

长江上游流域地表干燥度指数时空变化特征及其对气象因子的响应研究

杨少康^{1,2,3}, 刘冀^{1,2,3}, 张特⁴, 曹孟^{5,6}, 程雄¹, 刘艳丽^{5,6}

(1. 三峡大学 水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002; 2. 三峡库区生态环境教育部工程研究中心, 湖北 宜昌 443002;
3. 水资源安全保障湖北省协同创新中心, 湖北 武汉 430072; 4. 西北农林科技大学 水利与建筑工程学院, 陕西 杨陵
712100; 5. 南京水利科学研究院 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098;
6. 水利部应对气候变化研究中心, 江苏 南京 210029)

摘要: 长江上游流域作为我国重要的水资源区,在全球气候变暖背景下揭示其地表干燥度演变规律,对于流域水旱灾害防治、生态环境保护及水资源合理开发利用具有重要意义。采用长江上游流域 67 个气象站 1961–2019 年逐月气象数据,利用 Penman–Monteith 模型计算潜在蒸散量,进一步计算地表干燥度指数 (AI),采用气候倾向率、累积距平法、滑动 t 检验、Mann–Kendall 检验法及 Morlet 小波方法分析 AI 时空变化特征,采用气候敏感系数法评估 AI 对主要气象因子的敏感性,进而量化各气象因子对 AI 变化的贡献率。结果表明:长江上游流域年平均降水量以 0.809 mm/10a 的速率显著下降 ($P < 0.05$),潜在蒸散量以 0.946 mm/10a 的速率显著上升 ($P < 0.05$),流域平均 AI 值以 0.014/10a 的速率减小,且存在 23 a 左右的主周期,在 1998 年发生突变; AI 季节性变化显著,冬、春季干燥,夏、秋季相对湿润;长江上游流域多年平均 AI 分布大致呈东南向西北增加的趋势,半干旱和半湿润区域面积占比分别为 47.8% 和 40.7%;日照时数与平均气温是研究区西北部 AI 变化的主控因子,风速和相对湿度是东南部 AI 变化的主控因子。

关键词: 地表干燥度指数;时空演变;气象因子;贡献率;敏感性;长江上游

中图分类号: P467

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2021)04-0101-08

Characteristics of spatio-temporal variations of surface aridity index and its response to meteorological factors in the upper reaches of the Yangtze River

YANG Shaokang^{1,2,3}, LIU Ji^{1,2,3}, ZHANG Te⁴, CAO Meng^{5,6}, CHENG Xiong¹, LIU Yanli^{5,6}

(1. College of Hydraulic and Environmental Engineering, China Three Gorges University, Yichang 443002, China; 2. Engineering Research Center of Eco-environment in Three Gorges Reservoir Region, Ministry of Education, Yichang 443002, China;
3. Hubei Collaborative Innovation Center for Water Resources Security, Wuhan 430072, China; 4. College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A & F University, Yangling 712100, China; 5. State Key Laboratory of Hydrology, Water Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210098, China; 6. Research Center for Climate Change, Ministry of Water Resources, Nanjing 210029, China)

Abstract: The upper reaches of the Yangtze River is an important water resources area in China, revealing the evolution of its surface aridity under the background of global warming is of great significance to the prevention and control of flood and drought disasters in the basin, the protection of ecological environment and rational development and utilization of water resources. Based on the monthly meteorological data from 67 weather stations in the upper reaches of the Yangtze River from 1961 to 2019, the Penman–Monteith model was adopted to calculate the potential evapotranspiration, and then the surface aridity index (AI), climate tendency rate, accumulative anomaly method, sliding t test, Mann–Kendall test and Morlet wavelet method were combined to analyze the characteristics of AI spatio-temporal changes, and the

收稿日期: 2020-08-15; 修回日期: 2021-01-11

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFC1508104); 国家自然科学基金项目(51679145、91747103、51609124)

作者简介: 杨少康(1998–), 男, 湖北汉川人, 硕士研究生, 主要从事流域生态水文研究。

通讯作者: 刘冀(1980–), 男, 河北保定人, 博士, 副教授, 硕士生导师, 主要从事流域水文模拟与水库调度研究。

climate sensitivity coefficient method was used to assess the sensitivity of AI to the major meteorological factors, by which the contribution rate of each meteorological factor to AI changes was quantified. The results show that the annual average precipitation in the upper reaches of the Yangtze River decreased significantly at a rate of 0.809 mm/10a ($P < 0.05$), the potential evapotranspiration increased significantly at a rate of 0.946 mm/10a ($P < 0.05$), and the average AI decreased at a rate of 0.014/10a, with a main cycle of about 23 a and an abrupt change in 1998. Seasonal changes of AI were significant, resulting in dry winters and springs, and relatively humid summers and autumns. The distribution of multi-year average AI of the basin generally increased from southeast to northwest. The area of semi-arid and semi-humid regions accounted for 47.8% and 40.7% respectively. The number of sunshine hours and average temperature were the main influencing factors of AI changes in the northwestern part of the study area, whereas wind speed and relative humidity were the main influencing factors of AI changes in the southeast.

Key words: surface aridity index (AI); spatio-temporal evolution; meteorological factor; contribution rate; sensitivity; the upper reaches of the Yangtze River

1 研究背景

根据联合国政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第 5 次评估报告, 在 1880–2012 年的 130 多年期间, 全球范围内的平均气温大约上升了 0.85 °C^[1]。在全球气温升高的大背景下, 干旱作为一种缓慢的自然灾害, 其造成的损失占自然灾害损失的 40% 以上^[2], 在农业上不仅会影响作物的生长从而导致减产, 而且会影响工业生产和其他的人类经济活动^[3–4]。因此, 干旱问题已经成为气候变化领域研究的热点问题。但是, 干旱一般难以用技术手段直接进行监测, 往往需要构建合适的干旱指数来评价区域干旱状况^[5]。自 1900 年以来, 国内外陆续有学者构建了多种干旱指标, 以此来对不同干旱情景进行研究, 主要包括气象干旱指数^[6–7]、水文干旱指数^[8–9]、农业干旱指数^[10]及社会经济干旱指数^[11]。

国内外学者的大量研究表明, 对干旱的分析, 不能单一分析一个因素, 特别是在全球变暖背景下。因此, 对于干旱化的研究需要同时综合考虑降水量、风速、气温等气象因子的共同作用^[12–14]。地表干燥度指数 (the surface aridity index, AI) 综合了多种因子的影响, 是反映区域干湿程度的指数, 可用来指示陆地和大气之间物质交换的强弱, 并直接作用于地表植被产量及水分需求^[15]。在国内 AI 的研究上, 多采用的是潜在蒸散量与降水量之比^[16–18]。近年来, 我国整体 AI 值呈减小趋势, 在三江源地区 AI 对日照时数和相对湿度较为敏感^[19–20]。长江上游流域作为我国水电开发的重点区域, 其海拔高程变化大, 气候差异明显^[21], 进而导致 AI 空间异质性显著, 目前对于长江上游流域 AI 时空变化规律的系统

性研究还较为薄弱。因此对长江上游流域干旱进行研究, 不仅可以提高对干旱风险的认识, 也有利于区域抗旱防治工作的开展。

2 数据来源及研究方法

2.1 研究区概况

长江上游西起青藏高原各拉丹东, 东至湖北宜昌, 流经我国 6 个省 (市、区), 上游干流全长 4 500 km, 约占长江全长的 70%, 流域地理位置以及主要水系和气象站点分布见图 1。

长江上游流域地处欧亚大陆副热带东部边缘, 具备鲜明的东亚副热带气候特征, 流域东部呈现中亚热带湿润季风气候及北亚热带季风气候, 山地高原气候分布在流域西北部地区, 横断山地为亚热带高原季风气候。长江上游流域多年平均降水量达 850 mm 左右, 降水年内分配不均, 夏季降水量约占全年降水总量的 50%; 降水主要集中在东部地区, 并自东部向西北及西南方向递减^[22]。

2.2 数据来源

本研究利用中国气象科学数据共享服务网 (<https://data.cma.cn/>) 提供的长江上游流域各气象站 1961–2019 年逐月最高气温、最低气温、平均气温、相对湿度、日照时数、风速、平均气压、平均水汽压等数据。气象数据经过严格的三性检验并通过了极端值和逻辑检验等。为了提高空间插值精度, 增加 4 个流域外站点, 分别为若尔盖、岷县、天水 and 宝鸡气象站。考虑到气象站搬迁以及气象数据的稳定性及可靠性, 剔除缺测数据较多的站点, 对于少数缺测月采用邻近站进行空间插补, 最终选取了 67 个气象站点 (见图 1)。

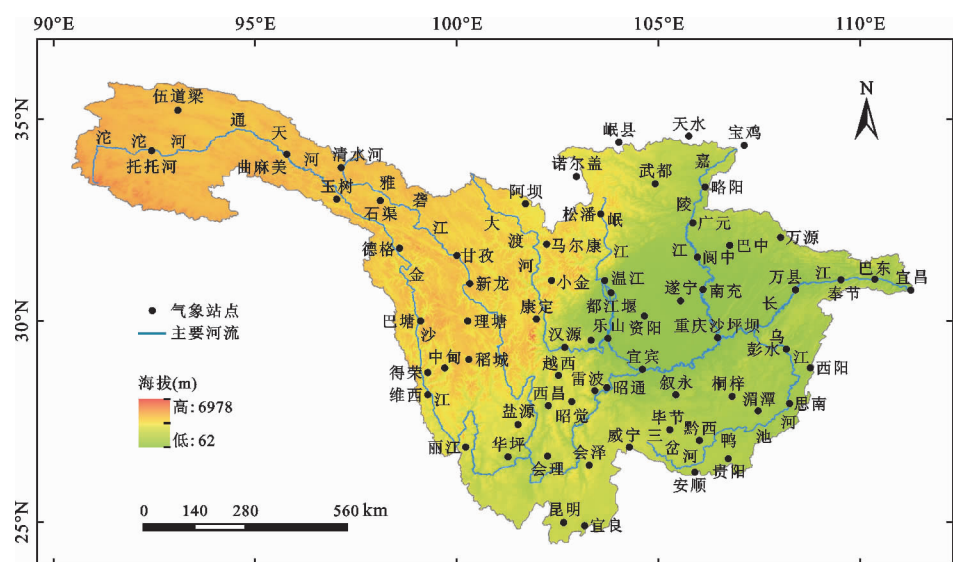


图 1 长江上游流域地理位置以及主要水系和气象站点分布

2.3 研究方法

2.3.1 干燥度指数 采用潜在蒸散量与降水量的比值作为干燥度指数 $AI^{[23]}$ 。

$$AI = \frac{ET_0}{P}$$

(1)

式中: AI 为干燥度指数; ET_0 为潜在蒸散量,mm, ET_0 采用联合国粮食及农业组织修订的 Penman - Monteith 模型进行计算,具体计算步骤参见文献 [17]; P 为降水量,mm。

干湿状况划分采用中国科学院自然区划工作委员会的干燥度指数^[24],依据 AI 可将地表干湿状况划分为 5 类,即湿润、半湿润、半干旱、干旱和极干旱,划分标准如表 1 所示。

表 1 地表干湿状态分级标准

干湿状态	分级标准
湿润	$AI \leq 1.0$
半湿润	$1.0 < AI \leq 1.5$
半干旱	$1.5 < AI \leq 4.0$
干旱	$4.0 < AI \leq 16.0$
极干旱	$AI > 16.0$

2.3.2 滑动 t 检验 滑动 t 检验是通过考察两组样本平均值的差异是否显著来检验突变,本文具体是将来自相同气候序列数据中的两段子序列数据的均值显著差异性看作是来自两个总体均值显著差异性的问题来进行突变性检验^[25]。如果两段子序列的均值差异超过了一定程度的显著水平,可认为均值发生了突变。统计量 t 计算如公式(2) 所示。

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{\sigma_{X_1}^2 + \sigma_{X_2}^2 - 2\gamma\sigma_{X_1}\sigma_{X_2}}{n - 1}}}$$

(2)

式中: $\bar{X}_1$ 和 $\bar{X}_2$ 分别为两样本序列 X_1 、 X_2 的平均值; $\sigma_{X_1}^2$ 和 $\sigma_{X_2}^2$ 分别为两样本序列 X_1 、 X_2 的方差; γ 为样本的相关系数; n 为样本容量。

2.3.3 气象敏感系数和贡献率 为反映各气象因子对 AI 的影响度,采用气象敏感系数法进行定量评价。 AI 的气象敏感系数为 AI 变化率与气象因子变化率的比值^[26],如公式(3) 所示。

$$S_x = \lim_{\Delta x/x \rightarrow \infty} \left(\frac{\frac{\Delta AI}{AI}}{\frac{\Delta x}{x}} \right) = \frac{\partial AI}{\partial x} \cdot \frac{x}{AI}$$

(3)

式中: S_x 为 AI 对某个气象因子 x 的敏感系数; x 和 Δx 分别为气象要素及其变化量。若 S_x 为正值,则说明 AI 与该气象因子呈正相关;若 S_x 为负值,则说明呈负相关。 S_x 的绝对值大小反映了气象因子对 AI 的影响程度,即在其他气象因子保持不变的情况下,该气象因子对 AI 的影响程度。

各气象因子对 AI 变化的贡献率^[27] 计算如公式(4)、(5) 所示。

$$Con_x = S_x \cdot RC_x$$

(4)

$$RC_x = \frac{m \cdot a_x}{|x|}$$

(5)

式中: Con_x 为气象因子 x 对 AI 变化的贡献率; RC_x 为气象因子 x 的多年相对变化率; m 为总年数; a_x 为气象因子 x 的变化趋势, $|x|$ 为气象因子 x 多年

平均值的绝对值。若贡献率 Con_x 大于 0, 则说明该气象因子的增大引起 AI 的增加, 即正贡献; 若贡献率 Con_x 小于 0, 则为负贡献。

3 结果与分析

3.1 地表干燥度指数时间变化特征

3.1.1 年际变化 对 1961–2019 年长江上游流域各气象站点的年干燥度指数 AI 采用逆距离加权法 (IDW) 进行空间插值, 取平均值即可得到流域年平均 AI 值, 并采用累积距平法进一步分析长江上游流域平均 AI 的变化趋势, 其结果如图 2(a) 所示。由图 2(a) 可知: (1) 1961–2019 年长江上游流域 AI 总体呈现不显著减小趋势 ($P < 0.05$), 即趋于湿润化, AI 倾向率为 $-0.014/10a$ 。(2) 流域多年平均 AI 为 1.64, 即地表干湿状态为半干旱, 其中最大值为 1.98 (1969 年), 最小值为 1.41 (1998 年), 研究时段内有 13 a 为半湿润年, 46 a 为半干旱年。(3) 1961–2019 年长江上游流域 AI 变化趋势分为 3 个阶段, 1961–1969 年及 1999–2019 年 AI 呈现减小趋势, 但是在 1970–1998 年呈现显著的增大趋势 ($P < 0.05$), 1998 年达到极大值。(4) 1961–1969 期间, AI 累计距平值出现 1 次小的波动, 即 1966 年 AI 累计距平值突增并在 1967 年回归正常; 1999–2019 年期间发生了 5 次小幅波动, 均很快恢复正常; 1970–1998 年期间出现了 8 次小幅波动, 波动次数之多说明在这段时间内 AI 受到多种因素的变化影响。

长江上游流域平均降水量 P 及潜在蒸散量 ET_0 年际变化分别见图 2(b)、2(c), 由图 2(b)、2(c) 可知, 1961–2019 年流域平均 P 值呈显著减少趋势 ($P < 0.05$), 倾向率为 $-0.809 \text{ mm}/10a$, 最大值为 940.0 mm (1998 年), 最小值为 706.3 mm (2006 年); ET_0 总体呈显著增加趋势 ($P < 0.05$), 倾向率为 $0.946 \text{ mm}/10a$, 最大值为 1194 mm (1969 年), 最

小值为 1051 mm (1989 年)。降水量 P 的减少和潜在蒸散量 ET_0 的增大导致了干燥度指数 AI 的减小。

采用 Mann–Kendall 突变检验法和滑动 t 检验对 AI 进行突变分析, 结果如图 3(a)、3(b) 所示。由图 3(a)、3(b) 可知, Mann–Kendall 突变检验法 UF 与 UB 两条趋势线在临界区间内于 1998 年相交; 滑动 t 检验值通过 0.05 置信水平, 说明 AI 在 1997 年前后发生显著变化。综合分析确定长江上游流域 AI 在 1998 年左右发生突变。

为探究突变原因, 将 P 及 ET_0 进行归一化处理, 分别得到图 3(c) 和 3(d), 由图 3(c) 和 3(d) 可看出, 1998 年之前, P 和 ET_0 归一化值均呈减小趋势, 倾向率分别为 $-0.014/10a$ 和 $-0.009/10a$, 两者的变化趋势一致; 1998 年之后, 两者均呈增大趋势, 倾向率分别为 $0.007/10a$ 及 $0.030/10a$ 。1998 年之前 P 与 ET_0 的减小趋势相近, 1998 年之后 ET_0 的增大趋势速率明显高于 P , 从而造成长江上游流域 AI 在 1998 年发生突变。

3.1.2 周期分析 采用 Morlet 小波函数^[28] 对长江上游流域 AI 进行分析, 结果如图 4 所示。由图 4(a) 可知, 长江上游流域 AI 存在多时间尺度特征, 分别呈现 10~15 a 以及 20~30 a 的周期变化规律。其中在 10~15 a 尺度上存在准 7 次震荡, 在 20~30 a 尺度上存在准 3 次震荡; 由图 4(b) 可知, 小波方差存在 4 个较为明显的峰值, 依次对应 23、13、8 及 5 a, 其中最大峰值对应 23 a, 表明 23 a 左右的周期震荡最强, 为流域 AI 变化的第一主周期。时间尺度为 13 a 对应着第二峰值, 为 AI 变化的第二主周期, 8 和 5 a 依次为流域 AI 变化的第三和第四主周期, 上述 4 个周期的波动控制着流域 AI 在整个时间域内的变化特征。

3.2 地表干燥度指数空间分布特征

对各气象站多年平均及四季 AI 采用 IDW 法插值获得流域 AI 的空间分布, 如图 5 所示。

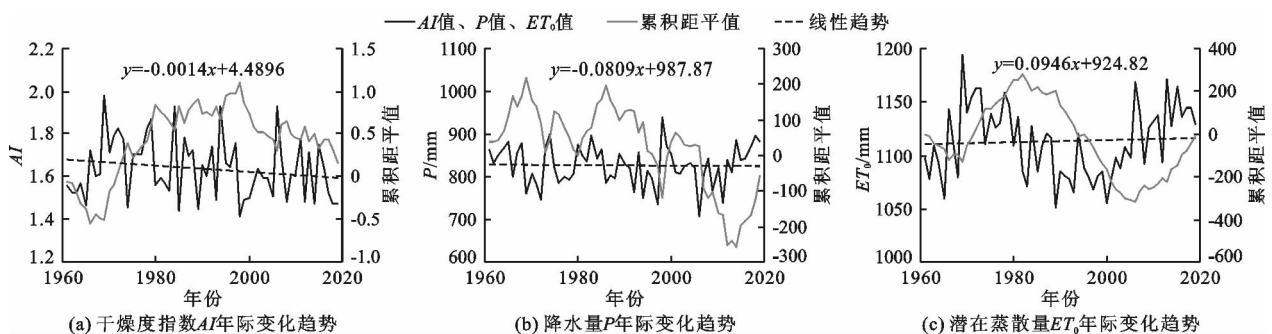


图 2 1961–2019 年长江上游流域 AI 、 P 、 ET_0 年际变化趋势

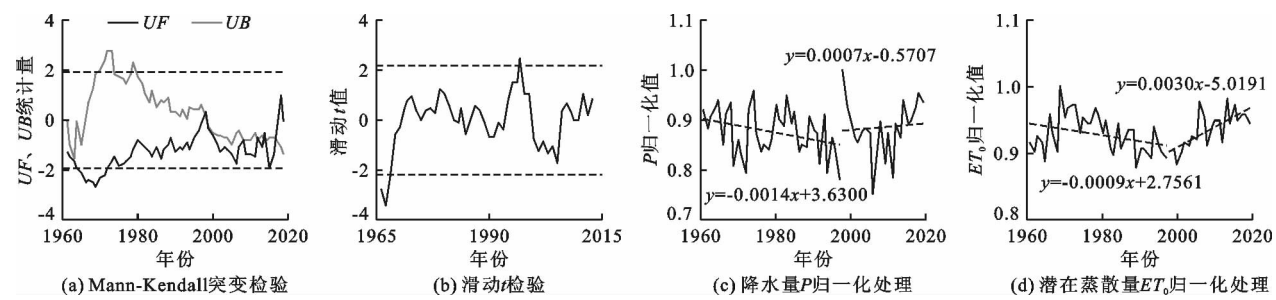


图 3 1961 - 2019 年长江上游流域 AI 突变检验及 P 与 ET_0 归一化处理

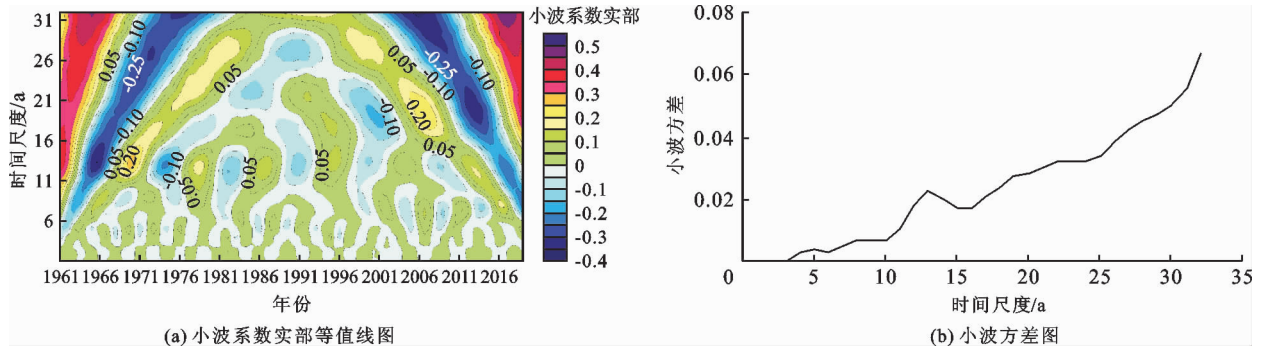


图 4 1961 - 2019 年长江上游流域 AI 的 Morlet 小波分析

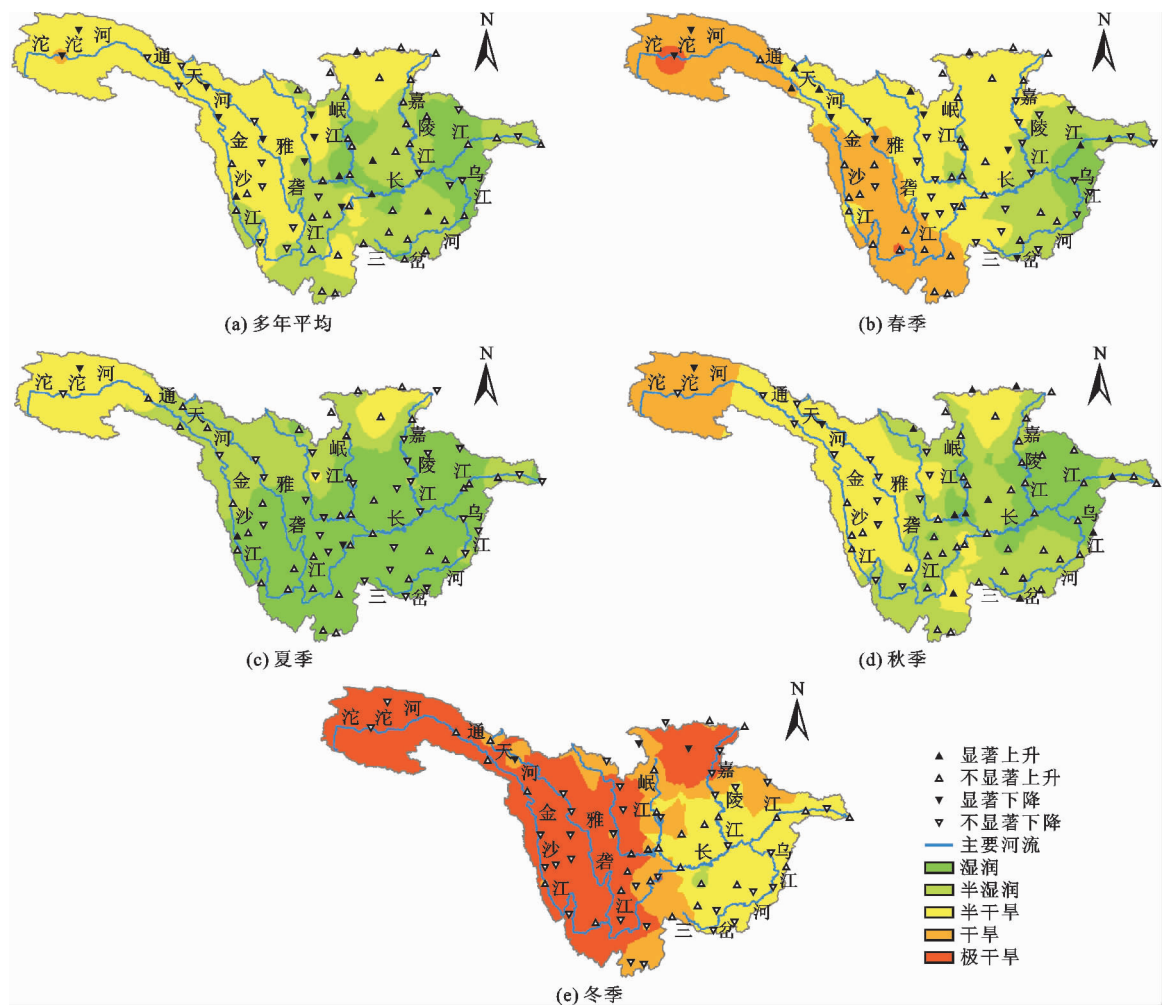


图 5 1961 - 2019 年长江上游流域各气象站多年平均和四季 AI 空间分布及其变化趋势

由图 5(a)可知,长江上游流域多年平均 AI 整体上自东南向西北递增。流域东南部及西南部 AI 较小,介于 0.55 ~ 1.50 之间,表明该区域大部分为湿润和半湿润地区;流域西北部地区 AI 介于 2.0 ~ 4.1 之间,为半干旱地区。流域中湿润区占 11.5%,半湿润区占 40.7%,半干旱区占 47.8%。进一步分析各气象站多年平均 AI 变化趋势,共有 44 个站点呈现增大趋势,占全部站点的 66%,其中有 6 个站点呈显著增大趋势($P < 0.05$);有 23 个站点 AI 呈减小趋势,占全部站点的 34%,其中有 9 个站点呈显著减小趋势($P < 0.05$)。由图 5(b)~5(e)可知,流域西南地区 AI 在春季与冬季较高,因为流域西南地区属于亚热带季风气候,受西南印度洋季风和东南季风的影响,5~10 月为雨季,降水量较多,11 月~次年 4 月为旱季,气候干燥,降水较少,从而造成冬、春季 AI 高于夏、秋季 AI 。

长江上游流域年际及四季干湿状态面积占比统计如表 2 所示。由表 2 可知,春、冬季整体偏干旱,夏、秋季整体偏湿润;春季以半干旱状态为主,面积

占比为 46.8%;夏季以湿润状态为主,面积占比为 57.0%;秋季以半湿润状态为主,面积占比为 43.3%;冬季以极干旱为主,面积占比为 62.0%。

表 2 长江上游流域干湿状态面积占比统计 %

时段	干湿状态				
	湿润	半湿润	半干旱	干旱	极干旱
年际	11.5	40.7	47.8	0	0
春季	4.3	16.0	46.8	32.2	0.7
夏季	57.0	26.6	16.4	0	0
秋季	13.2	43.3	34.5	9.0	0
冬季	0	0	22.1	15.9	62.0

3.3 地表干燥度指数对气象因子的响应

3.3.1 气象因子敏感性分析 风速、降水量、平均气温、日照时数以及相对湿度是影响 AI 的主要气象因子,因此本文将定量分析 AI 对该 5 个气象因子的敏感程度。图 6 为 1961~2019 年长江上游流域 AI 对各主要气象因子的敏感系数空间分布图。

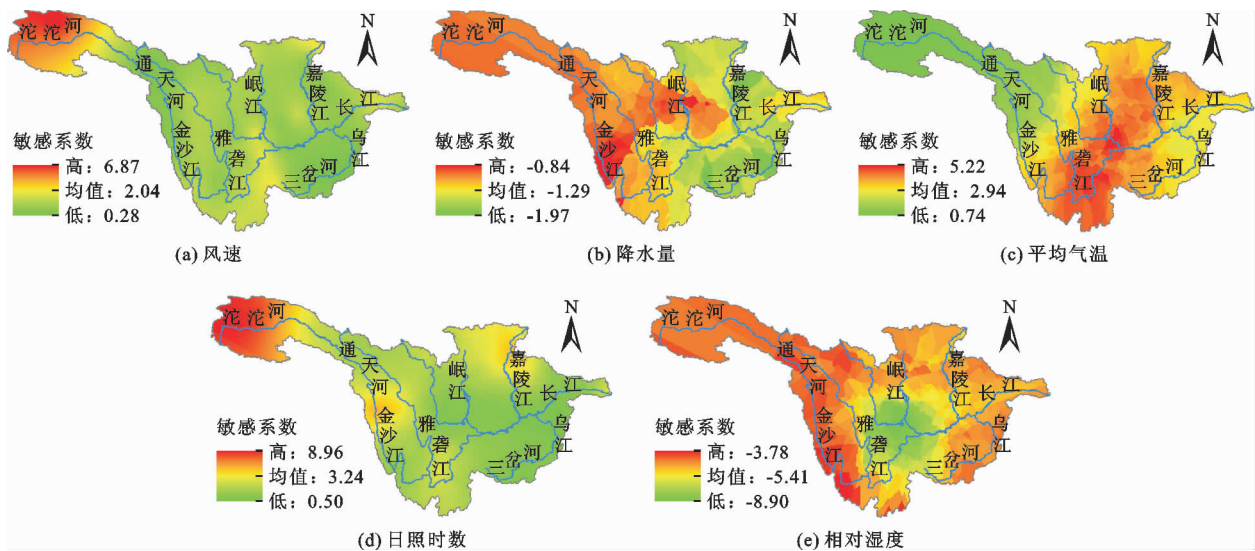


图 6 1961~2019 年长江上游流域 AI 对各主要气象因子的敏感系数空间分布

由图 6 可知, AI 对风速的敏感系数变化范围为 0.28 ~ 6.87,平均值为 2.04,长江源头区为高值区;降水量敏感系数变化范围为 -1.97 ~ -0.84,平均值为 -1.29,表明 AI 与降水量呈负相关性;平均气温的敏感系数均为正值,均值为 2.94,空间上表现为流域中部为高值区,特别是四川、云南一带,而长江源区为低值区;日照时数的敏感系数均为正值,表明其与 AI 呈正相关性,平均值为 3.24,空间分布趋势与风速相似;相对湿度与 AI 表现为负相关性,敏感系数平均值为 -5.41,空间上表现为中部四川盆

地区域为低值区,四周为高值区域。通过分析各气象因子的敏感系数可得出相对湿度和日照时数对 AI 影响较大,说明 AI 对其响应较为敏感,其中 AI 对于相对湿度最为敏感,其次是日照时数。综上分析, AI 与风速、平均气温、日照时数呈正相关,与降水量、相对湿度呈负相关,对各气象因子的敏感系数均值的绝对值由大到小依次排序为:相对湿度(5.41)、日照时数(3.24)、平均气温(2.94)、风速(2.04)、降水量(1.29)。

3.3.2 气象因子贡献率计算 长江上游流域各主

要气象因子对 AI 变化的贡献率空间分布如图 7 所示。由图 7 可知,风速对 AI 的贡献率为 $-69\% \sim 45\%$,平均值为 -18.3% ,南部地区风速的贡献率为负值,表现为减小趋势,北部地区风速贡献率为正值,表现为增加趋势;降水量对 AI 贡献率的平均值为 1.6% ,总体上从东南向西北递减,西北地区为贡献低值区;平均气温对 AI 贡献率的平均值为 32.5% ;日照时数贡献率的平均值为 -23.2% ,在空间分布上仅有北部以及东部局部地区出现日照时数负贡献率且其绝对数值相对较大,原因是这些地区多年日照时数变化趋势偏大,导致其出现较大的负

贡献率值;相对湿度对 AI 的贡献率为 $-16\% \sim 86\%$,平均值为 26.5% ,在空间上表现为北部地区以及中部地区偏大,主要由于整个长江上游流域各主要气象因子敏感系数变化差异及其多年变化趋势的不均匀性,导致贡献率的空间分布较为分散,表现为中部和北部大、其余地区小的趋势格局。贡献率的正、负值是由各气象因子的敏感系数及其多年相对变化率共同决定的。总体而言,降水量和相对湿度对 AI 的平均贡献率均为正且数值较大,表明两者的变化共同导致 AI 增加,而另外 3 个气象因子则导致了 AI 的减小。

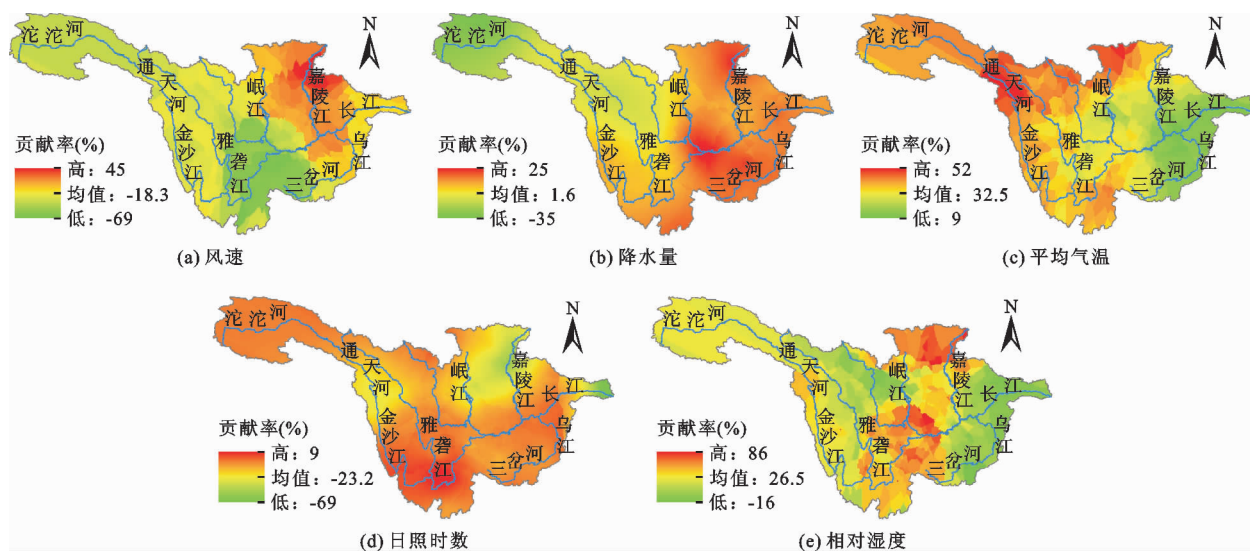


图 7 1961–2019 年长江上游流域各主要气象因子对 AI 变化的贡献率空间分布

为探究主要气象因子对各气象站 AI 的贡献大小,将对各气象站 AI 贡献率最大的气象因子定义为该站的主控因子,1961–2019 年长江上游流域各气象站点 AI 变化的主控因子如图 8 所示。

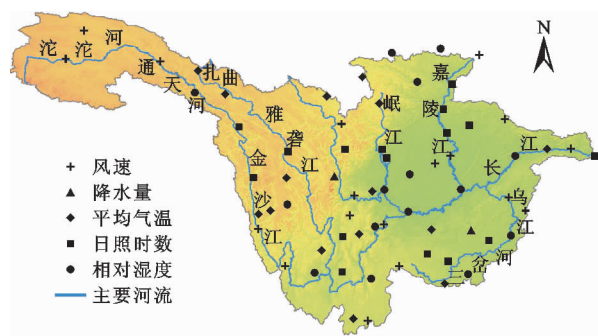


图 8 1961–2019 年长江上游流域各气象站点 AI 变化的主控因子

由图 8 可知,长江上游流域大部分地区的主控因子为风速、日照时数、相对湿度和平均气温,站点数分别占 27% 、 24% 、 24% 和 22% ,以降水量为主控

因子的站点仅占 3% ,其中以相对湿度和日照时数为主控因子的站点多分布于沿江地区。由于长江上游流域地理跨域幅度大,地形复杂,各个地区的主控因子不同, AI 对气象因子的响应较为复杂,总体来看,对于流域西北部地区,日照时数和平均气温为其主控因子;对于流域东南部地区,风速和相对湿度为其主控因子。

4 结 论

本文通过分析长江上游流域 1961–2019 年的地表干燥指数 AI 时空变化特征及其对各主要气象因子的响应可以得出以下结论:

(1) 长江上游流域 AI 以 $0.014/10a$ 的速率减小,呈现以 23、13、8 及 5 a 的主周期, AI 在 1998 年发生突变。

(2) 长江上游流域年际 AI 以半干旱和半湿润状态为主,呈现由东南向西北递增的趋势,其中共有 44 个气象站点 AI 呈上升趋势。

(3)日照时数、平均气温、风速的敏感系数为正值,表明 AI 对其表现为正相关,相对湿度及降水量敏感系数为负值,表明 AI 对其表现为负相关,且 AI 对相对湿度和日照时数较敏感。

(4)平均气温和相对湿度对长江上游流域 AI 变化的贡献率最大,就空间分布来看,长江上游流域西北地区 AI 主要受日照时数和平均气温的影响,东南地区主要受风速和相对湿度的影响。

参考文献:

- [1] 沈永平,王国亚. IPCC 第一工作组第五次评估报告对全球气候变化认知的最新科学要点[J]. 冰川冻土,2013,35(5):1068-1076.
- [2] Wilhite D A. Drought as a natural hazard: Concepts and definitions[J]. Drought: A Global Assessment, 2000,1:3-18.
- [3] 段安民,吴国雄,张琼,等. 青藏高原气候变暖是温室气体排放加剧结果的新证据[J]. 科学通报,2006,51(8):989-992.
- [4] 秦大河,陈振林,罗勇,等. 气候变化科学的最新认知[J]. 气候变化研究进展,2007,3(2):63-73.
- [5] 李苗,严思睿,刘强,等. 白洋淀流域径流过程对极端气象干旱的响应分析[J]. 环境工程,2020,38(10):14-20.
- [6] 林慧,王景才,黄金柏,等. 基于 SPI 和 SPEI 的淮河中上游流域气象干旱时空分布特征对比研究[J]. 水资源与水工程学报,2019,30(6):59-67.
- [7] 眭大为. 黑河流域 1967-2009 年气象干旱时空变化特征[J]. 水资源与水工程学报,2019,30(3):92-99.
- [8] 王志霞,穆振侠,陈翠彦. 水文干旱与气象干旱临界转变条件的判定及响应关系[J]. 水资源与水工程学报,2020,31(3):119-125.
- [9] 周洪华,王云倩,方功焕,等. 标准化径流指数在阿克苏河水文干旱特征识别中的应用[J]. 水资源与水工程学报,2019,30(2):6-11+18.
- [10] 吴泽棉,邱建秀,刘苏峡,等. 基于土壤水分的农业干旱监测研究进展[J]. 地理科学进展,2020,39(10):1758-1769.
- [11] 栗晓玲,张更喜,冯凯. 干旱指数研究进展与展望[J]. 水利与建筑工程学报,2019,17(5):9-18.
- [12] 孟猛,倪健,张治国. 地理生态学的干燥度指数及其应用评述[J]. 植物生态学报,2004,28(6):853-861.
- [13] 尹宜舟,李多,孙劭,等. 2019 年全球重大天气气候事件及其成因[J]. 气象,2020,46(4):538-546.
- [14] 谢清霞,谷晓平,万雪丽,等. 西南地区干旱的变化特征及其与大气环流的关系[J]. 干旱区地理,2020,43(1):79-86.
- [15] 唐敏,张勃,张耀宗,等. 近 55 年三江源地区地表干燥度时空变化特征及其对气候因子的响应[J]. 生态环境学报,2016,25(2):248-259.
- [16] 郝振荣,郭伟,贺洁颖,等. 山西省近 50 年地表干燥度变化趋势分析[J]. 干旱地区农业研究,2014,32(6):244-249.
- [17] 王亚平,黄耀,张稳. 中国东北三省 1960-2005 年地表干燥度变化趋势[J]. 地球科学进展,2008,23(6):619-627.
- [18] 杨彬云,吴荣军,杨保东,等. 近 40 年河北省地表干燥度的时空变化[J]. 应用气象学报,2009,20(6):745-752.
- [19] 刘金晶. 三江源地区干旱指数时空演变及成因分析[J]. 河南科学,2020,38(3):417-422.
- [20] 王利平,文明,宋进喜,等. 1961-2014 年中国干燥度指数的时空变化研究[J]. 自然资源学报,2016,31(9):1488-1498.
- [21] 李春龙,张方伟,訾丽,等. 长江流域降水多年变化特征分析[J]. 人民长江,2013,44(15):11-13.
- [22] 王雨茜,杨肖丽,任立良,等. 长江上游气温、降水和干旱的变化趋势研究[J]. 人民长江,2017,48(20):39-44.
- [23] 牛传坡,席琳,李曼,等. 徐州地区 1960-2010 年地表干燥度变化趋势[C]//中国气象学会. 第 31 届中国气象学会年会 S5 干旱灾害风险评估与防控. 北京:2014.
- [24] Committee of Physical Regionalization of the Chinese Academy of Science. Synthetic physical regionalization of China[M]. Beijing:Science Press,1959.
- [25] 魏凤英. 气候统计诊断与预测方法研究进展——纪念中国气象科学研究院成立 50 周年[J]. 应用气象学报,2006,17(6):736-742.
- [26] 郭梦瑶,余敦先,张利平,等. 渭河流域潜在蒸散量变化的气候归因[J]. 资源科学,2020,42(5):907-919.
- [27] 杨艳娟,曹经福,熊明明,等. 影响海河流域参考作物蒸散量的气象因子定量分析[J]. 干旱气象,2017,35(3):367.
- [28] 张雪茂,董廷旭,杜华明,等. 南方农牧交错带降水变化及旱涝多时间尺度特征[J]. 水土保持通报,2020,39(6):183-189.