

古近纪至新近纪青藏高原的气候演变及其驱动因素

赵佳港^{1,2}, 李树峰^{1,3*}, Alexander FARNSWORTH^{4,7}, Paul J. VALDES⁴, Tammo REICHGELT⁵, 陈琳琳¹, 周浙昆^{1,6}, 苏涛^{1,3†}

1. 中国科学院西双版纳热带植物园热带森林生态学重点实验室, 西双版纳 666303;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 中国科学院核心植物园, 西双版纳 666303;

4. School of Geographical Sciences, University of Bristol, Bristol BS8 1SS, UK;

5. Department of Geosciences, University of Connecticut, Storrs CT 06269, USA;

6. 中国科学院昆明植物研究所东亚植物多样性与植物地理重点实验室, 昆明 650204;

7. 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国家重点实验室, 北京 100101

* 通讯作者, E-mail: lisf@xtbg.org.cn

† 通讯作者, E-mail: sutao@xtbg.org.cn

收稿日期: 2021-10-22; 收修改稿日期: 2022-03-09; 接受日期: 2022-04-06; 网络版发表日期: 2022-06-06

青藏高原地球系统基础科学中心项目(编号: 41988101)、云南省自然科学基金项目(编号: 2019FB061)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(STEP; 编号: 2019QZKK0705)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB26000000)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 41772026)资助

摘要 新生代青藏高原持续生长, 气候环境经历了剧烈变化, 但是其气候演变缺乏综合性研究。文章整合了青藏高原地区古近纪和新近纪(66~2.58 Ma)共48个化石点的植物大化石和孢粉数据, 采用生物气候分析法和联合概率密度函数法定量重建了重要的古气候参数, 两者的结果均表明: 从古近纪至新近纪, 青藏高原的温度和降水呈现波动降低的趋势。利用HadCM3模型对青藏高原古近纪和新近纪不同时期进行古气候模拟, 结果显示: 自晚始新世, 温度和降水量的分布规律主要受地形地貌的影响, 温度由之前的纬度分布格局转变为由地形地貌主导的分布格局; 随着青藏高原东北向生长, 温度降低和降水减少的范围向高原的东北方向扩展。通过综合对比植物化石数据定量重建、模型模拟和其他代理指标恢复的古气候, 结果表明: 青藏高原隆升等地质构造运动和全球气候变冷是驱动该地区气候变化的主要因素。本研究可为深入探讨青藏高原的环境变迁和生态系统演化提供重要参考价值。

关键词 青藏高原, 新生代, 古气候, 植物化石, 气候模拟

中文引用格式: 赵佳港, 李树峰, Farnsworth A, Valdes P J, Reichgelt T, 陈琳琳, 周浙昆, 苏涛. 2022. 古近纪至新近纪青藏高原的气候演变及其驱动因素. 中国科学: 地球科学, 52(8): 1562–1576, doi: [10.1360/SSTe-2021-0335](https://doi.org/10.1360/SSTe-2021-0335)

英文引用格式: Zhao J, Li S, Farnsworth A, Valdes P J, Reichgelt T, Chen L, Zhou Z, Su T. 2022. The Paleogene to Neogene climate evolution and driving factors on the Qinghai-Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 65(7): 1339–1352, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9932-2>

1 引言

青藏高原的形成与演变是新生代全球最为重要的地质构造运动之一(Royden等, 2008; Wang等, 2008; Spicer等, 2020)。青藏高原经历了复杂的地质地貌变化, 形成了地球上独特的地质-地理-生态单元, 因此成为开展地球环境变迁和生物多样性演化研究的理想区域(姚檀栋等, 2017)。青藏高原的形成改变了大气环流模式, 使得东亚夏季风和印度夏季风大大增强(Farnsworth等, 2019; Acosta和Huber, 2020), 而西风带被分割成南北两支(Kutzbach等, 1993)。这种改变对亚洲地区乃至全球气候都产生了深刻的影响(An等, 2001; 刘晓东和Dong, 2013; Zhang等, 2018), 也进一步影响了青藏高原植被和植物多样性的组成和演化(Spicer, 2017; Li等, 2021)。研究新生代青藏高原的气候演变, 可为探讨高原生长与气候变化以及植被和生态环境变化的耦合关系, 提供重要科学依据(Wen等, 2014; Spicer, 2017; 周浙昆等, 2017; Su等, 2019a, 2019b, 2020; Li等, 2021)。

正在开展的第二次青藏高原科学考察, 在古植物学方面取得了许多重要成果。大量具有精确地层年代的化石植物群被发现, 如班戈蒋浪植物群(~47Ma; Su等, 2020)、伦坡拉植物群(50~20Ma; He等, 2012; Sun等, 2014; Su等, 2019b; Xiong等, 2022)、芒康卡均植物群(下部和上部化石群年代分别为~34.6Ma和~33.4Ma; Su等, 2019a; Deng等, 2020)和札达香孜植物群(6.4~0.4Ma; Wang X M等, 2013; 黄健等, 2020)等, 这些研究为我们认识新生代青藏高原的气候演变提供了大量数据。

新生代全球气候在空间尺度上本应遵循纬度分布规律, 但青藏高原地区由于受高原生长和新特提斯洋退却等因素的影响, 该地区气候存在更为显著的区域影响因素。对于青藏高原形成的过程、方式和时间还有很大争议(Deng和Ding, 2015; Spicer等, 2020)。关于青藏高原的形成模式, 有三次隆升二次夷平(李吉均等, 1979)、由南向北(Tapponnier等, 2001)和原高原(Proto-plateau)由内向外的生长模式(Wang等, 2014)等不同观点。新特提斯洋在中国境内的演化历史也存在争议。新特提斯洋在中国的分布范围、退出时间及其带来的气候环境效应虽已取得了许多研究进展(Rögl, 1997; Popov等, 2004; Sun等, 2016, 2020), 但其古地理

格局的演化模式和退出中国的具体年代仍需进一步研究。目前, 有关新特提斯洋退却所产生的气候环境效应的研究主要集中于亚洲中纬度内陆地区或整个亚洲季风区(Zhang等, 2007; Bosboom等, 2014; 孙继敏等, 2017), 对青藏高原地区的研究较少。所以, 青藏高原在长时间尺度上的古气候如何演变、驱动的主要机制是什么, 还缺乏综合性的深入研究。

近年来, 地球科学大数据与模型模拟结合已成为研究地球环境变化与生物演化的重要手段(Pound和Salzmann, 2017; Barbolini等, 2020; Li等, 2021)。植物化石是直观可靠的环境指标, 可用来重建区域古环境和古气候(Su等, 2019b, 2020; 黄健等, 2020)。尽管青藏高原新生代古植物的研究已经取得了巨大进展, 但是与广袤的青藏高原相比, 化石记录仍是缺乏。模型可以模拟不同地质历史时期各个区域的古气候, 弥补化石记录在时空上的不足。但由于边界条件难以确定, 代理指标的重建结果和模型模拟结果也存在不同之处, 为此这两种方法需相互补充和验证(刘晓东, 1993; 丁仲礼和熊尚发, 2006; 孙继敏, 2014)。此外, 尽管通过数值模拟探讨关键地史时期高原隆升的气候环境效应的研究已较为深入, 尤其是在探讨青藏高原形成对亚洲季风演化的驱动机制上取得了重要成果(刘晓东和Dong, 2013; Zhang等, 2018; Farnsworth等, 2019), 但目前还欠缺关于青藏高原地区的长时间序列气候演变的综合性研究。

基于上述问题, 本文综合青藏高原地区已发表的古近纪和新近纪48个化石点的孢粉和植物大化石数据, 采用生物气候分析法和联合概率密度函数法定量重建了青藏高原地区的古气候, 并利用HadCM3模型进行了古近纪和新近纪不同地质历史时期的古气候模拟。本文拟通过综合对比植物化石数据定量重建、古气候模拟和其他代理指标恢复的古气候, 探讨青藏高原地区的气候变化趋势及驱动因子。

2 材料和方法

2.1 古植物和古气候数据收集

通过查阅已发表的资料, 收集了青藏高原地区古近纪和新近纪(66~2.58Ma)48个化石点的植物数据(包括植物大化石和孢粉; 图1, 网络版附录1, <http://earthen.scichina.com>)。这些植物化石群的定年方法分

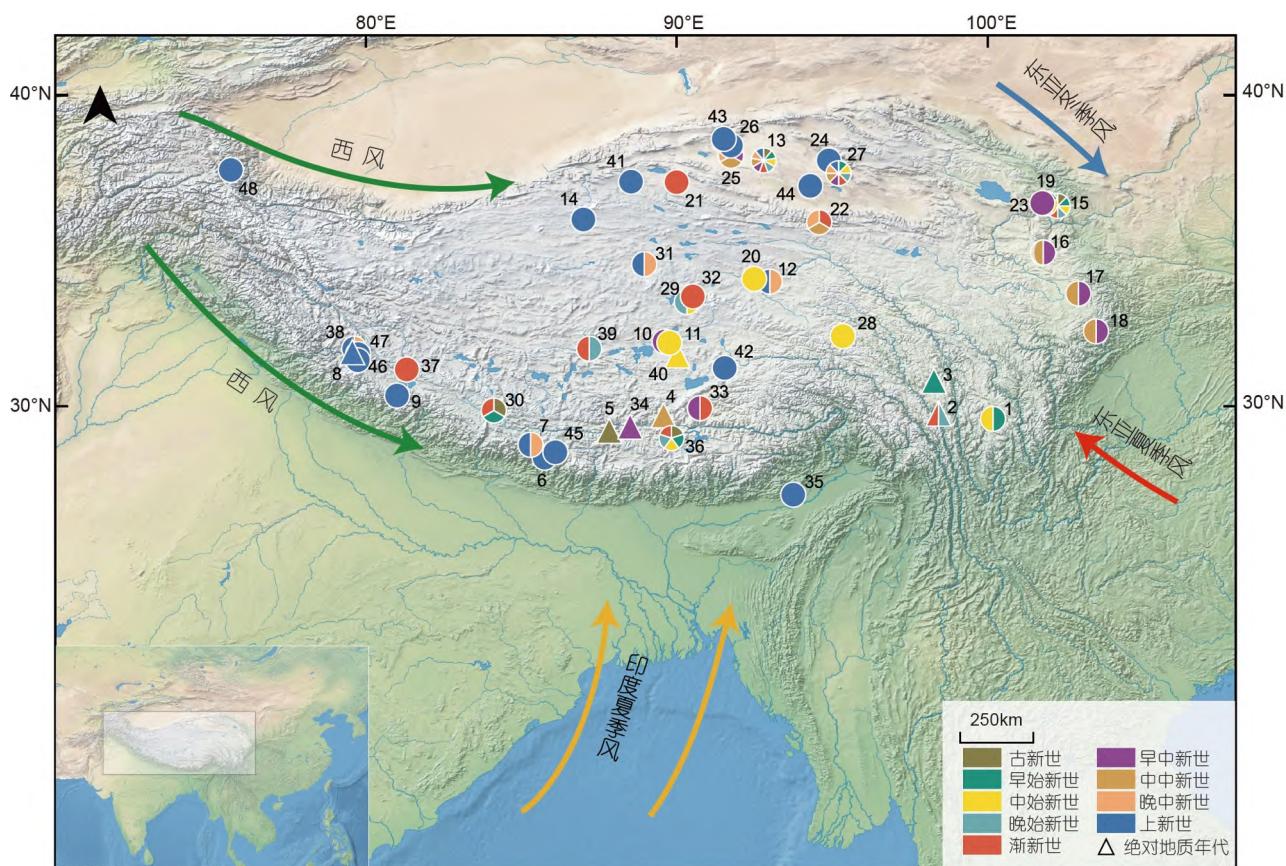


图1 青藏高原地区古近纪和新近纪(66~2.58Ma)植物化石点的分布

化石点的详细信息见附录1

为三种: (1) 依据热释光、古地磁和放射性同位素等方法定年; (2) 哺乳动物化石定年; (3) 植物化石所在地层对比定年(附录1)。

在48个化石点中选取了7个具有绝对地质年代且均有叶片化石的植物群, 收集了已发表的通过叶相-气候多变量程序(Climate Leaf Analysis Multivariate Program, CLAMP)和碳酸盐岩同位素(Carbonate Clumped Isotope Thermometry)计算获取的古气候数据(表1, 附录1)。

为了将植物化石重建结果和模型模拟结果对比, 我们将化石点的现代坐标转换为古坐标。基于GPlates Web Service(<https://www.gplates.org/>)的“PALEOMAP”模型(Scotese和Wright, 2018), 利用R语言“chronosphere”包中的“reconstruct”函数(Kocsis和Raja, 2020), 根据植物化石所在地层年代的中值进行坐标转换。

2.2 古气候定量重建

基于收集的植物化石类群, 采用生物气候分析法(Bioclimate Analysis, BA; Li等, 2015)和联合概率密度函数法(Joint Probability Density Functions, JPDFs; Willard等, 2019)分别进行古气候重建。这两种方法与共存分析法(Coexistence Approach, CA)的基本原理相同, 也是基于植物化石的最近现生亲缘类群(the Nearest Living Relatives, NLRs)进行古气候重建(Mosbrugger和Utescher, 1997; Utescher等, 2014)。与共存分析法的区别是, 这两种方法基于现代植物分布区域的气候数据进行分析, 并非依据植物生存的耐受性极端值来重建古气候, 而是通过新的算法进一步提高了重建古气候变量的准确性, 这样就尽可能地代表了植物的最适宜生存区间, 使得重建的古气候数据更具有代表性。生物气候分析法提取不同植物类群气候分布的10%和90%分位数作为气候区间的上下限, 获取最适宜气候

表 1 青藏高原地区7个具有绝对地质年代的植物群信息列表^{a)}

地点	年代(Ma)	纬度	经度	年均温(℃)	方法
柳区	~56	29.20°N	87.83°E	23.8±2.3	叶相-气候多变量程序
贡觉	54~50	31.32°N	98.03°E	24±4	碳酸盐岩同位素
蒋浪	~47	31.63°N	90.03°E	19±2.4	叶相-气候多变量程序
芒康(MK-3)	~34.6	29.75°N	98.43°E	17.8±2.3	叶相-气候多变量程序
芒康(MK-1)	~33.4	29.75°N	98.43°E	16.4±2.3	叶相-气候多变量程序
恰布林	21~19	29.34°N	88.51°E	19.1±2.3	叶相-气候多变量程序
南木林	~15	29.70°N	89.58°E	8.2±2.3	叶相-气候多变量程序
札达	6.4~0.4	31.73°N	79.56°E	6.78±4.10	叶相-气候多变量程序

a) 化石点的详细信息见附录1

范围(Thompson等, 2012; Reichgelt等, 2015). 联合概率密度函数法则通过计算不同植物类群的联合概率密度来获得这些类群共同出现的最可能的气候情况(Willard等, 2019; West等, 2020). 与生物气候分析法的重建结果相比, 联合概率密度函数法可获取各气候变量的平均值(概率最大的值), 为此将其重建结果与模型模拟结果进行比较.

由于上述这两种方法是建立在植物化石类群和其最近现生亲缘类群的生态幅基本一致的假设上(Utescher等, 2014), 为此删除了部分在地质历史时期地理分布范围变化较大的类群, 如孑遗植物水杉属*Metasequoia*、银杏属*Ginkgo*、水松属*Glyptostrobus*和青钱柳属*Cyclocarya*等. 此外在计算时, 选择性地删除一些对古气候重建意义较小的植物类群, 如水生植物、栽培植物和藻类植物. 对于风媒传粉的植物类群, 根据现代孢粉数据的分析结果, 删除孢粉浓度低于一定阈值的数据, 即当冷杉属(*Abies*)<2%、云杉属(*Picea*)<2%、松属(*Pinus*)<25%、桦木属(*Betula*)<4%、榛属(*Corylus*)<0.5%、雪松属(*Cedrus*)<1%时, 不将其列入古气候计算(姚祖驹, 1989; 李文漪和姚祖驹, 1990; 陈因硕等, 1991; 李文漪, 1991; 吕厚远等, 2004; 许清海等, 2007). 同时, 尽可能多的植物类群会缩小定量重建的古气候范围(Harbert和Nixon, 2015), 因此我们删除了植物类群小于10的化石点.

最近现生亲缘类群的现代分布数据来源于全球生物多样性信息系统(Global Biodiversity Information Facility, GBIF; www.gbif.org). 数据清洗包括去除原始数据中的重复记录、经纬度错误记录和人工栽培记录, 并利用R语言“dismo”包中的gridSample函数进行稀疏

化处理, 即在面积范围为5'×5'的单元格中随机保留一个记录. 之后将清洗过的分布数据导入全球气候模型(WorldClim; www.worldclim.org, 精度30'×30'), 通过R语言“raster”包中的extract函数获取不同植物类群的现代气候分布数据. 最后利用中国科学院西双版纳热带植物园古生态研究组建立的在线古气候计算平台(<http://pd.xtbg.ac.cn/>)进行生物气候分析, 利用已发表的R程序进行联合概率密度分析(Willard等, 2019; West等, 2020).

通过以上定量重建古气候的两种方法, 分别重建6个古气候参数, 包括年均温(mean annual temperature, MAT)、最热月均温(mean temperature of the warmest month, MTWM)、最冷月均温(mean temperature of the coldest month, MTCM)、年均降水量(mean annual precipitation, MAP)、最湿月降水量(mean precipitation of the wettest month, PWETM)及最干月降水量(mean precipitation of the driest month, PDRYM).

2.3 古气候数值模拟

本研究采用英国布里斯托大学哈德莱中心海气耦合模式HadCM3L模型(Hadley Centre Coupled Model version3-Low Resolution)进行古气候模拟, 精度为3.75°×2.5°×19层的大气模式, 3.75°×2.5°×20层的海洋模式(Valdes等, 2017). 该模型采用陆地表面交换体系MOSES2.1(Met Office Surface Exchange Scheme)和交互式植被模块(Cox, 2001), 用来分析植被与气候的交互作用, 植被初始值设置为灌木.

该模型各个地质历史时期的太阳常数依次线性递增至现代值, 地球轨道参数为现代值. 海陆边界、海拔

高度、冰盖的设置基于GPlates的古地理数据(Scotese, 2016; Valdes等, 2021), CO₂浓度的设置根据Foster等(2017)(附录3). 模型依据上述边界条件分别模拟古新世至上新世9个地质历史时期的古气候, 每个试验运行2000年, 当表层和深层海洋均达到平衡状态, 大气顶层无能量失衡时(Valdes等, 2021), 将最后100年的气候平均值作为模拟结果进行分析(附录3).

为了评估模拟结果的可靠性, 将模拟的工业革命前期的青藏高原气候数据进行高精度转换, 与1970~2000年的气候观测数据(数据来源于WorldClim, www.worldclim.org, 精度5'×5')进行对比. 结果表明, 模型模拟的气候与观测数据大致吻合, 但在一些局部地区存在一定差异(见附录4, 附图1). 这可能是由于模型数据和观测值的精度不同, 尤其是在山地区域, 模拟结果很大程度上取决于模型设置的地形地貌的精度. 此外, Valdes等(2017)通过对比第五次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)的众多模型, 表明HadCM3模型性能较为优越, 模拟结果相对可靠, 所以该模型的模拟结果可为理解新生代气候变化提供重要依据.

由于模型能从整体上了解气候变化情况, 弥补化石数据在时空上的局限性, 因此获取模拟的青藏高原地区9个地质历史时期的平均海拔高度、年均温和年均降水量等参数, 将模拟结果与植物化石定量重建结果进行对比, 以探讨青藏高原地区地形地貌演变和气候变化之间的关系.

3 结果

3.1 古气候时间序列综合分析

3.1.1 古温度变化

生物气候分析法重建的青藏高原地区古近纪至新近纪的温度变化幅度小于联合概率密度函数法的重建结果(图2e, 2f). 生物气候分析法重建的年均温为10~16℃, 最热月均温20~24℃, 最冷月均温0~8℃(图2e). 联合概率密度函数法重建的年均温为10~18℃, 最热月均温为18~26℃, 最冷月均温为-2~12℃(图2f).

采用叶相-气候多变量程序分析法和碳酸盐岩同位素重建的7个具有绝对地质年代的化石植物群的年均温大致为2~28℃, 变化范围大于生物气候分析法和联合概率密度函数法的结果. 其重建的晚古新世柳区

植物群和早始新世贡觉盆地的年均温高达约24℃, 中始新世蒋浪盆地温度有所下降, 之后芒康盆地经历了始新世至渐新世的气候剧变, 早中新世恰布林植物群温度有所回升, 中中新世南木林温度降至(8.2±2.3)℃, 上新世青藏高原西部札达盆地温度持续下降(图2g).

模型模拟的青藏高原地区古近纪至新近纪的温度变化范围比定量重建的温度变化范围大. 模拟的年均温为5~30℃, 最热月均温16~42℃, 最冷月均温-5~20℃, 且三者变化趋势基本一致, 表现为早始新世温度最高, 之后波动降低(图2d).

现如今青藏高原地区为典型的高原山地气候, 近一半地区年均温低于0℃, 大部分地区最热月均温不足10℃(戴加洗, 1990). 上述定量重建和模型模拟古气候结果表明, 青藏高原地区在古近纪和新近纪的温度要明显高于现代温度.

3.1.2 古降水量变化

生物气候分析法重建的青藏高原地区古近纪至新近纪的降水量变化范围远小于联合概率密度函数法的重建范围(图3c, 3d). 生物气候分析法重建的年均降水量为800~1200mm, 最湿月降水量为110~170mm, 最干月降水量为12~32mm(图3c); 联合概率密度函数法重建的年均降水量为100~4200mm, 最湿月降水量为15~1000mm, 最干月降水量为0~150mm(图3d). 相比之下, 重建的降水量平均值更具有参考意义, 年均降水量为785~900mm, 最湿月降水量为120~150mm, 最干月降水量为18~32mm(图3e), 两种方法重建的年均降水量和最湿月降水量变化趋势相似(图3c~3e).

模型模拟的青藏高原地区古近纪至新近纪的年均降水量为600~2500mm, 最湿月降水量为160~520mm, 最干月降水量为4~45mm(图3b). 与定量重建的结果(图3c~3e)相符, 模拟的年均降水量和最湿月降水量变化趋势相似, 表现为古新世至始新世中期降水量变化小, 始新世中晚期至渐新世早期降水量增加, 之后降水量波动减少(图3b).

现今除青藏高原南部雅鲁藏布江下游是多雨中心外, 青藏高原大部分区域降水稀少, 藏西北地区年均降水量甚至不足50mm(戴加洗, 1990). 上述结果综合表明, 古近纪至新近纪青藏高原地区整体上要比现在湿润.

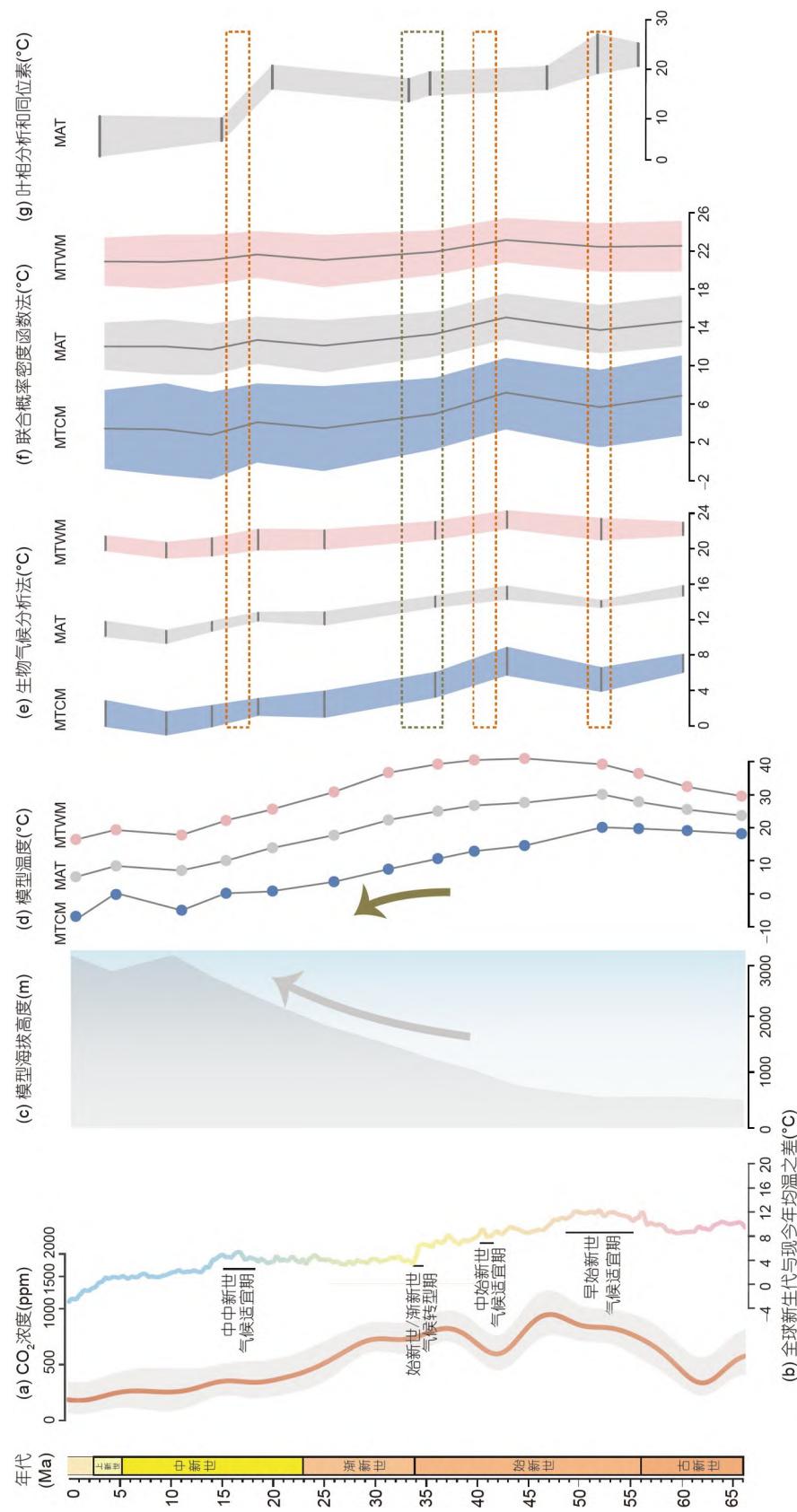


图 2 全球 CO₂ 浓度(a), 以及全球温度(b)和模型模拟(d)、不同指标定量重建((e)-(g))青藏高原温度的比较
 (a) 新生代全球 CO₂ 浓度曲线改自 Tierney 等(2020)通过综合多种代理指标恢复的全球 CO₂ 浓度, 误差为 1σ ; (b) 新生代全球温度曲线改自 Westerhold 等(2020)通过深海底栖有孔虫氧同位素恢复的温度曲线; (c) 模型模拟的青藏高原不同时期的海拔高度

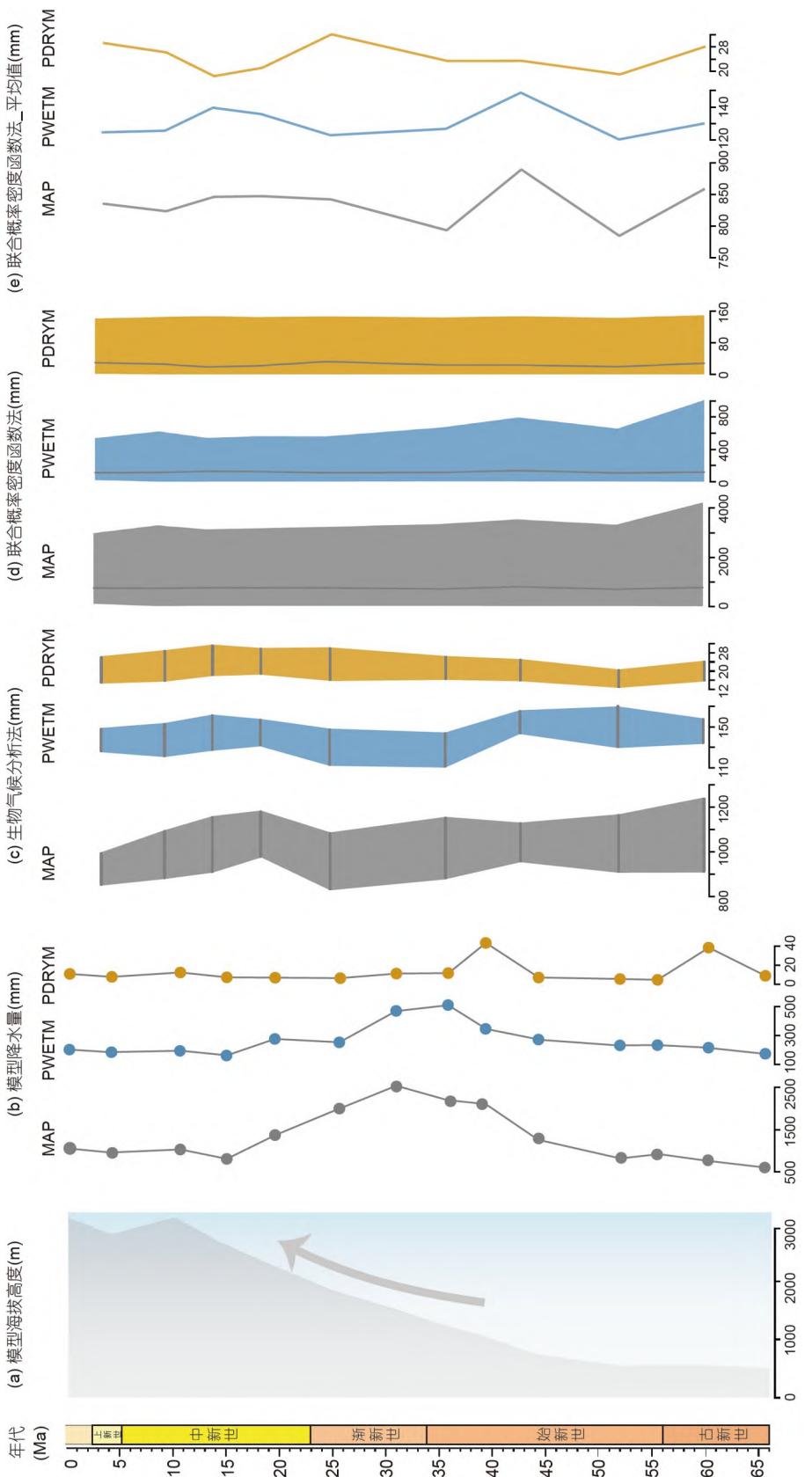


图 3 模型模拟的青藏高原不同时期的海拔高度(a), 以及模型模拟的化石定重建(b)和植物化石(c)青藏高原降水量的比较

3.2 古气候空间对比分析

3.2.1 古温度空间分析

模型模拟的温度空间分布格局: 古新世至始新世中期, 青藏高原地区的温度主要受太阳辐射的影响, 由南向北递减, 符合纬度分布规律; 始新世早中期的年均温明显高于古新世, 尤其是在早始新世(~ 52 Ma), 西南部的年均温高达约 30°C ; 从晚始新世开始, 年均温分布已无纬度变化规律, 这可能是由海拔高度主导, 此时青藏高原南部隆起, 年均温降至 8°C ; 渐新世至上新世, 降温区域逐步向东北方向扩大, 年均温也降低至 -4°C (图4)。

与联合概率密度函数法定量重建的年均温相比, 古新世至始新世模型模拟的年均温普遍高于定量重建结果, 仅有北部个别点比较对应; 从渐新世至上新世, 两者较为吻合, 但随着青藏高原的生长, 模型模拟的较高海拔区域的年均温小于 0°C , 低于定量重建结果(图4)。

3.2.2 古降水量空间分析

模型模拟的年均降水量空间分布格局: 青藏高原地区古近纪至新近纪年均降水量整体上由南向北递减。自始新世晚期开始, 青藏高原南部年均降水量迅速增加, 且高降水范围逐渐向东北方向扩大。古近纪至新近纪高原中北部年均降水量较少, 仅在始新世中晚期较多, 其他时期都降水稀少(在图5表现为存在大块白色区域), 表明当时气候较为干旱。在晚中新世和上新世, 年均降水少的区域主要集中在青藏高原西北部(图5)。

同样, 将联合概率密度函数法重建的年均降水量与模型模拟结果相比, 图中降水少(白色和黄绿色)和降水多(蓝紫色)区域两者相差尤为大, 仅在降水量适中(灰色)较为对应(图5)。

4 讨论

4.1 不同气候指标定量重建和模型模拟结果的相互验证

本文使用生物气候分析法和联合概率密度函数法定量重建的青藏高原地区古近纪至新近纪的古温度(图2e, 2f)和模型模拟的古温度(图2d)、其他代理指标

和方法(图2b, 2g)恢复的新生代温度有着较为相似的变化趋势: 古新世至中始新世温度较高, 晚始新世至渐新世急剧下降, 在早中新世时温度有所回升, 之后又波动降低。其中, 在始新世至渐新世气候转型期最为一致, 这些代理指标重建的古温度都经历了急剧下降的过程, 可能是由于这一时期 CO_2 浓度降低和南极冰盖的建立导致的全球降温(DeConto 和 Pollard, 2003)以及青藏高原的继续生长使得该区域温度降低(Su 等, 2019a)。但也存在不同步之处, 模型模拟(图2d)和其他代理指标方法(图2b, 2g)恢复的古温度在早始新世和中始新世分别是热室和温室状态(Westerhold 等, 2020), 而生物气候分析法和联合概率密度函数法定量重建的温度恰恰相反, 在早始新世时没有显示出高温期, 而是在中始新世时温度达到了高峰(图2e, 2f)。这可能是由于青藏高原地区有些化石植物群的地层年代不够准确, 大多只能定到世(epoch)或期(age)一级, 没有绝对地质年代, 这样就可能导致两者的温度变化趋势会有偏差(Liu 等, 2011; Quan 等, 2012)。定量重建的古温度在中中新世温度明显降低, 没有显示出气候适宜期, 这可能和青藏高原在这一时期大幅度抬升有关(Spicer 等, 2003)。相对于温度, 定量重建的降水量(图3c~3e)和模型模拟(图3b)的结果有较大差异, 例如两者的年均降水量在不同时期达到最大值, 但整体上两者都是呈波动降低的趋势。这种差异可能是由于气候模型边界条件的不确定, 尤其是青藏高原地形地貌和 CO_2 浓度的设置(Chen 等, 2014; Li 等, 2021)。其次, 利用植物化石定量重建降水量也可能存在偏差, 这是因为植物对水分的需求呈非线性关系, 当降水量高于植物水分需求的阈值, 植物通常就能生长, 更多的降水对植物影响相对较小, 所以较高的降水量可能难以通过植物分布进行可靠的定量重建(Wang Q 等, 2013)。

此外, 与模型模拟(图2d; 图3b)和其他指标(图2b, 2g)恢复的古气候相比, 生物气候分析法和联合概率密度函数恢复的古气候变率较小(图2e, 2f; 图3c~3e), 无明显的数值波动。本文收集的古植物数据包括植物大化石和孢粉化石, 植物大化石大多只能鉴定到属一级, 有些还需要进一步的鉴定工作; 孢粉化石大多鉴定到属或科一级, 其中也会掺杂异地长距离散播的(如风媒花粉)、难以鉴别的植物类群等, 并且, 如果不考虑孢粉比例, 许多化石点的孢粉组合颇为相似, 这些因素都会影响重建气候的结果(Liu 等, 2011)。而且无论生物气

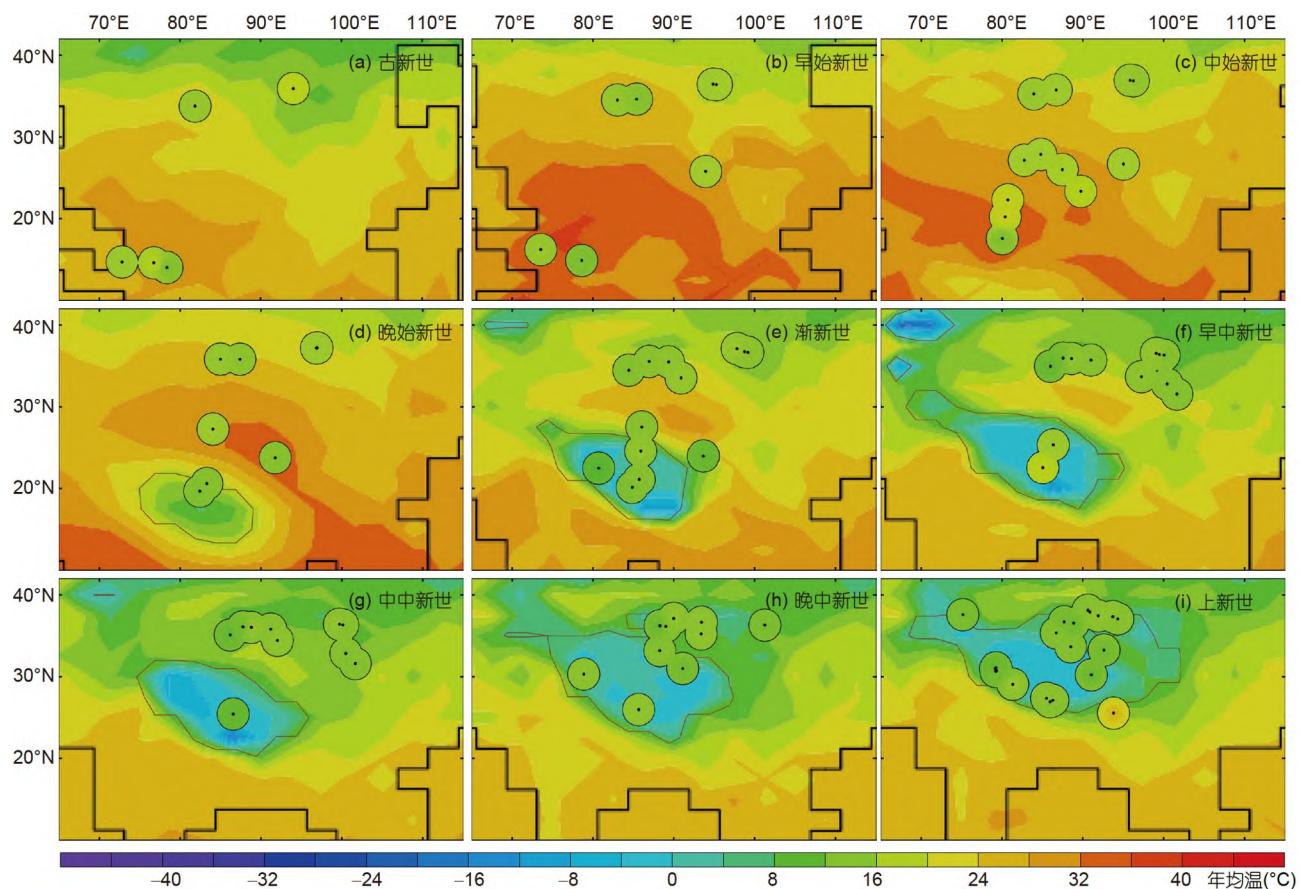


图4 联合概率密度函数法(点和圆圈)和模型模拟年均温的比较

图中棕色曲线为3000m等高线

候分析法和联合概率密度函数法都不能完全避免这些问题, 这也是定量重建古气候方法需要进一步改进的地方。青藏高原面积广且地势地貌复杂, 还存在许多新生代化石点的空白区域, 相对于其他地区, 数据量偏少, 这也会影响定量重建古气候的结果。

而模型模拟避免了植物化石鉴定和定量重建古气候方法存在的问题, 其在时空上的延展性也正好弥补了古植物学的时空局限性(刘晓东, 1993)。本文通过古植物化石数据定量重建结果和模型模拟古气候结果的对比, 发现模型模拟的结果时空差异性更大, 与青藏高原地形地貌演变及全球气候变化相关性更强。例如, 模型模拟的青藏高原温度在早始新世达到最高, 之后持续下降(图2d), 这与全球气候变化和青藏高原海拔高度的变化有很强的相关性(图2a~2c)。模型模拟的青藏高原中部在渐新世明显降温, 这可能与青藏高原中部从渐新世以后抬升和由于CO₂减少和南极冰盖的建立

导致的全球降温密切相关(DeConto和Pollard, 2003)。近年来青藏高原中部发现的动植物化石及最新的地层年代资料也支持了这一结论(Wu等, 2017; Jia等, 2018; Jiang等, 2019; Liu等, 2019; Su等, 2019b; 邓涛等, 2019; Xiong等, 2022)。模型模拟的降水量也随着青藏高原的地形地貌而变化, 反映了模型中地形地貌的变化对降水量的影响(图3a, 3b)。

模型模拟也存在不少问题和挑战, 尤其是难以对环境极为复杂的区域进行准确模拟。青藏高原的差异性抬升、特提斯海退却的海气耦合效应、气候系统内部的反馈机制、海陆边界的变化以及全球气候变化等因素, 都对青藏高原的区域气候有多重影响。模型的复杂性和精度也会影响模拟的可行性(丁仲礼和熊尚发, 2006; 孙继敏, 2014), 例如在国际耦合模式比较计划中, 众多高分辨率模型由于计算代价较高而无法用于古气候研究。

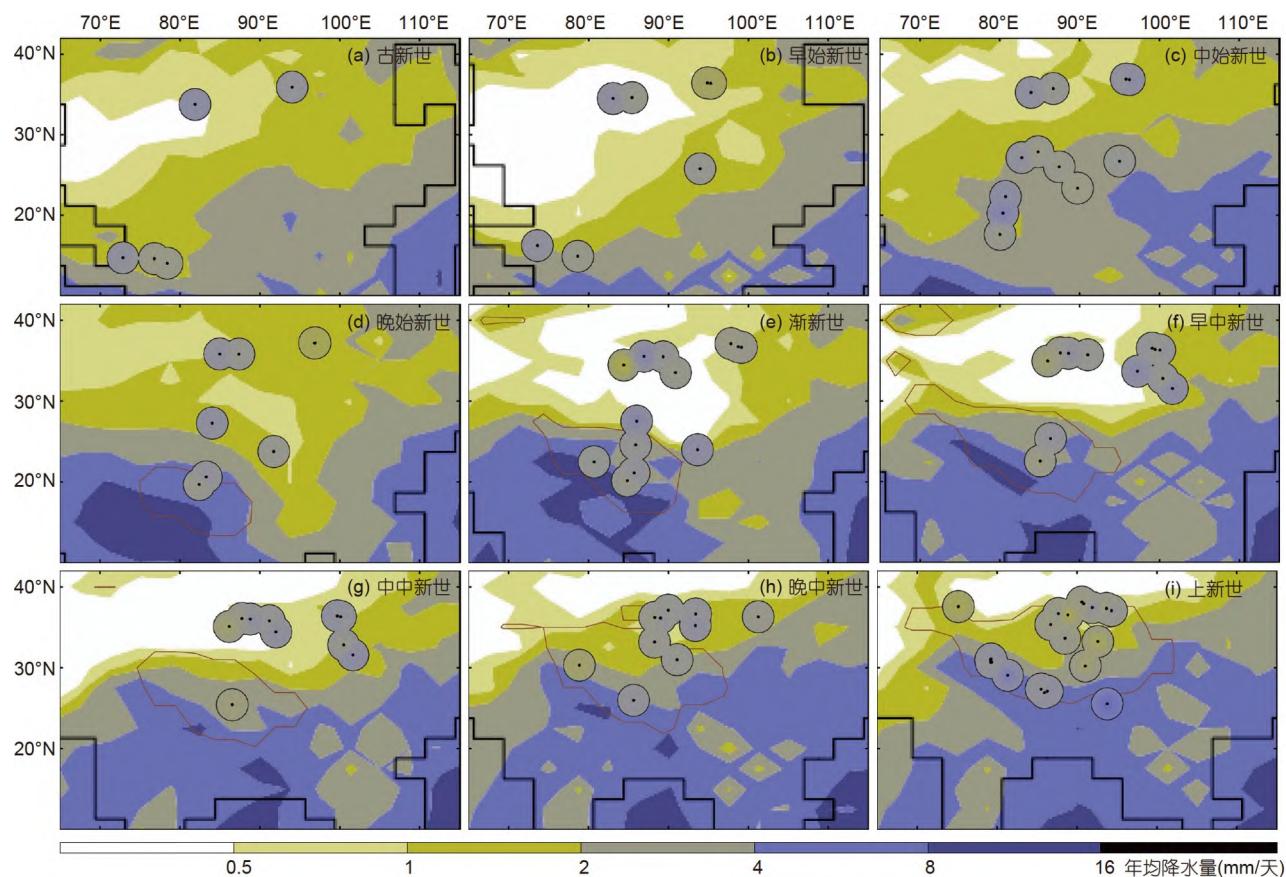


图 5 联合概率密度函数法(点和圆圈)和模型模拟年均降水量的比较

图中棕色曲线为3000m等高线

所以, 将模型模拟和植物化石数据相结合, 可以相互验证, 互为补充, 深化我们对地质历史时期古气候演变的理解, 从而为预测未来气候环境变化提供可靠的科学依据(丁仲礼和熊尚发, 2006; 郑伟鹏等, 2019).

4.2 青藏高原地区古气候变化与青藏高原生长的关系

最新的地质学和古生物学证据表明, 青藏高原不同地块的抬升历史存在差异。青藏高原南部的冈底斯山可能最先隆起, 在古新世就达到了4000m以上的高度(Ding等, 2014)。综合沉积学和低温热年代学等地质数据, Wang等(2008)认为青藏高原中部的拉萨、羌塘等地在40Ma左右形成现今高度的“原西藏高原”。有学者通过古土壤钙结核氧同位素进行古海拔重建, 认为在晚始新世(~40Ma)青藏高原中部的伦坡拉盆地已经隆起到现今海拔约4600m高度(Rowley和Currie, 2006)。

最近的相关研究表明古近纪时高原中部可能存在一条东西走向的低谷, 当时印度夏季风带来的暖湿气流能够越过南面的冈底斯山脉, 于是在河谷中孕育了热带-亚热带性质的动植物区系(Wu等, 2017; Jia等, 2018; Jiang等, 2019; Liu等, 2019; Su等, 2019b; 邓涛等, 2019)。而芒康盆地的植物化石组合以及最新的地层年代学研究显示, 青藏高原东南缘在始新世至渐新世之交经历了一定的抬升, 使得该地区的植被从常绿落叶阔叶混交林转变为高山落叶灌丛(Su等, 2019a; Deng等, 2020)。新近纪以来随着高原的快速抬升, 低海拔的盆地逐渐消失, 热带-亚热带动植物濒临灭绝, 适应严寒气候的冰期动物群开始出现(Wang等, 2016; Deng等, 2019), 植物群中落叶阔叶林、针叶林和草本成分增加(吴珍汉等, 2006; 王伟铭等, 2009; 黄健等, 2020; 路晶芳等, 2020)。高原动植物区系逐渐形成(金建华等, 2003; 邓涛等, 2020)。可以看出, 青藏高原经历了一个

差异化、阶段性的生长过程(王国灿等, 2011; Deng和Ding, 2015; Spicer等, 2020), 这对该地区也产生了复杂的气候环境效应。

(1) 海拔高度对气候的影响。自始新世晚期, 青藏高原的气候发生了显著变化, 温度分布格局由之前纬度分布规律转变为海拔高度主导。模型模拟的青藏高原的温度和海拔高度可能存在负相关关系, 早始新世青藏高原还未整体抬升时, 温度最高, 之后随着青藏高原抬升, 温度波动下降(图2c, 2d)。同一时期, 全球CO₂浓度和温度也在降低(图2a, 2b)。这与之前提出的气候反馈机制观点类似, 青藏高原生长加强了硅酸盐岩的化学风化, 消耗和降低了大气中CO₂浓度, 进而导致全球气候变冷(Raymo和Ruddiman, 1992)。同时也支持了一个新的观点: 低纬度的弧形大陆碰撞使蛇绿岩暴露于空气中, 与CO₂发生反应, 从而引发全球变冷(Macdonald等, 2019), 这可能说明青藏高原抬升对全球气候有一定的影响。模型模拟的降水量和海拔高度也有一定的相关性, 古新世至始新世中期, 青藏高原还未整体抬升时, 降水量变化不明显, 之后青藏高原开始生长, 对印度夏季风带来的湿润气流的抬升作用使得降水量急剧增加(图3a, 3b)。但渐新世之后, 青藏高原的进一步抬升导致南来的湿润气流无法翻越高大山脉, 从而形成了雨影区, 降水量整体上减少(图3a, 3b)。

(2) 高原范围和纬度变化对气候的影响。自晚始新世, 随着高原东北向生长, 降温区域也随之向东北方向扩大(图4)。始新世晚期, 青藏高原南部处于板块碰撞的前缘地带, 地形的抬升作用使得南部降水迅速增加, 之后印度板块向北漂移挤压亚欧板块, 青藏高原东北向生长, 高大山脉对印度洋暖湿气流的抬升作用进一步加强, 水汽大量凝结, 在青藏高原南缘形成丰富降水, 且降水范围逐渐向东北方向扩大(图5)。青藏高原中部和北部从晚中新世开始到上新世降水明显比中新世高, 这可能是由于中新世, 青藏高原较之前生长范围扩大, 但南部海拔相对高于中部和北部, 所以中部和北部位于背风坡, 形成面积较大的雨影区。而到了晚中新世和上新世, 北部进一步抬升, 雨影效应减弱, 降水反而增加(图5; 附录4, 附图2)。

4.3 青藏高原地区古气候变化与新特提斯洋退却的关系

新特提斯洋的进退消亡也是新生代的重要地质事

件之一, 它可通过改变海陆分布对气候环境产生重要影响(Ramstein等, 1997; Zhang等, 2007; Sun和Jiang, 2013)。模型模拟显示古新世至始新世早期新特提斯洋存在时, 位于大陆西岸30°N附近的区域降水量稀少(图5a, 5b), 温度相对较高(图4a, 4b), 气候炎热干旱。这可能是由于这一纬度带主要受副热带高压控制, 与现今同纬度的位于大陆西岸的北非地区、地中海沿岸和北美洲中西部的干旱气候相似。而本研究的模型模拟结果显示, 该时期青藏高原南部(大约10°~20°N)却是高温多雨, 这一结果也得到了植物化石记录的支持, 如藏南柳区保存的植物大化石、仲巴和江孜的孢粉化石均是热带-亚热带的植物类群(方爱民等, 2005; 李建国等, 2008; 韦利杰等, 2011, 2015; 白培荣等, 2018; Ding等, 2017)。在始新世中晚期新特提斯洋退却时, 模型模拟结果反而显示该地区降水量整体增加。总体而言, 相对于青藏高原抬升和全球气候变化, 新特提斯洋退却对青藏高原的气候影响可能较小, 但是由于模拟所需的部分边界条件尚不明确(比如青藏高原不同区域的地形地貌、特提斯海退却、海陆边界等), 还需结合更多地质资料进行深入研究。

5 结论

本文综合了青藏高原地区古近纪和新近纪48个化石点的古植物数据, 使用生物气候分析法和联合概率密度法定量重建了古气候, 并与HadCM3模型模拟、同位素及叶相-气候多变量分析的结果进行了综合对比分析, 结果表明: 在新生代全球气候变冷和青藏高原隆升的影响下, 青藏高原地区的气候呈现逐渐变冷的趋势, 尤其是自晚始新世以来, 青藏高原的快速隆升使该区域气候变化更加显著。此外, 植物化石定量重建与模型模拟的古气候并不完全相符, 这可能是由于化石保存的完整性及模型模拟的不确定性所导致的。今后仍需在青藏高原(尤其是藏北地区)开展更深入的化石研究工作, 以此获取更为可靠的模型模拟的边界条件。通过充分结合古植物数据和模型模拟, 可以重建高分辨率的古气候和古环境, 帮助我们更好地理解古气候演变过程。

致谢 感谢中国科学院西双版纳热带植物园古生态组所有成员采集化石, 感谢邓炜煜东博士在绘图过程中提供

指导, 感谢刘萍、孟江波、周泓妍、崔柳月、高亚军、崔丽娟帮助整理数据, 感谢两位审稿人提出宝贵意见和建议.

参考文献

- 安芷生, 张培震, 王二七, 王苏民, 强小科, 李力, 宋友桂, 常宏, 刘晓东, 周卫健, 刘卫国, 曹军骥, 李小强, 沈吉, 刘禹, 艾莉. 2006. 中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长. 第四纪研究, 26: 678–693
- 白培荣, 熊兴国, 曾禹人, 马德胜, 符宏斌, 李月森, 蒋开源, 张厚松, 吴滔, 黄建国, 廖铸敏. 2018. 西藏仲巴县隆格尔地区渐新统日贡拉组孢粉组合的发现及其意义. 沉积与特提斯地质, 38: 70–76
- 陈因硕, 吴玉书, 肖家仪. 1991. 昆明地区林下表土花粉研究. 植物学报, 33: 855–862
- 戴加洗. 1990. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社. 366
- 邓涛, 吴飞翔, 苏涛, 周浙昆. 2020. 青藏高原——现代生物多样性形成的演化枢纽. 中国科学: 地球科学, 50: 177–193
- 邓涛, 吴飞翔, 王世骐, 苏涛, 周浙昆. 2019. 古近纪/新近纪之交青藏高原陆地生态系统的重大转折. 科学通报, 64: 2894–2906
- 丁仲礼, 熊尚发. 2006. 古气候数值模拟: 进展评述. 地学前缘, 13: 21–31
- 方爱民, 闫臻, 刘小汉, 陶君容, 李继亮, 潘裕生. 2005. 藏南柳区砾岩中古植物化石组合及其特征. 古生物学报, 44: 435–445
- 黄健, 苏涛, 李树峰, 吴飞翔, 邓涛, 周浙昆. 2020. 西藏札达盆地中新世植物群及古环境. 中国科学: 地球科学, 50: 220–232
- 金建华, 廖文波, 王伯荪, 彭少麟. 2003. 新生代全球变化与中国古植物区系的演变. 广西植物, 23: 217–225
- 李吉均, 文世宣, 张青松, 王富葆, 郑本兴, 李炳元. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, 6: 608–616
- 李建国, 张一勇, 蔡华伟, 郭震宇, 万晓樵. 2008. 西藏仲巴白垩纪-古近纪孢粉组合及其意义. 地质学报, 82: 584–593
- 李文漪. 1990. 表土中松属花粉与植物间数量关系的研究. 植物学报, 32: 943–950
- 李文漪. 1991. 神农架巴山冷杉林花粉与植物关系及其森林植被之演替. 地理学报, 46: 186–194
- 刘晓东, Dong B W. 2013. 青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化的影响. 科学通报, 58: 2906–2919
- 刘晓东. 1993. 数值模拟在古气候研究中的应用. 地理科学, 13: 257–267, 296
- 路晶芳, 张克信, 宋博文, 徐亚东, 张健钰, 黄威, 张道来. 2020. 柴达木盆地大红沟地区始新世-上新世孢粉记录及气候变化. 现代地质, 34: 732–744
- 吕厚远, 王淑云, 沈才明, 羊向东, 童国榜, 廖淦标. 2004. 青藏高原现代代表土中冷杉和云杉花粉的空间分布. 第四纪研究, 24: 39–49
- 孙继敏, 刘卫国, 柳中晖, 付碧宏. 2017. 青藏高原隆升与新特提斯海退却对亚洲中纬度阶段性气候干旱的影响. 中国科学院院刊, 32: 951–958
- 孙继敏. 2014. 地球系统科学的研究范例——青藏高原隆升的地貌、环境、气候效应. 中山大学学报(自然科学版), 53: 1–9
- 王国灿, 曹凯, 张克信, 王岸, 刘超, 孟艳宁, 徐亚东. 2011. 青藏高原新生代构造隆升阶段的时空格局. 中国科学: 地球科学, 41: 332–349
- 王伟铭, 舒军武, 邓涛. 2009. 中国新近纪孢粉植物群的区域定位与环境响应. 古生物学报, 48: 40–49
- 韦利杰, 刘小汉, 李广伟, 周学君. 2015. 藏南江孜地区古近纪甲查拉组孢粉组合及古环境分析. 微体古生物学报, 32: 255–268
- 韦利杰, 刘小汉, 严富华, 麦学舜, 李广伟, 刘小兵, 周学君. 2011. 西藏柳区砾岩地质时代厘定的微体古植物新证据及地质意义. 中国科学: 地球科学, 41: 1424–1434
- 吴珍汉, 吴中海, 叶培盛, 胡道功, 彭华. 2006. 青藏高原晚新生代孢粉组合与古环境演化. 中国地质, 33: 966–979
- 许清海, 李月丛, 阳小兰, 郑振华. 2007. 中国北方几种主要花粉类型与植被定量关系. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 192–205
- 姚檀栋, 陈发虎, 崔鹏, 马耀明, 徐柏青, 朱立平. 2017. 从青藏高原到第三极和泛第三极. 中国科学院院刊, 32: 924–931
- 姚祖驹. 1989. 中条山林区表土花粉分析. 地理研究, 1: 101
- 郑伟鹏, 满文敏, 孙泳, 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
- 周浙昆, 黄健, 丁文娜. 2017. 若干重要地质事件对中国植物区系形成演变的影响. 生物多样性, 25: 123–135
- Acosta R P, Huber M. 2020. Competing topographic mechanisms for the summer Indo-Asian monsoon. *Geophys Res Lett*, 47: e2019GL085112
- An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, Porter S C. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411: 62–66
- Barbolini N, Woutersen A, Dupont-Nivet G, Silvestro D, Tardif D, Coster P M C, Meijer N, Chang C, Zhang H X, Licht A, Rydin C, Koutsodendris A, Han F, Rohrmann A, Liu X J, Zhang Y, Donnadieu Y, Fluteau F, Ladant J B, Le Hir G, Hoorn C. 2020. Cenozoic evolution of the steppe-desert biome in Central Asia. *Sci Adv*, 6: eabb8227
- Bosboom R, Dupont-Nivet G, Grothe A, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Huang W, Yang W, Guo Z, Krijgsman W. 2014. Linking Tarim Basin sea retreat (west China) and Asian aridification in the late Eocene. *Basin Res*, 26: 621–640
- Chen H P, Sun J Q, Chen X L. 2014. Projection and uncertainty analysis of global precipitation-related extremes using CMIP5 models. *Int J Climatol*, 34: 2730–2748
- Cox P M. 2001. Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model. Tech rep. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK

- DeConto R M, Pollard D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, 421: 245–249
- Deng T, Ding L. 2015. Paleoaltimetry reconstructions of the Tibetan Plateau: Progress and contradictions. *Natl Sci Rev*, 2: 417–437
- Deng T, Wang X M, Wu F X, Wang Y, Li Q, Wang S Q, Hou S K. 2019. Review: Implications of vertebrate fossils for paleo-elevations of the Tibetan Plateau. *Glob Planet Change*, 174: 58–69
- Deng W Y D, Su T, Wappler T, Liu J, Li S F, Huang J, Tang H, Low S L, Wang T X, Xu H, Xu X T, Liu P, Zhou Z K. 2020. Sharp changes in plant diversity and plant-herbivore interactions during the Eocene-Oligocene transition on the southeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Glob Planet Change*, 194: 103293
- Ding L, Spicer R A, Yang J, Xu Q, Cai F, Li S, Lai Q, Wang H, Spicer T E V, Yue Y, Shukla A, Srivastava G, Khan M A, Bera S, Mehrotra R. 2017. Quantifying the rise of the Himalaya orogen and implications for the South Asian monsoon. *Geology*, 45: 215–218
- Ding L, Xu Q, Yue Y H, Wang H Q, Cai F L, Li S. 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 392: 250–264
- Farnsworth A, Lunt D J, Robinson S A, Valdes P J, Roberts W H G, Clift P D, Markwick P, Su T, Wrobel N, Bragg F, Kelland S J, Pancost R D. 2019. Past East Asian monsoon evolution controlled by paleogeography, not CO₂. *Sci Adv*, 5: eaax1697
- Foster G L, Royer D L, Lunt D J. 2017. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nat Commun*, 8: 14845
- Harbert R S, Nixon K C. 2015. Climate reconstruction analysis using coexistence likelihood estimation (CRACLE): A method for the estimation of climate using vegetation. *Am J Bot*, 102: 1277–1289
- He H Y, Sun J M, Li Q L, Zhu R X. 2012. New age determination of the Cenozoic Lunpola basin, central Tibet. *Geol Mag*, 149: 141–145
- Jia L B, Su T, Huang Y J, Wu F X, Deng T, Zhou Z K. 2018. First fossil record of *Cedrelosperrum* (Ulmaceae) from the Qinghai-Tibetan Plateau: Implications for morphological evolution and biogeography. *Jnl Systematics Evol*, 57: 94–104
- Jiang H, Su T, Wong W O, Wu F X, Huang J, Shi G L. 2019. Oligocene *Koelreuteria* (Sapindaceae) from the Lunpola Basin in central Tibet and its implication for early diversification of the genus. *J Asian Earth Sci*, 175: 99–108
- Kocsis Á T, Raja N B. 2020. Chronosphere: Earth system history variables. *Gsa 2020 Connects Online*
- Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J Geol*, 101: 177–190
- Li S F, Mao L M, Spicer R A, Lebreton-Anberrière J, Su T, Sun M, Zhou Z K. 2015. Late Miocene vegetation dynamics under monsoonal climate in southwestern China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 425: 14–40
- Li S F, Valdes P J, Farnsworth A, Davies-Barnard T, Su T, Lunt D J, Spicer R A, Liu J, Deng W Y D, Huang J, Tang H, Ridgwell A, Chen L L, Zhou Z K. 2021. Orographic evolution of northern Tibet shaped vegetation and plant diversity in eastern Asia. *Sci Adv*, 7: eabc7741
- Liu J, Su T, Spicer R A, Tang H, Deng W Y D, Wu F X, Srivastava G, Spicer T, Van Do T, Deng T, Zhou Z K. 2019. Biotic interchange through lowlands of Tibetan Plateau suture zones during Paleogene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 524: 33–40
- Liu Y S C, Utescher T, Zhou Z K, Sun B N. 2011. The evolution of Miocene climates in North China: Preliminary results of quantitative reconstructions from plant fossil records. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 304: 308–317
- Macdonald F A, Swanson-Hysell N L, Park Y, Lisiecki L, Jagoutz O. 2019. Arc-continent collisions in the tropics set Earth's climate state. *Science*, 364: 181–184
- Mosbrugger V, Utescher T. 1997. The coexistence approach—A method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 134: 61–86
- Popov S V, Rögl F, Rozanov A Y, Steininger F F, Shcherba I G, Kovac M. 2004. Lithological-Paleogeographic Maps of Parathys. 10 Maps Late Eocene to Pliocene. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 250: 1–46
- Pound M J, Salzmann U. 2017. Heterogeneity in global vegetation and terrestrial climate change during the late Eocene to early Oligocene transition. *Sci Rep*, 7: 43386
- Quan C, Liu Y S C, Utescher T. 2012. Eocene monsoon prevalence over China: A paleobotanical perspective. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 365–366: 302–311
- Ramstein G, Fluteau F, Besse J, Joussaume S. 1997. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386: 788–795
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117–122
- Reichelt T, Kennedy E M, Conran J G, Mildenhall D C, Lee D E. 2015. The early Miocene paleolake Manuherikia: Vegetation heterogeneity and warm-temperate to subtropical climate in southern New Zealand. *J Paleolimnol*, 53: 349–365
- Rögl F. 1997. Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 99: 279–310
- Rowley D B, Currie B S. 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to

- Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439: 677–681
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 321: 1054–1058
- Scotese C R, Wright N. 2018. PALEOMAP paleodigital elevation models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic
- Scotese C R. 2016. PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData plotter program, PALEOMAP project
- Spicer R A, Harris N B, Widdowson M, Herman A B, Guo S X, Valdes P J, Wolfe J A, Kelley S P. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 421: 622–624
- Spicer R A, Su T, Valdes P J, Farnsworth A, Wu F X, Shi G L, Spicer T E, Zhou Z K. 2020. Why ‘the uplift of the Tibetan Plateau’ is a myth. *Natl Sci Rev*, 8: nwaa091
- Spicer R A. 2017. Tibet, the Himalaya, Asian monsoons and biodiversity—In what ways are they related? *Plant Diversity*, 39: 233–244
- Su T, Spicer R A, Li S H, Xu H, Huang J, Sherlock S, Huang Y J, Li S F, Wang L, Jia L B, Deng W Y D, Liu J, Deng C L, Zhang S T, Valdes P J, Zhou Z K. 2019a. Uplift, climate and biotic changes at the Eocene-Oligocene transition in south-eastern Tibet. *Natl Sci Rev*, 6: 495–504
- Su T, Farnsworth A, Spicer R A, Huang J, Wu F X, Liu J, Li S F, Xing Y W, Huang Y J, Deng W Y D, Tang H, Xu C L, Zhao F, Srivastava G, Valdes P J, Deng T, Zhou Z K. 2019b. No high tibetan plateau until the neogene. *Sci Adv*, 5: eaav2189
- Su T, Spicer R A, Wu F X, Farnsworth A, Huang J, Del Rio C, Deng T, Ding L, Deng W Y D, Huang Y J, Hughes A, Jia L B, Jin J H, Li S F, Liang S Q, Liu J, Liu X Y, Sherlock S, Spicer T, Srivastava G, Tang H, Valdes P, Wang T X, Widdowson M, Wu M X, Xing Y W, Xu C L, Yang J, Zhang C, Zhang S T, Zhang X W, Zhao F, Zhou Z K. 2020. A Middle Eocene lowland humid subtropical “Shangri-La” ecosystem in central Tibet. *Proc Natl Acad Sci USA*, 117: 32989–32995
- Sun J M, Jiang M S. 2013. Eocene seawater retreat from the southwest Tarim Basin and implications for early Cenozoic tectonic evolution in the Pamir Plateau. *Tectonophysics*, 588: 27–38
- Sun J M, Windley B F, Zhang Z L, Fu B H, Li S H. 2016. Diachronous seawater retreat from the southwestern margin of the Tarim Basin in the late Eocene. *J Asian Earth Sci*, 116: 222–231
- Sun J M, Xu Q H, Liu W M, Zhang Z Q, Xue L, Zhao P. 2014. Palynological evidence for the latest Oligocene-early Miocene paleoelevation estimate in the Lunpola Basin, central Tibet. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 399: 21–30
- Sun J M, Zhang Z L, Cao M M, Windley B F, Tian S C, Sha J G, Abdulov S, Gadeov M, Oimahmadov I. 2020. Timing of seawater retreat from proto-Paratethys, sedimentary provenance, and tectonic rotations in the late Eocene-early Oligocene in the Tajik Basin, Central Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 545: 109657
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Thompson R S, Anderson K H, Peltier R T, Strickland L E, Bartlein P J, Shafer S L. 2012. Quantitative estimation of climatic parameters from vegetation data in North America by the mutual climatic range technique. *Quat Sci Rev*, 51: 18–39
- Tierney J E, Poulsen C J, Montañez I P, Bhattacharya T, Feng R, Ford H L, Hönnisch B, Inglis G N, Petersen S V, Sagoo N, Tabor C R, Thirumalai K, Zhu J, Burls N J, Foster G L, Goddérus Y, Huber B T, Ivany L C, Kirtland Turner S, Lunt D J, McElwain J C, Mills B J W, Otto-Blesner B L, Ridgwell A, Zhang Y G. 2020. Past climates inform our future. *Science*, 370: eaay3701
- Utescher T, Bruch A A, Erdei B, François L, Ivanov D, Jacques F M B, Kern A K, Liu Y S C, Mosbrugger V, Spicer R A. 2014. The Coexistence Approach—Theoretical background and practical considerations of using plant fossils for climate quantification. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 410: 58–73
- Valdes P J, Armstrong E, Badger M P S, Bradshaw C D, Bragg F, Crucifix M, Davies-Barnard T, Day J J, Farnsworth A, Gordon C, Hopcroft P O, Kennedy A T, Lord N S, Lunt D J, Marzocchi A, Parry L M, Pope V, Roberts W H G, Stone E J, Tourte G J L, Williams J H T. 2017. The BRIDGE HadCM3 family of climate models: HadCM3@Bristol v1.0. *Geosci Model Dev*, 10: 3715–3743
- Valdes P J, Scotese C R, Lunt D J. 2021. Deep ocean temperatures through time. *Clim Past*, 17: 1483–1506
- Wang C S, Dai J G, Zhao X X, Li Y L, Graham S A, He D F, Ran B, Meng J. 2014. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review. *Tectonophysics*, 621: 1–43
- Wang C S, Zhao X X, Liu Z F, Lippert P C, Graham S A, Coe R S, Yi H S, Zhu L D, Liu S, Li Y L. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 4987–4992
- Wang Q, Spicer R A, Yang J, Wang Y F, Li C S. 2013. The Eocene climate of China, the early elevation of the Tibetan Plateau and the onset of the Asian Monsoon. *Glob Change Biol*, 19: 3709–3728
- Wang X M, Li Q, Takeuchi G T. 2016. Out of Tibet: An early sheep from the Pliocene of Tibet, *Protovis himalayensis*, genus and species nov. (Bovidae, Caprini), and origin of Ice Age mountain sheep. *J Vertebrate Paleontology*, 36: e1169190
- Wang X M, Li Q, Xie G P, Saylor J E, Tseng Z J, Takeuchi G T, Deng T, Wang Y, Hou S K, Liu J, Zhang C F, Wang N, Wu F X. 2013. Mio-Pleistocene Zanda Basin biostratigraphy and geochronology, pre-Ice Age fauna, and mammalian evolution in western Himalaya.

- Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 374: 81–95
- Wen J, Zhang J Q, Nie Z L, Zhong Y, Sun H. 2014. Evolutionary diversifications of plants on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Front Genet*, 5: 4
- West C K, Greenwood D R, Reichgelt T, Lowe A J, Vachon J M, Basinger J F. 2020. Paleobotanical proxies for early Eocene climates and ecosystems in northern North America from middle to high latitudes. *Clim Past*, 16: 1387–1410
- Westerhold T, Marwan N, Drury A J, Liebrand D, Agnini C, Anagnostou E, Barnet J S K, Bohaty S M, De Vleeschouwer D, Florindo F, Frederichs T, Hodell D A, Holbourn A E, Kroon D, Lauretano V, Littler K, Lourens L J, Lyle M, Pálike H, Röhl U, Tian J, Wilkens R H, Wilson P A, Zachos J C. 2020. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369: 1383–1387
- Willard D A, Donders T H, Reichgelt T, Greenwood D R, Sangiorgi F, Peterse F, Nierop K G J, Frieling J, Schouten S, Sluijs A. 2019.
- Arctic vegetation, temperature, and hydrology during Early Eocene transient global warming events. *Glob Planet Change*, 178: 139–152
- Wu F X, Miao D S, Chang M M, Shi G L, Wang N. 2017. Fossil climbing perch and associated plant megafossils indicate a warm and wet central Tibet during the late Oligocene. *Sci Rep*, 7: 878
- Xiong Z Y, Liu X H, Ding L, Farnsworth A, Spicer R A, Xu Q, Valdes P, He S L, Zeng D, Wang C, Li Z Y, Guo X D, Su T, Zhao C Y, Wang H Q, Yue Y H. 2022. The rise and demise of the Paleogene Central Tibetan Valley. *Sci Adv*, 8: eabj0944
- Zhang R, Jiang D B, Ramstein G, Zhang Z S, Lippert P C, Yu E T. 2018. Changes in Tibetan Plateau latitude as an important factor for understanding East Asian climate since the Eocene: A modeling study. *Earth Planet Sci Lett*, 484: 295–308
- Zhang Z S, Wang H J, Guo Z T, Jiang D B. 2007. Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China. *Earth Planet Sci Lett*, 257: 622–634

(责任编辑: 刘晓东)