

长江流域近地表气温对地理位置和高程的依赖性分析

蒋艳^{1, 2} 贺新光^{1, 2} 邓宇鹏¹ 章新平^{1, 21}

(1. 湖南师范大学 资源与环境科学学院, 湖南 长沙 410081;

2. 湖南师范大学 地理空间大数据挖掘与

应用湖南省重点实验室, 湖南 长沙 410081)

【摘要】: 利用长江流域 189 个气象站 1963~2018 年的数据资料, 建立月(季)平均气温、平均最高和最低气温的逐步多元回归(SMR)模型, 分析近地表气温梯度(TG)的变化特征, 并探究降水梯度(PG)、相对湿度和水汽通量状况对 TG 变化的胁迫过程。结果表明: (1) 各类气温的纬向(TG_{lat})和经向(TG_{lon})梯度均在冬季较大而夏季较小, 但垂直梯度(TG_z)的变化相异, 而且夜间的 TG_z和 TG_z总体较日间的大。(2) 气温对纬度、经度和高程的偏依赖程度较相应的 TG 大但两者的变化趋势类似, 且各类气温对高程的偏依赖程度最高, 而平均最低气温总体上对各地理因子的依赖性最强。(3) 流域相对湿度的时空变化是导致气温模型精度夏高冬低的重要原因, 而同海拔站点间相似的地理环境使其模型残差呈现总体偏正或偏负的季节变化。(4) 流域地形、降水、相对湿度和水汽通量对 TG 变化具有调节和控制作用。其中, 干冷空气势力越强 TG_z越大, 水汽通量场的转换强化了 TG_z变化的季节性; 相对湿度分布越均匀 TG_z越小, 但地形作用使其变大; 而日、夜间云辐射强迫温度效应的不同促使平均最高和最低气温垂直梯度变化趋势相反。

【关键词】: 气温梯度 地理因子 依赖性 胁迫过程

【中图分类号】: P423.3 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2021)06-1329-14

近地表气温作为气象的关键参数控制着大部分陆地表面过程, 是衡量地-气能量交换的重要指标。近地表气温变化不仅直接改变温度极端值, 还影响高温干旱和暴雨洪涝等极端气候事件发生的强度与频率, 给社会、经济和人民生活带来严重影响和损失^[1~3]。因此, 了解区域近地表气温变化特征对经济和生态环境建设具有重要意义。

气候变暖背景下, 已有不少关于气温变化趋势和气温预测方面的研究成果。唐国利等^[4]在建立了中国近百年近地表气温序列的基础上分析了气温的变化趋势。Li 等^[5]通过 GloSea5 业务预报系统评估了中国西部地区近地表气温季节预报的可靠性。Zhang 等^[6]利用日均温数据图集以及卷积递归神经网络方法开发了大尺度空间温度预测模型并取得良好效果。此外, 关于气温模拟及其

作者简介: 蒋艳(1997~), 女, 硕士研究生, 主要研究方向为水文气象. E-mail: 1154717382@qq.com

贺新光 E-mail: xghe@hunnu.edu.cn

基金项目: 湖南省教育厅创新平台开放基金(18K018)

影响因素方面的研究也层出不穷。杨凤海等^[7]定量分析了黑龙江省旬平均气温与地面高程的相关性。王朋岭等^[8]利用最小二乘法和 T 检验研究了青藏高原地区气温变化与高程及纬度之间的关系。这些研究结果表明气温对地理位置和高程具有较高的依赖性,但关于这种依赖性及其影响机制或胁迫过程的研究较少。

已有研究^[9,10]表明内插法不能充分反映气象要素与地理因子间的复杂关系,而基于普通最小二乘法的回归分析法也难以客观选择解释变量从而导致模型性能降低。然而,Zhao 等^[11]在估计南祁连山气温时空分布过程中发现月平均气温与高程、经纬度和地形因子之间的多元线性回归模型相较于另 3 种地统计插值方法有更高的精度。Kattel 等^[12]通过逐步多元回归方法筛选解释变量后提高了气温模型的预测能力。与此同时,王笑等^[13]还强调研究气象要素与其影响因子间的依赖关系是提高气温空间化精度的必要前提。范泽孟等^[14]利用二元线性拟合量化气温时也发现全国站点的年平均气温与纬度和高程之间存在很好的复相关性。因此,模型方法和解释变量的正确选择在气温模拟、预测方面尤为重要。

长江流域横跨西南、华中、华东三大地区,是我国社会经济高度发达区,也是我国极端气象灾害的高发区^[15]。目前,长江流域关于气温的研究更多关注于极端事件、变化趋势以及模拟预测方面^[16~18],但关于气温梯度及其胁迫机制的研究极少。鉴于此,本文将利用长江流域近几十年来的气象数据研究其近地表气温与地理位置和高程间的依赖关系及其胁迫过程,这可为区域近期气候环境变化过程研究提供可靠的基础气候监测信息,也能为长江流域气候灾害预测等方面提供参考依据。

1 研究区和数据资料

长江流域位于 $24^{\circ}27'N \sim 35^{\circ}54'N$ 和 $90^{\circ}33'E \sim 122^{\circ}19'E$ 之间,处于湿润和干燥气候的过渡地带,地理位置如图 1 所示。流域的地形地貌和气候类型复杂多样,其三级阶梯式的地形构造以及青藏高原的存在使其具有独特的大气环流形式^[19]。受东亚季风、西风带、西太平洋副热带高压等环流系统以及地下垫面因素的综合影响,流域形成了昆明准静止锋、西南涡、江南梅雨和伏旱等复杂多样的天气系统和天气现象,气温和降水的时空分布特征复杂^[20]。

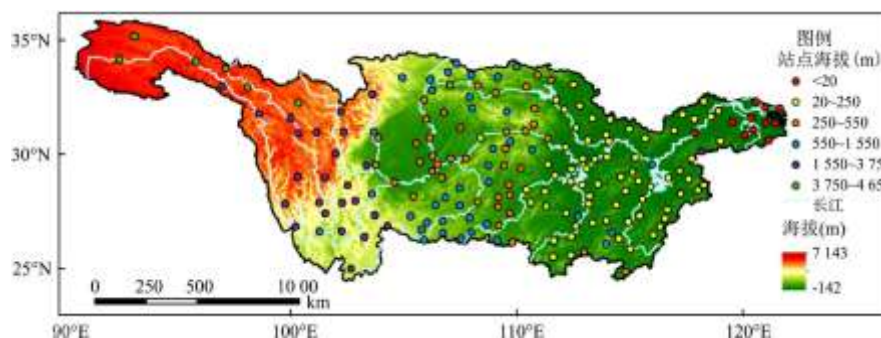


图 1 长江流域 189 个气象站的空间分布及高程

本文选用的数据包括:(1)长江流域各气象站的经纬度与绝对高程(海拔)及 1963~2018 年逐日的平均、最高和最低气温、降水量和相对湿度实测数据,下载于中国气象科学数据共享服务网(<http://www.esi.cn/metadata/page/index.html>)。为确保准确性和有效性,剔除了数据缺失率大于 1%的站点,最终选取了 189 个气象站(图 1),其极个别缺失值由同期多年同日的平均值插值补充。(2) $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的同期比湿、气压、水平风速分量和相对湿度再分析月平均数据下载于美国国家大气海洋局(NOAA)气候预测中心(<https://psl.noaa.gov/>)。此外,采用气象季节法划分春季(3~5 月)、夏季(6~8 月)、秋季(9 月~11 月)和冬季(12 月和次年 1、2 月),并运用简单算术平均法计算以上数据的月、季和年平均值。

2 研究方法

长江流域面积广阔，地形起伏大，下垫面类型复杂。多元线性回归模型不仅能综合考虑影响气温变化的相关因子^[14]，还可以反映气温对地理位置和高程的依赖程度。因此，本文首先应用逐步多元回归(stepwise multiple regression, SMR)模型量化流域近地表气温梯度(temperature gradient, TG)以考察其月和季尺度的变化特征，并通过决定系数(R^2)、均方误差(MSE)和残差(RE)评估气温 SMR 模型的性能；然后计算气温与纬度、经度和高程的偏相关系数并与 TG 进行比较以进一步讨论气温对各地理因子的依赖程度；最后，考察降水梯度(precipitation gradient, PG)、相对湿度和水汽通量等状况以分析它们对 TG 的胁迫过程。

2.1 逐步回归模型

逐步多元回归是最优建模的多元回归分析方法。它利用 F 检验判断逐步引入的变量是否应当保留，从而在多个变量中寻找具有最佳性能的变量组合，因此最后保留在模型中的变量既是重要的又没有严重的多重共线性^[21]。本文通过 SMR 建立气候变量与地理位置和高程的依赖关系，公式如下：

$$F = k_1 Lat + k_2 Lon + k_3 E + k_0 + \varepsilon \quad (1)$$

式中：F(气温，℃；或降水，mm)为响应变量，Lat(纬度，° N)、Lon(经度，° E)和 E(高程，km)为候选解释变量， k_i ($i=1, 2, 3$) 为偏回归系数(梯度)， k_0 和 ε 为常数项和误差。式(1)中，各解释变量在 $p < 0.05$ 显著性水平下利用双向消除逐步回归确定是否选入最优模型。决定系数、均方误差和残差用于评价模型性能，其定义分别如下：

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (2)$$

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (3)$$

$$RE = y_i - \hat{y}_i \quad (4)$$

式中： y_i 为观测值； $\bar{y}$ 为观测平均值； $\hat{y}_i$ 为 SMR 模型拟合值； n 为站点数。 R^2 取值范围为 0 到 1，越接近 1 表示模型误差越小而精度越高，通常模型的可接受水平为 $R^2 > 0.5$ ^[22]。MSE 是反映拟合值与观测值差异程度的度量，数值越小模型性能越好。RE 是观测值与拟合值的差，残差分析可以在确定模型可靠性的同时，了解影响残差变化的可能干扰。

决定系数 R^2 和调整决定系数 $\bar{R}^2$ 均可衡量模型的拟合优度。一般情况下，添加新变量后模型的 R^2 不会变小，甚至出现虚高。但 $\bar{R}^2$ 作为一种惩罚机制可以解决变量增加后所提高的虚假精度，其计算公式如下：

$$\bar{R}^2 = 1 - \frac{(1 - R^2)(n - 1)}{n - p - 1} \quad (5)$$

式中： n 为站点数， p 表示最优模型中解释变量的数目。 $\bar{R}^2$ 越接近 1 表示模型精度越高。

2.2 偏相关系数

在多元回归分析中，解释变量不同导致偏回归系数数量纲各异，从而无法正确指示变量间的相对重要性。同时，简单相关系数在复杂变量中不能真实反映变量间的依赖关系，标准化回归系数只有在解释变量不超过两个的模型中有较好效果^[23]。然而，偏相关系数可以在控制其他变量的影响下衡量两变量间的内在关系，从而较为合理地反映模型中各解释变量的相对重要程度。其计算可通过递归法实现：

$$r_{12} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}} \quad (6)$$

$$r_{12,3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{(1-r_{13}^2)(1-r_{23}^2)}} \quad (7)$$

$$r_{12,34} = \frac{r_{12,3} - r_{14,3}r_{24,3}}{\sqrt{(1-r_{14,3}^2)(1-r_{24,3}^2)}} \quad (8)$$

式中：设有变量 $x_i (i=1, 2, 3, 4)$ ， r_{12} 是 x_1 和 x_2 间的简单相关系数， $r_{12,3}$ 和 $r_{12,34}$ 分别是在剔除 x_3 、 x_3 与 x_4 的影响后 x_1 和 x_2 间的一阶和二阶偏相关系数。据此，可在剔除另两个变量的影响下，研究气温分别对纬度、经度或高程的偏依赖程度。

2.3 水汽通量

降水可以反映区域大气的干湿状况，水汽通量则可以通过其数值和方向描述流域水汽的质量和来源。因此，分析流域水汽通量的季节变化有利于进一步理解气温梯度的变化特征。整层大气水汽通量的计算公式如下：

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_s}^p Vqdp \quad (9)$$

式中： g 为重力加速度； p_s 和 p 分别为空气柱的上、下界气压值； V 为水平风速矢量； q 为各层大气的比湿； Q 的单位为： $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 。

3 结果分析

本文首先检查流域 189 个站点多年平均气温、多年平均最高和最低气温分别随纬度、经度和高程的变化趋势以考察它们间的相关关系，如图 2 所示。从图 2 可发现，这三类气温均呈现出随纬度和高程的增加而下降的趋势，且随高程的变化最为显著。而气温随经度的增加在 $90^\circ \text{E} \sim 102^\circ \text{E}$ 范围内呈上升的趋势，但在 $102^\circ \text{E} \sim 122^\circ \text{E}$ 范围内无明显的变化。由此，以上近似线性的变量关系可通过多元线性回归进行描述，而其中微弱的关系可通过逐步回归中的显著性检验决定是否保留。

3.1 气温逐步回归模型的构建及残差分析

为探究气温对地理位置和高程的依赖性，首先计算了长江流域 189 个站点 1963~2018 年的多年同月(同季)平均气温、平均最高和最低气温，然后，在 $p < 0.05$ 的显著性水平下利用双向消除逐步多元回归建立了这三类气温 12 个月份(4 个季节)的逐步回

归模型, 结果如表 1 所示。由表 1 可知, 除高程以外, 存在若干月气温模型(集中于 6~11 月)剔除了纬度或经度作为解释变量, 这也许与夏季风的爆发与撤退对流域热状况的影响有关。并且, 仅 6 月的平均最高气温模型剔除了纬度, 这表明气温对高程的依赖性最强, 依次是纬度和经度。此外, 为了更直观地反映模型性能的变化趋势, 图 3 绘制了各类月气温 SMR 模型 R^2 和 MSE 的逐月变化折线图。由表 1 和图 3(a)可知, 在三类气温模型中, 平均最低气温模型的 R^2 最大且均高于 0.9, 而平均最高气温模型的 R^2 最小甚至低至 0.47。这表明夜间(凌晨)气温对地理位置和高程的依赖最强也最为稳定, 而日间(午后)气温易受其他因素干扰。此外, 夏季各月气温模型的 R^2 均在 0.89 以上且高于其他季节相应类别气温模型的 R^2 , 但其对应的 MSE 均在 1.85 以下且低于其他季节相应类别气温模型的 MSE; 然而, 冬季各月气温模型的 R^2 在四个季节中最低而其 MSE 最高, 且 2 月的平均最高气温模型精度 ($R^2=0.47$) 未达到可接受标准。以上结果表明模型精度在夏季最高而冬季最低, 其中夏季各类气温模型的高精度可能与高温高湿或高温干旱天气条件下站点间小气候环境异质性的缩小有关。

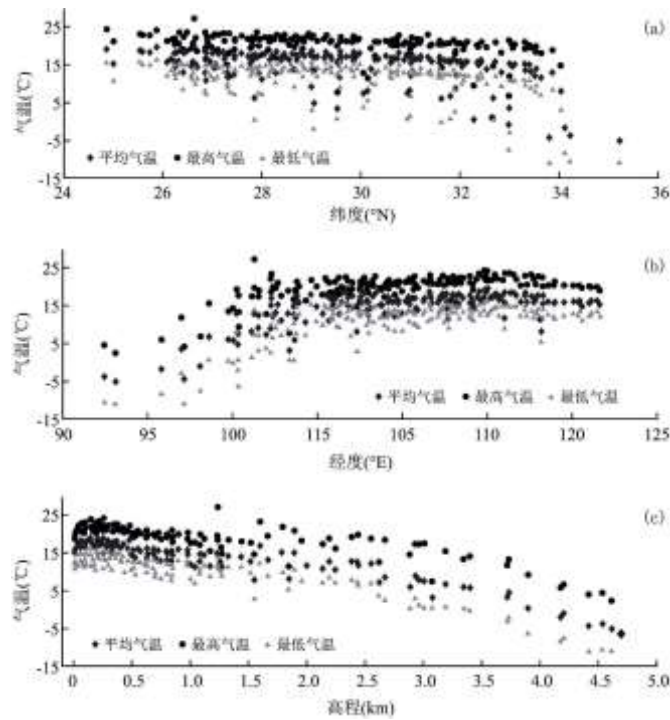


图 2 流域 189 个气象站多年平均气温、平均最高和最低气温随纬度(a)、经度(b)和高程(c)的变化

为进一步了解流域气温与高程间的关系以及影响气温模型性能的可能原因, 将季平均气温、季平均最高和最低气温的 SMR 模型在 189 个站点的气温模拟残差随高程的变化绘于图 4。由图 4 可知, 残差总体上在冬季最大而夏季最小, 表明夏季的模型最为可靠, 这与上述发现一致。值得注意的是, 残差随高程的增加在一定海拔范围内出现总体偏正或偏负的现象, 并且这种变化存在季节性。结合图 1 和图 4 可知, 位于海拔 20m 以下的站点分布在沿海地区, 夏季较多的云量与降水和冬季晴空辐照期间的高辐射与高感热分别使其夏冬两季的平均气温和平均最高气温残差偏向于负和正, 这与 Kattel 等^[24]在巴基斯坦的研究结果类似。而其冬夏秋三季平均最低气温的偏正残差可能与沿海地区海洋性气团的调节有关。同时, 海拔在 20~250m 之间的站点主要位于长江中下游地区, 夏季的持续高温和冬季干冷空气的侵袭分别使两者的气温残差偏向于正和负, 其中部分相反残差的出现可能与站点的坡度和坡向等地形因子有关, 而秋季平均最高和最低气温残差分别偏向于正和负的现象与该地区晴好天气下日间的高感热和夜间的辐射冷却有关。此外, 海拔 250~550m 之间的站点主要分布在四川盆地及其附近, 在白天有较高的云覆盖率而夜间易出现逆温效应^[25], 这可能使其气温残差无明显的季节变化但出现了平均最高和最低气温残差分别偏向于负和正的现象。剩余 35% 的站点位于 550~4650m 的中、高海拔地区, 其残差大致呈现出负-正-负的变化规律。550~1550m 呈现的偏负残差反映了该海拔范围较为凉爽的大气条件, 而其冬季平均最低气温出现的偏正残差可能与潜热有关。1550~3730m 的中高海拔范围内的残

差较大且明显偏正，这与云贵高原对北下冷空气的阻挡、冰雪覆盖地表对太阳辐射的高反射以及气流沿地形爬升释放的凝结潜热均有一定联系。然而 3730m 以上的高海拔地区空气稀薄难以积蓄热量，出现了以冬季为代表的较高的负残差。由此可知，同海拔范围内站点间相似的地形、下垫面类型和小气候环境使其残差呈现总体偏正或偏负的规律，而其残差正负在日、夜间相反的现象可能归因于昼夜间云辐射强迫温度效应的不同。并且，复杂的地理环境会影响地表辐射平衡^[26]，而长江流域较大的地形起伏和复杂的下垫面类型在一定程度上破坏了这种规律。

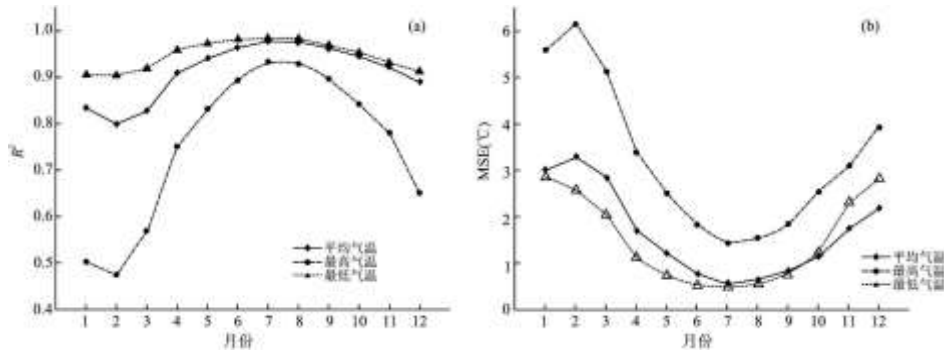


图 3 气温 SMR 模型的决定系数 R^2 (a) 与均方误差 MSE (b) 的逐月变化

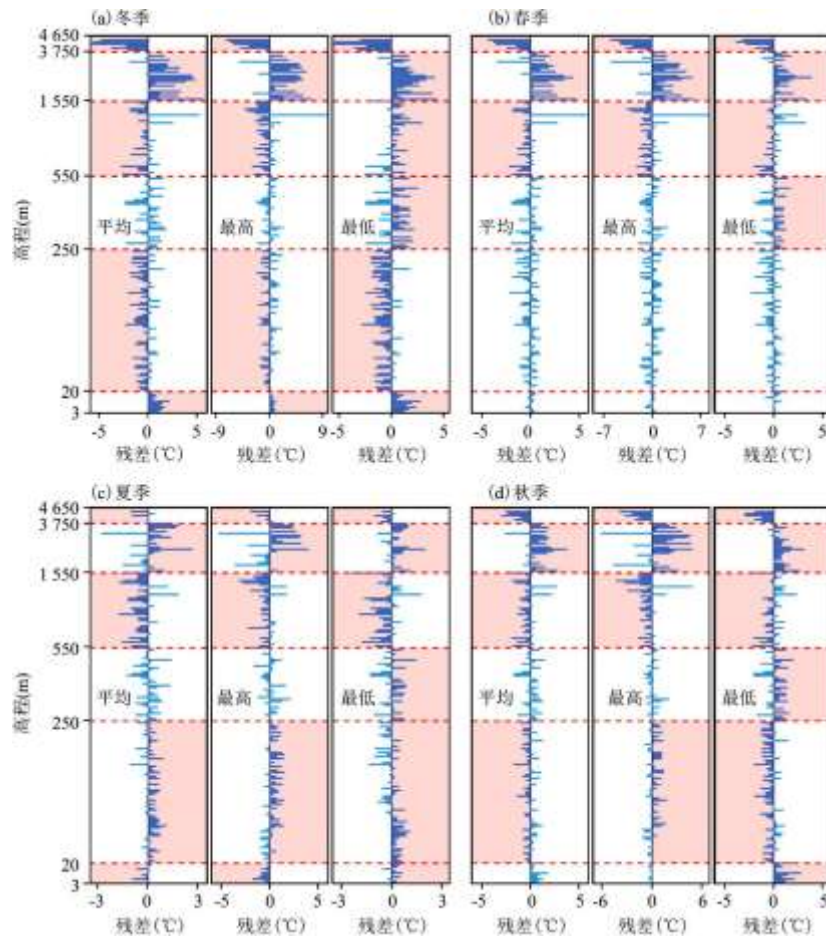


图 4 气温 SMR 模型在流域 189 个气象站的模拟残差随高程的季节变化

3.2 气温和降水梯度的变化特征

本文中，梯度是描述气温或降水随纬度、经度和高程变化而发生增减现象的指标，表示解释变量每改变一个单位对响应变量所产生的影响，其正负仅代表变化方向，其绝对值大小代表影响程度，本文用梯度绝对值表示梯度大小。

3.2.1 气温梯度

在进行 TG 分析前，需要了解流域气温的基本情况，图 5 展示了流域 189 个站点 1963~2018 年多年同月的平均气温、平均最高和最低气温的小提琴图。由图 5 可知，这三类气温的变化趋势基本一致且其均值和中位数较为接近，说明大部分站点的气温情况较为相似。并且，除 1 月平均最低气温(-0.04°C)外，其他月份各类气温的平均值和中位数均高于 0°C ，而尾部出现的极端低值可能由少数高海拔站点产生。但是，除冬季各月平均最高气温外，其他月份各类气温的平均值均低于其中位数且越接近夏季两者差异越大，表明流域部分站点气温偏低并且在夏季较为明显。此外，图 5 还显示流域冷暖交替发生在 4 月与 10 月而温度增减变化出现在 1 月和 8 月。

为了更直观地反映气温 SMR 模型中月平均气温、平均最高和最低气温梯度的变化特征，图 6 呈现了这三类气温的纬向(TG_{λ})、经向(TG_{φ})和垂直(TG_z)梯度的逐月变化。由图 6 可知，TG 均为负值，表明气温随纬度、经度和高程的增加均呈下降趋势。并且， TG_{λ} 和 TG_{φ} 具有明显的日变化，即各月出现在夜间的平均最低气温梯度最大而出现在日间的平均最高气温梯度最小，但 TG_z 没有此规律。此外，图 6 显示 TG 存在明显的季节变化特征， TG_{λ} 和 TG_{φ} 均在夏季最小而冬季最大但 TG_z 的变化较为复杂。其中 TG_{λ} 的变化趋势与卢爱刚等^[27]发现的研究结果一致，即气温越高其纬向梯度越小。而图 6(c) 显示平均气温和平均最高气温的垂直梯度在夏季较大而冬季较小，这与中国大陆典型气温直减率的变化特征^[28]相吻合。但平均最低气温的垂直梯度的变化特征与前者相反，这表明高低海拔在白天和夜间具有不同的气温胁迫机制。与此同时，流域三级阶梯式的地形构造使 TG_{λ} 与 TG_{φ} 产生了一定联系，图 6(b)和(c)展示了两者变化趋势的一些反向差异。但流域的高程和经度之间并非呈绝对的线性关系，并且流域两头窄而中间宽的形状以及西部的高海拔地形限制了站点分布，大多站点位于流域中间的中低海拔地区，因此这种反向并不完全契合。此外，结合图 1 和图 2(b)可知，在 $90^{\circ}\text{E}\sim 102^{\circ}\text{E}$ 范围内气温随经度的增加而呈上升的趋势，其主要是由该范围内从西向东高程的急剧下降所导致。

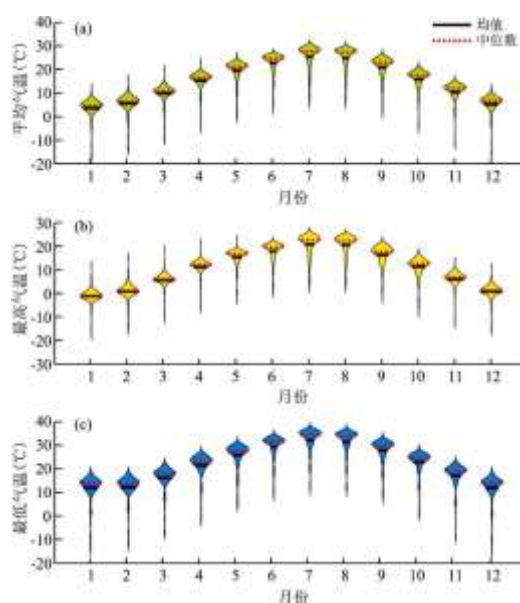


图 5 流域 189 个气象站多年同月平均气温(a)、平均最高(b)和最低(c)气温的小提琴图

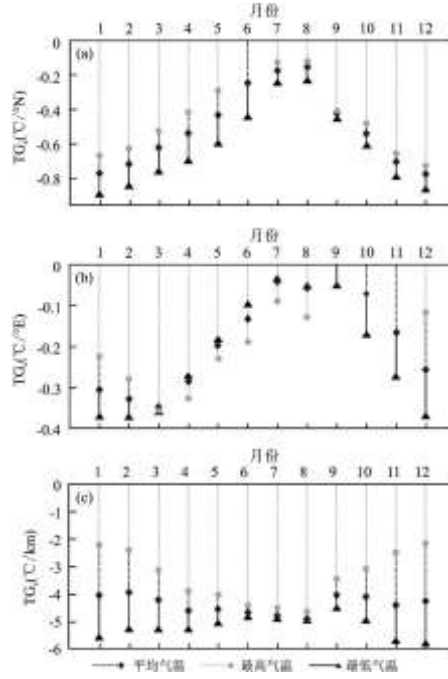


图 6 月平均气温、平均最高和最低气温纬向(a)、经向(b)和垂直(c)梯度的逐月变化

尽管上述讨论了流域 TG_a 、 TG_e 和 TG_h 的大小及其变化特征，但量纲的不同使其不能横向比较。据此本文计算了 189 个站点多年同月的平均气温、平均最高和最低气温分别与纬度、经度和高程之间的偏相关系数，以比较气温对各地理因子依赖程度的差异，结果如图 7 所示，红色框线表示其未通过显著性检验 ($p < 0.05$)。由图 7 可知，在剔除另两个地理因子的影响后，各类气温对此地理因子的偏依赖较相应的 TG 均出现不同程度的增强。总体而言，高程是与各类气温偏相关程度最高的地理因子，依次是纬度和经度；而平均最低气温总体上对各地理因子的偏依赖性最强，依次是平均气温和平均最高气温。这与 TG 的表现基本吻合，两者的变化趋势也类似。但是，平均最低气温和高程的偏相关系数与相应的 TG_h 表现出完全相反的季节变化特征。这表明在气温 SMR 模型中，平均最低气温与高程间的关系会叠加经纬度以及其他因素影响，以致于改变了 TG_h 的季节变化规律。

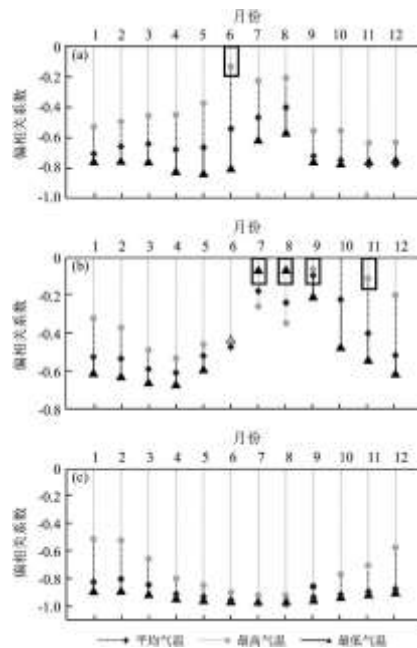


图 7 月平均气温、平均最高和最低气温与纬度(a)、经度(b)或高程(c)的偏相关系数

3.2.2 降水梯度

降水能较为灵敏地反映流域的干湿条件^[29],是指示区域水分状况的重要参数,因此将长江流域 1963~2018 年的多年同月的平均月降水量和相对湿度绘制于图 8。由图 8 可知,流域降水春夏较多而秋冬较少,季节性差异较大。然而相对湿度的变化幅度较小(73%~78%),其变化趋势与降水的大致相同,但出现了双峰模式。其中,相对湿度在 6 月的上升和 7、8 月的下降分别归因于流域的梅雨和伏旱天气,而 9 月的峰值可能与该时期较小的风速和蒸发量^[30]有关。

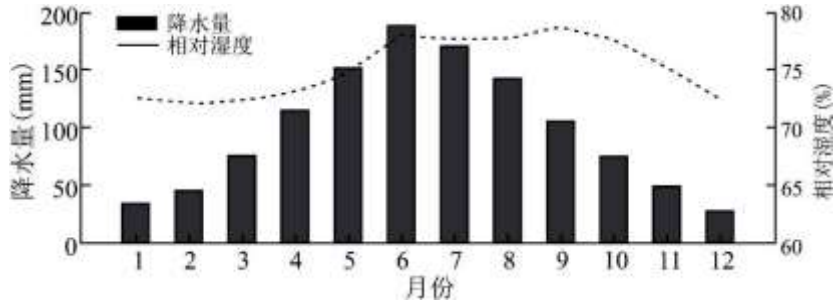


图 8 流域多年同月的平均月降水量和相对湿度

类似于气温 SMR 模型的建模过程,利用流域 189 个站点的多年同月的平均月降水量以及地理位置和高程建立平均月降水量 SMR 模型,并将其 R^2 以及降水纬向 (PG_{ϕ})、经向 (PG_{λ}) 和垂直 (PG_z) 梯度的逐月变化绘于图 9。图 9(a) 显示降水模型的 R^2 变化趋势与气温模型的相反,即夏秋较小而冬春较大。其中,8~10 月的 R^2 (0.1~0.34) 均小于 0.5,且 7 月降水与各地理因子之间不存在线性关系,表明夏季风期间流域降水受较多因素扰动而极不稳定。此外,图 9(b)~(d) 表明 PG 的变化特征与 TG 的也完全不同。其中, PG_{ϕ} 除 9 月外均为负值并且从 12 月起开始负增长,直到 6 月出现最大负值 ($-17\text{mm}/^{\circ}\text{N}$),随后有所下降。但 PG_{λ} 除 9、10 月外均为正值并且在冬季呈增长而春季呈下降的趋势,其在 4、5 月的突然下降可能与西南涡在流域中上游的活动^[31],以及暖湿水汽的大面积推进有关。而 PG_z 的变化较为复杂, PG_z 除 9~11 月外均为正值且从 12 月起呈正增长趋势,但 4、5 月的降水与高程之间不存在线性关系。

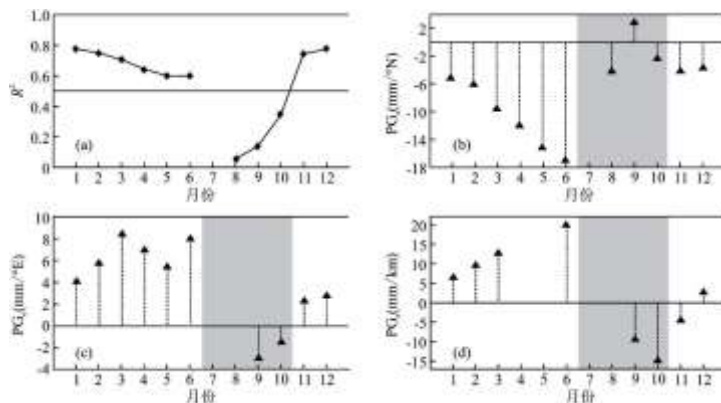


图 9 降水量 SMR 模型的 R^2 (a) 及其纬向 (b)、经向 (c) 和垂直 (d) 梯度的逐月变化

3.3 气温梯度变化的胁迫过程

近地表气温是解释水分循环的重要因子,区域大气的水分状况可以通过各种耦合系统调节地表能量平衡和气温变化^[32],水汽输送则在地-气水分循环和能量交换中承担着重要角色。同时,云作为辐射收支的重要一环对地-气系统的辐射强迫作用影响着气温变化,而较高的相对湿度意味着较多的云量^[33,34]。据此,本文计算了从地面分别到 925、850 和 500hPa 位势高度上的整层水汽通量,并将各高度场上的相对湿度以及水汽通量绘于图 10。

从图 10(a)的 925 和 850hPa 高度场可看出,冬季源自西太平洋和南海的暖湿水汽进入了流域南部,然而来自中高纬地区的干冷气流在各高度场上势头强劲,高低纬间温差的加大使冬季 TG_a 在全年最大(表 1)。与此同时,500hPa 高度场上纬向西风盛行,但 850hPa 高度场显示其在青藏高原的机械阻挡下分支绕行并在高原东部汇合,使流域上游 35° N 附近出现了高湿度区,而该时期 PG_e (图 9(d))的正增长也表明高海拔地区雨雪增多。可见,高海拔地区潜热的增加以及被冰雪覆盖地表对太阳辐射的高反射均有利于大气升温,从而促使冬季平均气温和平均最高气温的垂直梯度在全年最小,但夜间情况与此相反。流域中高海拔地区在辐射冷却作用以及昆明准静止锋后干冷极地大陆气团的控制下夜间气温偏低^[35],但四川盆地较多的云量以及秦岭和大巴山对北下冷空气的阻挡使其夜间易出现逆温现象,而流域东部受海洋性气团的影响夜间气温也不会很低,因此冬季平均最低气温的垂直梯度(-5.61°C/km)在全年最大。此外,从 925 和 850hPa 上可看出中下游地区易受冷空气侵袭,从较为温暖的四川盆地过渡到偏冷的长江中下游平原,冬季 TG_e 在全年最大(表 1)。

春季,水汽输送的源头逐渐从大陆过渡到海洋,来自孟加拉湾、南海和西太平洋的暖湿水汽增强并进入流域,使 PG_e 在 3 月最大随后在 4、5 月下降(图 9(c)),近地表高湿度区扩展并东移,如图 10(b)所示。由此可见,由西到东流域的降水量和相对湿度增加但差异变小,低海拔地区有更多的水热,这可能是导致 3~5 月的各类气温的经向梯度逐渐变小但平均气温和平均最高气温的垂直梯度加大的原因(图 6(b)和(c)),而平均最低气温垂直梯度的变小可能与中高海拔地区云辐射强迫较弱的加热效应^[33]有关。同时,由于该时期太阳辐射增加以及干冷气流的北退,春季各月 TG_a 在天气回暖的过程中逐渐变小(图 6(a))。

图 10(c)显示夏季的西南季风和东南季风携带了大量暖湿水汽进入流域,水汽通量成倍增长,上游地区的湿度较高且较为均匀。一般情况下,6 月中旬至 7 月上旬是长江中下游地区的典型梅雨期,而 7 月中旬到 8 月中旬在副高控制下易形成气温高、湿度小、蒸发大的伏旱天气^[36],这与图 8 中流域降水量以及相对湿度的变化过程相符。因此,中下游地区在高温高湿到高温干旱天气形势的转换中其经纬向上的湿度、温度差异不大,这可能是使 TG_a 和 TG_e 变小的同时出现 6 月和 7、8 月分异(图 6(a)和(b))的原因。此外,上游地区较高的湿度以及 6 月较大的 PG_e (图 8)均表明高海拔地区湿度、云量和降水增多,潜热增加的同时感热减少,然而中下游地区的持续高温使高低海拔间的温差增大,因此夏季平均气温和平均最高气温的垂直梯度在全年最大。但是,中高海拔地区的高湿度和高云量也使其夜间逆温现象极其显著,从而促使夏季平均最低气温垂直梯度(-4.98°C/km)全年最小。

图 10(d)显示流域秋季的水汽输送通量场发生反转,来自北方大陆的干冷气流在 850 和 500hPa 上势头稍显,导致 TG_a 的负增长趋势从 9 月起突然加大(图 6(a))。此外,冷性气团在中下游地区的过境以及西风带南移带来的水汽使流域高湿度区迅速缩小并西移,云贵川一带云覆盖率增高而感热减少,但下游地区天晴而干燥,其经向的湿度、温度差异增大,因此 TG_e 开始出现负增长趋势(图 6(b))。然而高原周围湿润气流的凝结潜热在湿绝热冷却过程中得以释放,地形抬升也使大气的长波辐射冷却减少而感热增加^[37],因此中高海拔地区非绝热加热的增加使平均最高气温的垂直梯度变小(图 6(c))。与此同时,盆地及附近高原山地的夜间逆温使 9 月平均气温和平均最低气温的垂直梯度变小,但高海拔地区夜间辐射冷作用的加强易使气温骤降,秋季各月的平均气温和平均最低气温的垂直梯度最终呈现负增长趋势(图 6(c))。

由上可知,相对湿度是影响 TG 变化的一个重要因子。由图 10 可知,流域近地表相对湿度的分布差异在夏季较小而冬季较大,为此将流域 189 个站点多年同月平均相对湿度的标准差和均值绘制于图 11(a)。图 11(a)中夏秋较小而冬春较大的标准差表明相对湿度的分布于夏秋两季较为均匀,因此 TG_e 虽然呈现春季变小而秋季变大的趋势,但其在秋季仍较小。此外,相对湿度较均匀的分布也可能是导致该时期气温 SMR 模型精度较高的原因之一。由此,增加相对湿度作为月气温 SMR 模型的第四个候选解释变量,并将新模型的 R^2 减去原 SMR 模型的 R^2 ,结果如图 11(b)所示。从图 11(b)中发现,除了 10~12 月平均最低气温模型未能选用相对湿度作为解释变量外,其余选用了相对湿度的模型提高了 0.2%~30%的精度,其中平均最高气温模型的性能提升

幅度最大。这表明流域相对湿度状况对日间气温的影响极大，也证实夏季站点间小气候环境异质性的缩小是导致气温 SMR 模型精度较高的主要原因。

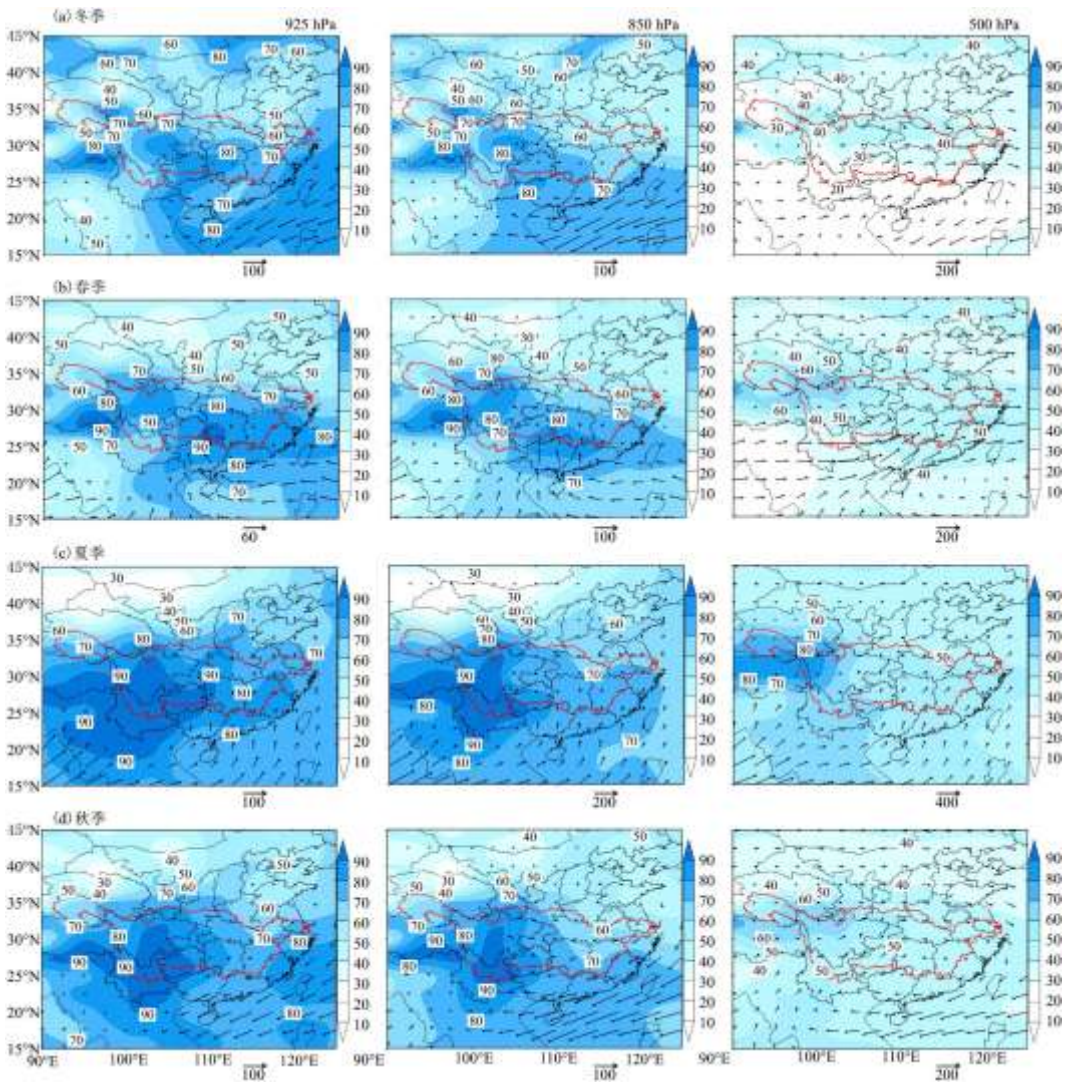


图 10 流域多年同季平均水汽通量(箭头)和相对湿度的季节变化

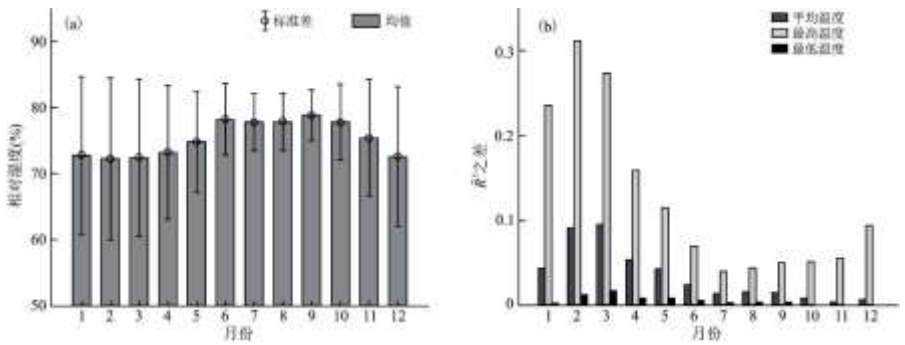


图 11 流域 189 个气象站多年同月平均相对湿度的标准差和均值 (a) 及气温的两种 SMR 模型的 R^2 之差 (b)

4 结论

利用长江流域 189 个站点 1963~2018 年的气象资料,建立了气温 SMR 模型并评估了模型精度,然后分析了 TG 月和季尺度的变化特征并考察了流域降水梯度、相对湿度和水汽通量状况对 TG 的胁迫过程。得出以下主要结论:

(1) 气温 SMR 模型精度表现出夏高而冬低的季节变化特征,这与流域近地表相对湿度的时空分布特征有关,流域湿度分布越均匀,模型的精度越高;而气温 SMR 模型在 189 个站点的残差在一定海拔范围内呈现总体偏正或偏负的现象,这可能与站点间相似的地形因子、下垫面类型以及小气候环境有关。

(2) TG_a 、 TG_e 和 TG_o 均存在明显的季节变化特征。其中,各类气温的纬向和经向梯度以及平均最低气温的垂直梯度均在冬季较大而夏季较小,然而平均气温和平均最高气温垂直梯度在夏季较大而冬季较小的变化特征与中国大陆典型气温直减率的一致。同时,夜间的 TG_a 和 TG_e 总体上较日间的大但 TG_o 无此规律。

(3) 气温与纬度、经度和高程的偏相关系数表明气温对各地理因子的偏依赖程度较相应的 TG 大,但除平均最低气温以外两者的变化趋势相似。总体而言,各类气温对高程的偏依赖程度最高,依次是纬度和经度,而平均最低气温对各地理因子的依赖性最强。

(4) 流域地形以及降水、相对湿度和水汽通量等气象因子的时空分布对 TG 变化具有调节和控制作用。其中,水汽通量场的转换强化了 TG_a 变化的季节性,即干冷空气和暖湿气流的此消彼长使 TG_a 在春夏变小而秋冬季变大,并且干冷空气势力越强 TG_a 越大。 TG_e 的变化除了与降水和相对湿度分布有关外也受流域地形影响,总体上夏秋两季较为均匀的湿度分布使 TG_e 较小,但地形对冷空气的阻挡及其形成的逆温使 TG_e 变大。 TG_o 的复杂变化与高低海拔间地形和各气象因子的相互作用有关,并且日、夜间云辐射强迫温度效应的不同促使平均最高和最低气温垂直梯度变化趋势相反。

参考文献:

- [1] 任国玉, 封国林, 严中伟. 中国极端气候变化观测研究回顾与展望[J]. 气候与环境研究, 2010, 15(4): 337-353.
- [2] 张利平, 杜鸿, 夏军, 等. 气候变化下极端水文事件的研究进展[J]. 地理科学进展, 2011, 30(11): 1370-1379.
- [3] 齐月, 陈海燕, 房世波, 等. 1961~2010 年西北地区极端气候事件变化特征[J]. 干旱气象, 2015, 33(6): 963-969.
- [4] 唐国利, 任国玉. 近百年中国地表气温变化趋势的再分析[J]. 气候与环境研究, 2005, (4): 791-798.
- [5] LI C, LU R, BETT P E, et al. Skillful seasonal forecasts of summer surface air temperature in western China by Global Seasonal Forecast System version 5[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2018, 35(8): 955-964.
- [6] ZHANG Z, DONG Y. Temperature forecasting via convolutional recurrent neural networks based on time-series data[J]. Complexity, 2020, 2020.
- [7] 杨凤海, 郭欣欣, 高凤杰. 基于 DEM 聚焦分析的旬平均气温与地面高程的相关性定量研究[J]. 地理与地理信息科学, 2009, 25(6): 37-40.
- [8] 王朋岭, 唐国利, 曹丽娟, 等. 1981-2010 年青藏高原地区气温变化与高程及纬度的关系[J]. 气候变化研究进展,

2012, 8(5):4-10.

[9]JARVIS C H, STUART N. A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: The interaction between number of guiding variables and the type of interpolation method[J]. Journal of Applied Meteorology, 2001, 40(6):1075-1084.

[10]舒守娟, 王元, 熊安元. 中国区域地理、地形因子对降水分布影响的估算和分析[J]. 地球物理学报, 2007(6):1703-1712.

[11]ZHAO C Y, NAN Z R, CHENG G D. Methods for modelling of temporal and spatial distribution of air temperature at landscape scale in the southern Qilian mountains, China[J]. Ecological Modelling, 2005, 189(1-2):209-220.

[12]KATTEL D B, YAO T, YANG K, et al. Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2013, 113(3-4):671-682.

[13]王笑, 祝善友, 张桂欣. 近地表瞬时气温空间分布模拟方法比较研究[J]. 遥感技术与应用, 2013, 28(5):858-865.

[14]范泽孟, 岳天祥, 陈传法, 等. 中国气温与降水的时空变化趋势分析[J]. 地球信息科学学报, 2011, 13(4):526-533.

[15]王艳君, 刘波, 翟建青, 等. 长江流域潜在蒸发量和实际蒸发量的关系[J]. 气候变化研究进展, 2011, 7(6):393-399.

[16]王琼, 张明军, 王圣杰, 等. 1962-2011年长江流域极端气温事件分析[J]. 地理学报, 2013, 68(5):611-625.

[17]姜彤, 苏布达, 王艳君, 等. 四十年来长江流域气温、降水与径流变化趋势[J]. 气候变化研究进展, 2005, 1(2):65-68.

[18]李佳瑞, 牛自耕, 冯岚, 等. CMIP5 模式对长江和黄河流域极端气温指标的模拟与预估[J]. 地球科学, 2020, 45(6):1887-1904.

[19]吴国雄. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展[J]. 第四纪研究, 2004, 24(1):1-9.

[20]时光训. 1970-2014年长江流域气候变化的时空特征分析[D]. 南昌: 江西师范大学, 2016.

[21]DRAPER N R, SMITH H. Applied regression analysis[M]. New York: John Wiley and Sons, Inc., 1998.

[22]MORIASI D N, ARNOLD J G, VAN LIEW M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. Transactions of the ASABE, 2007, 50(3):885-900.

[23]王海燕, 杨方廷, 刘鲁. 标准化系数与偏相关系数的比较与应用[J]. 数量经济技术经济研究, 2006(9):150-155.

[24]KATTEL D B, YAO T, ULLAH K, et al. Seasonal near-surface air temperature dependence on elevation and geographical coordinates for Pakistan[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019, 138(3-4):1591-1613.

[25]蒋兴文, 李跃清, 王鑫, 等. 青藏高原东部及下游地区冬季边界层的观测分析[J]. 高原气象, 2009, 28(4):754-762.

-
- [26]岳平,李耀辉,张良,等.青藏高原林芝与四川盆地温江地区晴天辐射和能量平衡特征[J].冰川冻土,2012,34(6):1328-1335.
- [27]卢爱刚,庞德谦,何元庆,等.全球升温对中国区域温度纬向梯度的影响[J].地理科学,2006(3):345-350.
- [28]LI Y,ZENG Z,ZHAO L,et al.Spatial patterns of climatological temperature lapse rate in mainland China:A multi-time scale investigation[J].Journal of Geophysical Research:Atmospheres,2015,120(7):2661-2675.
- [29]陈洁,刘玉洁,潘韬,等.1961-2010年中国降水时空变化特征及对地表干湿状况影响[J].自然资源学报,2019,34(11):2440-2453.
- [30]王艳君,姜彤,刘波.长江流域实际蒸发量的变化趋势[J].地理学报,2010,65(9):1079-1088.
- [31]韩林君,白爱娟.2004-2017年夏半年西南涡在四川盆地形成降水的特征分析[J].高原气象,2019,38(3):552-562.
- [32]尹冬勤.区域水分状况调节气温机制及规律研究[D].北京:清华大学,2015.
- [33]张丁玲,黄建平,刘玉芝,等.利用 CERES (SYN)资料分析青藏高原云辐射强迫的时空变化[J].高原气象,2012,31(5):1192-1202.
- [34]马茜蓉,游庆龙,蔡淼,等.基于 CERES 卫星资料分析中国近 15a 云量变化[J].干旱气象,2018,36(6):911.
- [35]索渺清,丁一汇,鲁亚斌,等.中国南方准静止锋对冬季大范围冻雨的影响[J].气象学报,2018,76(4):525-538.
- [36]严翼,肖飞,杜耘,等.利用植被状态指数距平监测 2011 年长江中下游 5 省春、夏干旱[J].长江流域资源与环境,2012,21(9):1154-1159.
- [37]宇婧婧,刘屹岷,吴国雄.冬季青藏高原大气热状况分析 I :气候平均[J].气象学报,2011,69(1):79-88.