

近 136 年长江中下游的盛夏伏旱期*

徐 群¹, 赵亮²

1 江苏省气象科学研究所, 南京 210008

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室
(LASG), 北京 100029

摘要 少雨高温的伏旱期对长江中下游地区农业、水利和人体健康等具有重要影响, 但目前缺乏对该地区伏旱期的历史划分, 对其长期变化规律也缺乏充分认识。本文利用 1885 年以来已划定的长江中下游沿江五站(上海、南京、芜湖、九江和汉口)梅雨期和夏季日气温、降水资料, 对出梅后的少雨高温时段分别确定了少雨和高温的定量标准, 划定出 1885-2020 年长江中下游伏旱期; 并用统一气温标准结合伏旱期长度, 综合确定了近 136 年伏旱期强度指数。这 136 年里伏旱期的年平均长度为 21.6 天(包含有 16 个无伏旱年及 10 个入秋伏旱年), 呈现出 3-6 年、36 年和 84 年周期。1951 年以来, 1959-1978 年是伏旱期长度的主要峰期, 1980-1987 年是伏旱期长度的下降谷期, 之后缓慢增加; 1980s 之后虽然 >30d 的长伏旱期有减少趋势, 但是 15-30d 且高强度的伏旱期频现; 1995 年之后秋伏旱明显增多, 夏季延迟。136 年里最长且强的伏旱期依次出现于 1934、1967、1978 和 2013 年; 最早的伏旱期出现在 6 月中旬, 最晚在 9 月中下旬。近 40a 来, 伏旱期高温($\geq 35.0^{\circ}\text{C}$)日数大幅提高, 伏旱期高温发生率从 1980s 的 30% 左右上升到近年的 50% 以上, 对人体健康构成威胁。长(强)伏旱期的副热带环流特征为西太平洋副热带高压稳定控制长江中下游区, 而短(弱)伏旱期西太平洋副热带高压多偏东或偏南, 入秋伏旱与副高稳定西伸有关。伏旱期内高温日数的演变受到双重人类活动的制约: 它不仅与人类活动导致的全球海陆升温有关, 但也因地而异, 即受到局地生态环境演变和城市热岛效应增减的人为作用影响。印太季风区陆海温差对长江中下游伏旱期长度年代际变化有重要调制作用。

关键词: 长江中下游, 伏旱期, 准周期演变, 人类活动, 高温

收稿日期 2022-06-10; 网络预出版日期

*作者简介 徐群, 男, 1933 年出生, 主要从事短期气候成因分析和预报的研究。E-mail: xuqunjim@126.com

通讯作者 赵亮, E-mail: zhaol@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金(42075040), 国家重点研发计划项目(2018YFA0606203), 广东省基础与应用基础研究重大项目(2020B0301030004)

Funded by The National Natural Science Foundation of China (42075040), the National Key Research and Development Program of China (2018YFA0606203), Guangdong Major Project of Basic and Applied Basic Research (2020B0301030004)

Summer hot-dry stages in the middle and lower reaches of the Yangtze River in the past 136 years

Qun Xu¹ and Liang Zhao²

1 Jiangsu Meteorological Institute, Nanjing 210008, China

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmosphere Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract The hot-dry stages with little rain and high temperature has an important impact on agriculture, water conservancy and human health in the middle and lower reaches of the Yangtze River (MLRYR), but there is still a lack of sufficient understanding of the historical division and long-term change law of the hot-dry stages in this region. Based on the daily temperature and precipitation data of the Meiyu season and summer at five stations along the MLRYR (Shanghai, Nanjing, Wuhu, Jiujiang and Hankou) since 1885, the quantitative standards of less rain and high temperature for the hot-dry stages after the Meiyu end date are determined respectively, and the MLRYR hot-dry stages from 1885 to 2020 are defined; combined the uniform temperature standard and the length of summer hot-dry stage, the intensity index of summer hot-dry stage for the 136 years was determined. For the 136 years, the average length of annual hot-dry stages is 21.6 days (including 16 non hot-dry-stage years and 10 autumn hot-dry years), showing 3-6-years, 36-years and 84-years cycles. Since 1951, 1959-1978 was the main peak period of the length of the hot-dry stage, 1980-1987 was the valley period, and then increased slowly; after 1980s, although the long hot-dry stage >30 days tended to decrease, the 15-30 days and high-intensity hot-dry stages occurred frequently; since 1995, the autumn hot-dry stages have increased significantly and summer has had a delay trend. The longest and strongest summer hot-dry stages in the 136 years occurred in 1934, 1967, 1978 and 2013, and the earliest/latest hot-dry stage occurred in the middle of June/middle and late September. In the past 40 years, the number of days with high temperature (≥ 35.0 °C) in the summer hot-dry stages has increased significantly, and the incidence of high temperature in the summer hot-dry stages has increased from about 30% in the 1980s to more than 50% in recent

55 years, posing a threat to human health. The characteristics of subtropical circulation in the long
56 (strong) summer hot-dry stages are that the Western Pacific subtropical high stably controls the
57 MLRYR, while in the short (weak) summer hot-dry stages, the Western Pacific subtropical high
58 is mostly east or south, and the autumn hot-dry stages are related to the stable westward
59 extension of the subtropical high. The evolution of high temperature days in the summer hot-dry
60 stages is restricted by dual human activities: it is not only related to the global sea and land
61 warming caused by human activities, but also varies from place to place, that is, it is affected by
62 the evolution of local ecological environment and the increase or decrease of urban heat island
63 effect. On the interdecadal time-scale, the continent-ocean temperature difference in the
64 Indo-Pacific monsoon region is found to have an important modulation effect on the
65 interdecadal variation of the length of the summer hot-dry stages in the MLRYR.

66 **Keywords** The middle and lower reaches of the Yangtze River (MLRYR), summer hot-dry
67 period, Quasi-periodic evolution, human activity, high temperature

68 1 引言

69 世界气象组织 (WMO) 在 2022 年 5 月发布的《2021 年全球气候状况》报告中指出,
70 高温干旱已经对全球粮食安全、生态系统、人体健康、水资源和经济建设等构成严重威胁。
71 在中国,持续高温干旱对人口密集的中东部地区的农业、水利、人民生活、人体健康和经
72 济建设都具有相当大的影响(张德二和梁有叶, 2010; 翟盘茂等, 2013; Ye et al., 2014; 李维
73 京等, 2015; 彭京备等, 2016; 黄存瑞等, 2018; 马双梅等, 2021)。最近的研究表明,我国
74 与高温热浪相关的死亡人数在近 40a 增加了数倍,经济损失也十分巨大(Cai et al., 2021;
75 Chen et al., 2022a, 2022b),并且,未来 30 年中国地区高温热浪事件很可能将持续增加(王
76 磊斌等, 2022)。

77 我国处于东亚季风区,东亚夏季风在从南向北进程中,长江中下游夏季可分为两个阶
78 段:初夏的梅雨期和夏季风主雨带北移后在长江中下游出现的少雨高温伏旱期。其中,梅
79 雨是东亚夏季风季节进程中特有的雨季(丁一汇等, 2018),已成为我国学者研究的重点
80 领域,对于历史梅雨期的划分也已经有一定研究,徐群(1965)和徐群等(2001)利用长
81 江中下游沿江五站(上海、南京、芜湖、九江和汉口)的长期逐日降水资料结合东亚夏季
82 风雨带位置及天气形势的季节特征划分出 1885-2000 年的长江中下游梅雨期。然而,伏旱
83 天气型也是长江中下游地区主要的天气模态之一(陈烈庭等, 2007),持续高温少雨的伏
84 旱期对长江中下游的粮食生产、水资源、人体健康等都具有很大影响,但对于该地区百年
85 来伏旱期的划分及变化规律尚缺乏充实的工作。研究发现,大多数年份长江中下游出梅日
86 同时也是高温少雨期(伏旱期)的开端日,然而有少数年出梅后西太平洋副热带西伸高压
87 脊及其北侧的夏季风雨带并未立即北上,导致这些年出梅日并非伏旱期始日(徐群等,
88 2001),为此,需单独定义这些年份的伏旱期始日。

89 应对伏旱天气的不利影响,需要充分了解伏旱天气的变化规律。但是,因夏季风主雨
90 带北向进程年际变幅大,所以长江中下游地区伏旱期年际变化很大。有些年份伏旱期可长
91 达两月有余,而有些年份却消失,导致不同年份长江中下游沿江五站 7-8 月雨量会出现近
92 9 倍差距(例如,2020 年相对 1978 年),平均气温年际最大差值可达 5.2°C(例如,2013
93 年相对 1980 年)。伏旱特征的年际反转也增加了伏旱期变化的复杂性,例如,1993 年多
94 雨无伏旱突变为 1994 年同期的高温重伏旱。一些学者对长江中下游地区伏旱和持续性旱
95 涝的前期信号及伏旱期反转成因做了一定研究,发现前期南亚高压、副热带高压、厄尔尼
96 诺和平流层火山尘等因子的重要作用(徐群等, 1983; 徐群, 1996; 赵亮等, 2007; 王琼和吴
97 国雄, 2010; 翟盘茂等, 2013)。目前,针对日益严重的夏季旱涝、热浪侵袭以及伏旱期变

98 率的复杂性,有必要象划分梅雨期一样划分历年长江中下游伏旱期,使用尽可能长的资料,
99 系统分析伏旱的年际和多年演变特征、长度伸缩及其与大气环流的动力联系和人类活动的
100 影响等,并有必要进一步开展中长期预报研究。

101 另一方面,伏旱天气是一种气温和降水同时异常的复合极端事件。研究表明,单一要
102 素极端事件可能在物理上与另一个单一要素极端事件存在相互关联和相互反馈,当两者存
103 在叠加效应和正反馈效应时,最终的复合影响可能被放大,而对单变量极端事件的传统分
104 析可能会大大低估复合极端事件的影响 (Leonard et al., 2014; AghaKouchak et al., 2014;
105 Fischer and Knutti, 2013; 安宁和左志燕, 2021)。因此,研究多变量复合极端事件的特征和
106 规律意义重大。已有研究证实,高温和干旱天气经常在夏季同时出现,并且导致比单一要
107 素极端事件更高频的发生率 (Zscheischler and Seneviratne, 2017)。无论是观测研究还是历
108 史模拟研究都显示,近几十年来,全球许多地区复合暖干事件增加了数倍 (Sharma and
109 Mujumdar, 2017; Zscheischler and Seneviratne, 2017; Hao et al., 2019), 包括中国地区 (Wu
110 et al., 2019; Kong et al., 2020; Ye et al., 2019; Yu and Zhai, 2020; 武新英等, 2021)。

111 在中国,长江中下游地区在出梅后进入伏旱期,这种伏旱期天气就是一种具有代表性
112 的复合极端事件,它具有高温和少雨两种特征。并且,伏旱期具有明显的地域性和典型性,
113 除了个别年份外,大多数年份夏季(甚至秋季)在长江中下游地区都会出现不同程度的伏
114 旱天气。这是因为梅雨结束后,季风向北推进,雨带也随之北移,长江中下游主要受西太
115 平洋副热带高压控制,其盛行下沉气流引起增温和抑制对流,导致高温和少雨,副高有时
116 会与其它系统(如南亚高压)配合,导致一些地区更严重的高温少雨天气(李娜等, 2020;
117 Li et al., 2021)。这种天气常会进一步引起土壤-大气之间的正反馈作用(Dai, 2013), 或
118 者受海温异常模态和西太平洋副高的持续性影响(彭京备等, 2016; 王慧美等, 2021), 最
119 终维持较长的时间,超出人体耐受范围,对人体健康和生产生活等重要影响。研究表
120 明,近 30a,长江中下游地区不仅高温热浪上升趋势明显(张嘉仪和钱诚, 2020), 而且复
121 合干热事件频发且明显增多(Yao et al., 2022), 这使长江中下游地区成为影响我国居民
122 死亡率的高温事件出现最频繁地区(Ye et al., 2014), 同时它也是高健康风险的超长热浪
123 经常出现的地区(刘钊等, 2021)。因此,研究长江中下游地区的伏旱期变化特征及其前
124 期成因具有重要意义。

125 然而,目前尚缺乏专门针对长江中下游地区百年来历年伏旱期的划分方法。另一方面,
126 对于出梅后高温和少雨同时出现的复合极端事件,尤其针对长江中下游这一人口密集区的
127 伏旱天气的相关研究比较缺乏。并且 100 多年来,随着全球变暖、区域气候系统外强迫和

128 局地下垫面等因子的变化, 长江中下游地区伏旱期特征和规律可能已经具有新的变化。但
129 对于近 100 多年内, 长江中下游伏旱期具有何种长期变化特征和规律, 在气候变化背景下,
130 它具有什么新的特点, 相关研究甚少。这些存在的问题显然不利于应对长江中下游这一人
131 口密集区日益加剧的极端天气气候事件, 也不利于深刻认识该地区的气候变化规律。

132 本文试图针对器测记录以来的 100 多年内长江中下游地区伏旱期划分和变化特征进
133 行系统性研究, 旨在建立百年来长江中下游伏旱期划分标准及其强度指标, 分析其多时间
134 尺度变化特征、规律及其驱动因子。

135 2 数据和方法

136 2.1 数据

137 1951-2020 年中国降水和气温逐日资料取自中国气象局的国家气象科学数据中心
138 (<http://data.cma.cn>)。1951 年之前的长江中下游五站数据利用了上海徐家汇逐年气象年
139 报上刊载的我国东部各站逐日降水资料、徐家汇天气图及日本中央气象台的编制极东天气
140 图(徐群, 1965), 本文利用了该文划分的 1885-1964 年的长江中下游梅雨期、确定的出
141 梅日及初步划定的出梅后干期; 1964 年之后的梅雨期参考徐群等(2001 年)文的附录
142 (P62-65); 本文对 2000 之后的雨期和干期进行了续补。本文气温除特指外, 均指日平
143 均气温。

144 大气环流场逐日数据来自 NCEP/NCAR 再分析数据集
145 (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) (Kalnay et al., 1996), 空间分
146 辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 时间跨度: 1948-2020。计算季风区夏季陆海温差指数时使用 NOAA20 世
147 纪再分析数据 v3 版 (Slivinski et al., 2019), 时间跨度: 1836-2015。

148 全球平均气温和海温序列来自美国 National Aeronautics and Space Administration
149 Goddard Institute for Space Studies (<https://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs>), 时间跨度:
150 1880-2020。

151 二氧化碳 (CO₂) 数据来自 Scripps CO₂ 项目的冰芯融合产品 (Ice-Core Merged
152 Products), 1958 年之前基于冰芯数据 (Ethridge et. al., 1998; MacFarling Meuret et al., 2006),
153 之后来自站点观测 (Mauna Loa and the South Pole)。

154 2.2 方法

155 划分长江中下游伏旱期, 首先需要定义雨日。本文所谓雨日, 是指长江中下游沿江五
156 站(上海、南京、芜湖、九江和汉口) 5-9 月内某日若有 2 站以上出现降水, 且日总雨量
157 达到 10 mm 及以上者, 定为雨日(徐群, 1965)。

158 其次，需定义伏早期。一般认为，长江中下游出梅后出现的高温少雨干期即为伏早期。
159 这就需要确定两个标准：一是划定出梅后的长江中下游少雨干期，二是此时段五站平均气
160 温持续偏高，要确定达到伏早期偏高气温的阈值。

161 然后，在伏早期划分基础上，定义伏早期长度和强度指数来反映长江中下游伏早期的
162 百年变化。

163 2.2.1 出梅后少雨干期的划分标准

164 首先，确定出梅后的少雨干期。应确定整段少雨干期内雨日显著偏少，且持续时间具
165 有一定长度；另外，重要的是对该时段开端日和终止日的划定应有严格标准。为此参照长
166 江中下游梅雨期划分工作中多年来行之有效的集中雨期的划分标准（徐群等，2001），制
167 定出梅后少雨干期的划分标准如下：

- 168 1) 长江中下游出梅后如出现一段少雨干期，其雨日出现率（ p ）不应超过 20%；
- 169 2) 此少雨干期最低长度为 10 d；
- 170 3) 少雨干期的起讫两端：自开端（终止）日向后（前）的一候（5d）内， p 均不应
171 超过 30%，且该干期任意 10 d 内也不应超过此比率。

172 据以上标准可划分出近 136 a 长江中下游出梅后的各段少雨干期，再根据各段少雨干
173 期五站平均气温偏高程度可划分为伏早期。

174 2.2.2 长江中下游伏早期划分和强度定义

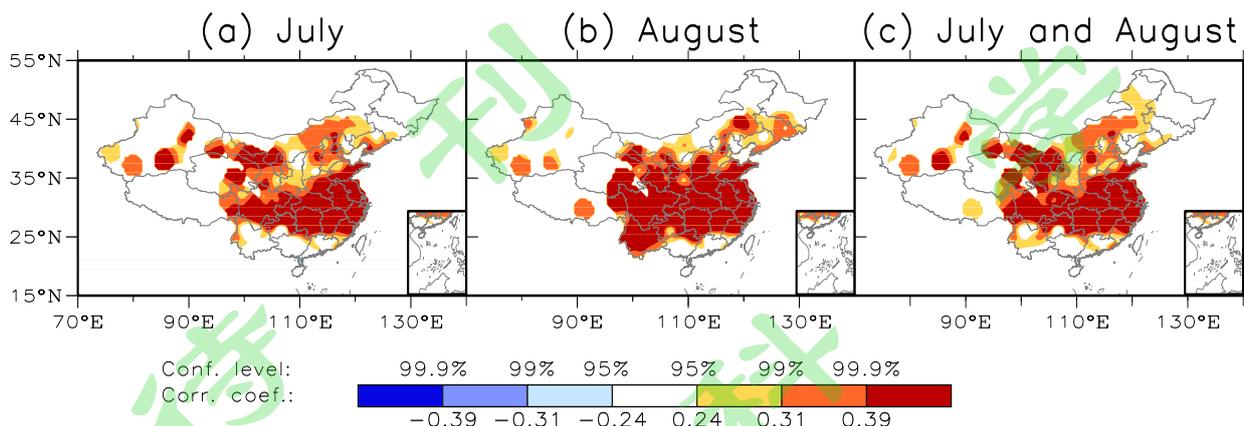
175 2.2.2.1 上海盛夏（7-8 月）气温对同期长江中下游伏早期五站平均气温的代表性分析及伏 176 早期气温下限的确定

177 在确定少雨干期后，需要进一步根据气温确定伏早期。因为 1951 年以前长江中下游
178 沿江五站逐日气温大多空缺，而上海站气温资料是自 1873 年以来全国唯一具有完整观测
179 记录且未曾中断的气温资料。所以，对于 1951 年之前的长江中下游五站平均气温的变化，
180 利用上海站气温资料来代表具有潜在的可行性。现将近 70a（1951-2020）上海 7 月、8 月
181 及 7-8 月平均的气温分别与同期长江中下游其余四站及含上海资料的五站平均气温进行相
182 关分析（表 1）。

183 表 1 近 70a（1951-2020）上海盛夏气温与同期长江中下游沿江四站和五站气温的相关值*
184 Table 1 Correlation between summer temperature in Shanghai and temperature at four and five
185 stations along the middle and lower reaches of the Yangtze River (MLRYR) in the same period in
186 recent 70 years (1951-2020)*

区域 \ 月	7 月	8 月	7-8 月
长江中下游沿江五站	0.91	0.89	0.91
除上海外的沿江四站	0.85	0.83	0.85

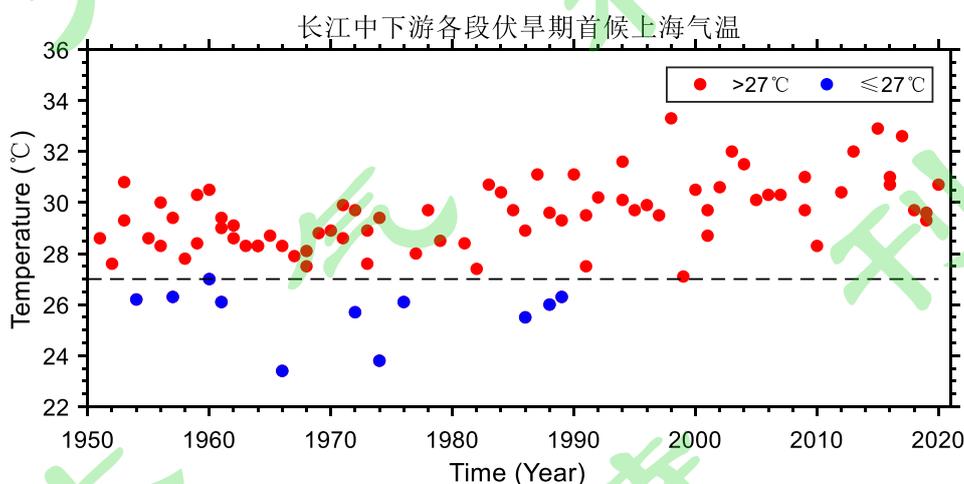
187 *样本量为 70, 达到 0.999 置信水平的相关值下限为 0.39
188
189



190
191 图 1 1951-2020 盛夏上海气温与同期全国 160 站气温的相关系数分布: (a) 7 月, (b) 8 月, (c) 7-8 月平均. 黄和浅
192 蓝、橙和蓝以及红和深蓝色分别代表统计信度水平在 95%、99% 及 99.9% 的区域.

193 Fig. 1 Distribution of correlation coefficient between the temperature in Shanghai and the temperature at 160 stations in China in
194 the same period in the midsummer in 1951-2020: (a) July, (b) August, (c) July-August mean. Yellow and light blue, orange and
195 blue and red and deep blue represent regions with statistical confidence levels at 95%, 99% and 99.9%, respectively.

196 从表 1 可见, 无论 7 月、8 月或 7-8 双月的上海气温与同期长江中下游沿江四站或五
197 站的平均气温, 均有远超过 0.999 置信水平的高相关联系。并且, 从上海 7 月、8 月及 7-8
198 月气温与同期我国 160 站气温相关图 (图 1) 可见, 正相关为 0.39 (达到 0.999 置信水平)
199 及以上的区域不仅包含整个江淮流域, 还北伸至黄河中下游及整个江南区; 这充分说明
200 7-8 月的上海气温高低对同期长江中下游区平均气温异常具有相当高的代表性。



201
202 图 2 长江中下游出梅后各段少雨干期的首候上海平均气温 (单位: °C) 的分布
203 Fig. 2 Distribution of average temperature (units: °C) in Shanghai during the first pentad of each less rainy and dry period after
204 the MLRYR Meiyu season

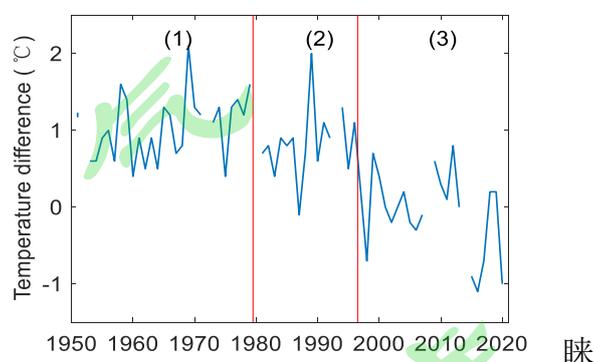
205 图 2 给出近 70a 各年出梅后所有少雨干期首候的上海气温值。从此图可见, 绝大多数
206 (90%) 年出梅后出现的少雨干期首候日平均气温均达到 27°C 及以上, 这和徐群 (1965)

207 论文的图 3c 出梅后各少雨候上海气温均在 26°C 以上是一致的。因此，在划定伏旱期时，
208 上海候平均气温能否达到 27°C ，可以作为一主要判据。据此，对上述长江中下游伏旱期
209 定义标准再作补充：长江中下游出梅后，若出现一段持续 10 d 以上的少雨干期，其各滑
210 动 5d（候）的上海平均气温均需 $\geq 27^{\circ}\text{C}$ ，是为伏旱期；若某候气温低于此值，伏旱期
211 即在此断开。

212 2.2.2.2 1951 年前长江中下游五站伏旱期气温的订正

213 虽然上述分析表明上海站与长江中下游地区的气温变化存在高相关性，但是，它们之
214 间的数值肯定尚存差异，因此如果想用上海站气温代表 1951 年之前五站平均气温，需要
215 对 1951 年之前的上海站气温进行订正，才能代表五站平均气温。

216 每年伏旱期的强弱除表现为持续长度外，还有平均气温的高低。1951 年开始的后 70a
217 伏旱期气温是根据各年伏旱期五站气温平均值得出的，而前 66 年（1885-1950）的伏旱期
218 气温则是各年伏旱期上海气温平均值，为此需将两者调整到接近同一标准。本文计算了
219 1951-2020 各年伏旱期五站气温平均值与同期上海气温平均值的差（图 3）；可分为 3 时
220 段：1951-1979，1980-1996 和 1997-2020；各时段伏旱期五站平均气温相对同期上海平均
221 气温依次为：偏高 1.00°C 、 0.84°C 和 -0.07°C ；即长江中下游伏旱期五站平均气温比同期
222 上海气温的偏高程度在逐步减小，而从 1997 年开始上海这个超大城市的热岛效应已使两
223 者气温差发生了逆转。为此选取紧邻前 66 年的第 1 时段伏旱期上海气温比同期五站平均
224 气温偏低 1.0°C 的差距作为订正值，相加于前 66 年中所有伏旱期上海气温平均值之上
225 来代表长江五站平均气温。



226 图 3 近 70a 长江中下游伏旱期沿江五站平均气温与同期上海平均气温的差值. 空缺处表示无伏旱年

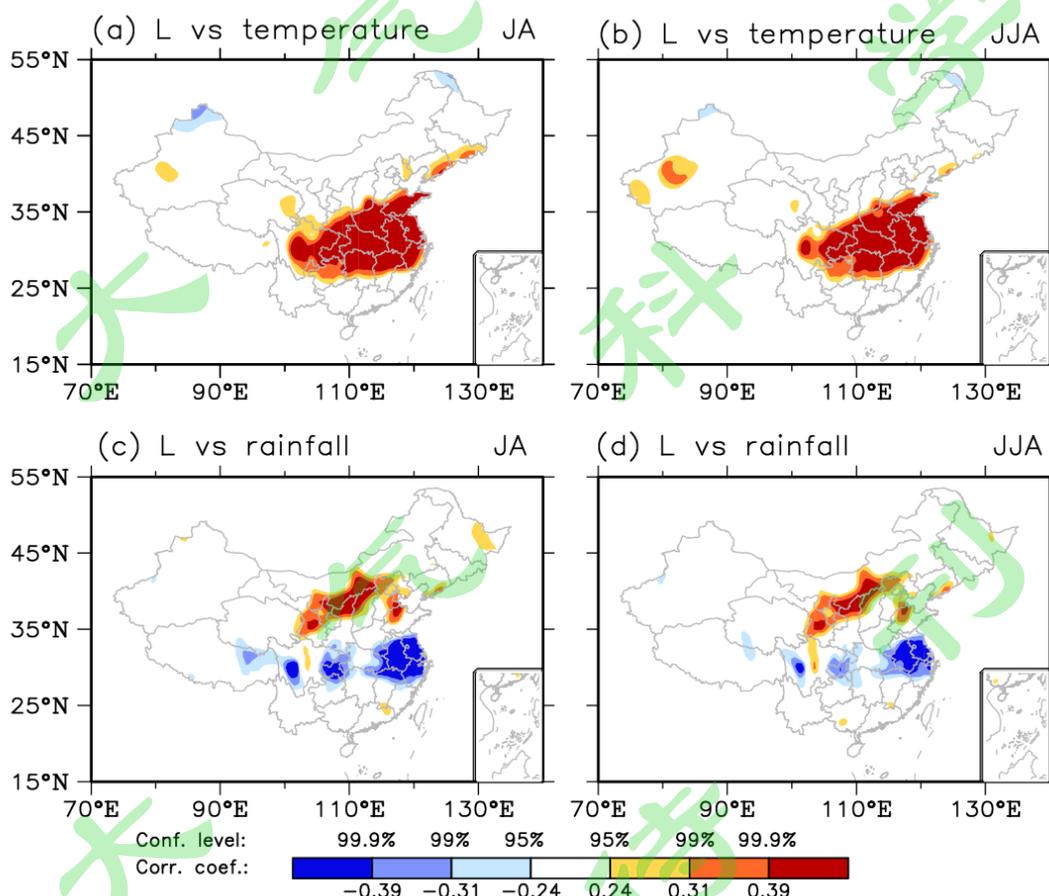
227 Fig. 3 Difference between the average temperature of the five stations in the MLRYR and the average temperature of Shanghai
228 during the summer hot-dry stages in recent 70 years. Vacancy means no hot-dry-stage year
229

230 据此，我们根据上述沿江五站少雨干期的 3 条标准和高温标准（日平均气温高于
231 27°C ），划定近 136 年长江中下游伏旱期，见附表 1。

232 **2.2.2.3 伏早期长度与我国夏季中东部气温和降水的密切联系**

233 每年伏早期的强弱除了平均气温的高低外，伏早期持续长度也是非常重要的指标。长
 234 历时高温和干热天气对人体健康具有重要影响 (Li et al., 2020; Chen et al., 2022)。对于气
 235 温而言，从近 70a (1951-2020) 长江中下游伏早期长度 (L) 与同年盛夏 (7-8 月) 及夏季
 236 (6-8 月) 我国 160 站气温的相关值空间分布 (图 4) 可见，伏早期长度与夏季或盛夏气
 237 温达到 0.999 置信水平的正相关不仅出现于整个长江中下游区，还包含了全部淮河流域及
 238 黄河中下游区 (图 4a 和图 4b)，即若伏早期偏长 (短)，则该年从长江中下游到黄淮流
 239 域的夏季或 7-8 月气温均偏高 (低)。对于降水而言，伏早期长度与 7-8 月或夏季长江中
 240 下游及淮河流域大部分地区降水也达到置信水平 0.999 的负相关，即伏早期长 (短)，则
 241 当年江淮流域 7-8 月及夏季降水偏少 (多)。这充分说明长江中下游伏早期长度是显示我
 242 国中东部夏季气候特征的重要指标。

243



244 图 4 近 70a 长江中下游伏早期长度 (L) 与当年 (左) 7-8 月及 (右) 夏季全国 160 站 (上) 气温和 (下) 降水的相关
 245 分布: 与 7-8 月气温的相关, (b)与夏季气温的相关, (c)与 7-8 月降水的相关, (d)与夏季降水的相关. 黄和浅蓝、橙和蓝
 246 以及红和深蓝色分别代表统计信度水平在 95%、99%及 99.9%的区域。

247 Fig. 4 Correlation distribution between the length of annual hot-dry stages (L) in the MLRYR and the (upper) temperature and
 248 (lower) precipitation at 160 stations in July to August (left) and summer (right) of that year in recent 70 years: (a) correlation
 249

with July-August air temperature, (b) correlation with summer air temperature, (c) correlation with July-August precipitation, and (d) correlation with summer precipitation. Yellow and light blue, orange and blue and red and deep blue represent regions with statistical confidence levels at 95%, 99% and 99.9%, respectively.

253

2.2.2.4 伏旱强度指数定义

每年伏旱强度与伏旱长度和平均气温均有关；不仅伏旱长度年际变幅大，而且其平均气温年际变幅也可变化于 28.6°C（1982 年）和 33.0°C（2003 年）之间。中国气象局将日最高气温达到 35°C 及以上作为一个高温日（中国气象局, 2014），连续 3 d 及以上日数出现高温日通常称为一次热浪事件（如张嘉仪和钱诚, 2020）。经统计，我们发现长的伏旱并不一定代表很强的伏旱，例如，虽然伏旱长度最长的当数 1978（伏旱 76 d）和 1967 年（伏旱 60 d），但其高温日（达到 35°C）出现频次却还不如 1934（伏旱 55 d）和 2013 年（伏旱 42 d）。因此，为综合考虑伏旱长度（ L ）和伏旱平均气温（ T ）的共同作用，定义伏旱强度指数（Hot-dry Strength Index; HSI ）时，需要同时考虑两者的作用。我们定义伏旱平均气温指数

$$T_1 = T/27.0 \quad (1)$$

即伏旱平均气温（ T ）超过划定的伏旱平均气温下限（27.0°C）的倍数，该指数 T_1 值越高，则伏旱越热，伏旱越强。在分析 L 和伏旱气温指数 T_1 的综合作用时，最简单办法即为取两者之乘积，可是还应考虑到两者年际变幅的显著差异：近 70 a L 最短者有 9 a 长仅 10 d，而 $L \geq 40$ d 者也有 9 a，即其年际变幅在 4 倍以上；而同期 T_1 最小年（1982）为 1.06，最大年（2003）为 1.22，年际变幅仅为 0.16。因此，在考虑两者的共同作用时应给 T_1 加权，通过计算发现，当 T (°C) 达到 32.0 时， $T_1^4 = 1.973$ ，如和 L 相乘，相当于使 T_1 项起加倍的作用，为此建立伏旱强度指数（ HSI ）的经验公式为

$$HSI = L \times T_1^4 \quad (2)$$

据此算出近 136 a 里有伏旱的 120 a 的 HSI 指数，见附表 1。

3. 136 年长江中下游伏旱概况

根据 136 a 长江中下游伏旱划分表（附表 1），绘制逐年各段伏旱始终日期和长度分布图（图 5）。可知，136a 伏旱平均长度为 21.6d，其中出现 10d 及以上伏旱的年份共有 120 a，它们分别出现了 1-3 段伏旱，此 120 a 伏旱平均长度 24.5 d；另有 16 a（1901、1906、1915-1917、1919-1920、1936、1939、1941、1943、1952、1972、1980、1993 和 2014 年）未出现达到 10d 及以上的伏旱。从图 5 还可以看出，伏旱始日和终日日期有一定的年代际振荡，约为 30-40a 周期，并且，终日有一定的推迟趋势。

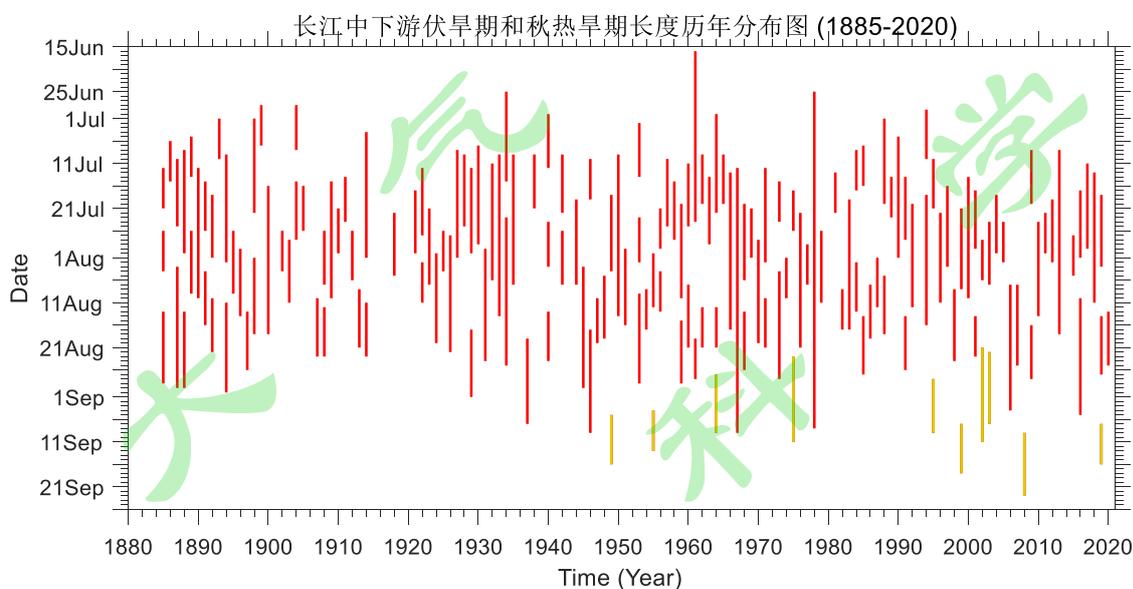
281 图 6a 给出 136a 长江中下游伏旱期各长度出现频次分布图。伏旱期长度最多出现时段
282 在 10-37d 之间，共有 105 a，占伏旱期年数的 87.5%，37 d 以上也有 15 a，占 12.5%。根
283 据 136 a 伏旱期出现情况可分为以下四类。

284 长伏旱年：年总长度 ≥ 30 d 者。共有 37 a，占 27.2%，其中总长度 ≥ 42 d 者有 12 a，
285 依次是：1978 (76 d)、1967 (60 d)、1934 (55 d)、1961 (49 d)、1964 (47 d)、1894
286 (46 d)、1953 (45 d)、1887 (44 d)、2016 (43 d)、1888 (42 d)、1994 (42 d) 和
287 2013 (42 d)。

288 一般伏旱年：长度在 15-29 d 之间。共计有 53 a，占 39%。

289 短伏旱年：长度在 10-14d 之间。共 30 a，占 22.1%。

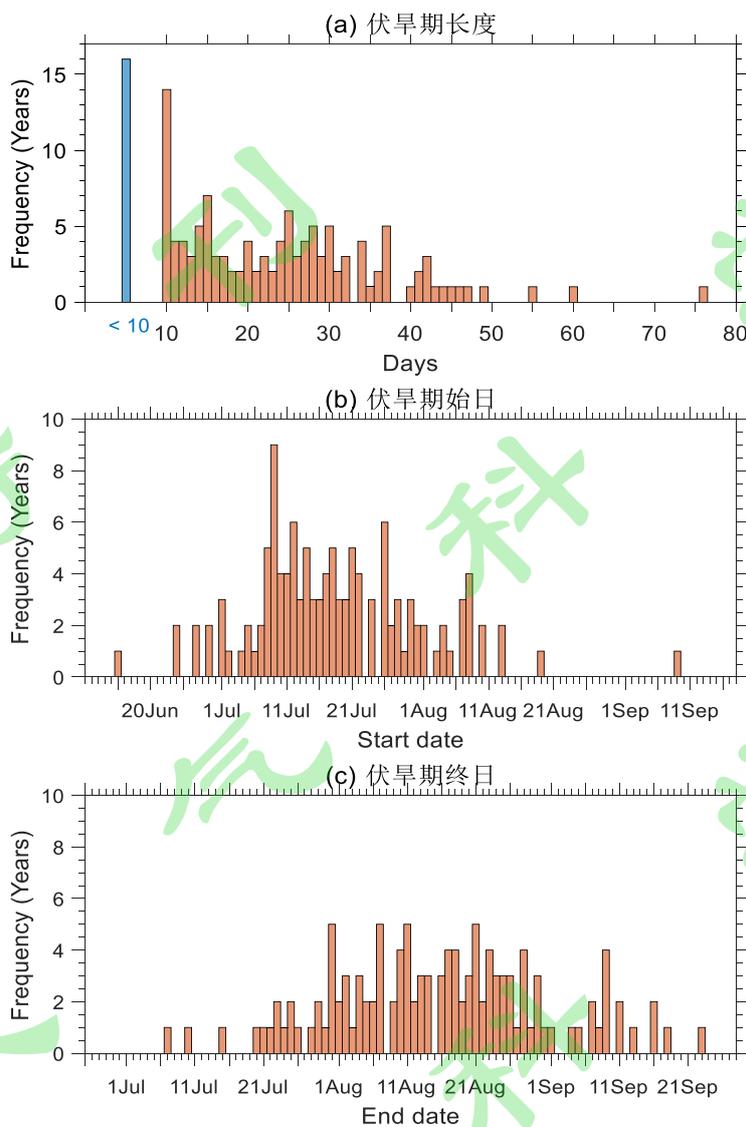
290 无伏旱年：伏旱长度未达到 10d 以上（伏旱长度 ≤ 9 d）。共 16 a，占 11.7%。



291 图 5 近 136 年长江中下游的各段伏旱期始终日期和长度分布。红纵条为盛夏伏旱期，黄纵条为开端于 8 月下旬及以后的
292 入秋伏旱期

294 Fig. 5 Distribution of date and length of hot-dry stages in the MLRYR in recent 136 years. The red vertical strip is the summer
295 hot-dry stage, and the yellow vertical strip is the autumn hot-dry stage that began in late August and beyond

296



297
 298 图 6 136 年长江中下游伏旱期长度及始、终日出现频次分布统计: (a)各长度出现频次, (b)始日出现频次, (c)终日出现频
 299 次

300 Fig. 6 Frequency statistics of hot-dry stages in the MLRYR for the 136a from 1885 to 2020: (a) frequency of occurrence in each
 301 length, (b) frequency of occurrence in the beginning date, (c) frequency of occurrence in the end date

302 图 6b 和 d 分别给出 136a 长江中下游伏旱期始日和终日出现频次分布统计。从图 5 和
 303 图 6b 可知, 伏旱期最早开始的 10 a, 依次为: 1961 (6 月 16 日), 1934 和 1978 (同为
 304 6 月 25 日), 1899 和 1904 (同为 6 月 28 日), 1940 和 1964 (同为 6 月 30 日), 1893、
 305 1898 和 1988 年 (同为 7 月 1 日), 此 10 a 伏旱期里有 8 a 长度皆在 32 d 以上。伏旱期
 306 开端最迟的依次是 2008 (9 月 9 日), 1937 (8 月 19 日), 1997 和 2020 (均为 8 月 13
 307 日), 1907 和 1947 (均为 8 月 10 日)。图 5 中红纵条为盛夏伏旱期, 黄纵条为开端于 8
 308 月下旬及以后的入秋伏旱期。1951 年后这 9 个入秋伏旱期平均气温要比同年的盛夏伏旱
 309 期气温平均偏低 2.0°C, 但仍 $\geq 27.0^{\circ}\text{C}$ 。最近 30a 这种入秋伏旱期有增多的趋势。

310 图 6c 显示伏旱期终日日期分布很宽，主要集中于 7 月 31 日-8 月 30 日，平均为 8 月
311 11 日。最早终日出现于 7 月上旬后期，如 1899（7 月 7 日），1893（7 月 10 日）。终日
312 最迟可达 9 月下旬，如 2008（9 月 23 日），有 6 a（1949、1955、1975、1999、2002 和
313 2019）终日出现于 9 月中旬；伏旱期终日迟至 9 月者共有 13 a，除 1937 年外，其余 12 a
314 均出现于 1945 年后，显示出气候增暖的影响。这与图 5 的终日演变趋势一致。

315 对于伏旱期强度而言，基于综合考虑伏旱期长度及其平均气温的强度指数（*HSI*；附
316 表 1）来看，*HSI* 达到 45.0 及以上者为强伏旱年，计有 36 a，低于 27.0 者为弱伏旱年，共
317 有 38 a。我们发现，伏旱期长度达 30 d 及以上的 29 a 长伏旱年里，有 25 a 为强伏旱年。
318 但需注意的是，虽然上述 12 个长达 42 d 的超长伏旱年全属强伏旱年，但受伏旱期平均气
319 温影响，长伏旱年的伏旱期强度（*HSI*）并不一定很强。对 136a 的伏旱期强度排序，按
320 *HSI* 高低次序的前 11 a 为：1978、1967、1934、2013、1953、1994、1914、1898、1894、
321 2016 和 1961；有 3 个长 40 d 以上伏旱年（1887、1888 和 1964）未能列入上述 *HSI* 最强
322 年。

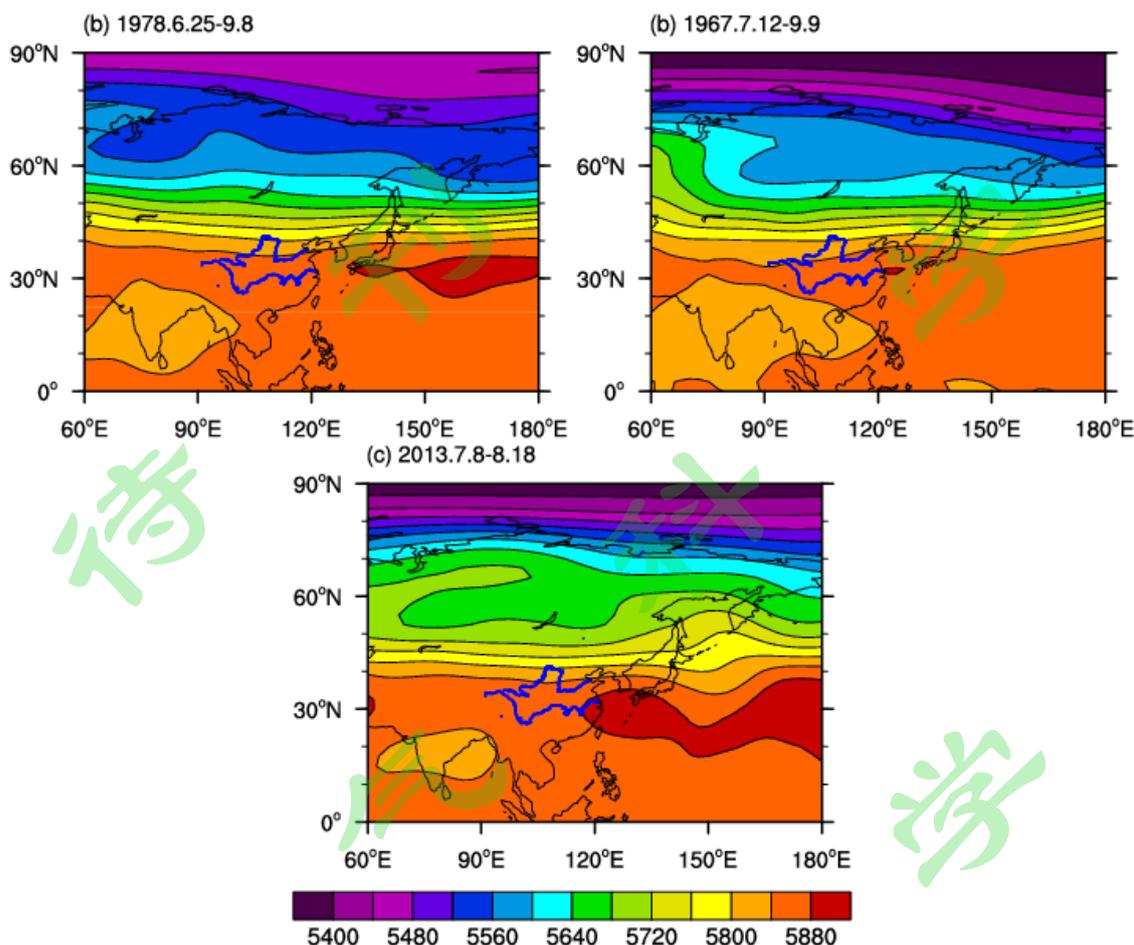
323 4 长江中下游强弱（无）伏旱期的亚太副热带环流特征

324 长江中下游出梅后进入持续 10 d 以上的高温少雨天气，即出现伏旱期；其大气环流
325 主要特征为西太平洋副高 5840 或 5880gpm 的反气旋环流控制长江中下游上空，但是，在
326 各年强或弱（无）伏旱期出现时，亚太区 7-8 月副热带环流特征显示出相当大的差异。

327 4.1 强伏旱期时亚太 500hPa 平均环流型

328 从有高空大气环流资料的近 70a 伏旱期来看，1978 和 1967 这二年伏旱期因持续长度
329 分别达到 76 d 和 60 d 而成为 136 a 里强度指数最高及次高者，长度在月以上且伏旱期平均
330 气温最高者是 2013 年，可将此 3 a 作为强伏旱期典型。图 7 是这 3a 伏旱期的 500hPa 位势
331 高度场。1978 和 1967 年伏旱期的亚太 500hPa 平均环流场均显示长江中下游区在 5840 线
332 的副热带高压长期控制下，而 2013 年伏旱期的平均 500hPa 高度场则表明长江下游受到更
333 强的高压（5880 线）长期控制，因此长江下游的沪宁杭三城和整个浙江省遭遇了 1935 年
334 以来最强的热浪侵袭，该年伏旱期长江中下游五站平均气温高达 32.1°C，比 1978 和 1967
335 年伏旱期气温均偏高 2°C 左右。

336
337



338
 339 图 7 强伏早期的 500 hPa 平均位势高度 (单位: gpm): (a) 1978 年 6 月 25 日-9 月 8 日, (b) 1967 年 7 月 12 日-9 月 9
 340 日, (c) 2013 年 7 月 8 日-8 月 18 日

341 Fig. 7 Average geopotential height (units: gpm) at 500 hPa during strong summer hot-dry stages: (a) June 25 to September 8,
 342 1978, (b) July 12 to September 9, 1967, (c) July 8 to August 18, 2013

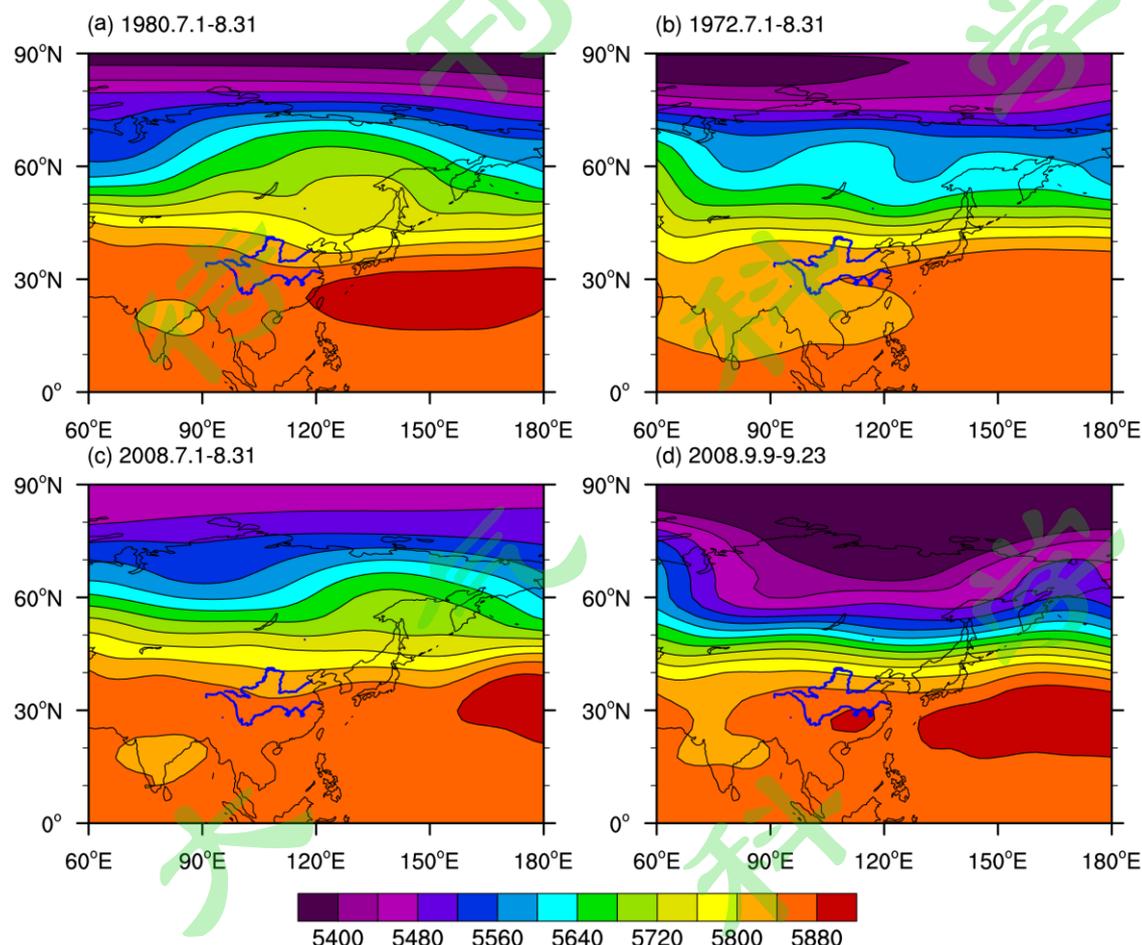
343 **4.2 弱 (无) 伏早期时的亚太 500hPa 环流型**

344 近 70 a 最弱的当属无伏早期的 5 a (1952、1972、1980、1993 和 2014), 其盛夏 (7-8
 345 月) 亚太副热带大气环流特点可分为西太平洋副高偏南及偏东两类。

346 盛夏西太平洋副高偏南类以 1980 年为典型, 该年长江中下游梅雨期异常延长, 迟至
 347 8 月 23 日才出梅 (徐群, 1986; 徐群等, 2001), 7-8 月西太平洋副高西伸脊线位置偏南于
 348 25°N 处, 长江中下游处于高空槽前和副高西北侧 (图 8a), 利于多雨, 事实上, 该年整
 349 个江淮流域确实异常多雨, 长江中下游沿江五站气温比近 70a 平均偏低 2.2°C, 未出现伏
 350 旱期; 1993 和 2014 年盛夏气候也属于此类型。

351 偏东类以 1972 年为典型, 该年 7-8 月绝大部分时间 (10 候) 在我国大陆-西太平洋区
 352 均未出现西太平洋副高 5880gpm 单体, 如图 8b 所示: 其 7 月亚太副热带环流图上甚至 5840
 353 线的副高单体也退出我国, 因缺少该高压西侧的西南暖湿气流输送, 7-8 月长江中下游和

354 广大西南区均少雨，我国东部气温偏低，未出现伏旱期。1952、1955、1957、1958、1974、
355 1975 和 2008 年的 7-8 月西太平洋副高也明显偏东，未出现显著的伏旱期。



356
357 图 8 弱（无）伏旱期和迟伏旱期的 500hPa 平均位势高度（单位：gpm）：(a)1980 年 7-8 月，(b)1972 年 7-8 月，(c)2008
358 年 7-8 月，(d)2008 年 9 月 9 日-23 日

359 Fig. 8 Average geopotential height at 500 hPa (units: gpm) in weak (no) hot-dry stage: (a) July-August, 1980, (b) July-August,
360 1972, (c) July-August, 2008, (d) September 9-23, 2008

361 2008 年的情况尤为特殊，当年夏季 7-8 月虽然没有出现明显伏旱期，因为 7-8 月西太
362 平洋副高明显偏东（图 8c），但是 9 月却出现入秋伏旱，俗称秋老虎；其环流特征显示西
363 太平洋副高 5840 线在 9 月 9-23 日还西伸至 80°E 处，并在长江中游-江南区形成一 5880gpm
364 的高压（图 8d），造成入秋伏旱高温天气。

365 5 强伏旱对长江中下游区盛夏气候的影响

366 5.1 长期的持续高温伏旱

367 前已指出 136 a 伏早期强度指数 (*HSI*) 中最高 4 a 依次为 1978、1967、1934 和 2013
 368 年；因 1951 年前资料限制，现仅列出这 4 a 长江下游上海和南京两站高温状况（表 2）。
 369 从表 2 可见，1934 年虽然其伏早期长度不及 1978 和 1967 年，但从其伏早期沪宁两站日
 370 最高气温 $\geq 35^{\circ}\text{C}$ 日数来看，达到 48d 以上，稳居近 136 a 首位，上海伏早期内竟出现 50 d。
 371 南京则有 8 d 日最高气温 $\geq 40^{\circ}\text{C}$ ，最高达到 43°C 。此两项记录都创下近 136 a 南京日高温
 372 的峰值；据当时报载酷暑下的南京出现一系列难以形容的惨状，许多人中暑倒毙街头，医
 373 院日夜门诊急救（徐群，1989）。从《中国近 500 年旱涝分布图集》（1981）可见，该年
 374 整个长江中下游区及湖南全境皆出现 5 级特旱，其范围超过 1967 年的 5 级特旱区，而和
 375 1978 年相当。

376 表 2 136 a 中 4 a 最强伏早期的长江中下游上海和南京站气温统计

377 **Table 2 Temperature statistics of Shanghai and Nanjing stations in the MLRYR during the strongest**
 378 **four hot-dry years in the 136 years**

年	伏早期长 (d)	平均气温 ($^{\circ}\text{C}$)	强度指数 (<i>HSI</i>)		$\geq 35^{\circ}\text{C}$ 日数 (d)	$\geq 40^{\circ}\text{C}$ 日数 (d)	日最高气温 ($^{\circ}\text{C}$)
1934	55	30.9	94.2	上海	50	2	40.2
				南京	48	8	43.0
2013	42	32.1	83.9	上海	45	5	40.8
				南京	35	2	40.1
1978	76	30.0	115.8	上海	15	0	38.1
				南京	34	0	39.7
1967	60	30.3	95.1	上海	13	0	38.2
				南京	36	1	40.5

379
 380 我国较详细的气温和降水资料出现于 1951 年以后，为此列出近 70 a（1951-2020）内
 381 长江中下游伏早期强度指数 (*HSI*) 最高者、盛夏伏早期五站高温 ($\geq 35^{\circ}\text{C}$) 平均日数 (*DT*)
 382 最多者、长伏早期 (≥ 30 d) 的五站高温平均日数百分率 (*DTP*) 最高者和 7-8 月长江中
 383 下游五站降水量相对百分率 (*PP*) 最低者各 10 a。

384
 385

386
387 表 3 近 70a (1951-2020) 内长江中下游伏旱早期强度指数 (*HSI*) 最高者、盛夏伏旱期五站高温 ($\geq 35^{\circ}\text{C}$)
388 平均日数 (*DT*) 最多者、长伏旱期 ($\geq 30\text{ d}$) 的五站高温平均日数百分率 (*DTP*) 最高者和 7-8 月长江
389 中下游五站降水量相对百分率 (*PP*) 最低者前 10a
390 Table 3 The ten years with the highest hot-dry strength index (*HSI*), the most days of high temperature
391 ($\geq 35^{\circ}\text{C}$) in the hot-dry stages in the five stations (*DT*), the highest percentage of *DT* in the long drought
392 years ($\geq 30\text{ days}$) in the five stations (*DTP*), and the lowest relative percentage of precipitation in the
393 five stations in the MLRYR from July to August (*PP*) in the past 70 years (1951-2020)
394

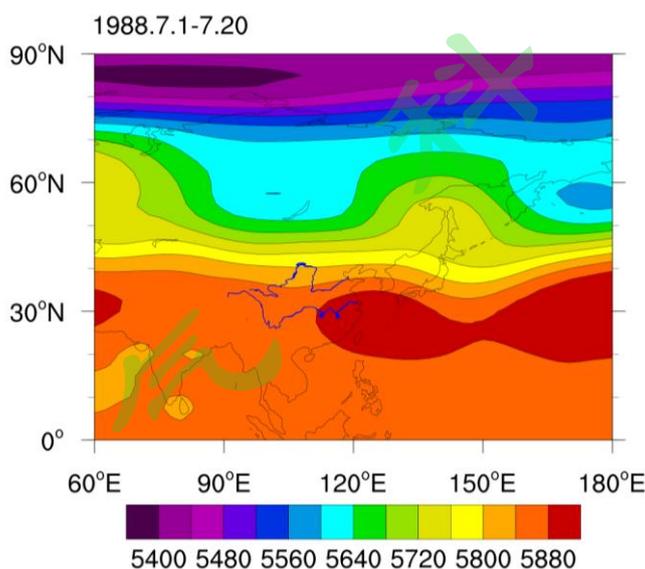
		指数值/年份									
<i>HSI</i>	115.8	95.1	83.9	73.4	70.2	66.4	66.1	63.4	61.9	60.8	
年份	1978	1967	2013	1953	1994	2016	1961	1966	1959	2019	
<i>DT</i> (日数)	37	33.6	32.6	26.2	25.6	24.8	23.8	23.4	20.8	20.0	
年份	1978	1967	2013	1966	1959	1994	1953	1971	2016	1961	
<i>DTP</i> (%)	78	73	69	69	62	60	59	59	56	54	
年份	2013	1966	1959	1971	1976	2018	1994	1990	1967	1964	
<i>PP</i> (%)	22	31	38	42	42	46	48	52	56	60	
年份	1978	1964	1967	1959	1966	1961	1971	1976	1973	1968	

395
396 从表 3 可见，强伏旱对长江中下游五站盛夏气候影响最大（高温少雨）的五年依次是
397 1978、1967、2013、1966 和 1959 年；1978 年伏旱期长达两个半月，苏南地区该年有 3 个
398 多月未下透雨，该年长江中下游空梅，又紧接长伏旱直至 9 月上旬末，如此超长期高温少
399 雨现象实属罕见，1967、1966 和 1959 这 3 a 也是长江中下游盛夏异常高温少雨年；2013
400 年该地区 7-8 月降水尚属正常，可伏旱期内高温日多，出现率是 30 d 以上长伏旱年中的
401 首位，上海市出现 40°C 以上高温日数不仅超过 1934 年，甚至超越上海自有观测记录以来的
402 总天数（表 2）；浙江省异常高温现象尤为显著，该年 8 月 8 日 13 时全国自动气象观
403 测值表明： 40.8°C 以上高温记录全出自浙江，奉化和新昌日最高气温分别达到 42.4°C 和
404 44.1°C ，11 日异常高温甚至触发新昌县森林发生火灾，7-8 月杭州市日最高气温达 40°C 以
405 上者达 14 d（徐群, 2013）。

406 5.2 15-20 d 的异常高温伏旱

407 1988 年盛夏，我国中东部出现严重高温期，仅南京一地因中暑住院的病人即达六千
408 余人，使得南京医疗部门一时措手不及（徐群, 1989）；实况为该年长江中下游盛夏伏旱
409 期虽较长（34d），但却分别由两段较短伏旱期组成，首段（7 月 1 日-7 月 20 日）虽仅长
410 20d，可南京日最高温 $\geq 35^{\circ}\text{C}$ 者竟有 17 d，第二段伏旱期发生在 8 月 5 日-18 日。可见 15-20
411 d 长的盛夏伏旱期如集中出现，并发生异常高温，也会对人民健康产生严重影响。此情况
412 并非偶例，2003 年长江中下游伏旱期（7 月 24 日-8 月 7 日）长仅 15 d，可其五站日平均

413 气温竟高达 33.0°C，五站日最高温 $\geq 35^\circ\text{C}$ 的平均日数达 14.6 d！正是在该年全国热浪天数
 414 达到 50 a（1961-2010）里创记录的峰值（Ye et al., 2014）。2017 年伏旱期（7 月 11 日-7
 415 月 30 日）五站平均气温为 32.2°C，五站日最高温 $\geq 35^\circ\text{C}$ 平均日数有 16.2 d，占伏旱期总
 416 长的 81%。环流场分析显示，这 3 a 伏旱期 500hPa 环流特征以 1988 年为典型，均显示以
 417 5880 线为代表的副热带高压环流严密笼罩着从中太平洋西伸至长江中游（110°E 西侧）的
 418 广大区域（图 9），从而形成长江中下游 15-20 d 左右的强伏旱期。
 419

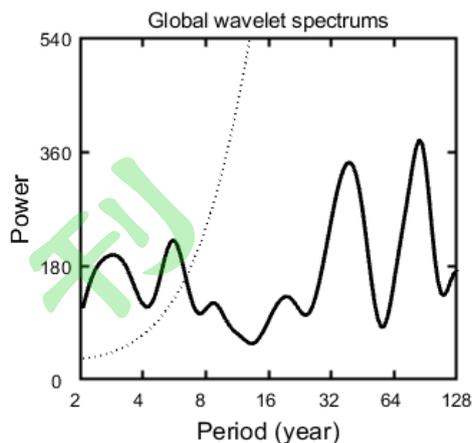


420
 421 图 9 1988 年首段伏旱期（7 月 1 日-7 月 20 日）亚太区 500hPa 平均位势高度（单位：gpm）
 422 Fig. 9 Average geopotential height (units: gpm) at 500hPa in the Asia Pacific region during the first summer hot-dry stage (July
 423 1 - July 20) in 1988

424 6 准周期振荡和长江中下游盛夏气候的变化

425 6.1 长江中下游伏旱期的准周期演变

426 长江中下游伏旱期长度具有显著的年际和年代际演变特征，如对 136 a 伏旱期长度进
 427 行小波分析（图 10），则发现达到 0.05 信度的短周期是 2.9 a 和 5.6 a，未达到上述信度
 428 的准长周期为 36.7 a 和 84.3 a，其中 36.7 a 的周期与王绍武和赵宗慈（1979）指出的中国
 429 旱涝 36 年周期一致。从伏旱期长度的 3a、5a 和 11a 的 3 条滑动平均曲线（图 11）可以
 430 发现，存在 4 个峰区时段和 4 个谷区时段，具体到各峰和谷的始和终年，则视图 11 里原
 431 始数据的升降划定，结果见表 4。峰区时段出现 ≥ 30 d 长伏旱期者有 19 a，出现率为
 432 46.3%，几乎每 2 a 就出现 1 长伏旱年，而在谷区时段 43 a 中仅出现 2 长伏旱年，即在伏
 433 旱峰区时段长伏旱年出现概率是谷区时段的 9.9 倍。



434 图 10 长江中下游地区伏旱期长度全局小波功率谱（实线）。虚线为 95% 信度检验线

436 Fig. 10 Global wavelet power spectrum (solid line) of the hot-dry length in the MLRYR. The dashed line is 95% confidence test

437 line

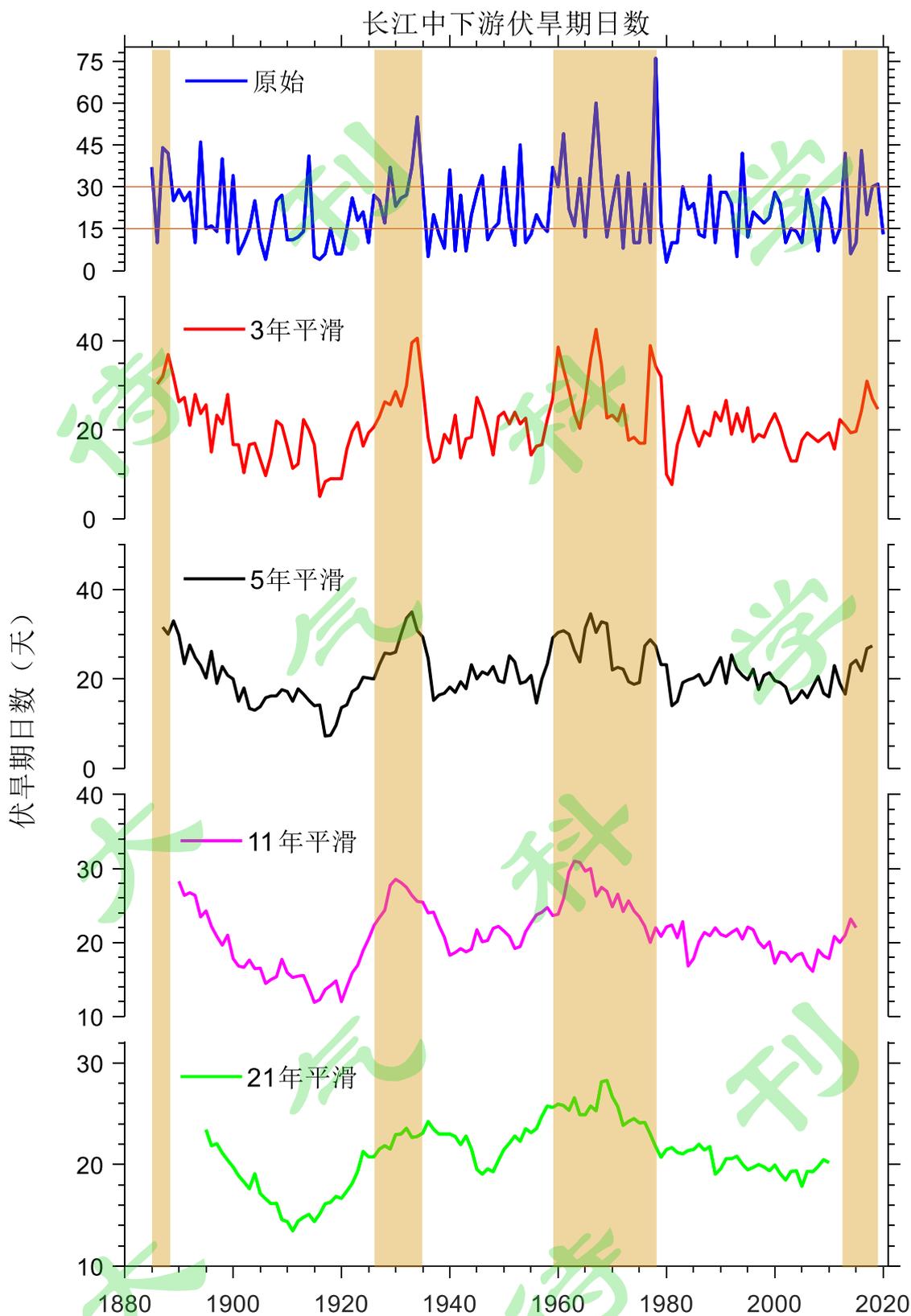
438 表 4 长江中下游伏旱期各峰区和谷区时段特征状况统计

439 Table 4 Statistics of characteristics during peak and valley periods of the MLRYR hot-dry stages

	时段	年数	平均长度 (d)	HSI	HSI 均值	长伏旱年数及在此区中比率	无伏旱年数及在此区中比率
峰 区 41a	(1)1885-1888	(4)	33.3	45.8	44.9	19 a (46.3%)	2 a (4.9%)
	(2)1926-1935	(10)	30.4	46.2			
	(3)1959-1978	(20)	28.9	43.8			
	(4)2013-2019	(7)	26.0	45.6			
谷 区 43a	(1)1901-1920	(20)	13.4	16.4	19.0	2 a (4.7%)	12 a (27.9%)
	(2)1936-1943	(8)	15.4	18.3			
	(3)1980-1987	(8)	15.5	22.2			
	(4)2002-2008	(7)	14.9	23.5			

441

442



443 图 11 长江中下游地区伏旱期长度原始数据和 3a、5a、11a 和 21a 滑动平均演变曲线。水平红线表示 15d 和 30d 伏旱长
444 度。浅黄色阴影标出伏旱期长度峰区时段
445
446 Fig. 11 The original and moving-average data of the hot-dry length in the MLRYR. The horizontal red lines indicate the hot-dry
447 length of 15d and 30d. The light yellow shades mark the peak zone period of the length of the hot-dry period
448

449 在伏旱谷区时段有 12 a 出现无伏旱期，即 3.58 a 一遇，而在伏旱峰区时段则需 20.5 a
450 才有一无伏旱年，因此伏旱谷区出现无伏旱年的机率为峰区的 5.7 倍；表 3 列出最近 70 a
451 内伏旱期最强，长江中下游盛夏高温少雨最显著的 17 a，其中 14 a（占 82%）皆出现于伏
452 旱峰区最近两时段内，而 16 个无伏旱年里 12 a（占 75%）出现于谷区时段，仅有 2 a
453 在峰区时段；这显示强伏旱年和无伏旱年皆有集中出现的现象。

454 峰区和谷区各 4 时段在图 11 的 3 a、5 a、11 a 和 21 a 的滑动平均曲线上均隐约可见，
455 但在其 11 a 长度的滑动均线上尤为明显。

456 6.2 长伏旱年后的短期剧变现象

457 长江中下游盛夏有出现旱涝急转现象，这主要出现于长伏旱年（长度 ≥ 41 d）后 2 a
458 内，136 a 伏旱期 ≥ 41 d 者共有 14 a，有 9 a（占 64.3%）出现此现象，即在此类长伏旱
459 后 2 a 内有 1 a 出现长江中下游夏涝（其五站梅雨量超过多年平均一倍以上）或为无伏旱
460 年；如 1894 年伏旱期长 46 d，1896 夏涝，1914 年伏旱期 41 d，1915 无伏旱，1934 年长
461 55 d，1936 无伏旱，1953 年长 45 d，1954 夏涝，1967 年长 60 d，1969 夏涝，1978 年长
462 76 d，1980 夏涝，1994 年长 42 d，1996 夏涝，2013 年长 42 d，2014 无伏旱，2019 年长
463 41 d，2020 夏涝。

464 6.3 长江中下游伏旱期的增温趋势和夏季的延长

465 长江中下游伏旱期强度指数最高的 11 a 里有 7 a（1953、1961、1967、1978、1994、
466 2013、2016）出现于 136 a 的后 68 a（1953-2020）内，只有 4 a（1894、1898、1914、1934）
467 出现于前 68 a（1885-1952）中。而 16 个无伏旱年出现时段配置却相反：仅有 4 a（1972、
468 1980、1993、2014）出现于后 68 a 里，却有 12 a（1901、1906、1915、1916、1917、1919、
469 1920、1936、1939、1941、1943、1952）位于前 68 a 中。这表明全球气候增暖对长江中下
470 游伏旱期的出现频次及其强弱存在相当大的影响。图 12 给出近 1951-2020 年长江中下游
471 五站盛夏伏旱期平均气温、长度、7-8 月平均降水百分率、7-8 月及 9 月平均气温和盛夏伏
472 旱期高温日数百分率的 11 a 滑动平均曲线及其相应的 Mann-Kendall 突变检验结果。从图
473 12 和表 4 可以得到以下一些发现。

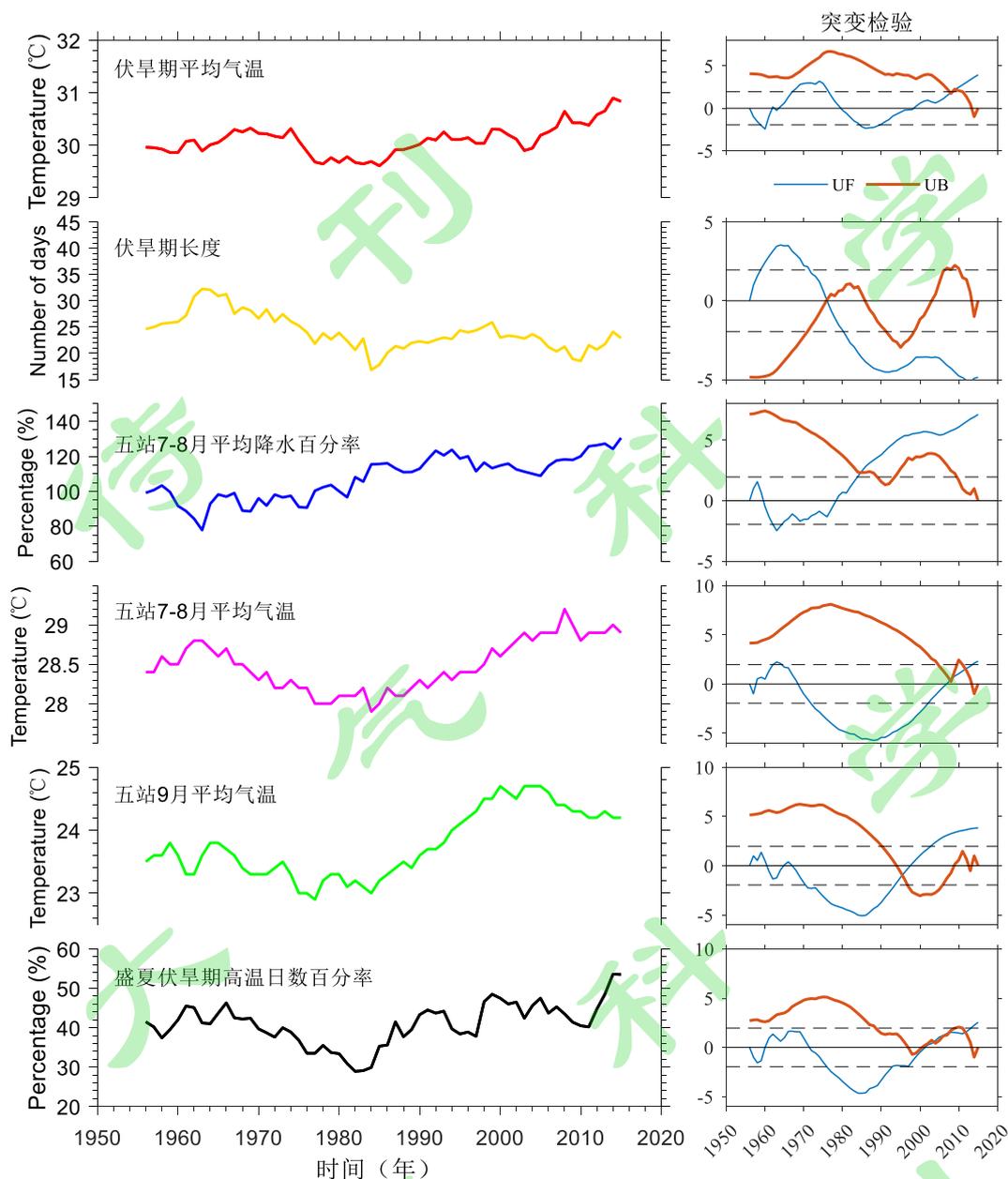
474 1) 虽然伏旱期长度在 1960s 和 1970s 有显著的下降趋势，但高温事件及其发生概率
475 正在显著增加（图 12）。1959-1978 年是伏旱期长度的主要峰期，1980-1987 年伏旱期长
476 度的谷区（图 12；表 4），之后伏旱期缓慢增加。伏旱期长度的变化可能与盛夏降水的变
477 化有关，由图 12 可见，伏旱期长度峰值/谷值期是盛夏降水较少/增加的时期。尤其需要注
478 意的是，近 40a 来，伏旱期气温显著上升，高温事件显著增多。在盛夏（7-8 月）五站平

479 均气温的上升趋势更明显，并在 2008 年发生突变；并且，伏早期高温日发生概率大幅提
480 高，盛夏伏早期五站高温（日最高气温 $\geq 35^{\circ}\text{C}$ ）日数百分率的上升特征尤为显著，发生概
481 率从 1980s 的 30%左右上升到近年的 50%以上（图 12）。伏早期高温日数特征与史军等
482 （2009）指出的华东地区高温演变和跃变特征较为一致。

483 2) 中长时段（15-30d）的高温伏早期显著增多，高强度伏早期增多。1951 年以来任
484 一段长度 $\geq 15\text{ d}$ 的伏早期，其高温日数出现率 $\geq 60\%$ 者共有 17 a，有 11 a（1988、1990、
485 1992、1994、2003、2010、2012、2013、2017、2018 和 2019）出现于 1988-2020 年间，
486 达到 3 a 一遇的程度；除 2013 和 2019 年外，其余 9 a 的高温伏早期时段长度均在 15-30 d
487 之间。这说明虽然 1980s 以来，长江中下游 $>30\text{d}$ 的长伏早年偏少，但频现 30d 以内的高温
488 伏早期；并且，这种 30d 以内伏早期的强度很强，1988 年以来 30 d 内的 10 段伏早期平均
489 气温为 31.2°C ，高出伏早期气温下限（ 27.0°C ） 4.2°C 。这种高强度持续高温增多，对人体
490 健康的影响不容小觑。

491 3) 夏季延长，入秋伏旱增多。需要注意的是近 70 a（尤其近 40a）长江中下游五站 9
492 月气温呈明显上升趋势，其 70 a 上升率（ 0.0176°C/a ）倍增至 7-8 月（ 0.0083°C/a ）；伏
493 早期终日延伸至 9 月且长度 $\geq 7\text{d}$ 者最早出现于 1937 年，而从 1995 年开始这种特征频繁
494 出现（图 5）。这些都说明长江中下游夏季出现延长的趋势。

495



496
 497 图 12 (左) 近 70 a (1951-2020) 长江中下游五站盛夏伏旱期平均气温 (红)、长度 (黄)、7-8 月平均降水百分率
 498 (蓝)、7-8 月 (粉) 及 9 月 (绿) 平均气温和盛夏伏旱期高温 (日最高气温 $\geq 35^{\circ}\text{C}$) 日数百分率 (黑) 的 11 a 滑动平
 499 均曲线; (右) 相应的 Mann-Kendall 突变检验

500 Fig. 12 (Left) 11 year moving average curves of average temperature (red), length (yellow), average precipitation percentage
 501 from July to August (blue), average temperature from July to August (pink) and September (green) and percentage of high
 502 temperature (maximum daily air temperature greater than 35°C) days (black) during the hot-dry stages for the MLRYR five
 503 stations in last 70 years (1951-2020); (Right) the Mann – Kendall mutational tests.

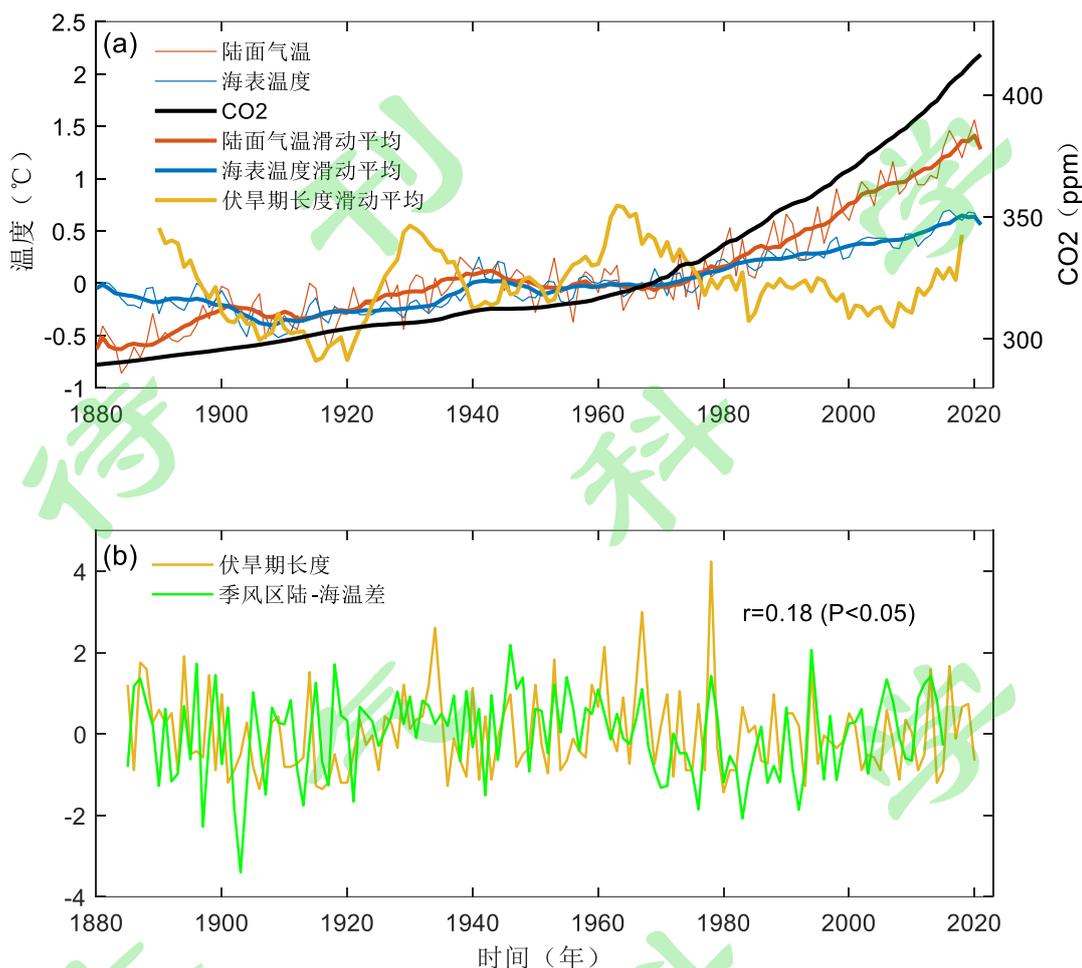
504 7 人类活动和陆海温差的重要影响

505 联合国政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 最新的第六次评估报告 (2021) 指出, 人
 506 类活动形成的碳排放与年俱增是促使近百年来全球海陆不断升温的主因。一些相关研究也
 507 证实了这一点 (例如, Sun et al., 2014; Qiu and Yan 2020; 王磊斌等, 2022), 从 GISS/NASA

508 的全球海陆温度的时间演变线来看, 全球陆地气温显著高于全球海洋表面水温, 明显升高
509 的时间均出现于 1980 年代之后(图 13), 这和 Cheng et al. (2022) 的全球海洋上层 2000
510 米平均水温时间演变线在 1980 年代中的剧升一致, 而从伏旱期长度 11 a 和 21 a 滑动演变
511 线(图 11 和图 13a)看, 3 段峰期和主低谷期均出现于全球海洋水温偏低及全球陆面气温
512 未显著高于全球海面水温的 1980 年之前; 从 1980 年代开始的全球陆地气温和海洋水温的
513 快速升高则伴随着伏旱期长度波峰的减弱。从表 4 可见第 4 峰区(2013-2019 年)的平均
514 长度(26 d)明显小于前 3 个峰区, 可是其平均伏旱期强度指数 *HSI* 却未减小; 这说明 1980
515 年代以来尽管伏旱期长度有所减小, 但 1988 年以来频繁出现 30 d 以内的高温伏旱期, 尤
516 其是伏旱期内 $\geq 35^{\circ}\text{C}$ 高温日数的明显增长(图 12), 这显然和全球海陆的急剧升温有关。
517 另外, 全球二氧化碳浓度在 136 年来呈显著上升趋势, 尤其是 1970s 之后上升速度进一步
518 加快。这与全球气温尤其是陆面气温的上升特征基本一致, 说明温室气体可能是气温上升
519 的重要原因, 也可能是 1980s 之后伏旱期气温和高温日数增加的重要原因之一。

520 除此之外, 伏旱期长度存在较明显的多年代际振荡, 这不能完全从全球气温和海温及
521 温室气体变化的角度解释。由于长江中下游属于季风区, 季风的变化必然影响该地区的天
522 气气候, 而印太区域陆海温度差异是季风变化的一个重要原因, 基于此, 我们根据有关亚
523 洲夏季风海陆热力对比的文献(Ding et al., 2009; 丁一汇等, 2013), 定义亚洲和印太地区
524 ($-20^{\circ}\text{S}-40^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$) 的陆面温度与海表温度之差作为印太季风区陆海温差指数。
525 结果发现, 这一陆海温差指数与长江中下游伏旱期长度有密切关系: 去线性趋势后, 百年
526 来夏季印太季风区陆海温差指数与同期伏旱期长度序列相关系数达 0.18 ($P < 0.05$); 11a
527 滑动平均后, 陆海温差指数与同期和滞后 10a 的伏旱期长度序列相关系数分别为 0.15
528 ($P = 0.50$) 和 0.53 ($P < 0.05$)。由于滑动平均会削弱数据独立性和降低自由度, 所以, 使
529 用蒙特卡洛检验, 用随机序列去趋势并进行滑动平均计算 5000 次, 得到对应 0.05 和 0.01
530 显著性水平的相关系数阈值分别为 0.44 和 0.56, 有效自由度降到 18(赵娟和韩延本, 2005),
531 这说明 0.53 的相关是显著的。这一结果表明, 陆海温差对长江中下游伏旱期长度年代际
532 变化有重要调制作用, 当亚洲中低纬气温与印度洋-南海热带海温之间的温差增大时, 季
533 风偏强, 副热带高压偏北, 雨带北移而远离长江中下游地区(陶诗言等, 2001; 陶诗言和
534 卫捷, 2006), 造成长江中下游地区少雨而北方多雨, 长江中下游易出现高温少雨的伏旱
535 天气(Yao et al., 2022), 伏旱期偏长; 反之, 伏旱期较短。

536
537

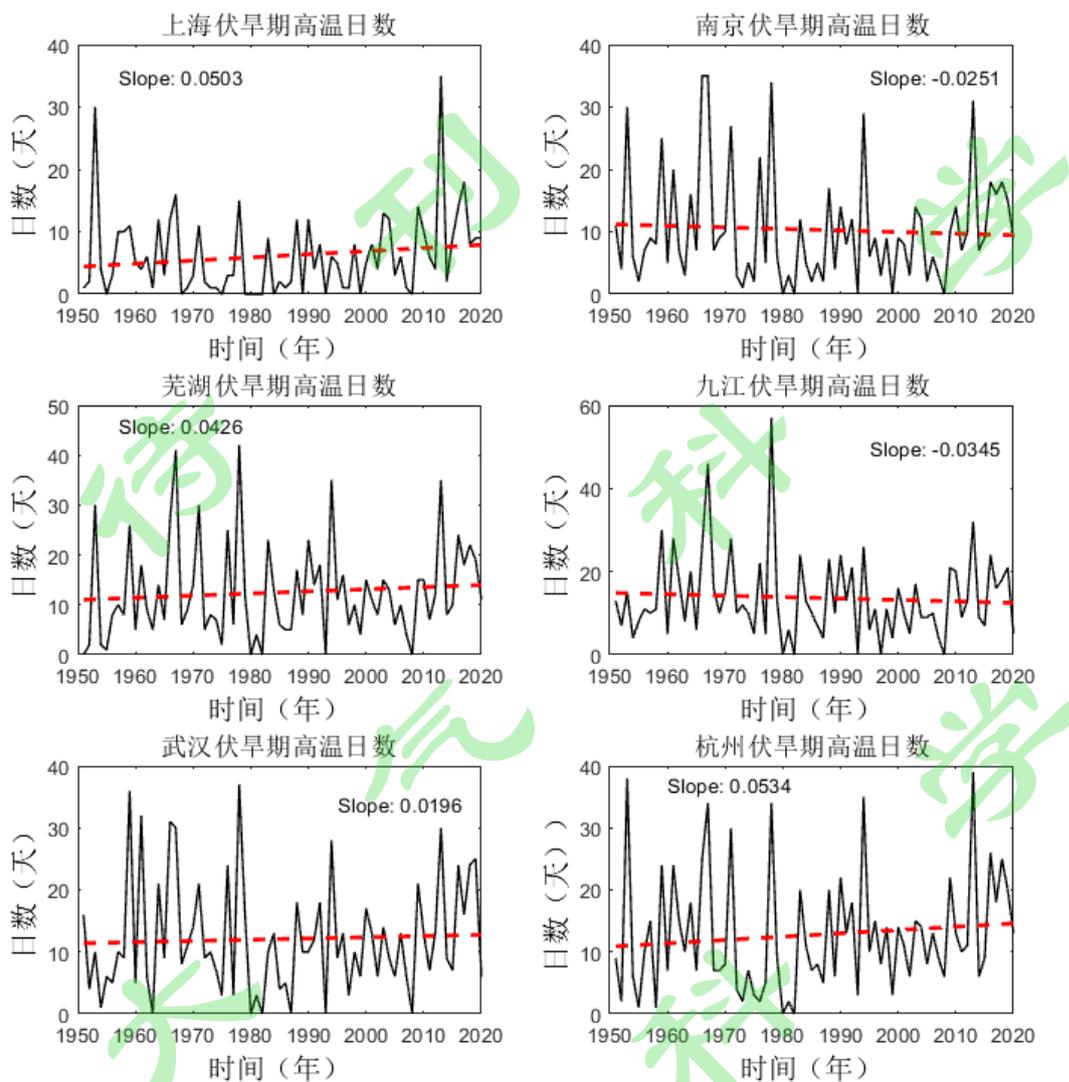


538 图 13 (a) 全球平均陆面气温异常 (单位: °C)、海表温度异常 (单位: °C) 及其 11a 滑动平均线、二氧化碳 (CO2)
 539 浓度 (单位: ppm) 和标准化长江中下游伏旱期长度 11a 滑动平均 (棕色) 时间序列; (b) 伏旱期长度 (棕色) 和同
 540 期印太季风区夏季陆海温差 (绿色) 去趋势标准化时间序列. 陆海温差是 (-20°S-40°N, 50°E-120°E) 范围内陆地区域
 541 表面温度平均值和海洋区域海表温度平均值的差值
 542

543 Fig. 13 (a) Time series of global average land surface temperature anomaly (red; unit: °C), sea surface temperature (SST)
 544 anomaly (blue; unit: °C) and their 11 year moving average, carbon dioxide (CO2) concentration (black; unit: ppm) and
 545 standardized 11 year moving average of the MLRYR hot-dry length (brown) for the past 136 years; (b) standardized detrended
 546 time series of the hot-dry length in the MLRYR (brown) and summer continent-ocean temperature difference in the Indo-Pacific
 547 monsoon region (green). The continent-ocean temperature difference is the difference between the land surface temperature and
 548 the SST in the Asian-Indo-Pacific region (-20 °S-40 °N, 50 °E-120 °E).

549
 550 其次, 上述盛夏伏旱期高温变化趋势还与各地生态环境演变和城建规划有关。1980
 551 年代开始全球海陆不断升温, 在盛夏伏旱期平均气温上升趋势背景下, 长江中下游沿江五
 552 站里的九江和南京两站却出现高温日数减少趋势, 武汉长年的变化也很小, 这和上海与芜
 553 湖的高温日数显著增长趋势截然相反 (图 14)。Ye et al. (2014) 显示 50 a (1961-2010)
 554 中全国强热浪主要出现于长江中下游及四川东部, 浙北的强度最大。为此本文也列出杭州

555 站近 70 a 高温日数的演变。徐群（2013）曾就长江中下游四城市（上海、杭州、南京和武
556 汉）7-8 月气温的演变趋势作过对比，指出上世纪 70 年代末至 90 年代末四城市盛夏气温
557 均出现下降趋势，而进入本世纪以来则变化各异，沪杭两市盛夏气温呈剧升趋势，南京和
558 武汉两地则变化平缓。这和各地城市热岛效应的差异有关，上海市常住人口从 2000 到 2010
559 a 增长 40.3%，主城区东扩至浦东新区，西面的长宁和徐汇两区成最繁华市区，高楼林立，
560 人、楼、车、路俱增，在盛夏太阳辐射下大量散热，热岛效应剧升。杭州市于 2000-2007 a
561 间将钱塘江边大片水草丰茂的滩涂地改造成繁华的钱江新城，主城区还扩伸向东南方林木
562 葱茏邱陵地的萧山，将其改造成工业园区，夏季盛行的东南风将暑热和工业废气一同输向
563 主城区，因此本世纪以来杭州盛夏气温达到攀升 $1^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的程度。与此同时，南京在人
564 口增长，城市范围扩大之际始终遵循“绿色南京”的发展理念，2005 年区的绿地率即达 41%，
565 绿化覆盖率达 45%，如今已建成国家生态园林城市。武汉市原为全国著名的夏季火炉，1996
566 年市政府召开专门会议研讨为全市盛夏降温，决定二项措施：1）大力增加绿地面积，2）
567 将城中大小河湖串连与长江相通，让盛夏南风饱含水汽成为“超级电扇”为全市降温。因此
568 在 2013 年盛夏长江中下游处于强伏旱的持续骄阳下，该市最高气温未达到 40°C （徐群，
569 2013）。还应指出的是，九江市在城市转型改建上贯彻对传统产业进行绿化升级，在长江
570 沿岸建造生态绿化带，2016 年 9 月九江市已成功建成国家森林城市，而它邻近的鄱阳湖
571 主体及附近水域面积自 2011 年以来一直在扩大，正是这些因素促使九江市盛夏高温日数
572 近 70 a 来出现明显下降趋势。可见，在同一伏旱期的骄阳笼罩下，各地若能维护生态环境，
573 实践城市绿化规划，局地有序的人类活动也能适当减轻伏旱期热浪的灾害。



574

575 图 14 长江中下游五站及杭州近 70 a 盛夏伏早期高温出现日数（黑实线）及其线性趋势（红虚线）

576 Fig. 14 Days of high temperature occurrence (black solid line) and its linear trend (red dotted line) during summer hot-dry stages
577 in last 70 years at five stations in the MLRYR and Hangzhou

578 8 结论和讨论

579 8.1 结论

580 本文研究了近 136a 来长江中下游地区的伏早期划分方法，并对该地区百年来伏早期
581 变化特征进行了分析，得到以下结论：

582 (1) 划定出近 136 a (1885- 2020) 长江中下游各段伏早期和伏早期强度。

583 利用长江中下游沿江五站 1885 a 以来的逐日降水和雨日资料及上海 7-8 月气温与长江
584 中下游其余 4 站的密切关系，分别对长江中下游出梅后的伏早期给出少雨和高温的定量标
585 准，从而划分出近 136 a (1885- 2020) 长江中下游各段伏早期。确定了 136a 各年伏早期
586 的强度指数 (HSI)。通过分析近 70 a (1951- 2020) 伏早期上海平均气温与同期长江中

587 下游沿江五站平均气温在不同时段的差值关系，订正了 1951 年前各年仅用上海站气温所
588 代表的伏早期气温，并在综合考虑伏早期长度及其气温的基础上，定义并计算出 136a 各
589 年伏早期的强度指数（*HSI*）。

590 (2) 分析了近 136 a 长江中下游各段伏早期统计特征。

591 这 136 a 长江中下游伏早期平均长 21.6 d，其中有 16 a 盛夏少雨高温时段不足 10 d，
592 定为无伏早年，除去此 16 a，则长江中下游伏早期平均长 24.5 d；136 a 里最长且强的 5
593 个伏早年排序依次为 1934、1967、1978 和 2013；伏早期最早可出现于 6 月中，而开端于
594 8 月 20 日以后的可称为入秋伏早期，最晚可出现于 9 月中下旬。

595 伏早期长度存在 2.9 a、5.6 a、36 a 和 84 a 的准周期振荡。多年代际尺度上，先后出
596 现过 4 对峰区和谷区，长（强）和短（弱）伏早期（甚至无伏早年）有分别集中出现的趋
597 势；最显著谷区和峰区时段先后出现于 1901-1920 年和 1959-1978 年；1980-1987 年是近
598 70a 来伏早期长度的谷期，之后缓慢增加。

599 1980s 之后虽然大于 30d 的长伏早期有减少趋势，但是 15-30d 且高强度的伏早期频现。
600 并且，近 40a 来，伏早期高温日数及其发生概率大幅提高，伏早期高温日数百分率从 1980s
601 的 30%左右上升到近年的 50%以上。

602 近 40a 长江中下游夏季有延长趋势，9 月气温上升率为 7-8 月的 2 倍，且入秋伏旱明
603 显增多，136a 内 10 个入秋伏旱有 5 个出现于 1995 年之后。

604 (3) 分析了近 136 a 长江中下游伏早期特征变化的原因。

605 季节内和年际尺度上，长江中下游伏早期的长短、强弱和出现迟早等特征，均与西太
606 平洋副热带高压的活动特征有关。长江中下游出梅后若西太平洋副高西进北上，其 5880
607 （或 5840）高压环流系统的下沉干热气流稳定控制长江中下游区，即形成少雨高温时段，
608 伏早期长；反之，若出梅后西太平洋副高位置常偏东或其位置虽西进却偏南，使长江中下
609 游区迟迟未能出梅，则伏早期短甚至无伏早期。

610 长期变化来看，人类活动导致全球海陆在 1980s 开始的显著升温对长江中下游伏早期
611 变化特征存在影响。盛夏伏早期气温和高温日数在近 40a 的明显增长以及入秋伏旱频现和
612 夏季延长均与之有关。另一方面，印太季风区陆海温差可能对长江中下游伏早期长度的年
613 代际变化存在调制作用。

614 尽管近 70a 长江中下游伏早期总体气温升高，但不同站点和城市盛夏伏早期高温日数
615 的演变并非一致。这和各站当地的生态环境演变及城市规划有密切关联，九江、武汉和南
616 京因重视生态环境，大力开展绿化，让城市内外江河池湖相联，盛夏高温日数在近 70 a

617 反而有减少趋势；这显示出局地尤其是城市盛夏气候会因人为的改善环境而降低热岛效
618 应，趋向良性演变。

619 8.2 讨论

620 本文虽然对近 136a 长江中下游地区伏旱特征变化的原因有一定分析，但是影响长
621 江中下游地区夏季气候的因子不止副热带高压、海陆热力差异、气候变暖和人类活动。已
622 有研究表明，气候系统中的其它因子如太平洋海温异常（如 ENSO）、大西洋海温异常、
623 南亚高压、高原热源、登陆台风、积雪模态等（史军等, 2009; 王慧美等, 2021; Li et al., 2021;
624 Yao et al., 2022; Yang et al., 2022）都在不同时间尺度上甚至相同时间尺度上影响着该地区
625 的高温干旱或伏旱天气。这些动力和热力信号之间的某种配置关系或协同效应常常是极端
626 天气事件的驱动力（Horton et al., 2016）。鉴于此，因子之间的共振或耦合效应对伏旱天
627 气的影响还需要系统性地梳理，才能对伏旱天气的预警预测起到更积极的作用。

628 最近的研究显示，北半球夏季天气型正在变得更加具有持续性（例如, Pfleiderer and
629 Coumou, 2018; Hoffmann et al., 2018; Coumou et al., 2018），这与本文揭示的伏旱期的一些
630 新特征是一致的，如 15-30d 且高强度伏旱期增多。但是，本研究所揭示的伏旱期其它一
631 些重要新特征，如夏季延长、入秋伏旱增多、伏旱期高温概率增加等现象，其发生原因还
632 没有给予深入分析，这有待于未来开展针对性研究。

633 9. 后语

634 从本文写成到修改期间，2022 年夏季我国中东部突现罕见的持久高温伏旱事件，国
635 家气候中心认为这是 1961 年以来从未有过的；从长江中下游沿江五站降水资料分析显示，
636 该年为空梅，高温伏旱期至少长达 50 d。这显示 2013 年开始的长江中下游最新伏旱峰区
637 （表 4）在进一步发展，对此我们应作好充分的准备。

638 参考文献 (References)

- 639 AghaKouchak A, Cheng L, Mazdidasni O, et al. 2014. Global warming and changes in risk of
640 concurrent climate extremes: insights from the 2014 California drought [J]. *Geophys.*
641 *Res. Lett.*, 41(24): 8847–8852
- 642 安宁, 左志燕. 2021. 1961~2017 年中国地区热浪的结构变化 [J]. *中国科学: 地球科学*,
643 51(8): 1214–1226. doi: 10.1360/N072020–0380
- 644 An N, Zuo Z Y. 2021. Changing
645 structures of summertime heatwaves over China during 1961–2017 [J]. *Science China*
646 *Earth Sciences (in Chinese)*, 51(8): 1214–1226. doi: 10.1360/N072020–0380
- 647 Cai W J, Zhang C, Zhang S H, et al. 2021. The 2021 China Report of the Lancet
648 Countdown on Health and Climate Change: Seizing the window of opportunity. *L*
649 *ancet Public Health [J]. The Lancet Public Health*, 6(12): e932–47. doi:https://doi.
org/10.1016/S2468-2667(21)00209-7

- 650 Chen H, Zhao L, Dong W, et al. 2022a. Spatiotemporal variation of mortality burden
651 attributable to heatwaves in china, 1979-2020 [J]. *Sci. Bull.*, doi: [https://doi.org/](https://doi.org/10.1016/j.scib.2022.05.006)
652 10.1016/j.scib.2022.05.006
- 653 Chen H, Zhao L, Cheng L, et al. 2022b. Projections of heatwave-attributable mortalit
654 y under climate change and future population scenarios in China [J]. *The Lancet*
655 *Regional Health-Western Pacific*, 28, 100582, [https://doi.org/10.1016/j.lanwpc.2022.](https://doi.org/10.1016/j.lanwpc.2022.100582)
656 100582
- 657 陈烈庭, 宗海锋, 张庆云. 2007. 中国东部夏季风雨带季节内变异模态的研究 [J]. *大气*
658 *科学*, 31(6): 1212–1222. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.16 Chen L T, Zong H
659 F, Zhang Q Y. 2007. The Dominant Modes of Intraseasonal Variability of Summer Rain
660 Belt over Eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 31(6):
661 1212–1222. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.16
- 662 Cheng L J, Coauthors, 2022. Another record: Ocean warming continues through 2021 despite
663 La Niña conditions [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 39(3): 373-385
- 664 Coumou D, Di Capua G, Vavrus S, et al. 2018. The influence of Arctic amplification on
665 mid-latitude summer circulation [J]. *Nature Communications*, 9 (1).
666 DOI:10.1038/s41467-018-05256-8.
- 667 Dai A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models [J]. *Nat.*
668 *Clim. Chang.*, 3(1): 52-58
- 669 丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化 [J]. *大气*
670 *科学*, 42(3): 533–558. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17261 Ding Y H, Si D, Liu Y
671 J, et al. 2018. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the East
672 Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 42(3):
673 533–558. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17261
- 674 丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测 [J]. *大*
675 *气科学*, 37 (2): 253–280, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12302. Ding Yihui, Sun
676 Ying, Liu Yunyun, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian
677 summer monsoon and its projection of future change [J]. *Chinese Journal of Atmospheric*
678 *Sciences* (in Chinese), 37 (2): 253–280
- 679 Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in
680 China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible cause
681 [J]. *International Journal of Climatology*, 29: 1926–1944
- 682 Etheridge D M, Steele L P, Langenfelds R L, et al. 1998. Historical CO2 records from the
683 Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores [DB]. In Trends: a compendium of data
684 on global change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National
685 Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. 351-364.
686 doi:10.3334/CDIAC/ATG.011
- 687 Fischer E M, Knutti R. 2013. Robust projections of combined humidity and temperature
688 extremes [J]. *Nat. Clim. Chang.*, 3(2): 126-130
- 689 Hao Z, Phillips T J, Hao F, et al. 2019. Changes in the dependence between global
690 precipitation and temperature from observations and model simulations [J]. *Int. J.*
691 *Climatol.*, 39: 4895-4906. <https://doi.org/10.1002/joc.6111>

- 692 Hoffmann, P. 2018. Enhanced seasonal predictability of the summer mean temperature in
693 Central Europe caused by new dominant weather patterns [J]. *Clim. Dyn.*, 50,
694 2799–2812
- 695 Horton, R. M., Mankin, J. S., Lesk, C., Coffel, E. & Raymond, C. 2016. A review of recent
696 advances in research on extreme heat events [J]. *Curr. Clim. Chang. Rep.*, 2, 242–259
- 697 黄存瑞, 何依伶, 马锐, 等. 2018. 高温热浪的健康效应:从影响评估到应对策略 [J]. *山
698 东大学学报(医学版)*, 2018, 56(8): 14–20 Huang C R, He Y L, Ma R, et al. 2018.
699 Health effects of heatwave: from impact assessment to coping strategy [J]. *Journal of
700 Shandong University(Health Sciences) (in Chinese)*, 56(8): 14–20.
701 doi:10.6040/j.issn.1671-7554.0.2018.160
- 702 黄卓, 陈辉, 田华. 2011. 高温热浪指标研究 [J]. *气象*, 37(3): 345–351 Huang Z, Chen
703 H, Tian H. 2011. Research on the Heat Wave Index [J]. *Meteorological Monthly (in
704 Chinese)*, 37(3): 345–351
- 705 IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science
706 Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the
707 Intergovernmental Panel on Climate Change* [R] [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A.
708 Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M.
709 Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O.
710 Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United
711 Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3-32, doi:10.1017/9781009157896.001
- 712 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project
713 [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-472
- 714 Kong Q Q, Guerreiro S B, Blenkinsop S, et al. 2020. Increases in summertime concurrent
715 drought and heatwave in Eastern China [J]. *Weather. Clim. Extrem.*, 28, 100242,
716 doi:10.1016/j.wace.2019.100242
- 717 Leonard M, Westra S, Phatak A, et al. 2014. A compound event framework for understanding
718 extreme impacts [J]. *WIREs Clim Change*, 5: 113-128. <https://doi.org/10.1002/wcc.252>
- 719 Li N, Xiao Z N, Zhao L. 2021. A recent increase in long-lived heatwaves in China under the
720 joint influence of South Asia and western North Pacific subtropical highs [J]. *J. Clim.*,
721 34(17):7167-7179. DOI:10.1175/JCLI-D-21-0014.1
- 722 李娜, 肖子牛, 赵亮. 2020. 2018 年夏季东北极端高温事件物理机制分析 [J]. *气候与环境
723 研究*, 25(5): 469–482. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19100. Li N, Xiao Z N, Zhao
724 L. 2020. Analysis on the mechanism of the 2018 summer extreme high temperature event
725 in northeast China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 25 (5): 469–482
726 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19100
- 727 李维京, 左金清, 宋艳玲, 等. 2015. 气候变暖背景下我国南方旱涝灾害时空格局变化
728 [J]. *气象*, 2015, 41(3): 261–271 Li W J, Zuo J Q, Song Y L, et al. 2015. Changes in
729 Spatio-Temporal Distribution of Drought/Flood Disaster in Southern China Under Global
730 Climate Warming [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 41(3): 261–271
- 731 刘钊, 闫凯, 王铸, 等. 2021. 1961-2020 年中国 31 个城市热浪强度时空特征分析 [J]. *自*

- 732 然灾害学报, 30(4): 1–9. doi:10.13577/j.jnd.2021.0401 Liu Z, Yan K, Wang Z, et al.
733 2021. Analysis of spatial and temporal characteristics of heat wave intensity in 31 Chinese
734 cities from 1961 to 2020 [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 30(4): 1–9.
735 doi:10.13577/j.jnd.2021.0401
- 736 马双梅, 祝从文, 刘伯奇. 2021. 2019 年 4~6 月云南持续性高温天气的大气环流异常成因
737 [J]. *大气科学*, 45(1): 165–180. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19226. MA S M,
738 Zhu C W, Liu B Q. 2021. Possible causes of persistently extreme-hot-days-related
739 circulation anomalies in Yunnan from April to June 2019 [J]. *Chinese Journal of*
740 *Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 45(1): 165–180. doi:
741 10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19226
- 742 MacFarling Meure C, Etheridge D, Trudinger C, et al. 2006. Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O
743 ice core records extended to 2000 years BP [J]. *Geophysical Research Letters*. 33(14):
744 L14810. doi:10.1029/2006GL026152
- 745 Pfleiderer, P. & Coumou, D. 2018. Quantification of temperature persistence over the
746 Northern Hemisphere land-area [J]. *Clim. Dyn.* 51, 627–637
- 747 彭京备, 刘炯, 孙淑清. 2013 年我国南方持续性高温天气及副热带高压异常维持的成因
748 分析[J]. *大气科学*, 2016, 40(5): 897-906. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.14334.
749 PENG Jingbei, LIU Ge, SUN Shuqing. An analysis on the formation of the heat wave in
750 southern China and its relation to the anomalous western Pacific subtropical high in the
751 summer of 2013[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 2016, 40(5):
752 897-906. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1512.14334
- 753 Qiu W T, Yan X D. 2020. The trend of heatwave events in the Northern Hemisphere [J]. *Physics*
754 *and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 116: 102855. doi:10.1016/j.pce.2020.102855
- 755 史军, 丁一汇, 崔林丽. 2009. 华东极端高温气候特征及成因分析 [J]. *大气科学*, 33(2):
756 347-358. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2009.02.13. Shi J, Ding Y, Cui L. 2009.
757 Climatic characteristics of extreme maximum temperature in East China and its Causes [J].
758 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33(2): 347-358.
759 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.02.13
- 760 Sun Y, Zhang X B, Zwiers F W, et al. 2014. Rapid increase in the risk of extreme summer heat
761 in eastern China [J]. *Nature Climate Change*, 4(12): 1082–1085. doi:10.1038/nclimate2410
- 762 陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. *应用气象学报*,
763 17(5): 513–525. Tao S Y, Wei J. 2006. Re-examination of the westward and northward
764 jump of subtropical high pressure in the western Pacific during summer [J]. *Journal of*
765 *applied meteorological science (in Chinese)*, 17(5): 513–525
- 766 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 2001. 夏季北太平洋副热带高压系统的活动 [J]. *气象学报*,
767 59(6): 747–758 Tao S Y, Zhang Q Y, Zhang S L. 2001. Summer activity of the North
768 Pacific subtropical high system [J]. *Acta Meteorological Sinica (in Chinese)*, 59(6):
769 747–758
- 770 Sharma S, Mujumdar P. 2017. Increasing frequency and spatial extent of concurrent
771 meteorological droughts and heatwaves in India [J]. *Sci. Rep.*, 7(1): 15582.
772 <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15896-3>

- 773 Slivinski L C, Compo G P, Whitaker J S, et al. 2019. Towards a more reliable historical
774 reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system [J].
775 [Q. J. R. Meteorol. Soc.](#), 145: 2876-2908. doi:10.1002/qj.3598
- 776 World Meteorological Organization (WMO). 2022. State of the Global Climate 2021
777 (WMO-No. 1290) [M]. ISBN: 978-92-63-11290-3. 57pp.
778 https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=22080#.YpGaGMgsuZm
- 779 王慧美, 刘炯, 彭京备, 等. 2021. 热带大西洋海温异常季节内演变对中国江南地区夏季持
780 续性高温事件影响的初步研究 [J]. [大气科学](#), 45(2): 300–314 doi:
781 10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19235. Wand H M, Liu G, Peng J B, et al. 2021.
782 Preliminary study on the effect of intraseasonal evolution of the tropical Atlantic SST
783 anomalies on summer persistent heatwave events over the area south of the Yangtze River
784 [J]. [Chinese Journal of Atmospheric Sciences \(in Chinese\)](#), 45(2): 300–314 doi:
785 10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19235
- 786 王磊斌, 林齐根, 宋世凯, 等. 2022. 基于多模式集合的中国未来热浪趋势研究 [J]. [气候
787 与环境研究](#), 27(1): 183–196 doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2021.21105. Wand L B,
788 Lin Q G, Song S K, et al. 2022. Future heatwave trends in China based on multimodel
789 ensemble [J]. [Climatic and Environmental Research \(in Chinese\)](#), 27(1): 183–196. doi:
790 10.3878/j.issn.1006-9585.2021.21105
- 791 王绍武, 赵宗慈. 1979. 我国旱涝 36 年周期及其产生的机制 [J]. [气象学报](#), 37(1): 64–73
792 Wang S W, Zhao Z C. 1979. The 36-yr wetness oscillation in China and its mechanism [J].
793 [Acta Meteor Sinica \(in Chinese\)](#), 37(1): 64–73
- 794 Wu X, Hao Z, Hao F, et al. 2019. Variations of compound precipitation and temperature
795 extremes in China during 1961–2014 [J]. [Sci. Total Environ.](#), 663:731-737
- 796 武新英, 郝增超, 张璇, 等. 2021. 中国夏季复合高温干旱分布及变异趋势 [J]. [水利水
797 电技术](#), 52(12): 90–98. doi:10.13928/j.cnki.wrahe.2021.12.009 Wu X Y, Hao Y C,
798 Zhang X, et al. 2021. Distribution and trends of compound hot and dry events during
799 summer in China [J]. [Water Resources and Hydropower Engineering \(in Chinese\)](#), 52(12):
800 90–98. Doi:10.13928/j.cnki.wrahe.2021.12.009
- 801 徐群, 曹鸿兴, 李瑞芸. 1983. 100 毫巴中低纬大气环流和长江中下游梅雨——伏旱的长
802 期联系 [J]. [气象科学](#), 1: 21–31 Xu Q, Cao H X, Li R Y. 1983. Long-term linkages
803 between the 100 millibar low latitude atmospheric circulation and the middle and lower
804 reaches of the Yangtze River in the Meiyu-Volcano drought [J]. [Scientia Meteorological
805 Sinica \(in Chinese\)](#), 1: 21–31
- 806 徐群, 杨义文, 杨秋明. 2001. 近 116 年长江中下游的梅雨 [J]. [暴雨.灾害](#), 1: 44–53, 附
807 录(P62–65). Xu Q, Yang Y W, Yang Q M. 2001. Plum rains in the middle and lower
808 reaches of the Yangtze River in the last 116 years [J]. [Torrential Rain-Disaster \(in Chinese\)](#),
809 1: 44–53, Supplementary(P62-65)
- 810 徐群. 1965. 近 80 年长江中下游的梅雨 [J]. [气象学报](#), 35(4): 509–518 Xu Q. 1965.

- 811 Plum rains in the middle and lower reaches of the Yangtze River in the last eighty years [J].
812 *Acta Meteorological Sinica (in Chinese)*, 35(4): 509–518
- 813 徐群. 1986. 1980 年夏季我国天气气候反常和 St. Helens 火山爆发的影响 [J]. *气象学报*,
814 44(4): 432 Xu Q. 1986. The impact of our weather and climate anomalies and the
815 eruption of the St. Helens volcano in the summer of 1980 [J]. *Scientia Meteorological*
816 *Sinica (in Chinese)*, 44(4): 432
- 817 徐群. 1989. 气候变化的趋势, 成因和对策. 见: 施雅风, 主编. 江苏资源和环境 [M]. 北
818 京: 气象出版社. 15–23. Xu Q. 1989. Climate Change Trends, Causes and Respons
819 es . In: Shi Y F, ed. Resources and Environment in Jiangsu [M]. Beijing: Meteorol
820 ogical Press, 15–23
- 821 徐群. 1996. 1993 和 1994 两年盛夏我国中东部异常气候的前期成因分析. 见: 陈菊英, 主
822 编. 短期气候变化成因和预测物理方法研究 [M]. 气象出版社, 19–29. Xu Q. 199
823 6. Analysis of the pre-causal factors of anomalous weather in east-central China in
824 the peak summer of 1993 and 1994. In: Chen J Y, ed. Physical methods for short-te
825 rm climate change causes and predictions [M], Meteorological Press, 19–29
- 826 徐群. 2013.12.31 城市超常不当扩建出恶果,盛夏热浪里添把火. 科学网博文 (<https://blog.sciencenet.cn/blog-653032-754500.html>). Xu Q. 2013.12.31. The city's extraordinary
827 and inappropriate expansion has had a bad effect, adding fire to the summer heatw
828 ave. ScienceNet blog post (<https://blog.sciencenet.cn/blog-653032-754500.html>)
829
- 830 Yang Y M, Zhao L, Shen X Y, Xiao Z N, Li Q Q. 2022. The spring heat source over the
831 Qinghai–Tibetan Plateau linked with the winter warm Arctic–cold Siberia pattern
832 impacting summer drought in China [J]. *Frontiers in Earth Science*, 10:835101. doi:
833 10.3389/feart.2022.835101
- 834 Yao H X, Zhao L, Shen X Y, et al. 2022. Relationship between summer compound hot and
835 dry extremes in China and the snow cover pattern in the preceding winter [J]. *Front.*
836 *Earth Sci.*, 10:834284. doi:10.3389/feart.2022.834284
- 837 Ye D X, Yin J F, Chen Z H, et al. 2014. Spatial and temporal variations of heat waves in
838 China [J]. *Adv. Clim. Chang Res.*, 5(2): 66–73
- 839 Ye L, Shi K, Xin Z H, et al. 2019. Compound droughts and heat waves in China [J].
840 *Sustainability*, 11:11270. doi: 10.3390/su11123270
- 841 Yu R, Zhai P. 2020. Changes in compound drought and hot extreme events in summer over
842 populated eastern China [J]. *Wea. Clim. Extrem.*, 30:100295.
843 doi:10.1016/j.wace.2020.100295
- 844 翟盘茂, 倪允琪, 陈阳. 2013. 我国持续性重大天气异常成因与预报方法研究回顾与未
845 来展望 [J]. *地球科学进展*, 28(11): 1177–1188. Zhai P M, Ni Y Q, Chen Y. 2013.
846 Mechanism and forecasting method of persistent extreme weather events: Review and
847 prospect [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 28(11): 1177–1188
- 848 张德二, 梁有叶. 2010. 1876–1878 年中国大范围持续干旱事件 [J]. *气候变化研究进展*,
849 6(2): 106–112. Zhang D E, Liang Y Y. 2010. Widespread and sustained drought events
850 in China 1876-1878 [J]. *Advances in Climate Reserch (in Chinese)*, 6(2): 106–112
- 851 张嘉仪, 钱诚. 2020. 1960–2018 年中国高温热浪的线性趋势分析方法与变化趋势 [J]. *气
852 候与环境研究*, 25(3): 225–219 Qian J Y, Qian C. 2020. Linear Trends in Occurrence of

- 853 High Temperature and Heat Waves in China for the 1960 - 2018 Period: Method and
854 Analysis Results [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 25(3): 225-239.
855 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19134
- 856 张琼, 吴国雄. 2001. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系 [J]. *气象学报*, 59(5):
857 569-577. Zhang Q, Wu G X. 2001. The large area flood and drought over Yangtze
858 River Valley and its relation to the South Asian High [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*,
859 59(5): 569-577
- 860 赵娟, 韩延本. 2005. 滑动平均情形下的相关显著水平估计 [J]. *北京师范大学学报: 自
861 然科学版*, 41(2): 139-141. Zhao J, Han Y B. 2005. Estimated significant level of
862 correlation in the sliding average case [J]. *Journal of Beijing Normal University (Natural
863 Science) (in Chinese)*, 41(2): 139-141
- 864 赵亮, 邹力, 王恩华. 2007. 与 ENSO 有关和无关年江、淮旱涝可能成因研究. *气象科学*,
865 27(6): 618-625. Zhao L, Zou L, Wang E H. 2007. ENSO-related and possible causes of
866 droughts and floods in the Jianghuai region during the year [J]. *Scientia Meteorological
867 Sinica (in Chinese)*, 27(6): 618-625
- 868 中国气象局. 2014. 区域性高温天气过程等级划分 QX/T 228-2014 [M]. 北京: 气象出版
869 社, 12pp. China Meteorological Administration. 2014. Classification of regional hot
870 weather processes QX/T 228-2014 [M]. Beijing: Meteorological Press, 12pp
- 871 中央气象局气象科学研究所. 1981. 中国近五百年旱涝分布图集 [M]. 北京: 地图出版
872 社, 329pp. Institute of Meteorological Sciences, Central Meteorological Bureau.
873 1981. Atlas of the distribution of droughts and floods in China in the last five hundred
874 years. Beijing: Map Press, 329pp
- 875 Zhou C L, Wang K C. 2018. Attribution of a record-breaking heatwave in summer 2017 over
876 the Yangtze River Delta [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 100(1): S97-S103. doi:
877 10.1175/BAMS-D-18-0134.1
- 878 Zscheischler J, Seneviratne S I. 2017. Dependence of drivers affects risks associated with
879 compound events [J]. *Sci. Adv.*, 3(6): e1700263. doi:10.1126/sciadv.1700263

880

881