

末次盛冰期以来中国区域气候降尺度模拟研究

曹乃欣^{1,2}, 宁亮^{1*}, 刘健¹, 刘征宇³, 严蜜¹, 孙炜毅¹, 蒋美玲¹, 况雪源⁴, 鹿化煜⁵, 陈可凡¹, 覃燕敏¹, 温琴¹, 邢芳森¹

1. 气候系统预测与变化应对全国重点实验室/虚拟地理环境教育部重点实验室/江苏省地理环境演化与区域应对国家重点实验室培育建设点/江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京师范大学地理科学学院, 南京 210023
 2. 新疆大学地理与遥感科学学院, 新疆绿洲生态自治区重点实验室, 乌鲁木齐 830046
 3. Department of Geography, The Ohio State University, Columbus 43210, USA
 4. 南京大学大气科学学院, 南京 210023
 5. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023
- * 通讯作者, Email: ningliangnnu@njnu.edu.cn

2025-11-10收稿, 2026-04-08修回, 2026-05-19接受, 2026-07-15网络版发表

国家重点研发计划项目(2023YFF0804700)、国家自然科学基金项目(42130604、42575050、42475051、42575051)和江苏省研究生科研与实践创新计划项目(KYCX25_1978)资助

摘要 本研究利用最新的耦合氧同位素的过去21000年瞬变模拟试验(iTraCE)结果作为侧边界条件, 嵌套RegCM区域气候模式, 对末次盛冰期以来中国区域千年尺度气候变化进行了高分辨率模拟。在观测时段, RegCM模式能有效提升模拟结果的空间分辨率, 更好地刻画温度和降水的时空分布特征; 但在变化幅度的准确还原上, iTraCE仍具优势。末次盛冰期以来不同时段的气温和降水变化结果对比显示, iTraCE和RegCM模拟结果均能再现出重建记录中的末次盛冰期偏冷、全新世暖湿的气候特征, 而且降尺度模拟结果能更清晰地刻画温度与降水的演变特征。通过对比中国北方(NC)、南方(SC)、青藏高原(TP)和西北(NW)四个地区重建记录与模拟结果, 探讨了季节温度变化趋势对重建记录与模拟结果之间全新世年平均温度变化趋势差异的贡献。在中国北方、青藏高原和西北地区, 发现模拟的全新世中期夏季温度高于全新世末期, 但全新世中期的冬季温度低于全新世末期, 且冬季温度变化幅度更大; 而在中国南方地区, 模拟全新世中期的夏季和冬季温度低于全新世末期, 导致模拟的年平均温度与重建的年平均温度的变化趋势存在差异。在全新世中期与近现代的夏季温度变化对比中, 青藏高原东南部的重建记录与RegCM模拟结果较为一致。这表明了RegCM模式能更准确地刻画地形对温度的影响。

关键词 末次盛冰期, 古气候模拟, 动力降尺度, 区域气候

1 引言

约两万年前的末次盛冰期(Last Glacial Maximum, LGM)是地质历史上距今最近的冰期, 大量古气候重建资料表明, LGM以来全球气候经历了多个冷干-暖湿阶段的交替(Huang等, 2023; Lu等, 2024a), 例如14 ka B.P.时期的Bølling-Allerød(BA暖期)、12 ka B.P.时期的Younger Dryas(YD冷期)(蒋庆丰等, 2019; He等, 2021a)以及一

系列千年到百年的气候突变事件, 例如8.2 ka B.P.事件和4.2 ka B.P.事件(何鹏等, 2019; Ning等, 2019; Yan和Liu, 2019; Weiss, 2022)。在这些时段中, 全球气候系统呈现出不稳定性, 且不同区域的气候变化特征存在显著差异(丁仲礼等, 1998; 王绍武等, 2012; Zhao等, 2009; 蒋庆丰等, 2019)。例如, 与LGM时段相比, 全新世时段的气候系统相对稳定(Steinhilber等, 2009), 但是全新世中期(Mid-Holocene, MH)相对工业革命前时期

中文引用格式: 曹乃欣, 宁亮, 刘健, 刘征宇, 严蜜, 孙炜毅, 蒋美玲, 况雪源, 鹿化煜, 陈可凡, 覃燕敏, 温琴, 邢芳森. 2026. 末次盛冰期以来中国区域气候降尺度模拟研究. 中国科学: 地球科学, 56(8): 3178–3192, doi: [10.1360/SSTe-2025-0391](https://doi.org/10.1360/SSTe-2025-0391)

英文引用格式: Cao N, Ning L, Liu J, Liu Z, Yan M, Sun W, Jiang M, Kuang X, Lu H, Chen K, Qin Y, Wen Q, Xing F. 2026. Regional climate downscaling simulations for China since the Last Glacial Maximum. Science China Earth Sciences, 69(8): 3130–3144, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1962-7>

(Pre-industrial Period, PI)的气候变化,重建数据和模拟结果存在较大差异。重建数据表明北半球中纬度地区的MH温度高于PI,而模拟结果则表明MH温度低于PI,这一争议被称为“全新世温度谜题”(Bader等, 2020; Kaufman和Broadman, 2023; Liu等, 2025)。主导末次盛冰期以来气候演化的主要因素包括轨道参数变化、冰盖、海陆分布、植被变化、温室气体等外强迫及气候系统内部变率(Braconnot等, 2007; McGee等, 2014; Huang等, 2023; Zheng等, 2023), 这些因素在不同时段的气候变化中的作用有所不同。因此,定量揭示LGM以来不同时段的气候特征及主导因素成为古气候研究领域关注的一个重点问题。

代用记录重建和数值模式模拟是研究LGM以来气候变化的两个主要手段。但两种方法又存在各自的不足,例如代用记录存在分辨率低、局地性强等问题(Wang等, 2023),模式结果的内部变率位相与实际位相不对应等问题(Ning等, 2025a)。近年来,结合重建记录和模拟结果的对比集成同化研究,提供了更高时空分辨率、更精准的古气候演变特征(石正国等, 2020; Leys等, 2016; 万凌峰等, 2020)。针对LGM以来的气候变化,古气候模拟比较计划(Paleoclimate Modeling Intercomparison Project, PMIP)中存在多个模式的特征时段平衡态试验,但这些试验无法呈现LGM以来气候的连续变化(刘艳等, 2008; Braconnot等, 2012; Zanchettin等, 2013; 邱雅惠等, 2019)。因此,地球轨道参数、冰盖、温室气体的变化等驱动地球系统模式进行的LGM以来气候瞬变试验(TraCE和iTraCE试验),为与重建记录深入对比并进一步厘清LGM以来的气候变化提供了新的机会(Liu等, 2009; He等, 2021a, 2021b, 2021c; Lu等, 2024a, 2024b; Ning等, 2025b)。

在LGM以来气候演化过程的不同方面中,中国区域气候受东亚季风、西风带等气候系统和青藏高原高海拔地形的影响,变化过程十分复杂(Jiang等, 2020; Cheng等, 2021),因此揭示中国区域气候的演化规律及成因机制成为LGM以来气候研究方向的一个热点问题(况雪源等, 2021)。前人基于TraCE和iTraCE试验,探究了LGM以来外强迫因素和内部变率对中国区域气候变化的影响(孙炜毅等, 2020; He等, 2021a; Lu等, 2024a)。但地球系统模式较粗的分辨率及代用记录的局地性(王菁菁等, 2019),无法满足对区域气候的精细认知需求。因此通过区域气候模式进行动力降尺度模拟成为改善此问题的有效途径(Lu等, 2024a)。此外,受研究时段长度的限制,对于全新世之外的时期,兼顾时间分辨率和空间分辨率的古气候代用记录相对较少(Wang等, 2023;

Herzschuh等, 2023; Kaufman和Broadman, 2023),亟待需要采用高分辨率区域尺度的模拟数据,来探明中国区域古气候变化的特征及机制,并进一步调和不同时段重建记录和模拟结果的差异(Marcott等, 2013; Zhang等, 2022)。因此,本研究基于最新版的iTraCE试验,对LGM以来中国区域气候变化进行动力降尺度模拟,作为前一版中国区域气候降尺度结果(况雪源等, 2021)的更新,并进一步分析不同特征时段中国区域气候变化的时空特征与成因机理,并为中国区域气候未来变化预估提供重要依据。

2 模式及试验设计

2.1 试验设计

本文的动力降尺度模拟利用耦合氧同位素的过去21000年瞬变模拟(isotope-enabled Transient Climate Experiment of the last 21000 yr, iTraCE)数据嵌套区域气候模式Regional Climate Model version进行。iTraCE试验的强迫因子包含了温室气体浓度(如CO₂、CH₄)的变化、日地轨道参数引起的太阳辐射变化、冰盖和地形的动态变化以及北大西洋淡水通量的扰动(He等, 2021a; Ning等, 2025b)。模式的水平分辨率为大气部分1.9°×2.5°,海洋部分约为1°,垂直方向分为30层,输出时间间隔为每月数据。用于驱动区域气候模式的侧边界嵌套场为逐月变化数据,包括U(纬向风速)、V(经向风速)、Z3(位势高度)、Q(比湿)、T(温度)、PS(表面气压)、SST(表面海温)共7个变量。参考前一版试验设计(况雪源等, 2021),动力降尺度试验的每千年积分时间长度设置为30年,使用30年结果平均来代表该千年的气候特征。

RegCM的驱动场为6 h分辨率,而iTraCE模拟结果为月分辨率,因此需要先将iTraCE月平均数据转化为逐6 h驱动数据。参考前人的研究(况雪源等, 2021; 况雪源和韩跃超, 2021),首先计算官方提供的1950–1979年的逐6 h驱动数据的逐月平均值,然后计算30年iTraCE模拟结果与观测时段逐月平均值的距平值。最后,将该逐月距平值叠加在观测时段的逐6 h驱动数据上,从而生成新的逐6 h驱动数据。该驱动数据的平均值来自iTraCE模拟结果,而其高频特征来自观测时段的驱动数据。所以,本研究关注的RegCM模拟结果的月尺度及以下的变化均由iTraCE模拟结果主导。

本研究所用的区域气候模式RegCM4.5采用 σ 坐标及Arakawa B网格差分方案。动力降尺度试验中,选用Grell积云对流参数化方案、次网格显式湿过程及ZENG海洋通量参数化方案,陆面过程采用BATS 1e参数化方案,模式

侧边界采用指数张弛时变边界方案。本文选用的降尺度嵌套模拟区域如图1所示,研究区覆盖中国大陆及周边主要季风影响区,地形总体呈西高东低的阶梯状特征。西部和西南部以青藏高原及周缘高山为主,中部为高原、盆地和山地交错区,东部和东南部逐渐过渡为丘陵、平原及沿海低地(李炳元等, 2013)。参考前人研究(况雪源等, 2021),其中心格点位置为35.39°N, 105.48°E, 纬向格点为128个, 经向格点为94个, 分辨率为50 km。

2.2 外强迫因子的变化

本文中动力降尺度模拟考虑的外强迫因子包括日地轨道参数变化和温室气体变化,同iTraCE保持一致。首先,参考前人的试验设计(Lu等, 2013; 况雪源等, 2021),对不同时段的温室气体浓度进行了修改。图2A显示,从20 ka B.P.至今,CO₂浓度逐渐上升,其中末次冰消期时段,CO₂浓度上升幅度最大,从200 ppm增长至270 ppm(1 ppm=1 μL L⁻¹)。在全新世时段,CO₂浓度变化幅度较小,直至工业革命后CO₂浓度大幅度升高。CH₄浓度在BA暖期和全新世初期存在两个明显的峰值,浓度分别达到700和750 ppb(1 ppb=1 nL L⁻¹);然后下降至全新世中期的600 ppb;全新世中期至末期,CH₄浓度又呈现增加趋势。

日地轨道参数包含偏心率、黄赤交角、岁差,其中偏心率周期约为10万年,黄赤交角周期约为4.1万年,岁差周期约为2万年。这些日地轨道参数的变化对大气层顶的太阳辐射产生了影响,进而改变了到达地球的能量。图2B给出了试验用到的LGM以来不同时期太阳轨道参数变化所导致的北半球不同季节的大气层顶太阳辐射强度。

地形数据采用的是近现代地形数据,主要是参考前人的试验设计(况雪源等, 2021; 况雪源和韩跃超, 2021; Lu等, 2024a),突出太阳辐射和温室气体外强迫

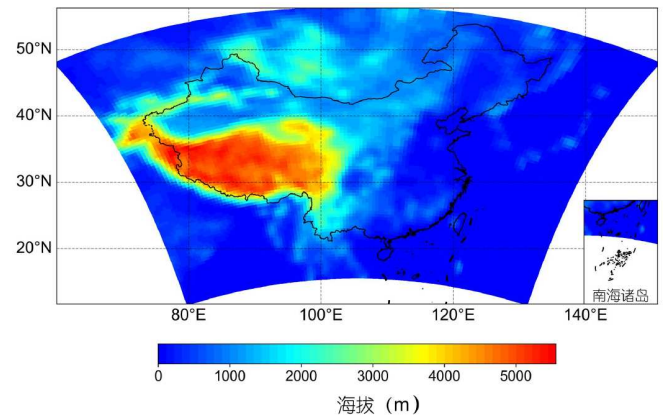


图1 区域模式中的动力降尺度模拟嵌套区域。阴影填色为海拔高度(单位: m)

引起的环流变化。iTraCE模拟考虑了LGM以来冰盖和海陆分布变化的外强迫,作为驱动数据的iTraCE环流场已包含这些影响。因此,尽管本文的区域模拟结果未直接考虑冰盖和海陆变化,但这些因素的影响已通过iTraCE的驱动数据体现在区域模拟结果中。

2.3 观测与重建数据

本文采用了来自中国气象局的CN05.1年平均气温及降水观测资料(吴洁和高学杰, 2013)与区域模拟结果进行了对比,其时段是1961–1971年,分辨率为0.25°,数据不包含台湾。此外,还选取多组重建和同化数据与模拟的LGM以来的区域气候变化进行了对比,包括年温度重建数据(Zhang等, 2022)、基于烯酮重建的温度数据(Jiang等, 2024)、基于孢粉重建的温度和降水数据(Lu等, 2024a)。重建数据的位置由图3显示,其中黑色圆圈代表温度重建数据,绿色五角星代表降水重建数据,重建数据的具体信息参考表1。本文在分析区域气候特征

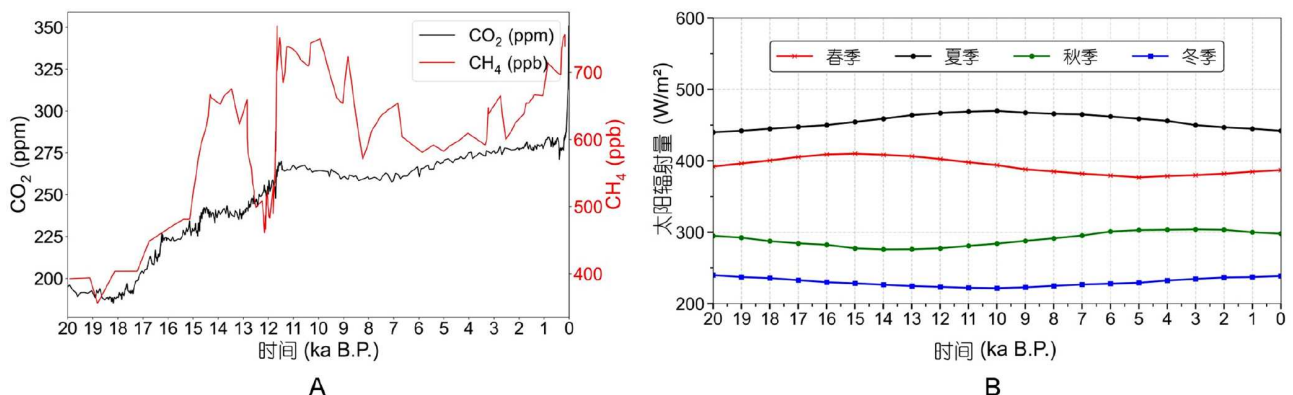


图2 末次盛冰期以来的大气CO₂浓度和CH₄浓度(A)及北半球不同季节大气层顶太阳辐射演变(B)

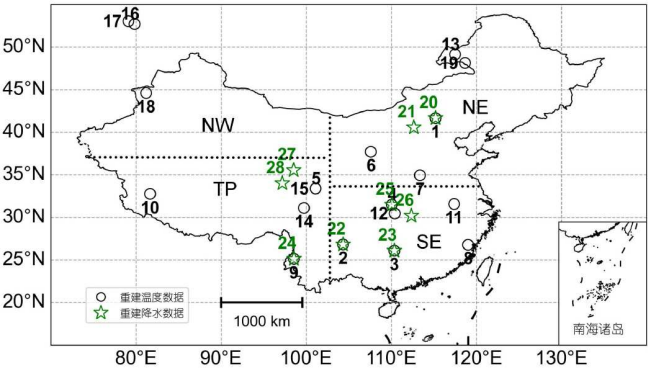


图3 重建数据空间位置及中国四个子区域划分。黑色圆形代表重建温度数据，绿色五角星代表重建降水数据。中国北方(NC)、南方(SC)、青藏高原(TP)以及西北(NW)地区

时，参考前人研究(Lu等, 2024a)将中国划分为四个子区域，包括中国北方(NC)、南方(SC)、青藏高原(TP)以及

西北(NW)地区(图3)。

3 结果

通过对末次盛冰期以来每千年的iTraCE数据进行动力降尺度模拟试验，获得了20–0 ka B.P.的共21组高分辨率气候模拟结果。首先，通过将RegCM区域模式结果与观测数据及iTraCE模拟结果进行对比，评估其对观测时段中国区域气候的模拟能力及对iTraCE模拟结果的改进能力。然后，基于区域模式结果，探究了末次盛冰期以来中国及各子区域的千年尺度气候时空变化特征，特别是末次盛冰期(20 ka)、全新世中期(6 ka)以及现代暖期(0 ka)三个典型时段的中国区域气候时空差异。最后，将区域模式结果与不同区域的重建结果进行对比，进一步探讨区域模式结果在复现重建结果中的区域气候差异方面的改进，尤其是在解决全新世温度趋势争议方面的贡献。

表1 重建数据信息表^{a)}

点名	变量	代用指标	序号
巴彦查干	年平均温度	GDGTs	1
草海	年平均温度	Pollen	2
古田	年平均温度	GDGTs	3
大九湖	年平均温度	RAN15	4
西门错	年平均温度	Pollen	5
西峰黄土	年平均温度	Pollen	6
邙山黄土	年平均温度	Pollen	7
水竹洋泥炭地	年平均温度	Pollen	8
腾冲青海湖	年平均温度	Pollen	9
阿翁错	年平均温度	Pollen	10
巢湖	年平均温度	Pollen	11
和尚洞	年平均温度	Pollen	12
呼伦湖	年平均温度	Pollen	13
纳楞错	年平均温度	Pollen	14
希门错	年平均温度	Pollen	15
库丘克湖	暖季温度	Alkenone	16
小亚罗沃耶湖	暖季温度	Alkenone	17
赛里木湖	暖季温度	Alkenone	18
伊和萨日乌苏湖	暖季温度	Alkenone	19
巴彦查干湖	年平均降水	Pollen	20
岱海	年平均降水	Pollen	21
草海	年平均降水	Pollen	22
古田	年平均降水	Pollen	23
腾冲青海湖	年平均降水	Pollen	24
大九湖	年平均降水	Pollen	25
江汉盆地	年平均降水	Pollen	26
冬给错纳湖	年平均降水	Pollen	27
寇查湖	年平均降水	Pollen	28

a) GDGTs代表脂肪烃类分子，RAN15代表3-羟基脂肪酸，Alkenone代表烯酮不饱和度，Pollen代表花粉

3.1 基于观测数据的降尺度结果对比验证

图4A–4D分别展示了观测时段iTraCE模拟温度、RegCM模拟温度、观测温度以及降尺度结果与观测数据的差值。相对iTraCE模拟结果(图4A)，RegCM模拟的温度结果分辨率更高，可以呈现更精细的区域温度变化特征(图4B)。RegCM通过提高分辨率能够更好地捕捉地形对气温的调控效应。青藏高原地区，温度受局地海拔变化的影响，RegCM区域模式结果较iTraCE全球模式能更清晰地刻画海拔变化对温度的影响；在西部地区的天山山脉，温度明显低于周围的盆地；在中国东部地区，更准确地描述了山脉丘陵对温度的影响。

从降水分布来看，iTraCE与RegCM两套模拟结果均

再现出“南多北少”的降水特征，主要降水带集中于长江流域及以南地区(图4E和4F)。然而，由于分辨率较低及地形处理的局限性，iTraCE模拟结果在高原东侧区域出现了虚假的降水高值中心(图4E)，这一偏差在RegCM区域模式中得到了明显修正(图4F和4H)，反映出区域模式在处理复杂地形与降水联系方面的优势。在青藏高原南部地区，iTraCE模型模拟结果相较于观测数据呈现出系统性降水高估的特征。即使经过降尺度处理，模拟降水偏多的现象依然存在。这一偏差主要源于驱动场中大尺度环流条件的系统性误差，即比湿变量明显偏高，而RegCM区域气候模式未能有效消除该偏差。此结果与前人研究结论具有一致性(Gao等, 2016)。

此外，相对观测数据(图4G)，RegCM模拟结果在华

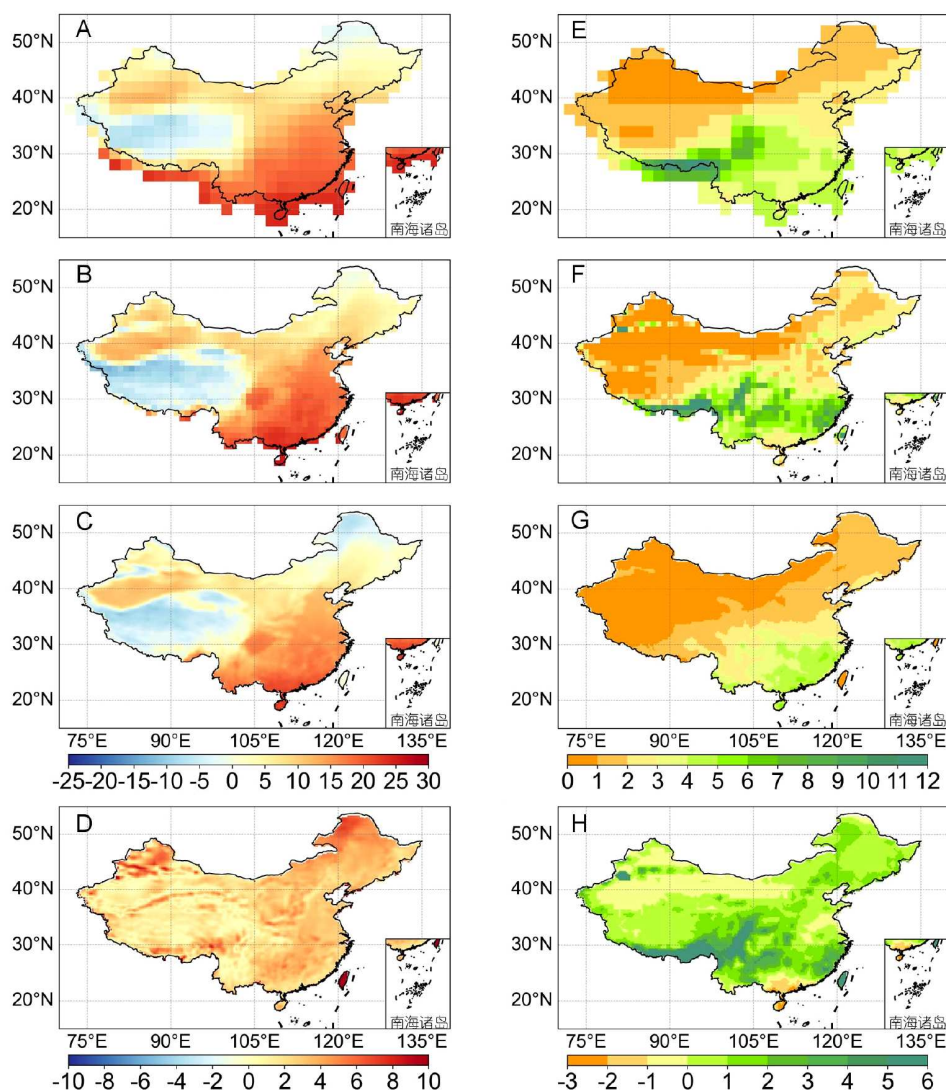


图4 iTraCE模拟和RegCM模拟的0 ka时段和观测的年平均地表温度、年平均降水及RegCM模拟与观测数据差值。(A) iTraCE年平均温度；(B) RegCM年平均温度；(C) 观测年平均温度；(D) RegCM模拟与观测年平均温度差值；(E) iTraCE年平均降水；(F) RegCM年平均降水；(G) 观测年平均降水；(H) RegCM模拟与观测年平均降水差值。(A–D)单位：℃；(E–H)单位：mm/day

南地区的降水量明显偏低，且在华北和东北地区模拟的降水结果偏高(图4F)，表明RegCM区域模式对部分地区降水偏差的改进能力有限。图4H进一步展示了RegCM区域模式结果与观测值之间的差异，Gao等(2016)的研究指出，RegCM区域模拟中，不同积云对流方案对降水的模拟存在明显的差异，其中Grell参数方案较观测数据存在降水低估的偏差，而Emanuel参数化方案存在降水高估的偏差。研究指出，Emanuel方案对地表加热响应过于敏感，其触发机制容易导致对流强度过度增强，从而造成降水量的系统性高估。此外，不同陆面模式对降水产生明显的影响，在东亚地区BATS陆面模式相较CLM，对降水模拟结果存在高估，主要是BATS的简化土壤层导致强热力反馈，而CLM的多层结构抑制了这种过度响应(Gao等, 2016; 邹靖和谢正辉, 2021)。本研究选用BATS陆面模式和Emanuel积云参数化方案，导致在长江流域、西南以及东北地区降水明显偏高。总体而言，RegCM区域模式提升了原始模拟结果的空间分辨率，在部分区域能够再现中国地区复杂地形条件下的降水空间分布特征，但由于陆面过程方案和对流参数化方案的影响，在长江流域、西南、华北以及东北等地未能很好地刻画降水变化特征。

图5展示了0 ka B.P.时段RegCM模拟结果与iTraCE模拟结果在年平均温度和年平均降水方面模拟精度评估的Taylor图，反映了模式模拟结果与观测数据的标准差比较与相关系数。由图可见，RegCM模拟温度的相关系数高于iTraCE结果，RegCM和iTraCE结果的均方根误差接近，但iTraCE模拟温度的标准差更接近观测温度。RegCM模拟降水的相关系数高于iTraCE结果，但均方根误差高于iTraCE结果，且iTraCE模拟降水的标准差更接近观测降水。

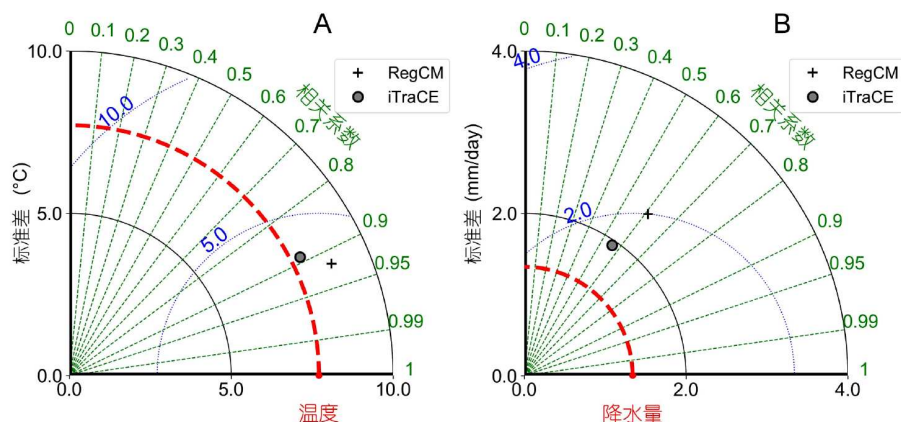


图5 RegCM模拟结果和iTraCE模拟结果对年平均温度(A, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和降水(B, 单位: mm/day)的模拟精度评估。红点代表观测基准值，加号和圆圈分别代表RegCM模拟结果和iTraCE模拟结果。泰勒图的横坐标代表标准差，黑色圆弧代表相关系数(r)，蓝色圆弧代表均方根误差(RMSE)

3.2 LGM以来中国区域气候演化过程及特征时期的气候变化

图6展示了RegCM模拟结果和iTraCE模拟结果在三个特征时段的区域气候变化特征，即末次盛冰期(20 ka B.P.)、中全新世(6 ka B.P.)和现代暖期(0 ka B.P.)及不同特征时段的差异。从图中可以看出，末次盛冰期至现代，整个中国区域经历了显著的增温过程，特别是在华北、华东及西南地区。与iTraCE模拟结果相比，RegCM降尺度结果在区域气温变化的空间分布上表现出更精细的结构，尤其在复杂地形区域如青藏高原、华南丘陵等地表现出更显著的温度梯度变化。末次盛冰期与现代相比(图6D和6G)，RegCM降尺度结果显示，中国西北地区和青藏高原南部温度变化最大，变化幅度超过 8°C ，其余地区温度变化幅度在 $2\text{--}8^{\circ}\text{C}$ 。而iTraCE模拟结果没有表现出明显的区域差异，温度变化幅度在 $2\text{--}6^{\circ}\text{C}$ 。中全新世时期与现代相比(图6E和6H)，除东北地区外，其他区域表现出明显的升温变化，西北地区的升温范围在 $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ ，其余区域的升温范围在 $0\text{--}4^{\circ}\text{C}$ ，而iTraCE模拟结果温度变化范围在 $0\text{--}2^{\circ}\text{C}$ ，温度变化幅度比RegCM模拟结果小。末次盛冰期与中全新世相比(图6F和6I)，RegCM模拟结果整体呈升温趋势，升温范围在 $0\text{--}5^{\circ}\text{C}$ 。东北地区升温趋势明显，西南地区的温度变化幅度较小。整体来看，RegCM降尺度模拟增强了区域气候变化特征的空间分辨率，有助于更准确地评估不同特征时段气候变化的区域响应特征。

图7展示了三个特征时段RegCM区域模拟和iTraCE模拟的中国地区年平均降水空间场及其差异场。三个特征时段的降水空间场均显示，降水主要集中于中国东南部，特别是长江流域、华南以及西南季风区，表现出典型的东南多雨、西北干旱的格局。在末次盛冰期，受寒冷气

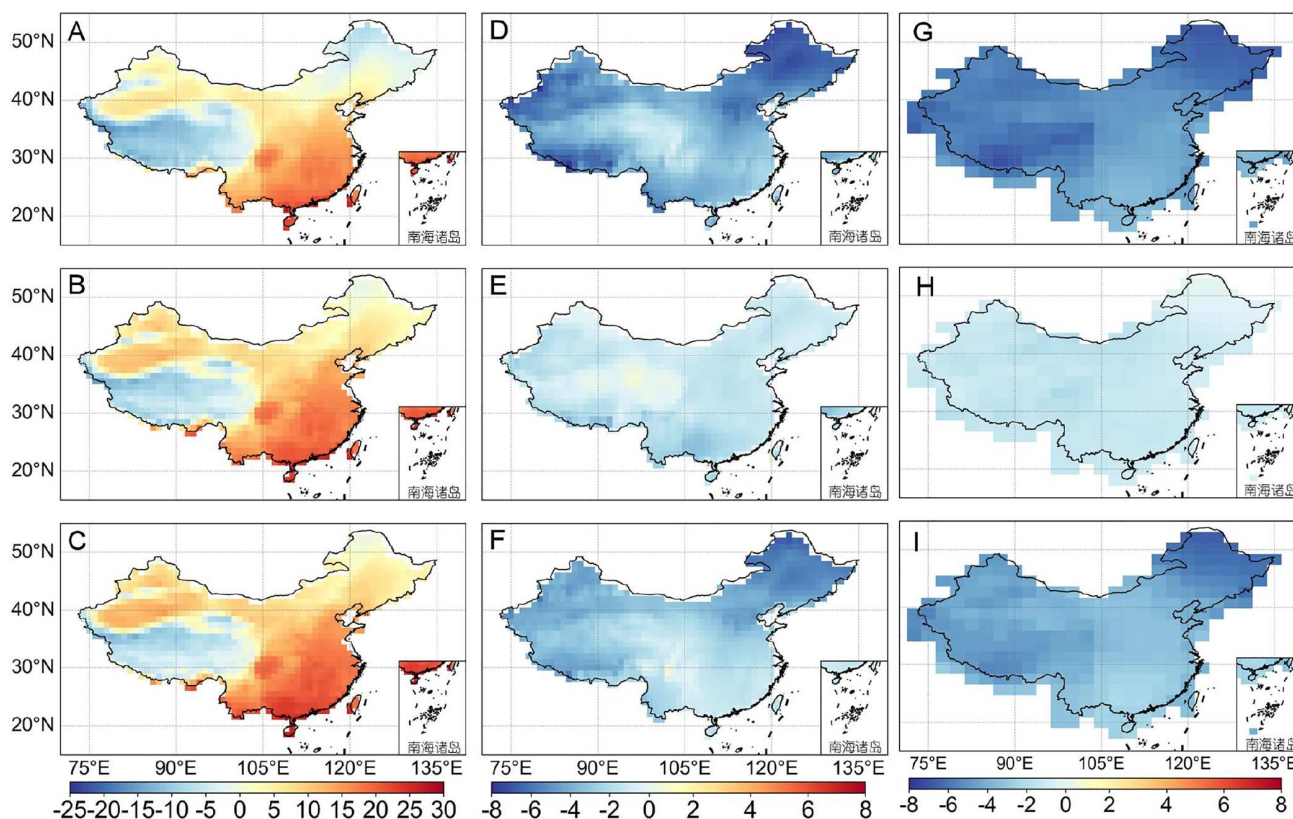


图6 RegCM区域模拟和iTraCE模拟数据3个特征时段年均温度空间场(A-C)和RegCM区域模拟数据差异场(D-F)及iTraCE模拟数据3个特征时段年均温度的差异场(G-I)。A, 末次盛冰期; B, 全新世中期; C, 近现代; D, 末次盛冰期减现代; E, 全新世中期减现代; F, 末次盛冰期减全新世中期; G, 末次盛冰期减现代; H, 全新世中期减现代; I, 末次盛冰期减全新世中期。单位: $^{\circ}\text{C}$

候背景和偏弱季风系统的影响, 季风控制区特别是华南地区降水偏少。末次盛冰期较近现代(图7D), 黄土高原、华北地区、青藏高原南部以及华南沿海地区降水偏高, 其余区域降水偏低。iTraCE模拟结果显示(图7G), 末次盛冰期较近现代降水普遍减少, 区域变化特征并不明显。中全新世时期相比现代, 在南方大部分地区降水减少, 尤其是长江中下游地区, 而北方地区降水偏多, 与全新世中期东亚夏季风偏强和雨带位置偏北有关。中全新世较近现代RegCM区域模式结果(图7E), 在西南、华南以及新疆西部降水偏高, 其余区域降水偏低。iTraCE模拟结果(图7H)与RegCM区域模式结果相似, 呈现出南方偏干、北方偏湿的空间特征。另外, 在RegCM区域模式结果中(图7F), 末次盛冰期较中全新世华北地区和黄土高原降水偏高, 与iTraCE结果相反。值得注意的是, 末次盛冰期黄土高原地区的降水较全新世中期和近现代时期显著偏多(图7D和7F), 这一偏差在前人的研究结果也曾发现(况雪源等, 2021)。通过对比分析发现, 该偏差并非来自iTraCE驱动数据中的比湿变量, 而是来自于积云对流参数化方案的选择。具体机制显示, 黄土高原的降

水偏差受比湿和垂直速度偏差共同影响。本研究在20 ka时期补充了一组试验, Emanuel方案相较Tiedtke会高估华北平原和黄土高原降水, 降水异常主要与对流参数化方案有关。

4 讨论

4.1 模拟结果与重建记录的对比

将古气候重建记录与模拟结果相结合, 有助于更深入地揭示气候变化的特征规律和驱动机制。已有研究系统对比了LGM以来TraCE模拟结果与重建记录的东亚季风强度、趋势和范围(王菁菁等, 2019; Lu等, 2024a)。结果显示, 模拟结果和重建记录在全新世气候偏暖湿、LGM时期偏冷(王菁菁等, 2019)等特征方面相对一致, 但是由于代用指标的气候指示意义与模式自身的不确定性, 模拟结果与重建数据之间仍存在一定争议。例如, 关于全新世中期是否存在大暖期, 学界尚未达成一致(吴鹏飞等, 2013; 吴海斌等, 2017; Lu等, 2024a), 其潜在驱动机制亦有待进一步探讨(张志平等, 2017; 张肖剑

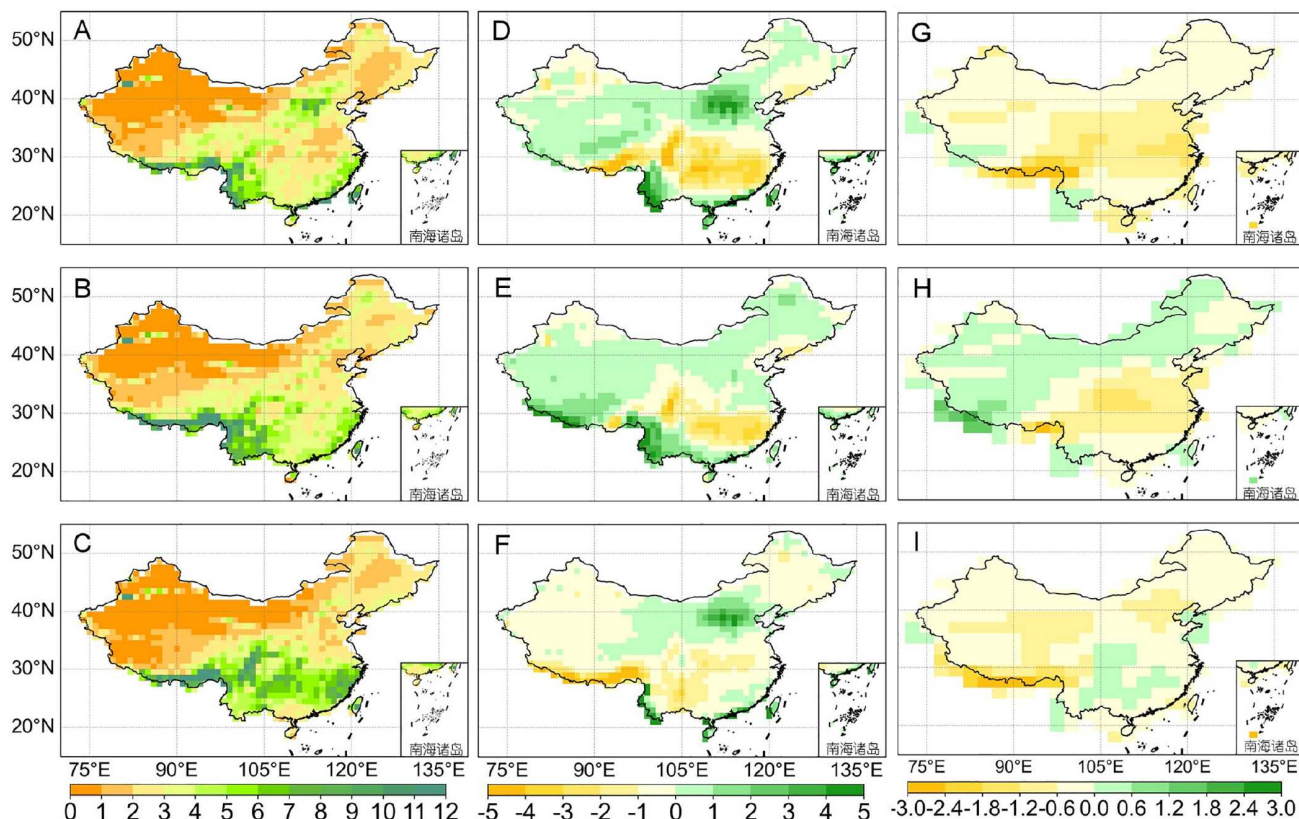


图7 RegCM区域模拟和iTraCE模拟数据3个特征时段年均降水空间场(A-C)和RegCM区域模拟数据差异场(D-F)及iTraCE模拟数据3个特征时段年均降水的差异场(G-I)。A, 末次盛冰期; B, 全新世中期; C, 近现代; D, 末次盛冰期减现代; E, 全新世中期减现代; F, 末次盛冰期减全新世中期; G, 末次盛冰期减现代; H, 全新世中期减现代; I, 末次盛冰期减全新世中期。单位: mm/day

和靳立亚, 2018)。

我们收集整理了末次盛冰期以来东亚季风区的重建记录(Zhang等, 2022; Lu等, 2024a; Jiang等, 2024), 与降尺度模拟结果进行了系统的对比分析。其中, 考虑到重建记录中反映夏季温度与降水的指标相对较少(田芝平和姜大膀, 2015), 且年际尺度重建记录在一定程度上也反映区域季节气候条件(吴鹏飞等, 2013; 张肖剑和靳立亚, 2018), 因此该部分统一采用年平均气候指标进行对比。

图8A-8I对比了重建记录和模拟结果中LGM以来温度变化, 大部分重建结果总体上表现为冰消期升温、全新世降温的趋势。而RegCM模拟结果与iTraCE模拟结果在总体变化趋势上较为一致, 尤其在冰消期时段。然而, 全新世时段的模拟结果与重建记录之间存在显著的差异。图8A位于中国北方, 重建数据表明14 ka以来呈持续升温趋势, 与RegCM和iTraCE模拟结果保持一致, 且区域模式结果与重建数据的变化幅度更一致。图8B-8F重建记录位于中国南方, 末次冰期以来的重建温度呈现出冰消期升温 and 全新世降温的趋势, 且早中全新世温度高于现代

暖期, 但最高温度出现的时段及全新世温度变幅有所不同。而RegCM区域模式和iTraCE模拟数据, 在中全新世到现代暖期, 呈小幅度的升温趋势。图8H和8I重建记录位于中国的青藏高原东侧, 表现出了类似的温度变化, 同样存在着变幅方面的差异。相较于iTraCE全球模式, RegCM区域气候模式在多个关键站点, 如图8A和8I的温度模拟中表现出更优的性能, 其温度变化幅度与重建记录的一致性显著提高。这一改进主要得益于RegCM采用的更高空间分辨率和更精细的地形数据集, 使得模式能够更准确地刻画局地地形-气候相互作用。

图8J-8R对比了模拟结果和重建记录中不同区域的降水变化特征。其中图8J和8K位于中国北方, 重建降水记录表现出冰消期增加、全新世减少的变化趋势, 模拟结果表现出全新世先降再增的降水变化趋势, 且RegCM和iTraCE模拟结果在部分站点的全新世中后期变化幅度存在差异。图8L-8O位于中国南方, 重建记录在早中全新世(10 ka B.P.)出现降水峰值, 相对温度最高值出现的时段存在差异。而RegCM和iTraCE模拟结果在这些站点显示全新世降水增加趋势, 与重建记录不一致, 且RegCM

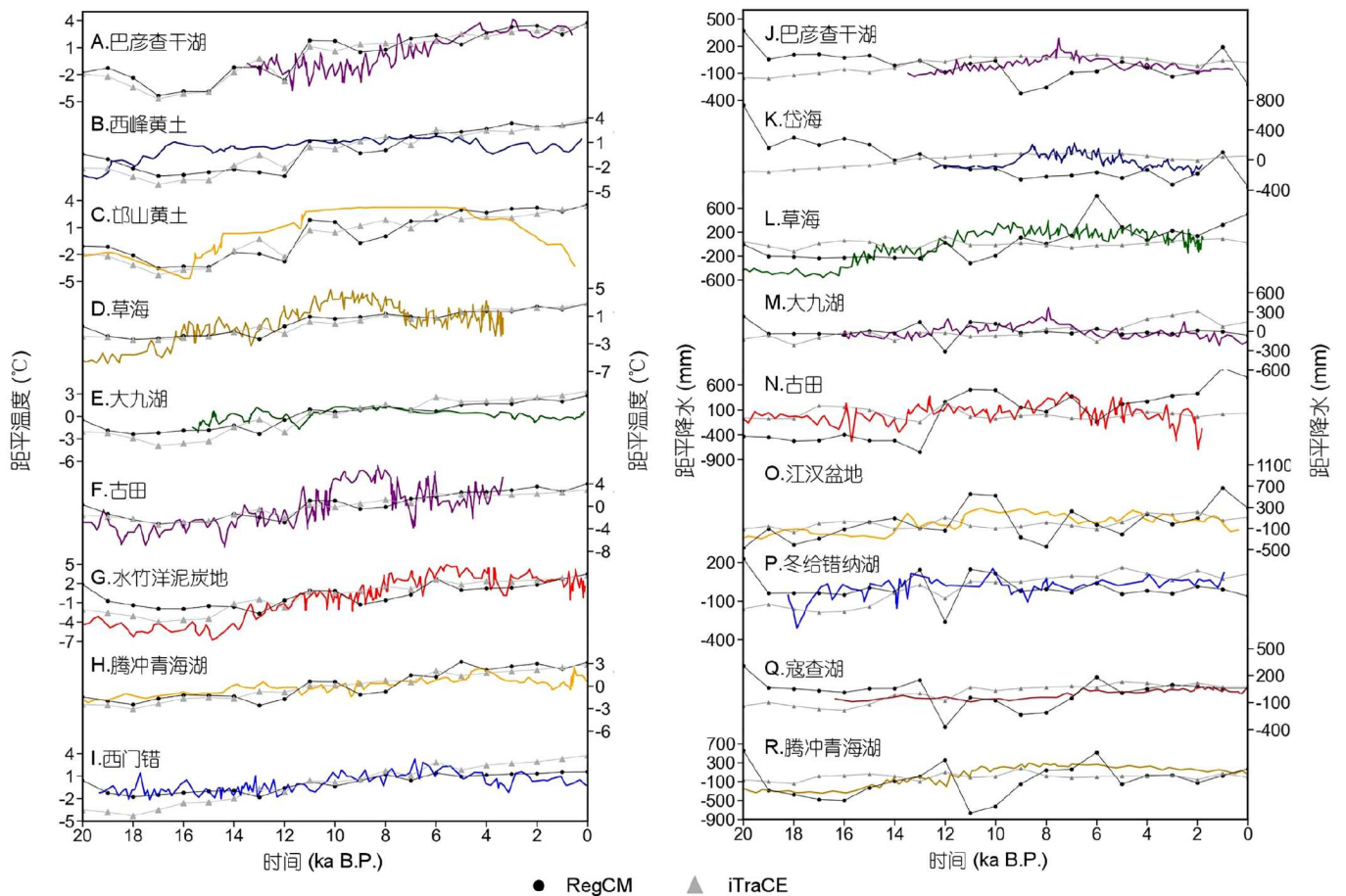


图8 LGM以来年平均温度(°C)和降水(mm/年)的模拟和重建资料对比。左图的(A-I)代表重建和模拟的温度结果；右图的(J-R)代表重建和模拟的降水结果。彩色曲线代表不同位置重建数据的变化，黑色圆点代表RegCM模拟结果，灰色三角形代表iTraCE模拟结果。图中用到的降水和温度结果均为相对0-20 ka B.P.全时段年平均值的距平值

模拟结果的降水变幅更大。图8P-8R位于青藏高原东侧地区，重建结果表明末次盛冰期以来整体降水变幅较小，而RegCM区域模式降水结果变幅较大。总体来看，RegCM区域模拟结果在部分区域较好地再现了降水变化趋势，但在另一些区域，模拟降水的幅度与重建记录和iTraCE模拟结果存在差异，RegCM模拟结果扩大了降水的变化幅度，如巴彦查干湖和古田等站点。

4.2 不同区域温度季节性差异对全新世温度悖论的影响

前文模拟结果与重建记录的末次盛冰期以来气候变化的对比显示，两者之间的差异主要是集中在全新世时期，即“全新世温度悖论”(Marcott等, 2013; Kaufman和Broadman, 2023; Liu等, 2025)。近期，Liu等(2025)通过对比北半球中纬度地区的季节重建记录和模拟结果以及观测数据，发现重建记录中存在的季节温度低估现象可能是导致全新世温度重建与模拟结果间差异的重要因

素。因此，本节通过对比不同区域重建记录与模拟结果中的年平均、夏季及冬季温度变化，探讨不同区域温度季节性对重建和模拟间的全新世温度变化差异的影响。

图9对比了Zhang等(2022)数据集内的中国区域的重建年平均温度变化，与iTraCE和RegCM模拟结果中的年平均、夏季及冬季温度变化。图9A中的呼伦湖位于中国北方，站点表示重建和模拟的年平均温度，重建的年平均温度在整个全新世呈下降趋势，早全新世最暖，而模拟结果显示年平均温度在整个全新世呈上升趋势，晚全新世最暖。中国南方区域站点巢湖和尚洞也显示类似的重建记录降温、模拟结果升温的不一致变化趋势。高原东侧纳楞错和希门错两个站点的重建温度变化趋势存在差异，纳楞错为全新世一致升温趋势，希门错呈现中全新世以来降温趋势，而模拟结果在两个站点均呈现出升温趋势。阿翁错站点位于高原西侧，温度变化趋势和高原东侧的温度变化趋势差异明显，重建结果显示全新世中期呈降温趋势，而模拟的年平均温度呈小幅度升温

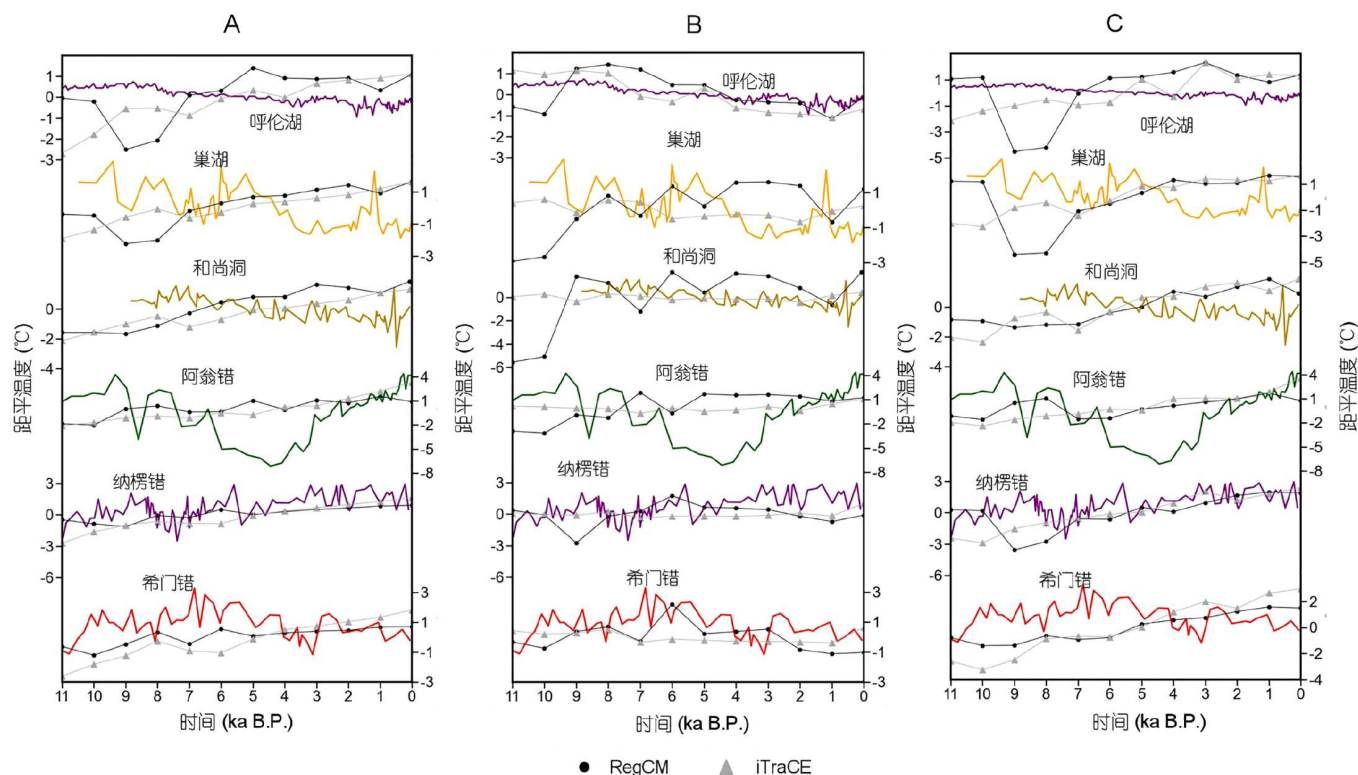


图9 全新世温度模拟和重建资料对比。彩色曲线代表不同位置重建数据的变化，黑色圆点代表RegCM模拟结果，灰色三角形代表iTraCE模拟结果，3个子图分别代表模拟数据的年平均温度(A)、夏季温度(B)以及冬季温度(C)，重建数据均为年平均数据，图中用到的温度结果均为距平值，相对0–11 ka B.P.全时段平均值

趋势。图9B对比了重建的年平均温度和模拟的夏季温度，大部分站点的模拟夏季温度呈降温趋势，与重建结果的年平均温度变化趋势更相似。图9C对比了重建的年平均温度和模拟的冬季温度，模拟结果的冬季温度变化趋势和年平均温度基本一致，呈现全新世一致升温趋势，与重建的年平均温度显著不同。而且，相比iTraCE模拟结果RegCM模拟结果的降温趋势更明显，与重建结果更一致。这说明，夏季和冬季温度对年平均温度的不同贡献，导致了重建和模拟的年平均温度趋势的差异(Liu等, 2025)。

前人研究发现，东亚中纬度地区的全新世温度变化存在明显的空间差异，特别是西伯利亚南部和中国东北地区表现出相反的温度变化趋势(Jiang等, 2024)。图10对比了东亚地区不同重建点位的温度变化，其中，小亚罗沃耶湖和库丘克湖位于西伯利亚南部地区，赛里木湖位于中国西北地区，伊和萨日乌苏湖位于中国东北地区(表1)。年平均温度变化方面，西伯利亚南部地区两个站点在全新世时段呈升温趋势。iTraCE和RegCM模拟结果也呈升温趋势，但RegCM模拟结果的上升幅度较iTraCE模拟结果大。中国西北地区赛里木湖站点重建结果在全

新世中期到末期呈现降温趋势，但在4–3 ka时期存在快速增温的突变，而模拟结果呈现升温趋势。中国东北地区伊和萨日乌苏湖站点的全新世呈现出下降趋势，而模拟结果呈现相反的升温趋势。通过对比模拟季节温度结果，中国东北和西北地区伊和萨日乌苏湖和赛里木湖站点的模拟夏季结果总体上呈降温趋势，与重建记录更为接近，说明夏季温度可能更好地刻画重建的暖季温度变化趋势。而在西伯利亚地区，模拟冬季温度与重建记录更为接近，说明该地区的冬季温度对重建的年平均温度贡献更大。

前人的研究表明，季节重建数据无法准确刻画出全新世以来温度的季节循环(Liu等, 2025)。因此，通过对比中国北方、南方、青藏高原、西北地区重建记录和模拟结果，进一步探究不同区域季节温度变化对全新世年平均温度变化的贡献。图11对比了四个区域年平均温度重建记录、iTraCE和RegCM模拟的夏季和冬季温度结果。由于研究区内季节温度重建记录较少，因此未对重建的季节温度进行讨论。

模拟的中国北方地区夏季温度在全新世呈现下降趋势，与重建的年平均温度的趋势相似，但降温幅度小于

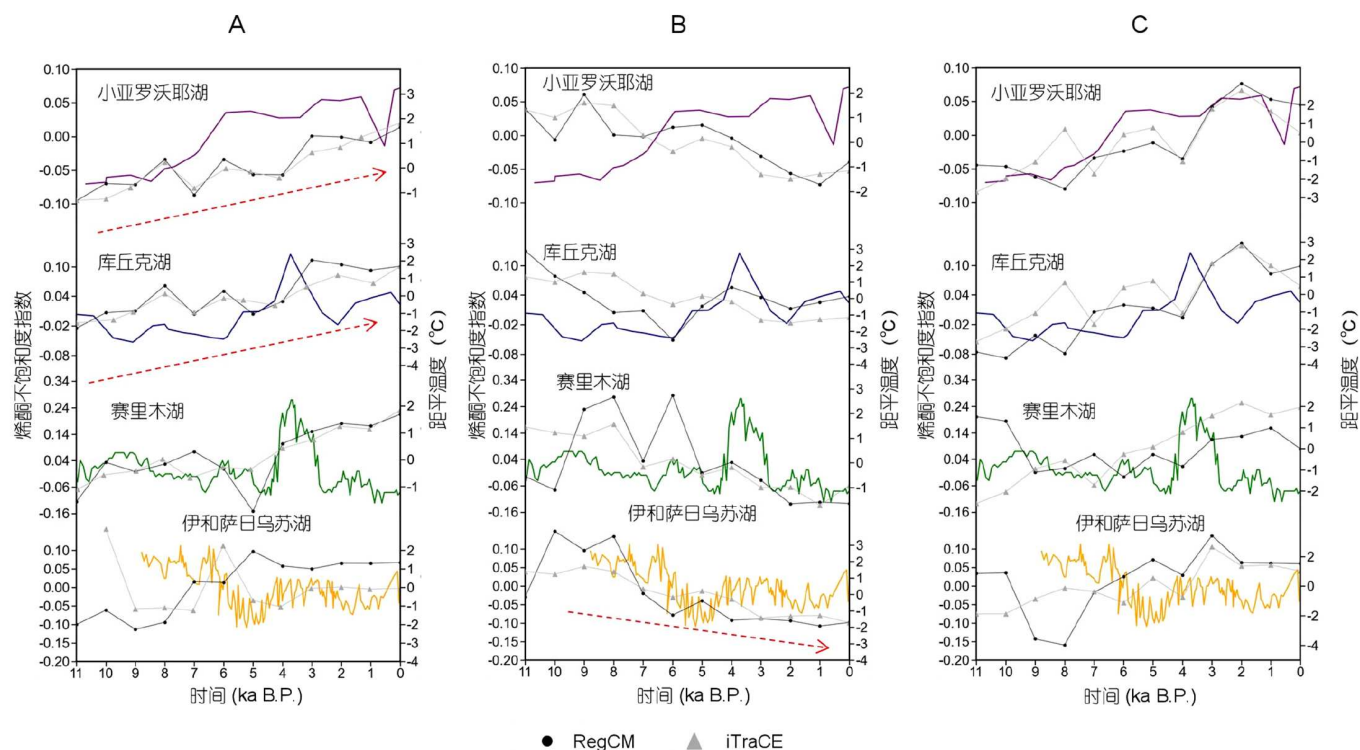


图10 全新世温度模拟和重建资料对比。彩色曲线代表不同位置重建数据的变化，黑色圆点代表RegCM模拟结果，灰色三角形代表iTraCE模拟结果，3个子图分别代表模拟数据的年平均温度(A)、夏季温度(B)以及冬季温度(C)，重建数据均表征暖季温度数据，图中用到的温度结果均为距平值，平均值是0–11 ka B.P.全时段平均值

重建结果(降温幅度分别约为2和3.5 °C)，而模拟的冬季温度呈现出增加的趋势，增温幅度约为4.5 °C(图11A)。中国南方地区的夏季温度模拟结果与北方相反，全新时段呈现升温趋势，增温幅度约为0.5 °C(图11B)，这可能是由于南方大部分区域纬度较低，全新世以来太阳辐射的影响较中纬度地区较小，因此与夏季太阳辐射呈现出了相反的变化趋势。中国青藏高原地区，全新世以来重建的年平均温度呈先下降再增加的趋势，最高增温幅度约为2.5 °C，模拟的夏季温度呈降温趋势，iTraCE和RegCM模拟结果的降温幅度分别约1和2 °C(图11C)。而冬季模拟结果呈升温趋势，且RegCM模拟结果升温幅度(约3 °C)较iTraCE结果小(约5.5 °C)。RegCM模拟和iTraCE模拟西北地区的温度变化特征(图11D)与北方地区、青藏高原地区类似，即夏季温度呈降温趋势，降温幅度为约2 °C，冬季温度则呈升温趋势，增温幅度约为4–6 °C。整体而言，各区域(除南方地区外)模拟的冬季温度增加趋势显著高于夏季温度下降趋势，相同权重下模拟的年平均温度变化趋势受冬季增温主导呈现增温趋势，与重建年平均温度受夏季降温主导呈现降温趋势有所不同，从而造成模拟和重建的年平均温度变化趋势存在差异。

通过对比RegCM与iTraCE模拟的冬季全新世温度变化(图11)可以发现RegCM模拟性能存在阶段性差异，即在早全新世(10–7 ka)RegCM模拟的温度与iTraCE模拟的温度存在较大差异，而在中晚全新世差异减小。特别是在青藏高原和西北地区(图11C和11D)，RegCM模拟的温度明显高于iTraCE模拟的温度。这可能与早全新世较强的北半球太阳辐射及青藏高原和西北地区的冰盖有关。iTraCE考虑了早全新世冰盖的高反照率特征，显著增强地表短波反射，导致地表净辐射通量减少，从而产生冷却效应且降雪增加；而RegCM采用现代下垫面，冰雪-反照率反馈偏弱，使得地表吸收的太阳辐射偏多，从而导致早全新世RegCM模拟的区域温度偏高。在未来的研究中，将采用真实的下垫面进行试验，进一步分析降尺度过程中辐射和冰盖外强迫引发的冰雪-反照率反馈对温度模拟的影响。

全新世初期到末期，全球年平均太阳辐射总量变化幅度较小，但不同区域和季节变化明显，夏季辐射呈明显的降低趋势，冬季辐射变化趋势相反(Hao等, 2025; Liu等, 2025)。图12对比了重建的年平均温度变化与iTraCE模拟结果(图12A–12C)和RegCM模拟结果(图12D–12F)中的年平均、夏季、冬季温度变化的特征。结果显

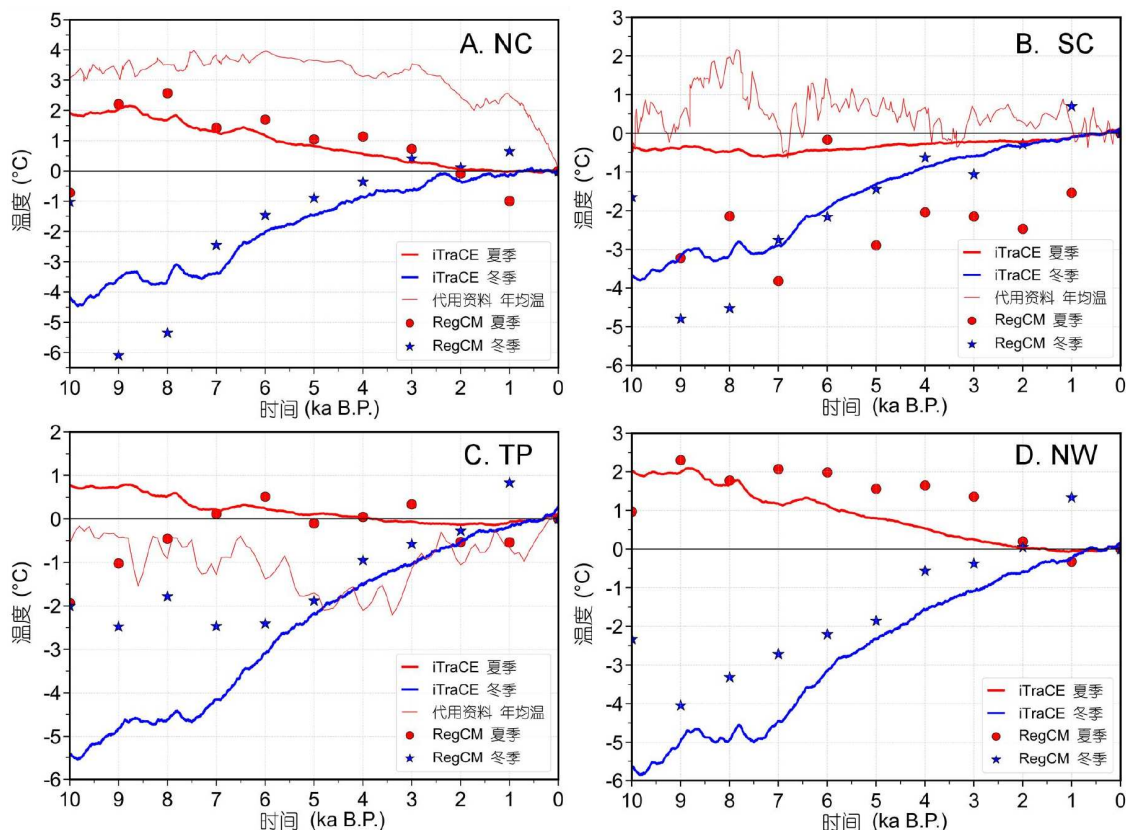


图 11 重建和模拟的中国北方(A)、中国南方(B)、中国青藏高原地区(C)、中国西北地区(D)全新世年均温及夏季、冬季温度变化。粗红线表示 iTraCE 夏季温度, 粗蓝线表示 iTraCE 冬季温度, 细红线表示重建的年平均温度, 红点表示 RegCM 降尺度夏季温度, 蓝点表示 RegCM 降尺度冬季温度。由于西北地区重建数据稀少, 未绘制重建温度变化。图中使用的温度距平值为相对 0 ka B.P. 的差值结果

示, 模拟的年平均温度在全新世中期相较于全新世末期偏高, 这一变化与重建结果在大部分地区的变化特征不一致(除了西北和高原地区部分站点)。

如图 12A 和 12D 所示, 表示 iTraCE 和 RegCM 年平均温度的模拟和重建结果, 重建结果表明全新世中期温度高于近现代时期, 而 iTraCE 和 RegCM 模拟结果在大部分区域表现出相反的变化趋势。值得注意的是, 在青藏高原东南部, RegCM 区域模拟结果与重建数据表现出较好的一致性, 这得益于 RegCM 更高的分辨率, 使其能够更准确地刻画地形对温度的影响。如图 12B 和 12E 所示, iTraCE 和 RegCM 模拟的全新世中期(MH)与末期(LH)夏季温度对比显示显著的区域差异。重建数据表明, 中国北方和西北地区 MH 夏季温度高于 LH, 这一特征在 RegCM 和 iTraCE 模拟结果中得到再现; 而在中国南方地区, RegCM 和 iTraCE 模拟结果显示 MH 温度低于 LH, 与重建数据呈现相反趋势。如图 12C 和 12F 所示, 北半球中纬度地区全新世以来冬季太阳辐射呈上升趋势, RegCM 和 iTraCE 模拟的冬季温度变化与太阳辐射变化保持一致, 但重建记录的变化趋势与太阳辐射的变化趋势相反(Liu

等, 2025)。冬季的重建记录基于孢粉资料进行计算, 在反映冬季温度变化可能存在偏差, 导致了 MH 到 LH 冬季温度模拟结果与重建数据相反的变化趋势。此外, 结合前人研究(Chen 等, 2022), iTraCE 和 RegCM 模拟结果与重建数据的差异主要反映气候模式在植被-气候反馈机制中的局限性。

总体而言, RegCM 区域模拟结果通过提升空间分辨率和精准的局地地形, 显著提升了温度变化的模拟能力, 能够更好地理解中国不同区域气候变化的局地差异。但在不同区域温度和降水的模拟存在差异, 引起 RegCM 区域模式结果与 iTraCE 模拟结果和重建数据差异的原因是多样的。首先, RegCM 区域模拟使用的下垫面地形和植被数据均为近现代时期数据, 其中地形变化引起的中国南方和北方地区的温差范围为 0–2 °C, 而西北及青藏高原等高海拔区域的温差更为显著。研究结果证实了地形变化对温度模拟的重要影响, 后续研究将设计一组使用实际地形的试验来进一步量化地形的影响。其次, iTraCE 驱动数据的时间分辨率从逐月数据转化为逐 6 h 数据的过程中, 由时间分辨率差异引起的误差可能影响模拟结果

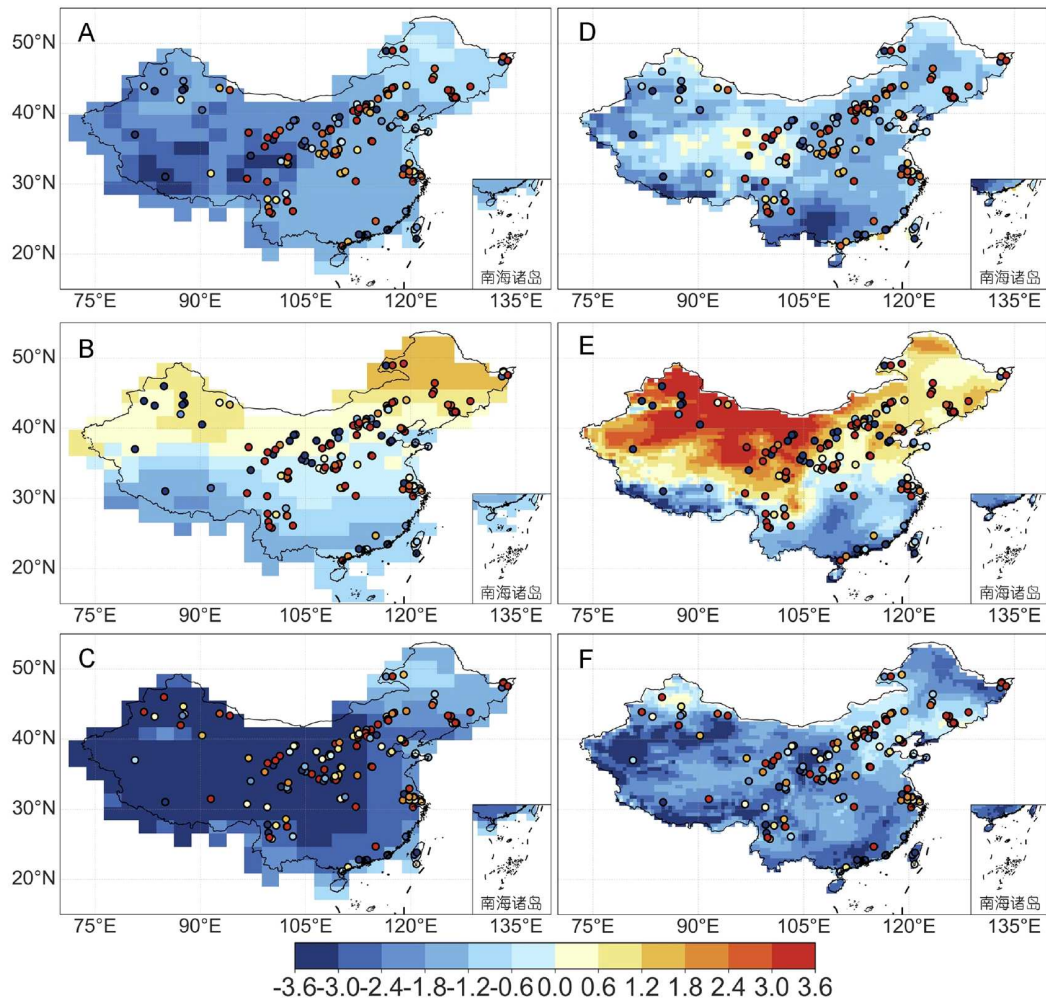


图12 全新世重建的年平均温度变化与模拟的年平均、夏季和冬季温度变化对比。(A–C) iTraCE模拟结果全新世中期减末期的年平均、夏季和冬季温度变化。(D–F) RegCM模拟结果全新世中期减末期的年平均、夏季和冬季温度变化。圆点表示重建数据全新世中期到末期温度变化,(A)和(D)为年际变化,(B)和(E)为夏季变化,(C)和(F)为冬季变化(单位:℃)

的准确性。最后, RegCM模拟在10–7 ka期间存在系统性偏差,主要表现为青藏高原冬季温度较iTraCE模拟结果偏高。这一误差主要源于RegCM区域模式采用现代下垫面反照率,未能准确表征该时期冰盖的高反照率特征,导致地表太阳辐射吸收量被高估。由于RegCM未包含冰盖消融的动态过程,使得模式无法正确反映冰盖对地表能量平衡的实际调制作用。

5 结论

本文基于区域气候模式RegCM对LGM以来瞬变模拟试验(iTraCE)进行了动力降尺度,对中国区域的千年尺度气候变化进行了高分辨率模拟。通过对比观测数据,针对RegCM降尺度模拟能力进行了系统评估,并结合重建记录对LGM以来中国区域气候变化进行了分析,得到以下结论。

(1) iTraCE和RegCM两套模拟结果都对观测时段的中国区域气候有合理的模拟能力。RegCM可以改进iTraCE低分辨率结果,尤其是改进了iTraCE结果中青藏高原东侧由于地形原因造成的降水异常值。RegCM在温度模拟方面相关系数高于iTraCE,且二者均方根误差接近,但iTraCE模拟温度的标准差更接近观测值。在降水模拟方面,RegCM虽能更好地捕捉时空变化特征(相关系数更高),但在变化幅度(标准差)和绝对误差(均方根误差)上的表现相对弱于iTraCE。这一结果表明,降尺度过程显著提升了模拟结果的分辨率和局部特征的刻画能力,但iTraCE在变化幅度的还原上仍具优势。iTraCE和RegCM的模拟结果均能复现LGM以来中国地区整体升温的特征,即末次盛冰期寒冷、全新世暖湿的特征,而且降尺度结果更能准确地体现地形影响,例如青藏高原温度受海拔影响变幅更大,中国东部的海陆差异以及山脉丘陵对温

度的影响。降水模拟方面，两套模拟结果均显示全新世中期较末期北方降水减少、南方降水增加。总体而言，RegCM模拟结果在温度和降水变化特征上展现出更高的空间分辨率。值得注意的是，RegCM模拟结果显示末次盛冰期黄土高原地区降水较全新世中期和近现代显著偏多，这一误差主要与积云参数化方案的选取有关。

(2)降尺度模拟结果与重建资料的对比显示，二者在LGM以来的温度变化整体趋势大致相同，但在区域温度变化上存在差异。RegCM区域模拟的年平均温度在全新世中期至末期呈现上升趋势，与重建数据的温度变化趋势不一致。

(3)对比了中国北方、南方、青藏高原和西北四个地区的重建记录与模拟结果，探讨了全新世季节温度变化趋势对年平均温度变化趋势的贡献。在中国北方、青藏高原和西北地区，全新世中期模拟的夏季温度高于全新世末期，而全新世中期模拟的冬季温度低于全新世末期，且冬季温度变化幅度更大，导致模拟的年平均温度与重建的年平均温度变化趋势存在差异。南方地区模拟的全新世夏季和冬季温度均低于全新世末期温度。空间对比显示，重建的年平均温度与模拟的夏季温度变化在青藏高原东南部，RegCM区域模拟结果与重建数据表现出较好的一致性，这得益于RegCM更高的分辨率。

(4)研究显示，10–7 ka期间RegCM与iTraCE的冬季温度模拟存在区域差异。北方和南方RegCM结果偏低，青藏高原则偏高。这主要源于RegCM采用现代下垫面数据，但未考虑7–10 ka青藏高原和西北等地冰盖的高反照率效应，导致太阳辐射吸收偏多，造成区域内冬季温度系统性偏高。

参考文献

- 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 等. 1998. 黄土高原过去130 ka以来古气候事件年表. *科学通报*, 43: 567–574
- 何鹏, 刘健, 刘斌, 等. 2019. 全新世两次典型突变事件下北半球季风降水的变化对比. *第四纪研究*, 39: 1372–1383
- 蒋庆丰, 金典, 郑佳楠, 等. 2019. 末次冰消期以来赛里木湖沉积记录的气候突变. *第四纪研究*, 39: 952–963
- 况雪源, 韩跃超. 2021. 中全新世背景下中国区域气候对植被变化响应的降尺度模拟研究. *地球科学进展*, 36: 1301–1312
- 况雪源, 韩跃超, 王志远. 2021. 末次冰盛期以来中国千年尺度气候的动力降尺度模拟——3个特征时期气候对比. *第四纪研究*, 41: 842–855
- 李炳元, 潘保田, 程维明, 等. 2013. 中国地貌区划新论. *地理学报*, 68: 291–306
- 刘艳, Harrison S P. 2008. 古气候模拟进展. *地球物理学进展*, 23: 1791–1796
- 邱雅惠, 刘健, 刘斌, 等. 2019. 全新世北半球典型冷事件的模拟研究. *第四纪研究*, 39: 1055–1067
- 石正国, 雷婧, 周朋, 等. 2020. 轨道尺度亚洲气候演化机理的数值模拟: 历史与展望. *第四纪研究*, 40: 8–17
- 孙炜毅, 刘健, 万凌峰, 等. 2020. 全新世北半球中纬度降水变化对同外强迫响应的模拟研究. *第四纪研究*, 40: 1588–1596
- 田芝平, 姜大膀. 2015. 全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积和季风降水变化. *科学通报*, 60: 400–410
- 万凌峰, 刘健, 高超超, 等. 2020. 全新世火山喷发对温度变化趋势影响的模拟研究. *第四纪研究*, 40: 1597–1610
- 王绍武, 黄建斌, 闻新宇. 2012. 古气候的启示. *气象*, 38: 257–265
- 王菁菁, 程军, 鹿化煜. 2019. 21 ka以来东亚夏季季风南部和北部气候变化的模拟与重建对比. *第四纪研究*, 39: 589–601
- 吴海斌, 李琴, 于严严, 等. 2017. 全新世中期中国气候格局定量重建. *第四纪研究*, 37: 982–998
- 吴洁, 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
- 吴鹏飞, 刘征宇, 程军, 等. 2013. 中全新世以来东亚夏季降水时空演变不一致性的模拟研究. *第四纪研究*, 33: 1138–1147
- 张肖剑, 靳立亚. 2018. 全新世南亚高压南北移动及其与亚洲夏季风降水的关系. *第四纪研究*, 38: 1244–1254
- 张志平, 黄伟, 陈建徽, 等. 2017. 全新世东亚夏季风演化的多尺度周期变化及其可能机制探讨. *第四纪研究*, 37: 498–509
- 邹靖, 谢正辉. 2021. RegCM4中陆面过程参数化方案对东亚区域气候模拟的影响. *气象学报*, 70: 1312–1326
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, et al. 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum—Part 2: Feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Clim Past*, 3: 279–296
- Braconnot P, Harrison S P, Kageyama M, et al. 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nat Clim Change*, 2: 417–424
- Bader J, Jungclaus J, Krivova N, et al. 2020. Global temperature modes shed light on the Holocene temperature conundrum. *Nat Commun*, 11: 4726
- Chen W, Xiao A, Braconnot P, et al. 2022. Mid-Holocene high-resolution temperature and precipitation gridded reconstructions over China: Implications for elevation-dependent temperature changes. *Earth Planet Sci Lett*, 593: 117656
- Cheng J, Wu H, Liu Z, et al. 2021. Vegetation feedback causes delayed ecosystem response to East Asian Summer Monsoon Rainfall during the Holocene. *Nat Commun*, 12: 1843
- Gao X J, Shi Y, Giorgi F. 2016. Comparison of convective parameterizations in RegCM4 experiments over China with CLM as the land surface model. *Atmos Ocean Sci Lett*, 9: 246–254
- Hao S, Zhang X, Duan Y, et al. 2025. Model seasonal and proxy spatial biases revealed by assimilated mid-Holocene seasonal temperatures. *Sci Bull*, 70: 2014–2022
- He C, Liu Z, Otto-Bliesner B L, et al. 2021a. Hydroclimate footprint of pan-Asian monsoon water isotope during the last deglaciation. *Sci Adv*, 7: 2611
- He C, Liu Z, Otto-Bliesner B L, et al. 2021b. Abrupt Heinrich Stadial 1 cooling missing in Greenland oxygen isotopes. *Sci Adv*, 7: eabh1007
- He C, Liu Z, Otto-Bliesner B L, et al. 2021c. Deglacial variability of South China hydroclimate heavily contributed by autumn rainfall. *Nat Commun*, 12: 5875
- Herzschuh U, Böhmer T, Chevalier M, et al. 2023. Regional pollen-based Holocene temperature and precipitation patterns depart from the Northern Hemisphere mean trends. *Clim Past*, 19: 1481–1506
- Huang Z, Ma C, Feng S, et al. 2023. Vegetation, hydrology, and quantitative monsoon precipitation since the Last Glacial Maximum in Central China. *Glob Planet Change*, 231: 104298
- Jiang D, Hu D, Tian Z, et al. 2020. Differences between CMIP6 and CMIP5 Models in Simulating Climate over China and the East Asian Monsoon. *Adv Atmos Sci*, 37: 1102–1118
- Jiang J, Meng B, Wang H, et al. 2024. Spatial patterns of Holocene temperature changes over mid-latitude Eurasia. *Nat Commun*, 15: 1507
- Kaufman D, Broadman E. 2023. Revisiting the Holocene global temperature

- conundrum. *Nature*, 614: 425–435
- Leys B A, Likens G E, Johnson C E, et al. 2016. Natural and anthropogenic drivers of calcium depletion in a northern forest during the last millennium. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 6934–6938
- Liu Z, Otto-Bliesner B L, He F, et al. 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming. *Science*, 325: 310–314
- Liu Z, Cheng J, Zheng Y, et al. 2025. The seasonal temperature conundrum for the Holocene. *Sci Adv*, 11: eadt8950
- Lu H, Yi S, Liu Z, et al. 2013. Variation of East Asian monsoon precipitation during the past 21 k.y. and potential CO₂ forcing. *Geology*, 41: 1023–1026
- Lu H, Zhao Y, Yang X, et al. 2024a. A preliminary integrated analysis of regional paleoclimate variations in China over the past ~ 21 ka. *Glob Planet Change*, 240: 104510
- Lu H, Wu H, Meadows M. 2024b. Asian monsoon variations over the past 21 ka: An introduction. *Glob Planet Change*, 237: 104452
- Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, et al. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339: 1198–1201
- McGee D, Donohoe A, Marshall J, et al. 2014. Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 390: 69–79
- Ning L, Liu J, Bradley R S, et al. 2019. Comparing the spatial patterns of climate change in the 9th and 5th millennia BP from TRACE-21 model simulations. *Clim Past*, 15: 41–52
- Ning L, Liu Z, Mann M E, et al. 2025a. Decadal climate variability during the pre-industrial Common Era: Characteristics and mechanisms. *Sci Bull*, 70: 2190–2203
- Ning L, Xing F, Liu Z, et al. 2025b. Mega-tripolar precipitation change accompanying water isotopes in Holocene Asian summer monsoon reanalysis. *Geophys Res Lett*, 52: e2025GL116451
- Steinhilber F, Beer J, Fröhlich C. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys Res Lett*, 36: L19704
- Wang J, Lu H, Cheng J, et al. 2023. Global terrestrial monsoon area variations since Last Glacial Maximum based on TraCE21ka and PMIP4-CMIP6 simulations. *Glob Planet Change*, 231: 104308
- Weiss H. 2022. The East Asian summer monsoon, the Indian summer monsoon, and the midlatitude westerlies at 4.2 ka BP. *Proc Natl Acad Sci USA*, 119: e2200796119
- Yan M, Liu J. 2019. Physical processes of cooling and mega-drought during the 4.2 ka BP event: Results from TraCE-21ka simulations. *Clim Past*, 15: 265–277
- Zanchettin D, Rubino A, Matei D, et al. 2013. Multidecadal-to-centennial SST variability in the MPI-ESM simulation ensemble for the last millennium. *Clim Dyn*, 40: 1301–1318
- Zhang W, Wu H, Geng J, et al. 2022. Model-data divergence in global seasonal temperature response to astronomical insolation during the Holocene. *Sci Bull*, 67: 25–28
- Zhao Y, Yu Z, Chen F, et al. 2009. Vegetation response to Holocene climate change in monsoon-influenced region of China. *Earth-Sci Rev*, 97: 242–256
- Zheng Z, Chen C, Huang K, et al. 2023. Holocene warming and evergreen/deciduous forest replacement across eastern China. *Quat Sci Rev*, 307: 108057

(责任编辑: 张仲石)