中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 8 期： 2896–2919
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

中国均一化网格气候数据集

王开存[1,2*]，蔡鸿泽[1]，贺嫣颐[3]，李云[1]，夏菡梦[4]，殷长健[1]，余弘泳[4]，赵润泽[5]，张政泰[6]，周春略[3]

1. 北京大学城市与环境学院，中法地球系统模拟国际联合中心/碳中和研究院，北京 100871
2. 贵州师范大学地理与环境科学学院/喀斯特研究院，贵阳 550025
3. 中山大学地理科学与规划学院，广州 510275
4. 北京师范大学地理科学学部，地表过程与水土风沙灾害风险防控全国重点实验室，北京 100875
5. 中国气象局国家卫星气象中心(国家空间天气监测预警中心)，中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室，北京 100081
6. 兰州大学大气科学学院，兰州 730000
* 通讯作者，E-mail：kcwang@pku.edu.cn

2025-06-25收稿，2026-01-16修回，2026-03-03接受，2026-07-14网络版发表
国家重点研发计划项目(2022YFF0801302)和贵州省科技计划项目(黔科合人才XKBF[2025]012)资助

摘要 台站气象观测数据作为气候变化研究的基础数据来源，为国内外历次气候变化评估提供了科学依据。然而，仅依赖台站观测数据无法有效开展气候变化研究，因为观测站点稀疏且空间分布不均、观测起止时间不一致以及观测数据序列的不均一性，特别是站点周边城市化等引起的渐变型不均一性和观测方式从人工向自动化转变带来的突变型不均一性。本文在对中国约2400个国家级气象站的地表太阳辐射、日平均气温、日最高气温、日最低气温、相对湿度、地表风速和降水站点观测数据均一化处理的基础上，融合了ERA5-Land再分析资料，生成了中国均一化网格气候数据集(HCD01)。该数据集覆盖1961–2022年，时间分辨率为日，空间分辨率为0.1°。均一化处理有效订正了原始观测数据的渐变型不均一性和突变型不均一性，融合生成的均一化网格气候数据集显著改善了ERA5-Land和原始观测数据在年代际变化和长期趋势上的系统性偏差。该数据集已在国家青藏高原科学数据中心公开发布(https://doi.org/10.11888/Atmos.tpdc.302712)，可为中国区域气候变化及其影响研究提供高质量数据。

关键词 气候数据，均一化，网格数据，温度，湿度，降水，风速，太阳辐射

1 引言

地面气象观测为气候变化研究提供了基础数据，为政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change，IPCC)历次评估报告(IPCC，2013，2021)提供了科学依据。然而，单纯依赖地面台站观测数据难以满足气候变化研究的精度要求，主要原因在于站点观测资料存在显著的空间代表性和时间连续性缺陷。具体表现为：(1) 空间分布上，观测站点不仅密度稀疏，且地理分布极不均衡——中国东部平原地区站点密集，而西部高原和复杂地形区域站点稀少；(2) 时间维度上，不同站点的观测记录存在明显的起止时间差异和观测中断现象。

当对这些时空不完整的观测资料进行区域平均或趋势分析时，观测系统的不一致性会引入显著的空间采样误差和时间代表性偏差，进而影响气候变化检测结果的可靠性。比如，全球表面温度数据集在极地和非洲地区的采样不足被认为是1998–2014年间全球变暖停滞现象的原因之一(Cowtan和Way，2014；Karl等，2015)。中国西部地区气象站分布稀疏，给中国区域平均气温的估计带来明显偏差(Chen和Wang，2024)；最近几十年北半球中高纬地区极端寒冷事件的突然增加，被认为与这一地区观测覆盖度的突然降低有关(Blackport等，2024)。这一局限性凸显了发展多源数据融合方法和高精度网格气候

中文引用格式：王开存, 蔡鸿泽, 贺嫣颐, 李云, 夏菡梦, 殷长健, 余弘泳, 赵润泽, 张政泰, 周春略. 2026. 中国均一化网格气候数据集. 中国科学: 地球科学, 56(8): 2896–2919, doi: 10.1360/SSTe-2025-0190
英文引用格式：Wang K, Cai H, He Y, Li Y, Xia H, Yin C, Yu H, Zhao R, Zhang Z, Zhou C. 2026. A homogenized gridded climate dataset for China. Science China Earth Sciences, 69(8): 2856–2878, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1889-0

© 2026《中国科学》杂志社

数据集的必要性。

为了弥补地面观测数据空间与时间不连续性，常使用插值方法，但台站空间分布不均会影响插值效果(岳天祥等，2020)，尤其是在地形复杂或气候多变的区域。常用插值方法包括反距离加权插值(IDW)和薄板样条插值等。IDW是一种常用的确定性空间插值方法，其基本假设为：空间上相近的观测点在属性值上具有更高的相似性。该方法通过为每个已知点分配一个与其距离的倒数成比例的权重，仅需范围参数即能完成插值，在该范围之外的点几乎不受到影响。IDW无需拟合函数，简单快捷，通过调节搜索距离，可以适应不同尺度下的空间变化特征，能够高效利用周围站点的信息。薄板样条插值的核心思想是找到一个平滑的函数，使得该函数通过给定的控制点，适用于处理不规则气象站点数据。插值生成的曲面具有连续的二阶导数，能够产生非常平滑的插值结果，适合处理需要自然过渡的数据。但薄板样条插值对噪声敏感，若数据中存在噪声，严格通过所有点可能导致插值曲面出现不合理的波动。在数据范围外的区域，插值结果可能迅速发散或变得不稳定。

相比之下，大气再分析资料通过将观测数据同化至固定的数值天气预报模式中，利用模式物理过程约束实现更为精确的空间插值(李新等，2020；王开存，2025)。此外，再分析资料不仅可提供未观测变量的估计，还能输出关于所同化观测数据的质量信息，包括对观测系统关键缺陷的估计(Gettelman等，2022)。大气再分析通过使用尽可能多的信息，对观测到的大气环流进行全面描述，但其陆面再分析产品精度相对较低(Kalnay等，1996)。这主要是因为：(1) 目前为止，全球大气再分析没有考虑地表覆盖和土地利用的年际变化，也没有包括地表植被的年际变化；(2) 现有全球大气再分析系统在同化不连续和强非线性变量方面存在挑战，比如云和降水观测(Gettelman等，2022)，这影响了地表太阳辐射和土壤湿度等变量的模拟精度；(3) 受地面异质性的影响，地面气象变量的空间代表性相对较低(Chen和Wang，2025)，观测和模式模拟之间存在显著的代表性偏差(Li等，2024)。

现有全球大气再分析所同化的地面观测资料存在显著差异。包括ERA-Interim(Dee等，2011)和ERA5(Hersbach等，2020)在内的欧洲再分析产品，以及JRA-55(Kobayashi等，2015)和JRA-3Q(Kosaka等，2024)等日本再分析产品都同化了地面气温和湿度观测，其中日本再分析进一步同化了陆面风速观测。而美国再分析系列包括NCEP(Kalnay等，1996)、CSFR(Saha等，2010)和MERRA(Rienecker等，2011)并未同化陆面气温、湿度和风速观测，其陆面分析主要依赖模式模拟。许多全球大气再分析资料还常被用作陆面模式的驱动场，以生成空间分辨率更高的分析产品(再分析资料的陆面版本)。通常，陆面再分析的降水会利用多源融合降水产品，对大气再分析的降水模拟结果进行偏差校正(Rienecker等，2011；Balsamo等，2015)。

为了降低全球大气再分析陆面分析产品的偏差，有研究尝试利用地面观测数据对其进行偏差订正(Sheffield等，2006)，这种方法保留了再分析的一致性和连续性。在中国地区，有研究基于2400余个地面气象台站的观测资料，通过插值建立了一套0.25°×0.25°的网格数据集(CN05.1)(吴佳和高学杰，2013)，包括日平均气温、日最高气温、日最低气温、日降水量、平均风速、相对湿度和蒸发。中国气象强迫数据集(CMFD，https://doi.org/10.11888/Atmos.tpdc.302088)提供了从1979年1月以来的网格数据集(He等，2020)，空间分辨率为0.1°，时间分辨率为3小时。CMFD提供陆面模式模拟需要的七个近地表气象要素，包括2米气温、地表气压、比湿、10米风速、地表太阳辐射、地表大气向下长波辐射和降水量。另有研究研制了青藏高原地区高分辨率(1/30°)近地面气象驱动数据(姜尧志等，2025)。

除了时空不连续问题外，由观测仪器更换及环境变迁导致的观测数据不均一性，构成了气候变化研究的另一个关键挑战。其中，观测系统的技术演进(特别是从传统人工观测向现代自动化观测的转型过程)是诱发数据非均一性的核心因素(胡玉峰，2004)。中国气象观测自动化进程可分为三个阶段：1999年启动自动化气象观测试点；至2009年末，实现国家级气象台站自动观测系统全覆盖；2020年中国正式进入全面自动化业务观测阶段(王建凯等，2022)。从人工观测到自动化的转变，使观测精度和观测频率大幅度提高，也使气象观测进一步延伸到偏远或环境严酷地区。但仪器更换前后的记录难以进行相互比较，且由于这些仪器的偏差、精度和响应时间存在差异，造成长期记录中存在跳变现象，即突变型不均一性。

此外，随着社会经济发展，原本位于郊区乡村的气象站被逐渐城市化，改变了气象台站的观测环境，造成了观测结果的渐变型不均一性(Zhang Z T和Wang K C，2021)。当周围环境无法满足观测要求时，气象站会被迫从城市迁移到郊区乡村，开启下一轮环境变化的循环。气象站的迁移往往会导致观测环境的突变，在观测记录中形成明显的突变型不均一性断点，使得气候变化检测和归因结果存在显著不确定性。有研究显示中国80%以上的气象站有过至少一次的迁站记录(Cao等，2016)。更

为重要的是气象站点周边逐渐城市化的影响可能存在逐年累加的效果，比如城市热岛效应(Jiang等，2020)，这种由城市化或仪器灵敏度漂移导致的渐变型不均一性对序列的趋势有显著影响(Wang，2014；Wang等，2015)。

检测和订正气候观测数据的不均一性是气候变化研究结果可靠性的保障(严中伟等，2014)。气候观测数据的均一化检测与订正早已引起了人们的广泛关注。从最初的人工筛选到现在基于数学统计的计算机自动检测技术，数据均一化方法经历了长期的发展，为提高气候变化研究的可靠性做出了突出贡献(Menne和Williams，2005)。到目前为止，学界已经开发了多种均一化方法，包括标准正态均一性检验(SNHT)(Alexandersson，1986)、均一化系列多重分析(MASH)(Szentimrey，1999)、RHtest(Wang等，2007)等。

传统均一化方法一般基于邻近站对比，即在待检测站周边寻找高度相似但均一的参考站，通过对比参考站和待检站的时间序列，来检测和订正待检序列可能的不均一性(李庆祥，2016)。这种基于邻近站对比的均一化方法，可以很好地订正迁站或仪器更换导致的突变型不均一性(Cao等，2016)。但由于站点周边逐渐城市化等观测环境改变以及仪器灵敏度漂移带来的渐变型不均一性在数值上较小，且很多台站可能同时存在城市化或灵敏度漂移等问题，这种情况下基于邻近站对比的传统方法不再适用。在以往的研究中，作者团队提出了在同一台站构建参考序列，进行不均一性检测和订正，实现了地表太阳辐射(Wang等，2015)、温度(Zhou等，2018)、风速(Zhang Z T和Wang K C，2023)、相对湿度(Yin等，2025)和降水(Li等，2023)等观测数据的渐变型和突变型不均一性的检测和订正。

本文主要目的是在已有均一化站点数据的基础上，融合ERA5-Land再分析(Muñoz-Sabater等，2021)，构建1961–2022年中国均一化网格气候数据集(HCD01)，包括地表太阳辐射、气温、最高气温、最低气温、平均风速、相对湿度以及降水量。数据时间分辨率为日，空间分辨率采用ERA5-Land的空间分辨率(0.1°)。该数据集已在国家青藏高原科学数据中心公开发布(https://doi.org/10.11888/Atmos.tpdc.302712)。论文回顾了对各个变量的观测和均一化方法，并介绍了网格化方法，对降水这一非连续变量的网格化进行了特殊处理。

2　输入数据

2.1　ERA5-Land再分析数据

本研究使用ERA5-Land作为背景场，由ERA5全球大气再分析的降尺度气象强迫场驱动陆面模式生成。ERA5采用水平分辨率为0.25°的TL639全球谱模式，模式顶部对应的0.01 hPa距地表约80 km(Hersbach等，2020)。与早期版本相比，ERA5的重要改进之一在于引入了21世纪海洋边界数据集以及来自国际耦合模式比较计划的辐射强迫数据集，从而显著提升了大气顶能量平衡模拟的准确性(蔡鸿泽和王开存，2022)。此外，全天空同化技术的发展使ERA5在有云和降水条件下，对大气辐射传输的刻画能力增强，线性化湿物理过程方案也得到优化，并首次实现了有云条件下微波观测资料的同化。通过改进湿度相关变量及动力场分析，全球月均降水与观测的相关系数由67%提高到77%(Hersbach等，2020)。

ERA5包括一个陆地数据同化系统，用于分析地表变量。该系统与大气四维变分同化系统是弱耦合的。陆地数据同化系统包括以下部分：生成2米气温与相对湿度、积雪(雪深、雪密度)分析场的二维最优插值、用于上层3层(深1米)土壤湿度的逐点简化扩展卡尔曼滤波以及土壤、冰和积雪温度的一维最优插值。这些分析仅在陆海掩膜中陆地占比大于50%的网格上进行(包括岛屿)。ERA5同化了全球范围内多类气象观测资料，包括机场天气报告和地面气象观测(例如白天地面2 m相对湿度、陆表气温和雪深等)。其中，中国地区约有400个地面气象站参与国际交换的数据(图1)。

ERA5的近地面气象状态和地表通量作为大气强迫驱动陆面模式运行，进而生成ERA5-Land的地面分析场(如土壤湿度、径流等)。其中，气象状态场来自ERA5模式最低层(距地面约10 m)，包括气温、比湿、风速和地面气压，地表通量则包括地表太阳辐射、地表向下长波辐射及降水量。这些强迫场基于三角网格线性插值到0.1°，使得ERA5-Land在提高水平分辨率的同时，保持1 h时间分辨率。ERA5-Land对径流和土壤湿度的刻画与观测更一致，但在地表能量平衡的模拟效果上并未明显提升(Muñoz-Sabater等，2021)。

针对ERA5与ERA5-Land网格之间的地形高度差异，气温、湿度和气压均需进行订正。订正流程包含四个步骤(Muñoz-Sabater等，2021)：(1) 依据插值场计算相对湿度；(2) 利用ERA5低层对流层温度垂直廓线的日平均递减率，按海拔差修正气温；(3) 结合海拔差和修正后的气温对地面气压进行调整；(4) 在相对湿度保持不变的假设下，利用修正后的气温与气压重新计算比湿。陆地再分析产品通常会对其大气再分析的降水进行偏差订正，但ERA5-Land例外，因为ERA5相较早期再分析已显著提升了降水模拟质量，且能够减少对外部数据的依赖，从而增强再分析产品的实时性。

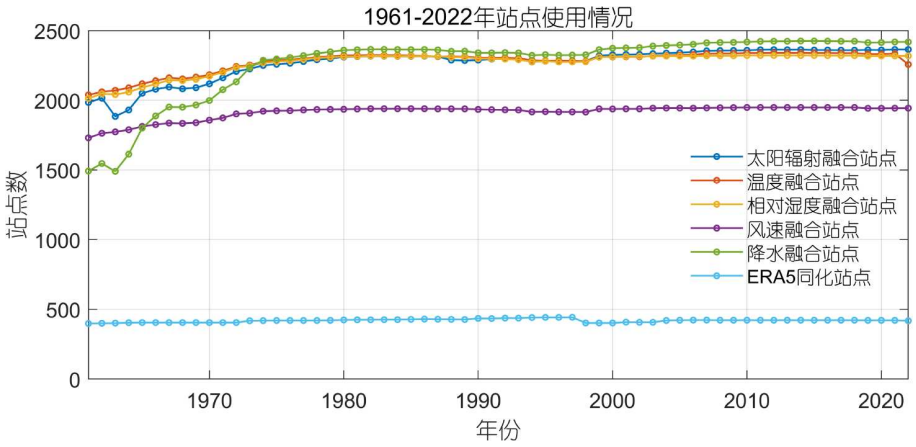


图 1 ERA5同化的中国地面气象观测台站数量以及本文融合使用的中国气象台站数量

2.2 地面气象观测

本研究使用包含约2400个站的中国国家地面气象站日值资料来对ERA5-Land背景场进行偏差订正(图1)。1949年中华人民共和国成立时，全国地面气象站的数量不足100个，20世纪50年代地面气象站台数量迅速增长，20世纪60年代至今基本维持在2400个左右(王建凯等，2022)。国家级地面气象站可以分为三级，即基准气候站、基本气象站和一般气象站。基准气候站为一级站，站间距一般为300–400 km；基本气象站为二级站，站间距一般不大于150 km，基本气象站观测资料参与国际交换；一般气象站为三级站，站间距一般为50 km。2018年5月，中国气象局将国家气候观象台作为一类特殊站点，规定其主要功能是对气候系统多圈层及其相互作用开展长期、连续、立体和综合观测，并承担气候系统资料分析及研究评估服务(徐安伦和李建，2021)。

1949年以来，中国地面气象观测分为三个阶段：人工观测阶段(1949–2000年)、自动化观测与人工观测并行阶段(2000–2020年)、自动化观测阶段(2020年至今)(王建凯等，2022)。人工观测阶段的地面气象观测规范先后历经1961年版、1979年版和2003年版等数次修订。在人工观测阶段，风向、风速、空气的温度和湿度、气压、降水、日照时数等观测项目采用人工记录仪器观测。与世界标准日制不同，中国地面气象站的日制为北京时前一日20点到当日20点，在融合时将ERA5-Land小时数据平均到中国地面气象站的日值。1960年7月至今，全国观测时制统一采用北京时，此前观测时次和观测时制发生多次改变。1961年以后的人工观测时代，国家级基本气象站每天昼夜守班，在02、08、14、20时开展4次定时观测；一般气象站每天3次(08、14、20时)或4次定时观测。

3 站点观测及其均一化方法

3.1 地表太阳辐射

中国气象局1958年开始地表太阳辐射大规模观测(Wang等，2015)。到1990年，全国共有88个气象站观测太阳辐射，其中一级站75个，二级站13个。观测初期，从苏联引进世界气象组织推荐的黑白热电堆总辐射表和直接辐射表进行观测，其中一级站观测直接辐射和散射辐射，加和得到太阳总辐射，二级站直接观测总辐射。由于仪器老化问题，后来大多数台站使用了仿制仪器(莫月琴等，2008)。新型太阳辐射遥测仪器研制成功后(张纬敏和陆振和，1988)，1990–1993年间完成布设，地表太阳辐射观测由人工观测改为自动遥测。在此期间，太阳辐射观测站网进行了调整，淘汰了一些不适宜的台站，同时新增加了一些台站，使台站总数增加到98个，其中17个一级站同时观测直接辐射、散射辐射和太阳总辐射，二级和三级站共81个，仅观测太阳总辐射(张纬敏和陆振和，1990)。

1990–1993年间太阳辐射观测仪器更换和站网重构对中国地区地表太阳辐射观测结果带来了严重的不均一性(Wang等，2015)。1990年以前由于缺乏对国际标准的严格追踪，直接辐射、散射辐射和总辐射的观测存在严重的灵敏度漂移问题(He和Wang，2020)，导致1960–1990年间中国地区地表太阳辐射的降低趋势被高估，是观测与模式模拟地表太阳辐射长期趋势不一致的主要原因(Wang，2014)。自1993年以来，中国的大部分太阳辐射测量是用总辐射表观测到的，具有较大余弦响应误差(杨云等，2015)，使得其在月时间尺度上精度低于日照时数估算的地表太阳辐射(Wang等，2015)。

可以使用日照时数观测计算地表太阳辐射作为参考

序列，对地表太阳辐射观测时间序列的不均一性进行检测和订正(Wang等，2015；Yang等，2018)。日照时数指一天中太阳直接辐射大于120 W m^{-2}的时间(WMO，2014)，因为如果有云遮挡太阳，地表太阳直接辐射可以降到120 W m^{-2}以下，它常被用作云量的客观观测。日照时数不仅能够反应云量的变化，还可以反映大气气溶胶浓度的变化(Kaiser和Qian，2002；Wang等，2012b)。通过对比日照时数估算和太阳辐射观测，可以准确检测出1990–1993年间仪器更换对地表太阳辐射观测带来的突变型不均一性(Tang等，2011)。但地表太阳辐射观测台站太少，且均一化后的观测仍然无法消除1960–1990年间仪器灵敏度漂移带来的渐变型不均一性(Yang等，2018)。

本文使用日照时数观测来计算地表太阳辐射。其优点是在2400个左右国家级气象站均有观测，且观测记录时间更长。日照时数测量仪器可分为人工和自动两类(Wang等，2021)。常用的人工测量仪器包括暗筒式日照计(又称乔唐式，Jordan sunshine recorder)和聚焦式日照计(Campbell-Stokes sunshine recorder)(Baumgartner等，2018)。这些仪器通过将直射太阳辐射聚焦到特制卡片上的烧灼痕迹记录日照时间(Che等，2005)。自动观测仪器中光电式日照计通过传感器检测太阳辐射强度，自动判定并记录日照时数(吕文华等，2015)。中华人民共和国成立后即在国家级气象站开始观测日照时数，大多数站点使用的是暗筒式日照计，只有东北地区的少数站点使用聚焦式日照计，并且在2012年更换为暗筒式日照计。人工观测时段日照时数记录介质(光敏纸)每天更换，不存在灵敏度漂移的问题。2019年，中国统一将暗筒式日照计换为光电式日照计，实现了日照时数的自动观测(王雨畅等，2020)。

中国地区的日照时数观测在2018年之后存在日照时数为零频次不连续性的问题，这是由于两种观测仪器的精度以及灵敏度不同导致的，光电式日照计响应时间小于1秒，即使在太阳光照较弱的日出和日落时段，只要光照强度达到标准阈值，自动观测系统就会记录下日照时数。短时间太阳直接辐射大于阈值的辐射能量不足以使暗筒式日照计内光敏纸呈现出肉眼能够识别的蓝色迹线，从而使暗筒式日照计失测(He等，2025)。我们采用分位数匹配法(quantile-matching)(Wang等，2010)对此不连续性进行调整(He等，2025)，在378个站点发现这一类型断点，约占总台站数的17%，主要集中在中国北方和西南地区。

然后对于由于台站位置迁移、周边环境条件变化、观测程序调整或其他因素引发的人为跳变进行方差不连续性和月均值不连续性检测和调整，使用的方法为改进的Kolmogorov-Smirnov(K-S)检测(Dai等，2011；Zhou等，2021)。基于均一化后的日照时数数据，采用半经验-半物理模型(Yang等，2006)推算出地表太阳辐射数据，其经验参数基于中国地表太阳辐射观测进行调整和检验(Wang，2014)。研究表明，该模型有效刻画了太阳辐射对云量和气溶胶的响应特征(Wang等，2012b)，可以用于研究地表太阳辐射的长期变化趋势(Tang等，2011；He等，2018)。

3.2　气温

在人工观测年代，中国使用玻璃液体温度计观测气温，包括最高温度计、最低温度计和普通温度计。普通温度计(定时观测用)和最高温度计内的液体为水银，最低温度计内的液体一般为酒精，其测量原理是物质的热胀冷缩。水银的凝固点为−38.8 ℃，低于这一温度时需要用酒精温度计(酒精的凝固点为−115 ℃)。虽然酒精的膨胀系数比水银大得多，但它作为温度计液体的效果却不太好。此外，酒精导热系数较低，反应也比水银慢。对于直径为10 mm的玻璃泡，在环境风速为5 m s^{-1}时，玻璃水银温度计的时间常数(达到最终值所需的时间63%)约为1分钟(Strangeways，1999)。

玻璃液体温度计的精度高，稳定性好，但是其主要缺点是需要人工读取，无法实现自动观测。1999中国开始试点自动化气温观测，使用金属温度计测量气温。金属导体的电阻随温度近似线性变化，这使得各种金属可以用作温度传感器，其中铂因为稳定性好最为常用。此外，金属温度计是快响应仪器，可以实现对气温的高频观测，目前采样频率可达每秒一次。为了保持与人工观测一致，在自动观测时代，中国气象局将各气象台站一天中最高的1分钟温度平均值作为日最高气温，最低的1分钟温度平均值定为日最低气温(中国气象局，2020)。

研究发现由于水银温度计的响应时间慢于自动站气温传感器，导致在气温上升阶段(08–15时)，人工观测较自动观测低约0.15 ℃，在气温下降阶段(17–07时)，人工观测则高出约0.1 ℃。日平均气温受到这两种仪器响应时间差异的影响较小(熊安元等，2006；余君等，2007)。自动观测与人工观测气温差值年平均值超出±0.2 ℃的台站主要集中在青海、四川、江西、新疆、湖南、陕西等地。青海省年平均自动观测气温比人工观测气温普遍偏高0.2–0.6 ℃(王颖等，2007)。

因为气温观测对气候变化监测的重要作用，地表气温观测时间序列均一化方面的研究已有很多(严中伟等，2014)。有研究对中国1951年至2001年中国地表气温观测

序列的不均一性进行了检测，成功检测出由于台站搬迁和当地环境变化(如城市化)而导致的不均一性变化，并对最显著的不均一性进行了订正(Li等，2004)。为确保均一化后日最高气温、日最低气温和日平均气温之间的物理关系一致性，进一步使用均一序列多重分析方法对中国气温观测序列进行了均一化(Li等，2015)。发现2003–2005年间从人工观测向自动化观测方式的转变是中国气温观测资料不均一性的最大来源，其次是台站迁移(Cao等，2016)。这些已有对气温观测的均一化方法，可以成功地检测和订正由于迁站和仪器更换造成突变型不均一性。站点逐渐城市化带来的城市热岛效应，放大了夜间气温的增温趋势(Jiang等，2020)，但这种渐变型不均一性幅度很小，很难检测和订正。现有均一化方法无法订正逐渐城市化带来的影响，这可能是中国百年均一化气温的趋势大于原始观测序列的原因(Yan等，2001；Cao等，2013；严中伟等，2014)。

本研究考虑不同时间尺度数据特征及其后续应用需求，以月尺度为界，将日平均温度、日最高温度和日最低温度原始数值分解为月均值及剩余的日值，分别采用针对性的均一化方法对它们加以处理(Zhou等，2018，2021)。月均值均一化通过惩罚最大F检验(PMF)方法对台站逐月序列进行非均一性检测，筛选出均一的逐月序列作为参考序列的初始库。剩余的逐月序列将作为后续均一化处理的对象，称为待检序列。对每一待检序列，以其台站为中心在1°半径范围内搜索出一阶相关系数不低于0.7的10条最相关参考序列，计算其平均序列作为该待检序列的参考序列。随后，对待检序列和参考序列进行回归获取差值序列，并对该差值序列进行PMF断点检测。一旦识别出断点，采用断点前后5年的均值差进行调整，从而获得均一化后的逐月序列。处理完成后，该均一化序列即被纳入参考序列的初始库，以用于下一轮尚未处理的待检序列的参考序列构建。在西部观测站点稀疏地区，如在1°半径范围内未能搜索出满足条件的参考序列，则将以1°步长逐步扩大搜索半径，直到找到至少1条满足条件的参考序列为止，结果是西部一小部分站点，最大半径可达4°。

使用原始台站数据减去每月月值得到的日方差均一化序列，该序列仅包含月尺度以下的高频信号，主要呈现日尺度波动(Zhou等，2021)。采用ERA5日值作为相应站点的参考序列。对中国约2400个站和相应网格ERA5的日值序列进行回归得到差值序列，并对差值序列进行K-S断点检测和断点前后5年的分位数匹配法调整，得到均一化后的逐日序列。最后通过把月气候态和均一化月值序列得到最终的日值序列。

3.3 相对湿度

人工观测阶段，中国主要使用干湿球温度计(干湿表)测量相对湿度。该仪器由两支相同型号的温度计组成，一支测量气温(干球温度计)，另一支包覆湿纱布以测量湿球温度(湿球温度计)。根据热力学原理，在空气未饱和时，湿球表面水分蒸发吸热，使湿球降温；同时，周围空气持续向湿球供热。当蒸发耗热与空气供热达到动态平衡后，湿球温度稳定，并形成较稳定的干湿球温差。据此可建立干湿表方程：

$$e = e(T_w) - A \cdot P \cdot (T - T_w) \tag{1}$$

其中，e为实际水汽压(hPa)，$e(T_w)$(hPa)为湿球温度T_w对应的饱和水汽压，湿球结冰且湿球温度低于0 ℃时，则取冰面的饱和水汽压。A为干湿表系数(℃$^{-1}$)，是一个与湿球温度计周围风速有关的系数。P为本站气压(hPa)。根据干湿球温度计的温度测量和方程式(1)，可计算出实际水汽压，然后根据干球温度计算出饱和水汽压，最后计算相对湿度。

干湿表通常放置在自然通风百叶箱中，一般假定干湿表通风良好。然而，当地表风速较低时，湿球的蒸发冷却不够，露点温度偏高，最终导致计算得到的相对湿度偏高。类似的，湿球水分供应不足也会导致相对湿度被高估。干湿表系数是在仪器出厂时直接给定，而实际的干湿表系数与观测环境的通风情况有关，固定但不一定准确的干湿表系数可能会给相对湿度观测结果带来显著误差。在相对湿度较高的情况下，干湿表能够提供较高的测量精度。然而，在干燥环境中，测量湿球温度变得异常困难，在结冰条件下利用干湿表准确测量相对湿度更是面临巨大挑战(Ingleby等，2013)。

在自动观测时代，中国使用电容式传感器直接测量相对湿度，这种仪器又被称为薄膜电容传感器，其感应元件为一块约5毫米见方薄膜(熊安元等，2006)。在测量过程中，水汽分子被薄膜吸收，从而增加了系统的电容。由于电容的变化与相对湿度成近似的线性关系，这种测量方法的观测精度较高。自然通风百叶箱通风不足的问题不会对电容式传感器产生影响，因为电容式传感器通过吸收空气中的水分来测量相对湿度，与风速无关。

湿度较低时，电容式传感器精度优于干湿表。但吸湿性电容式传感器更容易受空气污染的影响，业务中吸湿性电容式传感器通常与过滤器一起使用，以减少污染的影响(Ingleby等，2013)。电容式湿度传感器的稳定性问题要求更为频繁的检定。中国自动气象观测规范要求地面自动气象站温度传感器检定周期为2年，而湿度传感器检定周期为1年(中国气象局，2020)。湿度计计量性能

要求最大允许误差在相对湿度不大于80%时为±4%，相对湿度大于80%时为±8%。对湖北省38个自动气象站的研究发现，温湿度传感器的检定更换会对相对湿度、水汽压观测记录产生一定跳变，记录的跳变比例达64%，其中，相对湿度平均跳变量为3.4%，最大达8.5%；水汽压平均跳变量为0.74 hPa，最大达1.93 hPa(杨志彪等，2014)。

朱亚妮等(2015)分析了中国2400多个国家站月相对湿度序列，发现68%的台站存在断点，主要原因是人工观测向自动观测的转变、台站搬迁和观测时次的变化等。订正前1960–2017年间中国平均相对湿度呈显著下降趋势，均一化订正后几乎没有长期趋势(朱亚妮等，2015；Li等，2020)。这些均一化研究均使用邻近的均一性台站观测作为参考序列，对待检测序列进行均一性检测和订正。但仪器更换是国家行为，往往在短期内同时执行，仪器检定一般以省级行政单位为主，检定更换也往往带来大范围的不均一性。因此有些台站很难找到均一性的临近参考站，使得无法对所有台站进行有效地检测和订正，均一化结果可能遗漏重要的不均一性。

为了解决这一问题，本研究采用稀疏输入再分析数据作为参考序列对相对湿度观测进行均一性检测和订正(Yin等，2025)。具体而言，选取不直接同化地面湿度观测的20世纪再分析资料版本3(20CRv3)(Slivinski等，2019)作为主要参考序列，利用模式最低层模拟相对湿度(1°×1°)插值到各台站位置，并计算台站湿度距平。为将参考序列延伸至2022年，采用NCEP气候预测系统再分析版本2(CFSR v2)(Saha等，2014)2011–2022年的资料，补充20CRv3无法覆盖的近年时段。这种组合的参考序列涵盖观测全时期，并避免了区域的站点同时进行仪器更换无法找到满足条件的参考序列的问题。这一方法可以很好地订正21世纪初因为仪器更换造成的不均一性，也可以订正2010年以来因为仪器检定更换造成的不均一性，与基于邻近站对比的方法(Li等，2020)可以互相印证。

3.4　风速

从动力学角度来看，风是太阳对地表的不均匀加热和地球自转的科里奥利力(Coriolis force)共同作用的结果。从产生机制上看，风是由于气压分布不均产生的气压梯度力驱动的，风从高压区吹向低压区(Veers等，2019)。世界气象组织要求在地面以上10米高度处测量地表风速。20世纪50年代，中国普遍使用维尔达风压板进行风速观测。维尔达风压板由轻型和重型两种板式测风器组成，当风速变化时压板的张角与风速呈线性关系。该仪器具有操作简便、测风范围大等优点，但也存在明显不足。首先，设备整体较为笨重，两块压板总质量约28 kg，导致启动风速较高且惯性较大；其次，风速较大时压板张角与风速之间不再保持线性对应关系，容易带来较大的测量误差；此外，沿海地区的海风容易腐蚀压板，进而降低观测精度(于治信，1978)。

1967–1970年间，中国逐步将风压板更换为EL型电接风向风速计。自1969年起，风速统计次数也由每日3次调整为4次。仪器与观测制度的变更均可能导致风速出现不均一性，且在高山、高原和山区站点表现得更为明显。其主要原因在于：中国早期使用的风压板按照1010.6 hPa(气温15 ℃)条件下的空气密度，将风压统一换算为风速，全国采用相同指针刻度，并未区分高山与平原站点。然而，高海拔地区空气密度显著低于平原，因而会使高山站风速测量产生系统误差。此外，风压板齿针位置是基于水平气流条件设计的，在山区气象站迎风坡面上，沿坡上升气流中的垂直分量会抬升风压板，当坡度超过10°时，可产生较大测量偏差，且该偏差会随风速增大而进一步加剧(刘小宁，2000)。

EL型电接风向风速计由感应器、指示器和记录器构成。其测量原理是：风杯旋转时带动风速电接簧片发生接触与断开，从而完成电接过程；每完成一次电接，记录器的风速笔尖便会在自记纸相应的风速坐标上留下记录。风速越大，风杯转速越快，单位时间内电接次数也越多。不过，这类仪器的启动风速通常低于1.5 m s^{-1}(孙学金，2009)。后来使用EN型测风数据处理仪与EL型电接风向风速计配套，用以取代EL型电接风向风速计的指示器和记录器，共同构成EN型自动测风仪(江滢等，2008)。2000年以后，自动风速测量使用响应快、启动风速低的EL15型光电子风速计，风杯由高强度碳纤维制成，其启动风速通常小于0.3 m s^{-1}(张玉存和王卫平，2001)。

已有研究利用2000–2010年全国2195个国家站人工观测转为自动观测时期各站2年的资料，对2分钟风向、风速进行对比分析，发现全国人工观测的平均年静风频率为26.3%，自动观测则为10.0%。平均风速越大，年静风频率越低。造成该差异的主要原因是人工观测风速时，采取四舍五入保留整数位的方式，当风速<0.5 m s^{-1}时记录为静风，而自动观测则在风速≤0.2 m s^{-1}时记录为静风(严婧等，2017)。

除观测仪器以外，地表条件的改变可以通过改变地表粗糙度和零平面位移高度，进而改变地表10米处的风速。这使得即使大气上层风速不变，地面气象站测得的10米风速也会因为地表条件的改变而改变。研究发现中国国家级气象站无论是气候基准站、基本气象站还是一般站都经历了严重的城市化(Zhang Z T和Wang K C，2021)。1985年约有90%国家级站点周边的城市化率在

20%以下，但是到了2017年仅有不到40%的台站的城市化率保持在20%以下，大部分气象站点周边呈现显著的城市化倾向。基于北京地区12个站的风速观测对比分析表明，1960–2008年间地表风速下降趋势最大发生在朝阳区，这是北京中央商务区内城市化程度最高的一个站点，城市化对年风速的影响约占区域平均风速下降趋势的五分之一(Li等，2011)；基于河北地区143个气象站的观测资料，发现1975–2014年间城市化和观测环境的变化对年平均风速的趋势有显著影响，导致大约25%的站点的风速明显减慢。尽管背景风速有所降低，但城市化和观测环境变化对观测到的地表风速减慢做出了更大的贡献(刘学锋等，2009)。已有对地表风速均一化的工作仅针对局地地区，比如新疆地区有风速元数据记录的4个台站(辛渝等，2012)，或天津地区的13个台站等(Si等，2018)。对全国地表风速观测的均一化仍然是巨大挑战，特别是针对台站周边逐渐城市化带来的渐变型不均一性。

本研究使用地转风作为参考序列对地表风速观测进行均一化检测和订正。地转风不受地表特征影响，可以对比分析地表特征改变对观测风速的影响。地转风理论是一个较为成熟的理论，国内外也已有不少相关研究尝试计算地转风，但均是小范围应用。虽然地转风可以通过气象站之间的气压差计算得到，但当把本站气象气压订正到海平面气压时会带来较大误差，这一误差与台站间的气压差大小相当，造成台站间气压差的计算结果信噪比较低。因此地转风计算结果不够稳定，限制了该方法的大规模应用。我们通过随机配对位于目标站周围3°半径内的站点，选取任意3个站点组合计算地转风。为了降低单站或多站海平面气压误差的影响，从所有可能的站点组合中计算地转风。为了减少计算量，如果组合的数量超过1000个，则使用随机选择的1000个组合。对计算出的地转风结果的百分位数进行分析，以5百分位数为间隔，从第5百分位数计算到第50百分位数，发现第10百分位数站点组合计算的地转风为最佳估计(Zhang等，2019)。

使用地转风作为参考时间序列，可以对地表风速观测进行均一性检测和订正(Zhang Z T和Wang K C，2023)。对识别到存在不均一性断点的标准化风速进行站点迁站信息(站点海拔高度变化超过10 m或经纬度变化超过0.01°)识别，对存在的断点同样利用分位数匹配方法进行订正，得到均一化的标准化年地表风速。最后对标准化过程进行逆变换，得到均一化年地表风速，之后计算均一化年地表风速与均一化前年地表风速之比。然后将这个比率分别乘以每年均一化前月平均地表风速和日平均地表风速，得到相应均一化后月平均和日平均地表风速(Zhang Z T和Wang K C，2023)。本研究使用的方法可以大规模应用，基于这一方法首次实现了对全球陆面3000多个台站地表风速观测的均一化检测和订正，发布了全球均一化陆表风速数据集(Zhang和Wang，2025)。

基于地转风的风速均一化结果可以与基于城市化影响因子方法的计算结果互相对比(Zhang Z T和Wang K C，2021)，从而验证均一化结果的有效性。利用30 m分辨率的卫星土地覆盖产品估算空气动力学粗糙度长度和零平面位移高度，然后基于莫宁-奥布霍夫(Monin-Obukhov)相似理论计算城市化对地表风速的影响因子。结果表明，1985至2017年间中国地区气象站周围的城市化使观测到的地表风速平均减少了11%。城市化对观测到的地表风速的影响在中国东南部最高为19%，在青藏高原最低为4%。城市化使西北地区观测到的地表风速下降了9%，东北、华北和华南地区则下降了12%(Zhang Z T和Wang K C，2021)。基于计算得到城市化影响因子，可以对观测风速进行订正，订正结果能够与基于地转风的均一化结果互相印证。但基于相似理论的方法依赖高精度城市分类数据，只能延伸至1985年，而基于地转风的方法并不受此影响。

3.5 降水

降水估计的难点在于降水的突发性和空间不连续性。在降水系统尺度上，其空间范围从几百米到1000公里及以上不等(Zhang Y和Wang K C，2021)，但全球大部分时间是没有降水发生的，即大部分降水数据为零，在小时尺度上全球平均降水概率约7.35%(Zhao等，2024)。

人工观测时代，采用雨量计收集降水并人工记录的方式测量降水。中国国家级气象站使用的雨量计包括普通雨量计、虹吸式雨量计、翻斗式雨量计、称重式雨量计等。无论测量原理如何变化，1961年起的人工观测阶段，雨量计外形规格没有变化，即承水口直径20厘米，口径面积为314平方厘米，承水口高度70厘米。当出现降水时，观测员在每日08：00和20：00(北京时间)分别量取前12小时的降水量，夏季使用承水器和量杯测量降水，冬季使用承雪器和台秤测量降水(李林等，2015)。2000年后，自动气象站使用的降水传感器是翻斗式雨量计，目前多为双翻斗雨量计(舒大兴和王志毅，2009)，可以自动记录降水的动态变化。一个翻斗约容纳0.1 mm降水才会翻转记录一次，对轻微降水观测有较大影响。

风吹过雨量计时会在雨量计上方产生向上的湍流，使得降水颗粒不容易被雨量计捕获，造成捕获不足，这是雨量计测量的主要误差源(Duchon和Essenberg，2001；Duchon和Biddle，2010)。由于小雨和降雪的下落速度小，

测量误差相对较大，例如，当风速超过5 m s^{-1}时，无防风设施的雨量计对降雪的低估可能超过50%(Kochendorfer等，2017)。为了提高降雪观测精度，中国气象局2009年开始在有降雪的气象台站布设称重式雨雪量计，至2015年基本布设完成。截至2015年，称重式雨雪量计已经在991个国家级地面站安装运行，实现了所有观测降水的全天候自动化观测(李林等，2015)。称重式雨雪量计的承水口直径20厘米，口径面积314平方厘米，承水口高度120厘米，配备直径105厘米，高123厘米的防风圈。中国的称重式雨雪量计的原型为挪威Geonor公司的T200B型称重降水传感器，分辨率为0.1 mm，每分钟进行自动观测，当降水强度≤10 mm h^{-1}时，测量误差为±0.3 mm h^{-1}；降水强度>10 mm h^{-1}，测量误差为±3%。目前，中国称重式雨雪量计主要运用于观测固态降水，而观测液体降水只是用作备份(缪明榕等，2020)。

人工观测时代，当无降水量时，降水量记录栏空白不填，当降水量小于0.05 mm时，降水量用“微量”表示，降水量为0.05–0.9 mm时，降水量记录为“0.1 mm”。而自动观测中当无降雨或降雨量小于0.1 mm时均用“0”表示(李林等，2015)。翻斗雨量计误差受雨强影响较大，当雨强较大时观测雨量偏大(任芝花等，2003)。人工和自动对比观测表明，中国7成地区人工和自动降水观测差值小于8%，主要分布在中国东部和沿海地区。有3成地区降水百分误差超出8%，主要分布在新疆和青藏高原地区(王颖等，2007)。

世界气象组织开展了多次对比观测实验，以双层八角防风栅栏内置Tretyakov雨量计(DFIR)为参考仪器，开发建立了国际上广泛使用的几种雨量计的误差校正方法(Goodison等，1998；Sevruk等，2009)。在中国，杨大庆等人在大西沟气象观测场，将中国标准雨量计放置在双层八角防风栅栏内，进行了为期两年的比对观测试验，得出中国标准雨量计(无防风圈)的捕获率与风速的关系(Yang等，1991)。

早在1995年就有研究发现中国400多个站年降水量序列存在非均一性的主要原因是台站迁移和雨量器的改变(刘小宁和孙安健，1995)。有研究对中国600多个台站月降水资料进行经验正交分解，提取年代际分量，然后结合标准正态检验方法，对月降水资料进行均一性检验，发现约有4%的台站降水序列存在非均一性。但由于中国现有台站观测网的密度不够，影响了对非均一降水序列的订正精度(江志红等，2008)。对长江三角洲地区36个地面观测站的年、月降水资料序列作均一性检验和订正试验，以探讨中国年、月降水气候观测序列的均一化方法和思路(李庆祥等，2008)。采用标准正态均一性检验方法对中国2415个站年降水序列进行均一性检测，发现存在不连续断点的站点数为114个，占所有检测站点数的4.72%，对其中70个站的逐年、逐月和逐日降水序列进行了订正(王秋香等，2012)，并生产了均一化降水数据集(杨溯和李庆祥，2014)。

这些传统的均一化方法发现仅有少量台站降水观测资料(约4%)存在非均一性，需要进行订正。但风致误差对中国所有地面站的降水观测都有影响，并且在有季节性降雪的台站，出现了传统雨量计向雨雪量计转换的新问题。因此需要对降水观测的风致误差进行订正，其重要性在于台站地表风速在近几十年有明显的变化，它使得风致误差随时间变化。因而风致误差订正不仅影响降水的多年平均值，还影响其长期趋势(叶柏生等，2007；Li等，2023)。

本研究使用世界气象组织推荐的经验公式对降水观测结果进行风致误差校正。该组公式涵盖了有防风圈和无防风圈两种情况(Goodison等，1998；Yang等，1998)。收集效率(CE)和雨量计高度风速(U_h)的计算公式如下：

$$\text{降雨：}\ \mathrm{CE}_{\mathrm{unshielded}} = \mathrm{e}^{\left(4.605-0.062\cdot U_h^{0.58}\right)} \tag{2}$$

$$\text{降雪：}\ \mathrm{CE}_{\mathrm{unshielded}} = \mathrm{e}^{\left(4.606-0.157\cdot U_h^{1.28}\right)} \tag{3}$$

$$\mathrm{CE}_{\mathrm{shielded}} = \mathrm{e}^{\left(4.606-0.036\cdot U_h^{1.75}\right)} \tag{4}$$

其中，$\mathrm{CE}_{\mathrm{shielded}}$和$\mathrm{CE}_{\mathrm{unshielded}}$分别表示有防风圈和无防风圈雨量计的收集效率，即观测到的降水量与真实降水量(DFIR观测值)的比值，取值范围为0–1。U_h表示雨量计承雨口高度处的风速。由于在降雨观测中一直未加装防风圈，因此采用式(2)对1961年以来的全部降雨资料进行了订正。选用式(3)和(4)分别对称重式雨雪量计安装前和安装后的降雪资料进行校正。对雨量计更换前后的降雪资料分别订正，可以更详细地重建实际降雪量，为理解多年降雪趋势提供新的见解(Li等，2023)。为避免强风和吹雪可能造成的过度校正，雨量计高度处的阈值风速设定为6.5 m s^{-1}(Yang等，1998)。当风速超过6.5 m s^{-1}时，式(2)–(4)中的U_h赋值6.5 m s^{-1}。此外，为避免小雨量事件对结果的异常影响，本研究仅对每日大于3 mm的降雨事件和每日大于1 mm的降雪事件进行校正(Yang等，2005)。

4　站点观测网格化

4.1　降水数据网格化方法

与其他连续场变量不同，降水具有时空不连续性，即大部分时间没有降水，当降水发生时，仅持续一段时

间，且仅在一定范围内发生。我们此前的研究发现，ERA5系列再分析产品相较于地面雨量计观测存在明显的系统性偏差，表现为降水频率偏高而强度偏低(Wu等，2024)。具体而言，ERA5往往模拟出过多的小雨日数(即“毛毛雨”现象过多)，对强降水存在低估。但是ERA5降水量的分位数和地基观测有很好的对应关系，这说明可以用基于概率密度函数(PDF)的方法来校正ERA5再分析降水数据。概率密度函数(PDF)匹配法是一种将待校正数据的概率分布调整为参考数据分布的方法，常用于气象模拟值偏差订正和遥感数据校准(潘旸等，2018)。其核心思想是在概率统计上使两个数据集的分布一致，即通过将模拟数据的累积分布函数(CDF)与观测数据的CDF相匹配，来修正模拟数据的系统偏差。

本研究采用“误差场叠加背景场”的融合策略(He等，2020)，以MSWEP(Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation)多源卫星和地基观测融合降水产品(Beck等，2019)为基准，通过PDF匹配方法纠正ERA5-Land降水偏差，构建PDF-ERA5-Land 0.1°降水产品，并进一步利用反距离加权(IDW)实现向台站观测的校正(图2)。具体步骤如下：

(1) 使用MSWEP多源降水融合产品校定ERA5-Land降水的偏差，生成PDF-ERA5-Land 0.1°降水场。MSWEP与ERA5-Land具有相同空间分辨率，因此可直接进行格点对格点的匹配。为建立稳定的PDF映射关系，本研究使用1981–2020年40年的逐月降水资料，在各对应格点上构建MSWEP与ERA5-Land之间的概率分布函数(PDF)关系，并将该映射应用于逐日ERA5-Land降水，以得到初步校正的PDF-ERA5-Land产品。

(2) 构建日尺度误差场进行二次校正。为进一步减少ERA5-Land在日尺度上的降水偏差，采用站点观测构建误差场并进行二次校正。首先将PDF-ERA5-Land网格降水反距离加权插值至各站点，计算插值结果与实测降水的残差，得到站点尺度降水误差场，再将站点误差场插值回0.1°网格，形成连续的误差场。插值有效半径设为200 km，该尺度基于卫星观测所揭示的典型降水系统影响范围(Zhang Y和Wang K C，2023)。最终，将误差场叠加至PDF-ERA5-Land背景降水场，得到融合后的日尺度降水产品。

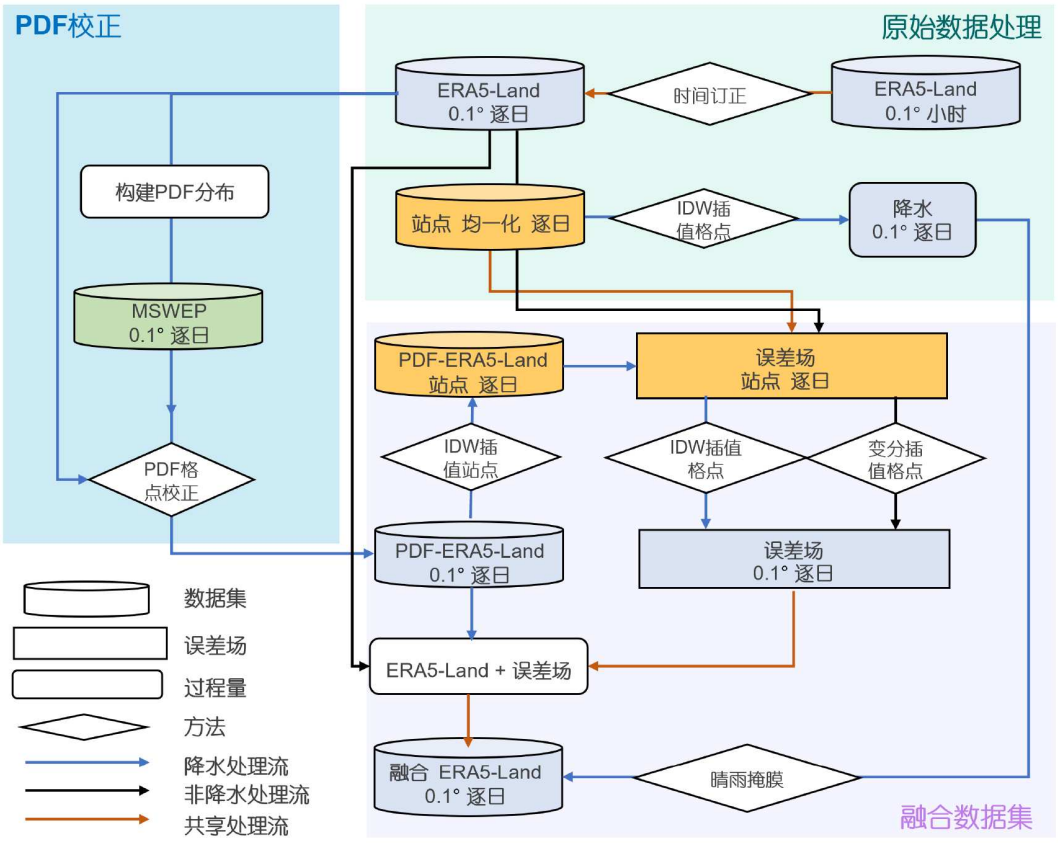


图 2　融合数据处理流程图。利用ERA5-land小时数据和均一化站点数据集，生成1961–2022年中国大陆区域日气象要素数据集。图中蓝色箭头表示降水变量处理流程，黑色箭头表示辐射、温度、湿度和风速处理流程。IDW：反距离加权；PDF：概率密度分布函数

4.2　连续场变量站点的网格化方法

连续场变量的空间插值相对简单。本研究采用二维变分方法，利用均一化站点数据对ERA5-Land连续场变量地表太阳辐射、气温、相对湿度和风速格点数据进行订正。二维变分法是一种基于最优化原理的插值方法，二维最优插值方法被广泛采用来融合站点观测和模式背景场猜测，比如最新的ERA5(Hersbach等，2020)和JRA-3Q(Kosaka等，2024)全球大气再分析对地表变量的分析。二维变分法通过最小化目标函数，综合考虑了数据点的逼近程度和保证插值场的光滑性。可通过引入约束系数λ，有效处理含噪声或低质量数据，锐化边缘，避免过度平滑。二维变分和薄板样条方法在数学上都是基于最优化思想，而前者更适合稀疏站点、需物理一致性的气象和海洋数据。已有研究基于二维变分方法对气溶胶光学厚度、降水、温度等数据进行融合订正(徐祥德等，2003；程兴宏等，2007)。

为了保证物理一致性，ERA5-Land的2 m气温已经考虑地形的影响，它首先基于Monin–Obukhov相似性理论把ERA5模式最低层气温插值到地面以上2 m，在从ERA5网格(0.25°)插值到ERA5-Land网格(0.1°)的过程中进行了海拔高度订正(Muñoz-Sabater等，2021)。为满足均一性的要求，对站点数据进行了逐一排查，包括均一化校正质量和时间完备性，仅对具有至少55年数据的站点进行融合，这保证了趋势估计的完整性，同时避免了由于背景场系统性高估或低估导致融合过程中的数据跳变。

二维变分的具体表达如下：给定时刻，(i,j)处的ERA5-Land再分析资料$r(i,j)$与地面台站观测值$o(i,j)$的偏差$\Delta\tilde{\tau}(i,j)$构成变分订正因子场，描述了有限站点的误差分布情况：

$$\Delta\tilde{\tau}(i,j)=r(i,j)-o(i,j) \tag{5}$$

为了找到全局网格误差场$\Delta\tau(i,j)$，使得$\sum_i\sum_j(\Delta\tau-\Delta\tilde{\tau})^2$达到极小值，构建泛函$J^*$形式如下：

$$J^*=\iint\left\{(\Delta\tau-\Delta\tilde{\tau})^2+\lambda\left[\left(\frac{\partial\Delta\tau}{\partial i}\right)^2+\left(\frac{\partial\Delta\tau}{\partial j}\right)^2\right]\right\}\mathrm{d}x\mathrm{d}y \tag{6}$$

其中λ是约束系数，式(6)可改写成：

$$\partial J^*=\partial\sum\sum\left\{(\Delta\tau-\Delta\tilde{\tau})^2+\lambda\left[\left(\frac{\partial\Delta\tau}{\partial i}\right)^2+\left(\frac{\partial\Delta\tau}{\partial j}\right)^2\right]\right\}=0 \tag{7}$$

对应的Euler方程为

$$\Delta\tau-\Delta\tilde{\tau}-\tilde{\lambda}\left(\frac{\partial^2\Delta\tau}{\partial i^2}+\frac{\partial^2\Delta\tau}{\partial j^2}\right)=0 \tag{8}$$

其中$\tilde{\lambda}$是形变约束系数。通过迭代式(8)得到$\Delta\tau$，最终的融合数据为

$$f_v(i,j)=r(i,j)+\Delta\tau(i,j) \tag{9}$$

f_v表示融合数据场，下标v表示辐射、气温、相对湿度或风速四种不同变量。

4.3　网格化结果的检验

为了对网格化结果进行精度检验，本研究利用没有参与融合的独立站点观测资料进行检验。图3和表1总结了在日时间尺度上的检验结果。ERA5-Land在再现日平均气温、日最低气温和日最高气温方面具有很高的精度，虽然均一化网格数据在决定系数(R^2)、偏差和均方根偏差方面均有提高，但提高有限。ERA5-Land对地表太阳辐射日均值的模拟能力次之，决定系数、均方根误差和偏差的中位数分别为0.70、44.25和4.97 W m^{-2}，均一化网格数据提高到0.90、25.66和−0.12 W m^{-2}。ERA5-Land对降水日值的模拟能力中等，决定系数、均方根误差和偏差的中位数分别为0.44、7.66和0.18 mm day^{-1}，均一化网格产品分别提高到0.64、5.49和0.04 mm day^{-1}。因为相对湿度和风速的局地性很强，地表异质性的影响很大，ERA5-Land对这两个参数的模拟能力最低，决定系数中位数分别为0.29和0.26，均一化网格产品把它们提高到0.44和0.41。均一化网格产品对相对湿度和风速的均方根误差和偏差改善更为明显。在本文结论与讨论部分，通过与现有国内相关产品进行对比，对均一化网格产品在年际、年代际和长期趋势进行了评估。

5　中国均一化网格数据集

5.1　地表太阳辐射

中国地区多年平均地表太阳辐射为183 W m^{-2}，全国多年平均地表太阳辐射总量为5.45×10^{16} MJ。ERA5相对于上一代(ERA-Interim)在空间分辨率和大气模式方面都有明显提升，使得ERA5对云量的模拟精度提高(He等，2021)，减少了对地表太阳辐射的偏差，但在中国地区仍存在明显偏差(7.62 W m^{-2}，图4A和表1)。与以前的研究一致，中国地区1961–2022年间地表太阳辐射有明显的降低趋势，全国平均趋势为每十年−1.17 W m^{-2}。这一趋势在中东部地区最为明显，可能是因为这一地区空气污染的加剧。ERA5忽视了气溶胶的年际变化，所以高估了中国地区1961–2022年间地表太阳辐射的降低趋势。图5显示使用均一化日照时数观测可以有效计算中国地区地表太阳辐射的变化趋势，特别是2012年《大气污染防治行

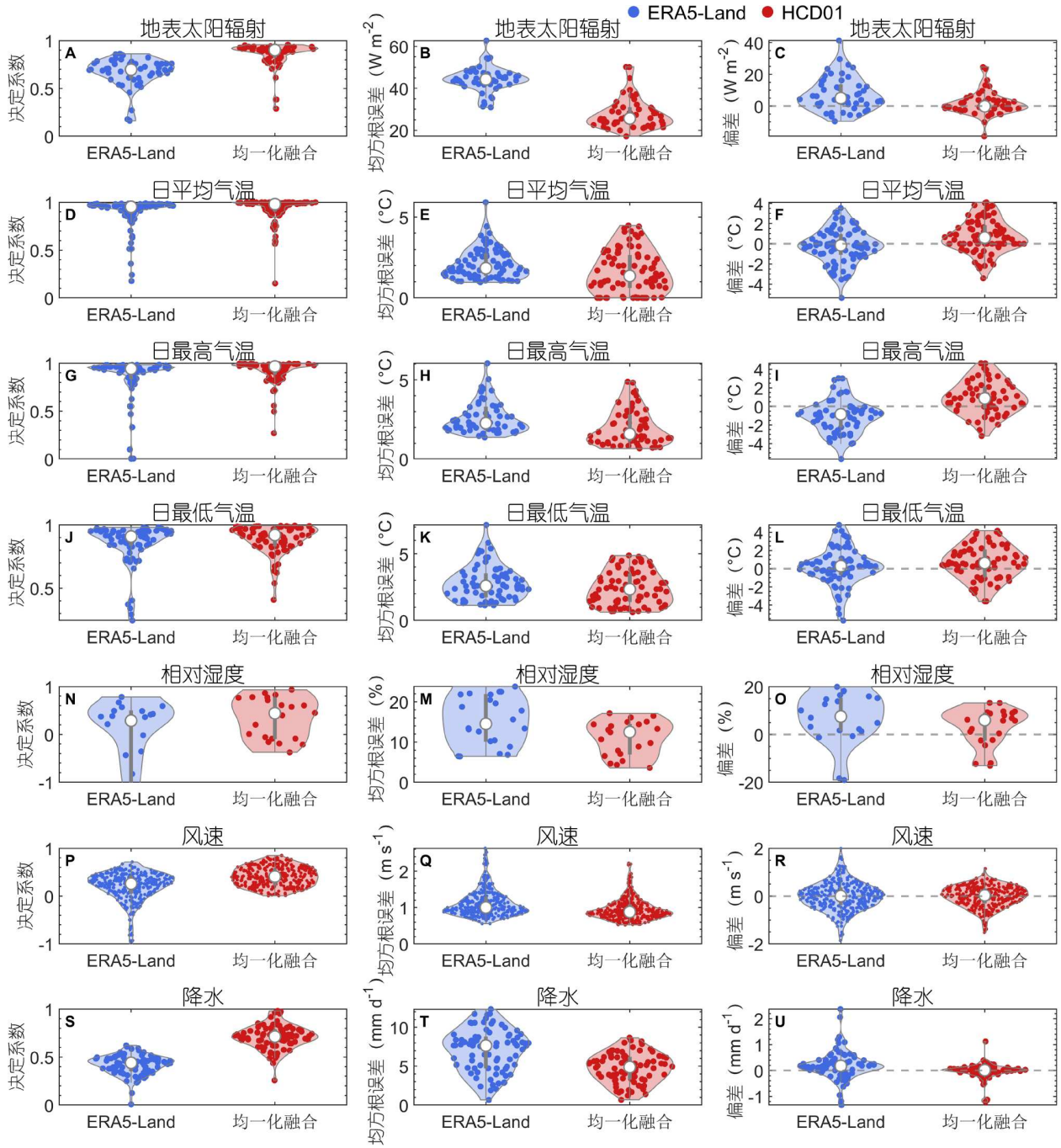


图3 ERA5-Land和HCD01相对于未参加融合的独立台站观测的精度检验结果。这里显示了决定系数(R^2)、均方根误差和偏差的分布图，一个点代表一个站的情况。各变量均使用日值进行评估

动计划》实施以来，地表太阳辐射的变化趋势得到了逆转，这一变化在均一化后的地表太阳辐射中表现得更为明显，尤其是在重污染区域(图5)，这与以前基于地表太阳辐射观测的结果一致(Li等，2018)。

5.2 气温

ERA5-Land日平均气温、日最高气温和日最低气温均低于台站观测，这与很多因素有关，包括ERA5模式误差(Du等，2018)。另外，ERA5-Land的日最高气温和日最低气温从小时数据中筛选，而观测的日最高气温和最低日气温约相当于1分钟的平均，二者在平均时间的差异会对它们的平均值造成差异。

我们此前的研究发现站点周边城市化带来的热岛效应会显著放大日最低气温的增温效应，而对日最高气温

表 1　ERA5-Land和HCD01在日时间尺度上的独立检验结果总结[a)]

变量	HCD01			ERA5-Land		
	决定系数(R^2)	均方根误差(RMSE)	偏差(Bias)	决定系数(R^2)	均方根误差(RMSE)	偏差(Bias)
太阳辐射(W m^{-2})	0.85±0.13	27.93±7.18	1.57±7.35	0.67±0.15	44.25±5.86	7.62±10.43
日平均温度(℃)	0.92±0.13	1.6±1.31	0.73±1.62	0.89±0.16	2.1±0.94	−0.24±1.68
日最高温度(℃)	0.91±0.13	2.02±1.11	0.93±1.76	0.85±0.22	2.61±0.97	−1.07±1.78
日最低温度(℃)	0.89±0.11	2.42±1.25	0.7±1.82	0.85±0.16	2.83±1.27	0.17±2.06
相对湿度(%)	0.35±0.41	11.01±4.25	3.12±7.77	−0.29±1	15.25±5.95	6.83±10.33
风速(m s^{-1})	0.41±0.2	0.95±0.3	−0.01±0.43	0.16±0.46	1.12±0.37	−0.01±0.58
降水(mm day^{-1})	0.64±0.16	5.38±1.97	0.02±0.36	0.43±0.09	7.15±2.59	0.18±0.5

a)分别显示了多个站点的中位数，并给出了不同站点之间的标准差

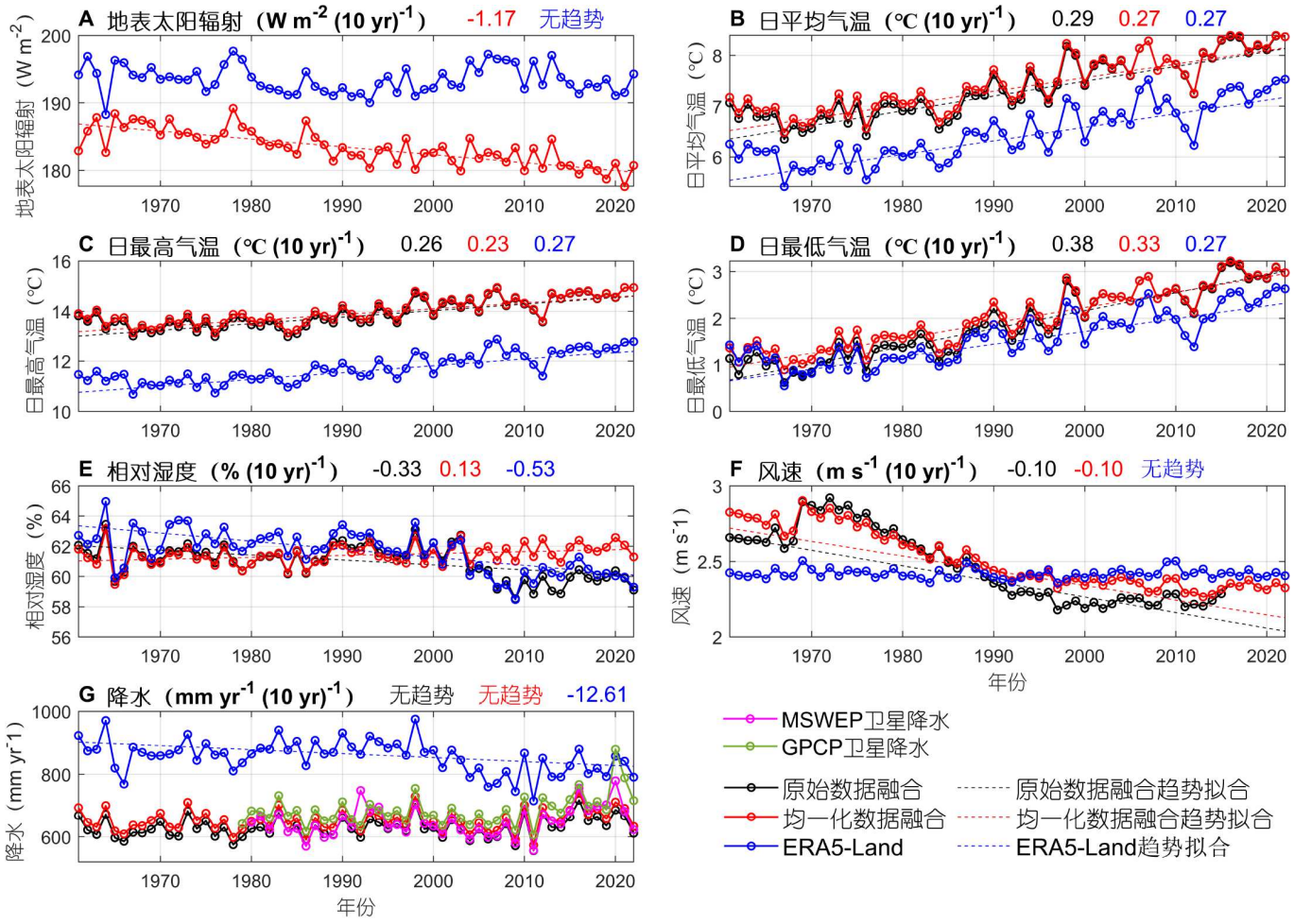


图 4　ERA5-Land、原始数据融合以及均一化数据融合(HCD01)地表太阳辐射、日平均气温、日最高气温、日最低气温、相对湿度、风速和降水中国区域1961–2022年年平均时间序列及其线性趋势，其中(G)降水序列包含卫星观测资料GPCP(Global Precipitation Climatology Project)(Adler等，2018)和MSWEP(Beck等，2019)

的增温趋势影响很小，对日平均气温的影响在二者之间(Jiang等，2020)。图4B–4D均一化前后的趋势差异与此前的研究结果一致，说明均一化至少部分解决了城市化带来的问题。均一化后日最低温和日最高温的增温趋势差异相对于原始数据有所降低，但日最高温的增温趋势仍然低于日最低温，这是因为地表太阳辐射降低(图4A)

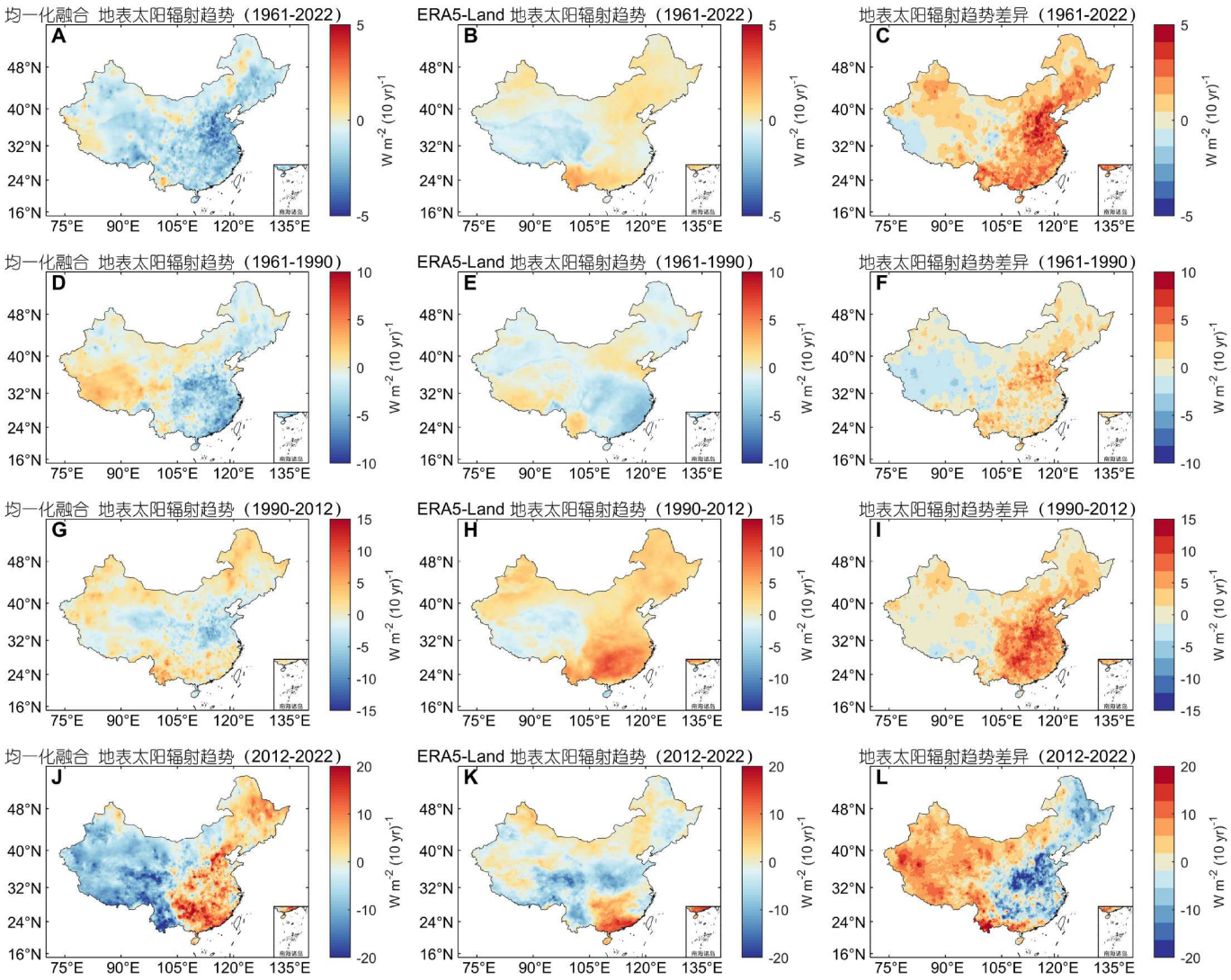


图5 不同时段地表太阳辐射Mann-Kendall趋势空间分布。1961–2022年(A–C)、1961–1990年(D–F)、1990–2012年(G–I)以及2012–2022年(J–L)均一化网格数据、ERA5-Land和两者差异(ERA5-Land–均一化网格数据)。注：中国台湾省无数据

对日最高温有冷却效应(Du等，2017)。从空间分布来看，ERA5-Land的西藏地区存在较为明显的趋势低估，平均温度和最高温度具有相同的趋势格局，最低温度则存在普遍低估(图6)。因为ERA5(ERA5-Land)无法再现地表太阳辐射的降低趋势，因此无法再现日最高温与日最低温增温速率的差异，即ERA5-Land给出了一致但虚假的日平均温度、日最高温和日最低温的增温速率。

5.3 相对湿度

经过均一化处理，中国地面相对湿度序列的长期变化趋势与原始序列相比发生了显著改变，原始观测序列显示，自21世纪初开始全国平均相对湿度出现明显下降，在2003–2007年间急剧降低，到2010年前后略有回升后趋于平稳(图4E)。而均一化消除了21世纪初的突降趋势，修正后的序列表明过去60年相对湿度基本稳定。也就是说，中国地面相对湿度在过去半个多世纪总体上并未发生显著干湿变化(图4E)。

ERA5-Land的相对湿度在2000年以后的突然降低是因为它同化了中国地区约400个站的湿度观测结果。虽然欧洲中尺度天气预报中心在同化前对相对湿度进行了均一化检测和订正(Willett等，2013，2014)，但有研究表明，其均一化数据并没有显著改变21世纪初期由于仪器更换造成的突变(Yin等，2025；Li等，2020)。值得注意的是原始和均一化观测数据均显示，2000年以前中国地表相对湿度保持基本稳定，但ERA5-Land显示明显的降低趋势，这一降低趋势在2000年以后得到延续，图4G显

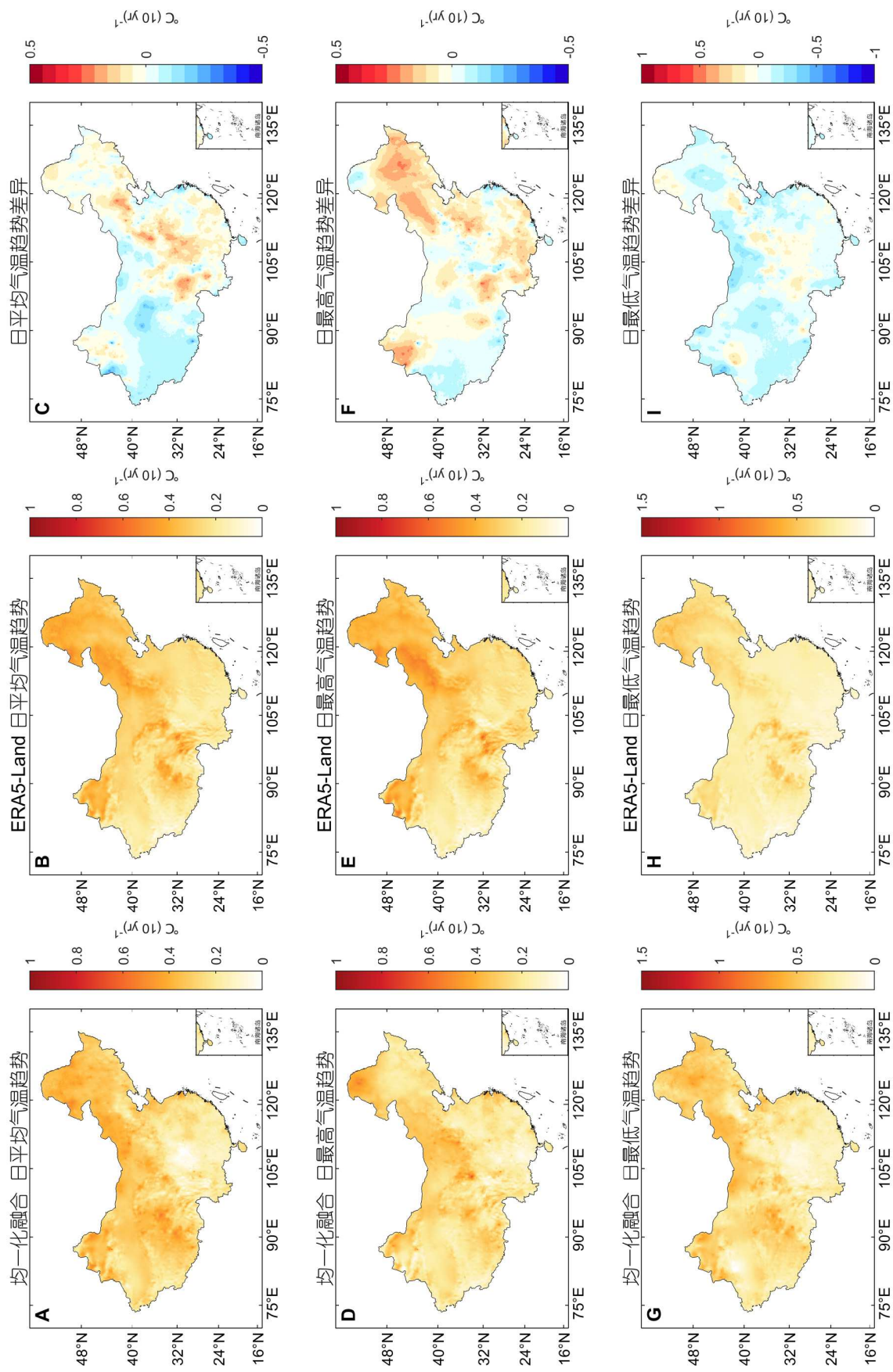


图 6　1961–2022年均一化网格数据(A、D、G)和ERA5-Land(B、E、H)日均气温，日最高气温和日最低气温Mann-Kendall趋势空间分布及两者差异(C、F、I，ERA5-Land–均一化网格数据)。注：中国台湾省无数据

示这可能主要来自ERA5-Land中的虚假降水降低趋势。从空间分布来看，ERA5-Land相对湿度2000年后的低估来自中国北方(图7)，经过站点校正后有明显改善，西藏地区西南部的相对湿度也从降低趋势转变为2000年后的增加趋势。

5.4 风速

图4F显示中国地区地表风速具有明显的年代际变化，但ERA5-Land再分析资料无法再现这一年代际变化，ERA5-Land再分析的年际和年代际变化非常小，在1961–2022年间维持基本不变。在1961–2022年间，均一化前后中国地表风速的趋势基本不变，主要差异在20世纪90年代以后。1961–1991中国大部分区域经历了风速下降过程，这在90年代初发生了恢复甚至逆转，尤其是中国中部和西北部(图8)。20世纪90年代以后，城市化使地表风速降低，均一化后地表风速开始恢复的时间从21世纪初提前到20世纪90年代。但是ERA5-Land再分析基本无法再现地表风速的年代际变化及其趋势(Zhang和Wang，2020)，融合后风速变率相比ERA5-Land再分析数据有显著改进。

20世纪60年代使用维尔达风压板观测风速与此后的风杯风速计有显著差异。本研究使用气压观测计算地转风，把地转风作为参考序列对地表风速观测进行均一化检验和订正。但因为20世纪60年代观测气压数据缺测现象较为严重(无法有效计算得出地转风)，没有地转风的站点使用了PMF方法进行均一化检测。图4显示20世纪60年代的均一化风速有一定改善，但没有彻底改变1960年末的断点。有研究发现2010年以后中国观测地表风速的增加是由于台站迁移造成，2011至2023年间国家级气象站有926个站存在迁站记录，且大部分台站迁站后海拔高度出现了升高的现象。观测风速升高主要出现在存在迁站记录的台站，未发生迁站的1385个国家级气象站的风速则保持基本稳定(张永山等，2025)。图5F表明本文的均一化后2010年后风速保持基本稳定，解决了迁站导致的风速增加现象。

5.5 降水

总体来看，风致误差校正使得降雨量和降雪量均有不同程度的增加。校正前，全国年均降雨量为每年663 mm；校正后，降雨量增加到每年691 mm，即风致误差校正使全国年平均降水提高了28 mm，占总量的4.1%。根据订正后的降水量融合，可以计算得出全国年降水总量为6516 km^3。相对于观测结果，ERA5-Land高估中国区域降水，尤其是2000年以前的高估，最近二十年ERA5-Land开始同化更好的卫星微波传感器的观测结果(Soci等，2024)，年降水量模拟与观测误差减少，图4G显示2005年以后，ERA5-Land降水模拟与观测降水在年际变化上有很好地一致性。因此，2000年以前对降水的明显高估，导致整个研究时段出现虚假的降水降低趋势，这与ERA5全球降水模拟的虚假降低趋势一致(Hersbach等，2020)。然而，模型的物理一致性依旧无法解决整体高估的事实，与站点观测和卫星观测产品存在较大差异(图4G)。融合后改善了降水量的系统高估和趋势的空间分布，并一定程度减缓了1997年后东南部的降水减少趋势，该区域贡献了中国降水虚假降低的大部分(图9)。通过对有限误差场反距离加权和晴雨掩膜进一步减少了虚假降水，并减少了与观测的误差。1961–2022年在气候变暖的背景下(图4B)，中国区域的降水没有显著增减趋势。

我们使用两种多源降水融合产品来检验均一化数据融合在中国区域的年均降水(图4)。全球降水气候计划GPCP月降水数据集融合了卫星微波和红外观测，并使用地基雨量计观测对多源卫星降水产品数据进行偏差订正(Adler等，2018)。多源加权集合降水MSWEP同样融合了卫星微波和红外降水反演，并使用地基雨量计降水观测对卫星降水产品进行偏差订正(Beck等，2019)。MSWEP使用再分析降水日变化信息对卫星降水融合产品进行3小时降水进行订正，并使用全球河流流量观测数据在流域尺度上进行偏差订正，这有效弥补了一些地区地基雨量计缺失带来的问题。但MSWEP在使用地基雨量计观测时，并没有对风致误差做订正，而GPCP与本文一样进行了风致误差订正，这使得MSWEP多年平均降水在中国地区比GPCP低37 mm yr^{-1}。

6 结论与讨论

气象台站气象观测数据为气候变化研究提供了基础数据，也为国内外历次气候变化评估报告提供了科学依据。但仅靠台站观测无法有效地开展气候变化研究，因为这些观测站点太稀疏且分布不均匀，观测资料的开始和结束时间也不一致。另外，观测仪器和观测环境变化导致的气候观测数据的不均一性，对基于台站观测资料的气候变化研究提出了挑战。为了填补不规则数据的缺失，常使用插值方法，但台站分布不均匀会增加插值误差，尤其是在地形复杂或气候多变的区域。大气再分析基于一个固定的数值天气预报系统，通过同化提供给它的观测数据，以符合模式物理的方式对台站观测数据进行插值。大气再分析通过使用尽可能多的信息，对观测到的大气环流进行全面描述，但其地面再分析产品精度相对较低。

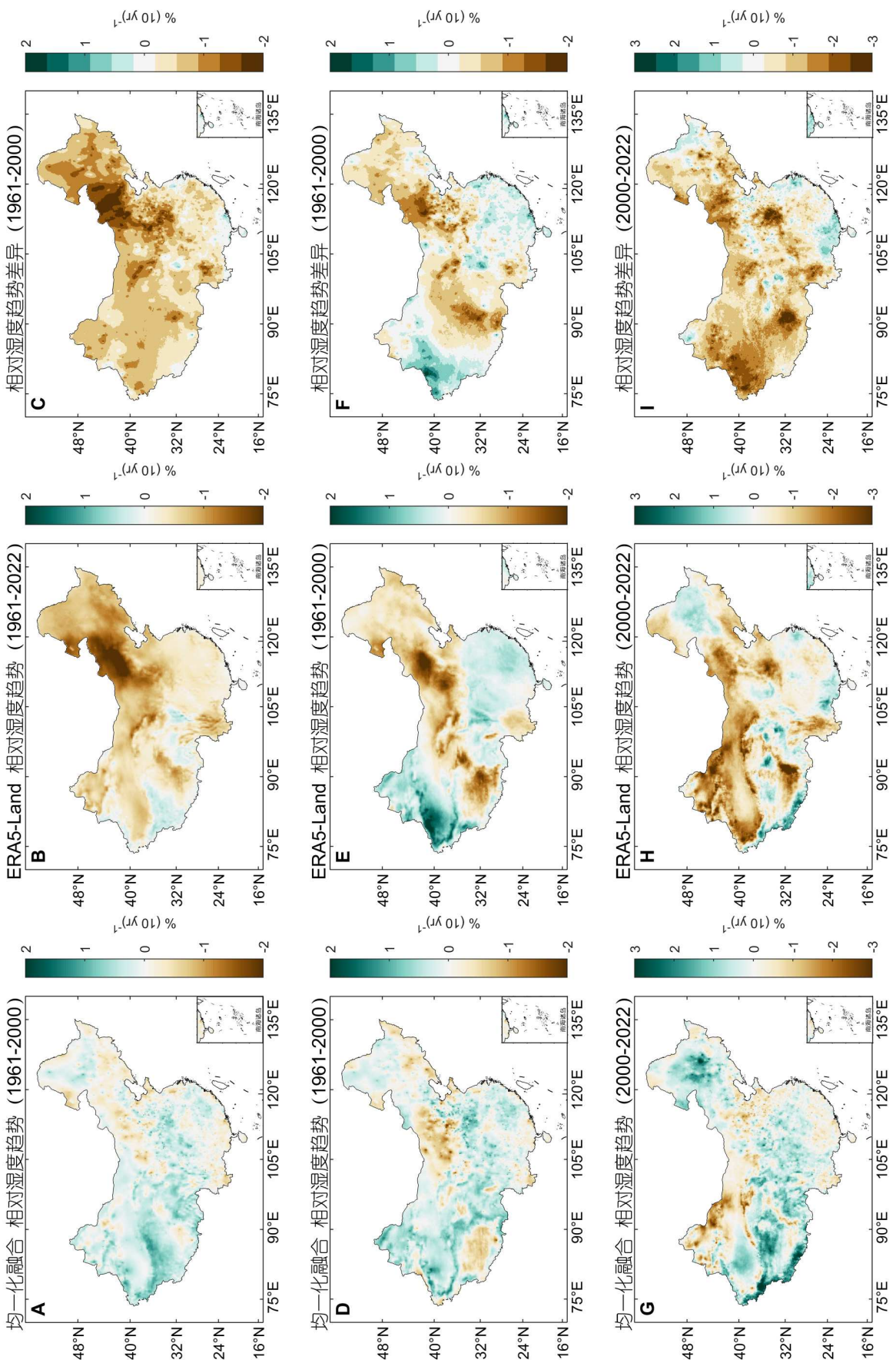


图 7　不同时段相对湿度Mann-Kendall趋势空间分布，1961–2022年(A–C)、1961–2000年(D–F)和2000–2022年(G–I)均一化网格数据、ERA5-Land和两者差异(ERA5-Land–均一化网格数据)。注：中国台湾省无数据

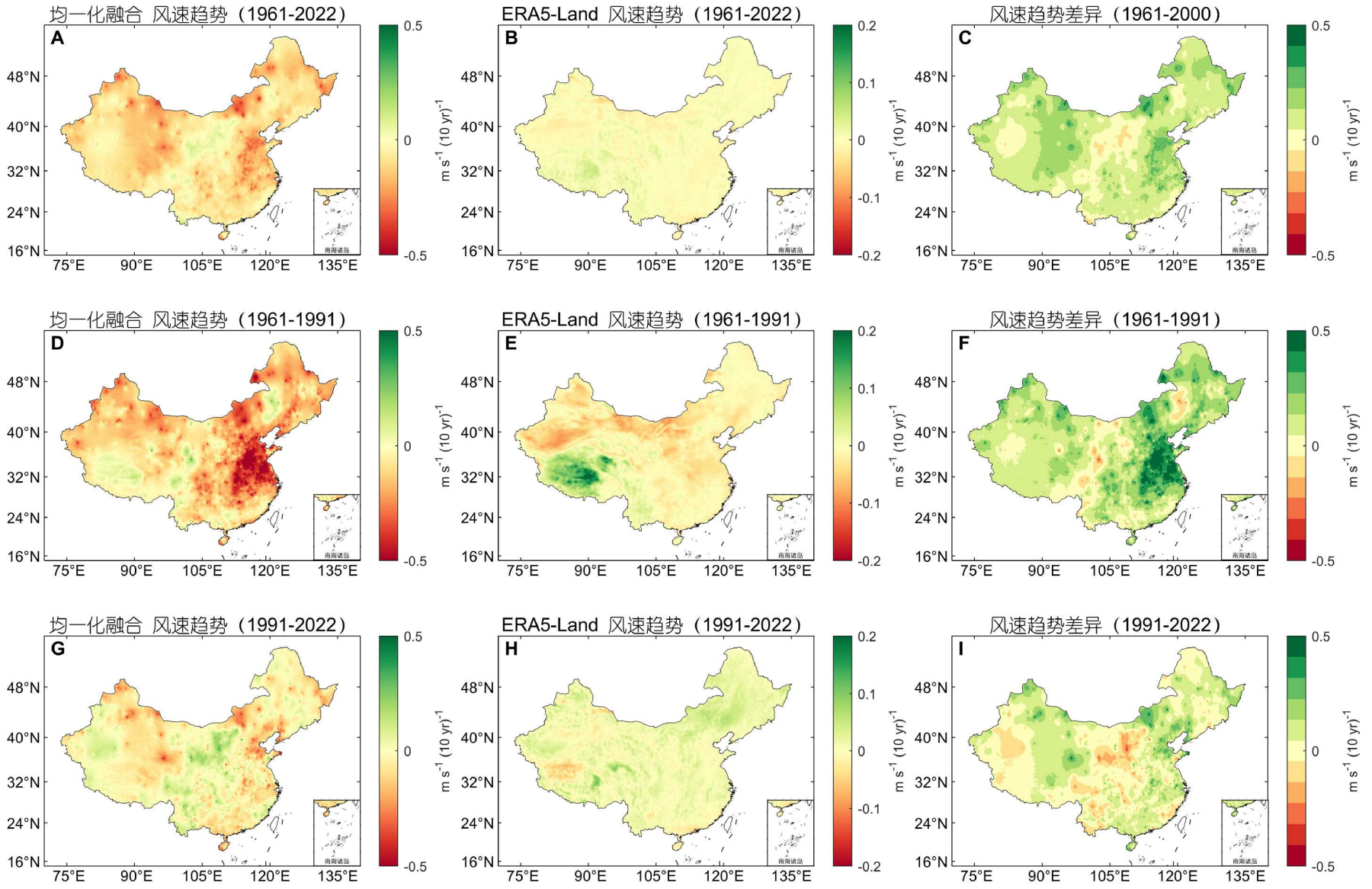


图 8 不同时段风速Mann-Kendall趋势空间分布，1961–2022年(A–C)、1961–1991年(D–F)和1991–2022年(G–I)均一化网格数据、ERA5-Land和两者差异(ERA5-Land–均一化网格数据)。注：中国台湾省无数据

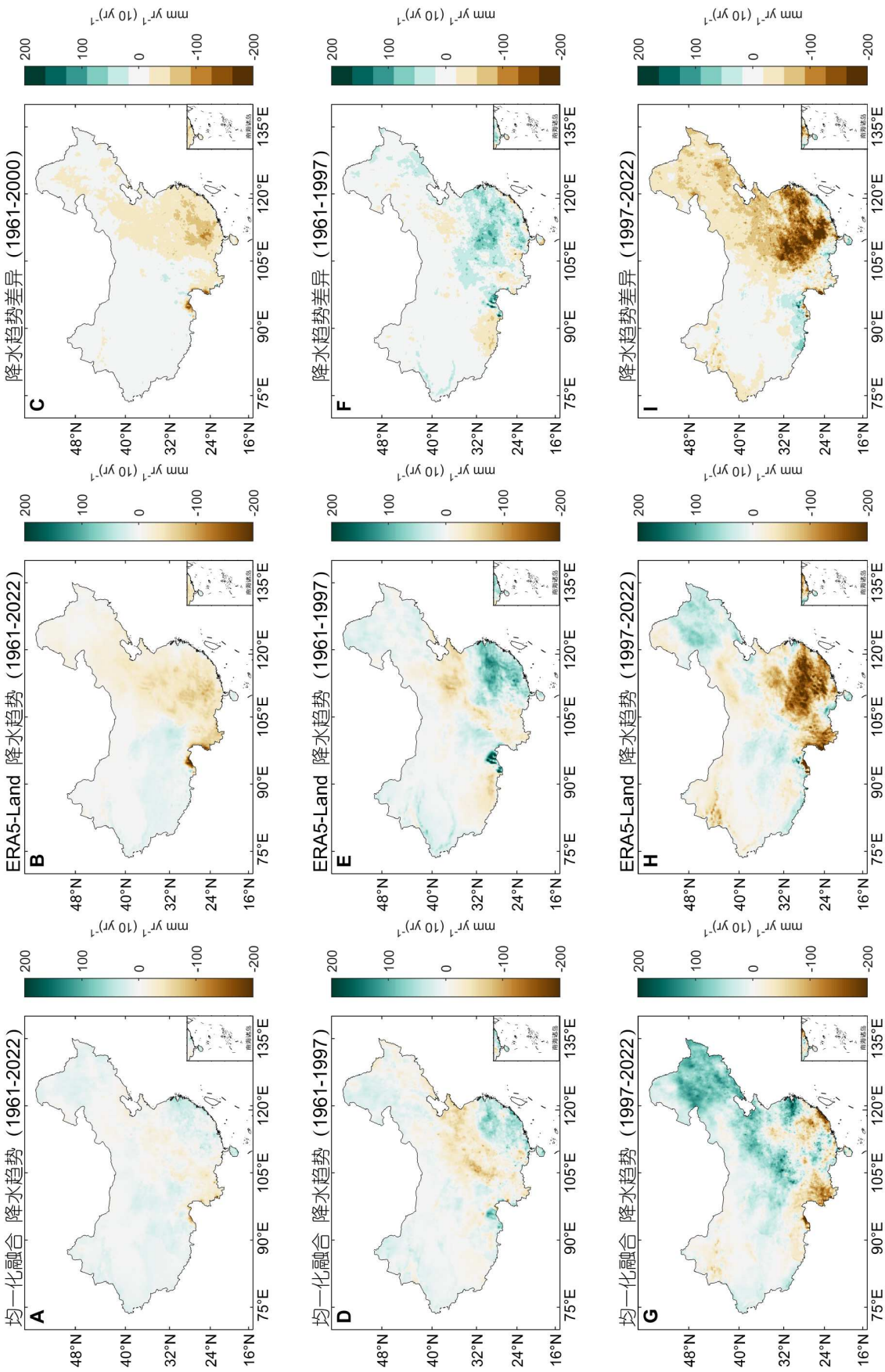


图 9　不同时段降水Mann-Kendall趋势空间分布，1961–2022年(A–C)、1961–1997年(D–F)和1997–2022年(G–I)均一化网格数据、ERA5-Land和两者差异(ERA5-Land–均一化网格数据)。注：中国台湾省无数据

为了降低全球大气再分析陆面分析产品的偏差，有研究尝试利用地面观测数据对其进行偏差订正，这种方法保留了再分析的一致性和连续性。在中国地区，有研究基于2400余个地面气象台站的观测资料，构建了CN05.1(吴佳和高学杰，2013)和CMFD(He等，2020)。CMFD2.0将数据延长至1951年，并以ERA5数据为参考，改进了因多源数据拼接和气象台站迁址而产生的虚假气候突变问题(Shao等，2022)。本文作者已有研究分别对日平均气温、日最高气温、日最低气温、风速、相对湿度、地表太阳辐射和降水等7个变量站点观测序列进行了系统的均一化订正。在此基础上，本文融合了均一化站点数据和ERA5-Land再分析，构建了均一化HCD01，时间段为1961–2022年，数据时间分辨率是日，空间分辨率为0.1°。数据已经公开发布在国家青藏高原科学数据中心(https://doi.org/10.11888/Atmos.tpdc.302712)。

图10比较了这三种网格数据的中国区域年平均时间序列。CMFD2.0和HCD01均使用日照时数计算地表太阳辐射，二者在均值和趋势上类似，而CN05.1则仅提供了日照时数数据，没有进一步计算地表太阳辐射。HCD01与CMFD2.0和CN05.1日平均气温趋势的差异主要是因为本文的均一化方法订正了台站周边城市化带来城市热岛效应对日增温趋势的放大效应。这种效应在日最低温更为明显，所以HCD01和CN05.1在日最低温的增温趋势较大。CMFD2.0因为主要关注为陆面模式提供驱动数据，并没有给出日最高温和日最低气温。CN05.1中国地区平均相对湿度在21世纪有明显降低，这是因为相对湿度观测方式转变造成的。此前有研究对这一问题进行了订正，并发布了1960–2017年的均一化数据集(Li等，2020)，这可能是CMFD2.0解决了这一问题的原因。但CMFD2.0的相对湿度在20世纪60年代和70年代出现了不合理的降低趋势，使得其在整个研究时期的趋势与CN05.1类似。对于风速，HCD01与CMFD2.0有更好的相似性，但CMFD2.0在20世纪70年代末和80年代初有突然的升高，二者在多年平均值上均低于CN05.1；在降水方面，

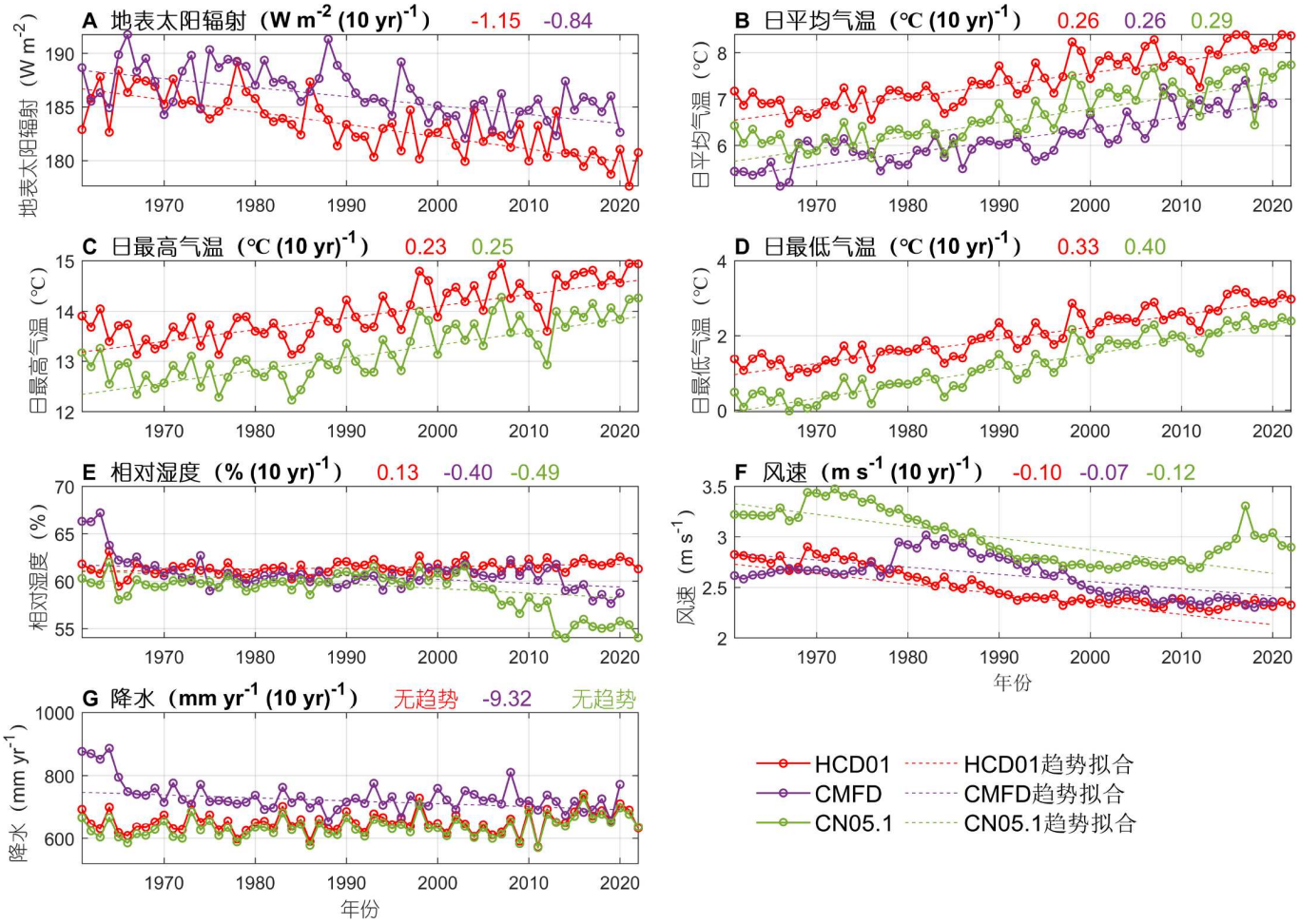


图 10 网格化气候数据集(CN05.1)、中国气象强迫数据集(CMFD)以及本文生产HCD01的地表太阳辐射、日平均气温、日最高气温、日最低气温、相对湿度、风速和降水中国区域年平均时间序列及其线性趋势

HCD01和CN05.1均显示在1961–2022年间没有显著趋势，二者在平均值上的差异来自HCD01做了雨量计风致误差订正，而CN05.1没有。但CMFD2.0中国区域平均降水在1961–2022年间有显著降低的趋势，这可能来自ERA5-Land(图4)。为提供3小时的降水产品，CMFD2.0使用了机器学习方法，尽管提高了时间分辨率，但也使其在长期趋势上出现了偏差。

HCD01较ERA5-Land和原始观测数据在长期趋势上有明显改善。因为没有包含大气气溶胶的年际变率，ERA5-Land无法准确模拟空气污染加重和治理带来的影响，HCD01有显著改善。ERA5-Land无法再现地表太阳辐射的降低趋势，因而无法准确模拟地表太阳辐射降低对日最高温的冷却效应，所以无法准确再现中国地区增温趋势的日不对称性。受同化卫星资料变化的影响，ERA5-Land降水在中国地区有虚假降低的趋势，融合资料得到了有效改善。ERA5-Land地表相对湿度也表现出虚假降低趋势，这与ERA5-Land同化了相对湿度观测数据有关，这是由于相对湿度观测仪器从干湿表向电容式仪器转变造成的，因为当通风不足时干湿表倾向于高估相对湿度，HCD01解决了这一问题。ERA5-Land无法再现地表风速的年代际变化和趋势，原始观测包含了城市化带来的地表风速降低和台站迁移带来的增加，HCD01在这方面有显著改善。

本文构建的HCD01是使用均一化站点数据来订正和融合ERA5-Land背景场的基础上得到的，所使用的均一化方法已经发表，使用的融合方法也是成熟的方法。HCD01降水与国际上成熟的降水产品(Adler等，2018；Beck等，2019)具有较好的一致性。相对于CN05.1(吴佳和高学杰，2013)，HCD01缺少蒸发这一参量，这是因为气象站的蒸发皿蒸发与观测仪器有关(Wang等，2012a)，并不代表真实的蒸发，与ERA5-Land实际蒸散在概念上不一致。相对于CMFD(He等，2020)，本数据集缺少气压。这是因为在常规使用中，我们很少探讨气压的长期变化趋势(与大气整层温度变化密切相关)，气压观测更主要是用于探讨天气形势，比如本文提到的地转风计算。

致谢 感谢北京大学高性能计算平台为本研究提供了必要的计算资源。

数据可用声明 本文生产的中国均一化网格气候数据集(HCD01)已在国家青藏高原科学数据中心公开发布(https://doi.org/10.11888/Atmos.tpdc.302712)。HCD01覆盖中国大陆地区，时间范围为1961年至2022年，空间分辨率为0.1°×0.1°，提供七个核心气象要素的日尺度格点数据，包括：地表太阳总辐射(surface solar radiation downward，单位：W m^{-2})、日最高气温(daily maximum air temperature，单位：℃)、日最低气温(daily minimum air temperature，单位：℃)、日平均气温(daily mean air temperature，单位：℃)、相对湿度(relative humidity，单位：%)、地表风速(wind speed，单位：m s^{-1})、日降水量(total precipitation，单位：mm day^{-1})。该数据集以均一化处理后的全国站点资料为基础，并融合ERA5-Land作为物理背景场，兼顾观测真实性与物理一致性，适用于气候变化检测、模式驱动、农业生态等多领域研究。

参考文献

蔡鸿泽, 王开存. 2022. 基于最新观测和大气再分析估计全球能量平衡. 科学通报, 67: 4263–4280

程兴宏, 徐祥德, 张胜军, 等. 2007. 北京地区热岛非均匀分布特征的卫星遥感-地面观测. 气候与环境研究, 12: 683–692

胡玉峰. 2004. 自动与人工观测数据的差异. 应用气象学报, 15: 719–726

江滢, 罗勇, 赵宗慈. 2008. 近50年我国风向变化特征. 应用气象学报, 19: 666–672

江志红, 黄群, 李庆祥. 2008. 近50年中国降水序列均一性检验与订正研究. 气候与环境研究, 13: 67–74

姜尧志, 唐文君, 阳坤, 等. 2025. 第三极地区高分辨率近地面气象驱动数据研制. 中国科学: 地球科学, 55: 1320–1337

李林, 范雪波, 崔炜, 等. 2015. 称重与人工观测降水量的差异. 应用气象学报, 26: 688–694

李庆祥. 2016. 我国气候资料均一性研究现状与展望. 气象科技进展, 6: 67–74

李庆祥, 江志红, 黄群, 等. 2008. 长江三角洲地区降水资料的均一性检验与订正试验. 应用气象学报, 19: 219–226

李新, 刘丰, 方苗. 2020. 模型与观测的和弦: 地球系统科学中的数据同化. 中国科学: 地球科学, 50: 1185–1194

刘小宁. 2000. 我国40年年平均风速的均一性检验. 应用气象学报, 11: 27–34

刘小宁, 孙安健. 1995. 年降水量序列非均一性检验方法探讨. 气象, 21: 3–6

刘学锋, 江滢, 任国玉, 等. 2009. 河北城市化和观测环境改变对地面风速观测资料序列的影响. 高原气象, 28: 433–439

吕文华, 崇伟, 丁蕾. 2015. 光电式自动日照计性能比对试验与分析. 电子测量与仪器学报, 29: 928–933

莫月琴, 杨云, 梁海河, 等. 2008. 我国气象辐射测量技术现状与发展的调研报告. 仪器仪表学报, 29: 518–522

缪明榕, 王辉, 吴锐涛, 等. 2020. 称重式降水传感器与翻斗雨量传感器测雨性能对比分析. 中国农学通报, 36: 142–147

潘旸, 谷军霞, 宇婧婧, 等. 2018. 中国区域高分辨率多源降水观测产品的融合方法试验. 气象学报, 76: 755–766

任芝花, 王改利, 邹风玲, 等. 2003. 中国降水测量误差的研究. 气象学报, 61: 621–627

舒大兴, 王志毅. 2009. JSP-1型虹吸校正翻斗雨量计研制与特点. 水文, 29: 73–75

孙学金. 2009. 大气探测学. 北京: 气象出版社

王建凯, 陈汝龙, 侯威, 等. 2022. 中国地面气象观测业务的发展历程与展望. 气象科技进展, 12: 10–18

王开存. 2025. 全球大气再分析及其在中国的适用性. 大气科学学报, 48: 529–555

王秋香, 李庆祥, 周昊楠, 等. 2012. 中国降水序列均一性研究及对比分析. 气象, 38: 1390–1398

王颖, 刘小宁, 鞠晓慧. 2007. 自动观测与人工观测差异的初步分析. 应用

气象学报, 18: 849–855
王雨畅, 张国玉, 孙高飞, 等. 2020. 日照计的研究概况与发展趋势. 仪器仪表学报, 41: 1–14
吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比. 地球物理学报, 56: 1102–1111
辛渝, 陈洪武, 李元鹏, 等. 2012. 新疆气象站年均风速均一化订正与基本风压估算初探. 气候与环境研究, 17: 184–196
熊安元, 朱燕君, 任芝花, 等. 2006. 观测仪器和百叶箱的变化对地面气温观测值的影响及其原因分析. 气象学报, 64: 377–384
徐安伦, 李建. 2021. 国家气候观象台建设的发展历程与几点思考. 气象科技进展, 12: 164–170
徐祥德, 周秀骥, 翁永辉, 等. 2003. 星载MODIS资料与地面光度计探测气溶胶变分场. 科学通报, 48: 1680–1685
严婧, 王海军, 程亚平, 等. 2017. 人工与自动观测静风的差异分析与应用. 气象, 43: 232–239
严中伟, 李珍, 夏江江. 2014. 气候序列的均一化——定量评估气候变化的基础. 中国科学: 地球科学, 44: 2101–2111
杨溯, 李庆祥. 2014. 中国降水量序列均一性分析方法及数据集更新完善. 气候变化研究进展, 10: 276–281
杨云, 丁蕾, 权继梅, 等. 2015. 太阳总辐射表校准方法比较. 气象科技, 43: 175–180
杨志彪, 李中华, 何菊. 2014. 自动气象站温湿度传感器更换的影响评估. 应用气象学报, 25: 135–142
叶柏生, 杨大庆, 丁永建, 等. 2007. 中国降水观测误差分析及其修正. 地理学报, 62: 3–13
于治信. 1978. 双压板测风器的技术性能. 气象, 4: 32–34
余君, 胡玉峰, 刘均. 2007. 我国中部地区自动站与人工站气温的差异及原因分析. 气象, 33: 94–99
岳天祥, 赵娜, 刘羽, 等. 2020. 生态环境曲面建模基本定理及其应用. 中国科学: 地球科学, 50: 1083–1105
张纬敏, 陆振和. 1988. 遥测辐射仪研制报告. 气象, 14: 20–23
张纬敏, 陆振和. 1990. 遥测辐射仪器与观测方法介绍. 气象, 16: 53–55
张永山, 赵晓栋, 袁春红, 等. 2025. 气象站迁址对测风数据及其应用效果影响. 应用气象学报, 36: 385–399
张玉存, 王卫平. 2001. 二十世纪末气象仪器的现状与发展. 气象水文海洋仪器, (3): 1–9
中国气象局. 2020. 地面气象自动观测规范(第一版). 北京: 气象出版社. 131
朱亚妮, 曹丽娟, 唐国利, 等. 2015. 中国地面相对湿度非均一性检验及订正. 气候变化研究进展, 11: 379–386
Adler R F, Sapiano M R P, Huffman G J, et al. 2018. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. Atmosphere, 9: 138
Alexandersson H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. J Climatol, 6: 661–675
Balsamo G, Albergel C, Beljaars A, et al. 2015. ERA-Interim/Land: A global land surface reanalysis data set. Hydrol Earth Syst Sci, 19: 389–407
Baumgartner D J, Pötzi W, Freislich H, et al. 2018. A comparison of long-term parallel measurements of sunshine duration obtained with a Campbell-Stokes sunshine recorder and two automated sunshine sensors. Theor Appl Climatol, 133: 263–275
Beck H E, Wood E F, Pan M, et al. 2019. MSWEP V2 global 3-hourly 0.1° precipitation: Methodology and quantitative assessment. Bull Amer Meteorol Soc, 100: 473–500
Blackport R, Sigmond M, Screen J A. 2024. Models and observations agree on fewer and milder midlatitude cold extremes even over recent decades of rapid Arctic warming. Sci Adv, 10: eadp1346
Cao L, Zhao P, Yan Z, et al. 2013. Instrumental temperature series in eastern and central China back to the nineteenth century. J Geophys Res-Atmos, 118: 8197–8207
Cao L, Zhu Y, Tang G, et al. 2016. Climatic warming in China according to a homogenized data set from 2419 stations. Int J Climatol, 36: 4384–4392
Che H Z, Shi G Y, Zhang X Y, et al. 2005. Analysis of 40 years of solar radiation data from China, 1961–2000. Geophys Res Lett, 32: L06803
Chen L, Wang K. 2024. Sampling error of mean and trend of nighttime air temperature at weather stations over China using satellite data as proxy. J Geophys Res-Atmos, 129: e2023JD039914
Chen L, Wang K. 2025. Decreasing representativeness scale of nighttime surface temperature of meteorological stations in China from 2001 to 2021. J Geophys Res-Atmos, 130: e2024JD041969
Cowtan K, Way R G. 2014. Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. Q J R Meteorol Soc, 140: 1935–1944
Dai A, Wang J, Thorne P W, et al. 2011. A new approach to homogenize daily radiosonde humidity data. J Clim, 24: 965–991
Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Q J R Meteorol Soc, 137: 553–597
Du J, Wang K, Wang J, et al. 2017. Contributions of surface solar radiation and precipitation to the spatiotemporal patterns of surface and air warming in China from 1960 to 2003. Atmos Chem Phys, 17: 4931–4944
Du J, Wang K, Wang J, et al. 2018. Diurnal cycle of surface air temperature within China in current reanalyses: Evaluation and diagnostics. J Clim, 31: 4585–4603
Duchon C E, Essenberg G R. 2001. Comparative rainfall observations from pit and aboveground rain gauges with and without wind shields. Water Resour Res, 37: 3253–3263
Duchon C E, Biddle C J. 2010. Undercatch of tipping-bucket gauges in high rain rate events. Adv Geosci, 25: 11–15
Gettelman A, Geer A J, Forbes R M, et al. 2022. The future of Earth system prediction: Advances in model-data fusion. Sci Adv, 8: eabn3488
Goodison B E, Louie P Y T, Yang D. 1998. Final Report: WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. Technical Report. Geneva: World Meteorological Organization
He J, Yang K, Tang W, et al. 2020. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China. Sci Data, 7: 25
He Y, Wang K. 2020. Variability in direct and diffuse solar radiation across China from 1958 to 2017. Geophys Res Lett, 47: e2019GL084570
He Y, Wang K, Zhou C, et al. 2018. A Revisit of global dimming and brightening based on the sunshine duration. Geophys Res Lett, 45: 4281–4289
He Y, Wang K, Feng F. 2021. Improvement of ERA5 over ERA-interim in simulating surface incident solar radiation throughout China. J Clim, 34: 3853–3867
He Y, Wang K, Yang K, et al. 2025. Homogenized daily sunshine duration over China from 1961 to 2022. Earth Syst Sci Data, 17: 1595–1611
Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis. Q J R Meteorol Soc, 146: 1999–2049
Ingleby B, Moore D, Sloan C, et al. 2013. Evolution and accuracy of surface humidity reports. J Atmos Ocean Tech, 30: 2025–2043
IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., eds. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press
IPCC. 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. In: Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, et al., eds. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press
Jiang S, Wang K, Mao Y. 2020. Rapid local urbanization around most meteorological stations explains the observed daily asymmetric warming rates across China from 1985 to 2017. J Clim, 33: 9045–9061

Kaiser D P, Qian Y. 2002. Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954–1998: Indication of increased haze pollution? Geophys Res Lett, 29: 2042
Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 77: 437–471
Karl T R, Arguez A, Huang B Y, et al. 2015. Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. Science, 348: 1469–1472
Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. J Meteorol Soc Jpn, 93: 5–48
Kochendorfer J, Rasmussen R, Wolff M, et al. 2017. The quantification and correction of wind-induced precipitation measurement errors. Hydrol Earth Syst Sci, 21: 1973–1989
Kosaka Y, Kobayashi S, Harada Y, et al. 2024. The JRA-3Q reanalysis. J Meteorol Soc Jpn, 102: 49–109
Li J, Jiang Y, Xia X, et al. 2018. Increase of surface solar irradiance across East China related to changes in aerosol properties during the past decade. Environ Res Lett, 13: 034006
Li Q, Liu X, Zhang H, et al. 2004. Detecting and adjusting temporal inhomogeneity in Chinese mean surface air temperature data. Adv Atmos Sci, 21: 260–268
Li X, Liu F, Ma C, et al. 2024. Land data assimilation: Harmonizing theory and data in land surface process studies. Rev Geophys, 62: e2022RG000801
Li Y, Wang K C, Wu G C, et al. 2023. Effects of wind-induced error on the climatology and trends of observed precipitation in China from 1960 to 2018. J Hydrometeorol, 24: 1055–1067
Li Z, Yan Z, Tu K, et al. 2011. Changes in wind speed and extremes in Beijing during 1960–2008 based on homogenized observations. Adv Atmos Sci, 28: 408–420
Li Z, Yan Z, Wu H. 2015. Updated homogenized Chinese temperature series with physical consistency. Atmos Ocean Sci Lett, 8: 17–22
Li Z, Yan Z, Zhu Y, et al. 2020. Homogenized daily relative humidity series in China during 1960–2017. Adv Atmos Sci, 37: 318–327
Menne M J, Williams Jr C N. 2005. Detection of undocumented changepoints using multiple test statistics and composite reference series. J Clim, 18: 4271–4286
Muñoz-Sabater J, Dutra E, Agustí-Panareda A, et al. 2021. ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. Earth Syst Sci Data, 13: 4349–4383
Reichle R H, Koster R D, De Lannoy G J M, et al. 2011. Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. J Clim, 24: 6322–6338
Rienecker M M, Suarez M J, Gelaro R, et al. 2011. MERRA: NASA's Modern-Era retrospective analysis for research and applications. J Clim, 24: 3624–3648
Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. Bull Amer Meteorol Soc, 91: 1015–1058
Saha S, Moorthi S, Wu X, et al. 2014. The NCEP climate forecast system version 2. J Clim, 27: 2185–2208
Sevruk B, Ondrás M, Chvíla B. 2009. The WMO precipitation measurement intercomparisons. Atmos Res, 92: 376–380
Shao C, Yang K, Tang W, et al. 2022. Convolutional neural network-based homogenization for constructing a long-term global surface solar radiation dataset. Renew Sustain Energy Rev, 169: 112952
Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. J Clim, 19: 3088–3111
Si P, Luo C, Liang D. 2018. Homogenization of Tianjin monthly near-surface wind speed using RHtestsV4 for 1951–2014. Theor Appl Climatol, 132: 1303–1320
Slivinski L C, Compo G P, Whitaker J S, et al. 2019. Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. Q J R Meteorol Soc, 145: 2876–2908
Soci C, Hersbach H, Simmons A, et al. 2024. The ERA5 global reanalysis from 1940 to 2022. Q J R Meteorol Soc, 150: 4014–4048
Strangeways I. 1999. Back to basics: The 'met. enclosure': Part 4—Temperature. Weather, 54: 262–269
Szentimrey T. 1999. Multiple analysis of series for homogenization (MASH). In: Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data. Budapest: Hungarian Meteorological Service. 27–46
Tang W J, Yang K, Qin J, et al. 2011. Solar radiation trend across China in recent decades: A revisit with quality-controlled data. Atmos Chem Phys, 11: 393–406
Veers P, Dykes K, Lantz E, et al. 2019. Grand challenges in the science of wind energy. Science, 366: 443
Wang K. 2014. Measurement biases explain discrepancies between the observed and simulated decadal variability of surface incident solar radiation. Sci Rep, 4: 6144
Wang K, Dickinson R E, Liang S. 2012a. Global atmospheric evaporative demand over land from 1973 to 2008. J Clim, 25: 8353–8361
Wang K, Dickinson R E, Wild M, et al. 2012b. Atmospheric impacts on climatic variability of surface incident solar radiation. Atmos Chem Phys, 12: 9581–9592
Wang K, Ma Q, Li Z, et al. 2015. Decadal variability of surface incident solar radiation over China: Observations, satellite retrievals, and reanalyses. J Geophys Res-Atmos, 120: 6500–6514
Wang X L, Wen Q H, Wu Y. 2007. Penalized maximal *t* test for detecting undocumented mean change in climate data series. J Appl Meteorol Climatol, 46: 916–931
Wang X L, Chen H F, Wu Y H, et al. 2010. New techniques for the detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series. J Appl Meteorol Climatol, 49: 2416–2436
Wang Y, Zhang G, Sun G, et al. 2021. A review on sunshine recorders: Evolution of operation principle and construction. Measurement, 186: 110138
Willett K M, Williams Jr C N, Dunn R J H, et al. 2013. HadISDH: An updateable land surface specific humidity product for climate monitoring. Clim Past, 9: 657–677
Willett K M, Dunn R J H, Thorne P W, et al. 2014. HadISDH land surface multi-variable humidity and temperature record for climate monitoring. Clim Past, 10: 1983–2006
WMO. 2014. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Technical Report. World Meteorological Organization
Wu G, Lv P, Mao Y, et al. 2024. ERA5 precipitation over China: Better relative hourly and daily distribution than absolute values. J Clim, 37: 1581–1596
Yan Z, Yang C, Jones P. 2001. Influence of inhomogeneity on the estimation of mean and extreme temperature trends in Beijing and Shanghai. Adv Atmos Sci, 18: 309–322
Yang D, Goodison B E, Metcalfe J R, et al. 1998. Accuracy of NWS 8" standard nonrecording precipitation gauge: Results and application of WMO intercomparison. J Atmos Ocean Technol, 15: 54–68
Yang D, Kane D, Zhang Z, et al. 2005. Bias corrections of long-term (1973–2004) daily precipitation data over the northern regions. Geophys Res Lett, 32: 2005GL024057
Yang D Q, Shi Y F, Kang E S, et al. 1991. Results of solid precipitation measurement intercomparison in the alpine area of Urumqi River Basin. Chin Sci Bull, 36: 1105–1108
Yang K, Koike T, Ye B. 2006. Improving estimation of hourly, daily, and monthly solar radiation by importing global data sets. Agric For Meteorol, 137: 43–55
Yang S, Wang X L, Wild M. 2018. Homogenization and trend analysis of the

1958–2016 *in situ* surface solar radiation records in China. J Clim, 31: 4529–4541
Yin C, Wang K, Li R, et al. 2025. Homogenization of the observed surface relative humidity from 1959 to 2020 in China. J Geophys Res-Atmos, 130: e2024JD042644
Zhang Y, Wang K C. 2021. Global precipitation system size. Environ Res Lett, 16: 054005
Zhang Y, Wang K C. 2023. Mapping the representativeness of precipitation measurements in Chinese mainland. Environ Res Lett, 18: 024019
Zhang Z, Wang K, Chen D, et al. 2019. Increase in surface friction dominates the observed surface wind speed decline during 1973–2014 in the northern hemisphere lands. J Clim, 32: 7421–7435
Zhang Z, Wang K. 2020. Stilling and recovery of the surface wind speed based on observation, reanalysis, and geostrophic wind theory over China from 1960 to 2017. J Clim, 33: 3989–4008
Zhang Z T, Wang K C. 2021. Quantifying and adjusting the impact of urbanization on the observed surface wind speed over China from 1985 to 2017. Fundamental Res, 1: 785–791
Zhang Z T, Wang K C. 2023. Homogenization of observed surface wind speed based on geostrophic wind theory over China from 1970 to 2017. J Clim, 36: 3667–3679
Zhang Z T, Wang K C. 2025. Homogenization of surface wind speed over global land from 1973 to 2022. J Geophys Res-Atmos, 130: e2024JD042939
Zhao R, Wang K, Xu X. 2024. Global precipitation from FY-3 polar orbit satellites. Sci Bull, 69: 2688–2692
Zhou C, He Y, Wang K. 2018. On the suitability of current atmospheric reanalyses for regional warming studies over China. Atmos Chem Phys, 18: 8113–8136
Zhou C, Wang J H, Dai A G, et al. 2021. A new approach to homogenize global subdaily radiosonde temperature data from 1958 to 2018. J Clim, 34: 1163–1183

（责任编委：黄建平）