



评述

全新世温度大暖期模式与持续升温模式: 记录-模型对比问题及其研究展望

陈发虎^{1,2,3*}, 段炎武^{1,2}, 郝硕^{1,2,4}, 陈婕^{3,5}, 冯小平^{1,2}, 侯居峙^{1,2,4}, 曹现勇^{1,2,4}, 张旭^{1,2,4}, 周天军⁶

1. 中国科学院青藏高原研究所古生态与人类适应团队, 北京 100101;
2. 中国科学院青藏高原研究所青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 北京 100101;
3. 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000;
4. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100101;
5. 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000;
6. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: fhchen@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2022-12-19; 收修改稿日期: 2023-04-20; 接受日期: 2023-05-08; 网络版发表日期: 2023-06-12

国家自然科学基金基础科学中心项目(批准号: 41988101)资助

摘要 全新世是我们正在经历的现代间冰期, 可为评估当下全球变暖、预测未来温度变化提供重要的时间窗。随着温度代用指标的发展和气候模式的改进, 全新世温度变化研究取得了许多重大进展, 但目前关于全新世全球温度是从末次冰消期逐步升温并在早-中全新世形成大暖期后又在晚全新世逐步降温(简称大暖期模式), 还是一直持续升温到当前的全球变暖(简称持续升温模式)仍存在较大争论, 不同记录之间、记录与模拟之间均存在明显分歧, 成为近10年来困扰古气候学家的“全新世温度谜题”。本文通过总结代用指标重建、气候模式模拟以及古气候数据同化的全新世温度变化研究进展, 指出目前研究在代用指标的多解性和季节性、温度记录的空间异质性以及气候模式对反馈过程(如植被、云-辐射反馈等)的刻画等方面存在明显不足, 制约了对全新世温度变化过程和机制的深入理解。破解“全新世温度谜题”, 不仅需要从过程和机理出发, 强化代用指标的基础理论研究, 厘清不同温度代用指标的季节性响应, 重视温度变化的区域差异, 拓展记录空白区的温度定量重建, 同时还需要提高气候模式对于复杂反馈过程的模拟性能, 降低气候模式的模拟误差, 并推动全新世陆地温度记录的数据同化研究, 实现古气候记录与模拟的最优融合。

关键词 全新世温度, 大暖期模式, 持续升温模式, 指标季节性, 气候模拟

中文引用格式: 陈发虎, 段炎武, 郝硕, 陈婕, 冯小平, 侯居峙, 曹现勇, 张旭, 周天军. 2023. 全新世温度大暖期模式与持续升温模式: 记录-模型对比问题及其研究展望. 中国科学: 地球科学, 53(8): 1699–1717, doi: 10.1360/SSTe-2022-0406

英文引用格式: Chen F, Duan Y, Hao S, Chen J, Feng X, Hou J, Cao X, Zhang X, Zhou T. 2023. Holocene thermal maximum mode versus the continuous warming mode: Problems of data-model comparisons and future research prospects. Science China Earth Sciences, 66(8): 1683–1701, <https://doi.org/10.1007/s11430-022-1113-x>

1 引言

全新世是指末次冰期之后约11700年以来的温暖的现代间冰期, 目前的全球变暖是在自然现代间冰期基础上因人类活动导致的全球性增温, 无疑全新世提供了认识自然背景下全球温度变化特征的重要时窗。政府间气候变化专门委员会第六次评估报告(IPCC AR6)指出, 全球气候系统正经历广泛和迅速的变暖, 且升温不断加剧。2011~2020年地球表面的平均温度相较于工业化前(PI)1850~1900年的平均值已升高了1.09℃, 是过去10万年来最暖的时期, 增暖速率也是过去2000年来前所未有的(IPCC, 2021)。然而, 要准确预估未来的温度变化趋势, 需要全面理解人类活动和自然变率对于温度的影响, 这在很大程度上依赖于对过去温度变化历史和规律的深刻认识(Tierney等, 2020a)。因此, 充分研究全新世温度变化的过程及其机制, 有助于辨识人类活动在此过程中的影响和贡献, 并为预测未来全球温度趋势、制定气候变化应对策略提供重要的科学依据。

早期主要基于欧洲植被变化的研究发现, 全新世早-中期是一个较现代(古气候所指现代为1950年以前)更温暖的时期, 由此提出了全新世大暖期的概念(Hafsten, 1970; Roberts, 1998)。施雅风等(1992)总结孢粉等记录发现, 中国全新世温度变化同样存在一个大暖期模式。随着温度代用指标的多样化, 如海洋长链烯酮不饱和度(U_{37}^k , Marchal等, 2002; Sachs, 2007)、有孔虫Mg/Ca比值(Stott等, 2004; Weldeab等, 2007)、高精度的湖泊孢粉(Viau等, 2006; Seppä等, 2009)、摇蚊(Clegg等, 2011; Samartin等, 2017; Zhang E L等, 2017)、泥炭/黄土细菌四醚膜类脂物(brGDGTs, Yang等, 2014; Zheng等, 2018; Lu等, 2019)以及冰芯/石笋氢氧同位素(NGRIP members, 2004; Vinther等, 2009; Affolter等, 2019)等, 重建的温度记录均显示存在一个早-中全新世的大暖期(现有不同指标记录的空间分布见图1, Kaufman等, 2020b; Zhang W C等, 2022b)。Marcott等(2013)从全球视角出发, 首次集成重建了一条全球平均的全新世年均温度变化曲线, 进一步从全球尺度证明了全新世大暖期的存在。关于气候模式模拟结果, 依托国际古气候模拟比较计划(PMIP)的多模式结果分析首先发现, 中国全新世中期(距今6ka, 指距

1950年的时间)的年均温比现代要低0.4℃(Jiang等, 2012)。随着气候模式的改进, 如Liu等(2014)利用3种海气耦合模型(CCSM3、FAMOUS和LOVECLIM)的瞬变模拟结果分析发现, 末次冰消期以来全球平均的年均温度持续升高, 并不存在古气候资料记录的全新世大暖期, 提出了指标记录和气候模式间存在巨大差异的“全新世温度谜题”。

自“全新世温度谜题”提出以来, 在代用指标重建温度的季节性(如Meyer等, 2015; Baker等, 2017; Marsicek等, 2018; Bova等, 2021)、温度变化的区域差异问题(Affolter等, 2019; Bader等, 2020; Cartapanis等, 2022; Zhang W C等, 2022a)、温度记录的空间分布不均问题(Osman等, 2021), 以及气候模式模拟温度变化的不确定性(如Liu等, 2018; Park等, 2019; Thompson等, 2022)上取得了一系列重大突破。本文旨在通过总结全新世温度变化研究进展, 厘清目前全新世温度研究存在的问题, 提出未来可能的研究方向, 为进一步深入理解和解决全新世温度谜题提供借鉴。

2 全新世温度变化的经典大暖期模式

2.1 全球全新世大暖期

全新世间冰期的概念来源于对欧洲第四纪冰川发育的认识, 欧洲末次冰期大冰盖退缩到当前状态以来的时段被称为全新世温暖时期(间冰期), 并根据孢粉重建的植被变化提出了存在一个比现代更温暖的早-中全新世典型时期, 简称为全新世大暖期, 大暖期之后的晚全新世气候转冷, 并经历了如新冰期和小冰期这样的气候事件(Nesje和Dahl, 1993; Roberts, 1998)。

全新世大暖期的概念可以追溯到20世纪50年代, 根据北欧孢粉组合的分带, 最早将 ^{14}C 测定的未经校正的距今9.0~2.5ka(约为10.0~2.5ka校正年龄, 后文年龄均指校正年龄)定为全新世大暖期, 并依据林线高度和气温垂直递减率, 估算了全新世大暖期温度比现代高2~3℃(Deevey和Flint, 1957; Hafsten, 1970)。随后的研究发现, 全新世温度变化存在的这种较显著的早-中全新世大暖期的特征(后文简称为全新世大暖期模式)具有大尺度上的一致性, 得到了来自不同纬度的陆地和海洋温度记录的支持, 如格陵兰冰芯氧同位素记录(图2d, Vinther等, 2009)、北美和欧洲孢粉记录(Viau等,

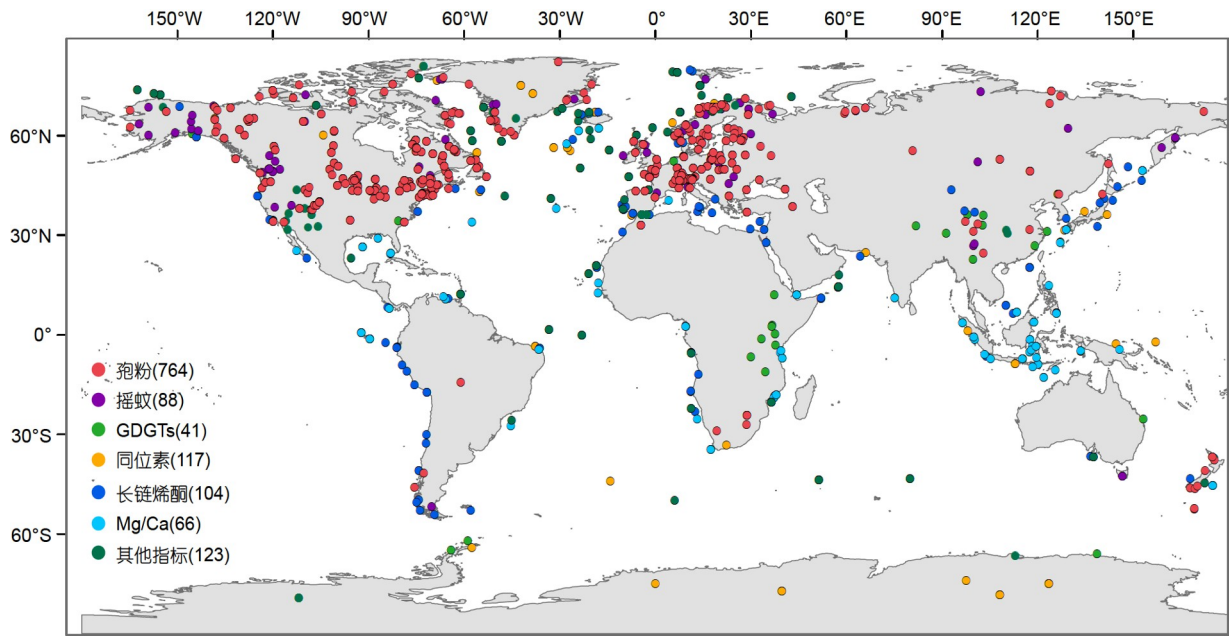


图 1 全新世全球陆地和海洋温度记录的空间分布

不同颜色代表不同的指标类型(修改自Kaufman等(2020b)和Zhang W C等(2022b))

2006; Seppä等, 2009)、北大西洋长链烯酮 U_{37}^k 记录(Marchal等, 2002; Sachs, 2007)以及赤道太平洋Mg/Ca比值记录(图2e, Stott等, 2004)等。与此同时, 国际古气候学界实施的一系列末次盛冰期和中全新世的气候记录-模式对比计划(如COHMAP、PMIP和CMIP)普遍发现, 全新世中期(6ka)全球夏季温度高于PI, 尤其在北半球中高纬度地区更为明显(Braconnot等, 2007; Izumi等, 2013), 这与全球孢粉及多指标集成的6ka暖季温度结果基本吻合(Wanner等, 2008; Bartlein等, 2011)。需要说明的是, 关于全新世温度异常的对比时段, 气候模拟一般选取PI为现代参照, 但不同指标记录涵盖0ka(1950年)、PI(1850年)以及近1ka等不同时段。由于本文重点关注全新世温度变化趋势, 后文就对指标记录的现代参照时间不做明确界定, 采用广义的“现代”范畴。

然而, 随着指标记录与气候模式的发展, 不同重建结果之间的差异也愈发明显。这种差异主要表现如下: 其一是发现不同区域全新世大暖期的起讫时间、温度变幅存在显著差异。例如, Kaufman等(2004)通过集成北极西半球($0^{\circ}\sim 180^{\circ}W$, $60^{\circ}\sim 90^{\circ}N$)140个站点的全新世温度记录, 发现白令海中东部大暖期开始最早(11.3~9.1ka), 加拿大极地岛屿以及格陵兰-冰岛大暖期

出现在8.6~5.0ka, 而加拿大北部陆地大暖期开始最晚(7.3~4.3ka)。温度变幅方面的研究结果也显示, 随着纬度的升高, 全新世温度变幅明显增加(Jansen等, 2007, 2008)。例如, 格陵兰和北大西洋地区全新世大暖期温度较现代高 $2^{\circ}C$ 以上(Johnsen等, 2001; Kim等, 2004), 而中纬和赤道西太平洋的温度仅高 $0.5\sim 2^{\circ}C$ (Davis等, 2003; Stott等, 2004)。为了理解造成上述差异的可能原因, Renssen等(2009, 2012)基于大气-海洋-植被模型模拟了全球9ka以来的(夏季)温度变化, 结果显示由于受到北半球夏季太阳辐射变化(以 $60^{\circ}N$ 为例, 图2a)的显著影响(Berger, 1988), 全新世温度总体呈现大暖期模式, 极地冰雪、植被和海冰反照率反馈机制导致了高纬温度变幅明显大于低纬地区(极地放大效应), 而早全新世劳伦泰德冰盖的消融及其引起的大气、海洋环流的改变进一步造成了全新世大暖期复杂的时空分异特征。

其二是基于同一指标重建的不同区域全新世温度变化趋势存在明显分歧, 有些区域甚至并不存在全新世大暖期模式。以海洋长链烯酮 U_{37}^k 记录为例, 早-中全新世赤道地区海表温度明显低于现代, 而北大西洋和中纬度南大洋海表温度高于现代(Leduc等, 2010; Lohmann等, 2013)。类似地, 陆地孢粉记录显示欧洲南部全

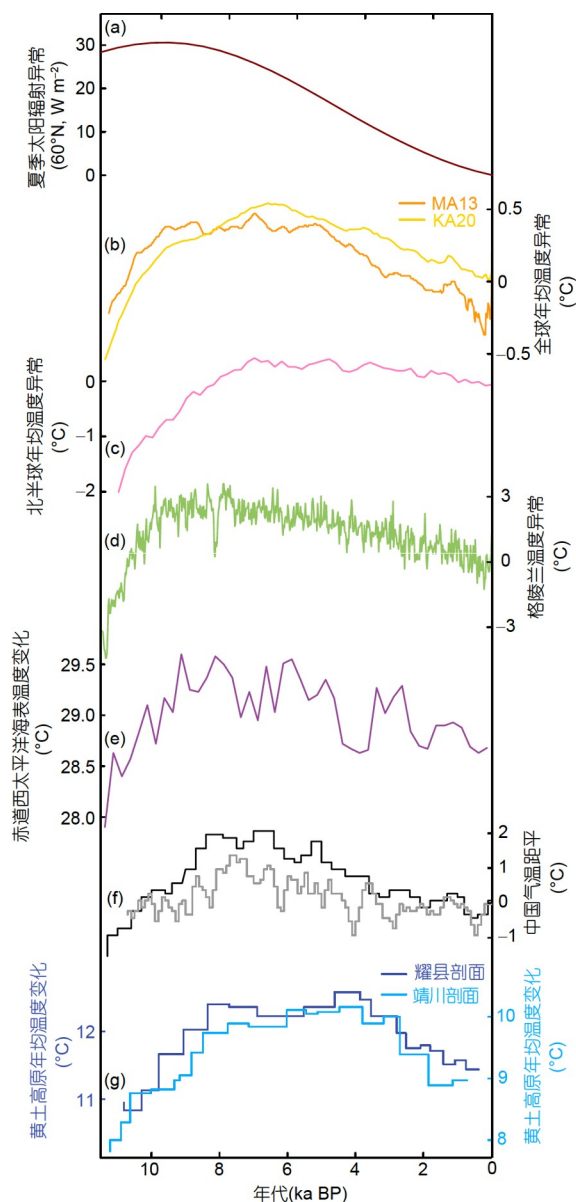


图2 全球及中国区域不同代用指标记录的早-中全新世大暖期模式的经典曲线及可能驱动机制

(a) 60°N夏季太阳辐射强迫相较于1950年的异常(Laskar等, 2004); (b) 相较于1800~1900年年均温度的全球平均的全新世年均温度差集成曲线(橙色线MA13, Marcott等, 2013; 黄色线KA20, Kaufman等, 2020a); (c) 相较于1950年年均温度的北半球孢粉记录的全新世年均温度差变化曲线(Zhang W C等, 2022a); (d) 相较于2000年温度的格陵兰冰芯氧同位素记录的全新世温度变化曲线(Vinther等, 2009); (e) 赤道西太平洋有孔虫Mg/Ca比记录的全新世海表温度变化(Stott等, 2004); (f) 相较于1951~1980年平均气温的中国全新世气温差集成序列(黑色线, 王绍武和龚道溢, 2000; 灰色线, 方修琦和侯光良, 2011); (g) 中国黄土高原蜗牛组合记录的耀县(深蓝色线)和靖川(浅蓝色线)黄土剖面全新世年均温度变化(Dong等, 2022)

新世以来温度逐步升高, 而欧洲北部全新世温度总体呈现降温趋势(Davis等, 2003). 因此, 传统的全新世大暖期概念可能存在一定的区域局限性.

其三是不同指标重建的同一区域全新世温度变化结果往往存在显著差异. 例如, 地中海湖泊摇蚊记录(Samartin等, 2017)以及热带海洋Mg/Ca比值记录(Stott等, 2004; Weldeab等, 2007; Leduc等, 2010)清晰显示了早-中全新世大暖期, 这就与上述欧洲南部孢粉以及热带海洋长链烯酮记录的全新世温度变化截然相反. 此外, 基于有孔虫指标和长链烯酮 U_{37}^k 指标重建的挪威海和北大西洋全新世温度变化趋势同样存在显著差异(Andersson等, 2010; Eldevik等, 2014).

不同指标反映不同季节的温度以及非温度因素对于指标的影响被认为是造成这些差异的可能原因之一(详见讨论和展望). 由于受到指标的季节性、温度序列的时间分辨率、连续性以及记录空间覆盖度等不确定性因素的影响, 以上的研究工作更多侧重于局地/区域尺度的全新世季节温度(以夏季温度为主)变化, 缺少对全球尺度的全新世年均温度变化的集成重建.

为了获得对全球年均温度的整体认识, Marcott等(2013)通过整合全球73个样点的全新世定量温度记录(其中海洋记录58条, 陆地记录15条), 集成重建了首条全球平均的全新世年均温度序列(以下简称MA13), 结果显示全新世早期(约11.5~10.0ka)温度逐步升高, 约10.0~5.0ka为相对高温阶段, 随后温度持续降低, 直到工业革命后快速增温(图2b). 这项研究为从全球视角下认识全新世年均温度变化奠定了坚实的基础, 也为评估目前全球增温的幅度和变率在历史时期所处的位置提供了重要参照.

近10年来, 一系列定年精确、指标气候意义明确、高分辨率的全新世定量温度记录陆续发表, 使得基于更丰富的温度代用指标, 开展记录覆盖更广的全新世温度集成研究成为可能. 首先是利用新建立的北极全新世温度记录数据库(Sundqvist等, 2014), 学者们分别开展了北大西洋和芬诺斯堪底亚地区(Sejrup等, 2016)、白令海东部地区(Kaufman等, 2016)以及加拿大北极区和格陵兰地区(Briner等, 2016)全新世温度集成重建研究, 揭示了北半球高纬度地区(58°N以北)全新世(夏季)温度普遍呈现的大暖期模式(Zhang Y R等, 2017). 随后, Kaufman等(2020a, 2020b)整合了来自

全球679个陆地和海洋样点的1319条高质量的全新世季节和年均温度记录,建立了全新世温度序列(Temperature 12k)数据库,在此基础上利用5种不同的集成方法重建了全球平均的全新世年均表面温度变化,揭示了早全新世温度逐步升高,~6.5ka温度达到最大值(较现代平均增温~0.7℃),而后逐步降温的变化特征(图2b).在区域和季节尺度,不同纬度、不同季节的温度记录集成结果,同样呈现全新世整体降温的趋势.近期对北半球全新世孢粉记录的集成研究发现,无论是夏季、冬季还是年均温均呈现全新世大暖期模式(图2c, Zhang W C等, 2022a).显然,北半球和全球尺度的全新世温度集成研究仍然支持全新世大暖期的传统观点.

2.2 中国全新世大暖期

在中国,全新世温度变化研究最早可追溯至20世纪70年代,竺可桢(1973)基于丰富的考古和物候资料发现,中国在5.7~3.2ka黄河中下游年平均温度高于现代2℃左右.由于该时段与仰韶文化密切相关,在随后的研究中也常被学者称为“仰韶温暖期”(龚高法, 1987; 满志敏, 1992).施雅风等(1992)采用国际上流行的“全新世大暖期”的概念,并根据70年代以来中国全新世孢粉、古土壤、古湖泊、冰芯、考古等多方面研究资料,推断9.5~3.2ka是中国的全新世大暖期.之后,虽然对全新世大暖期的起讫时间和温度变幅存在一定争论(何元庆等, 2003),但早-中全新世中国总体较暖的认识仍然获得了诸多古气候代用资料的印证,并在学界广泛流行.然而,由于缺少具有高精度测年、指标意义明确的全新世定量温度记录,限制了对中国全新世温度变化的深刻理解.随着测年精度的提高和温度代用指标研究的深入,尤其是近20年来表土及湖泊孢粉研究取得的长足进展,推进了中国全新世温度变化研究的发展.例如,主要依据孢粉-气候定量重建方法,一些单点记录显示全新世温度变化存在大暖期模式(Wu等, 2018; 梁琛等, 2020).这与其他生物指标(如湖泊长链烯酮和摇蚊)重建的全新世夏季温度结果具有很好的一致性(Hou等, 2015; Zhang E L等, 2017).通过整合中国及周边地区基于孢粉的定量温度重建结果,郑卓等(2016)发现就全新世年均温度变化而言,尽管早-中全新世不同地区和不同重建方法的结果迥异,但这一时期年均温总体比现代高出约

1.0~1.5℃.

另一方面,中国的全新世温度变化研究由单点重建逐渐走向区域集成.例如,王绍武和龚道溢(2000)基于中国10条代表性孢粉序列重建了中国近1万年来分辨率为300年的平均气温序列(图2f);葛全胜等(2006)利用多代用指标数据集(孢粉、石笋、湖泊沉积和历史文献等)重建了中国过去5000年来分辨率为100年的气温变化序列;方修琦和侯光良(2011)通过整合以孢粉为主的1397条古气温记录,重建了中国全新世百年分辨率的气温集成序列(图2f);Shi等(2021)利用多指标交叉定量重建模型集成了最近22000年中国8个区域夏季温度序列.整体而言,不同的集成方法重建的中国全新世温度变化序列具有很好的一致性,均揭示了早全新世逐步升温,中全新世气温最高,晚全新世温度逐渐下降的阶段性特征.应当指出的是,中国属于雨热同期区域,多数指标并不只受温度影响,还受到降水和湿度影响,而温度升高和降水增多、湿度增大在中国是同步的,因此本质上可能指示的还是夏季温度的变化.

此外,吴海斌等(2017)基于新完善的中国第四纪孢粉数据库,利用植被反演新方法,定量重建了中国全新世中期(MH, (6.0 ± 0.5) ka BP)相较于现代温度异常的空间格局,结果显示中国MH年均和季节温度相对现在整体较暖(高约0.5~1.0℃).然而在空间上,与中国东部的显著增暖不同,西部地区MH的季节以及年均温均较现今偏低.在此基础上,Chen W Z等(2022)利用8种不同的内插方法建立了空间分辨率为0.5°的中国MH季节和年均温度格点数据集,发现中国高海拔地区MH(夏季)增温趋势较低海拔地区更明显,即中国MH大暖期存在海拔依赖性.这与30°N附近中国季风区不同海拔的全新世温度记录对比研究结果一致(Yan等, 2021).近期来自黄土高原蜗牛组合的全新世季节和年均温度重建结果,进一步支持中国存在全新世大暖期模式(图2g, Dong等, 2022).需要指出的是,青藏高原诸多湖泊brGDGTs记录揭示了早-中全新世年均温普遍低于晚全新世的变化特征,且不同年均温记录间的差异主要与湖泊冰封期长短有关(Wang M D等, 2021; Zhang C等, 2022),因此不能排除中国目前主要基于孢粉等生物指标重建的全新世年均温变化仍然受到暖季温度影响,甚至更多地代表了暖季温度的变化.

3 全新世温度谜题和持续升温模式

3.1 全新世温度谜题的提出

随着数值模式的蓬勃发展, 尤其是在PMIP(郑伟鹏等, 2019)和CMIP(周天军等, 2019)的推动下, 使得气候模式成为理解过去气候变化原因和预测预估未来变化不可或缺的工具. Jiang等(2012)基于36个PMIP模型的MH温度片段模拟分析发现, 有35个模型的结果显示中国MH年均温比现代要普遍偏冷, 这与过去依据气候代用资料重建的早-中全新世大暖期模式显著不同, 模式模拟和记录重建结果之间出现明显分歧.

在新模式能够开展过去温度瞬变模拟的情况下, 针对集成重建的MA13全球平均的全新世年均温变化序列(图2b, Marcott等, 2013), Liu等(2014)通过分析3种海气耦合模型(CCSM3、FAMOUS和LOVECLIM)的瞬变模拟结果, 发现在考虑了主要外强迫, 如轨道驱动的太阳辐射、温室气体浓度、冰量及冰融水对于温度的影响后, 全球平均的全新世年均温度呈现逐步升温的趋势(图3d, 后文简称为全新世持续升温模式). 进一步的分析表明, 冰盖的退缩(图3a)和温室气体浓度的增加(图3c)是驱动全新世年均温持续增加的主要因素. 显然, 气候模拟结果并不支持代用资料记录的全新世大暖期的传统观点, “全新世温度谜题”由此正式提出. 究竟是指标的季节性偏差, 还是模式对轨道参数的响应敏感度以及反馈过程考虑不足, 导致了记录与模拟的全新世年均温变化存在明显分歧(Liu等, 2014; Hou等, 2019), 一直是学界关心的热点问题, 至今未有定论.

3.2 温度代用指标重建的季节性问题

针对记录和模式结果产生的“全新世温度谜题”的主要原因, 近年来从代用指标准确性和模式模拟真实性两方面都开展了较为深入的分析. 全新世期间太阳辐射的季节性差异十分显著(Marcott等, 2013), 表现为北半球不同纬度的夏季(对应南半球冬季)太阳辐射整体下降, 而冬季(对应南半球夏季)太阳辐射普遍升高的特征(以60°N为例, 图2a和图3b). 因此, 首先质疑的是代用指标可能存在季节性偏差问题, 导致重建的结果并不代表年均温变化而是夏季(暖季)温度变化, 尤其是多数代用指标(如孢粉、长链烯酮和摇蚊等)记录的温度是与生物的生长季密切相关(暖季促进生长), 由此导致了全新世温度变化出现大暖期模式. 古气候

学家为此重新审视过去习以为常的年均温代用指标, 开展了大量甄别代用指标季节性问题的研究工作.

在全新世温度谜题提出后不久, 对具有明确冬季温度指示意义的代用指标重建结果就发现, 全新世冬季温度变化存在与之前模拟结果类似的持续升温模式. 例如, 通过对现代大气降水氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)的时空分析发现, 欧亚大陆北部降水 $\delta^{18}\text{O}$ 是冬季温度变化的良好指标. 在此基础上, Meyer等(2015)和Baker等(2017)分别基于西伯利亚北部冻土冰楔 $\delta^{18}\text{O}$ 和俄罗斯乌拉尔山洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 重建了全新世冬季温度变化(图3e), 结果显示由于受到北半球冬季太阳辐射、温室气体浓度、冰盖及冰融水的影响, 全新世冬季温呈逐步上升趋势, 这与MA13记录的全新世大暖期模式显著不同, 由此提出MA13记录缺少对冬季温度敏感的陆地代用资料, 一定程度上制约了对全球全新世年均温度的精确刻画(Baker等, 2017). 之后, 来自新疆泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ (Rao等, 2020)、青藏高原冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ (Pang等, 2020)以及北极阿拉斯加湖泊长链烯酮 U_{37}^k (Longo等, 2020)的重建结果进一步证实, 全新世冬季温度变化的确存在持续升温模式.

通过整合北美和欧洲642个样点的孢粉数据, Marcicek等(2018)集成重建了全新世暖季(生长季积温)、冷季(最冷月温度)和年均温度变化(图3f), 发现全新世冷季和年均温均呈现整体增温趋势, 直到2ka才开始明显降温, 而暖季温度在早全新世逐渐上升, ~5ka达到峰值, 随后逐步降低. 因此, 北美和欧洲孢粉记录的暖季温度与全新世温度变化的大暖期模式一致, 而冷季温度变化与持续升温模式接近, 这与气候模式模拟的区域全新世季节温度变化结果基本一致. 进一步的分析发现, 当MA13记录中剔除普遍呈降温趋势的北大西洋全新世海表温度记录后, 集成结果可以和气候模拟结果很好的对比, 由此提出北大西洋温度指标的季节性偏差, 如长链烯酮更多反映夏季温度变化, 是导致全新世温度谜题的重要原因之一. 中国区域多指标对比研究同样发现, 全新世夏季温度普遍呈现大暖期模式, 而冬季温度呈现持续升温模式(Chen F H等, 2020; Chen等, 2021b; Zhang C等, 2022).

为了更好地重建全新世季节和年均温度变化, Bova等(2021)提出了一种有效分离季节性信号的新方法, 该方法假设末次间冰期(128~115ka)不存在冰量和温室气体的明显变化, 全球温度的季节性差异完全由

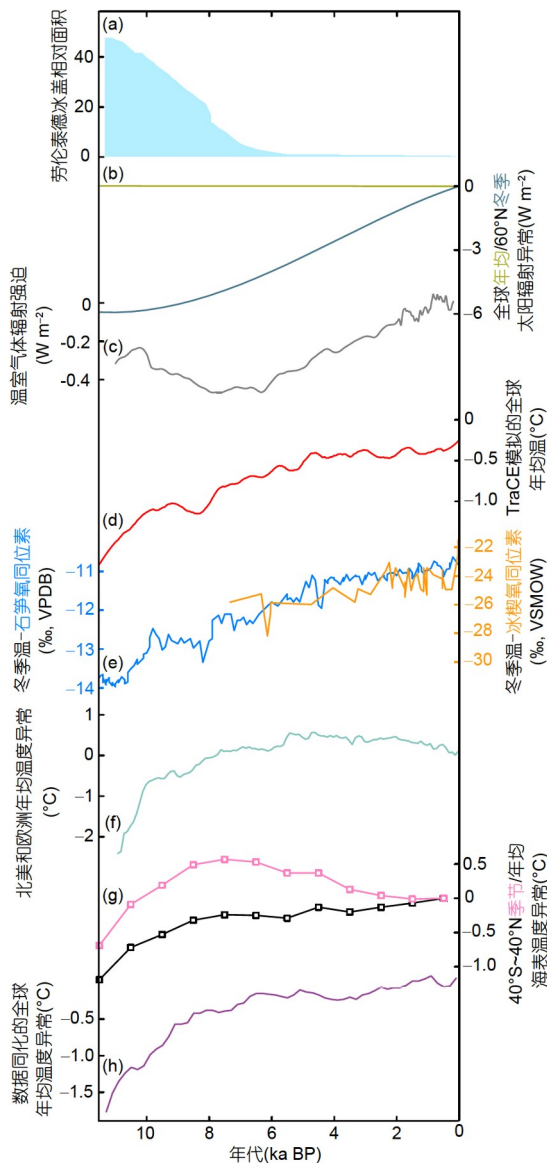


图3 全球及区域尺度指标记录、模式模拟和数据同化的全新世持续升温模式的代表曲线及可能驱动机制

(a) 全新世劳伦泰德冰盖的面积变化(相较于末次盛冰期, Dyke, 2004); (b) 相较于1950年的全新世全球年均(黄绿色线)和60°N冬季(青色线)太阳辐射强迫异常(Laskar等, 2004); (c) 全新世温室气体辐射强迫(Joos和Spahni, 2008); (d) TraCE-21ka全强迫模拟的相较于1950年的全球全新世年均温度异常(Liu等, 2009); (e) 俄罗斯乌拉尔山石笋氧同位素(蓝色线, Baker等, 2017)和西伯利亚冻土冰楔氧同位素(橙色线, Meyer等, 2015)记录的全新世冬季温度变化; (f) 北美和欧洲孢粉记录重建的相较于1450~1950年的全新世年均温度异常(Marsicek等, 2018); (g) 代用指标重建的40°S~40°N相较于最近1000年的全新世年均海表温度异常(黑色曲线)及其与没有剔除夏季温信号的季节温度异常(粉色曲线)(Bova等, 2021); (h) 古气候数据同化重建的全球全新世年均温度异常(Osman等, 2021), 相较于1000~1850年的平均变化量

不同季节的太阳辐射决定, 并通过建立季节到年均温的转换函数(SAT), 尝试剔除古海温记录中的季节性偏差, 以此定量年均温变化. 进一步将该方法应用于40°S~40°N之间的全新世海表温度重建, 结果显示多数温度记录存在季节性偏差(主要偏向于夏秋季), 导致重建结果呈现全新世大暖期模式, 而校正后的年均温则显示全新世持续升温的趋势(图3g), 与气候模式模拟结果一致, 进而证实全新世温度谜题主要源于温度指标的季节性偏差.

需要指出的是, SAT方法本身存在一定的局限性:

(1) 其假定的温度变化与太阳辐射的线性响应关系, 并不一定适用于气候系统复杂的非线性响应过程(Laepple等, 2022); (2) 由于末次间冰期时段两极海冰实际上也存在显著变化, 仅考虑太阳辐射对于温度的影响并不准确(Zhang和Chen, 2021).

3.3 全新世年均温变化的空间异质性问题

虽然全新世期间年均太阳辐射的全球平均值基本不变(图3b), 但仍具有明显的纬度带间差异, 南北半球高纬地区呈现下降趋势, 低纬地区呈上升趋势, 而中纬度地区变化不明显(Marcott等, 2013). 从气候驱动力的角度, 这些差异会导致不同区域的全新世年均温度变化不尽相同(Liu等, 2014).

如前文所述, 尽管不同指标反映不同季节的温度一定程度上可以解释全新世温度谜题, 但有研究表明, 同样是全新世年均温度记录, 基于不同指标的重建结果存在明显分歧, 如中欧石笋流体包裹体氢同位素记录的全新世年均温(具有冬季偏差)变化具有明显的大暖期模式(Affolter等, 2019), 就与上文提到的北美和欧洲孢粉记录(Marsicek等, 2018)、欧亚大陆石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(Baker等, 2017)以及气候模式模拟结果呈现的全新世年均、冬季温度的持续升温模式显著不同. 进一步的分析发现, 造成这一差异的一个可能原因是不同区域受到早-中全新世高纬冰盖的影响强弱不同(Affolter等, 2019). 可见, 全新世温度谜题显然不能完全归咎于温度的季节性偏差, 温度变化的区域差异也是重要原因之一.

需要指出的是, 不同指标反映的温度信号不同(如不同季节、不同水深的温度信号)及其自身固有的不确定性(如降水等非温度因素影响), 也有可能致不同记录间存在显著差异. 中国由于季风影响下的雨热

同期效应, 使得代用指标的多解性问题尤为突出(详见讨论和展望). 事实上, 即便来自同一指标的重建, 不同区域的结果也存在较大差异甚至相反的趋势. 例如, 基于北美、欧洲以及亚洲孢粉记录集成重建的全新世季节和年均温度变化结果显示, 在北美东北部、欧洲东北部以及亚洲南部地区, 无论是夏季、冬季还是年均温均呈现整体降温趋势, 而在北美东南部和亚洲北部地区, 季节和年均温普遍呈增温趋势, 其他地区, 如北美西部、欧洲西部和东南部地区, 全新世温度的季节性差异显著(Zhang W C等, 2022a).

为了深入理解全新世年均温度变化的区域异质性, Bader等(2020)利用高分辨地球系统模式(MPI-ESM1.2)模拟获得了过去近8000年来年均温度变化的时间序列, 同时基于经验正交函数 EOF 分析提取了温度变化的空间模态, 结果显示全球全新世年均温整体呈上升趋势, 但在空间上同时存在“暖模态”和“冷模态”两种模态, 其中“暖模态”表现为热带地区增暖, 主要发生在全新世中期, 受温室气体增加驱动, 而“冷模态”表现为高纬地区(60°N以北)变冷, 主要发生在全新世晚期, 受海冰、太阳活动和火山活动变化驱动. 这一结论与PMIP4-CMIP6多模式模拟的全球中全新世年均温度异常(MH-PI)的研究结果一致(Brierley等, 2020). 近年来在中国西南地区开展的一些全新世温度重建工作, 也显示了该区域年均温呈现整体升高而非降低的趋势(Zhao C等, 2021; Feng等, 2022). 特别是其中基于腾冲青海湖泊brGDGTs重建的年均温度结果可与TraCE-21ka全强迫模拟结果在整体趋势和变幅两个方面达到匹配, 揭示了该区域全新世年均温度变化主要受局地年均太阳辐射控制, 与温室气体和冰量为主要驱动的全球全新世年均温升温机制不同(Liu等, 2014; Zhao C等, 2021). 这一认识也得到了来自同一钻孔更长时间尺度年均温度记录的证实. 事实上, 从TraCE-21ka单强迫模拟结果来看, 非洲北部、阿拉伯半岛南部、印度以及中国西南地区这一陆地区域, 是对全新世局地年均太阳辐射响应最敏感的地区(Zhao C等, 2021), 但目前这一范围内的全新世温度记录极其有限(如图1所示). 最近的一项研究发现, 北半球中高纬度陆地区域的记录显示全新世大暖期出现在传统的8~4ka, 但是同纬度的海洋代用记录则显示全新世大暖期出现时间要早一些(11~7ka), 而热带地区则缺乏明显信号, 这表明全新世大暖期模式并非全球同步的

(Cartapanis等, 2022).

3.4 全新世温度记录空间分布不均问题

根据前文的讨论, 不同区域、不同季节的温度变化显然存在较大差异, 这无疑给全新世年均温度记录的集成研究带来较大的不确定性. 在空间格局上, 已有的全新世温度记录主要集中在北半球中高纬度地区(30°~90°N), 且以北美和欧洲孢粉记录为主, 而亚洲中部干旱区、北半球低纬地区和南半球温度记录较为匮乏(图1, Kaufman等, 2020b; Zhang W C等, 2022b). 此外, 现有的海洋温度记录主要集中在边缘海地区, 由于受到不同海洋环流和海-陆相互作用的复杂影响, 边缘海的温度记录本身可能存在较大的空间差异. 加之边缘海锋面过程对于海洋物质输运和生物生产的显著影响, 使得基于海洋生物指标(如长链烯酮 U_{37}^k 和有孔虫Mg/Ca等)重建的区域全新世温度演化存在较大的不确定性(Lohmann等, 2013). 与之不同的是, 气候模拟凭借模式自身的动力框架和物理过程, 在满足气候动力学和气候物理学自身约束的情况下, 能够提供在时间和空间上连续的气候变化结果. 因此, 如果集成的全新世温度记录具有区域局限性, 不能完全代表全球平均状态, 那么就很难和气候模式模拟结果进行直接对比, 两者存在明显分歧似乎也在情理之中.

为了结合气候记录和气候模拟的优势, 获得既符合气候变化的物理规律和动力机制, 又反映过去气候变化事实的可靠重建, 古气候数据同化方法应运而生, 其核心思想是利用气候代用资料约束古气候模式模拟, 以此对过去气候变化状态作出最优估计(方苗和李新, 2016). 通过利用数据同化的方法融合全球539个海洋温度记录以及iCESM气候模式瞬变模拟结果后发现, 早全新世(~9ka)以来, 全球年均温呈稳步上升趋势, 变暖幅度约为0.5°C(图3h), 这与单独基于相同的温度记录集成揭示的全新世大暖期模式显著不同(Osman等, 2021). 进一步地分析发现, 虽然南半球中纬度地区(45°~60°S)温度记录相对有限, 但指标集成结果受到该区域温度记录的强烈影响, 导致了早全新世异常增暖, 而基于数据同化的全球全新世年均温结果较少受到温度记录空间分布的影响. 因此, 尽管现有的全新世温度集成研究已具有较高的时间分辨率, 涵盖丰富的指标类型, 但温度记录样点在空间上分布并不均匀

(Kaufman等, 2020b), 这导致记录集成结果并未全面、客观地反映全球平均信号, 进而造成其与气候模拟以及数据同化的全球全新世年均温结果存在明显分歧(Osman等, 2021). 需要指出的是, 目前古气候数据同化都是基于海洋温度记录、单一模式的同化, 加入陆地温度记录后的同化结果有何不同? 同化结果是否具有模式依赖性? 这些问题都有待进一步地研究(Marcott和Shakun, 2021). 此外, 内部变率对古气候平均态的影响, 也是一个需要注意的问题(Shi等, 2022).

3.5 气候模式自身的缺陷问题

气候模式自身的缺陷, 如许多模式存在气候敏感度偏差以及对复杂反馈过程考虑不足等问题, 也能导致指标记录和模式模拟的全新世年均温度变化存在显著差异(Liu等, 2014). 目前, 尽管气候模式考虑的物理过程越来越复杂, 分辨率也越来越高, 但对气候敏感度的估算, 不同模式间差异较大. 气候敏感度是指因大气二氧化碳(CO_2)浓度变化而导致的地球表面温度的变化, 其表达方式有多种, 其中使用最为广泛的是“平衡态气候敏感度”, 即由于 CO_2 浓度相对工业化前条件翻倍后造成的地表温度的平衡(稳定状态)变化, 简言之就是 CO_2 浓度加倍引起的变暖幅度. 根据Liu等(2014)的模拟结果, 温室气体浓度变化是导致全球平均的全新世年均温呈现持续升温模式的重要因素之一, 因此准确估算气候敏感度是合理模拟过去温度变化的重要基础. 然而, 当前气候模式估算的气候敏感度的不确定性范围较大, 如最新的CMIP6模式给出的范围是 $1.8\sim 5.6^\circ\text{C}$, 造成这一现象的一个重要原因是气候模式对复杂反馈过程(如云-气溶胶-辐射反馈等)的描述还不完善(Meehl等, 2020; IPCC, 2021). 当前的气候模式研发, 其参数化和反馈过程的描述主要依托现代气候观测数据, 它们在中古气候背景下的适用性尚有待验证. 因此, 即使用于驱动气候模式的太阳辐射、温室气体浓度、冰盖及冰融水等强迫因子的数据准确(Liu等, 2014), 但关键反馈过程若存在不足, 也无法完整地再现全球全新世年均温度的演化特征.

为此, 不同学者陆续开展了大量的研究, 尝试探讨在考虑各种复杂反馈过程后, 气候模式模拟的全新世温度变化趋势有何差异. 例如, Liu等(2018)在原有的CCSM3模型基础上(Liu等, 2014)加入了粉尘的循环过程, 开展早全新世($\sim 9\text{ka}$)和中全新世($\sim 6\text{ka}$)全球年均温

对粉尘释放响应的敏感性研究, 结果表明假定早、中全新世大气中不存在粉尘(由于该时期季风强, 降水高, 植被覆盖好), 短波辐射将会显著增加, 导致模拟的全球年均温分别升高 0.23°C 和 0.30°C , 由此提出气候模式中忽略了粉尘的反馈过程, 造成模拟的早-中全新世年均温偏低, 这可能是导致全新世温度谜题的原因之一. 需要注意的是, 仅仅考虑粉尘的影响仍然无法模拟指标记录的全新世大暖期模式(Liu等, 2018). 此外, Park等(2019)基于13个模式模拟了全球MH年均温异常(相较于PI时期), 结果显示在全球尺度, 多数模式(10个)模拟的MH年均温较PI低, 但在北半球中高纬度地区($30^\circ\sim 90^\circ\text{N}$), 多数模式(9个)模拟的年均温较PI高. 进一步地分析发现, 由于北半球MH夏季太阳辐射增加, 导致北极异常增暖(极地放大效应)、海冰量明显减少, 进而通过降低地表反照率和促进海气交互作用的形式深刻影响中纬度地区全年(尤其是冬季)温度变化, 造成模拟的北半球中-高纬度地区MH年均温普遍增加. 值得一提的是, 目前全新世年均温度记录与模式结果对比差异最大的就是在北半球中-高纬度地区(Liu等, 2014). 因此, 气候模式若低估了海冰反馈对于北半球中高纬度地区年均温度的影响, 则同样可能引起全新世温度谜题. 最新的气候模拟研究表明, 植被反馈也对全球全新世年均温度变化具有重要影响. 例如, Chen J等(2022)的研究指出, 忽略MH北半球高纬植被的扩张会导致北极MH年均温的显著低估. Thompson等(2022)基于通用地球系统模式(CESM1.2), 选取9ka、6ka、3ka和PI四个时段, 开展不同植被覆盖预设条件下的全球年均温度模拟研究, 结果显示相较于PI时期的植被预设, 在增加非洲撒哈拉、北半球中纬度地区以及北极的植被覆盖的情况下, 地表反照率显著降低, 并通过极地放大效应以及海冰反馈机制, 造成模拟的9ka、6ka和3ka时段全球年均温显著增加, 最终导致全新世年均温呈现大暖期模式. 这一结果与全球全新世年均温度集成研究(Temperature 12k)相符. 可见, 气候模式中加入植被反馈过程为解决全新世温度谜题提供了新的思路.

近期的全新世温度记录-模式对比研究结果也指出气候模式存在较大的不确定性. 例如, 基于孢粉和蜗牛组合的重建结果显示, 北半球和中国黄土高原全新世季节和年均温均呈现大暖期模式, 进一步对比TraCE-21ka模拟结果发现, 记录与模式之间的分歧主

要表现在对全新世冬季和年均温度的刻画方面, 提出之所以气候模拟的全新世冬季、年均温呈现持续增温趋势是与模式忽略了粉尘、海冰和植被等重要反馈过程有关(Zhang W C等, 2022a; Dong等, 2022). 最近, Kaufman和Broadman(2023)在全球尺度下综合全新世温度记录、山地冰川面积指数、海洋次表层/底层水温 and 热含量记录以及气候驱动因子和反馈机制等多方面证据, 评估了中全新世大暖期模式存在的合理性, 倾向于认为气候模式的缺陷(如对植被和海冰等反馈过程考虑不足)是导致全新世温度谜题的主要原因。

4 讨论和展望

回顾全新世温度研究的发展历程, 从早期主要依托欧洲、北美等区域的丰富记录和大量孢粉研究, 发现全新世早-中期存在一个大暖期(Hafsten, 1970), 到Marcott等(2013)集成重建了首条全球平均的全新世年均温度序列(但主要还是以北半球海洋记录为主), 明确了全新世温度变化的大暖期模式, 再到古气候模式模拟的盛冰期以来全球平均的年均温变化的持续升温模式, 从而提出了全新世温度谜题(Liu等, 2014). 近10年来, 中外学者针对全新世温度谜题, 从指标记录的发展和气候模式的改进两方面着手, 已经取得了一系列重要的科研成果. 然而, 在代用指标的多解性和季节性、温度记录的空间异质性以及气候模式对反馈过程(如植被、云-辐射反馈等)的刻画等方面, 目前的研究仍然存在明显的不足, 是未来亟待加强的研究领域. 我们认为, 今后应当在下面几个方面加强研究。

4.1 温度代用指标的可靠性问题及展望

温度代用资料本身存在固有的不确定性. 首先, 现有的多种温度代用指标往往受到复杂环境要素的综合影响. 例如, 孢粉可能记录了温度和降水的混合信号, 且易受人类活动干扰(Birks等, 2010; Cao等, 2022); 长链烯酮和摇蚊可能受到温度、水体盐度以及营养状况等的综合影响(Juggins, 2013; Tierney和Tingley, 2018); brGDGTs除受温度影响外, 也受到pH、降水等的影响(Dearing Crampton-Flood等, 2020; Duan等, 2020, 2022a); 冰芯氧同位素可能不仅包含温度信号, 也受到降水的季节性变化以及水汽来源的影响(Masson-Delmotte等, 2005; Yao等, 2013). 因此, 严格甄别代用指标

的主要环境限制因子是利用其开展全新世温度重建的前提, 特别是当利用同一指标进行多种环境要素重建的时候需要更加小心, 变量间的自相关往往会导致不同重建结果具有一致的变化特征(Juggins, 2013). 代用指标的多解性问题在中国尤为突出, 过去对于中国全新世大暖期的认识主要建立在孢粉、动物化石、古土壤磁化率等指标能够真实反映温度变化的基础上(施雅风等, 1992), 但目前看来这些指标显然或多或少受到降水的影响(Li等, 2015; 饶志国等, 2022), 导致中国全新世温度与降水记录往往同步变化。

其次, 即使代用指标主要响应温度, 但其究竟记录年均温还是季节温度信号仍不明晰. 目前学界广泛使用的温度代用指标仍然以生物指标为主, 如植物孢粉、藻类长链烯酮以及细菌brGDGTs等. 在前文中已经提到, 生物指标记录的温度信号往往与生长季温度密切相关, 这是由生物生长具有特定的生态学和生理学条件所决定的(谢树成等, 2018). 比如, 北欧地区植被生长主要在夏季, 因此该区域孢粉记录的温度变化具有一定的夏季倾向性, 而在欧洲南部和中部地区植被生长季延长, 孢粉记录主要反映年均温的信号(Heikkilä和Seppä, 2003; Seppä等, 2009). 又比如, 过去的研究认为陆生brGDGTs主要反映年均温度变化(Weijers等, 2011; Lei等, 2016), 然而近期的现代过程研究揭示, 全球表土和湖泊表层沉积物brGDGTs的分布主要受到暖季温度的控制(Martínez-Sosa等, 2021; Véquaud等, 2022), 这可能与产brGDGTs的细菌在低温条件下($<0^{\circ}\text{C}$)生长受到抑制有关(Huguet等, 2013). 尤其是对于湖泊中的brGDGTs, 其直接记录的是湖水温度变化. 但由于中-高纬度和高海拔湖泊冬季湖面结冰, 隔绝了大气和湖水, 因此使得brGDGTs记录的湖水温度无法有效反映大气温度变化, 而可能记录的是无冰季温度(Cao等, 2020; Sun等, 2021; Zhang C等, 2022). 海洋温度指标同样受到生物季节性产率变化的显著影响. 例如, 长链烯酮母源藻在北大西洋地区表现为夏季较为繁盛, 倾向于指示夏季温度, 而在赤道海域的冬季爆发, 响应冬季温度信号(Prahl等, 2010; Leduc等, 2010).

再者, 古气候定量重建方法存在不确定性. 目前温度的定量化重建主要还是基于统计学的分析方法, 通过构建现代指标与温度的转换函数或现代类比的方式, 实现利用沉积物指标数据定量恢复古温度. 然而,

这一“将今论古”的方法在许多方面存在问题。一是对代用指标和温度的非线性关系考虑不足的问题。转换函数的建立通常是基于指标和温度的线性关系, 但代用指标(尤其是生物指标)对温度的响应往往存在复杂的非线性过程。例如, 基于brGDGTs的甲基化指数(MBT'_{5ME})与年均大气温度在10~20℃区间内呈线性相关, 但当温度超过这个范围就不存在线性关系(Dearing Crampton-Flood等, 2020; Véquaud等, 2022)。不仅是brGDGTs, 其他生物指标, 如孢粉和长链烯酮等面临同样的问题(许清海等, 2006; 孙青等, 2010)。二是将基于现代过程建立的指标与环境因子的关系应用于过去可能存在的不匹配问题。例如, 孢粉-古气候定量重建最常用的最佳类比法, 其原理是将与化石孢粉组合相近的5~10个现代样点气候要素的平均或加权平均值作为该化石孢粉的气候变量估计值。然而, 过去的气候状态和植被类型与现代相比可能存在较大差异, 出现找不到与其相似的现代样点的情况(Jackson和Williams, 2004)。另外, 人类活动对植被的影响, 可能导致表层沉积物孢粉与环境要素的关系并不是自然气候驱动, 因而无法适用于过去气候定量重建(Birks等, 2010)。再者, 像孢粉一类的生物指标对于气候因子的响应可能随时间发生变化, 如在现代气候格局下主要响应温度, 但在全新世不同时间尺度的气候背景下, 降水等非温度因素可能发展成为重要的环境胁迫因子。换言之, “空间代替时间”的指标现代过程研究方法并不一定适用于古气候时间序列重建(Rehfeld等, 2016)。三是不同区域代用指标与温度响应关系的差异性问题。在进行古温度定量重建过程中, 经常会遇到基于同一指标的不同转换方程获得的温度变化趋势存在显著差异的情况, 导致对于一些关键问题的认识可能会因为转换方程选取的不同而产生分歧。例如, 通过对中国云南天才湖和错恰湖短钻brGDGTs的研究发现, 基于湖泊单点校对方程重建的1960年以来持续增温的结果可以和器测资料很好地对比, 但利用全球或其他区域湖泊brGDGTs校正公式重建的温度结果存在显著差异甚至完全相反的趋势(Feng等, 2019; Zhang C等, 2022)。类似的现象在格陵兰和冰岛湖泊中同样存在(Harning等, 2020; Zhao B Y等, 2021)。可见, 不同的温度转换方程都有其相应的适用范围, 如果不加以仔细评估和甄别, 只是简单的套用, 就会产生错误的认识。

针对上述问题, 在温度代用资料方面, 未来需要强

化各种温度代用指标的基础理论研究, 深刻理解代用指标的科学内涵。不仅仅通过基于统计学方法的现代过程研究建立代用指标与温度的定量关系, 更要深入理解不同指标响应温度的物理化学机制及生理和生态学原理, 如通过对有明确生物源的指标(藻类长链烯酮和古菌四醚膜类脂物iGDGT等)开展实验室培养以及指标的过程模型研究(Dolman和Laepple, 2018), 定量评估不同环境因子对于代用指标的贡献, 厘清不同温度指标的季节性响应。同时改进和发展古气候定量重建方法, 推动贝叶斯模型和机器学习算法在温度定量重建中的应用, 尤其是发挥其在解决生物指标对温度非线性响应问题上的优势。此外, 尽量选取受人类活动影响较小的区域开展系统的指标现代过程研究, 明确不同温度转换方程的适用范围和限制条件, 同时探索新的温度指标体系, 如冰芯/地下水惰性气体(Bereiter等, 2018; Seltzer等, 2021), 土壤古菌四醚指数TEX₈₆(Duan等, 2022b)和三羟基脂肪酸(Wang C F等, 2021)以及湖泊团簇同位素(Li H S等, 2021)等在全新世温度重建中的应用潜力。

4.2 气候模式的不确定性问题及展望

气候模式本质上是封装了大量自然定律的计算机程序, 是对气候系统中物理、化学和生态过程的数学表达。气候系统随时间的演变, 既受到自然外强迫因子(例如太阳辐射、火山乃至海陆分布等)和人为外强迫因子(如温室气体、气溶胶和土地利用等)的驱动, 又受到气候系统内部各圈层间(如大气圈、水圈、冰冻圈和生物圈等)的相互作用等复杂过程的影响。虽然目前气候系统模式已经从关注水、热和能量平衡等物理过程逐渐向考虑以碳循环为代表的生物地球化学循环过程的地球系统模式发展, 但较之真实的复杂气候系统, 模式层面依然存在诸多简化和参数化方面的不足, 这使得气候模式的不确定性问题长期存在(周天军等, 2022)。例如, 多数PMIP4到CMIP6模式模拟的PI温度较观测数据存在明显的低估, 在极地地区尤为显著(Brierley等, 2020)。此外, 前文中已经提到最新的CMIP6模式对于气候敏感度这一重要参数的估算仍然存在较大的不确定性(IPCC, 2021)。造成这些现象的一个重要原因是人类对复杂气候系统的认识和计算资源的局限性, 导致仅仅依靠物理经验关系建立的参数化方案难以准确描述云-气溶胶-辐射反馈(Meehl等,

2020)和海洋垂向混合(Zhu等, 2022)等重要过程。类似地, 在全新世时间尺度, 是否考虑粉尘(Liu等, 2018)、海冰(Park等, 2019)以及植被(Chen J等, 2022; Thompson等, 2022)反馈过程, 对于全新世年均温度模拟结果具有重要影响。然而, 需要指出的是, 这些研究均是基于单一模式的改进, 不同模式的结构框架差异, 特别是对重要气候过程的参数化方案不同, 也会导致不同模式间对反馈过程的响应敏感度存在差异, 进而影响全新世温度模拟结果的可靠性。此外, 上述研究更多通过设计敏感性实验, 来模拟不同粉尘、海冰以及植被预设条件下的全新世温度变化, 缺乏对相关反馈过程的动态变化描述, 这对模拟结果也有影响。

另一方面, 气候模拟结果的准确性还取决于模式分辨率的高低。全球气候系统模式在模拟区域气候变化方面往往效果不佳, 这与其较低的空间分辨率有关(Lohmann等, 2021)。例如, 像青藏高原这样的独特地貌单元, 各圈层相互作用强烈, 气候系统更加复杂, 基于全球CMIP5模式模拟的青藏高原地区现代气候往往出现冷偏差和湿偏差(Su等, 2013; Lin等, 2018)。因此, 如果不对全球气候模式中的关键过程进行参数化矫正和降尺度, 就有可能导致模拟的区域气候变化结果与实际观测数据或代用资料存在差异。实际上, 已有研究表明, 利用TraCE-21ka结果嵌套区域气候模式(RegCM4.1)的动力降尺度模拟, 更精细地再现了末次盛冰期以来中国千年尺度的气候变化(况雪源等, 2021)。此外, 不管是对工业化以来的历史气候模拟, 还是对未来气候变化的各种情景预估, 当前的气候模式即使采用同样的温室气体和气溶胶等外强迫因子驱动, 它们对现代气候的模拟结果之间依然存在差异。为了克服模式结果的不确定性, 现代气候模拟研究发展了诸如模式加权(Zhao等, 2022)、观测约束(Chen X L等, 2020; Chen Z M等, 2022; Zhang W X等, 2022)等技术来对模式结果进行校准, 但是如何在古气候模拟中发展类似的校准技术, 目前国际上刚刚开始尝试(Banerjee等, 2022)。

因此, 在气候模式模拟方面, 未来亟须改进模式中关于物理、化学、生态过程以及各种反馈过程(如云-气溶胶-辐射反馈及植被反馈等)的合理描述。同时, 在传统的基于观测数据的参数化方法改进基础上, 推动基于数据驱动的参数化优化方案研究, 如引入深度学习等算法, 提高模式描述复杂气候系统的准确性。此

外, 提高气候模式的分辨率, 研发符合区域气候变化过程的高分辨率模式, 如发展适合青藏高原复杂过程的青藏高原区域地球系统模式等(Chen等, 2021a), 从而降低气候模式的模拟偏差, 特别是公里尺度的对流分辨率模式(CPM)在青藏高原区域已经显示出诸多优势(Li P X等, 2020; Zhao Y等, 2021), 未来一旦应用于古气候模拟的区域降尺度必将发挥重要作用。

未来在古气候(如全新世温度)模拟研究领域, 一是需要结合丰富的古气候代用资料, 构建更为准确的驱动场资料(Tian等, 2022), 特别是当前在全新世气候模拟中尚未考虑或者考虑不够完善的火山气溶胶、土地利用和植被变化等; 二是在完善相关物理过程(如动态植被耦合、沙尘和气溶胶、平流层化学过程等)的基础上, 加强多模式比较研究, 提高古气候模拟的精度; 三是结合气候预估领域的涌现约束等技术的前沿进展(Chen X L等, 2020; Chen Z M等, 2022; Zhang W X等, 2022), 参考其思想和方法, 在古气候模拟研究领域, 充分利用古气候数据对模式结果进行约束和校正, 降低模拟的误差。

4.3 记录与模式对比融合问题及展望

严格意义上来讲, 指标记录集成与气候模式模拟的全新世年均温度存在本质区别, 两者直接进行对比存在一定问题。首先是空间代表性问题, 指标记录集成的全球全新世年均温度变化更多是现有记录分布区域的平均, 但目前全新世温度记录的分布在空间上并不均衡, 这必然会导致集成的全球温度信号与记录密集程度和研究深度有关, 无法真实代表全球平均状态。此外, 全新世温度变化存在明显的区域差异, 无疑给全球全新世年均温度集成带来极大的不确定性。相较之下, 气候模式模拟在获得时空连续的全球全新世年均温度变化方面显然更具优势, 更能代表全球平均信号, 但在区域尺度上, 模式的不确定性问题需要关注, 因为区域尺度的气候变化更容易受到气候系统自身内部震荡的影响。其次是气候信号代表性问题, 现有的全新世温度代用指标还是以生物指标为主, 这些指标反映的气候(温度)信号更多是生物气候(生长温度), 同时受到温度季节性和非温度因素等的综合影响, 这就与气候模式输出的具有明确物理机制和动力框架约束的物理气候(温度)显著不同。可见, 上述问题的出现给记录和模拟对比带来极大的困难。欣喜的是, 古气候数据同化

搭建起了记录与模式融合的桥梁, 在解决全新世温度谜题等问题上已经初显作用(Tierney等, 2020b; Osman等, 2021). 然而正如前文所述, 基于不同模式的数据同化结果是否存在显著差异目前仍不清楚. 此外, 指标正向模型的构建是开展数据同化的基础, 但陆地温度指标普遍缺少正向模型, 因此陆地温度记录的缺失也给古气候数据同化带来一定的不确定性.

综上所述, 为了提高全新世温度集成记录与气候模式模拟结果的可比性, 需要改善温度记录的空间覆盖度, 填补研究薄弱区, 如亚洲中部干旱区、青藏高原和南大洋等地区的记录空白, 在发展和改进气候模式的同时, 进一步明确(生物)指标的(生物)气候指示意义. 而最终破解全新世温度谜题, 需要在上述研究的基础上, 推动以数据同化为抓手的全新世陆地和海洋温度变化研究, 关键是建立陆地主要温度代用指标(如孢粉等)的正向模型和开展多模式同化结果对比研究, 实现古气候记录与模拟的最优融合.

致谢 感谢国家地质实验测试中心孙青研究员、美国匹兹堡大学Josef WERNE教授、南京大学赵成教授以及北京大学刘鸿雁教授对于本文相关内容的有益探讨. 感谢2005年开始招收研究生试图解决全新世大暖期问题以来, 学生们的辛苦付出和不懈努力. 虽然由于缺少先进方法和可靠记录始终进展不大, 但却促进了对国际前沿进展的深入了解. 感谢两位审稿人对论文提出的宝贵修改意见和建议.

参考文献

- 方苗, 李新. 2016. 古气候数据同化: 缘起、进展与展望. 中国科学: 地球科学, 46: 1076–1086
- 方修琦, 侯光良. 2011. 中国全新世气温序列的集成重建. 地理科学, 31: 385–393
- 葛全胜, 王顺兵, 郑景云. 2006. 过去5000年中国气温变化序列重建. 自然科学进展, 16: 689–696
- 龚高法. 1987. 历史时期我国气候带的变迁及生物分布界限的推移. 历史地理, 5: 1–10
- 何元庆, 姚檀栋, 沈永平, 张忠林, 陈拓, 章典. 2003. 冰芯与其他记录所揭示的中国全新世大暖期变化特征. 冰川冻土, 25: 11–18
- 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
- 满志敏. 1992. 黄淮海平原仰韶温暖期的气候特征探讨. 历史地理, (1): 261–272

- 梁琛, 赵艳, 秦锋, 郑卓, 肖霞云, 马春梅, 李焕, 赵文伟. 2020. 孢粉-气候定量重建方法体系的建立及其应用——以青藏高原东部全新世温度重建为例. 中国科学: 地球科学, 50: 977–994
- 饶志国, 秦倩倩, 魏士凯, 郭海春, 李云霞. 2022. 全新世温度研究回顾及对历史人地关系的启示. 地理学报, 77: 1169–1180
- 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 唐领余, 王富葆, 姚檀栋, 赵希涛, 张丕远, 施少华. 1992. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学, 22: 1300–1308
- 孙青, 储国强, 刘国祥, 王晓华, 刘美美, 石丽明, 谢曼曼, 凌媛. 2010. 湖泊体系中长链烯酮研究进展. 地球学报, 31: 485–494
- 王绍武, 龚道溢. 2000. 全新世几个特征时期的中国气温. 自然科学进展, 10: 325–332
- 吴海斌, 李琴, 于严严, 姜雯琪, 林亚婷, 孙爱芝, 罗运利. 2017. 全新世中期中国气候格局定量重建. 第四纪研究, 37: 982–998
- 谢树成, 杨欢, 党心悦, 王灿发. 2018. 地质微生物响应地质环境变化的若干问题——兼论环境代用指标的应用. 地质论评, 64: 183–189
- 许清海, 李月丛, 李育, 阳小兰, 张振卿, 贾红娟. 2006. 现代花粉过程与第四纪环境研究若干问题讨论. 自然科学进展, 16: 647–656
- 郑伟鹏, 满文敏, 孙咏, 栾贻花. 2019. 第四次国际古气候模拟比较计划(PMIP4)概况与评述. 气候变化研究进展, 15: 510–518
- 郑卓, 张潇, 满美玲, 魏金辉, 黄康有. 2016. 中国及邻区利用孢粉进行古气候定量重建的回顾与数据集成. 第四纪研究, 36: 503–519
- 周天军, 张文霞, 陈德亮, 张学斌, 李超, 左萌, 陈晓龙. 2022. 2021年诺贝尔物理学奖解读: 从温室效应到地球系统科学. 中国科学: 地球科学, 52: 579–594
- 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 2019. 第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)评述. 气候变化研究进展, 15: 445–456
- 竺可桢. 1973. 中国五千年气候变迁的初步研究. 中国科学, 16: 226–256
- Affolter S, Häuselmann A, Fleitmann D, Edwards R L, Cheng H, Leuenberger M. 2019. Central Europe temperature constrained by speleothem fluid inclusion water isotopes over the past 14,000 years. *Sci Adv*, 5: Eaav3809
- Andersson C, Pausata F S R, Jansen E, Risebrobakken B, Telford R J. 2010. Holocene trends in the foraminifer record from the Norwegian Sea and the North Atlantic Ocean. *Clim Past*, 6: 179–193
- Bader J, Jungclaus J, Krivova N, Lorenz S, Maycock A, Raddatz T, Schmidt H, Toohey M, Wu C J, Claussen M. 2020. Global temperature modes shed light on the Holocene temperature conundrum. *Nat Commun*, 11: 4726
- Baker J L, Lachniet M S, Chervyatsova O, Asmerom Y, Polyak V J. 2017. Holocene warming in western continental Eurasia driven by glacial retreat and greenhouse forcing. *Nat Geosci*, 10: 430–435
- Banerjee A, Yeung L Y, Murray L T, Tie X, Tierney J E, Legrande A N. 2022. Clumped-isotope constraint on upper-tropospheric cooling

- during the Last Glacial Maximum. *AGU Adv*, 3: E2022AV000688
- Bartlein P J, Harrison S P, Brewer S, Connor S, Davis B A S, Gajewski K, Guiot J, Harrison-Prentice T I, Henderson A, Peyron O, Prentice I C, Scholze M, Seppä H, Shuman B, Sugita S, Thompson R S, Viau A E, Williams J, Wu H. 2011. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: A global synthesis. *Clim Dyn*, 37: 775–802
- Bereiter B, Shackleton S, Baggenstos D, Kawamura K, Severinghaus J. 2018. Mean global ocean temperatures during the last glacial transition. *Nature*, 553: 39–44
- Berger A. 1988. Milankovitch theory and climate. *Rev Geophys*, 26: 624–657
- Birks H J B, Heiri O, Seppä H, Bjune A E. 2010. Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on Late-Quaternary biological proxies. *Open Ecol J*, 3: 68–110
- Bova S, Rosenthal Y, Liu Z Y, Godad S P, Yan M. 2021. Seasonal origin of the thermal maxima at the Holocene and the last interglacial. *Nature*, 589: 548–553
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, Joussaume S, Peterchmitt J Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichet T, Hewitt C D, Kageyama M, Kitoh A, Laîné A, Loutre M F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber S L, Yu Y, Zhao Y. 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum—Part 1: Experiments and large-scale features. *Clim Past*, 3: 261–277
- Brierley C M, Zhao A, Harrison S P, Braconnot P, Williams C J R, Thornalley D J R, Shi X X, Peterschmitt J Y, Ohgaito R, Kaufman D S, Kageyama M, Hargreaves J C, Erb M P, Emile-Geay J, D'Agostino R, Chandan D, Carré M, Bartlein P J, Zheng W P, Zhang Z S, Zhang Q, Yang H, Volodin E M, Tomas R A, Routson C, Peltier W R, Otto-Bliesner B, Morozova P A, McKay N P, Lohmann G, Legrande A N, Guo C C, Cao J, Brady E, Annan J D, Abe-Ouchi A. 2020. Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations. *Clim Past*, 16: 1847–1872
- Briner J P, McKay N P, Axford Y, Bennike O, Bradley R S, de Vernal A, Fisher D, Francus P, Fréchette B, Gajewski K, Jennings A, Kaufman D S, Miller G, Rouston C, Wagner B. 2016. Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland. *Quat Sci Rev*, 147: 340–364
- Cao J T, Rao Z G, Shi F X, Jia G D. 2020. Ice formation on lake surfaces in winter causes warm-season bias of lacustrine brGDGT temperature estimates. *Biogeosciences*, 17: 2521–2536
- Cao X Y, Tian F, Herzschuh U, Ni J, Xu Q H, Li W J, Zhang Y R, Luo M Y, Chen F H. 2022. Human activities have reduced plant diversity in eastern China over the last two millennia. *Glob Change Biol*, 28: 4962–4976
- Cartapanis O, Jonkers L, Moffa-Sanchez P, Jaccard S L, de Vernal A. 2022. Complex spatio-temporal structure of the Holocene Thermal Maximum. *Nat Commun*, 13: 5662
- Chen F H, Ding L, Piao S L, Zhou T J, Xu B Q, Yao T D, Li X. 2021a. The Tibetan Plateau as the engine for Asian environmental change: The Tibetan Plateau Earth system research into a new era. *Sci Bull*, 66: 1263–1266
- Chen F H, Duan Y W, Hou J Z. 2021b. An 88 ka temperature record from a subtropical lake on the southeastern margin of the Tibetan Plateau (third pole): New insights and future perspectives. *Sci Bull*, 66: 1056–1057
- Chen F H, Zhang J F, Liu J B, Cao X Y, Hou J Z, Zhu L P, Xu X K, Liu X J, Wang M D, Wu D, Huang L X, Zeng T, Zhang S, Huang W, Zhang X, Yang K. 2020. Climate change, vegetation history, and landscape responses on the Tibetan Plateau during the Holocene: A comprehensive review. *Quat Sci Rev*, 243: 106444
- Chen J, Zhang Q, Kjellström E, Lu Z Y, Chen F H. 2022. The contribution of vegetation-climate feedback and resultant sea ice loss to amplified Arctic warming during the mid-Holocene. *Geophys Res Lett*, 49: doi: 10.1029/2022GL098816
- Chen W Z, Xiao A G, Braconnot P, Ciais P, Viovy N, Zhang R. 2022. Mid-Holocene high-resolution temperature and precipitation gridded reconstructions over China: Implications for elevation-dependent temperature changes. *Earth Planet Sci Lett*, 593: 117656
- Chen X L, Zhou T J, Wu P L, Guo Z, Wang M H. 2020. Emergent constraints on future projections of the western North Pacific Subtropical High. *Nat Commun*, 11: 2802
- Chen Z M, Zhou T J, Chen X L, Zhang W X, Zhang L X, Wu M N, Zou L W. 2022. Observationally constrained projection of Afro-Asian monsoon precipitation. *Nat Commun*, 13: 2552
- Clegg B F, Kelly R, Clarke G H, Walker I R, Hu F S. 2011. Nonlinear response of summer temperature to Holocene insolation forcing in Alaska. *Proc Natl Acad Sci USA*, 108: 19299–19304
- Davis B A S, Brewer S, Stevenson A C, Guiot J. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat Sci Rev*, 22: 1701–1716
- Dearing Crampton-Flood E D, Tierney J E, Peterse F, Kirkels F M S A, Sinninghe Damsté J S. 2020. BayMBT: A Bayesian calibration model for branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in soils and peats. *Geochim Cosmochim Acta*, 268: 142–159
- Deevey E S, Flint R F. 1957. Postglacial hypsithermal interval. *Science*, 125: 182–184
- Dolman A M, Laepple T. 2018. Sedproxy: A forward model for sediment-archived climate proxies. *Clim Past*, 14: 1851–1868
- Dong Y J, Wu N Q, Li F J, Zhang D, Zhang Y T, Shen C M, Lv H Y. 2022. The Holocene temperature conundrum answered by mollusk

- records from East Asia. *Nat Commun*, 13: 5153
- Duan Y W, Sun Q, Werne J P, Hou J Z, Yang H, Wang Q, Khormali F, Chen F H. 2022a. The impact of precipitation on the distributions of branched tetraethers in alkaline soils. *Org Geochem*, 169: 104410
- Duan Y W, Sun Q, Werne J P, Hou J Z, Yang H, Wang Q, Khormali F, Xia D S, Chu G Q, Chen F H. 2022b. General Holocene warming trend in arid Central Asia indicated by soil isoprenoid tetraethers. *Glob Planet Change*, 215: 103879
- Duan Y W, Sun Q, Werne J P, Yang H, Jia J, Wang L B, Xie H C, Chen F H. 2020. Soil pH dominates the distributions of both 5- and 6-methyl branched tetraethers in arid regions. *J Geophys Res-Biogeosci*, 125
- Dyke A S. 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Dev Quat Sci*, 2: 373–424
- Eldevik T, Risebrobakken B, Björne A E, Andersson C, Birks H J B, Dokken T M, Drange H, Glessmer M S, Li C, Nilsen J E Ø, Otterå O H, Richter K, Skagseth Ø. 2014. A brief history of climate—The northern seas from the Last Glacial Maximum to global warming. *Quat Sci Rev*, 106: 225–246
- Feng X P, Zhao C, D'Andrea W J, Hou J Z, Yang X D, Xiao X Y, Shen J, Duan Y W, Chen F H. 2022. Evidence for a relatively warm mid-to late Holocene on the southeastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 49: e2022GL098740
- Feng X P, Zhao C, D'Andrea W J, Liang J, Zhou A F, Shen J. 2019. Temperature fluctuations during the Common Era in subtropical southwestern China inferred from brGDGTs in a remote alpine lake. *Earth Planet Sci Lett*, 510: 26–36
- Hafsten U. 1970. A sub-division of the Late Pleistocene period on a synchronous basis, intended for global and universal usage. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 7: 279–296
- Harning D J, Curtin L, Geirsdóttir Á, D'Andrea W J, Miller G H, Sepúlveda J. 2020. Lipid biomarkers quantify Holocene summer temperature and ice cap sensitivity in Icelandic lakes. *Geophys Res Lett*, 47: E2019GL085728
- Heikkilä M, Seppä H. 2003. A 11,000yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quat Sci Rev*, 22: 541–554
- Hou J Z, Huang Y S, Zhao J T, Liu Z H, Colman S, An Z S. 2015. Large Holocene summer temperature oscillations and impact on the peopling of the northeastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 43: 1323–1330
- Hou J Z, Li C G, Lee S. 2019. The temperature record of the Holocene: Progress and controversies. *Sci Bull*, 64: 565–566
- Huguet A, Fosse C, Laggoun-Défarge F, Delarue F, Derenne S. 2013. Effects of a short-term experimental microclimate warming on the abundance and distribution of branched GDGTs in a French peatland. *Geochim Cosmochim Acta*, 105: 294–315
- IPCC. 2021. Summary for Policymakers. In: Masson Delmotte V, Zhai P, Pirani A, Connors S L, Péan C, Berger S, Caud N, Chen Y, Goldfarb L, Gomis M I, Huang M, Leitzell K, Lonnoy E, Matthews J B R, Maycock T K, Waterfield T, Yelekçi O, Yu R, Zhou B, eds. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. in Press
- Izumi K, Bartlein P J, Harrison S P. 2013. Consistent large-scale temperature responses in warm and cold climates. *Geophys Res Lett*, 40: 1817–1823
- Jackson S T, Williams J W. 2004. Modern analogs in quaternary paleoecology: here today, gone yesterday, gone tomorrow? *Annu Rev Earth Planet Sci*, 32: 495–537
- Jansen E, Overpeck J, Briffa K R, Duplessy J C, Joos F, Masson-Delmotte V, Olago D, Otto Bliesner B, Peltier W R, Rahmstorf S, Ramesh D, Raynaud D, Rind D, Solomina O, Villalba R, Zhang D. 2007. Palaeoclimate. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge and New York: Cambridge University Press
- Jansen E, Andersson C, Moros M, Nisancioglu K H, Nyland B F, Telford R J. 2008. The early to mid Holocene thermal optimum in the northern North Atlantic and Nordic Seas: The role of seasonal orbital forcing and Holocene century to millennial scale climate events. In: Battarbee R W, Binney H A, eds. *Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene Perspective*. Oxford: Wiley-Blackwell. 123–137
- Jiang D B, Lang X M, Tian Z P, Wang T. 2012. Considerable model-data mismatch in temperature over China during the mid-Holocene: Results of PMIP simulations. *J Clim*, 25: 4135–4153
- Johnsen S J, Dahl-Jensen D, Gundestrup N, Steffensen J P, Clausen H B, Miller H, Masson-Delmotte V, Sveinbjörnsdóttir A E, White J. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J Quat Sci*, 16: 299–307
- Joos F, Spahni R. 2008. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 1425–1430
- Juggins S. 2013. Quantitative reconstructions in palaeolimnology: New paradigm or sick science? *Quat Sci Rev*, 64: 20–32
- Kaufman D S, Ager T A, Anderson N J, Anderson P M, Andrews J T, Bartlein P J, Brubaker L B, Coats L L, Cwynar L C, Duvall M L,

- Dyke A S, Edwards M E, Eisner W R, Gajewski K, Geirsdóttir A, Hu F S, Jennings A E, Kaplan M R, Kerwin M W, Lozhkin A V, MacDonald G M, Miller G H, Mock C J, Oswald W W, Otto-Bliesner B L, Porinchu D F, Rühland K, Smol J P, Steig E J, Wolfe B B. 2004. Holocene thermal maximum in the western Arctic (0°–180°W). *Quat Sci Rev*, 23: 529–560
- Kaufman D S, Axford Y L, Henderson A C G, McKay N P, Oswald W W, Saenger C, Anderson R S, Bailey H L, Clegg B, Gajewski K, Hu F S, Jones M C, Massa C, Routson C C, Werner A, Wooller M J, Yu Z C. 2016. Holocene climate changes in eastern Beringia (NW North America)—A systematic review of multi-proxy evidence. *Quat Sci Rev*, 147: 312–339
- Kaufman D S, Broadman E. 2023. Revisiting the Holocene global temperature conundrum. *Nature*, 614: 425–435
- Kaufman D, McKay N, Routson C, Erb M, Dätwyler C, Sommer P S, Heiri O, Davis B. 2020a. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. *Sci Data*, 7: 201
- Kaufman D, McKay N, Routson C, Erb M, Davis B, Heiri O, Jaccard S, Tierney J, Dätwyler C, Axford Y, Brussel T, Cartapanis O, Chase B, Dawson A, de Vernal A, Engels S, Jonkers L, Marsicek J, Moffa-Sánchez P, Morrill C, Orsi A, Rehfeld K, Saunders K, Sommer P S, Thomas E, Tonello M, Tóth M, Vachula R, Andreev A, Bertrand S, Biskaborn B, Bringué M, Brooks S, Caniupán M, Chevalier M, Cwynar L, Emile-Geay J, Fegyveresi J, Feurdean A, Finsinger W, Fortin M C, Foster L, Fox M, Gajewski K, Grosjean M, Hausmann S, Heinrichs M, Holmes N, Ilyashuk B, Ilyashuk E, Juggins S, Khider D, Koinig K, Langdon P, Larocque-Tobler I, Li J, Lotter A, Luoto T, Mackay A, Magyari E, Malevich S, Mark B, Massafiero J, Montade V, Nazarova L, Novenko E, Pařil P, Pearson E, Peros M, Pienitz R, Plóciennik M, Porinchu D, Potito A, Rees A, Reinemann S, Roberts S, Rolland N, Salonen S, Self A, Seppä H, Shala S, St-Jacques J M, Stenni B, Syrykh L, Tarrats P, Taylor K, van den Bos V, Velle G, Wahl E, Walker I, Wilmshurst J, Zhang E, Zhilich S. 2020b. A global database of Holocene paleotemperature records. *Sci Data*, 7: 115
- Kim J H, Rumbu N, Lorenz S J, Lohmann G, Nam S I, Schouten S, Rühlemann C, Schneider R R. 2004. North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quat Sci Rev*, 23: 2141–2154
- Laepple T, Shakun J, He F, Marcott S. 2022. Concerns of assuming linearity in the reconstruction of thermal maxima. *Nature*, 607: E12–E14
- Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia A C M, Levrard B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 428: 261–285
- Leduc G, Schneider R, Kim J H, Lohmann G. 2010. Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry. *Quat Sci Rev*, 29: 989–1004
- Lei Y Y, Yang H, Dang X Y, Zhao S J, Xie S C. 2016. Absence of a significant bias towards summer temperature in branched tetraether-based paleothermometer at two soil sites with contrasting temperature seasonality. *Org Geochem*, 94: 83–94
- Li H S, Liu X Q, Arnold A, Elliott B, Flores R, Kelley A M, Tripathi A. 2021. Mass 47 clumped isotope signatures in modern lacustrine authigenic carbonates in Western China and other regions and implications for paleotemperature and paleoelevation reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 562: 116840
- Li J Y, Xu Q H, Zheng Z, Lu H Y, Luo Y L, Li Y C, Li C H, Seppä H. 2015. Assessing the importance of climate variables for the spatial distribution of modern pollen data in China. *Quat Res*, 83: 287–297
- Li P X, Furtado K, Zhou T J, Chen H M, Li J. 2021. Convection-permitting modelling improves simulated precipitation over the central and eastern Tibetan Plateau. *Q J R Meteorol Soc*, 147: 341–362
- Lin C G, Chen D L, Yang K, Ou T H. 2018. Impact of model resolution on simulating the water vapor transport through the central Himalayas: Implication for models' wet bias over the Tibetan Plateau. *Clim Dyn*, 51: 3195–3207
- Liu Y G, Zhang M, Liu Z Y, Xia Y, Huang Y, Peng Y R, Zhu Q. 2018. A possible role of dust in resolving the Holocene temperature conundrum. *Sci Rep*, 8: 4434
- Liu Z Y, Zhu J, Rosenthal Y, Zhang X, Otto-Bliesner B L, Timmermann A, Smith R S, Lohmann G, Zheng W P, Timm O E. 2014. The Holocene temperature conundrum. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111
- Liu Z, Otto-Bliesner B L, He F, Brady E C, Tomas R, Clark P U, Carlson A E, Lynch-Stieglitz J, Curry W, Brook E, Erickson D, Jacob R, Kutzbach J, Cheng J. 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming. *Science*, 325: 310–314
- Lohmann G, Pfeiffer M, Laepple T, Leduc G, Kim J H. 2013. A model-data comparison of the Holocene global sea surface temperature evolution. *Clim Past*, 9: 1807–1839
- Lohmann G, Wagner A, Prange M. 2021. Resolution of the atmospheric model matters for the Northern Hemisphere Mid-Holocene climate. *Dyn Atmos Oceans*, 93: 101206
- Longo W M, Huang Y S, Russell J M, Morrill C, Daniels W C, Giblin A E, Crowther J. 2020. Insolation and greenhouse gases drove Holocene winter and spring warming in Arctic Alaska. *Quat Sci Rev*, 242: 106438
- Lu H X, Liu W G, Yang H, Wang H Y, Liu Z H, Leng Q, Sun Y B, Zhou W J, An Z S. 2019. 800-kyr land temperature variations

- modulated by vegetation changes on Chinese Loess Plateau. *Nat Commun*, 10: 1958
- Marchal O, Cacho I, Stocker T F, Grimalt J O, Calvo E, Martrat B, Shackleton N, Vautravers M, Cortijo E, van Kreveland S, Andersson C, Koç N, Chapman M, Saffi L, Duplessy J C, Sarnthein M, Turon J L, Duprat J, Jansen E. 2002. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quat Sci Rev*, 21: 455–483
- Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, Mix A C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339: 1198–1201
- Marcott S A, Shakun J D. 2021. A complete palaeoclimate picture emerges. *Nature*, 599: 208–209
- Marsicek J, Shuman B N, Bartlein P J, Shafer S L, Brewer S. 2018. Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures. *Nature*, 554: 92–96
- Martínez-Sosa P, Tierney J E, Stefanescu I C, Dearing Crampton-Flood E, Shuman B N, Routsom C. 2021. A global Bayesian temperature calibration for lacustrine brGDGTs. *Geochim Cosmochim Acta*, 305: 87–105
- Masson-Delmotte V, Landais A, Stievenard M, Cattani O, Falourd S, Jouzel J, Johnsen S J, Dahl-Jensen D, Sveinbjörnsdóttir A, White J W C, Popp T, Fischer H. 2005. Holocene climatic changes in Greenland: Different deuterium excess signals at Greenland Ice Core Project (GRIP) and NorthGRIP. *J Geophys Res*, 110
- Meehl G A, Senior C A, Eyring V, Flato G, Lamarque J F, Stouffer R J, Taylor K E, Schlund M. 2020. Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models. *Sci Adv*, 6: Eaba1981
- Meyer H, Opel T, Laepple T, Dereviagin A Y, Hoffmann K, Werner M. 2015. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene. *Nat Geosci*, 8: 122–125
- Nesje A, Dahl S O. 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quat Sci Rev*, 12: 255–261
- NGRIP members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431: 147–151
- Osman M B, Tierney J E, Zhu J, Tardif R, Hakim G J, King J, Poulsen C J. 2021. Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 599: 239–244
- Pang H X, Hou S G, Zhang W B, Wu S Y, Jenk T M, Schwikowski M, Jouzel J. 2020. Temperature trends in the northwestern Tibetan Plateau constrained by ice core water isotopes over the past 7,000 years. *J Geophys Res-Atmos*, 125
- Park H S, Kim S J, Stewart A L, Son S W, Seo K H. 2019. Mid-Holocene northern hemisphere warming driven by Arctic amplification. *Sci Adv*, 5: Eaax8203
- Prahl F G, Rontani J F, Zabeti N, Walinsky S E, Sparrow M A. 2010. Systematic pattern in—Temperature residuals for surface sediments from high latitude and other oceanographic settings. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 131–143
- Rao Z G, Shi F X, Li Y X, Huang C, Zhang X Z, Yang W, Liu L D, Zhang X P, Wu Y. 2020. Long-term winter/summer warming trends during the Holocene revealed by α -cellulose $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ records from an alpine peat core from central Asia. *Quat Sci Rev*, 232: 106217
- Rehfeld K, Trachsel M, Telford R J, Laepple T. 2016. Assessing performance and seasonal bias of pollen-based climate reconstructions in a perfect model world. *Clim Past*, 12: 2255–2270
- Renssen H, Seppä H, Crosta X, Goosse H, Roche D M. 2012. Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quat Sci Rev*, 48: 7–19
- Renssen H, Seppä H, Heiri O, Roche D M, Goosse H, Fichefet T. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nat Geosci*, 2: 411–414
- Roberts N. 1998. The Holocene: An Environmental History. Oxford: Blackwell
- Sachs J P. 2007. Cooling of Northwest Atlantic slope waters during the Holocene. *Geophys Res Lett*, 34: L03609
- Samartin S, Heiri O, Joos F, Renssen H, Franke J, Brönnimann S, Tinner W. 2017. Warm Mediterranean mid-Holocene summers inferred from fossil midge assemblages. *Nat Geosci*, 10: 207–212
- Sejrup H P, Seppä H, McKay N P, Kaufman D S, Geirsdóttir Á, de Vernal A, Renssen H, Husum K, Jennings A, Andrews J T. 2016. North Atlantic-Fennoscandian Holocene climate trends and mechanisms. *Quat Sci Rev*, 147: 365–378
- Seltzer A M, Ng J, Aeschbach W, Kipfer R, Kulongoski J T, Severinghaus J P, Stute M. 2021. Widespread six degrees Celsius cooling on land during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 593: 228–232
- Seppä H, Björne A E, Telford R J, Birks H J B, Veski S. 2009. Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Clim Past*, 5: 523–535
- Shi F, Lu H Y, Guo Z T, Yin Q Z, Wu H B, Xu C X, Zhang E L, Shi J F, Cheng J, Xiao X Y, Zhao C. 2021. The position of the current warm period in the context of the past 22,000 years of summer climate in China. *Geophys Res Lett*, 48
- Shi J W, Jiang D B, Tian Z P, Lang X M. 2022. Enhanced interannual variability in temperature during the Last Glacial Maximum. *J Clim*, 35: 5933–5950
- Stott L, Cannariato K, Thunell R, Haug G H, Koutavas A, Lund S. 2004. Decline of surface temperature and salinity in the western

- tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*, 431: 56–59
- Su F G, Duan X L, Chen D L, Hao Z C, Cuo L. 2013. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau. *J Clim*, 26: 3187–3208
- Sun X S, Zhao C, Zhang C, Feng X P, Yan T L, Yang X D, Shen J. 2021. Seasonality in Holocene temperature reconstructions in southwestern China. *Paleoceanogr Paleoclimatol*, 36
- Sundqvist H S, Kaufman D S, McKay N P, Balascio N L, Briner J P, Cwynar L C, Sejrup H P, Seppä H, Subetto D A, Andrews J T, Axford Y, Bakke J, Birks H J B, Brooks S J, de Vernal A, Jennings A E, Ljungqvist F C, Rühland K M, Saenger C, Smol J P, Viau A E. 2014. Arctic Holocene proxy climate database—New approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables. *Clim Past*, 10: 1605–1631
- Thompson A J, Zhu J, Poulsen C J, Tierney J E, Skinner C B. 2022. Northern Hemisphere vegetation change drives a Holocene thermal maximum. *Sci Adv*, 8: Eabi6535
- Tian Z P, Jiang D B, Zhang R, Su B H. 2022. Transient climate simulations of the Holocene (version 1)—Experimental design and boundary conditions. *Geosci Model Dev*, 15: 4469–4487
- Tierney J E, Poulsen C J, Montañez I P, Bhattacharya T, Feng R, Ford H L, Hönisch B, Inglis G N, Petersen S V, Sagoo N, Tabor C R, Thirumalai K, Zhu J, Burls N J, Foster G L, Goddérís Y, Huber B T, Ivany L C, Kirtland Turner S, Lunt D J, McElwain J C, Mills B J W, Otto-Bliesner B L, Ridgwell A, Zhang Y G. 2020a. Past climates inform our future. *Science*, 370: Eaay3701
- Tierney J E, Tingley M P. 2018. BAYSPLINE: A new calibration for the alkenone paleothermometer. *Paleoceanography Paleoclimatology*, 33: 281–301
- Tierney J E, Zhu J, King J, Malevich S B, Hakim G J, Poulsen C J. 2020b. Glacial cooling and climate sensitivity revisited. *Nature*, 584: 569–573
- Véquaud P, Thibault A, Derenne S, Anquetil C, Collin S, Contreras S, Nottingham A T, Sabatier P, Werne J P, Hugué A. 2022. FROG: A global machine-learning temperature calibration for branched GDGTs in soils and peats. *Geochim Cosmochim Acta*, 318: 468–494
- Viaú A E, Gajewski K, Sawada M C, Fines P. 2006. Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *J Geophys Res*, 111: D09102
- Vinther B M, Buchardt S L, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Johnsen S J, Fisher D A, Koerner R M, Raynaud D, Lipenkov V, Andersen K K, Blunier T, Rasmussen S O, Steffensen J P, Svensson A M. 2009. Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature*, 461: 385–388
- Wang C F, Bendle J A, Yang H, Yang Y, Hardman A, Yamoah A, Thorpe A, Mandel I, Greene S E, Huang J H, Xie S C. 2021. Global calibration of novel 3-hydroxy fatty acid based temperature and pH proxies. *Geochim Cosmochim Acta*, 302: 101–119
- Wang M D, Hou J Z, Duan Y W, Chen J H, Li X M, He Y, Lee S Y, Chen F H. 2021. Internal feedbacks forced middle Holocene cooling on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Boreas*, 50: 1116–1130
- Wanner H, Beer J, Bütikofer J, Crowley T J, Cubasch U, Flückiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan J O, Küttel M, Müller S A, Prentice I C, Solomina O, Stocker T F, Tarasov P, Wagner M, Widmann M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quat Sci Rev*, 27: 1791–1828
- Weijers J W H, Bernhardt B, Peterse F, Werne J P, Dungait J A J, Schouten S, Sinninghe Damsté J S. 2011. Absence of seasonal patterns in MBT-CBT indices in mid-latitude soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 3179–3190
- Weldeab S, Lea D W, Schneider R R, Andersen N. 2007. 155,000 years of west African monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 316: 1303–1307
- Wu D, Chen X M, Lv F Y, Brenner M, Curtis J, Zhou A F, Chen J H, Abbott M, Yu J Q, Chen F H. 2018. Decoupled early Holocene summer temperature and monsoon precipitation in southwest China. *Quat Sci Rev*, 193: 54–67
- Yan T L, Zhao C, Yan H, Shi G, Sun X S, Zhang C, Feng X P, Leng C C. 2021. Elevational differences in Holocene thermal maximum revealed by quantitative temperature reconstructions at ~30°N on eastern Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 570: 110364
- Yang H, Pancost R D, Dang X Y, Zhou X Y, Evershed R P, Xiao G Q, Tang C Y, Gao L, Guo Z T, Xie S C. 2014. Correlations between microbial tetraether lipids and environmental variables in Chinese soils: Optimizing the paleo-reconstructions in semi-arid and arid regions. *Geochim Cosmochim Acta*, 126: 49–69
- Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, Yu W S, Yang X X, Risi C, Sturm C, Werner M, Zhao H B, He Y, Ren W, Tian L D, Shi C M, Hou S G. 2013. A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Rev Geophys*, 51: 525–548
- Zhang C, Zhao C, Yu S Y, Yang X D, Cheng J, Zhang X J, Xue B, Shen J, Chen F H. 2022. Seasonal imprint of Holocene temperature reconstruction on the Tibetan Plateau. *Earth-Sci Rev*, 226: 103927
- Zhang E L, Chang J, Cao Y M, Sun W W, Shulmeister J, Tang H Q, Langdon P G, Yang X D, Shen J. 2017. Holocene high-resolution quantitative summer temperature reconstruction based on subfossil chironomids from the southeast margin of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Quat Sci Rev*, 165: 1–12
- Zhang W C, Wu H B, Cheng J, Geng J Y, Li Q, Sun Y, Yu Y Y, Lu H Y, Guo Z T. 2022a. Holocene seasonal temperature evolution and

- spatial variability over the Northern Hemisphere landmass. *Nat Commun*, 13: 5334
- Zhang W C, Wu H B, Geng J Y, Cheng J. 2022b. Model-data divergence in global seasonal temperature response to astronomical insolation during the Holocene. *Sci Bull*, 67: 25–28
- Zhang W X, Furtado K, Zhou T J, Wu P L, Chen X L. 2022. Constraining extreme precipitation projections using past precipitation variability. *Nat Commun*, 13: 6319
- Zhang X, Chen F H. 2021. Non-trivial role of internal climate feedback on interglacial temperature evolution. *Nature*, 600: E1–E3
- Zhang Y R, Renssen H, Seppä H, Valdes P J. 2017. Holocene temperature evolution in the Northern Hemisphere high latitudes—Model-data comparisons. *Quat Sci Rev*, 173: 101–113
- Zhao B Y, Castañeda I S, Bradley R S, Salacup J M, de Wet G A, Daniels W C, Schneider T. 2021. Development of an in situ branched GDGT calibration in Lake 578, southern Greenland. *Org Geochem*, 152: 104168
- Zhao C, Rohling E J, Liu Z Y, Yang X Q, Zhang E L, Cheng J, Liu Z H, An Z S, Yang X D, Feng X P, Sun X S, Zhang C, Yan T L, Long H, Yan H, Yu Z C, Liu W G, Yu S Y, Shen J. 2021. Possible obliquity-forced warmth in southern Asia during the last glacial stage. *Sci Bull*, 66: 1136–1145
- Zhao Y, Zhou T J, Li P X, Furtado K, Zou L W. 2021. Added value of a convection permitting model in simulating atmospheric water cycle over the Asian Water Tower. *Geophys Res Atmos*, 126
- Zhao Y, Zhou T J, Zhang W X, Li J. 2022. Change in precipitation over the Tibetan Plateau projected by weighted CMIP6 models. *Adv Atmos Sci*, 39: 1133–1150
- Zheng Y H, Pancost R D, Naafs B D A, Li Q Y, Liu Z, Yang H. 2018. Transition from a warm and dry to a cold and wet climate in NE China across the Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 493: 36–46
- Zhu Y C, Zhang R H, Moum J N, Wang F, Li X F, Li D L. 2022. Physics-informed deep-learning parameterization of ocean vertical mixing improves climate simulations. *Natl Sci Rev*, 9: Nwac044

(责任编辑: 刘晓东)