中期	末期
十年一遇	最大 1 日	91.97	72.69	75.17	75.00	73.26	89.07	93.32
	最大 3 日	182.47	147.11	164.80	156.98	157.85	187.58	204.63
	最大 7 日	269.39	222.82	296.18	261.63	243.86	291.16	309.98
五十年一遇	最大 1 日	114.72	93.16	97.79	96.88	98.56	115.78	122.44
	最大 3 日	231.58	183.74	213.13	188.58	202.25	244.13	276.07
	最大 7 日	345.53	271.81	402.23	320.84	312.78	386.49	410.99
百年一遇	最大 1 日	123.79	101.48	107.15	105.81	109.27	126.54	134.41
	最大 3 日	251.21	198.45	232.58	200.40	219.92	266.72	305.44
	最大 7 日	376.03	290.99	445.93	343.58	340.39	425.56	452.15
重现期	设计日程 (mm)	参考暴雨过程	SSP3-7.0			SSP5-8.5		
			早期	中期	末期	早期	中期	末期
十年一遇	最大 1 日	91.97	97.65	91.12	75.57	78.02	93.58	98.01
	最大 3 日	182.47	226.82	208.78	161.31	155.71	190.3	233.05
	最大 7 日	269.39	368.73	339.21	238.68	249.44	290.96	319.52
五十年一遇	最大 1 日	114.72	133.13	107.82	90.22	105.37	126.17	120.24
	最大 3 日	231.58	327.41	273.49	222.25	210.4	260.09	306.33
	最大 7 日	345.53	574.82	449.32	318.03	320.6	378.31	411.78
百年一遇	最大 1 日	123.79	147.70	113.94	95.68	116.93	139.74	129.08
	最大 3 日	251.21	369.53	299.53	247.79	233.76	289.13	336.64
	最大 7 日	376.03	664.02	493.59	350.97	249.44	414.22	448.56

根据柳江流域防洪需求, 本文选择百年一遇、五十年一遇和十年一遇为重现期, 对应 $P=1\%$, $P=2\%$ 和 $P=10\%$ 的设计频率, 可以由频率分布曲线确定重现期下的最大 1 日降水量、最大 3 日降水量和最大 7 日降水量。各情景设计雨量如表 4-2 所

示。从表中可以看出，在不同重现期下，每个情景的设计日程降水都有所区别。当重现期为百年一遇时，SSP1-2.6 情景在早期、中期和末期时间段的最大 1 日和最大 3 日降水量都要小于参考年的模拟结果，只有中期时间段最大 7 日降水量是高于参考年，除此外中期设计降水量是最高的，末期次之，早期设计降水量最小；而 SSP2-4.5 情景只有在早期的最大 1 日、最大 3 日降水量和最大 7 日降水量是小于参考值，其余时段各日程设计降雨量均大于参考年，除此外末期设计降水量是最高的，中期次之，早期设计降水量最小；SSP3-7.0 情景在各时期下最大 1 日降雨均小于参考年，而在早期和中期的最大 3 日降水量和最大 7 日降水量均大于参考年，除此外中期设计降水量是最高的，末期次之，早期设计降水量最小；而 SSP5-8.5 情景在中期和末期的最大 1 日降水、最大 3 日降水和最大 7 日降水都大于参考年，在早期各指标均小于参考年，除此外末期设计降水量是最高的，中期次之，早期设计降水量最小。当重现期为五十年一遇和十年一遇时，其变化趋势和百年一遇是区域一致的。

4.4.3 设计暴雨计算

为了保证典型暴雨过程与未来不同情景下模拟降水时段一致（168h），本文挑选 1982-2006 年中的一场典型暴雨过程，即从 1994 年 7 月 16 日 00:00 开始至 1994 年 7 月 22 日 23:00，参照表中各情景下的设计频率基于同频率放大法分别放大 24 个站点的日程降水，再基于同倍比放大法分配每个站点的时程降水，得到未来时期不同情景下十年一遇、五十年一遇和百年一遇的降水过程。设计暴雨过程以 SSP1-2.6 情景早期（2015-2042 年）百年一遇的过程为例，暴雨日程分配结果如下表所示，时程分配结果以设计暴雨过程中最大 1 日降雨的三岔站点为例，如下表 4-3 所示，面平均设计暴雨过程和典型暴雨过程对比如下图 4-14 所示。

表 4-3 同频率法设计暴雨日程分配（以 SSP1-2.6 情景 21 世纪早期为例）
Tab. 4-3 Designing rainstorm schedule allocation by the same frequency method (taking the SSP1-2.6 scenario in the early 21st century as an example)

雨量分配	1 天	2 天	3 天	4 天	5 天	6 天	7 天
放大倍比 K1	--	--	1.497	--	--	--	--
设计雨量 (mm)	--	--	101.47	--	--	--	--
放大倍比 K2	1.373	1.373	--	--	--	--	--
设计雨量 (mm)	25.23	71.74	--	--	--	--	--
放大倍比 K3	--	--	--	3.156	3.156	3.156	3.156
设计雨量 (mm)	--	--	--	20.42	9.25	27.80	35.08
总降水过程 (mm)	25.23	71.74	101.47	20.42	9.25	27.80	35.08

表 4-4 同倍比法三岔站设计暴雨最大 1 日时程分配（以 SSP1-2.6 情景 21 世纪早期为例）
 Tab. 4-4 The distribution of the maximum one-day time course of the design storm at Sancha Station by the same ratio method (taking the SSP1-2.6 scenario in the early 21st century as an example)

时段	设计暴雨时段 1h 降水分配							
	1	2	3	4	5	6	7	8
原始降水 (mm)	0.00	0.00	0.20	4.90	0.00	0.00	0.00	0.30
设计降水 (mm)	0.00	0.00	0.30	7.34	0.00	0.00	0.00	0.45
时段	9	10	11	12	13	14	15	16
原始降水 (mm)	6.40	21.90	12.70	18.50	8.10	2.90	1.50	0.00
设计暴雨 (mm)	9.58	32.79	19.02	27.70	12.13	4.34	2.25	0.00
时段	17	18	19	20	21	22	23	24
原始降水 (mm)	1.40	4.20	31.00	1.60	3.70	0.00	0.00	0.00
设计暴雨 (mm)	2.10	6.29	46.42	2.40	5.54	0.00	0.00	0.00

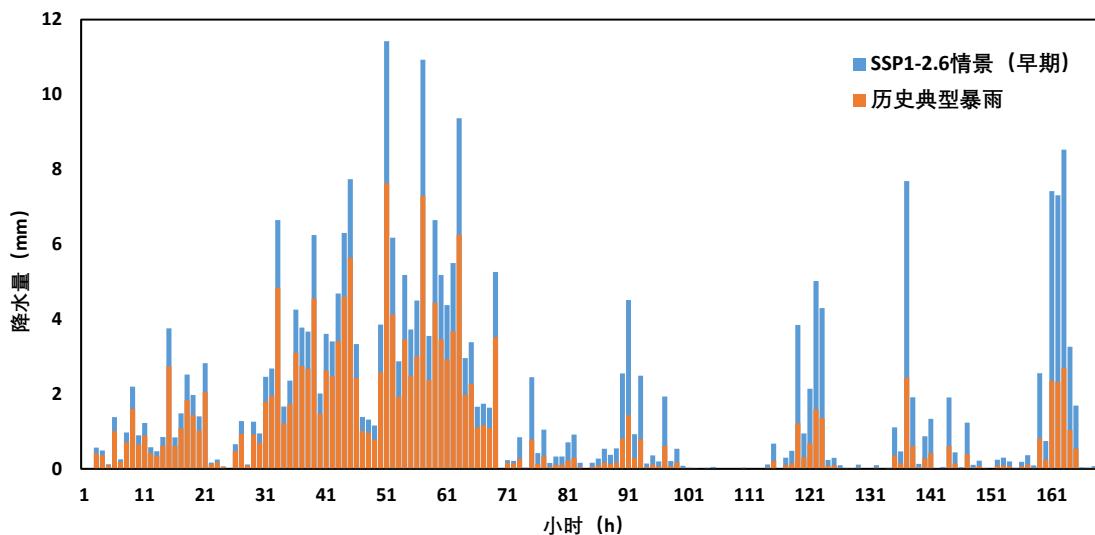


图 4-14 SSP1-2.6 情景下 21 世纪早期柳江流域面平均历史典型暴雨过程和未来设计暴雨过程
 Fig. 4-14 Average historical typical rainstorm process and future design rainstorm process in the Liujiang Basin in the early 21st century under the SSP1-2.6 scenario

4.5 本章小结

本文将 1995-2014 年的历史观测的逐月平均降水作为基准期，基于泰勒图方法评估了 9 个 CMIP6 模式数据在柳江流域的模拟能力，选择模拟效果最好的模式作为未来降水变化的模拟预测分析。然后，对比了未来时期与历史时期的逐月降水变化情况。最后选择了历史期内一场典型暴雨过程，基于 P-III 型频率分布曲线、同频率放大法和同倍比放大法进行设计暴雨推求，模拟未来时段十年一遇、五十年一遇和百年一遇的暴雨过程，结论如下：

(1) 在 9 个 CMIP6 模式中, EC-Earth-Veg 模式模拟精度最高, 标准化均方根误差为 0.45, 标准化标准差为 1.03, 相关系数为 0.90, 因此, 选择 EC-Earth-Veg 模式开展未来极端降水变化趋势分析; (2) 在 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下, PRCPTOT、SDII、RX1day、RX5day 和 R95p 指数基本呈现显著上升趋势, 其中 SSP5-8.5 情景上升幅度最大。从各时段上看, SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景下各指数变化呈现先上升后下降的趋势, 而 SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景则相反; PRCPTOT 指数增长幅度在 SSP2-4.5 情景中最小, 可能的原因是该情景中年降水总量的极大值主要分布在前期, 其余三个情景中降水总量的极大值主要分布在中后期, 因此降水总量增幅不明显。而 RX1day、RX5day 和 R95p 指数更能体现流域内极端降水的变化情况, 三个指数的增幅是随着社会情景的发展呈现递增的趋势, 这与实际一致。伴随着情景中辐射强迫条件和社会发展情景的加剧, 流域内极端降水的变化是在逐渐增加。(3) 历史时期与未来时期的逐月降水对比中, 降水主要集中在 5-7 月, 其中 6 月份月平均降水量最大, 在 21 世纪早期和 21 世纪全期, SSP2-4.5 情景 6 月月均降水有最大值; 在 21 世纪早期和 21 世纪全期, SSP3-7.0 情景 6 月月均降水有最大值; 在 21 世纪末期, SSP5-8.5 情景 6 月月均降水有最大值; (4) 在逐月降水变化率上, 大部分月份随着时间推移降水量相对于历史降水呈现出降水增加的趋势。1-3 月份降水变化率最大, 10-11 月份降水变化率最小并呈现赋值, 表明未来时期冬季和夏季降水会逐渐增加, 秋季降水逐渐减少的; (5) 从设计暴雨过程看, SSP1-2.6 情景 21 世纪中期要高于参考年, SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景中期和末期要高于参考年, SSP2-4.5 情景在前期和中期要高于参考年, 其余时段均小于参考年; 从降水集中度来看, SSP1-2.6、SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景早期降水量最为集中, SSP3-7.0 情景在末期降水量最为集中; 从不同情景看, 各情景降水总量相同, SSP3-7.0 情景在前期和中期降水总量最大, SSP2-4.5 情景在末期降水总量最大; 不同时段各重现期下降水规律虽然有很小的差异, 但是总体上相似。

第5章 未来时期气候变化下柳江流域洪水模拟

5.1 柳江流域 HEC-HMS 模型

5.1.1 HEC-HMS 模型

HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System) 分布式物理水文模型，是一种计算复杂区域水文问题的流域水文模型系统^[63]。国内学者将其广泛应用于海南^[118]、华中地区^[119]及西南山区^[120]等地，并在资料稀缺的山洪预报模拟^[121]，高度城市化下的水文效应研究^[68]等方面成功开展了应用，以上研究表明 HEC-HMS 模型在流域洪水模拟与预测方面适用性较好。

HEC-HMS 模型为将研究区域划分为若干个子流域，每个子流域单独确定其模型参数，并分别进行产汇流的计算，最终集成到流域出口点，HEC-HMS 模型的流域水文循环过程包含降雨损失模块、直接径流模块、基流模块和河道汇流模块共四个模块，如图 5-1 所示^[122, 123]。

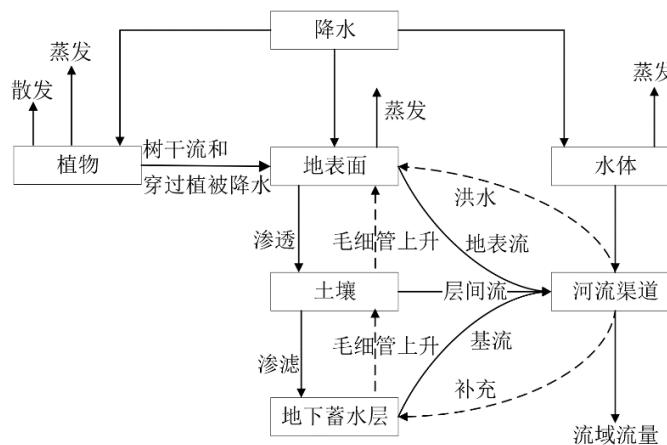


图 5-1 HEC-HMS 对流域径流过程的描述^[124]

Fig. 5-1 The description of the runoff process in the watershed by HEC-HMS

基于柳江流域产汇流过程，本文采用 SCS-CN 曲线法计算产流，采用指数衰减法计算基流，采用运动波法计算直接径流，采用 Muskingum 法计算河道汇流，各计算方法如下所示。

5.1.2 降雨损失模拟

降雨损失计算选择美国水土保持局的 SCS-CN 曲线法，它通过经验关系分别

计算流域中每个子流域的产流，该方法只需要计算一个与土壤类型和土地利用类型相关的参数^[125]，在天然流域内有很好的适用性。其降雨-径流的表达公式为：

$$P_e = \begin{cases} \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}, & P \geq I_a \\ 0, & P < I_a \end{cases} \quad (5-1)$$

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (5-2)$$

式中， P_e 为 t 时刻对应的累计净降雨， P 为对应降雨量， I_a 为初始时刻土壤含水量， S 为土壤最大持水量，在 SCS-CN 方法中， S 与 I_a 关系如下：

$$I_a = 0.2S \quad (5-3)$$

无量纲 CN 值用来反映流域特征的参数，表征不同下垫面条件对于产汇流过程的影响，主要受到水文条件以及地理因素的影响，因此可以用来建立流域最大持水量和流域特征之间的关系。

5.1.3 直接径流模拟

HEC-HMS 模型将流域内每个子流域划分为透水面（Plane1）和不透水面（Plane2），并计算透水面和不透水面的综合汇流糙率以及对应的面积，从而计算坡面汇流，其计算公式如下：

$$\begin{cases} S_f = S_0 \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_e(t) \\ q = \frac{1}{n} S_o^{1/2} h^{5/3} \end{cases} \quad (5-4)$$

式中， S_f 为能量梯度， S_0 为底坡度， h 为水深， q 为单宽流量， x 为流径长度， $i_e(t)$ 为 t 时刻上坡面水平距坡顶 x 米处的单宽净雨量， n 代表曼宁糙率系数，选择经验数值作为坡面汇流糙率初始值^[126]。

5.1.4 基流模拟

本文计算基流采用的方法为指数衰减模型，模型中的基流从初始值开始衰退，其公式如下：

$$Q_t = Q_0 K^t \quad (5-5)$$

式中, Q_0 为初始基流量, K 为衰减常数, 本文设置为 0.95。

5.1.5 河道演进模拟

本文选择 Muskingum 方法计算河道汇流, 是把河道上游断面的入流过程计算为下游断面出流过程, 其基本公式如下:

$$\alpha_1 = \frac{\Delta t - 2KX}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (5-6)$$

$$\alpha_2 = \frac{\Delta t + 2KX}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (5-7)$$

$$\alpha_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (5-8)$$

$$Q_t = \alpha_1 I_t + \alpha_2 I_{t-1} + \alpha_3 Q_{t-1} \quad (5-9)$$

式中, K 为蓄量常数, X 为流量比重因子, Δt 为计算时间步长, Q_t 为计算时刻出流量, Q_{t-1} 为初始时刻出流量, I_{t-1} 为初始时刻入流量, I_t 为计算时刻入流量。

5.2 柳江流域 HEC-HMS 模型构建

基于 ArcGIS 软件和 HEC-GeoHMS 工具对本文上述的 DEM 进行填洼、流向、累计流计算, 设置流域出口, 提取流域河网并划分出子流域, 进而提取出流域地形等物理参数和河道参数等。本文将柳江流域划分为 25 个子流域, 基于泰森多边形方法对柳江流域站点进行降雨插值, 从而获得各雨量站控制的各子流域的相关权重系数, 插值结果如下图 5-2 所示, 各雨量站控制子流域面积权重如下表 5-1 所示, 构建的柳江流域 HEC-HMS 模型如图 5-3 所示。

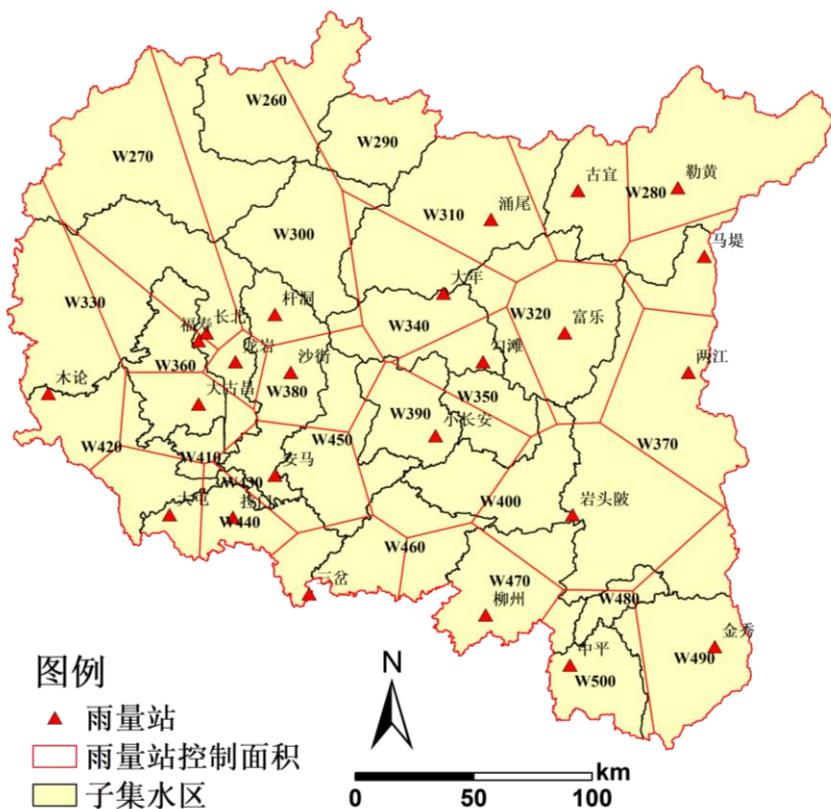


图 5-2 各雨量站控制的流域子面积

Fig. 5-2 Watershed sub-areas controlled by each rainfall station

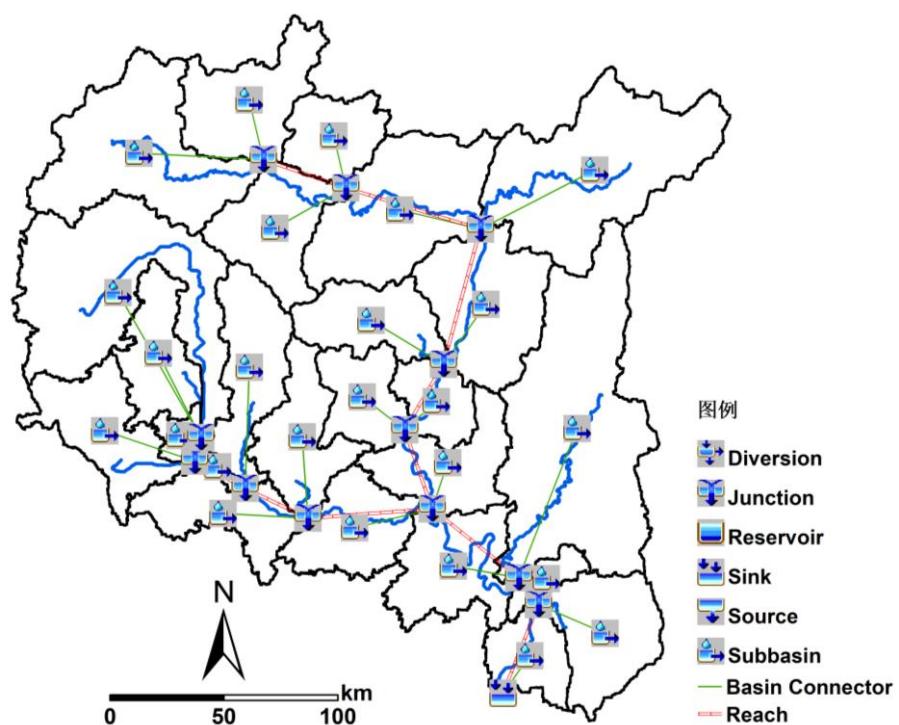


图 5-3 柳江流域 HEC-HMS 模型结构

Fig. 5-3 Structure of HEC-HMS Model in Liujiang Basin

表 5-1 各雨量站控制子流域面积权重
Tab. 5-1 Each rainfall station controls the sub-basin area weight

子流域	控制雨量站	面积权重
W260	涌尾、杆洞	0.36、0.64
W270	长北、木论、杆洞	0.64、0.04、0.32
W280	马堤、勒黄、古宜	0.09、0.64、0.26
W290	杆洞、涌尾	0.02、0.98
W300	杆洞、大年、涌尾	0.88、0.05、0.07
W310	大年、涌尾、古宜、杆洞	0.31、0.57、0.10、0.03
W320	富乐、涌尾、大年、古宜、勾滩、马堤	0.63、0.10、0.09、0.05、0.12、0.01
W330	龙岩、安马、杆洞、大古昌、福寿、木论、长北	0.06、0.01、0.04、0.03、0.16、0.39、0.31
W340	杆洞、大年、沙街、勾滩	0.06、0.55、0.11、0.29
W350	勾滩、小长安、岩头陂	0.52、0.43、0.05
W360	龙岩、福寿、长北、大古昌	0.01、0.34、0.16、0.48
W370	马堤、岩头陂、中平、金秀、两江、富乐	0.10、0.37、0.01、0.10、0.36、0.07
W380	安马、杆洞、沙街、龙岩	0.25、0.31、0.38、0.05
W390	沙街、大年、勾滩、小长安	0.08、0.01、0.11、0.81
W400	岩头陂、小长安、勾滩、富乐	0.55、0.39、0.04、0.03
W410	拉门、大古昌、大屯、安马	0.09、0.67、0.18、0.06
W420	木论、大古昌、拉门、大屯	0.47、0.13、0.01、0.39
W430	安马、拉门	0.61、0.39
W440	三岔、拉门、大屯、安马	0.27、0.41、0.21、0.10
W450	三岔、沙街、小长安、安马	0.03、0.25、0.20、0.52
W460	小长安、岩头陂、三岔、柳州	0.26、0.02、0.42、0.30
W470	岩头陂、中平、柳州	0.23、0.11、0.66
W480	金秀、岩头陂、中平	0.23、0.19、0.58
W490	金秀、中平	0.90、0.10
W500	中平	1.00

5.3 模型参数验证与率定

5.3.1 模拟效果评价指标

本文参考《水文情报预报规范》(GB/T22842-2008),选择洪峰流量相对误差(RE_ρ)和确定性系数(DC)作为洪水模拟效果评价指标,其中 RE_ρ 绝对值越小,模拟效果越好, DC 越接近1, 模型精度越高, 评价指标计算公式如下:

$$RE_Q = \frac{Q_{Sim} - Q_{Obs}}{Q_{Obs}} \times 100\% \quad (5-10)$$

$$DC = 1 - \frac{\sum [Q_{Sim}(i) - Q_{Obs}(i)]^2}{\sum [Q_{Sim}(i) - Q_{Obs,mean}]^2} \quad (5-11)$$

式中, Q_{Sim} 、 Q_{Obs} 为模拟洪峰流量和实测洪峰流量, Q_{Sim} 、 Q_{Obs} 为模拟径流深和实测径流深, Q_{Obs} 为实测平均流量值。

5.3.2 HEC-HMS 模型率定与验证

本文以小时尺度为时间步长, 选择 1993062900 场次洪水和 1994971600 场次洪水对柳江流域 HEC-HMS 模型参数进行率定, 其他 5 场洪水对模型率定参数进行验证, 需要率定的参数有: CN 值、不透水率 (impervious)、糙率 (Roughness)、衰减系数 (RC)、峰值比 (R)、蓄量常数 (K) 和流量比重因子 (X)。使用 Nelder-Mead 算法和峰值加权均方根目标函数进行率定。率定场次模拟结果如下图 5-4, 图 5-5 所示, 验证场次模拟结果如下图 5-6 至图 5-10 所示, 模拟评价指标如下表 5-2 所示。

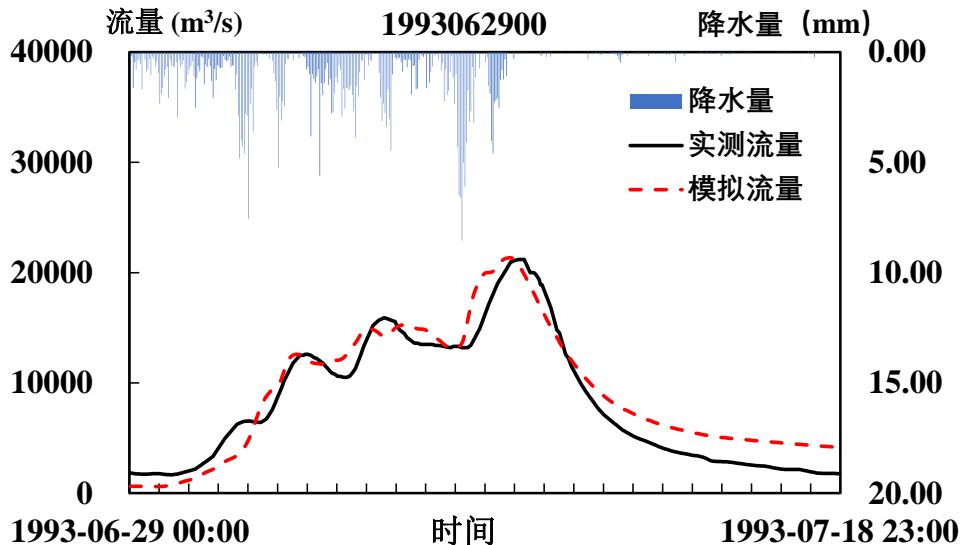


图 5-4 率定场次 1993062900 洪水模拟结果

Fig. 5-4 Flood simulation results of 1993062900 scheduled sessions

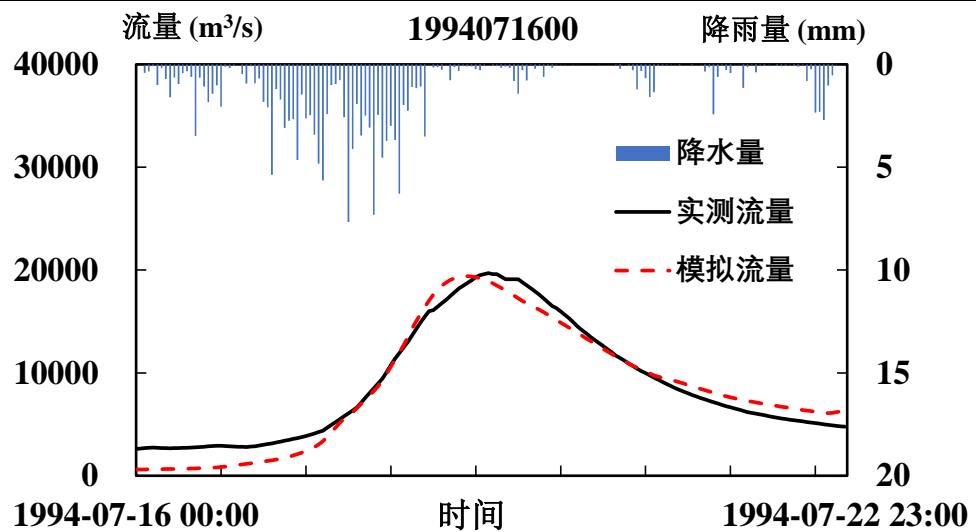


图 5-5 率定场次 1994071600 洪水模拟结果

Fig. 5-5 Flood simulation results of 1994071600 scheduled sessions

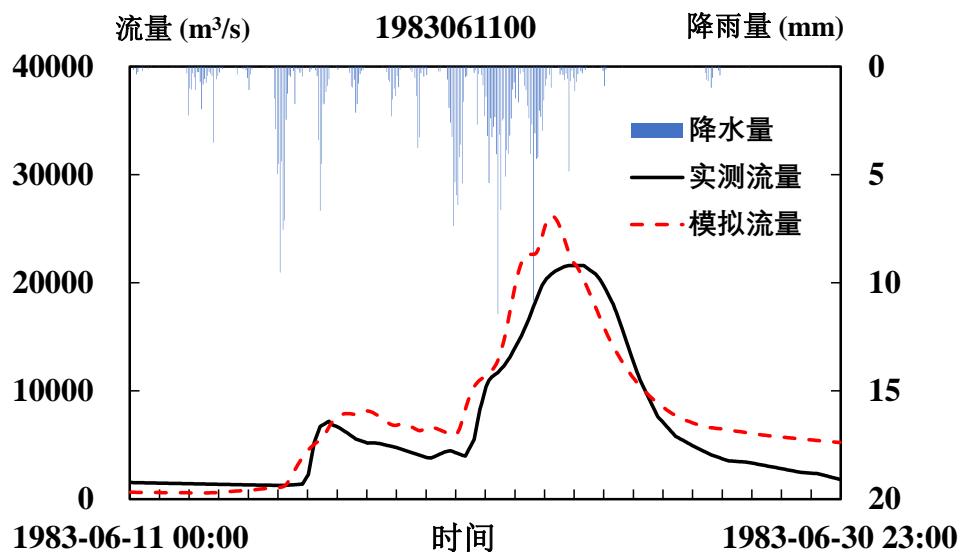


图 5-6 验证场次 1983061100 洪水模拟结果

Fig. 5-6 Validation of flood simulation results of 1983061100 sessions

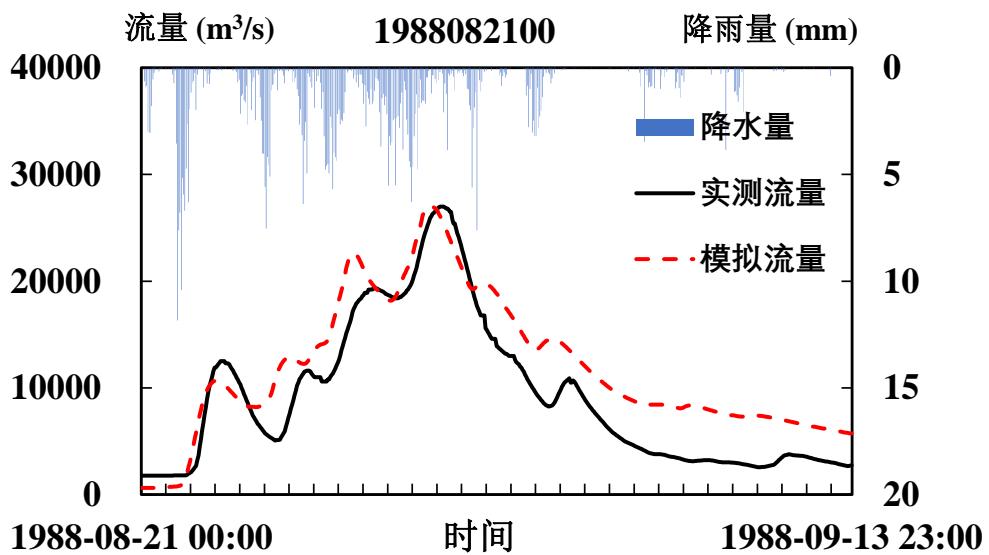


图 5-7 验证场次 1988082100 洪水模拟结果

Fig. 5-7 Validation of flood simulation results of 1988082100 sessions

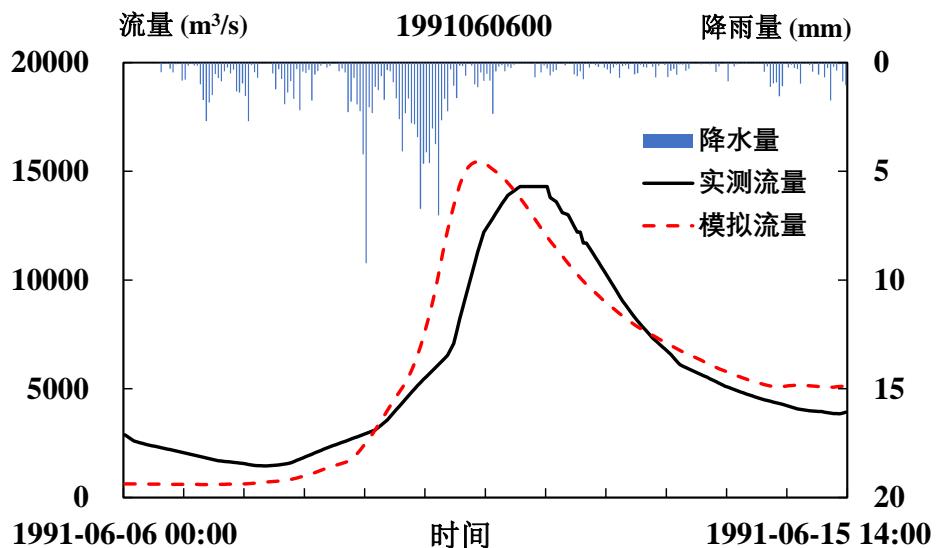


图 5-8 验证场次 1991060600 洪水模拟结果

Fig. 5-8 Validation of flood simulation results of 1991060600 sessions

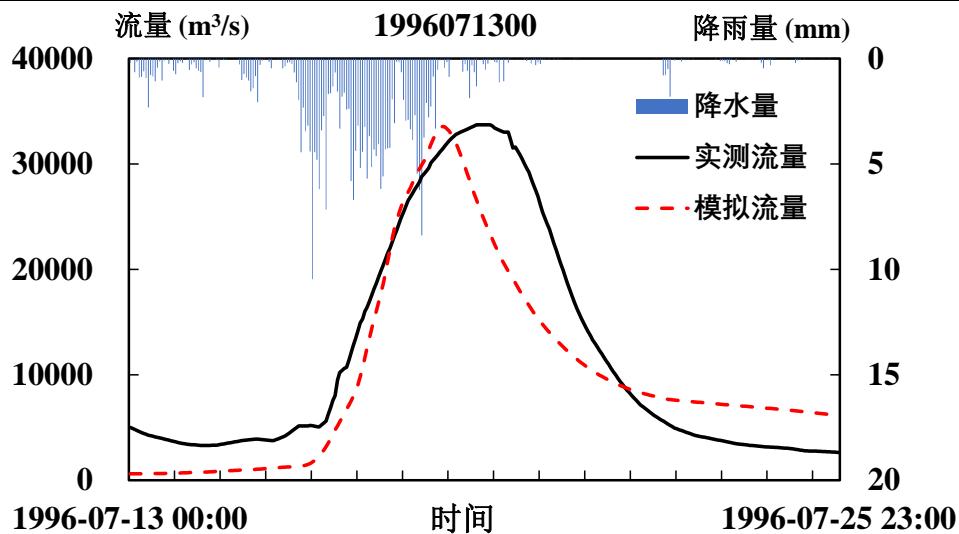


图 5-9 验证场次 1996071300 洪水模拟结果

Fig. 5-9 Validation of flood simulation results of 1996071300 sessions

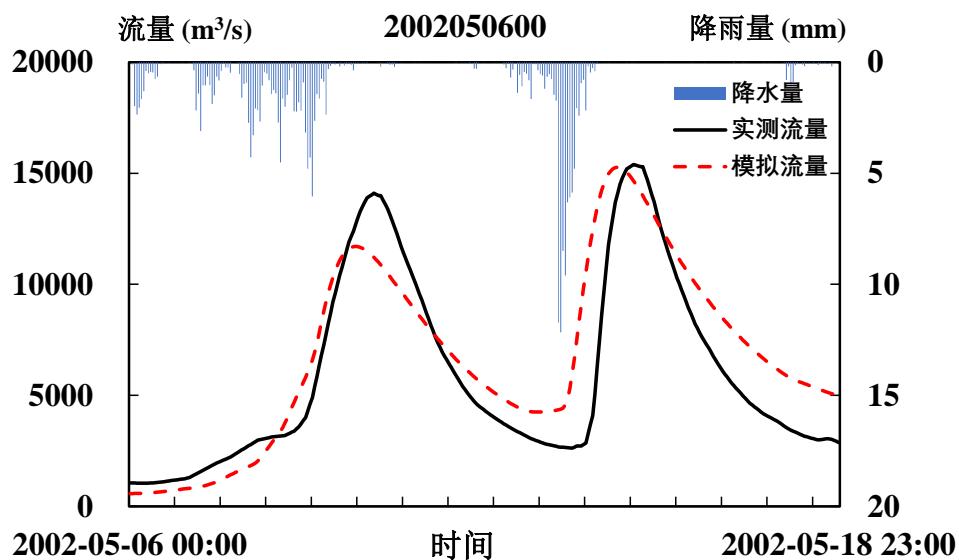


图 5-10 验证场次 2002050600 洪水模拟结果

Fig. 5-10 Validation of flood simulation results of 2002050600 sessions

表 5-2 HEC-HMS 模型率定于验证模拟指标

Tab. 5-2 HEC-HMS model rate set to validate simulation metrics

	场次	洪峰(m^3/s)	REQ(%)	DC
模型率定	1993062900	21200	0.70	0.91
	1994071600	19700	1.54	0.95
	1983061100	21600	21.17	0.83
模型验证	1988082100	27000	0.34	0.73
	1991060600	14300	8.01	0.80
	1996071300	33700	0.49	0.80
	2002050600	15400	0.82	0.75

中山大学硕士学位论文

表 5-3 HEC-HMS 模型河道汇流参数率定结果

Tab. 5-3 Calibration results of channel confluence parameters for HEC-HMS model

河道	R40	R50	R80	R100	R130	R150
K	0.800	0.473	0.436	0.565	0.478	0.537
X	0.215	0.307	0.135	0.257	0.219	0.327
河道	R170	R190	R200	R220	R230	R250
K	0.570	0.697	0.577	0.536	0.496	0.734
X	0.381	0.354	0.441	0.268	0.469	0.391

表 5-4 HEC-HMS 模型参数率定结果

Tab. 5-4 Parameter calibration results of HEC-HMS model

子流域	CN	Impervious	Roughness	RC	R
W260	98.733	0.089	0.749	0.95	0.1
W270	89.675	0.136	0.647	0.95	0.1
W280	85.644	0.308	0.650	0.95	0.1
W290	92.049	0.248	0.542	0.95	0.1
W300	96.145	0.414	0.517	0.95	0.1
W310	98.728	0.541	0.067	0.95	0.1
W320	98.601	1.750	0.082	0.95	0.1
W330	98.962	0.120	0.021	0.95	0.1
W340	81.870	0.779	0.085	0.95	0.1
W350	98.050	2.483	0.078	0.95	0.1
W360	93.406	0.053	0.051	0.95	0.1
W370	94.366	0.669	0.038	0.95	0.1
W380	98.906	1.911	0.050	0.95	0.1
W390	88.639	0.662	0.106	0.95	0.1
W400	92.251	1.872	0.031	0.95	0.1
W410	96.562	0.142	0.256	0.95	0.1
W420	98.349	0.402	0.571	0.95	0.1
W430	96.644	0.178	0.610	0.95	0.1
W440	98.527	1.661	0.448	0.95	0.1
W450	98.559	1.751	0.080	0.95	0.1
W460	93.562	1.473	0.158	0.95	0.1
W470	88.247	7.006	0.245	0.95	0.1
W480	73.932	2.722	0.374	0.95	0.1
W490	73.172	0.266	0.469	0.95	0.1
W500	74.163	2.697	0.355	0.95	0.1

从模拟结果来看，HEC-HMS 模型的率定场次结果较好，两次洪水的洪峰相对误差 RE_Q 均小于 20%，确定性系数 DC 均在 0.9 以上，率定场次模拟精度较高。HEC-HMS 模型的验证场次中，有一场洪水模拟的洪峰相对误差 RE_Q 是高于 20%

的，其余四场洪水都是小于 20%，满足《水文情报预报规范》(GB/T 22482-2008)要求，并且确定性系数 DC 均大于 0.7 以上，且有两场达到了 0.8 以上，说明模型精度较高。模型参数率定结果如表 5-3、表 5-4 所示。

由于柳江流域属于面积较大的流域，对于洪峰在 15000 左右或者以上的大洪水来说，洪水预报难度较大，综合来看 HEC-HMS 模型模拟精度较好，可以用于柳江流域大洪水过程要素的模拟，因此率定参数后的 HEC-HMS 模型可以用来预测未来不同情景下洪水过程。

5.4 未来气候变化下洪水预测与分析

本文基于第四章的设计暴雨过程作为 HEC-HMS 模型降水输入，对 SSP1-2.6 情景、SSP2-4.5 情景、SSP3-7.0 情景和 SSP5-8.5 情景下的 21 世纪早期（2015-2042 年）、21 世纪中期（2043-2070 年）和 21 世纪末期（2071-2100 年）时间段的洪水以及历史洪水过程线下参考年的洪水进行预测分析，重现期分别为百年一遇、五十年一遇和十年一遇。各情景、各年代、各重现期下的预测洪水过程线如下图 5-11、图 5-12 和图 5-13 所示，预测洪水洪峰流量和洪量统计结果如表 5-5 所示。

从图和表上看，同一情景同一时段在不同重现期下的模拟结果都有所不同，同一情景同一重现期在不同时段下的模拟结果也存在不同。但同一情景在不同重现期下相对于参考年都呈现出类似的规律。

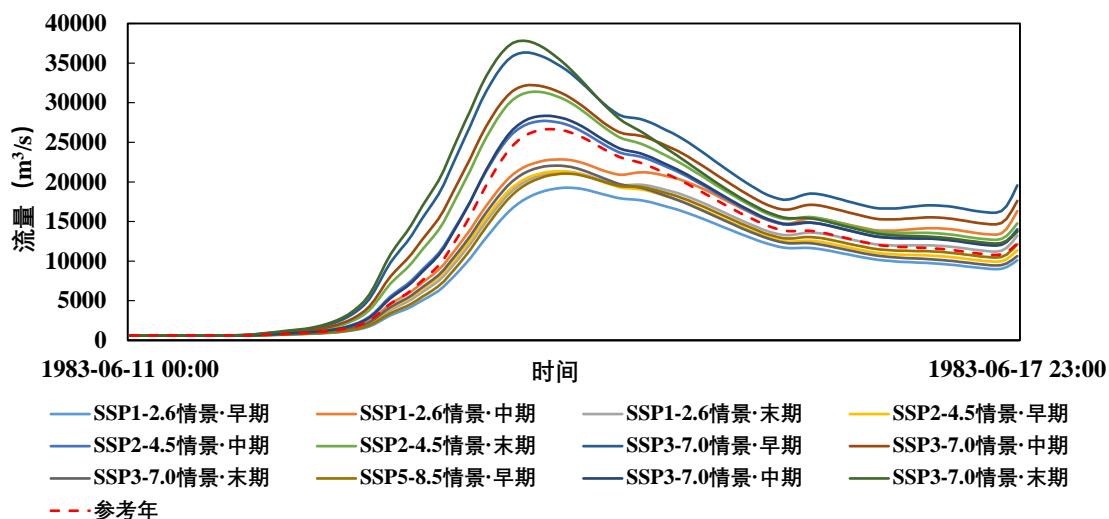


图 5-11 未来各情景各时期下十年一遇洪水预测

Fig. 5-11 Prediction of once-in-a-decade floods in future scenarios and periods

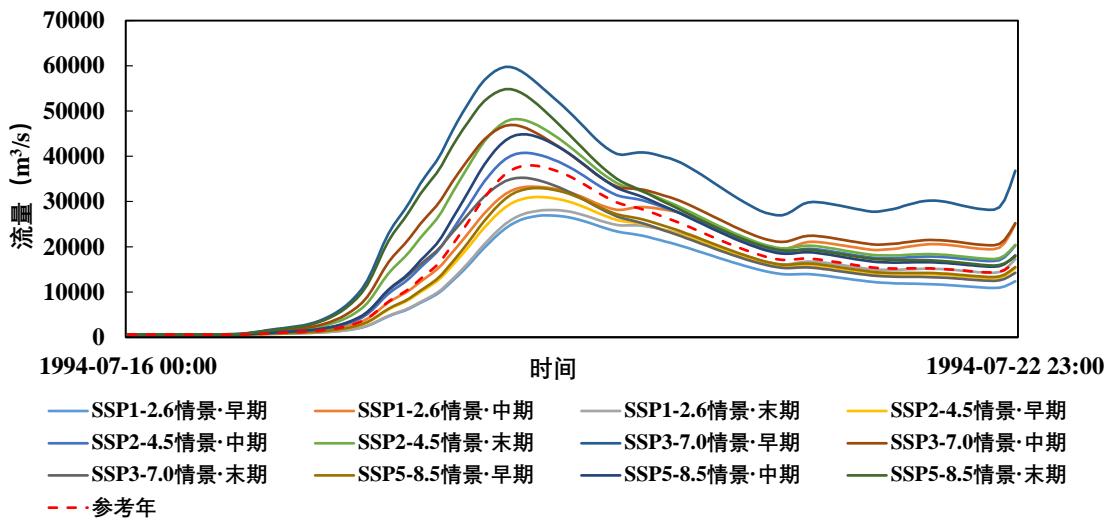


图 5-12 未来各情景各时期下五十年一遇洪水预测

Fig. 5-12 Flood prediction of once in 50 years under various scenarios and periods in the future

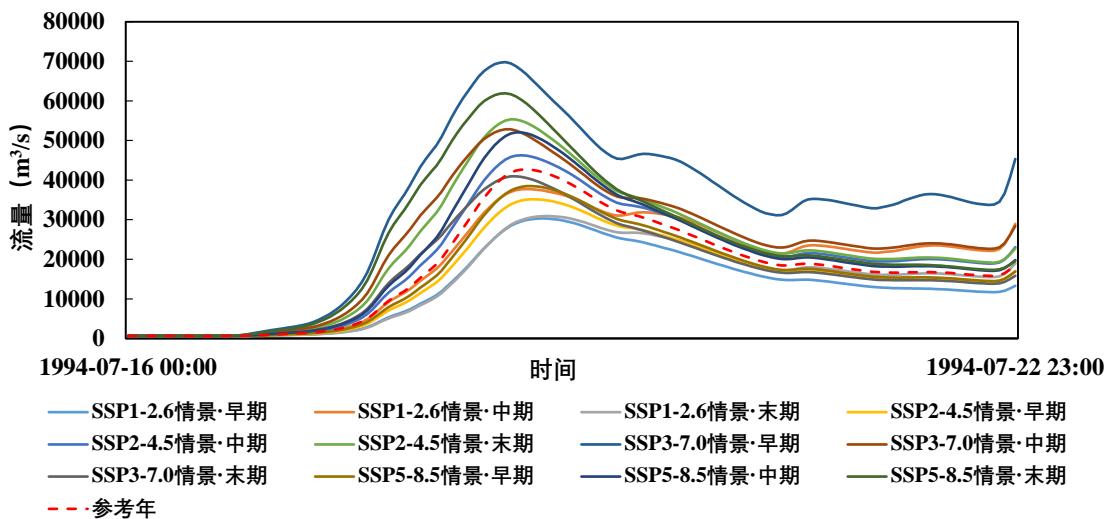


图 5-13 未来各情景各时期下百年一遇洪水预测

Fig. 5-13 Prediction of once-in-a-hundred-year floods in future scenarios and periods

对于 SSP1-2.6 情景来说，重现期在 10 年一遇时，未来时段模拟的洪水洪峰流量均小于参考年，而在未来时段下中期时段模拟的洪峰流量最大，末期时段模拟的洪峰流量大小次之，早期时段模拟的洪峰流量最小。当重现期在 50 年一遇和 100 年一遇时，模拟的洪水洪峰流量同样按照这规律变化；对于 SSP2-4.5 情景来说，重现期在 10 年一遇时，未来时段只有早期模拟的洪水洪峰流量小于参考年，而在未来时段下末期时段模拟的洪峰流量最大，远大于参考值，中期时段模拟的洪峰流量大小次之，大于但接近参考年，早期时段模拟的洪峰流量最小。当重现期在 50 年一遇和 100 年一遇时，模拟的洪水洪峰流量同样按照这规律变化；对于 SSP3-7.0 情景来说，重现期在 10 年一遇时，未来时段只有末期模拟的洪水洪峰流量小于参

考年，而在未来时段下早期时段模拟的洪峰流量最大，远大于参考值，中期时段模拟的洪峰流量大小次之，同样远大于参考年，早期时段模拟的洪峰流量最小。当重现期在 50 年一遇和 100 年一遇时，模拟的洪水洪峰流量同样按照这规律变化；对于 SSP5-8.5 情景来说，重现期在 10 年一遇时，未来时段只有早期模拟的洪水洪峰流量小于参考年，而在未来时段下末期时段模拟的洪峰流量最大，远大于参考值，中期时段模拟的洪峰流量大小次之，大于但接近参考年，早期时段模拟的洪峰流量最小。当重现期在 50 年一遇和 100 年一遇时，模拟的洪水洪峰流量同样按照这规律变化。

表 5-5 未来时期各情景各重现期下预测洪水的洪峰流量、洪量对比

Tab. 5-5 Comparison of peak flow and flood volume of predicted floods under different scenarios and return periods in the future

重现期	参数	参考年	SSP1-2.6			SSP2-4.5		
			早期	中期	末期	早期	中期	末期
10 年	洪峰(m^3/s)	26666	19272	22852	21272	21339	27703	31389
一遇	洪量(亿 m^3)	7.1	5.5	7.1	6.4	6.1	7.6	8.4
50 年	洪峰(m^3/s)	37970	26953	33288	28122	31000	40760	48240
一遇	洪量(亿 m^3)	9.7	7.2	10.2	8.1	8.3	10.7	12.0
100 年	洪峰(m^3/s)	42710	30320	37753	30906	35157	46269	55328
一遇	洪量(亿 m^3)	10.7	7.9	11.5	8.8	9.3	12.0	13.6
重现期			SSP3-7.0			SSP5-8.5		
重现期	参数	参考年	早期	中期	末期	早期	中期	末期
			26666	36330	32223	22058	21048	28354
10 年	洪峰(m^3/s)							37837
一遇	洪量(亿 m^3)	7.1	10.0	9.0	6.2	6.1	7.7	9.4
50 年	洪峰(m^3/s)	37970	59763	46940	35251	32984	44846	54834
一遇	洪量(亿 m^3)	9.7	16.5	12.7	9.1	8.7	11.0	13.0
100 年	洪峰(m^3/s)	42710	69781	52839	40961	38498	52033	61922
一遇	洪量(亿 m^3)	10.7	19.5	14.2	10.3	9.8	12.4	14.5

当重现期为 10 年一遇时，参考年模拟的洪水洪峰流量为 $26666 m^3/s$ ，SSP5-8.5 情景末期时段模拟的洪水洪峰流量最大，为 $37837 m^3/s$ ，SSP1-2.6 情景早期时段模拟的洪水洪峰流量最小，为 $19272 m^3/s$ ，分别超过参考年 41.9% 和 -27.7%。参考年模拟的洪水洪量为 7.1 亿 m^3 ，SSP3-7.0 情景早期时段模拟的洪水洪量最大，为 10.0 亿 m^3 ，SSP1-2.6 情景早期时段模拟的洪水洪量最小，为 5.5 亿 m^3 ，分别超过参考年 40.8% 和 -22.5%。当重现期为 50 年一遇时，参考年模拟的洪水洪峰流量为 $37970 m^3/s$ ，SSP3-7.0 情景早期时段模拟的洪水洪峰流量最大，为 $59763 m^3/s$ ，SSP1-2.6 情景早期时段模拟的洪水洪峰流量最小，为 $26953 m^3/s$ ，分别超过参考年 57.4% 和 -29.0%。参考年模拟的洪水洪量为 9.7 亿 m^3 ，SSP3-7.0 情景早期时段模拟的洪

水洪量最大，为 16.5 亿 m^3 ，SSP1-2.6 情景早期时段模拟的洪水洪量最小，为 7.2 亿 m^3 ，分别超过参考年 70.1% 和 -25.8%。当重现期为 100 年一遇时，参考年模拟的洪水洪峰流量为 $42710m^3/s$ ，SSP3-7.0 情景早期时段模拟的洪水洪峰流量最大，为 $69781m^3/s$ ，SSP1-2.6 情景早期时段模拟的洪水洪峰流量最小，为 $30320m^3/s$ ，分别超过参考年 63.4% 和 -29.0%。参考年模拟的洪水洪量为 10.7 亿 m^3 ，SSP3-7.0 情景早期时段模拟的洪水洪量最大，为 19.5 亿 m^3 ，SSP1-2.6 情景早期时段模拟的洪水洪量最小，为 7.9 亿 m^3 ，分别超过参考年 82.2% 和 -26.2%。SSP1-2.6 情景均小于参考年，SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 早期小于参考年，即当城市发展按照 SSP1-2.6 情景进行可持续发展时，遭遇极端暴雨和洪水的风险最小。

5.5 本章小结

本文首先介绍了 HEN-HMS 模型的原理，并基于基础数据构建了柳江流域的 HEC-HMS 分布式水文模型，对其进行模型参数率定和验证，结果表明构建的模型满足气候变化下柳江流域洪水响应的研究要求，并用于未来时段十年一遇、五十年一遇和百年一遇洪水的模拟。结论如下：

(1) 模型率定和验证的场次中，洪峰流量相对误差基本都小于 20%，确定性系数均在 0.70 以上，有 2 场在 0.80 以上，满足相关规范要求，模型精度较好；(2) 从洪峰流量上看，重现期为十年一遇时，SSP5-8.5 情景 21 世纪末期时段模拟洪水洪峰流量最大，为 $37837m^3/s$ ；当重现期为五十年一遇和百年一遇时，SSP3-7.0 情景 21 世纪早期时段模拟洪水洪峰流量最大，分别为 $59763m^3/s$ 和 $69781m^3/s$ ；从洪量上看，SSP3-7.0 情景 21 世纪早期时段在 3 个重现期下模拟洪水洪量均最大，分别为 10.0 亿 m^3 、16.5 亿 m^3 和 19.5 亿 m^3 ，远高于参考年下各重现期下的洪峰流量和洪量的值。SSP1-2.6 情景均小于参考年，SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 早期小于参考年，即当城市发展按照 SSP1-2.6 情景进行可持续发展时，遭遇极端暴雨和洪水的风险最小。

第6章 结论与展望

6.1 主要研究结论

了解区域极端降水的变化趋势，以及变化环境下的洪水响应过程对于建设稳固的水利防洪工程，保障社会经济稳定发展和人民生命财产安全有着重要意义。本文以南方湿润地区山区性大流域柳江流域为研究区，基于国家站点数据对历史极端降水的时空变化特征进行了分析；基于 CMIP6 模式探讨了未来时期极端降水的变化特征，并与历史时期降水进行了对比分析；选择了一场典型洪水的暴雨过程线进行设计暴雨推求，获得未来各时期十年一遇、五十年一遇和百年一遇暴雨的设计频率；基于上述研究成果，构建了柳江流域分布式水文模型，研究了未来各时期不同情景下的洪水过程，并对洪峰流量和洪量进行了分析。主要研究内容及结论如下：

1、基于 1960-2014 年 11 个国家基准站点日降水数据，采用极端降水指数、线性回归分析、Mann-Kendall 趋势检验方法，基于 5 个极端降水指数研究了柳江流域极端降水的时空变化规律。结果表明：(1) 1960-2014 年柳江流域极端降水阈值为 31mm，日降水量超过 31mm 即认定为极端降水；(2) 时间上，柳江流域局部区域存在降水的总量和强度增加的情况，但柳江流域极端降水变化总体趋势不明显，上升幅度分别为 $7.46\text{mm}/10\text{a}$ 和 $0.12\text{mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ ；(3) 空间上，柳江流域极端降水呈现出中部较大、西北部较小的格局，表明柳江流域中部可能是其暴雨中心。从降水倾向率上看，未来柳江流域中部的暴雨中心有向东部和东南部即柳江下游方向移动的趋势。

2、首先基于 1995-2014 年的历史时程观测降水和 9 个 CMIP6 模式模拟降水进行柳江流域模式适应性评估，然后基于模式数据模拟 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下柳江流域 1995-2100 年的极端降水过程。并对比了历史时期和未来时期柳江流域逐月平均降水结果。结果表明：(1) 基于泰勒图方法的评估结果表明，EC-Earth-Veg 模式模拟精度最高，标准化均方根误差为 0.45，标准化标准差为 1.03，相关系数为 0.90，因此，本文选择 EC-Earth-Veg 模式开展未来极端降水变化趋势分析；(2) 2015-2100 年 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下柳江流域未来极端降水量（增长幅度为 $16.8\text{mm}/10\text{a}$ 、 $17.8\text{mm}/10\text{a}$ 、 $43.2\text{mm}/10\text{a}$ 和 $59.9\text{mm}/10\text{a}$ ）和强度（增长幅度为 $0.11\text{ mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 、 $0.10\text{ mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 、 $0.24\text{ mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ 和 $0.28\text{mm}/\text{d} \cdot 10\text{a}^{-1}$ ）呈现显著上升趋势。伴随着情景中辐射强迫条件的增强，极端降水变化更为显著。随着辐射强迫情景的增强，指数上升的幅度更大。SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景的极端降水指数呈现先上升后下降的趋势，SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景则相反，呈现先下降后上升的趋势；(3) 历史时期与未来时期的

降水主要集中在 5-7 月的夏季，其中 6 月份月平均降水量最大；(4) 在逐月降水变化率上，未来时期 1-3 月份（东季）降水变化率最大，且逐渐转为 7-9 月（夏季）有最大的降水变化率，10-11 月份（秋季）降水变化率最小并呈现负值，表明未来时期东季和夏季降水会逐渐增加，秋季降水逐渐减少的。

3、选择 1994071600 场次洪水的降水过程作为典型降水过程，基于频率曲线法、同频率放大法、同倍比放大法进行设计暴雨推求，获得未来各时期下十年一遇、五十年一遇和百年一遇的降水过程。结果表明：(1) 从 7 日降水总量看，SSP1-2.6 情景 21 世纪中期要高于参考年，SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景中期和末期要高于参考年，SSP2-4.5 情景在前期和中期要高于参考年，其余时段均小于参考年；(2) 从降水集中度来看，SSP1-2.6、SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景早期降水量最为集中，SSP3-7.0 情景在末期降水量最为集中；(3) 从不同情景看，各情景降水总量相同，SSP3-7.0 情景在前期和中期降水总量最大，SSP2-4.5 情景在末期降水总量最大；(4) 不同时段各重现期下降水规律虽然有很小的差异，但是总体上相似。

4、基于 HEC-HMS 模型构建柳江流域分布式水文模型，并基于上文推求的设计暴雨结果模拟不同情景下各时期的洪水过程，结论如下：(1) 模型率定和验证场次中，洪峰流量相对误差基本都小于 20%，确定性系数均在 0.70 以上，有 2 场在 0.80 以上，满足相关规范要求，模型精度较好，表明模型可以应用于柳江流域洪水响应研究；(2) 从洪峰流量上看，重现期为十年一遇时，SSP5-8.5 情景 21 世纪末期时段模拟洪水洪峰流量最大，为 $37837m^3/s$ 。当重现期为五十年一遇和百年一遇时，SSP3-7.0 情景 21 世纪早期时段模拟洪水洪峰流量最大，分别为 $59763m^3/s$ 和 $69781m^3/s$ ，远超过参考年下的 $26666m^3/s$ 、 $37970m^3/s$ 和 $42710m^3/s$ 。当城市发展按照 SSP1-2.6 情景进行可持续发展时，遭遇极端暴雨和洪水的风险最小。

6.2 不足与展望

本文对柳江流域极端降水时空变化规律进行了探讨，并开展了变化环境下柳江流域未来洪水响应的研究，在研究过程中发现了许多内容还需要进一步完善与深入研究，主要包括：

1、本文基于 CMIP6 模式对研究区未来降水过程进行了模拟，但 CMIP6 受到空间分辨率的限制，对于柳江流域降水模拟在精度上仍然存在一定的误差。因此，后续需要对 CMIP6 进行空间降尺度处理，构建精细化的柳江流域降水过程，进一步分析未来时期柳江流域极端降水的时空分布规律。

2、本文只选用了一种方法设计暴雨推求，精度难以保证。后续本文将选择研究中较常用的几种雨型，如芝加哥雨型、三角形雨型或者是根据柳江流域降水规律提出适用于该研究区的暴雨雨型等进行对比，选择更合理的设计暴雨方法，用于开

中山大学硕士学位论文

展后续洪水模拟实验。除此外，本文将探讨不同空间分布下暴雨对于柳江流域洪水响应的研究。

3、由于柳江流域属于山区性大流域，城市化率不高，因此本文并未考虑土地利用变化对于洪水过程的影响。接下来，本文将讨论人类活动对于柳江洪水的响应程度，定量评估土地利用参数尤其是城市化地区对于洪水过程的影响。

参考文献

- [1] Hong L, Wenyuan C. Integrated assessment of air quality and climate change for policy-making: highlights of IPCC AR5 and research challenges[J]. National Science Review,2014,1(02):176-179.
- [2] 刘玄, 唐培军, 吴同帅, 等. 山东省极端气候指数变化特征研究[J]. 水利水运工程学报,2021:1-11.
- [3] 王冀, 蒋大凯, 张英娟. 华北地区极端气候事件的时空变化规律分析[J]. 中国农业气象,2012,33(02):166-173.
- [4] 吴路华, 王世杰, 白晓永, 等. 近60年来印江河流域极端气候演变及其对净初级生产力和归一化植被指数的影响[J]. 生态学报,2022,42(03):960-981.
- [5] 曹云, 孙应龙, 陈紫璇, 等. 2000—2020年黄河流域植被生态质量变化及其对极端气候的响应[J]. 生态学报,2022(11):1-12.
- [6] 杨维涛, 孙建国, 康永泰, 等. 黄土高原地区极端气候指数时空变化[J]. 干旱区地理,2020,43(06):1456-1466.
- [7] 赵金鹏. 1961-2016年青藏高原极端气候事件变化特征研究[D]. 兰州大学,2019.
- [8] 王予, 李惠心, 王会军, 等. CMIP6全球气候模式对中国极端降水模拟能力的评估及其与CMIP5的比较[J]. 气象学报,2021,79(03):369-386.
- [9] Kaiqing Y, Dabang J. Interannual climate variability change during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age in PMIP3 last millennium simulations[J]. Advances in Atmospheric Sciences,2017,34(4).
- [10] Shinichiro Fujimori T H T M. SSP3: AIM implementation of Shared Socioeconomic Pathways[J]. Global Environmental Change,2017,42:268-283.
- [11] Katherine Calvin B B L C. The SSP4: A world of deepening inequality[J]. Global Environmental Change,2017,42:284-296.
- [12] Detlef P. Van Vuuren E S D E. Energy, land-use and greenhouse gas emissions trajectories under a green growth paradigm[J]. Global Environmental Change,2017,42:237-250.
- [13] Oliver Frick P H J R. The marker quantification of the Shared Socioeconomic Pathway 2: A middle-of-the-road scenario for the 21st century[J]. Global Environmental Change,2017,42:251-267.
- [14] Elmar Kriegler N B A P. Fossil-fueled development (SSP5): An energy and resource intensive scenario for the 21st century[J]. Global Environmental Change,2017,42:297-315.
- [15] O'Neill B C T C. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6[J]. Geoscientific Model Development,2016,9:3461-3482.
- [16] CMIP5 SCIENTIFIC GAPS AND RECOMMENDATIONS FOR CMIP6[J]. Bulletin of the American Meteorological Society,2017,98(1):95.

-
- [17] 河南郑州“7·20”特大暴雨灾害调查报告公布[J]. 中国应急管理,2022(02):4.
 - [18] 秦大河, 罗勇, 陈振林, 等. 气候变化科学的最新进展:IPCC第四次评估综合报告解析[J]. 气候变化研究进展,2007(06):311-314.
 - [19] 姜大膀, 富元海. 2 ℃全球变暖背景下中国未来气候变化预估[J]. 大气科学,2012,36(02):234-246.
 - [20] 李博, 周天军. 基于IPCC A1B情景的中国未来气候变化预估:多模式集合结果及其不确定性[J]. 气候变化研究进展,2010,6(04):270-276.
 - [21] 张武龙, 张井勇, 范广洲. CMIP5模式对我国西南地区干湿季降水的模拟和预估[J]. 大气科学,2015,39(03):559-570.
 - [22] 陶辉, 白云岗, 毛炜峰. CMIP3气候模式对北疆气候变化模拟评估及未来情景预估[J]. 地理研究,2012,31(04):589-596.
 - [23] 陶纯苇, 姜超, 孙建新. CMIP5多模式集合对东北三省未来气候变化的预估研究[J]. 地球物理学报,2016,59(10):3580-3591.
 - [24] 胡芩, 姜大膀, 范广洲. CMIP5全球气候模式对青藏高原地区气候模拟能力评估[J]. 大气科学,2014,38(05):924-938.
 - [25] Chen H, Sun J. Assessing model performance of climate extremes in China: an intercomparison between CMIP5 and CMIP3[J]. CLIMATIC CHANGE,2015,129(1-2):197-211.
 - [26] 王予, 李惠心, 王会军, 等. CMIP6全球气候模式对中国极端降水模拟能力的评估及其与CMIP5的比较[J]. 气象学报,2021,79(03):369-386.
 - [27] 李晓蕾, 王卫光, 张淑林. 基于CMIP6多模式的长江流域未来降水变化趋势分析[J]. 中国农村水利水电,2021:1-13.
 - [28] 王慧, 肖登攀, 赵彦茜, 等. 基于CMIP6气候模式的华北平原极端气温指数评估和预测[J]. 地理与地理信息科学,2021,37(05):86-94.
 - [29] 谢文强, 王双双, 延晓冬. CMIP6全球气候模式对中国年平均日最高气温和最低气温模拟的评估[J]. 气候与环境研究,2022,27(01):63-78.
 - [30] 唐明秀, 孙劭, 朱秀芳, 等. 基于CMIP6的中国未来暴雨危险性变化评估[J]. 地球科学进展,2022:1-16.
 - [31] Fischer T, Gemmer M, Liu L, et al. Change-points in climate extremes in the Zhujiang River Basin, South China, 1961-2007[J]. CLIMATIC CHANGE,2012,110(3-4):783-799.
 - [32] 方荣杰, 蒋超华, 苏丽丽, 等. 西江流域干流径流量演变特征分析[J]. 中国农村水利水电,2020(01):111-115.
 - [33] 刘青娥, 吴孝情, 陈晓宏, 等. 珠江流域1960—2012年极端气温的时空变化特征[J]. 自然资源学报,2015,30(08):1356-1366.
 - [34] 李林. 变化环境下中国不同强度降雨的时空变化特征[J]. 水电能源科学,2021,39(03):8-11.

中山大学硕士学位论文

- [35] 韦晓伟, 张洪波, 辛琛, 等. 变化环境下流域气象水文要素的相关性演化[J]. 南水北调与水利科技(中英文),2020,18(06):17-26.
- [36] 牛亚婷, 王素芬. 基于SPI的黄河流域干旱时空特征分析[J]. 灌溉排水学报,2015,34(04):85-90.
- [37] 彭俊. 1950年以来鄱阳湖流域水沙变化规律及影响因素分析[J]. 长江流域资源与环境,2015,24(10):1751-1761.
- [38] Fischer T, Menz C, Su B, et al. Simulated and projected climate extremes in the Zhujiang River Basin, South China, using the regional climate model COSMO-CLM[J]. INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY,2013,33(14):2988-3001.
- [39] 魏培培, 董广涛, 史军, 等. 华东地区极端降水动力降尺度模拟及未来预估[J]. 气候与环境研究,2019,24(01):86-104.
- [40] 周波涛, 蔡怡亨, 韩振宇. 中国区域性暴雨事件未来变化: RegCM4动力降尺度集合预估[J]. 地学前缘,2021:1-11.
- [41] 吴志勇, 陆桂华, 刘志雨, 等. 气候变化背景下珠江流域极端洪水事件的变化趋势[J]. 气候变化研究进展,2012,8(06):403-408.
- [42] 唐中楠, 杨国丽, 李军, 等. 基于HEC-HMS模型的兰江流域径流预测[J]. 水土保持通报,2021,41(05):137-145.
- [43] 周育琳, 穆振侠, 彭亮, 等. 未来气候情景下天山西部山区融雪径流变化研究[J]. 水文,2018,38(06):12-17.
- [44] Li J, Chen Y, Wang H, et al. Extending flood forecasting lead time in a large watershed by coupling WRF QPF with a distributed hydrological model[J]. HYDROLOGY AND EARTH SYSTEM SCIENCES,2017,21(2):1279-1294.
- [45] 黄锋华, 黄本胜, 邱静, 等. 气候变化对北江流域径流影响的模拟研究[J]. 水利水电技术,2018,49(01):23-28.
- [46] Sherman L. Streamflow from rainfall by the unit-graph method[J]. eng news record,1932.
- [47] Dooge J. A General Theory of the Unit Hydrograph[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres,1959,64(2):241-256.
- [48] Ponce V M, Yevjevich V. Muskingum-Cunge Method with Variable Parameters[J]. Journal of the Hydraulics Division,1978,104(12):1663-1667.
- [49] Prasad R. A Nonlinear Hydrologic System Response Model[J]. American Society of Civil Engineers,1967,93(4):201-221.
- [50] 陈洋波, 覃建明, 王幻宇, 等. 基于流溪河模型的中小河流洪水预报方法[J]. 水利水电技术,2017,48(07):12-19.
- [51] 吕允刚, 杨永辉, 樊静, 等. 从幼儿到成年的流域水文模型及典型模型比较[J]. 中国生态

农业学报,2008(05):1331-1337.

- [52] Crawford N H, Linsley R E. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV[J]. Evapotranspiration,1966,39.
- [53] E., Todini. The ARNO rainfall—runoff model[J]. Journal of Hydrology,1996,175(1-4):339-382.
- [54] 陆旻皎. 新安江模型研究的回顾和展望[J]. 水利学报,2021,52(04):432-441.
- [55] 覃建明, 陈洋波, 王幻宇, 等. 数字水系分级对流溪河模型中小河流洪水预报的影响[J]. 长江科学院院报,2018,35(12):57-63.
- [56] Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system[J]. Journal of Hydrology,1986,87(1 – 2):61-77.
- [57] Vieux J E, Ceo P. VfloTM: A REAL-TIME DISTRIBUTED HYDROLOGIC MODEL[J]. 2002.
- [58] 夏军王纲胜吕爱锋谈戈. 分布式时变增益流域水循环模拟[J]. 地理学报,2003(05):789-796.
- [59] 李兰, 钟名军. 基于GIS的LL—II分布式降雨径流模型的结构[J]. 水电能源科学,2003,21(4):4.
- [60] 李明亮, 杨大文, 侯杰, 等. 黑龙江流域分布式水文模型研究[J]. 水力发电学报,2021,40(01):65-75.
- [61] 刘扬李, 周祖昊, 刘佳嘉, 等. 基于水热耦合的青藏高原分布式水文模型——II. 考虑冰川和冻土的尼洋河流域水循环过程模拟[J]. 水科学进展,2021,32(02):201-210.
- [62] 陈洋波, 任启伟, 徐会军, 等. 流溪河模型 I :原理与方法[J]. 中山大学学报(自然科学版),2010,49(01):107-112.
- [63] Gao Y, Chen J, Luo H, et al. Prediction of hydrological responses to land use change[J]. The Science of the Total Environment,2020,708(Mar.15):134991-134998.
- [64] 田竞, 夏军, 张艳军, 等. HEC-HMS模型在官山河流域的应用研究[J]. 武汉大学学报(工学版),2021,54(01):8-14.
- [65] 史利杰, 陈真, 张国栋. HEC-HMS模型在黄河中游大理河流域适用性研究[J]. 人民黄河,2020,42(08):21-24.
- [66] 邢子康, 马苗苗, 文磊, 等. HEC-HMS模型在缺资料地区山洪预报的应用研究[J]. 中国水利水电科学研究院学报,2020,18(01):54-61.
- [67] 叶金印, 高玉芳, 李致家. 雷达测雨误差及其对淮河流域径流模拟的影响[J]. 湖泊科学,2013,25(04):593-599.
- [68] 司巧灵, 杨传国, 顾荣直, 等. HEC-HMS模型在城市化流域洪水模拟中的应用[J]. 人民长江,2018,49(04):17-22.
- [69] 赵良杰, 王莹, 周妍, 等. 基于SWAT模型的珠江流域地下水资源评价研究[J]. 地球科学,2022:1-19.

中山大学硕士学位论文

- [70] 苏恒, 徐宗学, 李鹏, 等. 1970—2017年西江流域降水特性分析[J]. 水力发电学报, 2021, 40(06):51-61.
- [71] 高艺桔, 周月英, 刘祖发, 等. 基于SWAT的北江流域蓝绿水评估及其干旱响应[J]. 长江科学院院报, 2021, 38(06):18-26.
- [72] 王斌, 马志鹏, 刘晋, 等. 东江流域降水时空变化及其与ENSO事件的响应关系[J]. 水电能源科学, 2021, 39(01):6-9.
- [73] 鲁颖, 毕硕本, 刘爱利, 等. 清代1644~1911年期间珠江流域旱涝灾害时空特征分析[J]. 长江流域资源与环境, 2018, 27(12):2867-2877.
- [74] 张婉军, 辛存林, 于爽, 等. 柳江流域河流溶解态重金属时空分布及污染评价[J]. 环境科学, 2021, 42(09):4234-4245.
- [75] 刘涛, 张翅鹏, 吴攀, 等. 都柳江流域水体锑的形态及净化特征研究[J]. 长江流域资源与环境, 2021, 30(05):1194-1201.
- [76] 杨昆, 贺磊, 许乃中, 等. 柳江流域生态系统服务价值的影响研究[J]. 生态科学, 2016, 35(04):148-156.
- [77] 方神光, 郭闯. 柳江下游柳州至石龙三江口河段防洪特性分析[J]. 人民长江, 2017, 48(S2):1-3.
- [78] 王建芳包世泰. 柳江流域防洪减灾综合对策[J]. 广西师范学院学报(自然科学版), 2002(03):52-56.
- [79] 杨林, 朱明, 何愿. 柳江流域岩溶地下水质量与污染评价[J]. 水资源开发与管理, 2020(09):46-49.
- [80] 李佳静, 刘威, 邓培雁. 柳江流域不同水文季节水质对附生硅藻群落的影响研究[J]. 生态科学, 2020, 39(01):10-19.
- [81] 张婉军, 辛存林, 于爽, 等. 柳江流域河流溶解态重金属时空分布及污染评价[J]. 环境科学, 2021, 42(09):4234-4245.
- [82] 吴立愿. 柳江“2009.7”暴雨洪水分析[J]. 广西水利水电, 2010(02):51-54.
- [83] 杜勇, 丁镇. 柳江流域“09.7”暴雨洪水特性分析[J]. 水文, 2009, 29(S1):66-68.
- [84] 王治安. 柳江流域洪水特性分析[J]. 人民珠江, 1990(01):18-23.
- [85] 朱雪梅. 柳江流域“2010.6”暴雨洪水特性分析[J]. 广西水利水电, 2010(06):21-24.
- [86] 王建芳包世泰. 柳江流域防洪减灾综合对策[J]. 广西师范学院学报(自然科学版), 2002(03):52-56.
- [87] 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)评述[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(05):445-456.
- [88] 王予, 李惠心, 王会军, 等. CMIP6全球气候模式对中国极端降水模拟能力的评估及其与CMIP5的比较[J]. 气象学报, 2021, 79(03):369-386.

中山大学硕士学位论文

- [89] 戴声佩, 罗红霞, 李茂芬, 等. 1959-2016年华南地区极端降水事件变化特征[J]. 中国农业资源与区划, 2021;1-17.
- [90] 马伟东, 刘峰贵, 周强, 等. 1961—2017年青藏高原极端降水特征分析[J]. 自然资源学报, 2020, 35(12):3039-3050.
- [91] 黄国如, 陈易偲, 姚芝军. 高度城镇化背景下珠三角地区极端降雨时空演变特征[J]. 水科学进展, 2021, 32(02):161-170.
- [92] 曹竟成. 略谈我国的暴雨[J]. 治淮, 1991(07):23.
- [93] 王澄海, 张晟宁, 李课臣, 等. 1961~2018年西北地区降水的变化特征[J]. 大气科学, 2021, 45(04):713-724.
- [94] 芦佳玉, 延军平, 曹永旺. 1961~2015年西南地区降水及洪涝指数空间分布特征[J]. 长江流域资源与环境, 2017, 26(10):1711-1720.
- [95] 戴声佩, 罗红霞, 李茂芬, 等. 1959-2016年华南地区极端降水事件变化特征[J]. 中国农业资源与区划, 2021;1-17.
- [96] 吴金华, 盛芝露, 杜加强, 等. 1956-2017年东北地区气温和降水的时空变化特征[J]. 水土保持研究, 2021, 28(03):340-347.
- [97] 谢云, 林小鹃, 殷水清, 等. 中国次雨量特征及其区域分异[J]. 地理学报, 2009, 64(03):323-330.
- [98] 王效瑞, 梁邦云, 郭秀云. 百分位方法在安徽旱涝诊断中的应用[J]. 安徽师范大学学报(自然科学版), 2006(03):281-285.
- [99] 郭广芬, 周月华, 史瑞琴, 等. 湖北省暴雨洪涝致灾指标研究[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(04):357-361.
- [100] Bonsal B R, Zhang X, Vincent L A, et al. Characteristics of Daily and Extreme Temperatures over Canada[J]. Journal of Climate, 2001, 14(9):1959-1976.
- [101] Beale E, Kendall M G, Mann D W. The Discarding of Variables in Multivariate Analysis[J]. Biometrika, 1968, 54(3):357-366.
- [102] 吴寒雨, 董晓华, 董立俊, 等. 气候变化下雅砻江流域降水时空变化特征研究[J]. 中国农村水利水电, 2021;1-19.
- [103] 简虹, 骆云中, 谢德体. 基于Mann-Kendall法和小波分析的降水变化特征研究——以重庆市沙坪坝区为例[J]. 西南师范大学学报(自然科学版), 2011, 36(04):217-222.
- [104] 杨阳, 戴新刚, 汪萍. 未来30年亚洲降水情景预估及偏差订正[J]. 大气科学, 2022, 46(01):40-54.
- [105] 杜懿, 王大刚, 祝金鑫. 基于CMIP5的中国西北地区暖湿化演变研究[J]. 水资源与水工程学报, 2021, 32(05):61-69.
- [106] 钱永明, 邹昊, 洪梅. 基于CMIP5数据评估气候变化下西北航道风能资源的未来变化[J].

海洋预报,2021,38(04):76-86.

- [107] Lin Wenqing, Chen Huopo. CMIP6模式对亚洲中高纬地区极端降水模拟性能评估(英文)[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters,2020,13(06):598-603.
- [108] 杨阳, 戴新刚, 唐恒伟, 等. CMIP5模式降水订正法及未来30年中国降水预估[J]. 气候与环境研究,2019,24(06):769-784.
- [109] Shang-Min L, Kai-Ming H U, Gen L I, et al. Surface Temperature Changes Projected by FGOALS Models under Low Warming Scenarios in CMIP5 and CMIP6[J]. Advances in Atmospheric Sciences,2021,38(02):203-220.
- [110] Yuanhai F U, Zhongda L, Tao W. Simulated Relationship between Wintertime ENSO and East Asian Summer Rainfall: From CMIP3 to CMIP6[J]. Advances in Atmospheric Sciences,2021,38(02):221-236.
- [111] 张佳怡, 伦玉蕊, 刘浏, 等. CMIP6多模式在青藏高原的适应性评估及未来气候变化预估[J]. 北京师范大学学报(自然科学版),2022,58(01):77-89.
- [112] Dessu S B, Melesse A M. Impact and uncertainties of climate change on the hydrology of the Mara River basin, Kenya/Tanzania[J]. HYDROLOGICAL PROCESSES,2013,27(20):2973-2986.
- [113] 叶守泽詹道江. 工程水文学(第3版)(高等学校教材)[M]. 工程水文学(第3版)(高等学校教材),2007.
- [114] 杨星, 李志清, 李朝方, 等. 同频率法设计降雨过程的安全裕度[J]. 水力发电学报,2013,32(06):19-23.
- [115] 唐明, 许文斌, 尧俊辉, 等. 基于城市内涝数值模拟的设计暴雨雨型研究[J]. 中国给水排水,2021,37(05):97-105.
- [116] 董闯, 宋松柏. 群智能优化算法在水文频率曲线适线中的应用[J]. 水文,2011,31(02):20-26.
- [117] 雷冠军, 王文川, 殷峻暹, 等. P-III型曲线参数估计方法研究综述[J]. 人民黄河,2017,39(10):1-7.
- [118] 孙亚楠. HEC-HMS模型在定安河流域的应用[J]. 海河水利,2022(01):90-92.
- [119] 田景环, 樊素琦, 王文川, 等. FFMS模型与HEC-HMS模型在暴雨洪水预报中的应用比较[J]. 长江科学院院报,2021,38(03):59-65.
- [120] 张浪, 李俊, 黄晓荣, 等. HEC-HMS模型在四川省清溪河流域山洪预报中的应用[J]. 中国农村水利水电,2020(01):130-135.
- [121] 邢子康, 马苗苗, 文磊, 等. HEC-HMS模型在缺资料地区山洪预报的应用研究[J]. 中国水利水电科学研究院学报,2020,18(01):54-61.
- [122] 张静, 杨明祥, 雷晓辉, 等. 基于HEC-HMS的青狮潭水库入库洪水预报研究[J]. 水土保持通报,2017,37(04):225-229.

中山大学硕士学位论文

-
- [123] 刘晓清. 基于HEC-HMS模型的碧流河流域未来径流对气候变化响应研究[D]. 太原理工大学,2019.
 - [124] US Army Corps Of Engineers, Hydrologic Engineering Center. User's Manual of Hydrologic Modeling System HEC-HMS Version 4.4[M]. Washington D C, US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center,2020.
 - [125] Service U. SCS National Engineering Handbook, Section 4-Hydrology[J]. 1971.
 - [126] Chen Y, Li J, Xu H. Improving flood forecasting capability of physically based distributed hydrological models by parameter optimization[J]. HYDROLOGY AND EARTH SYSTEM SCIENCES,2016,20(1):375-392.

攻读硕士学位期间主要科研成果

在研期间发表的论文：

(1) 上犹江水库入库洪水预报的流溪河模型研究[J].水力发电学报,2021,40(07):1-12.第一作者

主要参加科研项目：

(1) 城市暴雨洪涝立体监测技术(2017YFC1502702),国家重点研发计划项目课题, 2018/01-2021/06, 参与

(2) 耦合遥感数据和多学科模型应对全球变化对水文极端事件的影响(51961125206), 国家自然科学基金项目, 2020/01-2023/12, 参与

致 谢

时光荏苒，白驹过隙，二年的研究生生涯一转眼就到了终点。回头细想，有太多的回忆与不舍，研究生的二年让我见识到很多，思考了很多，也成长了很多。

首先我要感谢我的导师陈洋波教授。陈老师知识渊博、治学严谨，心无旁骛的投身于科研事业之中，将自己的一切奉献在祖国的大地上。陈老师在工作中严于律己、宽以待人；生活中乐于助人，关心同学们身心健康发展，深受大家的尊敬和爱戴。导师给了我在中山大学洪涝灾害预警与大数据科技团队学习与科研的机会，并且一直教导和关心我的生活。导师求真务实的科研态度、勇攀学术高峰的精神和精益求精的工作作风都深深影响了我。在硕士论文撰写期间，导师对于论文的选题、构思、撰写以及论文修改都亲自指导，时刻关注论文进展，让我能够按时完成手头的工作。在此，谨向陈老师致以崇高的敬意和衷心的感谢！

感谢所有任课老师在课堂上淳淳教导和热心帮助，让我在地信、遥感和水文等相关领域得到了进一步的学习和了解。感谢行政处的孟祥韵老师和官淑颖老师，在我求职过程中提供了很多帮助。

感谢实验室的李雪师姐、张月圆师姐、陈舲舫师姐、孙怀张师兄、朱彦峥师弟、贺梦飞师妹的陪伴，谢谢你们在学习和生活上给予我的帮助和鼓励。感谢 572 栋 110 室的许世超师兄、谷雨师兄、周峰同学、黄鑫同学、王晨宇同学和伍申同学，我永远也忘不了我们在 110 室一起学习、一起奋斗、一起外业观测的日子。感谢我的舍友兰发扬同学和胡靖元同学，在生活上对我性格和个人习惯的包容以及在计算机领域对我的帮助和指导。感谢资源与环境班的同学们，能够与你们相识，与有容焉。

最后感谢家人的陪伴和鼓励，让我能够在考研时期坚定信念，在读研时期能够迎难而上。

仅以此论文向所有关心、支持和鼓励我的老师、同学和亲人朋友致以最诚挚的敬意和感谢，祝各位同学都能实现自己的梦想，不负韶华。

黎楚安
2022年5月