

基于 CMIP5 模式鄱阳湖流域未来参考作物蒸散量预估*

刘子豪¹, 陆建忠^{2**}, 黄建武¹, 陈晓玲², 张 玲², 盛颖东¹

(1: 华中师范大学地理过程分析与模拟湖北省重点实验室, 武汉 430079)

(2: 武汉大学测绘遥感信息工程国家重点实验室, 武汉 430079)

摘 要: 预测未来气候情境下鄱阳湖流域参考作物蒸散量(Reference crop Evapotranspiration, ET_0)的时空分布可为流域水资源的优化管理, 为科学应对气候变化对农业生产的影响提供基础数据支撑. 利用鄱阳湖流域 14 个气象站点 1961—2014 年逐日气象数据, 采用 Penman-Monteith 公式计算出历史 ET_0 ; 基于同期美国环境中心(NCEP)再分析数据及 2006—2100 年 CMIP5 中 CNRM-CM5 模式在 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下的预测数据, 经统计降尺度模型(statistical downscaling model, SDSM)模拟和偏差校正, 预测流域未来 ET_0 ; 通过 Mann-Kendall 检验、普通克里金插值和空间自相关法分析了流域 1961—2100 年 ET_0 的时空演变特征. 结果表明: NCEP 再分析资料与流域 ET_0 建立的逐步回归降尺度模型模拟效果较好, CNRM-CM5 模式降尺度模拟结果经偏差校正后, 精度明显提高, 适宜流域未来 ET_0 的预估. 鄱阳湖流域在基准期 1961—2010 年 ET_0 整体上呈减小趋势, 空间分布上呈南北高、中间低的特点, 表现出明显的空间差异性. RCP4.5、RCP8.5 情景下未来 3 个时期鄱阳湖流域 ET_0 较基准期均呈不同程度的增加趋势, 其空间分布整体表现为东高西低、局地略有突出; 无论是在基准期或是未来情景下的 3 个时期, ET_0 均具有较强的空间自相关性. 在 RCP8.5 情景下, 鄱阳湖 1961—2100 年干旱指数呈现出较为明显的上升趋势, 流域的干旱状况随时间加剧, 2011—2100 年间流域绝大部分地区由湿润区转为半湿润区, 干旱指数自南向北递减, 赣江流域将是鄱阳湖流域未来干旱风险的重点防范区.

关键词: 蒸散; CMIP5; 统计降尺度; 未来气候; 干旱指数; 参考作物蒸散量; 鄱阳湖流域

Prediction and trend of future reference crop evapotranspiration in the Poyang Lake Basin based on CMIP5 Models

LIU Zihao¹, LU Jianzhong^{2**}, HUANG Jianwu¹, CHEN Xiaoling², ZHANG Ling² & SHENG Yingdong¹

(1: Key Laboratory of Geographic Process Analysis and Simulation of Central China Normal University, Wuhan 430079, P.R. China)

(2: State Key Laboratory of Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Wuhan University, Wuhan 430079, P.R. China)

Abstract: Predicting the temporal and spatial distribution of Reference crop Evapotranspiration(ET_0) in the Poyang Lake Basin in the future climate scenario can provide optimal management of water resource in the watershed and provide basic data support for scientific response to the impact of climate change on agricultural production. In this paper, the daily meteorological data of 14 meteorological stations in Poyang Lake Basin from 1961 to 2014 were used to calculate the historical ET_0 by the Penman-Monteith formula; Based on the reanalysis data of the US Environmental Center(NCEP) and the CNRM-CM5 model in CMIP5 from 2006 to 2100. The prediction data in the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios are predicted by the statistical downscaling model(SDSM) and the bias correction to predict the future ET_0 of the basin; Through M-K test, ordinary kriging interpolation and spatial autocorrelation, the temporal and spatial evolution characteristics of ET_0 in the basin from 1961 to 2100 were analyzed. The results show that: the simulation effect of NCEP reanalysis data and the stepwise regression scale reduction model established by ET_0 of the basin is good,

* 武汉市应用基础前沿专项(2019020701011502)、国家自然科学基金项目(41971402)、湖北省自然科学基金项目(2019CFB736)、中央高校基本科研业务费专项资金(2042018kf0220)、江西省水工程安全与资源高效利用工程研究中心开放基金重点项目(OF201601)和测绘遥感信息工程国家重点实验室专项科研经费联合资助. 2019-04-11 收稿; 2019-04-17 收修改稿. 刘子豪(1995~), 男, 硕士研究生; E-mail: 18827029266@163.com.

** 通信作者; E-mail: lujzhong@whu.edu.cn.

and the accuracy of the scale reduction simulation results of CNRM-CM5 model is significantly improved after the deviation correction, which is suitable for the estimation of future ET_0 of the basin. The overall ET_0 of Poyang Lake Basin during the base period from 1961 to 2010 shows a decreasing trend, and the spatial distribution is high in the north and south, and low in the middle, showing obvious spatial differences. Under the scenario of RCP4.5 and RCP8.5, the ET_0 of Poyang Lake Basin in the next three periods shows an increasing trend in different degrees compared with the base period. ET_0 has strong spatial autocorrelation in both benchmark period and future scenario. In RCP8.5 scenario, the aridity index from 1961 to 2100 in Poyang Lake Basin, showing a more obvious rise and increased with time, the valley of drought conditions in most of river basin from 2011 to 2100 by the humid to semi-humid areas, aridity index decreases from south to north, the Gan river basin will be the focus of the Poyang Lake Basin in the future drought risk prevention area.

Keywords: Evapotranspiration; CMIP5; statistical downscaling; future climate; aridity index; reference crop evapotranspiration (ET_0); Poyang Lake Basin

在全球气候变化的背景下,人类赖以生存的粮食安全、水土资源、生态环境等诸多方面受到巨大挑战^[1-2]. 政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第5次评估报告指出^[3],自1880—2012年,全球表面平均气温上升约0.85℃,对全球的气候和环境尤其是水循环产生重要影响. 参考作物蒸散量(Reference crop Evapotranspiration, ET_0)作为连接气象要素和水循环的重要物理量,是水文模型研究区域水量平衡的一项重要参数,是评价区域内水资源配置和计算作物生产潜力的重要指标^[4], ET_0 的变化直接关系到流域的干湿状况和植被用水,因此研究及预估参考作物蒸散量的时空变化对于深入了解流域水分循环规律和农田水分管理具有重要意义.

目前,大多数学者就鄱阳湖流域的蒸散研究主要基于历史气候数据和遥感数据,如涂安国等^[5]利用M-K突变检验和归因分析研究了鄱阳湖流域近50年潜在蒸散量的变化特征及其影响因子. 刘健等^[6]运用互补相关蒸发模型和小波分析探究了流域实际蒸发量及变化规律. 朱婧瑄等^[7]利用MODIS数据分析了2000—2013年鄱阳湖流域土地利用变化对蒸散量的影响. 赵晓松等^[8]基于MODIS数据,应用地面温度—植被指数三角关系法反演2000—2009年鄱阳湖湖区蒸散的时空分布及主要气候因子的影响. 相关研究主要集中在对鄱阳湖流域蒸散量的时空变化规律和影响因素的分析,对流域未来蒸散量的分析还尚未有研究提及. 预估未来气候特征的研究主要是基于全球气候模式(Global Climate Models, GCMs)和降尺度模型^[9-10],应用降尺度技术可以将大尺度、低空间分辨率的全球气候模式数据转换为小尺度高空间分辨率的区域地面信息^[11],这种方法在国外的比利时^[12]、英国^[13]及我国的黑河流域^[14]和泾河流域^[15]等地区已取得相关研究成果. 本文基于第五阶段全球气候耦合模式比较计划(CMIP5)模式并结合统计降尺度模型预估我国鄱阳湖流域未来参考作物蒸散量的时空变化特征,以期深入了解流域水分循环与水量平衡规律,为旱涝灾害的成因分析提供科学的依据,填补鄱阳湖流域关于未来参考作物蒸散量研究的空白.

1 材料与方法

1.1 研究区概况

鄱阳湖流域位于江西省北部,总面积 $16.22 \times 10^4 \text{ km}^2$,由修水、饶河、信江、抚河、赣江五大子流域组成,地形三面环山,中部平原、丘陵与盆地交错分布,属典型的亚热带湿润性季风气候,降水丰富,日照充足,蒸发旺盛,年平均气温为 17.1°C ,年平均降水量为1632 mm,日照百分率达43%~47%,年均蒸发量800~1100 mm^[16-17]. 受五大支流和长江水系影响,近年来,鄱阳湖流域旱涝灾害频发,原有的水量平衡被打破.

1.2 数据来源

1.2.1 气象站点实测数据 本文选取鄱阳湖流域共14个气象站点(图1)1961—2014年逐日监测数据,气象指标分别为最高气温、最低气温、平均气温、平均风速、日照时数、平均相对湿度以及小型蒸发皿蒸发量等,数据来源于中国气象数据共享服务中心.

1.2.2 NCEP再分析数据 NCEP/NCAR再分析数据是由美国国家环境预测中心(NCEP)和大气研究中心(NCAR)联合发布的全球26个预报因子1961—2014年的日序列再分析资料,网格分辨率是 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. 借鉴现有研究基础^[18-19],本文采用的NCEP再分析资料备选预报因子分别为地面温度(air)、地面气压(pres)、

地面相对湿度 (rh_{um})、地面风速 (wspd)、地面经向风速 (vwnd)、地面纬向风速 (uwnd)、海平面压力 (slp), 以及在 500/850 hPa 不同高度处的温度、气压、相对湿度、风速、经向风速、纬向风速以及垂直风速因子 (omega) 和位势高度 (hgt). 这些备选因子通过对地面和不同高度处的水热传输及扩散过程的影响, 进而影响整个流域的蒸散量.

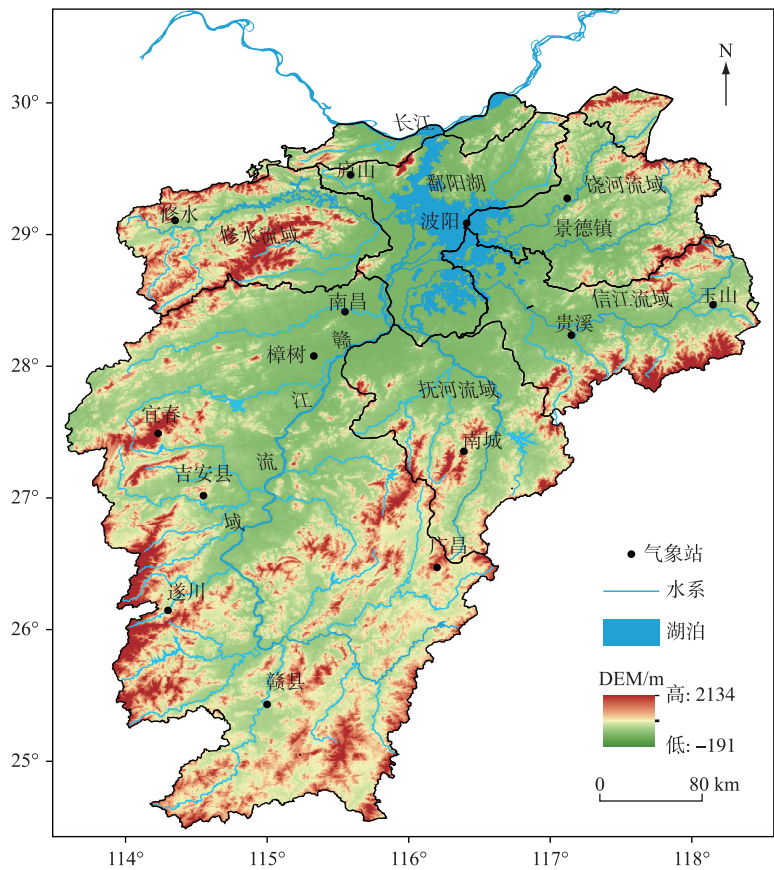


图 1 鄱阳湖流域范围及站点分布

Fig.1 Poyang Lake Basin and sites distribution

1.2.3 CMIP5 全球气候模式 综合考虑全球气候模式 (GCMs) 在我国各地区的适用性、模式输出数据的连续性、完整性以及模型的分辨率高低, 本文 GCMs 数据选取法国气象研究中心推出的 CNRM-CM5 模式^[14,18] 所输出的 1961—2100 年逐日序列, 空间网格分辨率为 $1.406^{\circ} \times 1.401^{\circ}$, 预报因子与 NCEP 再分析资料一致. CMIP5 气候模式包含 4 种“典型浓度路径”(Representative Concentration Pathways, RCPs), 按低至高排列分别为 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5, 每一种情景都指示温室气体、活性化学气体和气溶胶的不同排放浓度, 本文在此选取应用最为广泛的 RCP4.5 和 RCP8.5 浓度路径.

1.3 研究方法

1.3.1 Penman-Monteith 公式 Penman-Monteith (P-M) 公式 1948 年由英国科学家彭曼提出, 该公式以能量动态平衡、水汽扩散原理以及空气的热导定律为理论依据, 经联合国粮农组织 (FAO) 修正, 推荐 P-M 公式作为计算 ET_0 的标准方法, 参考作物蒸散发 (ET_0) 是指假设作物高度为 0.12 m, 有固定为 70 s/m 的表面阻力, 反照率为 0.23 的参考冠层的蒸散发^[20]. 其公式为:

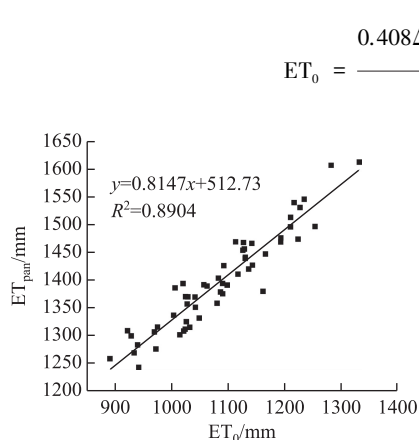


图2 P-M 公式计算 ET_0 值与 ET_{pan} 观测值比较

Fig.2 Comparison between ET_0 value calculated by P-M formula and ET_{pan} observation value

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \quad (1)$$

式中, ET_0 表示参考作物蒸散量 (mm); R_n 为太阳净辐射 ($MJ/(m^2 \cdot d)$); T 为平均气温 ($^{\circ}C$); G 为土壤热通量 ($MJ/(m^2 \cdot d)$); u_2 为 2 m 高度处平均风速; γ 为干湿表常数 ($kPa/^{\circ}C$); Δ 为饱和水汽压曲线斜率 ($kPa/^{\circ}C$); e_s 为饱和水汽压 (kPa); e_a 为实际水汽压 (kPa); $e_s - e_a$ 表示为饱和气压差. P-M 公式作为计算 ET_0 的有效方法,但在不同地区计算效果差异较大,本文基于鄱阳湖流域 14 个站点数据合并计算出的 ET_0 年值序列,将其与 1961—2014 年实测蒸发皿 (ET_{pan}) 数据进行对比 (图 2),二者间相关系数高达 0.89,所以 P-M 公式计算出的 ET_0 在鄱阳湖流域具有较好的适用性.

1.3.2 逐步回归分析 本文引入逐步回归分析 (stepwise regression) 来筛选 NCEP 备选因子^[21],逐步回归的基本思想是:将变量逐个引入模型并对其逐个进行检验,如果先引入的变量因后面变量的引入而不显著 ($P > 0.05$) 时,则将其剔除.这个过程反复进行,直到既无显著的变量选入方程,也无不显著自变量从回归方程中剔除为止.

1.3.3 Mann-Kendall 检验法 M-K 突变检验法是世界气象组织 (WMO) 推荐并已广泛使用的一种非参数统计方法^[22],能有效区分长时间数据序列是否存在确定的变化趋势或处于自然波动状态,对于非正态分布的长时序气象水文数据, M-K 秩次相关检验具有更加突出的适用性.

1.3.4 空间自相关 根据“地理学第一定律”指出任何事物与其周围事物都存在相关性,且距离越近的事物相关性越显著.空间自相关 (spatial autocorrelation) 就是指在一个给定的区域内,各变量的观测值之间存在不同程度的潜在依赖性.本文选取经典的全局空间自相关指数 (Moran's I) 来定量地描述鄱阳湖流域 ET_0 的空间依赖性,计算公式如下^[23]:

$$\text{Moran's } I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{ij} (x_i - \bar{x}) (x_j - \bar{x})}{\left(\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{ij} \right) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (i \neq j) \quad (2)$$

式中, n 为空间位置总和; x_i 和 x_j 分别表示在空间 i 和 j 的观测数值; W_{ij} 为空间权重矩阵; \bar{x} 为所有空间位置的观测均值. Moran's I 的取值范围在 -1~1 之间,负值表示呈空间负相关关系,0 表示不相关,正值表示空间正相关关系.通常以标准统计量 Z 对研究区域的 Moran's I 进行显著性检验, Z 值的计算公式如下:

$$Z = \frac{I - E(I)}{\sqrt{VAR(I)}} \quad (3)$$

其中:

$$E(I) = -\frac{1}{n-1} \quad (4)$$

$$VAR(I) = E(I^2) - E(I)^2 \quad (5)$$

式中, $E(I)$ 为 I 的均值; $VAR(I)$ 为 I 的方差;当 Z 值为负时,表示观测数值在空间上趋于分散;当 Z 值为 0 时,观测值在空间上处于独立随机分布状态;当 Z 值为正时,表示观测值在空间趋于集聚分布.当 Z 值满足 $Z < 1.96$ 时,即拒绝零假设,即在 95% 的概率下,各空间单元之间存在空间自相关关系.

2 降尺度模型构建

统计降尺度模型 (statistical downscaling model, SDSM) 的本质是借助长时间观测数据,建立大尺度气象

环流因素与区域气象要素间的显著性关系. 该模式是基于随机天气发生器和多元回归相耦合的原理构建而成, 其主要包括两个内容: (1) 基于区域预报量(ET_0)与全球大气环流 NCEP 预报因子之间的统计关系, 构建 SDSM 模型; (2) 将构建好的 SDSM 模型结合全球气候模型 (CNRM-CM5) 输出的未来数据, 生成对区域未来 ET_0 的预估. 具体流程如图 3.

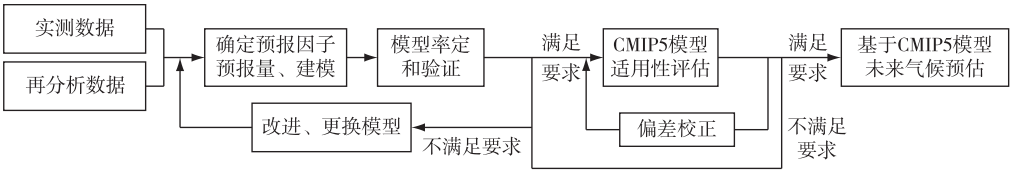


图 3 基于统计降尺度的 CMIP5 模式未来气候变化预估

Fig.3 Prediction of future climate change in CMIP5 based on statistical downscaling model

2.1 选择预报因子

参照先学者选取预报因子的原则^[24], 本文选择 ET_0 作为预报量, 用逐步回归分析法初步筛选所有备选预报因子, 依据所选预报因子与 ET_0 回归方程的标准化系数与共线性检验, 进一步剔除影响不显著和存在显著共线性的预报因子, 对各站点重复上述操作, 最终选取的统计降尺度预报因子如表 1.

2.2 模型的交叉验证

基于鄱阳湖流域 14 个站点 1961—2014 年逐日实测数据, 采用 P-M 公式计算出流域 ET_0 月均值, 建立预报量 ET_0 与所选预报因子 NCEP 的统计降尺度模型. 为了提高未来 ET_0 的预估精度, 以更长的时间段建立降尺度模型, 因此本文的模型率定和验证不划分时间尺度, 即模型率定期同样也是模型的验证期, 以 1961—2014 年作为模型的交叉验证期, 以均值相对误差、标准差相对误差和月值拟合度作为降尺度模拟效果的评价指标, 结果见表 2.

如表 2 所示, 各气象站点的 ET_0 公式计算值与模型模拟值十分接近, 均值相对误差在 $-0.112\% \sim 0.000\%$ 之间, 存在略微低估现象. 从标准差相对误差和月值拟合度看, 其分别在 $-5.609\% \sim -1.432\%$ 和 $0.812 \sim 0.956$ 之间, 各站点的评价指标值相差不大, 以上表明降尺度模型对鄱阳湖流域的 ET_0 值模拟效果较好.

2.3 CMIP5 模式适用性评估

全球气候模式 (GCMs) 因初始边界条件不同, 情景、模型观测参数、内部结构等设置的差异, 在不同地区对气候因子的模拟效果差异显著, 因此, 本文在将 CMIP5 模拟数据输入降尺度模型预测流域未来 ET_0 之前, 首先对其进行区域适用性评估. CMIP5 中的 CNRM-CM5 模式的预测起始时间是 2006 年, 分辨率是 $1.406^\circ \times 1.401^\circ$, 本文借助反距离权重插值法 (IDW) 将其调整为与 NCEP 数据相同的网格分辨率, 采用 CNRM-CM5 模式 2006—2014 年的预测因子, 利用上文建立的统计降尺度模型, 模拟 CNRM-CM5 模式在 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下各站点的 ET_0 值 (表 3), 在不同情景下 ET_0 均值、相对误差和标准差相对误差较大, 可见直接使用 CNRM-CM5 数据模拟鄱阳湖流域 ET_0 值的效果较差, 因此本文采用偏差校正法, 通过二次多项式对流域各站点的模式输出值进行校正, 结果如表 3 所示. 由表 3 可以看出, 基于 CNRM-CM5 模式直接经降尺度模拟所得 ET_0 值与 P-M 公式计算值差值较大, 经过偏差校正后的差值明显减小. 在 RCP4.5 情景下, 均值相对误差范围为 $-17.45\% \sim 1.33\%$ 、标准差相对误差范围为 $-39.43\% \sim 28.33\%$ 、月值拟合度为 $0.623 \sim 0.965$, 经偏差校正后的结果分别为 $-2.104\% \sim 1.022\%$ 、 $-7.672\% \sim -2.064\%$ 和 $0.848 \sim 0.972$. 在 RCP8.5 情景下, 均值相对误差范围为 $-17.79\% \sim 1.06\%$ 、标准差相对误差范围为 $-39.85\% \sim 31.87\%$ 、月值拟合度为 $0.638 \sim 0.933$, 经偏差校正后的结果分别为 $-1.038\% \sim 1.031\%$ 、 $-8.422\% \sim -2.093\%$ 和 $0.705 \sim 0.934$. 综上, 通过对模式输出结果

表 1 统计降尺度预报因子*

Tab.1 Predictors of statistical downscaling models

气象站点	预报因子
修水、宜春	air, rhum850, hgt500
遂川、赣州、吉安	air850, omega850, rhum850, uwnd500
樟树、南昌	air, omega850, rhum850, hgt500
波阳、景德镇	hum850, hgt500, vwnd500
南城、广昌	air850, slp, rhum850, hgt500
玉山、贵溪	rhum850, hgt500, uwnd500
庐山	air, vwnn, rhum850, slp, rhum850

* 500, 850 分别表示 500 hPa、850 hPa 高度处的变量.

表 2 统计降尺度模型交叉验证

Tab.2 Calibration and verification of statistical downscaling models

气象 站点	P-M 公式计算值		模拟值		评价指标		
	月均值/mm	标准差	月均值/mm	标准差	均值相对误差/%	标准差相对误差/%	月值拟合度
修水	78.533	29.77	78.531	28.436	-0.003	-4.481	0.912
宜春	88.042	31.402	88.042	30.373	0.000	-3.277	0.848
遂川	95.832	33.253	95.533	31.668	-0.112	-4.766	0.812
吉安	95.334	37.561	95.334	37.023	0.000	-1.432	0.944
赣州	96.436	34.626	96.436	33.794	0.000	-2.403	0.956
樟树	89.315	36.13	89.315	34.213	0.000	-5.306	0.858
南昌	101.687	36.433	101.567	35.023	-0.118	-3.870	0.832
波阳	102.782	36.494	102.771	34.447	-0.011	-5.609	0.837
景德镇	94.144	33.157	94.144	31.788	0.000	-4.129	0.935
南城	106.935	33.061	106.878	31.915	-0.053	-3.466	0.878
广昌	88.944	30.855	88.944	29.332	0.000	-4.936	0.844
贵溪	96.347	35.577	96.347	34.026	0.000	-4.360	0.939
玉山	98.065	32.121	98.057	30.362	-0.008	-5.476	0.877
庐山	94.041	23.895	94.041	22.751	0.000	-4.788	0.952

表 3 CMIP5 模式适用性评估

Tab.3 Evaluation of CMIP5 model applicability

气象 站点	模式输出值						偏差校正值					
	RCP4.5			RCP8.5			RCP4.5			RCP8.5		
	均值 相对误 差/%	标准差 相对误 差/%	月值拟 合度	均值 相对误 差/%	标准差 相对误 差/%	月值拟 合度	均值相对 误差/%	标准差 相对误 差/%	月值拟 合度	均值 相对误 差/%	标准差 相对误 差/%	月值拟 合度
修水	-17.45	20.47	0.833	-17.79	20.45	0.728	1.022	-4.489	0.849	1.031	-5.342	0.749
宜春	-13.79	-33.10	0.808	-13.44	-33.60	0.794	0.007	-5.324	0.860	0.807	-6.654	0.821
遂川	-4.31	-39.43	0.644	-7.26	-39.85	0.638	-1.336	-3.392	0.862	-1.038	-3.422	0.658
吉安	-1.55	17.45	0.919	-0.47	19.32	0.852	0.000	-3.478	0.939	0.002	-2.093	0.887
赣州	-16.11	28.33	0.857	-16.35	26.74	0.829	0.002	-4.232	0.863	0.008	-4.521	0.832
樟树	-3.25	13.12	0.949	-4.43	13.16	0.921	-0.001	-7.672	0.972	-0.001	-8.422	0.934
南昌	-0.58	22.47	0.623	-0.56	22.84	0.633	-0.011	-4.424	0.848	0.017	-4.093	0.756
波阳	-12.2	5.79	0.778	-11.87	5.24	0.749	-1.076	-5.829	0.913	0.002	-5.623	0.755
景德镇	1.33	20.77	0.939	1.06	23.45	0.906	0.009	-2.064	0.946	0.015	-3.774	0.923
南城	-7.62	18.14	0.861	-8.25	21.43	0.828	-2.104	-6.818	0.933	-0.101	-6.004	0.829
广昌	-15.15	27.32	0.926	-16.01	31.87	0.884	-0.001	-4.701	0.956	0.004	-4.878	0.883
贵溪	-8.18	18.22	0.944	-7.97	19.15	0.926	0.217	-6.883	0.966	0.209	-7.332	0.928
玉山	-4.39	9.81	0.734	-4.33	13.42	0.702	0.000	-2.868	0.898	0.001	-2.523	0.705
庐山	-2.29	14.38	0.965	-1.35	17.77	0.933	0.001	-3.771	0.972	0.004	-3.883	0.934

进行偏差校正后,评价指标均值相对误差、标准差相对误差显著减小,月值拟合度明显升高,模型的模拟效果得到很大改善,即在偏差校正基础上的 CNRM-CM5 模式的降尺度模拟值适宜于鄱阳湖流域未来参考作物蒸散量的预估。

3 CMIP5 未来参考作物蒸散量(ET_0) 预估

3.1 参考作物蒸散量的时间变化特征

3.1.1 参考作物蒸散量年内变化特征 依据偏差校正后的统计降尺度模型,对 RCP4.5 和 RCP8.5 两种情景下鄱阳湖流域未来 ET_0 的变化进行预估,将 1961—2010 年作为基准期,未来按 30 年时段划分为未来初期(2011—2040 年)、未来中期(2041—2070 年)、未来远期(2071—2100 年)。图 4a 和图 4b 分别为在 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下鄱阳湖流域 ET_0 的年内变化趋势,图 4a 表明在 RCP4.5 情景下 ET_0 的年内变化趋势较为一致,均呈倒“U”字型,夏季(6、7、8 月)为高值区,7 月份时,基准期和未来 3 个时期 ET_0 均达到最大值,冬季(12、1、2 月)为低值区,1 月份为年内最低值。RCP4.5 情景下未来 3 个不同时期 ET_0 月均值表现为未来远期>未来中期>未来初期>基准期,即在 RCP4.5 情景下未来 ET_0 月均值呈不断增大的趋势。图 4b 为在 RCP8.5 情景下不同时期 ET_0 的年内变化,总体趋势与图 4a 相似,呈倒“U”字型分布,与之不同的是, ET_0 年内高值时间有后移的趋势,基准期和未来初期在 7 月达到最高值,分别为 144.6 和 151.3 mm,未来中期和未来远期则在 8 月时达到最高值,分别为 152.5 和 156.1 mm。在 RCP8.5 情景下未来 ET_0 月均值同样呈不断增大的趋势。

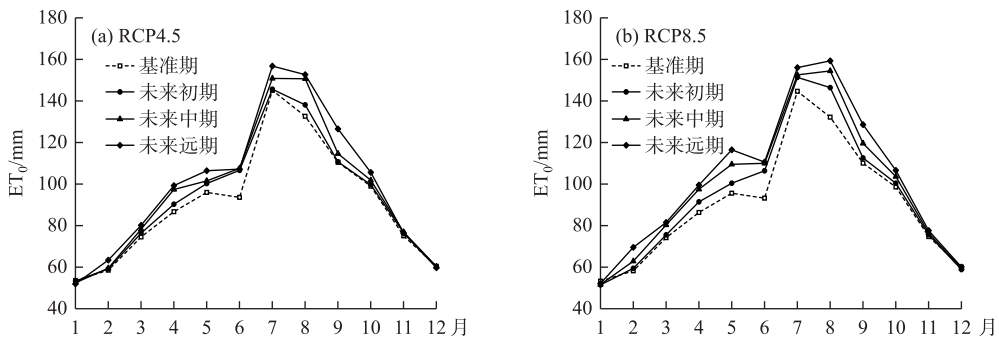


图 4 鄱阳湖流域 RCP4.5(a)、RCP8.5(b)情景下 1961—2100 年参考作物蒸散量年内变化趋势

Fig.4 Change trend of intra-annual reference crop evapotranspiration in Poyang Lake Basin during 1961 to 2100 under the scenarios of RCP4.5(a) and RCP8.5(b)

3.1.2 参考作物蒸散量年际变化特征 以 1961—2100 年鄱阳湖流域 14 个站点 ET_0 年均值构成的时间序列进行 M-K 突变检验及年际变化分析,结果图 5 所示。

由图 5a~5b 可以看出,鄱阳湖流域在基准期(1961—2010 年),UF 曲线呈明显的下降态势,即 ET_0 整体减小,而在 21 世纪以后 ET_0 则是以波动上升趋势为主。通过改变时间序列长度的基础上反复检验结果表明, RCP4.5 情景下,2062 年为 ET_0 的突变年,2083 年以后 ET_0 增大的趋势达到显著性水平($P<0.05$);RCP8.5 情景下,2058 年为 ET_0 的突变年,2079 年以后 ET_0 增大的趋势达到显著性水平($P<0.05$),相较于 RCP4.5 情景,突变年年份有所提前,上升趋势更为显著。图 5c~5d 为鄱阳湖流域 RCP4.5、RCP8.5 情景下 1961—2100 年 ET_0 年际变化特征,可以看出,RCP4.5 情景下未来 3 个时期 ET_0 倾向率分别为 9.2、14.5 和 5.6 mm/10 a,即在 RCP4.5 情景下未来中期 ET_0 增幅最大、未来初期次之、未来远期相对最小;RCP8.5 情景下 3 个时期 ET_0 的倾向率分别为 14.5、16.4 和 12.9 mm/10 a,与 RCP4.5 情景相似,在 RCP8.5 情景下 ET_0 增幅同样表现为未来中期最大、未来初期次之、未来远期相对最小。

以泰森多边形法(TPM)计算各气象站面积权重,得出全流域未来参考作物蒸散量,如表 4 所示为鄱阳湖流域 RCP4.5、RCP8.5 情景下不同时间段内 ET_0 的平均值,可以看出,在 RCP4.5 情景下未来 3 个时期 ET_0 平均值较基准期 1961—2010 年的平均值分别增加了 3.8%、5.3% 和 6.3%,在鄱阳湖流域一共 14 个站点中,未来 3 个时间段 ET_0 均保持持续上升的站点有 9 个,占比 64.3%,即在 RCP4.5 情景下,鄱阳湖流域未来 ET_0 整体上保持上升趋势,但增幅将逐渐减小。RCP8.5 情景下 3 个时间段 ET_0 平均值相较基准期分别增加了 4.2%、6.9% 和 8.6%,3 个时间段 ET_0 均保持持续上升的站点有 11 个,占比 78.6%,这表明鄱阳湖流域在

RCP8.5 情景下 ET_0 同样保持明显的上升趋势,且增幅要大于情景 RCP4.5.

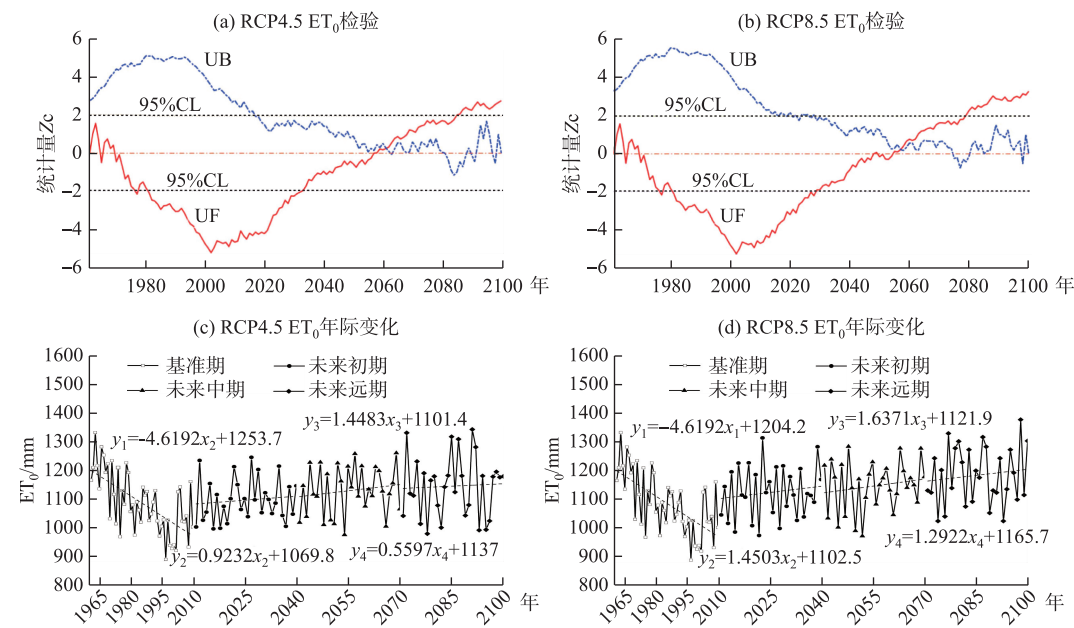


图 5 鄱阳湖流域 RCP4.5、RCP8.5 情景下 1961—2100 年 ET_0 M-K 检验和年际变化特征

(UF、UB 分别表示顺序变化曲线和逆序变化曲线;CL 表示置信水平)

Fig.5 Change trend of inter-annual ET_0 and M-K test in Poyang Lake Basin during 1961 to 2100 under the scenarios of RCP4.5 and RCP8.5

表 4 鄱阳湖流域为未来不同时段平均 ET_0 (mm)

Tab.4 Mean value of ET_0 under different scenarios in Poyang Lake Basin

基准期	RCP4.5			RCP8.5		
	未来初期	未来中期	未来远期	未来初期	未来中期	未来远期
1086.38	1127.80	1143.58	1155.11	1132.22	1161.73	1179.69

3.2 参考作物蒸散量空间分布特征

3.2.1 基准期参考作物蒸散量的空间分布 通过对由统计降尺度模型模拟出 CNRM-CM5 模式的未来参考作物蒸散数据,以及 P-M 公式估算出鄱阳湖流域 14 个站点历史参考作物蒸散数据,采用普通克里金插值对其进行空间化处理,得到鄱阳湖流域在基准期和未来不同情景下 ET_0 的空间分布情况.

鄱阳湖流域基准期(1961—2010 年) ET_0 的空间分布可以看出,鄱阳湖流域 ET_0 的空间分布总体上表现出南北高、中间低的特点,南部是以赣州、遂川为中心的高值中心, ET_0 的变化范围在 1111~1160 mm 之间,东北部则是以波阳和南昌为中心的次高值区, ET_0 的变化范围在 1093~1130 mm 之间,而中西部是以修水和宜春为典型代表的低值区, ET_0 的变化范围在 985~1080 mm 之间(图 6). 总的来说,鄱阳湖流域在 1961—2010 年间, ET_0 值空间分布上表现出明显的空间差异性.

3.2.2 未来情景下参考作物蒸散量的空间分布 鄱阳湖流域在 RCP4.5 情景下 ET_0 的空间分布可以看出(图 7a~7c),鄱阳湖流域 ET_0 在未来的 3 个不同时期变化特征非常相似,从未来初期到未来远期,南部以赣州、遂川为高值中心的赣江流域逐渐与东北部以波阳、南昌、贵溪和南城为中心的次高值区由原先相互独立的块状到最后逐渐连成一个整体,高值区范围明显扩大,而以修水、宜春和樟树三地为中心的低值区范围则逐渐缩小,其中广昌的 ET_0 增幅最为突出达 63.2 mm,修水的 ET_0 增幅最小仅为 12.5 mm. 总的来说,随着时间的

推移,鄱阳湖流域 ET_0 在 RCP4.5 情景下呈不断增加的态势,且以未来中期增幅最为显著,表现出东高西低的空间分布特征.

鄱阳湖流域在 RCP8.5 情景下 ET_0 的空间分布可以看出(图 7d~7f),鄱阳湖流域在未来初期和未来中期 ET_0 的空间分布特征较为相似,以修水、宜春、吉安和广昌为中心的低值区与中值区相连,横切鄱阳湖流域南北部的两个高值中心,直至未来远期,以赣州为中心的高值区向北扩张,广昌和吉安两地 ET_0 值明显增加,使得南北的高值中心在鄱阳湖流域东部地区连成一个整体,流域 ET_0 的最大值赣州由未来初期的 1198.8 mm 到未来远期的 1221.9 mm,相较增加了 23.1 mm,流域 ET_0 的最小值修水由未来初期的 1044.7 mm 到未来远期的 1068.7 mm,相较增加了 24.0 mm,可见 ET_0 的最高值、最低值的增幅并不显著,广昌依然是增幅最大的地区(高达 93.1 mm). 总的来说,鄱阳湖流域在 RCP8.5 情景下未来 ET_0 的空间分布整体上呈东高西低,局地略有突出分布的特征,未来中期是 ET_0 增幅最大的一个时期,且流域 ET_0 在 RCP8.5 情景下增幅要明显高于 RCP4.5 情景.

为了科学直观地探究鄱阳湖流域未来时期 ET_0 在不同情景下的空间集聚性,利用 GeoDA 软件构建基于距离关系的空间权重矩阵,并分别计算出基准期和 RCP4.5、RCP8.5 情景下未来不同时期 ET_0 的 Moran's I 值,结果如表 5. 可以看出,基准期和未来不同情景下的标准统计量 $Z(I)$ 值均大于 1.96,且 Moran's I 值均大于 0,也就意味着鄱阳湖流域无论是在基准期或是未来情景下的不同时期,其 ET_0 值均具有较强的空间自相关性,存在一定的空间集聚现象,根据 Moran's I 的变化可以看出,在 RCP4.5 情景下 ET_0 的空间自相关的强度表现为未来初期<未来中期<未来远期,在 RCP8.5 情景下 ET_0 的空间自相关的强度表现为未来中期<未来初期<未来远期,在 RCP4.5、RCP8.5 情景下的未来远期时期,Moran's I 值最高分别达 0.309 和 0.336,这表明 RCP4.5、RCP8.5 情景下的未来远期不仅仅是鄱阳湖流域 ET_0 值最高的时期,同时也是 ET_0 空间相关性、空间集聚最为显著的时期. 总的来说,鄱阳湖流域的 ET_0 的空间分布存在较强的自相关性,空间集聚强度 RCP8.5 情景高于 RCP4.5 情景.

表 5 鄱阳湖流域 RCP4.5、RCP8.5 情景下 ET_0 的 Moran's I 值

Tab.5 Moran's I value of ET_0 in Poyang Lake Basin under the scenarios of RCP4.5 and RCP8.5

指标	RCP4.5				RCP8.5		
	基准期	未来初期	未来中期	未来远期	未来初期	未来中期	未来远期
Moran's I	0.243 **	0.235 **	0.286 **	0.309 ***	0.304 **	0.293 ***	0.336 ***
$Z(I)$	2.093	2.143	2.204	2.406	2.423	2.234	2.751

、* 分别表示通过 5%、1% 水平下的显著性检验.

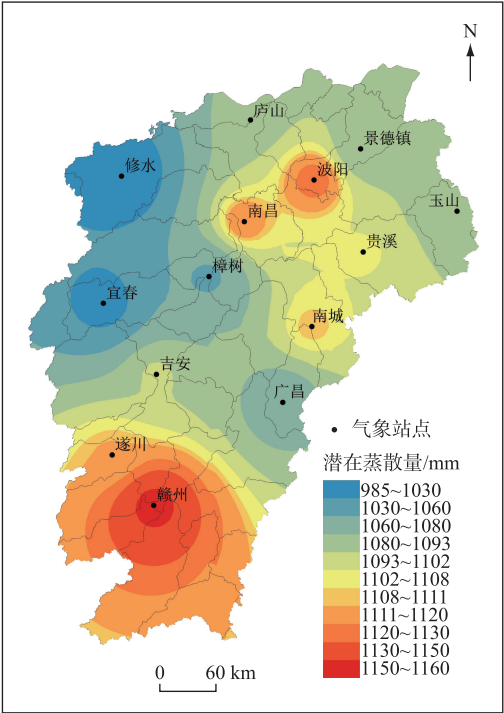


图 6 鄱阳湖流域 1961—2010 年参考作物蒸散量的空间分布

Fig.6 Spatial distribution of reference crop evapotranspiration during 1961 to 2010 in Poyang Lake Basin

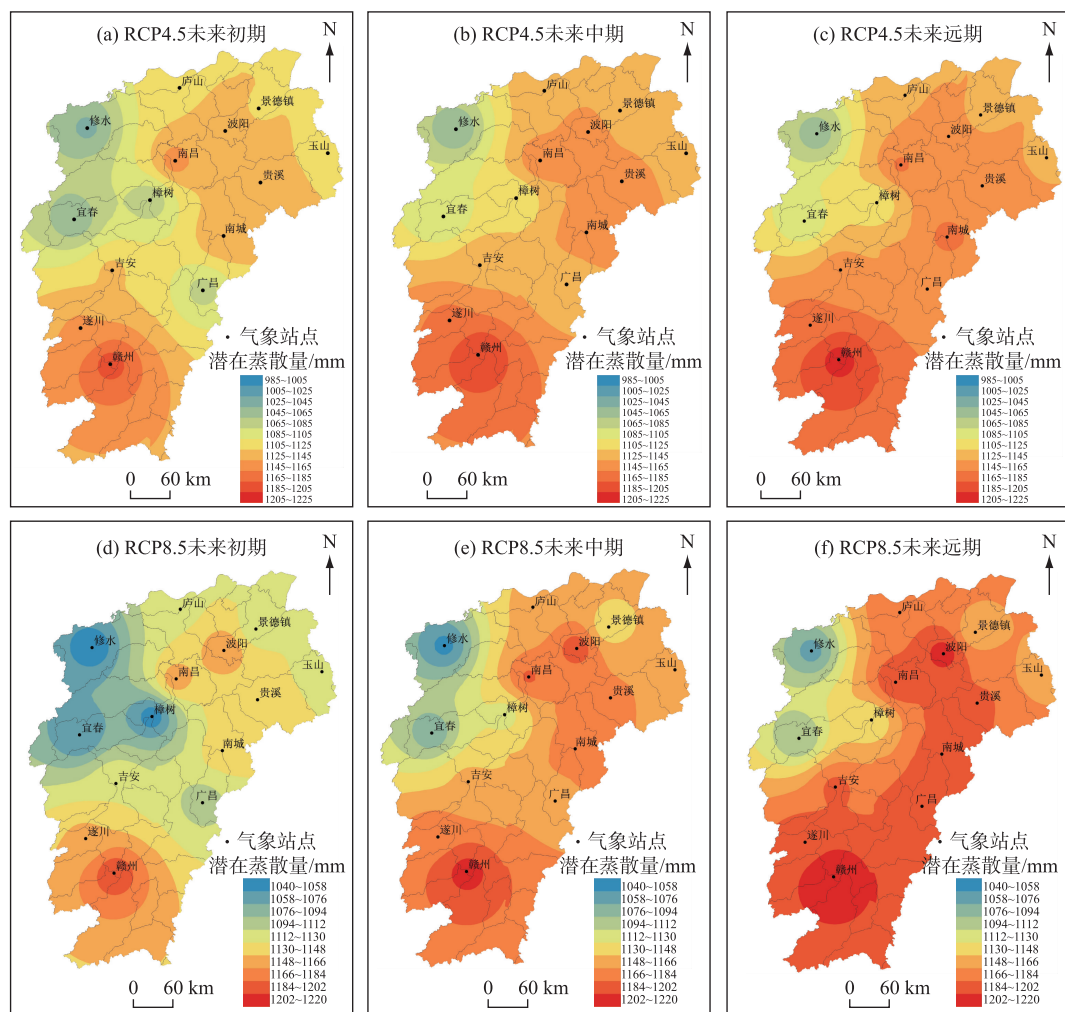
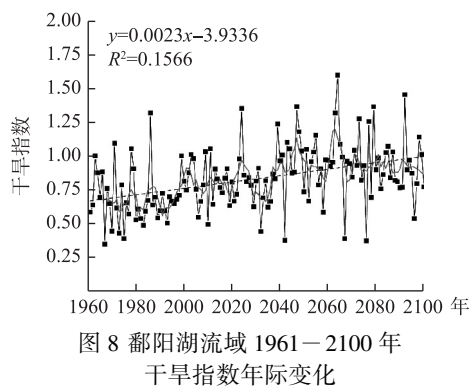
图7 RCP4.5、RCP8.5 情景下鄱阳湖流域未来 ET_0 的空间分布Fig.7 Spatial distribution of future ET_0 in Poyang Lake Basin under the scenarios of RCP4.5 and RCP8.5

Fig.8 Change trend of inter-annual aridity index in Poyang Lake Basin during 1961 to 2100

3.3 未来情景下干旱指数的时空分布

本文以参考作物蒸散量为基础,结合统计降尺度模型所输出的未来降水数据,基于 budyko 的水热平衡耦合理论^[25],计算鄱阳湖流域在 RCP8.5 情景下未来干旱指数 (Aridity index, $AI=ET_0/P$) 时空分布特征, AI 对流域干湿状况的划分界限为 (干旱: $5 \leq AI < 12$; 半干旱: $2 \leq AI < 5$; 半湿润 $0.75 \leq AI < 2$; 湿润: $0.35 \leq AI < 0.75$)^[26]. 在 RCP8.5 情景下,鄱阳湖流域在 1961—2100 年干旱指数呈现出较为明显的上升趋势,在 2045 年以前,流域平均干旱指数低于 0.75 界限值,以湿润气候为主要特征,2045 年以后,干旱指数逐渐上升高于 0.75,表明在 21 世纪中期,鄱阳湖流域气候特征将从湿润向半湿润过渡,干旱风险有所提升 (图 8).

鄱阳湖流域 1961—2010 年以及在 RCP8.5 情景下 2011—2100 年干旱指数的空间分布可以看出(图 9a),鄱阳湖流域在基准期(1961—2010 年),除南部的遂川、赣州两地,流域其余地区 AI 值均低于 0.75,属典型的湿润区;然而在 RCP8.5 情景下,鄱阳湖流域 2011—2100 年间其 AI 值 >0.75 的范围明显扩大(图 9b),流域绝大部分地区由湿润区转为半湿润区,空间分布表现为以南部赣州和吉安为 AI 高值中心,向北逐渐减小,可见,在未来时期,鄱阳湖流域的干旱状况随时间加剧,赣江流域是未来干旱风险的重点防范区。

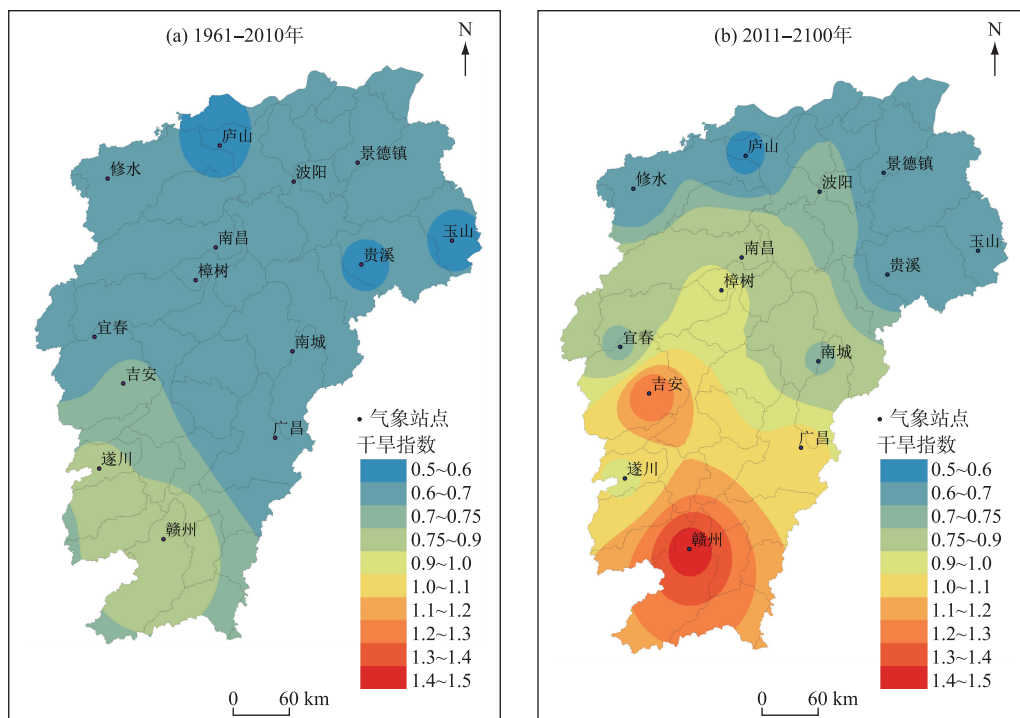


图 9 鄱阳湖流域 1961—2010 年(a)和 RCP8.5 情景下 2011—2100 年(b)干旱指数空间分布

Fig.9 Spatial distribution of aridity index in Poyang Lake Basin from 1961 to 2010(a) and RCP8.5 from 2011 to 2100(b)

4 讨论

全球气候变暖的大背景下,鄱阳湖流域在 1961—2010 年(基准期)这 50 a 来,参考作物蒸散量整体上呈现出减小态势,气温的升高并未导致流域 ET_0 的升高,与不少学者基于历史时期长时间序列的研究结论相一致,参考作物蒸散量的减少表明在鄱阳湖流域同样存在“蒸发悖论”现象^[14,27]。目前一般认为导致这种现象的原因主要包括太阳辐射、气温日较差、相对湿度和风速等,此外,随着社会经济的发展,人类活动和下垫面状况的改变对 ET_0 的间接影响越来越明显。本研究发现在基准期的后期 2000—2010 年,鄱阳湖流域 ET_0 表现出上升的趋势,这说明“蒸发悖论”现象存在时间上的不一致性,由于 ET_0 的影响因子众多,导致区域 ET_0 存在不同程度上的时空差异,这对未来时期 ET_0 的预测提出巨大挑战。

本研究预测在未来 RCP4.5、RCP8.5 情景下预测鄱阳湖流域 ET_0 整体上呈增加趋势,且后者大于前者,没有出现类似于历史时期的“蒸发悖论”现象,与学者对我国其他地区未来 ET_0 预测结果相符^[14-15],研究结果表明,气温、辐射水平与 ET_0 呈正比。RCP4.5、RCP8.5 情景下未来 3 个不同时期鄱阳湖流域 ET_0 空间分布整体上呈东高西低、局地略有突出分布的特征,较基准期 ET_0 南北高、中间低的分布特征有明显的改变,原因可能与全球气候变化和人类活动和下垫面状况的改变密切相关,在未来的研究中将结合多重数据做进一步分析。RCP4.5 作为中间稳定排放情景,在 RCP4.5 气候情景下,气温相较工业革命升高约 4.8℃,预计在 2100

年以后辐射强迫水平达 4.5 W/m^2 , 更为接近实际发展水平, 具有很大的参考价值. RCP8.5 作为按照当前水平不采取减排措施的高浓度排放路径, RCP8.5 气候情景下, 气温相较工业革命升高约 6.9°C , 预计在 2100 年以后辐射强迫水平达 8.5 W/m^2 , 则具有更强的警示意义.

此外, 刘昌明等^[28]指出, 现今的统计降尺度模型在实际研究应用中存在较大的不确定性, 其中 GCMs 是最重要的不确定因子, 预报因子的选取和统计降尺度方法的不确定性也会对最终的模拟结果产生一定误差. Baguis P 等^[12]研究表明, 由于气候情景和模式的不确定性, 对蒸散量的影响要比计算公式中的参数校正带来的影响大得多, 从而使得 ET_0 的估算产生不同程度上的差异. 因此, 在以后的研究中要加强对特定区域气候特征与大尺度环流之间的数理分析, 从原理上论证二者间的统计关系在时空上的稳态性, 通过对不同尺度的环流进行多尺度多时空的转换, 结合多情景、多种统计降尺度方法和多模式集合的分析方法, 定量地描述不确定性的概率分布, 以更科学地预测和评估未来时期的某一地区的蒸散量.

5 结论

本文基于鄱阳湖流域 14 个气象站点 1961—2014 年的历史数据, 利用 P-M 公式、大气环流模式 CNRM-CM5 和统计降尺度模型 SDSM, 分析了在 RCP4.5、RCP8.5 情景下未来 3 个时期鄱阳湖流域 ET_0 的时空分布特征, 并估算鄱阳湖流域在 RCP8.5 情景下未来干旱指数的分布特征. 主要结论如下:

1) 基于 1961—2014 年 NECP 再分析资料和鄱阳湖流域 ET_0 的降尺度模型交叉验证结果表明模型模拟效果较好; 基于 2006—2014 年 CMIP5 的 CNRM-CM5 模式的降尺度模拟结果经偏差校正后拟合精度明显提高, 校正后模型输出值适宜流域未来 ET_0 的预估.

2) 鄱阳湖流域在 1961—2010 年(基准期) ET_0 整体上呈减小趋势, 倾向率达 $46.1 \text{ mm}/10 \text{ a}$, 年均值为 1086.38 mm ; ET_0 在空间分布上呈南北高、中间低的特点, 表现出明显的空间差异性.

3) RCP4.5、RCP8.5 情景下鄱阳湖流域 ET_0 均呈不同程度的增长趋势, 突变时间分别是 2062 年和 2058 年; 在 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下, 鄱阳湖流域未来 3 个时期年均 ET_0 倾向率分别相较于基准期 ET_0 值均有所提高; ET_0 空间分布整体上呈东高西低、局地略有突出的分布特征, 未来中期是 ET_0 增幅最大的一个时期; 鄱阳湖流域无论是在基准期或是未来情景下的 3 个时期, ET_0 均具有较强的空间自相关性, 未来远期是鄱阳湖流域 ET_0 值最高的时期, 也是 ET_0 空间相关性、空间集聚最为显著的时期.

4) 在 RCP8.5 情景下, 鄱阳湖流域在 1961—2100 年干旱指数呈现出较为明显的上升趋势, 且在 21 世纪中期, 鄱阳湖流域气候特征将从湿润向半湿润过渡; 在 1961—2010 年间, 鄱阳湖流域绝大部分属典型的湿润区, 在 RCP8.5 情景下的 2011—2100 年, 流域的干旱状况随时间加剧, 流域绝大部分地区由湿润区转为半湿润区, AI 值空间分布自南向北递减, 赣江流域将是鄱阳湖流域未来干旱风险的重点防范区.

6 参考文献

- [1] Cai YL. Sensitivity and adaptation of Chinese agriculture under global climate change. *Acta Geographica Sinica*, 1996, (3): 202-212. [蔡运龙. 全球气候变化下中国农业的脆弱性与适应对策. 地理学报, 1996, (3): 202-212.]
- [2] Coquard J, Duffy PB, Taylor KE *et al.* Present and future surface climate in the western USA as simulated by 15 global climate models. *Climate Dynamics*, 2004, 23(5): 455-472.
- [3] IPCC. Climate Change 2013: The physical science basis. In: Stocker TF, Qin D, Plattner GK *et al.* eds. Final draft underlying scientific-technical assessment. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2012: 5.
- [4] Xin WQ, Wang WG, Shao QX *et al.* Projection of future reference evapotranspiration change across the haihe river basin. *Journal of Basic Science and Engineering*, 2014, (2): 239-251. [邢万秋, 王卫光, 邵全喜等. 未来气候情景下海河流域参考蒸发蒸腾量预估. 应用基础与工程科学学报, 2014, (2): 239-251.]
- [5] Tu AG, Li Y, Nie XF *et al.* Spatial and temporal variations of reference crop evapotranspiration and its influencing factors in Poyang lake watershed. *Ecology and Environmental Sciences*, 2017, 26(2): 211-218. [涂安国, 李英, 聂小飞等. 鄱阳湖流域参考作物蒸散量变化特征及其归因分析. 生态环境学报, 2017, 26(2): 211-218.]
- [6] Liu J, Zhang Q, Xu CY *et al.* Change of actual evapotranspiration of Poyang lake watershed and associated influencing factors in the past 50 years. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2010, 19(2): 139-145. [刘健, 张奇, 许崇育等. 近 50 年鄱阳湖流域实际蒸发量的变化及影响因素. 长江流域资源与环境, 2010, 19(2): 139-145.]

- [7] Zhu JX, Qi SH, Liu GH *et al.* Spatiotemporal variation of terrestrial evapotranspiration in Poyang lake watershed from 2001 to 2013. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2016, **25**(S1): 9-16. [朱婧瑄, 齐述华, 刘贵花等. 2000—2013 年鄱阳湖流域蒸散量时空变化. 长江流域资源与环境, 2016, **25**(S1): 9-16.]
- [8] Zhao XS, Liu YB, Wu GP *et al.* A remote-sensing-based study on evapotranspiration and the environmental factors over the Lake Poyang region. *J Lake Sci*, 2013, **25**(3): 428-436. DOI: 10.18307/2013.0318. [赵晓松, 刘元波, 吴桂平. 基于遥感的鄱阳湖湖区蒸散特征及环境要素影响. 湖泊科学, 2013, **25**(3): 428-436.]
- [9] Hellström C, Chen D. Statistical downscaling based on dynamically downscaled predictors: Application to monthly precipitation in Sweden. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, **20**(6): 951-958.
- [10] Murphy J. Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques. *International Journal of Climatology*, 2000, **20**(5): 489-501.
- [11] Liu YH, Guo WD, Feng JM *et al.* A summary of methods for statistical downscaling of meteorological data. *Advances in Earth Science*, 2011, **26**(8): 837-847. [刘永和, 郭维栋, 冯锦明等. 气象资料的统计降尺度方法综述. 地球科学进展, 2011, **26**(8): 837-847.]
- [12] Baguis P, Roulin E, Willems P *et al.* Climate change scenarios for precipitation and potential evapotranspiration over central Belgium. *Theoretical and Applied Climatology*, 2010, **99**: 273-286.
- [13] Chun KP, Wheeler HS, Onof C. Projecting and hindcasting potential evaporation for the UK between 1950 and 2099. *Climate Change*, 2012, **113**: 639-661.
- [14] Qi XF, Li WP, Li HT *et al.* Prediction and trend of future potential evapotranspiration in the Heihe river basin based on CMIP5 models. *Journal of Desert Research*, 2018, **38**(4): 849-857. [祁晓凡, 李文鹏, 李海涛. 基于 CMIP5 模式的黑河流域潜在蒸散量预估. 中国沙漠, 2018, **38**(4): 849-857.]
- [15] Zhao C, Li Z, Liu WZ *et al.* Spatiotemporal characteristics of potential evapotranspiration during current and future period in the Jinghe watershed. *Acta Ecologica Sinica*, 2014, **34**(19): 5600-5608. [赵姣, 李志, 刘文兆等. 泾河流域潜在蒸散量的时空变异. 生态学报, 2014, **34**(19): 5600-5608.]
- [16] Liu C, Qi SH, Tang LL *et al.* Spatiotemporal pattern of evapotranspiration in Poyang Lake Basin under the joint influences of vegetation restoration and climate change. *Geographical Research*, 2016, **35**(12): 2373-2383. [刘冲, 齐述华, 汤林玲等. 植被恢复与气候变化影响下的鄱阳湖流域蒸散时空特征. 地理研究, 2016, **35**(12): 2373-2383.]
- [17] Liu ZH, Lu JZ, Chen XL *et al.* Attribution of runoff variation in the Fu river basin of Poyang lake based on Budyko hypothesis-based. *Henan Science*, 2019, (8): 1303-1310. [刘子豪, 陆建忠, 陈晓玲等. 基于 Budyko 假设的鄱阳湖抚河流域径流变化归因分析. 河南科学, 2019, (8): 1303-1310.]
- [18] Wu HM, Huang AN, He Qing *et al.* Projection of the spatial and temporal variation characteristics of precipitation over Central Asia of 10 CMIP5 models in the next 50 years. *Arid Land Geography*, 2013, **36**(4): 669-679.
- [19] Moss R, Babiker M, Brinkman S *et al.* Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies. Geneva, Switzerland: IPCC, 2009: 25.
- [20] Allen RG, Pereira LS, Raes D *et al.* Crop evapotranspiration- guidelines for computing crop water requirement. Rome, Italy: United Nations Food and Agriculture Organization, 1998.
- [21] Liu SY, Huang Q, Wang YM *et al.* Simulation and prediction of climatic elements in Jinghe River basin using downscaling method and CMIP5. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2015, **31**(23): 138-144. [刘赛艳, 黄强, 王义民等. 基于统计降尺度和 CMIP5 模式的泾河流域气候要素模拟与预估. 农业工程学报, 2015, **31**(23): 138-144.]
- [22] World Meteorological Organization. Analyzing long time series of hydrological data with respect to climate variability. Geneva, Switzerland: Tech. Rep. Wcap-3, 1998.
- [23] Anselin L, Syabri I, Kho Y. Geo Da: An introduction to spatial data analysis. *Geographical Analysis*, 2005, **38**(1): 5-22.
- [24] Wilby RL, Hay LE, Leavesley GH. A comparison of downscaled and raw GCM output: implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. *Journal of Hydrology*, 1999, **225**(1/2): 67-91.
- [25] Budyko MI. Climate and life. 1974.
- [26] Arora VK. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology*, 2002, **265**(1/2/3/4): 164-177.
- [27] Ma XN, Zhang MJ, Wang SJ *et al.* Evaporation paradox in the Yellow river basin. *Acta Geographica Sinica*, 2012, **67**(5): 645-656. [马雪宁, 张明军, 王圣杰等. “蒸发悖论”在黄河流域的探讨. 地理学报, 2012, **67**(5): 645-656.]
- [28] Liu CM, Liu WB, Fu GB *et al.* A discussion of some aspects of statistical downscaling in climate impacts assessment. *Advances in Water Science*, 2012, **23**(3): 427-437. [刘昌明, 刘文彬, 傅国斌等. 气候影响评价中统计降尺度若干问题的探讨. 水科学进展, 2012, **23**(3): 427-437.]