



新生代特提斯海区域的气候演变及其驱动因素

孟江波^{1,2}, 赵佳港^{1,2}, 陈琳琳³, Paul J VALDES³, Alex FARNSWORTH³,
Svetlana POPOVA⁴, Mine Sezgül KAYSERİ-ÖZER⁵, Gaurav SRIVASTAVA⁶, 黄健¹,
苏涛^{1,7,8}, 周浙昆¹, 李树峰^{1*}

1. 中国科学院西双版纳热带植物园植物多样性与特色经济作物全国重点实验室, 勐腊 666303

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. School of Geographical Sciences, University of Bristol, Bristol BS8 1QU, UK

4. Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg 197022, Russia

5. Institute of Marine Science and Technology, Dokuz Eylül University, Balçova-İzmir 35430, Türkiye

6. Birbal Sahni Institute of Palaeosciences, Lucknow 226007, India

7. 成都理工大学自然资源部深时地理环境重建与应用重点实验室, 成都 610059

8. 成都理工大学油气藏地质及开发工程全国重点实验室, 沉积地质研究院, 成都 610059

* 通讯作者, E-mail: lisf@xtbg.org.cn

收稿日期: 2024-08-12; 收修改稿日期: 2025-03-27; 接受日期: 2025-04-03; 网络版发表日期: 2025-05-20

国家重点研发计划项目(2022YFF0800800)、国家自然科学基金面上项目(42372033)、国家杰出青年科学基金项目(42425201)、中国科学院第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0705)、云南省中青年学术和技术带头人后备人才项目(202305AC160051)和中国科学院西双版纳热带植物园“十四五”科技创新规划子课题项目(XTBG-1450101)资助

摘要 新生代特提斯海的进退与消亡通过改变海陆分布和水汽输送, 对欧亚大陆乃至全球气候环境和生物多样性格局均产生了深远影响。然而, 新生代特提斯海区域的气候演变仍然缺乏数据-模型的综合性研究。本文整合了新生代特提斯海地区363个植物大化石点的数据, 采用联合概率密度函数法重建了10个气候参数, 并与HadCM3模拟的气候结果进行综合对比分析。此外, 本文还结合降水和温度提出了一个新的地中海气候指数, 并对地中海气候的演化进行了深入分析。结果表明: 新生代特提斯海区域整体上经历了先增温后降温的变化, 从古近纪的热带和亚热带气候逐渐过渡到新近纪至第四纪的暖温带和寒温带气候。最冷月均温的分布模式从古近纪整体的纬向型转变为新近纪特提斯东部和中部区域的地形主导分布。特提斯区域的降水均呈现波动变化趋势: 特提斯西部区域夏季降水分区域波动增加, 冬季降水略有下降; 特提斯中部区域受海退和山体抬升等影响显著变干; 特提斯东部区域随着青藏高原抬升夏季和冬季降水都显著增加。始新世-早渐新世中亚及欧洲盛行地中海气候, 中新世地中海气候范围急剧缩小, 主要是因为夏季干旱范围的逐渐减小。渐新世-早中新世是特提斯海区域气候演变的关键时期。海陆分布格局、地形地貌变化和全球CO₂浓度变化是驱动特提斯海区域气候演变的主要因素。本研究可为探讨欧亚大陆新生代以来气候变化驱动生态系统和物种多样性演化提供重要参考。

关键词 特提斯海, 新生代, 古气候, 植物化石, 气候模拟

中文引用格式: 孟江波, 赵佳港, 陈琳琳, Valdes P J, Farnsworth A, Popova S, Kayseri-Özer M S, Srivastava G, 黄健, 苏涛, 周浙昆, 李树峰. 2025. 新生代特提斯海区域的气候演变及其驱动因素. 中国科学: 地球科学, 55(6): 1992–2015, doi: [10.1360/SSTe-2024-0223](https://doi.org/10.1360/SSTe-2024-0223)

英文引用格式: Meng J, Zhao J, Chen L, Valdes P J, Farnsworth A, Popova S, Kayseri-Özer M S, Srivastava G, Huang J, Su T, Zhou Z, Li S. 2025. Climate evolution and its driving factors in the Tethys Sea region during the Cenozoic. Science China Earth Sciences, 68(6): 1937–1959, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1561-y>

1 引言

新生代全球发生了一系列重大地质过程, 包括新特提斯洋的闭合、全球海平面的变化、阿尔卑斯-喜马拉雅造山带的形成以及青藏高原的隆升, 这些过程导致全球气候发生了根本性转变(李吉均, 1999; 郑度和姚檀栋, 2006; Zhang等, 2007; 孙东怀等, 2013; 郑洪波等, 2014; Deng和Ding, 2015; 吴福元等, 2020; Westerhold等, 2020; 朱日祥等, 2022; Sun等, 2023). 在这一过程中, 特提斯海作为新特提斯洋闭合后的西端残余部分, 存在于欧亚板块与非洲-阿拉伯板块之间, 与古大西洋和极地大洋相连, 并逐步演化形成今天的地中海(孙东怀等, 2013; 吴福元等, 2020; 朱日祥等, 2022). 特提斯海的进退消亡是新生代地球上发生的重大地质事件之一, 它改变了海陆分布和水汽输送, 对欧亚大陆乃至全球气候环境和生物多样性格局均产生了深远影响(孙东怀等, 2013). 非洲-阿拉伯板块和印度板块快速向北漂移并与欧亚板块发生碰撞, 导致特提斯海闭合, 这不仅改变了该区域的海陆分布格局, 还影响了关键海峡的开关过程, 从而改变区域范围的水汽来源, 阻断了大洋之间通过洋流进行的盐分和热量交换过程, 并给动植物区系的交流扩散提供了机会(Hammon等, 2013; Liu等, 2018; Sun等, 2021a; Zhao等, 2022; 孙继敏等, 2024). 重大地质事件造成的气候效应会直接或间接推动植被和生物多样性演化(金建华等, 2003). 因此, 研究新生代特提斯海闭合对沿岸区域气候演变的影响, 可以为深入认识该区域生物多样性及生态系统的演化奠定基础.

近年来, 越来越多的学者认识到特提斯海演化的重要性, 并开展了一系列研究(吴福元等, 2020; 朱日祥等, 2022). 虽然新生代特提斯海存在的范围及其退却闭合的年代还存在较大争议, 但诸多研究总体上表明新生代特提斯海的退却是一个复杂的逐渐演化的过程. 最新的地质证据表明, 印度板块与欧亚大陆约在65~63Ma发生碰撞(丁林等, 2017), 特提斯海约在晚始新世从青藏高原南缘退出. 受到全球海平面波动以及板块挤压影响, 经历多次海侵-海退旋回过程后, 特提斯海最终在晚始新世47Ma和38.6Ma相继退出塔里木盆地和塔吉克盆地(Sun和Jiang, 2013; Sun等, 2016, 2020). 受非洲-阿拉伯板块与伊朗板块碰撞(35~20Ma)影响, 海水在早中新世16.8Ma从伊朗中部退出(Sun等,

2021b), 伊朗高原西北部特提斯航道经过两阶段碰撞最终于12.8Ma永久关闭(Sun等, 2021a). 由于大量研究集中在对新生代特提斯海古地理的重建, 对于地质演变所带来的气候效应仍然所知甚少(吴福元等, 2020).

新生代全球变冷、特提斯海退缩以及青藏高原的隆升对特提斯区域的气候产生了深刻的影响. 地质证据表明, 中亚地区的干旱化演变从晚始新世就已经开始, 这可能与全球气候和海平面变化有关, 早渐新世植被表现出一定的干旱适应性, 中中新世特提斯海彻底退出伊朗高原之后, 内陆干旱化程度加剧, 植被类型逐渐转变为开放的草原和稀树草原类型(Bruch和Zhilin, 2007; Cai等, 2012; Bosboom等, 2014; Carrapa等, 2015; 王鑫等, 2016; Popova等, 2017; Sun等, 2020, 2021b). 已有大量研究对东亚气候演变进行了研究, 随着青藏高原的差异化抬升, 大气环流由古近纪时的行星风系逐渐向新近纪的季风系统演变, 渐新世-中新世之交成为东亚环境格局发生重大转变的关键时期, 东南季风可能在渐新世已经出现了雏形, 但此时的驱动因素与青藏高原关联不大, 更可能是特提斯海的收缩使欧亚大陆相连形成了较强的海陆格局差异(刘东生等, 1998; 李吉均, 1999; 安芷生等, 2006; 郭正堂, 2017). 古植物证据表明, 欧洲中低纬度地区在古近纪-中新世整体上是温暖湿润的气候(Velitzelos等, 2014; Denk等, 2022; Postigo-Mijarra等, 2022), 中中新世之后气候逐渐干冷化, 经历了墨西哥盐度危机和赞克尔大洪水后, 古地中海形成(Krijgsman等, 1999; Duggen等, 2003; Garcia-Castellanos等, 2009; Garcia-Castellanos和Villaseñor, 2011; Hernández-Molina等, 2014), 而地中海气候可能在上新世形成(Suc, 1984).

地中海气候是全球十三种气候类型中唯一一种雨热不同期的气候类型, 又称副热带夏干气候, 由西风带与副热带高气压带交替控制形成, 冬季温和多雨, 夏季炎热干燥(Deitch等, 2017), 柯本将其描述为Cs型, 是存在于纬度30°~40°左右大陆西岸地区的一种温带气候类型, 最冷月均温在-3~18℃, 夏季最干燥月份降水量低于30mm, 夏季最干燥月份的降水量少于冬季最潮湿月份降水量的三分之一(Kottek等, 2006; Kutiel和Türkeş, 2017). 目前全球有澳大利亚西南部、南非的开普地区、地中海盆地、加利福尼亚和智利中部五个地中海气候区(Rundel等, 2016; Deitch等, 2017), 由于

地中海地区复杂的地形特征对海洋和大气环流都有重要影响, 因此, 地中海气候在该区域最为典型而得名(Lionello等, 2006). 地中海气候的演化是一个重要且复杂的科学问题, 但由于来自陆地证据的缺乏, 关于地中海气候演化的过程目前仍然有很大争议. 古生物和地质证据表明, 特提斯区域在古近纪时期为温暖湿润的热带、亚热带气候(Aleksandrova等, 1987; Barrón等, 2010; Serkan Akkiraz等, 2022). Suc(1984)根据上新世-更新世的孢粉记录认为西北地中海区域夏季干旱最早出现在晚上新世(3.2Ma). Postigo-Mijarra等(2009)和Barrón等(2010)认为欧洲西南部伊比利亚半岛的地中海气候在晚上新世-早更新世才开始形成, 地中海型植物类群逐渐出现. C4植物在中中新世-上新世扩张, 但在地中海区域C3植物广泛分布, 可能是季节性干旱限制了C4植物的生长(Edwards等, 2010). Zhao等(2023)通过地球化学证据和模型结合重建了西藏芒康盆地中、晚始新世的隆升历史, 并认为晚始新世西藏东南缘为地中海气候类型, 但是该结论还缺乏更充分的植物化石证据. 因此, 对于地中海气候演变的问题仍需要更多方法来交叉验证.

植物化石是直观可靠的古气候代用指标(Su等, 2019, 2020; 黄健等, 2020; 赵佳港等, 2022). 20世纪以来, 学者们发表了大量的植物化石类群(Gregor, 1990; Bozukov等, 2009, 2021; Postigo-Mijarra等, 2009; Habbly, 2010, 2020; Bertini和Martinetto, 2011; Collinson等, 2012; Erdei等, 2012, 2022; Mach等, 2014; Teodoridis等, 2015; Worobiec等, 2015; Denk等, 2017, 2021, 2022; Kvaček和Bubík, 2016; Kvaček等, 2018; Macaluso等, 2018; Kunzmann等, 2019; Worobiec和Worobiec, 2019; Erdei和Wilde, 2020; Jolly-Saad等, 2020; Tanrattana等, 2020; Bubik等, 2022; Kafetzidou等, 2022; Altolaguirre等, 2023), 已有不少相关研究对这些化石数据进行了收集整理, 并采用共存分析法(coexistence approach, CA)、气候-叶相多变量分析程序(climate-leaf analysis multivariate program, CLAMP)和叶缘分析法(leaf margin analysis, LMA), 对一些关键地质时期的区域性气候进行了重建, 结果表明特提斯区域整体上经历了从古近纪湿润的亚热带气候向新近纪暖温带气候再到第四纪更加凉爽干旱气候的转变(Thiel等, 2012; Velitzelos等, 2014; Kayseri-Özer, 2017; Tosal等, 2019, 2021; 赵佳港等, 2022; Khan等, 2023). 叶缘分析法和气候-叶

相多变量分析程序都是基于叶片形态与环境之间的相关性来重建古气候, 叶缘分析法采用的是单变量回归方程, 简单易操作, 但其准确性受到采样均匀度和丰度的影响, 适用于特定区域气候条件的重建(Wilf, 1997; Traiser等, 2005; Su等, 2010). 与叶缘分析法相比, 气候-叶相多变量分析程序可重建更多的气候参数, 但会受到校准数据集的地理位置和气候范围的影响(Yang等, 2007, 2011). 共存分析法基于古植物与现代植物具有相似的气候条件这一假设(Mosbrugger和Utescher, 1997), 通过最近亲缘现生类群重建古气候, 适用于各种类型的植物化石, 但其准确性取决于化石鉴定的可靠性以及最近亲缘类群的有效识别(Utescher等, 2014).

古气候演化存在时间上的长期性和空间上的广泛性, 而数值模拟可以弥补观测研究的局限性(刘晓东, 1993). 前人通过模型模拟对中亚地区气候干冷化以及青藏高原隆升对东亚气候的影响开展了研究(Ramstein等, 1997; Zhang等, 2007, 2021; Li等, 2018, 2021). Ramstein等(1997)通过敏感性试验指出地形变化、板块运动以及海陆分布变化对欧亚大陆30Ma以来的气候都有重要影响. Zhang等(2007, 2021)通过模型模拟比较了青藏高原隆升、副特提斯海退却以及全球变冷对东亚季风气候的影响. Li等(2018)综合植物大化石和模型模拟对比了欧亚大陆渐新世不同区域的气候差异性, 研究揭示在中高纬度地区模型模拟的温度季节性差异明显大于化石数据定量重建的结果. 通过模型模拟与化石结果对比, 既可以检验二者间的异同, 又能够探讨气候和生态系统变化的驱动因素(丁仲礼和熊尚发, 2006). 此外, 新生代特提斯海沿岸区域的气候演变仍然缺乏长时间序列、大区域范围的化石与模型的综合性研究, 特提斯海区域气候演变的驱动因素也尚不明确.

本研究将依据新生代以来特提斯海退却的地质事件, 使用HadCM3模型对特提斯海区域的古气候进行数值模拟; 并结合收集到的363个古植物化石点证据, 采用联合概率密度函数法进行古气候的定量重建, 通过古气候的数值模拟和定量重建的综合对比分析, 揭示新生代不同地质时期特提斯海沿岸区域的气候演变过程; 综合新生代以来整个地球科学系统的巨大变化, 探讨驱动新生代特提斯海沿岸中低纬度地区气候变化的影响因素.

2 材料和方法

2.1 植物化石数据收集处理

本研究主要从美国古生物数据库(Paleobiology Database, PBDB, <https://paleobiodb.org/classic>)、新生代被子植物化石数据库(Cenozoic Angiosperm Database, CAD; Xing等, 2016)、中国科学院西双版纳热带植物园古生态组收集的中国新生代化石数据库(<http://pd.xtbg.ac.cn>)以及相关文献中筛选出现代经纬度范围约为($-8^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $24^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)的新生代植物化石点, 提取化石点所对应的现代经纬度、年代、定年方法和植物化石名录等主要信息. 由于数据库有各自的局限性, 存在化石点的年代信息久远、信息缺失等问题, 我们还通过查阅大量古植物相关文献对上述数据库的数据信息进行梳理, 删除三个数据库中重复的化石点, 增添缺失的化石点, 对化石点的经纬度及定年方法进行更新和补充. 最后通过植物化石数据库(PALAEO-FLORA, <https://www2.geo.uni-bonn.de/Palaeoflora/palaeoflora.html>)和英国邱园世界植物在线网站(Plants of the World Online, <https://powo.science.kew.org/>)查找植物化石的最近亲缘类群及其科、属和种的信息. 最终共整合了新生代不同时期特提斯海区域363个化石点的植物大化石数据(图1, 网络版附录1, <http://earthcn.scichina.com>), 建立新生代特提斯海区域古植物化石数据库.

为了便于将重建的结果与模拟的结果进行对比,

通过Gplates网站(<https://gwsdoc.gplates.org/>)的“SE-TON2012”模型, 利用R语言“rgplates”包的“Reconstruct”函数把收集化石点的现代经纬度转换为古经纬度值, 以化石年代范围的中值作为运算过程中使用的具体年代数值.

为了对比特提斯海不同区域的气候变化历史和驱动因素, 将研究范围($-8^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $24^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)划分为三个区域(图1), 分别为: 特提斯西部区域($-10^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{E}$, $35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, 主要为伊比利亚半岛、亚平宁半岛、巴尔干半岛以及法国和德国)、特提斯中部区域($28^{\circ}\sim 73^{\circ}\text{E}$, $24^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, 主要为中亚地区的土耳其、哈萨克斯坦)和特提斯东部区域($73^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, 主要为青藏高原及其周边的中国西南地区 and 印度半岛、中南半岛区域). 这三个区域的名称并非专有名词, 本文用于表示三个不同的区域.

2.2 古气候定量重建

基于收集到的古植物化石数据, 采用联合概率密度函数法(joint probability density functions, JPDFs; Willard等, 2019)对新生代特提斯海沿岸地区进行古气候重建. 该方法与生物气候法(bioclimatic analysis, BA; Li等, 2015)以及共存分析法(Mosbrugger和Utescher, 1997)的原理类似, 不同之处在于联合概率密度函数法是通过概率密度函数的统计方法提高重建古气候变量的可靠性, 它假设一个分类群的分布区服从一定的概

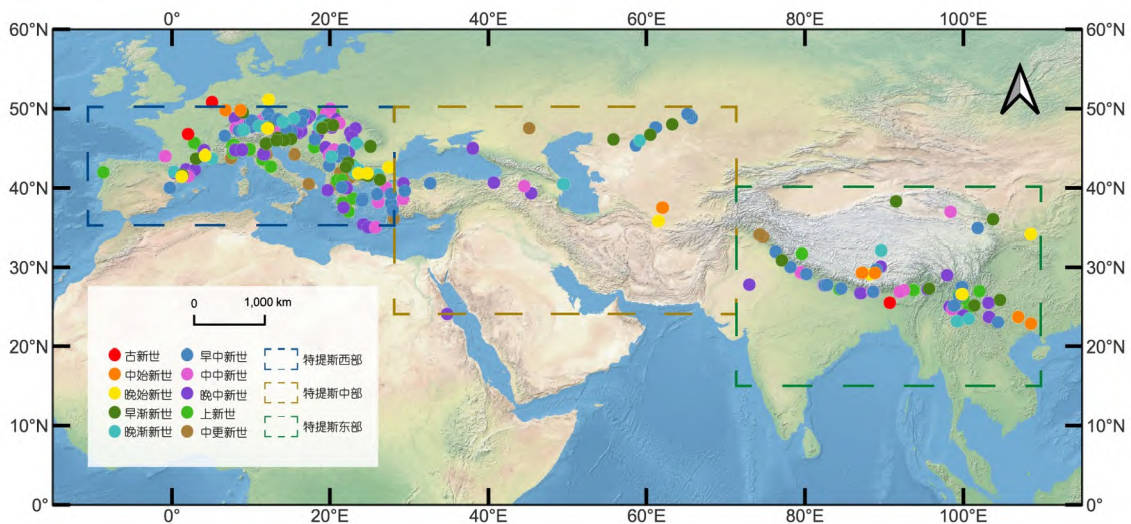


图1 新生代特提斯海区域古植物化石点

率密度分布(比如正态分布), 那么大部分的物种分布在其概率密度较高的气候范围内, 这样通过计算多个物种的联合概率密度可以获取这些物种的最佳气候估计值. 首先从全球生物多样性信息系统(Global Biodiversity Information Facility, GBIF, <https://www.gbif.org/>)查找最近亲缘类群的现代分布点, 剔除人工种植的记录并对分布点稀疏化处理(精度约为5km), 然后从CHELSA(Climatologies at High resolution for the Earth's Land Surface Areas, <https://chelsa-climate.org/>)提取现代分布点对应的各项气候信息. 联合概率密度函数法可计算得到概率最大的古气候值, 以及估计区间范围(5%~95%).

在最近亲缘类群查找的过程中, 删除了一些对于古气候重建意义不大的植物类群, 如已灭绝的植物类群、水生植物类群以及蕨类植物. 此外为了提高重建结果的分辨率和可靠性(Utescher等, 2000; Bruch和Zhilin, 2007; Serkan Akkiraz等, 2022), 还删除植物化石记录少于10个的化石点. 物种分布的现今气候数据从CHELSA获取. CHELSA是采用动态降尺度方法得到的具有高分辨率(30', ~1km)的数据集, 在复杂地形条件下具有较高的可靠性和准确性. 该数据集提供了包括温度、降水、湿度、风速、云等一系列气候指标, 这些指标对于理解气候特征、进行环境和生态研究以及预测未来气候变化至关重要(Karger等, 2017). 本研究定量重建了10个常见的气候指标, 包括年均温(mean annual temperature, Bio1)、最暖月均温(warmest month mean surface air temperature, WMMT)、最冷月均温(coldest month mean surface air temperature, CMMT)、最湿季均温(mean temperature in wettest quarter, Bio8)、最干季均温(mean temperature in driest quarter, Bio9)、最暖季均温(mean temperature in warmest quarter, Bio10)、最冷季均温(mean temperature in coldest quarter, Bio11)、年均降水量(mean annual precipitation, Bio12)、最暖季降水量(precipitation in warmest quarter, Bio18)、最冷季降水量(precipitation in coldest quarter, Bio19), 重建新生代特提斯海沿岸区域的古气候(网络版附录3).

2.3 地中海气候分析

由于古气候重建的局限, 在定量分析地中海气候演化时, 一些描述现今地中海气候类型的气候指标不

完全适用. 为了对季节性降水差异进行分析, 本研究主要根据Deitch等(2017)对地中海气候的定义增加了夏季降水百分比和冬季降水百分比两个指标, 该指标采用了夏季三个月的降水和最冷季六个月的降水, 而由于古气候重建中难以定量重建最冷季六个月的降水, 因此在计算时采用了冬季降水(最冷三个月降水). 地中海气候指数(Mediterranean climate index, MCI)是用来衡量季节性降水差异的指数(Kutiel和Türkeş, 2017), 一般以Bio19和Bio18的差异来衡量地中海气候. Kutiel和Trigo(2014)对柯本分类法地中海气候进行了修改: 地中海气候的冬季(DJF)降水量是夏季(JJA)降水量的3倍. 另外最冷月温度(CMMT)也是判定地中海气候类型的重要指标, 一般地中海气候最冷月温度为-3~18℃(Kottek等, 2006). 为了探讨地中海气候的演变过程, 我们使用R语言“kgc”包的“LookupCZ”函数, 获取了全球地中海气候类型区域的地理坐标, 基于CHELSA气候数据提取了这些地理坐标的CMMT、Bio19和Bio18. 最冷季和最热季降水量的差值(precipitation difference between winter and summer, Pws)采用公式(1)计算:

$$Pws = \log(\text{Bio19} + 1) - \log[(\text{Bio18} + 1) \times 3]. \quad (1)$$

为了避免出现无穷小值, Bio19和Bio18分别加上1, 即将 $\log(x)$ 转换为 $\log(x+1)$, 这种转换方法是统计学中常用的一种数据转换方法, 它对数据进行了一点转换, 但是增加1的影响很小, 一般不会影响数据的整体分布和相对差异. 基于CMMT和Pws的概率分布(网络版附录4), 本文提出了一个新的MCI的计算公式:

$$MCI = e^{-\frac{(CMMT-7.5)^2}{2\sigma^2_{CMMT}}} \times e^{-\frac{(Pws-0)^2}{2\sigma^2_{Pws}}}. \quad (2)$$

公式(2)中的7.5和0分别是基于地中海气候中CMMT和Pws计算的期望值(网络版附录4). MCI结合了两个独立测量值CMMT和Pws的概率分布规律, 表示它们偏离期望值的程度. 对于每个测量值, 假设为正态分布, 计算公式基于其与期望值的偏差. 公式中的第一个因子衡量CMMT值偏离7.5的程度, 偏离越小, 该因子的值越接近1; 偏离越大, 该因子的值越接近0. 公式中的第二个因子衡量Pws值偏离0的程度, 偏离越小, 该因子的值越接近1; 偏离越大, 该因子的值越接近0. 通过将这两个因子相乘, MCI综合考虑了两个独立测量值偏离其期望值的程度, 指数值介于0~1, 值越大表示

CMMT和Pws越接近其期望值, 也就是越类似地中海气候。

同时, 参考CHELSE获取的地中海气候数值, 建立的地中海气候需要满足三个条件: (1) $\text{Bio18} < 80\text{mm}$; (2) $\text{Bio19} > 120\text{mm}$; (3) $-3^\circ\text{C} < \text{CMMT} < 18^\circ\text{C}$ 。基于CHELSA现代气候数据, 我们计算了现代MCI以及地中海气候分布区(网络版附录4), 总体上看结果与现代地中海气候分布大体一致(Mediterranean (Summer-Dry) Climates, <https://www.pacificbulbsociety.org/pbswiki/index.php/DrySummerClimates>), 仅仅在亚平宁半岛和巴尔干半岛沿岸略有不同。

结合MCI和以上三个气候因子, 基于化石和气候模拟结果, 我们对新生代特提斯海区域的地中海气候演化进行了全面分析。

2.4 古气候模型模拟

本研究采用英国布里斯托大学哈德莱中心的海气耦合模式HadCM3模型(Hadley Centre Coupled Model version 3), 模拟了从古新世到第四纪10个地质时期(网络版附录2)的古气候(Valdes等, 2021; Fenton等, 2023)。该模型的大气模式的水平分辨率为 3.75° 经度 $\times 2.5^\circ$ 纬度, 包含19层; 海洋模式分辨率为 3.75° 经度 $\times 2.5^\circ$ 纬度, 包含20层(Valdes等, 2017)。模型通过设定太阳常数、大气 CO_2 浓度、海陆边界、地形、土壤和植被类型等边界条件和物理变化过程来模拟地质历史时期的气候。海陆边界、海拔高度和冰盖的设置基于Scotese (2016)的古地理数据(Valdes等, 2017, 2021)。 CO_2 浓度根据Foster等(2017)的数据进行修订和设置。由于第四纪的化石点多集中在更新世, 所以采用中更新世气候转变期(Mid-Pleistocene Transition, MPT; 1200~700K)的气候模拟均值进行分析(Sun等, 2019)。每个时期的气候试验运行1000年, 确保表层和深层海洋均达到动态平衡, 大气顶层无能量失衡(Valdes等, 2021)。当模型达到平衡后, 将最后100年的气候平均值作为模拟结果进行分析。

此外, 本研究使用的气候模型版本, 根据Sagoo等(2013)和Kiehl和Shields(2013)的研究修改了云凝结核密度和云滴有效半径等参数, 从而提高了常被低估的高纬度地区的温度, 但没有显著改变热带地区的温度, 模拟结果与观测结果更吻合(Fenton等, 2023)。模型采用了陆地表面交换系统MOSES2.1(Met Office Surface

Exchange Scheme; Cox等, 2000)和动态植被模块TRIF-FID(Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics)(Cox等, 1998; Cox, 2001), 对植被与气候相互作用进行了耦合模拟。模型通过高分辨率重采样和邻域分析生成地形数据的陆地边界。首先, 对原始地形数据进行网格化, 将其分辨率提升至 $5'$ 。然后, 利用R语言“terra”包中的“focal”函数计算每个网格周围区域的陆地比例, 并设定阈值识别陆地和海洋, 从而生成初步的陆地边界。最后, 结合全球矢量陆地数据进一步细化边界, 以用于气候和地形分析。

3 结果

3.1 古气候空间对比分析

3.1.1 古温度空间分析

整体而言, 化石数据定量重建的特提斯西部、中部以及东部的年均温(图2)、最暖月均温(图3)、最冷月均温(图4)与模型模拟的变化趋势基本一致, 但在古新世始新世时期重建的年均温低于模拟结果, 重建的最暖月均温整体比模拟结果偏低, 最冷月均温的重建结果在青藏高原南缘地区明显偏高(图4b~4e)。

从古新世到晚始新世, 特提斯海地区的年均温和最冷月均温呈现出纬向型分布的特征, 温度由低纬度向高纬度降低; 但随着晚始新世青藏高原开始隆升和特提斯海的西退, 特提斯东部以及中部的年均温和最冷月均温分布开始向地形主导型转变, 但特提斯西部沿岸地区仍以纬向型分布为主(图2, 图4)。特提斯西部的最冷月均温(图4)一直在 $-3\sim 18^\circ\text{C}$ 范围, 变化幅度并不大, 和现代地中海气候温度相似。从最暖月均温来看, 其分布模式与年均温、最冷月均温不同, 最暖月均温呈现出以特提斯海中纬度地区为中心, 温度向四周递减的模式, 晚始新世青藏高原地区的最暖月均温开始呈现地形主导的分布模式(图3h)。

3.1.2 古降水空间分析

总体上来看, 化石数据重建的新生代特提斯海区域降水与数值模拟的趋势大体一致, 但存在明显的地区差异性(图5~7), 尤其是青藏高原区域的最季降水量重建结果高于模拟结果(图7)。

降水的空间分布呈现中纬度以中亚为中心的干旱, 向四周降水逐渐增多的模式, 并且这个干旱区域从

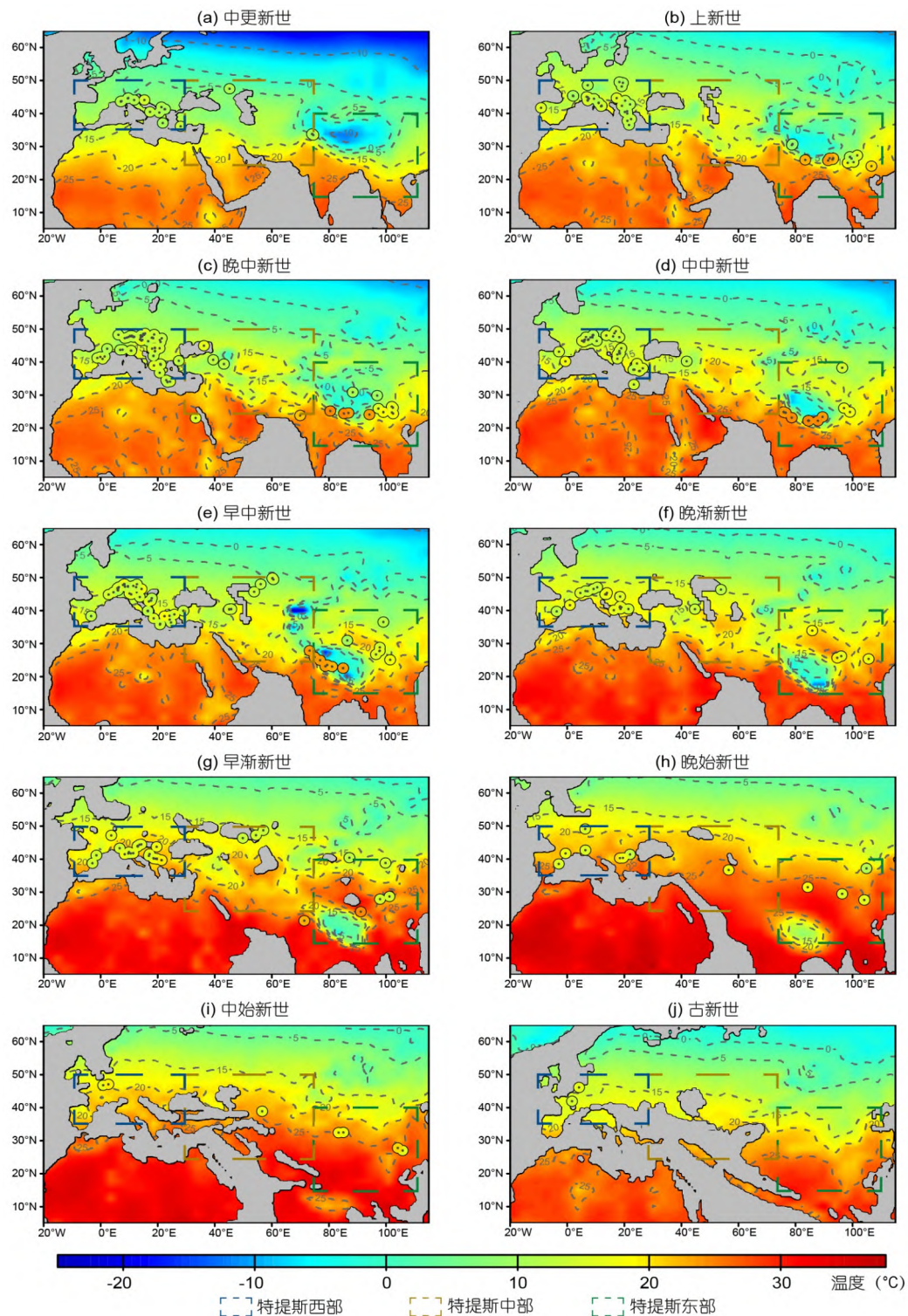


图 2 新生代特提斯海区域年均温(Bio1)

圆圈代表化石重建的年均温, 底图为模型模拟的年均温. 特提斯西部区域从古新世到晚始新世呈现增温趋势, 早渐新世开始明显降温; 特提斯中部区域在古新世到始新世期间呈现增温趋势, 这一时期陆块快速北移, 特提斯海在中亚快速闭合, 早渐新世开始出现明显降温; 特提斯东部区域在古新世和始新世期间整体温度较高, 晚始新世青藏高原快速隆升, 周边区域出现明显降温

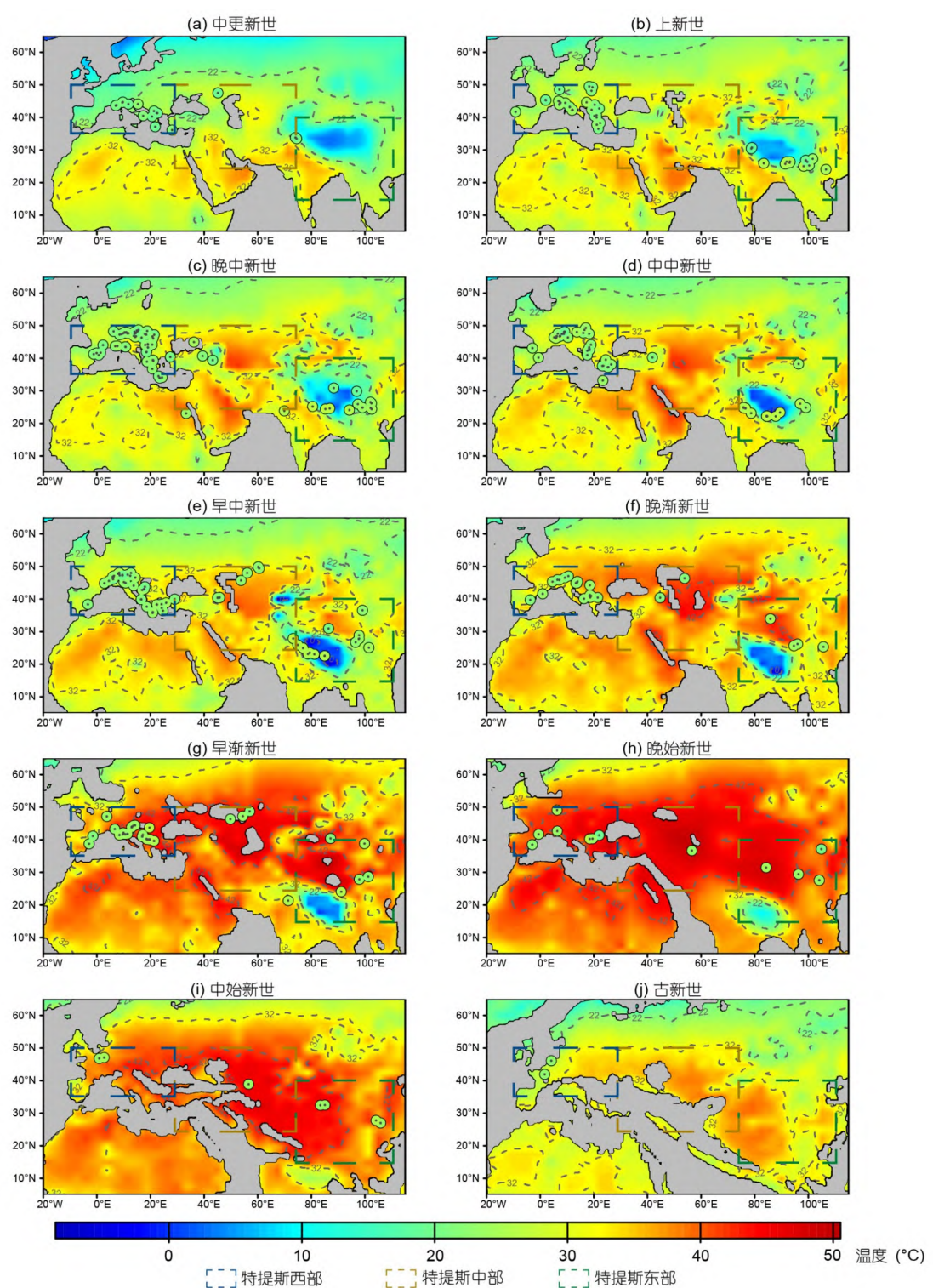


图 3 新生代特提斯海区域最暖月均温(WMMT)

圆圈代表化石重建的最暖月均温, 底图为模型模拟的最暖月均温. 特提斯西部区域从古新世到晚始新世呈现增温趋势, 早渐新世开始明显降温; 特提斯中部区域在古新世到渐新世期间整体温度较高, 早中新世开始出现明显降温; 特提斯东部区域在古新世和始新世期间呈现增温趋势整体温度较高, 随着晚始新世青藏高原快速隆升, 该区域出现降温趋势, 晚渐新世到中中新世期间青藏高原区域出现温度低值

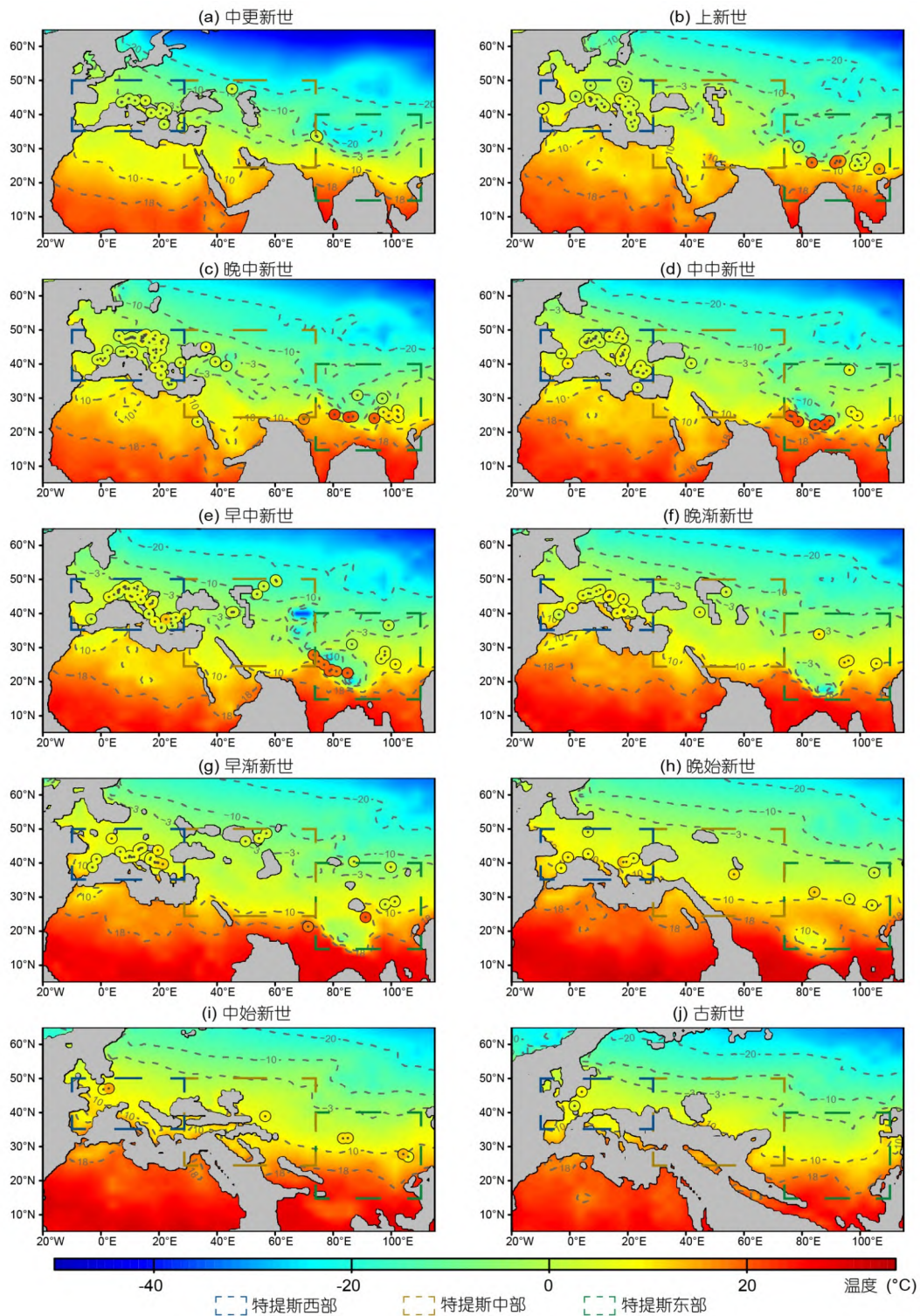


图 4 新生代特提斯海区域最冷月均温(CMMT)

圆圈代表化石重建的最冷月均温, 底图为模型模拟的最冷月均温. 特提斯西部区域的最冷月均温在古新世和始新世期间略微增温, 早渐新世开始缓慢降温; 特提斯中部区域同样在古新世到始新世期间呈现增温趋势, 早渐新世开始缓慢降温; 特提斯东部区域在古新世和始新世期间温度比较稳定, 早渐新世青藏高原及周边区域出现明显降温

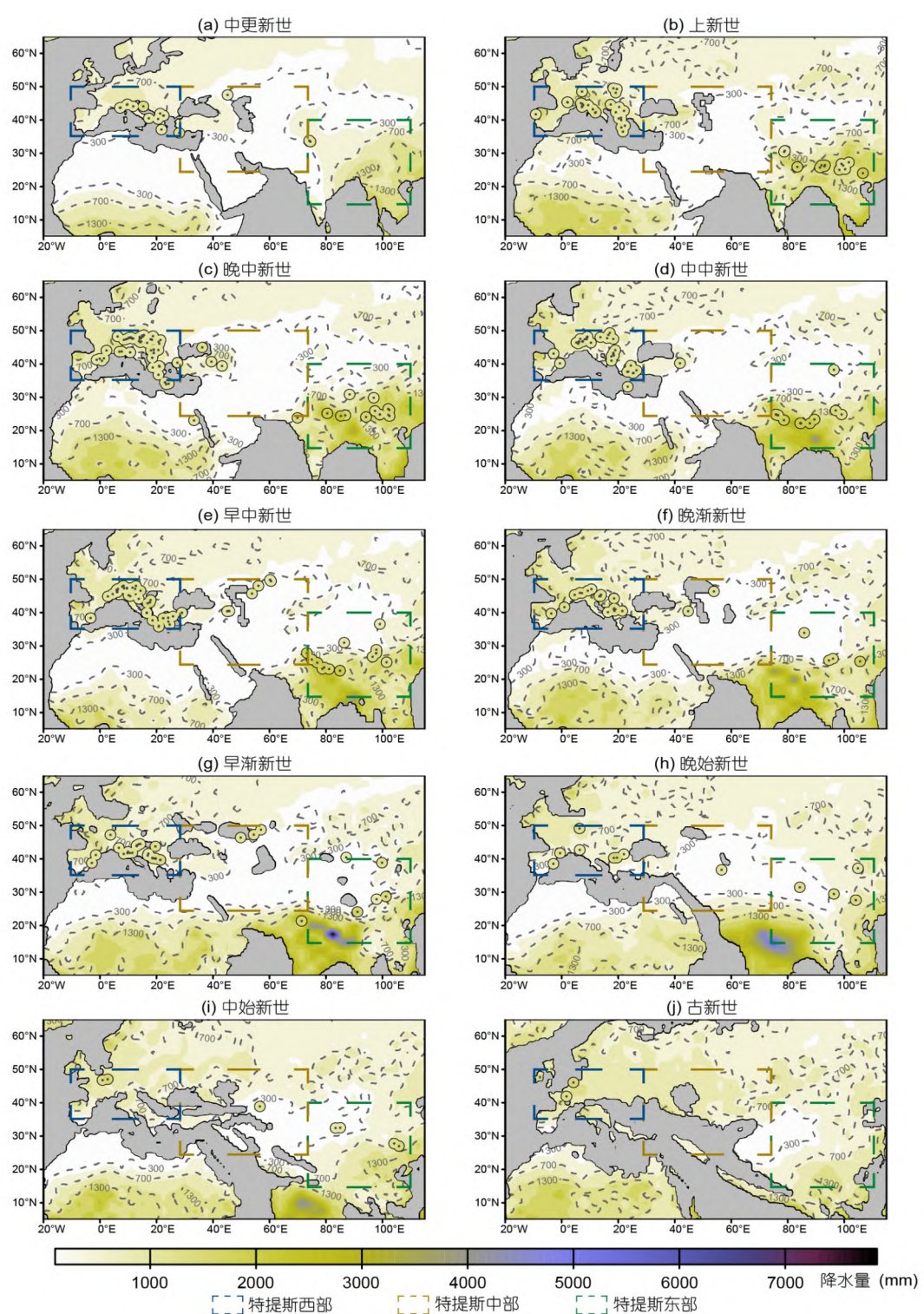


图 5 新生代特提斯海沿岸年均降水量(Bio12)

圆圈所代表的是化石重建的年均降水量, 底图为模型模拟的年均降水量. 特提斯西部区域新生代的年均降水量变化不明显, 大体上略微减少; 特提斯中部区域的年均降水量在中始新世期间明显减少, 且干旱区域不断扩大; 特提斯东部区域的年均降水量随着印度板块北移总体上为增加趋势

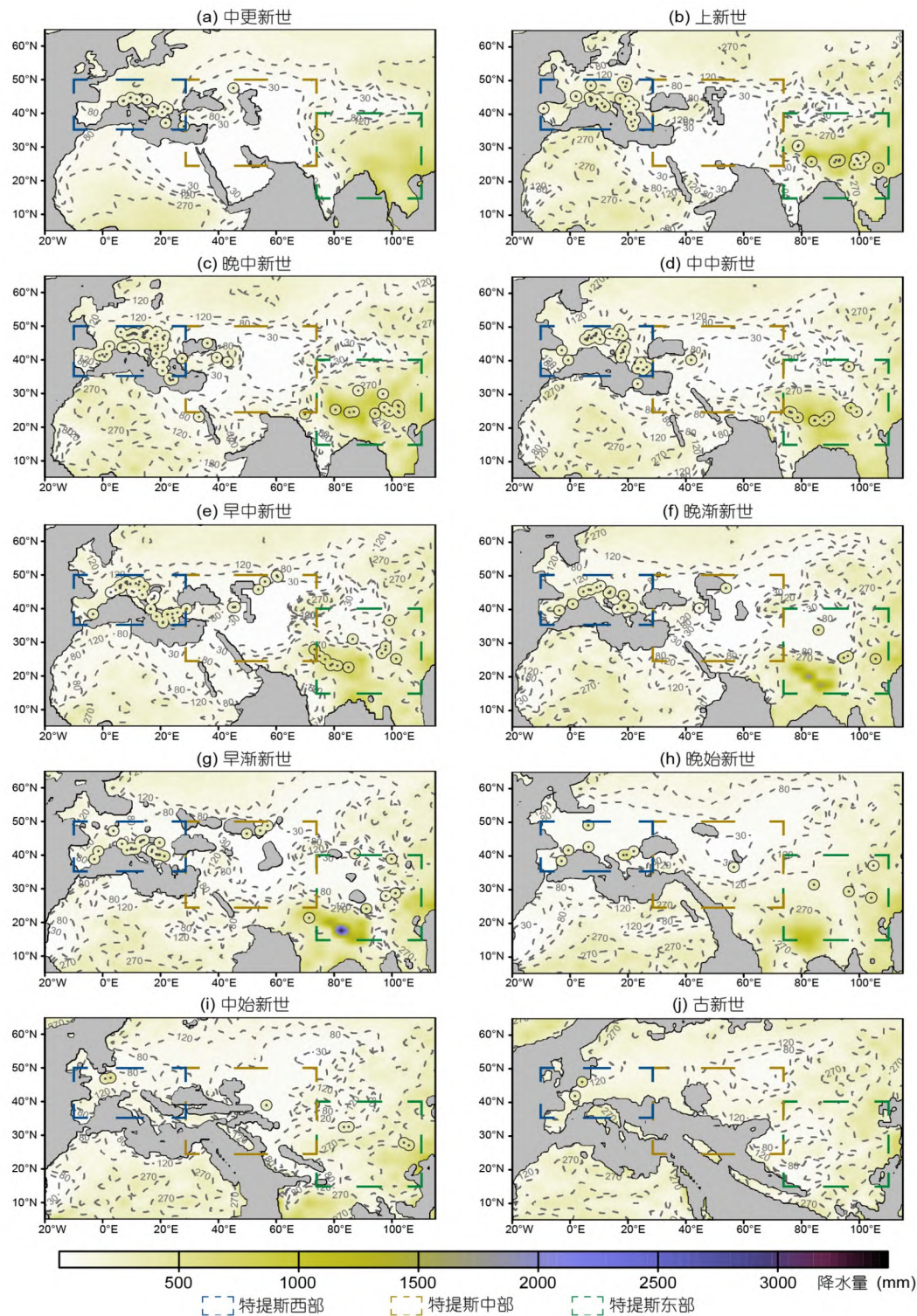


图 6 新生代特提斯海沿岸最暖季降水量(Bio18)

圆圈所代表的是化石重建的最暖季降水量, 底图为模型模拟的最暖季降水量. 特提斯西部区域的最暖季降水量经历了从古新世到晚始新世的明显减少, 早渐新世开始波动略微增加; 特提斯中部区域随着特提斯海的退却干旱范围逐渐扩大; 特提斯东部区域随着印度板块的北移和青藏高原的隆升逐渐湿润

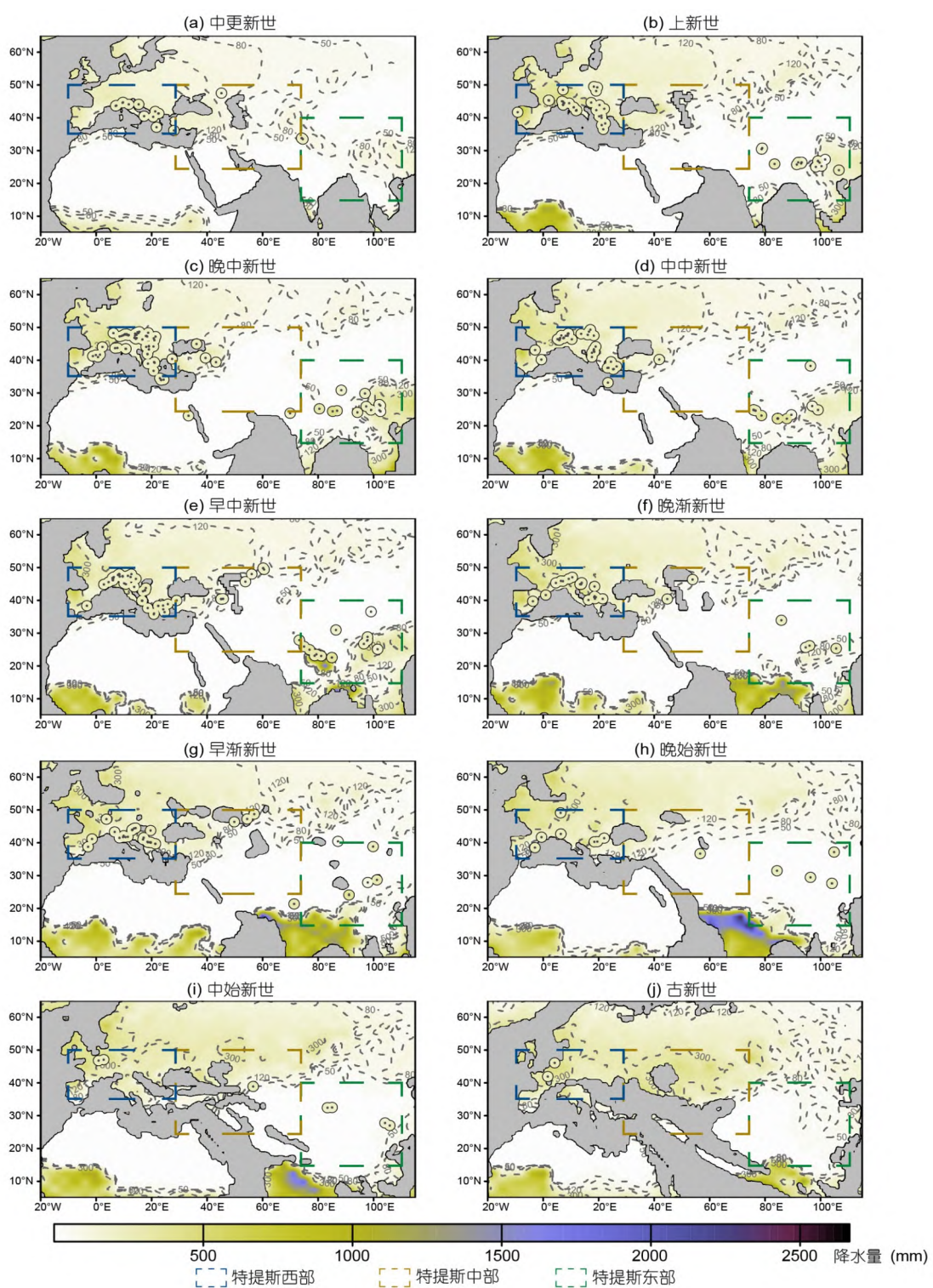


图 7 新生代特提斯海沿岸最冷季降水量(Bio19)

圆圈所代表的是化石重建的最冷季降水量, 底图为模型模拟的最冷季降水量. 特提斯西部区域的最冷季降水量变化不明显, 大体呈波动略微减少趋势; 特提斯中部区域在中始新世时期开始出现明显的干旱化; 特提斯东部区域整体上较为干旱, 晚渐新世开始东南部降水有所增加, 干旱程度减弱

古新世-中新世不断扩大, 上新世之后稍有缩小然后趋于稳定. 中高纬度降水则从大陆西岸向东减少, 尤其是最冷季降水量的分布最为明显, 中纬度干旱区域不断向东北方向扩张, 早中新世开始中国东南部的降水增加(图7). 青藏高原南部以及中国东南部年均降水量和最暖季降水量从晚始新世逐渐增加(图5h, 图6h). 特提斯西部区域的最冷季降水量在新生代略有减少(图7), 而最暖季降水量波动增加, 古新世-始新世最暖季降水量小于80mm的区域扩大(图6h~6j), 渐新世开始该区域不断缩小, 尤其是中高纬度降水增加.

从新生代地中海气候分布范围模拟结果来看, 始新世-早渐新世地中海气候类型在特提斯西部和特提斯中部区域分布最广(图8g~8i), 中新世分布范围骤降(图8c~8e), 仅在黑海和古地中海零星分布, 上新世开始有所回升(图8b), 到中更新世时的分布范围与现代欧洲地中海气候分布范围基本一致(图8a). 特提斯西部区域的最冷季降水量在新生代期间基本上都维持在120mm以上, 而最暖季降水(图3)的变化较为复杂, 小于80mm的区域从古新世-始新世扩大, 渐新世开始缩小, 主要集中在黑海沿岸及以东和伊比利亚半岛最南缘, 到更新世该区域有所扩大, 模拟的地中海气候范围也随之扩大. 化石重建与模拟结果基本一致.

3.2 古气候时间序列

3.2.1 古温度变化

模型模拟的特提斯西部、特提斯中部以及特提斯东部区域的年均温、最暖月均温、最冷月均温的变化趋势基本一致, 其中特提斯西部和特提斯中部区域古温度的变化趋势相似度较高. 特提斯西部区域模拟的年均温为16~23℃, 最暖月均温为27.5~41.5℃, 最冷月均温为7.5~11℃; 特提斯中部区域模拟的年均温为18.5~26℃, 最暖月均温为31~44℃, 最冷月均温为3~11.5℃; 特提斯东部区域模拟的年均温为15.5~27℃, 最暖月均温为23~36.5℃, 最冷月均温为5.8~13.5℃. 从模型模拟的变化趋势来看, 新生代特提斯海区域的温度变化趋势与全球CO₂浓度的变化趋势基本一致, 存在明显的晚古新世增温和始新世-渐新世之交降温. 特提斯西部和特提斯中部区域的温度从古新世到第四纪呈波动变化特征, 这两个区域的海拔基本没有发生剧烈变化, 特提斯西部的陆地面积占比变化趋势与温度变化一致, 而特提斯中部的温度变化并未与陆地面积

占比以及海拔变化呈现相关关系, 与全球CO₂浓度变化一致; 特提斯东部区域的温度从古新世到第四纪具有波动变冷的特征, 与该区域陆地面积占比的变化没有相关关系, 古新世到中始新世特提斯东部的温度随全球CO₂浓度的升高而升高, 随后, 与该区域海拔变化趋势相反.

整体而言, 联合概率密度函数法重建的特提斯地区新生代温度变化幅度明显小于模型模拟的结果(图9). 定量重建的特提斯西部、特提斯中部以及特提斯东部区域的年均温、最暖月均温、最冷月均温的变化趋势基本一致. 特提斯西部区域重建的年均温为9~20℃, 最暖月均温为19~26℃, 最冷月均温为0~14℃; 特提斯中部区域重建的年均温为11~20℃, 最暖月均温20~26℃, 最冷月均温为1~15℃; 特提斯东部区域重建的年均温为11~27℃, 最暖月均温为19~30℃, 最冷月均温为1~25℃(图2~4、9). 从化石重建的结果来看, 新生代特提斯西部、特提斯中部和特提斯东部的年均温、最暖月均温和最冷月均温的变化趋势一致(图9h~9j). 其中特提斯西部和特提斯中部区域的化石重建的温度变化趋势(图9h~9j)与模型模拟的温度变化趋势(图9e~9g)基本一致, 但变化幅度明显小于模型变化幅度; 特提斯东部区域的温度重建变化趋势出现与模型模拟变化趋势不一致的现象.

3.2.2 古降水量变化

模型模拟的新生代特提斯西部区域年均降水量为600~950mm, 夏季降水量为50~150mm, 冬季降水量为212.5~290mm; 特提斯中部区域的年均降水量为200~600mm, 夏季降水量为60~150mm, 冬季降水量为50~200mm; 特提斯东部区域的年均降水量为740~1350mm, 夏季降水量为350~690mm, 冬季降水量为12.5~75mm. 从模型模拟的变化趋势来看, 新生代特提斯西部区域的年均降水量和冬季降水量变化趋势相似, 与陆地面积占比的变化趋势相反; 特提斯中部区域的年均降水量和冬季降水量变化趋势同样与陆地面积占比的变化趋势相反; 特提斯西部和特提斯中部的夏季降水量变化趋势与海拔相似, 但整体变化不太明显; 新生代特提斯东部区域的年均降水量和夏季降水量变化趋势与海拔变化趋势相似, 呈波动增加趋势, 冬季降水量变化不太明显.

总体上来看, 联合概率密度函数法重建的特提斯

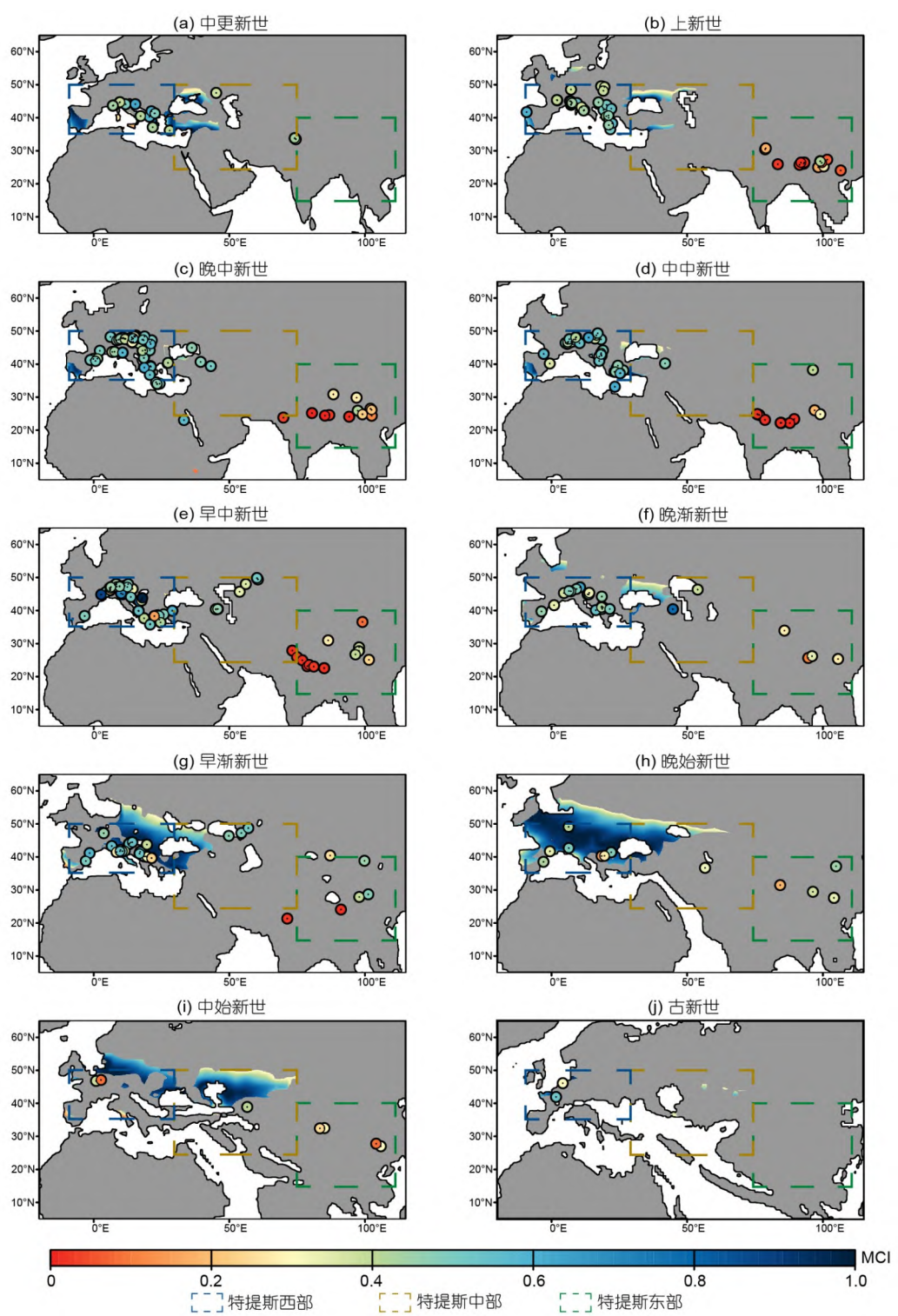


图 8 新生代特提斯海沿岸地中海气候分布

地中海气候指数越接近1表示与现今地中海气候类型越相似, 越接近0则表示与地中海气候相似性越低. 圆圈代表化石重建的地中海气候指数, 底图为模型模拟的地中海气候指数. 特提斯西部区域在始新世时期地中海气候在中高纬度广泛分布, 渐新世范围开始缩减呈零星分布且向低纬度移动; 特提斯中部区域在中始新世地中海气候分布最广, 随后不断缩减至黑海区域; 特提斯东部区域在整个新生代都不存在地中海气候

地区新生代降水量变化幅度同样明显小于模型模拟的结果(图10)。定量重建的特提斯西部、特提斯中部以及特提斯东部区域的年均降水量、夏季降水量和冬季降水量的变化趋势基本一致。特提斯西部区域重建的年均降水量为700~1700mm, 夏季降水量为150~520mm, 冬季降水量为112.5~340mm; 特提斯中部区域重建的年均降水量为600~1500mm, 夏季降水量为150~450mm, 冬季降水量为100~375mm; 特提斯东部区域重建的年均降水量为600~2900mm, 夏季降水量为150~950mm, 冬季降水量为0~640mm。从化石重建的结果来看, 新生代特提斯西部、特提斯中部和特提斯东部的年均降水量、夏季降水量和冬季降水量的变化趋势不明显, 变化幅度很小, 尤其是特提斯东部降水的重建结果, 与模拟结果差异较大, 整体降水量都远高于模拟的结果。

4 讨论

4.1 特提斯海区域气候演变分析

根据古植物学证据和模型模拟的结果, 现代地中海地区在古近纪是完全湿润的气候, 此时欧洲大部分区域被海水淹没, 冬季降水明显高于夏季降水, 存在覆盖范围很广的类似现今的地中海型气候, 从模拟的冬季风场图(网络版附录4, 附图12)来看, 古近纪时期该地区主要受西风带控制, 从大西洋带来丰富的水汽, 导致丰沛的冬季降水; 大气垂直速度(网络版附录4, 附图9)显示, 夏季该区域主要受副热带高压控制, 下沉气流导致夏季较为干热。渐新世开始的全球降温导致气候向半湿润的暖温带转变, 此时, 沿岸地区温度略微降低, 冬季降水仍然大于夏季降水, 但差值减小, 随着特提斯海的西退, 此时的西风带也在减弱(网络版附录4, 附图12)。最早的研究认为, 地中海气候出现在上新世(Suc, 1984), 有研究认为古地中海气候的出现可以追溯到中中新世气候适宜期, 在此期间, 大气和海洋极地环流加强, 进而影响哈德莱环流的发展以及副热带高压中心的季节性运动, 有利于地中海型气候的形成(Rundel等, 2016)。但是本研究的模拟和化石数据均表明, 此时的地中海气候分布范围很小, 可能的原因是夏季降水也很高。从模拟结果来看, 值得关注的是, 地中海气候并不像我们之前认为的所有地区都是降水季节性差异很强, 有些区域可能存在差异较弱的降水季节

性(Rundel等, 2016), 由于模拟的结果是所有区域的降水均值, 导致冬夏季降水差值减小。从模拟的结果来看, 特提斯海的退却很可能改变了区域性的气压场分布, 影响了西风带和副热带高压带的作用, 进而导致区域性气候改变。由于该区域地形的复杂性, 需要基于更为可靠的古地理数据进一步进行高精度气候模拟。

新生代受到印度-欧亚板块碰撞的影响, 帕米尔高原向北挤压, 同时受到全球海平面变化影响, 特提斯海从中亚地区的退出经历了复杂的过程, 该地区反复经历了海侵-海退旋回, 即反复的湿润-干旱过程(Tang等, 2011; 孙东怀等, 2013)。模拟的降水量结果显示, 从始新世开始, 中亚地区便出现了干旱化并不断向内陆延伸, 此时特提斯海从塔里木盆地和塔吉克盆地退出(Sun和Jiang, 2013; Sun等, 2016); 渐新世时期, 干旱程度加剧, 范围比始新世时期扩大, 并出现明显的降温, 这可能是全球变冷、特提斯海退却以及青藏高原、帕米尔高原以及天山的隆起导致水汽输送减少造成的(Sun等, 2020); 而中中新世气候适宜期前特提斯海从伊朗中部的退出, 不仅导致了干旱化加剧, 还出现了极端低温现象(Sun等, 2021b); 可能受到中中新世气候适宜期的影响, 中亚地区在这一时期干旱范围略微缩小; 随后晚中新世特提斯海西北海峡最终关闭可能导致了南极洲东部冰盖扩张进而全球海平面下降, 中亚干旱化程度加剧(Sun等, 2021a), 从降水量变化趋势结果来看, 特提斯海从中亚地区的退出主要导致冬季降水减少。

相关地质证据指出在新近纪-古近纪之交, 中国的环境格局发生了巨大变化。古近纪(6500~2400万年)时, 存在一条横跨中国东西部的干旱带, 直到中新世这条干旱带演变为西北干旱-东南湿润的格局(Wang, 1990; 刘东生等, 1998; Sun和Wang, 2005; 郭正堂, 2017; Li等, 2022)。但是关于干旱带的时空范围还存在很大争议, Li等(2022)通过对80个始新世植物群进行分析, 发现始新世时期中国东南部存在一定范围的季风气候和湿润阔叶林, 表明季风气候、全球降温及地形效应共同影响了植被从东南湿润阔叶林向西北干燥灌木或开放林地的变化, 并呈现出显著的东西分化特征。本文模拟的降水量结果则显示, 古近纪时这条干旱带是季节性出现的, 中国东南部年均降水量(~1300mm)和夏季降水量(~270mm)并没有到干旱的程度, 只有冬季降水量低于50mm, 显示出明显的干旱带, 并且在渐新世-中新

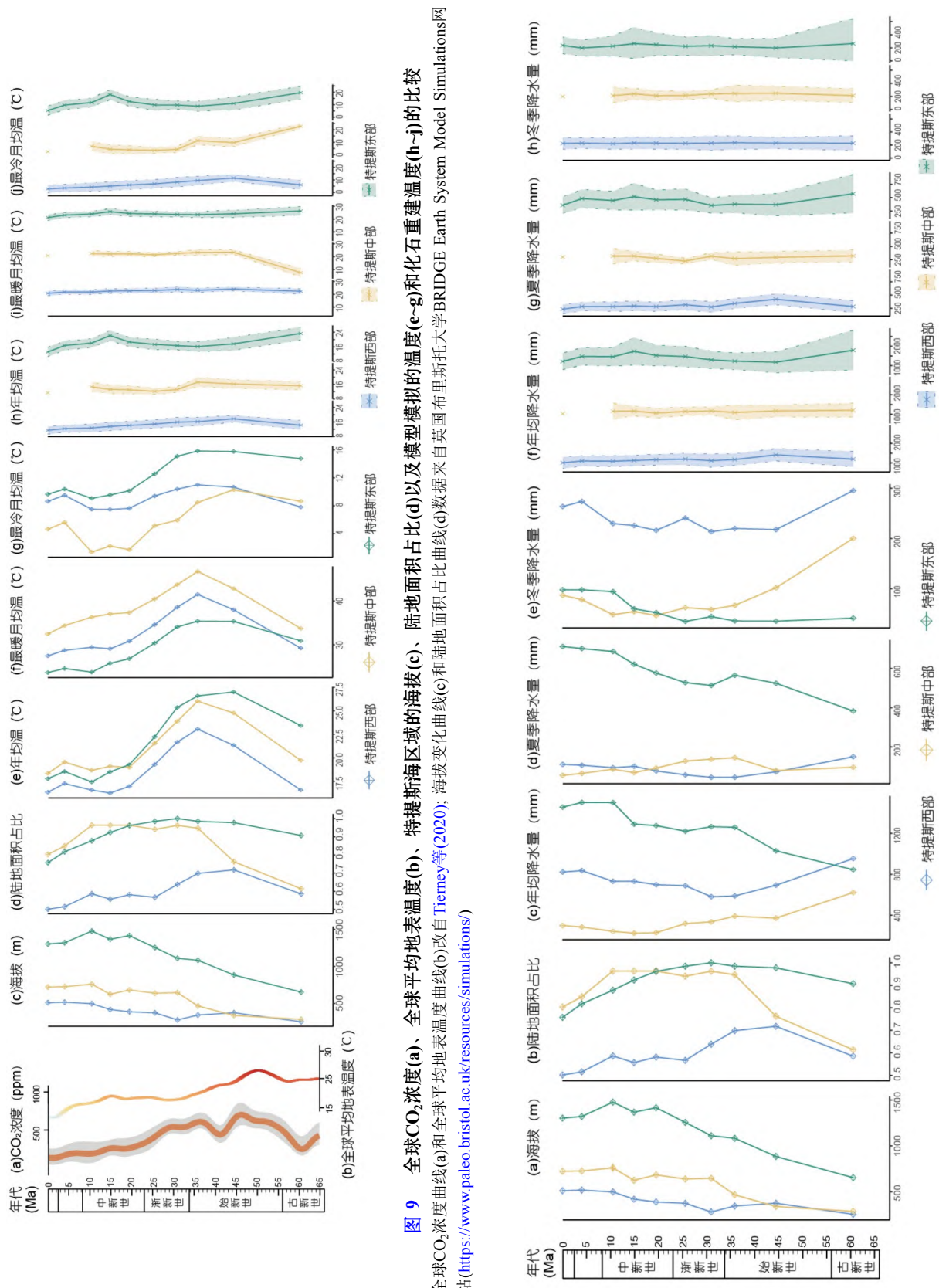


图 9 全球 CO₂ 浓度(a)、全球平均地表温度(b)、特提斯海区域的海拔(c)、陆地面积占比(d)以及模型模拟的温度(e-g)和化石重建温度(h-j)的比较
全球 CO₂ 浓度曲线(a)和全球平均地表温度曲线(b)改编自 Tierney 等(2020); 海拔变化曲线(c)和陆地面积占比曲线(d)数据来自英国布里斯托大学 BRIDGE Earth System Model Simulations 网站 (<https://www.paleo.bristol.ac.uk/resources/simulations/>)

图 10 模型模拟的特提斯区域海拔(a)与陆地面积占比(b), 以及模型模拟(c-e)和化石重建(f-h)的降水量比较

世之交, 中国东南冬季降水量发生转变, 干旱情况消失. 这与Li等(2021)提到的由于青藏高原北部的生长导致东南亚冬季降水增加一致. Ding等(2014)指出, 古新世时的高海拔冈底斯山和上升的喜马拉雅造成了高原内部的干旱, 这与模拟的降水量结果是一致的, 古新世冈底斯南部有较高的降水量, 为温暖湿润的气候, 而高原内部则较为干热, 尤其是在冬季. 始新世时期, 西藏存在一个东西向的中央谷地, 南北两侧分别是冈底斯山和羌塘山脉. 晚始新世中央谷地由温暖湿润的亚热带潮湿低地亚热带森林向偏干的开阔林地转变(Zhang等, 2022), 模拟结果显示这一时期气候变冷, 但夏季降水有所增加, 冬季干旱. 模拟结果显示, 西藏东南缘在始新世-渐新世之交降水明显增加, 这可能与该区域的持续抬升有关(Su等, 2019). 值得注意的是, 从模型模拟结果来看, 青藏高原南缘迎风坡年均降水量和冬季降水量并不是在新近纪青藏高原形成后最强, 而是发生在晚始新世-早渐新世, 这可能与这段时期全球CO₂浓度较高有关. 晚中新世青藏高原基本到达现在海拔后(Deng和Ding, 2015), 现代特提斯东部沿岸区域的气候基本形成.

4.2 地中海气候的演化过程

从地中海气候范围模拟结果可以看出, 始新世期间地中海气候分布范围不断扩大, 从中始新世的中高纬度扩大到几乎整个欧洲, 在此期间冬季降水是略微降低的, 而这些区域的夏季降水发生了明显的减少, 这可能是分布范围扩大的原因. 早渐新世开始地中海气候的分布范围急剧缩小, 尤其是德国、法国和西班牙最为明显. 渐新世冬季降水持续降低, 到晚中新世特提斯西部大多数区域冬季降水在100~120mm, 在此期间夏季降水在波动增加, 到晚中新世只有黑海区域、伊比利亚南端以及其他半岛的小区域在80mm左右, 其他区域夏季降水高达120mm, 渐新世-晚中新世季节性降水差异不断减小可能是地中海气候分布区域零星分布的原因. 古植物证据表明, 德国始新世时期仍为亚热带潮湿气候, 植被类型为硬叶常绿阔叶(Mora-weck等, 2015; Kunzmann等, 2019), 早渐新世开始, 德国的气候转变为夏季潮湿的Cfa型, 夏季降水增加且远远高于冬季降水(Utescher等, 2000; Mach等, 2014; Kvaček等, 2020; Müller等, 2023), 这进一步证实地中海气候分布范围与夏季降水密切相关. 尽管在始新世-

渐新世期间, 受全球气候变化影响绝大多数地区气候干冷化, 但法国南部和西班牙北部存在夏季降水量增加的情况, 导致季节性增强, 植被类型也从喜湿喜热的植被类型转变为开阔的稀树草原(Tosal等, 2019, 2023). 晚中新世墨西哥盐度危机之后, 特提斯西部区域的冬夏季降水在上新世都有所回升, 进入第四纪后冬季降水整体降低, 但在特提斯西部半岛的南端区域以及黑海区域夏季降水明显降到80mm以下, 因此这些区域表现出明显的地中海气候. 由此可见, 地中海气候的分布主要取决于季节性降水的差异, 尤其是夏季干旱程度对地中海气候的演化至关重要.

4.3 特提斯海区域地形变化与植被演变的关系

现如今, 欧亚大陆是世界上面积最大的陆地, 它与大西洋、印度洋、太平洋、北冰洋相邻, 特殊的地理环境造就了欧亚大陆多样的气候类型. 植物由于其不可移动性不断地适应气候变化, 因此可以作为环境变化的代用指标(李承森等, 2003; 王宇飞等, 2009). 生物的进化和多样性是由构造运动和气候事件驱动的, 复杂的地形地貌和多样的气候类型使欧亚大陆拥有地球上12个生物多样性热点区域(Myers等, 2000; Zhao等, 2022), 其中地中海盆地、高加索地区、伊朗-安纳托利亚高原、中亚山脉和横断山-东喜马拉雅地区都分布在特提斯构造域沿岸地区. Deitch等(2017)提到年降水和夏季降水的变化可能有助于地中海气候生物群落的高生物多样性和特有性特征, 这与化石重建的结果一致, 特提斯西部沿岸区域的温度和降水变化幅度并不大, 这意味着该区域现今的气候与古近纪相差不大, 相较于冬季降水的变化, 夏季降水和年降水的减少反而相对明显; 特提斯中部沿岸区域则表现为明显的冬季降温 and 降水减少; 特提斯东部沿岸区域的温度显著降低, 降水显著增加. 有化石证据表明, 古近纪时期的特提斯植物区系是一个喜湿热的以常绿乔灌木为特征的亚热带类型, 这对应了亚热带温暖湿润的气候类型, 这与模拟的结果是一致的. 但新生代以来, 特提斯海沿岸区域地形的演变以及气候的变化是如何促进植物多样性演变的, 植被类型变化有何特征尚不明确, 探究这一问题可以为生物多样性保护提供科学依据(Olson等, 2001).

4.4 模型模拟与定量重建的综合分析

对本研究采用的植物化石定量重建和模型模拟的

新生代特提斯海区域古气候变化趋势进行对比, 总体上结果基本一致。在古温度方面: 特提斯西部和特提斯中部区域呈现出古新世-晚始新世增温, 早渐新世开始降温的趋势, 这对应新生代全球气候变化中由于 CO_2 浓度变化导致的古新世到始新世温室气候期和晚始新世-渐新世之交降温(Westerhold等, 2020)。特提斯东部区域由于受到青藏高原快速抬升的影响, 在晚始新世便开始了降温(Ding等, 2014), 夏季温度的变化幅度大于冬季。由于经过筛选后, 早始新世的化石数据没有符合要求的, 所以早始新世的高温在结果中没有体现。而模型模拟显示在35Ma左右出现了温度的最高值, 是由于模型设置参考Foster等(2017)的 CO_2 浓度设置, 中始新世和晚始新世分别为570~736ppmv和901ppmv, 导致晚始新世更为温暖。值得注意的是, 化石重建的温度在古新世-始新世温室气候条件下存在较大偏差, 重建结果明显偏冷, 这可能是由于植物化石最近亲缘类型的查找大多只能精确到属一级, 甚至科一级, 导致重建的温度出现偏差(Utescher等, 2000)。此外, 通过最近亲缘现生类群提取的温度, 和古近纪温室时期的植物生态位可能也有一定差异。虽然大部分化石点的植物类群种类都大于20种, 联合概率密度函数法基于大量植物种类进行定量重建可以尽可能减小误差, 但是植物的生态位演化过程是变化的, 其生态位适应范围的变化带来的古气候定量重建的误差在某种程度上仍然难以完全消除。另外是青藏高原南缘区域存在重建温度偏暖的现象, 这可能与化石点经纬度误差有关。

除青藏高原区域外, 整体上降水的变化幅度不大, 新生代特提斯西部区域的最暖季降水波动变化, 但冬季降水有所减少, 特提斯中部区域则明显随着地形变化而干旱化, 而特提斯东部区域降水呈现波动上升的趋势, 在晚始新世-早渐新世青藏高原南缘出现较高降水量。需要注意的是, 在特提斯中部和特提斯东部区域模型模拟干旱的情况下, 出现化石重建降水量偏高的情况, 这可能是由于在这些区域存在复杂的微地形, 而模型模拟缺乏相应的边界条件设定, 精度较低, 对一些区域由于局部地形地貌导致的气候未能准确模拟。整体来看, 化石重建的古温度和古降水变化幅度没有模型模拟明显, 甚至在青藏高原地区出现变化趋势不一致的情况, 这可能受到收集的化石点时空分布不对应的影 响, 尤其是青藏高原区域(孙东怀等, 2013), 相对而言植物化石未能完全呈现整个区域的气候演化

面貌。

从古气候的空间分析结果来看, 虽然个别区域化石点重建的温度和降水结果与模型模拟结果产生偏差, 但大部分化石点重建的温度和降水显示出与模型一致的结果。利用化石重建古气候这一方法不可避免地在很大程度上会受到化石埋藏情况、化石保存状况以及化石采集数量等因素的影响。从古气候的时间序列变化结果来看, 通过化石重建的气候变化趋势不明显, 可能主要是由于化石点时空分布数量差异较大导致的。收集到的化石数据大量集中在了特提斯西部区域, 特提斯东部区域的化石点数量次之, 特提斯中部区域由于受到化石埋藏条件的限制数量较少。尤其是在中亚地区, 大部分化石点可能分布在较为湿润的区域, 干旱半干旱地区的化石点很少, 导致其新生代以来的气候重建可能存在空间上的不均衡, 因此其变化趋势较为不明显。而同一区域的化石点在新生代不同地质时期的数量也存在较大差异, 中新世时期的化石点数量最多, 古新世和第四纪化石点较少, 特提斯中部区域甚至在第四纪存在没有化石点的情况。在这种条件下对不同区域不同时期的化石点数据求均值, 造成了变化趋势幅度较小。由于化石点数据是分散分布的, 而模型模拟可获取整个区域的古气候值, 可以更为直观地显示古气候的变化情况。因此, 化石数据可以提供更直观的气候和植被面貌, 模型模拟可对整个区域的气候变化情况提供更全面的信息, 两者虽然存在一定偏差, 但是通过交叉验证可对大的区域尺度的古气候重建提供更可靠的证据。

由此可见, 植物化石记录了地质历史时期的环境和气候信息(王宇飞等, 2009), 但存在化石记录不完整及最近现生亲缘类群分布区变化的问题, 模型模拟可以弥补地质证据不完整这一局限性, 但存在边界条件(尤其是地形地貌)不够精确的问题(刘晓东, 1993; 丁仲礼和熊尚发, 2006)。所以, 需要两者结合, 相互补充验证, 才能够更好地理解古气候的变化机制(孙继敏, 2014; 郑伟鹏等, 2019)。

5 结论

综上所述, 化石定量重建与模型模拟的结果均表明: 在全球 CO_2 浓度变化的背景下, 受特提斯海退却闭合的影响, 晚渐新世-早中新世特提斯西部地中海气候

演变形成、而特提斯中部逐渐干冷化,在青藏高原快速隆升的过程中,晚渐新世特提斯东部波动湿冷化。始新世-早渐新世中亚及欧洲盛行地中海气候,中新世地中海气候范围急剧缩小,主要受夏季干旱程度的影响。

致谢 感谢马姣、徐崇涛、陈佩蓉、方晓琪帮助整理数据。

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
- 丁林, Maksatbek S, 蔡福龙, 王厚起, 宋培平, 纪伟强, 许强, 张利云, Muhammad Q, Upendra B. 2017. 印度与欧亚大陆初始碰撞时限、封闭方式和过程. 中国科学: 地球科学, 47: 293–309
- 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
- 郭正堂. 2017. 黄土高原见证季风和荒漠的由来. 中国科学: 地球科学, 47: 421–437
- 黄健, 苏涛, 李树峰, 吴飞翔, 邓涛, 周浙昆. 2020. 西藏札达盆地上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
- 李承森, 王宇飞, 孙启高. 2003. 植物对环境的响应——定量重建古气候的研究进展. 植物学通报, 20: 430–438
- 李吉均. 1999. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质, 19: 7–17
- 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 1998. 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性. 第四纪研究, 18: 194–204
- 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
- 孙东怀, 王鑫, 李宝锋, 陈发虎, 王飞, 李再军, 梁百庆, 马志伟. 2013. 新生代特提斯海演化过程及其内陆干旱化效应研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 33: 135–151
- 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
- 孙继敏, 沙金庚, 王世骥. 2024. 新生代特提斯海关闭过程及其圈层耦合效应. 科学通报, 69: 184–199
- 王鑫, Kraatz B, Meng J, Carrapa B, Decelles P, Clementz M, Abdulov S, 陈发虎. 2016. 塔吉克盆地东北缘海相-风成沉积序列与中亚晚始新世-早中新世干旱化的初步研究. 中国科学: 地球科学, 46: 674–690
- 王宇飞, 杨健, 徐景先, 赵良成, 蒋洪恩, 程业明, 宸铁梅, 王青, 马清温, 姚铁锋. 2009. 中国新生代植物演化及古气候、古环境重建研究进展. 古生物学报, 48: 569–576
- 吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学. 岩石学报, 36: 1627–1674
- 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: 1562–1576
- 郑度, 姚檀栋. 2006. 青藏高原隆升及其环境效应. 地球科学进展, 21: 451–458
- 郑洪波, 郭正堂, 邓涛. 2014. 新生代东亚地形、水系与生物地理演变——第三届地球系统科学大会拾粹. 地球科学进展, 29: 1280–1286
- 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
- 朱日祥, 赵盼, 赵亮. 2022. 新特提斯洋演化与动力过程. 中国科学: 地球科学, 52: 1–25
- Aleksandrova A N, Prozorov Y I, Yasamanov N A. 1987. Climatic and floristic zonation of the Mediterranean region during early Cenozoic time. *Int Geol Rev*, 29: 503–514
- Altolaquirre Y, Postigo-Mijarra J M, Casas-Gallego M, Moreno-Domínguez R, Barrón E. 2023. Mapping the late Miocene Pyrenean Forests of the La Cerdanya Basin, Spain. *Forests*, 14: 1471
- Barrón E, Rivas-Carballo R, Postigo-Mijarra J M, Alcalde-Olivares C, Vieira M, Castro L, Pais J, Valle-Hernández M. 2010. The Cenozoic vegetation of the Iberian Peninsula: A synthesis. *Rev Palaeobot Palynol*, 162: 382–402
- Bertini A, Martinetto E. 2011. Reconstruction of vegetation transects for the Messinian-Piacenzian of Italy by means of comparative analysis of pollen, leaf and carpological records. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 304: 230–246
- Bosboom R, Dupont-Nivet G, Grothe A, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Kouwenhoven T, Huang W T, Yang W, Guo Z J. 2014. Timing, cause and impact of the late Eocene stepwise sea retreat from the Tarim Basin (west China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 403: 101–118
- Bozukov V, Utescher T, Ivanov D. 2009. Late Eocene to early Miocene climate and vegetation of Bulgaria. *Rev Palaeobot Palynol*, 153: 360–374
- Bozukov V, Vatshev M, Ivanov D, Simov N. 2021. New fossil flora from Palaeogene sediments near Bersin village (SW Bulgaria). *Rev Bulg Geol Soc*, 82: 102–104
- Bruch A A, Zhilin S G. 2007. Early Miocene climate of Central Eurasia—Evidence from Aquitanian floras of Kazakhstan. *Palaeogeogr*

- [Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 248: 32–48
- Bubík M, Doláková N, Kvaček Z, Teodoridis V. 2022. A new early Miocene (Ottungian) flora of the “Rzehakia Beds” from Brno-Líšeň. [Fossil Imprint](#), 78: 263–287
- Cai M T, Fang X M, Wu F L, Miao Y F, Appel E. 2012. Pliocene-Pleistocene stepwise drying of Central Asia: Evidence from paleomagnetism and sporopollen record of the deep borehole SG-3 in the western Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau. [Glob Planet Change](#), 94–95: 72–81
- Carrapa B, DeCelles P G, Wang X, Clementz M T, Mancin N, Stoica M, Kraatz B, Meng J, Abdulov S, Chen F. 2015. Tectono-climatic implications of Eocene Paratethys regression in the Tajik Basin of Central Asia. [Earth Planet Sci Lett](#), 424: 168–178
- Collinson M E, Manchester S R, Wilde V. 2012. Fossil fruits and seeds of the middle Eocene Messel biota, Germany. *Abh Senckenberg Ges Naturforsch*, 570: 1–249
- Cox P M. 2001. Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model. Technical Report. Exeter, UK: Met Office Hadley Centre
- Cox P M, Huntingford C, Harding R J. 1998. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. [J Hydrol](#), 212–213: 79–94
- Cox P M, Betts R A, Jones C D, Spall S A, Totterdell I J. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. [Nature](#), 408: 184–187
- Deitch M J, Sapundjieff M J, Feirer S T. 2017. Characterizing precipitation variability and trends in the world’s Mediterranean-climate areas. [Water](#), 9: 259
- Deng T, Ding L. 2015. Paleoaltimetry reconstructions of the Tibetan Plateau: Progress and contradictions. [Nat Sci Rev](#), 2: 417–437
- Denk T, Güner T H, Kvaček Z, Bouchal J M. 2017. The early Miocene flora of Güvem (Central Anatolia, Turkey): A window into early Neogene vegetation and environments in the Eastern Mediterranean. [Acta Palaeobot](#), 57: 237–338
- Denk T, Güner H T, Bouchal J M, Kallanxhi M E. 2021. The Pleistocene flora of Bezhan, southeast Albania: Early appearance of extant tree species. [Historical Biol](#), 33: 283–305
- Denk T, Sami M, Teodoridis V, Martinetto E. 2022. The late early Pleistocene flora of Oriolo, Faenza (Italy): Assembly of the modern forest biome. [Fossil Imprint](#), 78: 217–262
- 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
- Duggen S, Hoernle K, van den Bogaard P, Rüpke L, Phipps Morgan J. 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. [Nature](#), 422: 602–606
- Edwards E J, Osborne C P, Strömberg C A E, Smith S A, Bond W J, Christin P A, Cousins A B, Duvall M R, Fox D L, Freckleton R P, Ghannoum O, Hartwell J, Huang Y, Janis C M, Keeley J E, Kellogg E A, Knapp A K, Leakey A D B, Nelson D M, Saarela J M, Sage R F, Sala O E, Salamin N, Still C J, Tipler B. 2010. The origins of C₄ grasslands: Integrating evolutionary and ecosystem science. [Science](#), 328: 587–591
- Erdei B, Wilde V. 2020. The Eocene flora of Tatabánya “marl-mine” (N Hungary). [Palaeobio Palaeoenv](#), 100: 629–645
- Erdei B, Utescher T, Hably L, Tamás J, Roth-Nebelsick A, Grein M. 2012. Early Oligocene continental climate of the Palaeogene basin (Hungary and Slovenia) and the surrounding area. [Turkish J Earth Sci](#), 21: 153–186
- Erdei B, Hably L, Héja G, Fodor L. 2022. The late Oligocene macroflora of Zsámbék, central Hungary. [Fossil Imprint](#), 78: 298–309
- Fenton I S, Aze T, Farnsworth A, Valdes P, Saupe E E. 2023. Origination of the modern-style diversity gradient 15 million years ago. [Nature](#), 614: 708–712
- 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
- Garcia-Castellanos D, Villaseñor A. 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. [Nature](#), 480: 359–363
- Garcia-Castellanos D, Estrada F, Jiménez-Munt I, Gorini C, Fernández M, Vergés J, De Vicente R. 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. [Nature](#), 462: 778–781
- Gregor H J. 1990. Contributions to the late Neogene and early Quaternary floral history of the Mediterranean. [Rev Palaeobot Palynol](#), 62: 309–338
- Hably L. 2010. The early Oligocene flora of Santa Giustina (Liguria, Italy)—Revision and comparison with the flora of the Tard Clay Formation. *Riv Ital Paleontol Stratigr*, 116: 405–420
- Hably L. 2020. The Karpatian (late early Miocene) flora of the Mecsek area. [Acta Palaeobot](#), 60: 51–122
- Hamon N, Sepulchre P, Lefebvre V, Ramstein G. 2013. The role of eastern Tethys seaway closure in the Middle Miocene climatic transition (ca. 14 Ma). [Clim Past](#), 9: 2687–2702
- Hernández-Molina F J, Stow D A V, Alvarez-Zarikian C A, Acton G, Bahr A, Balestra B, Ducassou E, Flood R, Flores J A, Furota S, Grunert P, Hodell D, Jimenez-Espejo F, Kim J K, Krissek L, Kuroda J, Li B, Llave E, Lofi J, Lourens L, Miller M, Nanayama F, Nishida N, Richter C, Roque C, Pereira H, Sanchez Goñi M F, Sierro F J, Singh A D, Sloss C, Takashimizu Y, Tzanova A, Voelker A, Williams T, Xuan C. 2014. Onset of Mediterranean outflow into the

- North Atlantic. *Science*, 344: 1244–1250
- Jolly-Saad M C, Pastre J F, Nomade S. 2020. The Zanclean palaeofloras around the Mont-Dore strato-volcano: A window into upper Neogene vegetation and environments in the Massif Central (Puy de Dome, France). *Geobios*, 59: 29–46
- Kafetzidou A, Kouli K, Zidianakis G, Kostopoulos D S, Zouros N. 2022. The early Miocene angiosperm flora of Akrocheiras in Lesvos Petrified Forest (North Aegean, Greece)—Preliminary results. *Rev Palaeobot Palynol*, 296: 104559
- Karger D N, Conrad O, Böhrner J, Kawohl T, Kreft H, Soria-Auza R W, Zimmermann N E, Linder H P, Kessler M. 2017. Climatologies at high resolution for the Earth's land surface areas. *Sci Data*, 4: 170122
- Kayseri-Özer M S. 2017. Cenozoic vegetation and climate change in Anatolia—A study based on the IPR-vegetation analysis. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 467: 37–68
- Khan M A, Mahato S, Spicer R A, Spicer T E V, Ali A, Hazra T, Bera S. 2023. Siwalik plant megafossil diversity in the Eastern Himalayas: A review. *Plant Divers*, 45: 243–264
- Kiehl J T, Shields C A. 2013. Sensitivity of the Palaeocene-Eocene thermal maximum climate to cloud properties. *Phil Trans R Soc A*, 371: 20130093
- Kottek M, Grieser J, Beck C, Rudolf B, Rubel F. 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol Z*, 15: 259–263
- Krijgsman W, Hilgen F J, Raffi I, Sierro F J, Wilson D S. 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652–655
- Kunzmann L, Moraweck K, Müller C, Schröder I, Wappler T, Grein M, Roth-Nebelsick A. 2019. A Paleogene leaf flora (Profen, Sachsen-Anhalt, Germany) and its potentials for palaeoecological and palaeoclimate reconstructions. *Flora*, 254: 71–87
- Kutiel H, Trigo R M. 2014. The rainfall regime in Lisbon in the last 150 years. *Theor Appl Climatol*, 118: 387–403
- Kutiel H, Türkeş M. 2017. Spatial and temporal variability of dryness characteristics in Turkey. *Int J Climatol*, 37: 818–828
- Kvaček Z, Bubík M. 2016. A new Oligocene leaf assemblage from the Ghalandar area (NW Iran) and its contribution to understanding of floristic evolution in the eastern Paratethys. *Bull Geosci*, 91: 705–715
- Kvaček Z, Teodoridis V, Radoň M. 2018. Review of the late Oligocene flora of Matřý Near Sebuřín (České Středohoří Mts., the Czech Republic). *Fossil Imprint*, 74: 292–316
- Kvaček Z, Teodoridis V, Denk T. 2020. The Pliocene flora of Frankfurt am Main, Germany: Taxonomy, palaeoenvironments and biogeographic affinities. *Palaeobio Palaeoenv*, 100: 647–703
- Li Q J, Utescher T, Liu Y S C, Ferguson D, Jia H, Quan C. 2022. Monsoonal climate of East Asia in Eocene times inferred from an analysis of plant functional types. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 601: 111138
- Li S F, Mao L M, Spicer R A, Lebreton-Anberrée 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, Xing Y W, Valdes P J, Huang Y J, Su T, Farnsworth A, Lunt D J, Tang H, Kennedy A T, Zhou Z K. 2018. Oligocene climate signals and forcings in Eurasia revealed by plant macrofossil and modelling results. *Gondwana Res*, 61: 115–127
- 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
- Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R, Alpert P, Artale V, Li L, Luterbacher J, May W, Trigo R, Tsimplis M, Ulbrich U, Xoplaki E. 2006. The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues. *Dev Earth Environ Sci*, 4: 1–26
- Liu H G, Li S Q, Ugolini A, Momtazi F, Hou Z E. 2018. Tethyan closure drove tropical marine biodiversity: Vicariant diversification of intertidal crustaceans. *J Biogeogr*, 45: 941–951
- Macaluso L, Martinetto E, Vigna B, Bertini A, Cilia A, Teodoridis V, Kvaček Z. 2018. Palaeofloral and stratigraphic context of a new fossil forest from the Pliocene of NW Italy. *Rev Palaeobot Palynol*, 248: 15–33
- Mach K, Teodoridis V, Grygar T M, Kvaek Z, Suhr P, Standke G. 2014. An evaluation of palaeogeography and palaeoecology in the Most Basin (Czech Republic) and Saxony (Germany) from the late Oligocene to the early Miocene. *N Jb Geol Paläont Abh*, 272: 13–45
- Moraweck K, Uhl D, Kunzmann L. 2015. Estimation of late Eocene (Bartonian-Priabonian) terrestrial palaeoclimate: Contributions from megafossil assemblages from central Germany. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 433: 247–258
- 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
- Müller C, Toumoulin A, Böttcher H, Roth-Nebelsick A, Wappler T, Kunzmann L. 2023. An integrated leaf trait analysis of two Paleogene leaf floras. *PeerJ*, 11: e15140
- Myers N, Mittermeier R A, Mittermeier C G, da Fonseca G A B, Kent J. 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403: 853–858

- Olson D M, Dinerstein E, Wikramanayake E D, Burgess N D, Powell G V N, Underwood E C, D'amico J A, Itoua I, Strand H E, Morrison J C, Loucks C J, Allnutt T F, Ricketts T H, Kura Y, Lamoreux J F, Wettengel W W, Hedao P, Kassem K R. 2001. Terrestrial ecoregions of the world: A new map of life on Earth: A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity. *Bioscience*, 51: 933–938
- Popova S, Utescher T, Gromyko D V, Bruch A A, Henrot A J, Mosbrugger V. 2017. Cenozoic vegetation gradients in the mid- and higher latitudes of Central Eurasia and climatic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 467: 69–82
- Postigo-Mijarra J M, Barrón E, Gómez Manzanque F, Morla C. 2009. Floristic changes in the Iberian Peninsula and Balearic Islands (south-west Europe) during the Cenozoic. *J Biogeogr*, 36: 2025–2043
- Postigo-Mijarra J M, Altolaguirre Y, Moreno-Domínguez R, Barrón E, Casas-Gallego M. 2022. Climatic reconstruction at the early Miocene La Rinconada mine (Ribesalbes-Alcora Basin, eastern Spain) based on coexistence approach, CLAMP and LMA analysis. *Rev Palaeobot Palynol*, 304: 104714
- 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
- Rundel P W, Arroyo M T K, Cowling R M, Keeley J E, Lamont B B, Vargas P. 2016. Mediterranean biomes: Evolution of their vegetation, floras, and climate. *Annu Rev Ecol Evol Syst*, 47: 383–407
- Sagoo N, Valdes P, Flecker R, Gregoire L J. 2013. The early Eocene equable climate problem: Can perturbations of climate model parameters identify possible solutions? *Phil Trans R Soc A*, 371: 20130123
- Scotese C R. 2016. Tutorial: PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData plotter program. PALEOMAP Project
- Serkan Akkiraz M, Nazik A, Özgen-Erdem N, Duygu Durak S. 2022. First micropalaeontological record from the early and middle Eocene Mamuca Formation of the Dümrek Basin, western Central Anatolia, Turkey: Biostratigraphy, depositional history and palaeoclimate. *J Asian Earth Sci*, 224: 105036
- Su T, Xing Y W, Liu Y S C, Jacques F M B, Chen W Y, Huang Y J, Zhou Z K. 2010. Leaf margin analysis: A new equation from humid to mesic forests in China. *PALAIOS*, 25: 234–238
- 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. 2019. Uplift, climate and biotic changes at the Eocene-Oligocene transition in south-eastern Tibet. *Natl Sci Rev*, 6: 495–504
- 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
- Suc J P. 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307: 429–432
- 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, Zhang Z L, Cao M M, Windley B F, Tian S C, Sha J, Abdulov S, Gadoev 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
- Sun J M, Sheykh M, Ahmadi N, Cao M M, Zhang Z L, Tian S C, Sha J G, Jian Z M, Windley B F, Talebian M. 2021a. Permanent closure of the Tethyan seaway in the northwestern Iranian Plateau driven by cyclic sea-level fluctuations in the late middle Miocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 564: 110172
- Sun J M, Talebian M, Jin C S, Liu W G, Zhang Z L, Cao M M, Windley B F, Sheykh M, Shahbazi R, Tian S C. 2021b. Timing and forcing mechanism of the final Neotethys seawater retreat from Central Iran in response to the Arabia-Asia collision in the late early Miocene. *Glob Planet Change*, 197: 103395
- Sun X J, Wang P X. 2005. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 222: 181–222
- Sun Y B, Yin Q Z, Crucifix M, Clemens S C, Araya-Melo P, Liu W G, Qiang X K, Liu Q S, Zhao H, Liang L J, Chen H Y, Li Y, Zhang L, Dong G C, Li M, Zhou W J, Berger A, An Z S. 2019. Diverse manifestations of the mid-Pleistocene climate transition. *Nat Commun*, 10: 352
- Sun Y Y, Liang Y, Liu H, Liu J, Ji J L, Ke X, Liu X B, He Y X, Wang H Y, Zhang B, Zhang Y S, Zhuang G S, Pei J L, Li Y X, Quan C, Li J X, Aitchison J C, Liu W G, Liu Z H. 2023. Mid-Miocene sea level altitude of the Qaidam Basin, northern Tibetan Plateau. *Commun Earth Environ*, 4: 3
- Tang Z H, Ding Z L, White P D, Dong X X, Ji J L, Jiang H C, Luo P, Wang X. 2011. Late Cenozoic central Asian drying inferred from a palynological record from the northern Tian Shan. *Earth Planet Sci*

- Lett, 302: 439–447
- Tanrattana M, Boura A, Jacques F M B, Villier L, Fournier F, Enguehard A, Cardonnet S, Volland G, Garcia A, Chaouch S, De Franceschi D. 2020. Climatic evolution in Western Europe during the Cenozoic: Insights from historical collections using leaf physiognomy. *Geodiversitas*, 42: 151
- Teodoridis V, Kvaček Z, Sami M, Utescher T, Martinetto E. 2015. Palaeoenvironmental analysis of the Messinian macrofossil floras of Tossignano and Monte Tondo (Vena del Gesso Basin, Romagna Apennines, Northern Italy). *Acta Mus Nat Pragae, Ser B Hist Nat*, 71: 249–292
- Thiel C, Klotz S, Uhl D. 2012. Palaeoclimate estimates for selected leaf floras from the late Pliocene (Reuverian) of Central Europe based on different palaeobotanical techniques. *Turkish J Earth Sci*, 21: 263–287
- Tierney J E, Poulsen C J, Montañez I P, Bhattacharya T, Feng R, Ford H L, Hönlisch 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. 2020. Past climates inform our future. *Science*, 370: eaay3701
- Tosal A, Valero L, Sanjuan J, Martín-Closas C. 2019. Influence of short- and long-term climatic cycles on floristic change across the Eocene-Oligocene boundary in the Ebro Basin (Catalonia, Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 18: 925–947
- Tosal A, Verduzco O, Martín-Closas C. 2021. CLAMP-based palaeoclimatic analysis of the late Miocene (Tortonian) flora from La Cerdanya Basin of Catalonia, Spain, and an estimation of the palaeoaltitude of the eastern Pyrenees. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 564: 110186
- Tosal A, Tanrattana M, Fournier F, De Franceschi D, Del Rio C, Martín-Closas C, Lettérón A, Semmani N, Boura A. 2023. Plant palaeoecology of the latest Eocene flora from the Saint-Chaptes and Alès Basins of Gard, southern France. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 627: 111740
- Traiser C, Klotz S, Uhl D, Mosbrugger V. 2005. Environmental signals from leaves—A physiognomic analysis of European vegetation. *New Phytol*, 166: 465–484
- Utescher T, Mosbrugger V, Ashraf A R. 2000. Terrestrial climate evolution in northwest Germany over the last 25 million years. *PALAIOS*, 15: 430–449
- 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
- Velitzelos D, Bouchal J M, Denk T. 2014. Review of the Cenozoic floras and vegetation of Greece. *Rev Palaeobot Palynol*, 204: 56–117
- Wang P X. 1990. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 77: 315–334
- 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, Laurentino V, Littler K, Lourens L J, Lyle M, Pälike 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
- Wilf P. 1997. When are leaves good thermometers? A new case for Leaf Margin Analysis. *Paleobiology*, 23: 373–390
- 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
- Worobiec G, Worobiec E. 2019. Wetland vegetation from the Miocene deposits of the Belchatów Lignite Mine (central Poland). *Palaeontol Electron*, 22: 1–38
- Worobiec G, Jach R, Machaniec E, Uchman A, Worobiec E. 2015. Eocene flora and trace fossils from the Hruby Regiel section in the Tatra Mountains (Poland): Taxonomic revision of the Wiktor Kuźniar fossil plant collection. *Acta Geol Pol*, 65: 215–238
- Xing Y W, Gandolfo M A, Onstein R E, Cantrill D J, Jacobs B F, Jordan G J, Lee D E, Popova S, Srivastava R, Su T, Vikulin S V, Yabe A, Linder H P. 2016. Testing the biases in the rich Cenozoic angiosperm macrofossil record. *Int J Plant Sci*, 177: 371–388
- Yang J, Wang Y F, Spicer R A, Mosbrugger V, Li C S, Sun Q G. 2007. Climatic reconstruction at the Miocene Shanwang Basin, China, using leaf margin analysis, CLAMP, coexistence approach, and overlapping distribution analysis. *Am J Bot*, 94: 599–608
- Yang J, Spicer R A, Spicer T E V, Li C S. 2011. 'CLAMP Online': A new web-based palaeoclimate tool and its application to the terrestrial Paleogene and Neogene of North America. *Palaeobio Palaeoenv*, 91: 163–183
- Zhang R, Jiang D B, Zhang Z S, Zhang C X. 2021. Effects of Tibetan

- Plateau growth, Paratethys Sea retreat and global cooling on the East Asian climate by the early Miocene. [Geochem Geophys Geosyst](#), 22: e2021GC009655
- Zhang X W, G  lin U, Spicer R A, Wu F X, Farnsworth A, Chen P R, Del Rio C, Li S F, Liu J, Huang J, Spicer T E V, Tomlinson K W, Valdes P J, Xu X T, Zhang S T, Deng T, Zhou Z K, Su T. 2022. Rapid Eocene diversification of spiny plants in subtropical woodlands of central Tibet. [Nat Commun](#), 13: 3787
- Zhang Z S, Wang H J, Guo Z T, Jiang D B. 2007. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 245: 317–331
- Zhao C Y, Xiong Z Y, Farnsworth A, Spicer R A, He S L, Wang C, Zeng D, Cai F L, Wang H Q, Tian X L, Valdes P J, Lamu C, Xie J, Yue Y H, Ding L. 2023. The late Eocene rise of SE Tibet formed an Asian ‘Mediterranean’ climate. [Glob Planet Change](#), 231: 104313
- Zhao Z, Hou Z E, Li S Q. 2022. Cenozoic Tethyan changes dominated Eurasian animal evolution and diversity patterns. [Zool Res](#), 43: 3–13
- (责任编辑: 刘晓东)