论 文

大陆漂移、高原隆升与新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化

刘晓东^{1,2,3*}, Buwen DONG⁴, Zhi-Yong YIN⁵, Robin S. SMITH⁴, 郭庆春⁶

1. 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

4. National Centre for Atmospheric Science, University of Reading, Reading RG6 6BB, UK;

5. Department of Environmental & Ocean Sciences, University of San Diego, San Diego 92110, USA;

6. 聊城大学环境与规划学院, 聊城 252000

* E-mail: liuxd@loess.llqg.ac.cn

收稿日期: 2018-10-06; 收修改稿日期: 2019-01-10; 接受日期: 2019-01-30; 网络版发表日期: 2019-03-27

国家自然科学基金项目(批准号: 41690115、41572150)和中国科学院战略性先导科技专项A类项目(编号: XDA20070103)资助

摘要 亚-非-澳洲季风区和干旱区的面积约占这三大洲陆地总面积的60%以上。基于新生代以来亚-非-澳洲季风 and 干旱环境以及东半球海陆分布和青藏高原等地形显著变化的地质事实, 利用全球海-气耦合模式开展新生代5个特征地质时期气候模拟试验, 系统探讨了新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区形成演化及其受大陆漂移和高原隆升的影响。结果表明, 亚-非-澳洲季风区和干旱区形成的时间和原因明显不同。北非与南非季风在古新世中期已经存在, 南亚次大陆季风在始新世印度大陆移入北半球热带后开始出现, 而东亚和澳大利亚北部季风在中新世才建立。北非、南非、南亚和澳大利亚热带季风的建立是大陆漂移的位置和热带辐合带季节性迁移共同决定的, 而青藏高原的位置和高度则是东亚季风建立的关键因素。北非、南非、亚洲和澳大利亚副热带干旱区的存在取决于大陆的位置和行星尺度副热带高压的控制, 阿拉伯半岛和西亚干旱区的发展与区域尺度海陆变迁, 特别是古特提斯海的退缩密切相关, 而亚洲内陆中纬度干旱区的形成则是青藏高原隆升的结果。这一研究揭示了地球构造边界条件在地质时期区域气候环境形成演化中的重要作用。

关键词 新生代, 季风区, 干旱区, 大陆漂移, 青藏高原隆升, 气候模拟

1 引言

季风和干旱是地球上中低纬度地区两种典型的气候类型, 季风区和干旱区的存在塑造了相应的生态系

统、地貌类型和人类赖以生存的地理环境。热带非洲、南亚和东亚、澳洲北部是现今世界上最显著的季风区(Wang等, 2012), 同时北非、亚洲内陆和澳大利亚中部也存在着地球上最广袤的干旱区, 但在地质时期

中文引用格式: 刘晓东, Dong B, Yin Z Y, Smith R S, 郭庆春. 2019. 大陆漂移、高原隆升与新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化. 中国科学: 地球科学, 49: 1059–1081, doi: [10.1360/N072018-00273](https://doi.org/10.1360/N072018-00273)

英文引用格式: Liu X, Dong B, Yin Z Y, Smith R S, Guo Q. 2019. Continental drift, plateau uplift, and the evolutions of monsoon and arid regions in Asia, Africa, and Australia during the Cenozoic. Science China Earth Sciences, 62: 1053–1075, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9337-8>

季风区和干旱区的分布并非一成不变, 而且在东亚及南非和北非等地季风区和干旱区有此消彼长的空间演化关系. 它们起源于什么年代? 形成的物理机制如何? 不同季风区或干旱区出现的时间和控制因子是否相同? 随时间是如何演变的? 这些科学问题一直受到地球科学工作者的关注, 但至今尚未达成共识.

从地质证据所反映的季风活动来看, 不同区域季风起源的时间不同. 在南亚地区, 巴基斯坦北部由森林变到草原的植被演替(Quade等, 1989)及阿拉伯海沿岸上涌流的增强(Kroon等, 1991)曾被认为是南亚季风在晚中新世(7~8Ma)形成的重要证据, 但后来来自西阿拉伯海的季风代用指标显示现代的南亚季风系统起源于中中新世(~12Ma), 而到晚中新世才完全发展起来(Gupta等, 2015; Zhuang等, 2017). 然而, 最近几年一些新的证据显示南亚季风可能始于始新世. 例如, 印度西北部拉贾斯坦邦的湖湘沉积记录表明, 南亚季风早始新世已经存在(Shukla等, 2014). 基于古植物化石对降水及其季节性的推断, 在早始新世整个印度地区甚至更大范围的亚洲南部地区已经留下了季风活动的烙印(Spicer等, 2017). Spicer等(2017)推断在南亚和中国最南端季风的起始时间在56Ma之前. 在东亚地区, 基于中国黄土-古土壤序列所反映的冬、夏季风优势期的交替, 曾经推断东亚季风开始于第四纪初(2.6Ma)(刘东生等, 1985; Ding等, 1992; An, 2000). 之后基于黄土之下的风成红粘土把东亚季风的历史追溯到晚中新世(~8Ma)(An, 2000; An等, 2001). 早中新世黄土的发现(Guo等, 2002)和中国新生代植被带变迁的对比(Sun和Wang, 2005)将东亚季风形成的年代提前到渐新世末-中新世初前后(~22Ma). 也有基于中国古植物研究的分析认为, 早在始新世中国东部广大范围内已有东亚季风盛行(Quan等, 2012), 但对此观点仍有质疑(Liu等, 2017). 由于地质证据有限, 到目前为止有关非洲季风和澳大利亚季风的记录都相对较短. 例如, 虽然Linder(2017)依据少量的化石证据, 将东非在始新世时的气候描述为季节明显的森林气候, 但比较确定的非洲季风只能追溯到晚中新世(deMenocal, 1995; Colin等, 2014), 而北澳大利亚季风到晚第四纪才有明确的地质记录(Bowler等, 2001; Wyrwoll和Miller, 2001). 由于能良好保存气候信息的材料缺乏或工作不足, 这些地区有限的古季风记录并不能满足探讨季风起源和发展历史工作的需要.

基于地质证据开展亚-非-澳洲干旱环境演化历史的研究也在不断深入. 中国黄土高原及北太平洋的风尘沉积是亚洲内陆干旱度的良好记录(Guo等, 2002; Rea等, 1998). 虽然以中国黄土为代表的诸多地质记录表明上新世-晚中新世(Sun和An, 2002; Sun等, 2015)、中新世(Caves等, 2016)、渐新世-中新世转折期(Guo等, 2002)、始新世-渐新世转折期(Sun和Windley, 2015)以及始新世(Bosboom等, 2014; Fang等, 2015; Li等, 2018a)在亚洲内陆一定范围内均显示出某种程度的干旱化, 但充分利用各种地质-生物证据重建不同地质时期的环境格局, 而不是局限于单个点上的记录, 才能更好地反映东亚干旱带的演化. 基于中国古植物和沉积资料综合重建的特征地质时期古环境图显示, 在古近纪宽阔的干旱带由西向东横跨中国大陆(Guo等, 2008), 而新近纪的干旱带仅局限在中国西北部, 据此认为渐新世-中新世过渡时期东亚大气环流经历了从行星风系主控型向季风主控型环境转变, 从而扰乱了中新世之前一直存在的纬向型干旱带(Sun和Wang, 2005; Guo等, 2008). 相比之下, 能够反映非洲和澳大利亚干旱和干旱区演化历史的地质记录相对缺乏. 一些证据表明, 新生代早期非洲大部分地区比现代湿润, 中新世以来(特别是自上新世开始)显著干旱化(Bobe, 2006; Alaei Kakhki等, 2016). 新生代非洲大陆的沙漠化主要出现在新近纪(Senut等, 2009), 如Veranso-Libalah等(2018)根据撒哈拉以南非洲野牡丹科植物生长环境在新近纪的多次转变推断气候干旱化加剧. 晚中新世北非的撒哈拉沙漠以及中东和阿拉伯半岛的沙漠显著扩大(Zhang等, 2014). 不断增多的古生物和风尘沉积研究显示, 澳大利亚干旱在早中新世增强, 中中新世和上新世早期是澳大利亚干旱区发展的重要时期(Fujioka和Chappell, 2010; Martin, 2006; Williams, 2015; Rix等, 2017), 而且中中新世澳大利亚出现了副热带干旱与热带季风的分异(Marin等, 2013).

与此同时, 大量的气候学研究, 特别是气候模拟研究从不同角度探讨了季风和干旱气候形成的原因. 新生代以来由板块运动所导致的大陆漂移和高原隆升在东半球最为显著(Scotese, 2004), 如印度板块(Molnar和Stock, 2009)和澳大利亚板块(Hall, 2002)快速向北移动, 以青藏高原为代表的中低纬度山脉出现大规模构造隆升(Wang等, 2014). 因此大量研究将季风与干旱气候的成因与海陆格局及地形特征相联系. 在季风形

成方面, 基于传统的气候学理论, 季风被认为是随季节变化的海-陆热力差异的产物(Webster, 1987). 具体到亚洲地区, 新生代青藏高原隆升(Kutzbach等, 1993; Liu和Yin, 2002)或与特提斯海退缩相联系的海陆变迁(Ramstein等, 1997)都能影响海-陆热力对比, 从而决定亚洲季风的形成和发展. 同时, 热带季风也被视为热带辐合带(ITCZ)季节性迁移的表现(Gadgil, 2003, 2018). 区域性季风因ITCZ相联系, 因而形成在一定程度上协调变化的全球季风(Wang和Ding, 2006), 在地质时间尺度上季风的演变也与ITCZ的变动密切相关(汪品先, 2009). 此外, 也有模拟研究认为, 地质时期曾经经历的极大大气CO₂含量可能是决定季风形成发展的关键因子. 晚始新世大气CO₂含量比现代高数倍, 可有效地增强当时的水文循环, 据此推断亚洲季风在晚始新世已经出现(Licht等, 2014). 在地质时期亚洲内陆干旱化的成因方面, 一些地质证据将亚洲内陆干旱化与特提斯海的退缩(Bosboom等, 2014; Sun和Windley, 2015)、青藏高原隆升(Rea等, 1998; Dettman等, 2003)及新生代全球气候变冷(鹿化煜和郭正堂, 2013; Fang等, 2015; Li等, 2018a)相联系. 数值模拟研究更多地强调了青藏高原隆升(Manabe和Broccoli, 1990; Kutzbach等, 1993), 特别是其北部隆升的作用(刘晓东和Dong BW, 2013), 以及全球气候变冷(Li等, 2018b)和区域沙漠化形成的反馈效应(Liu等, 2015b).

综上所述, 迄今为止关于新生代亚-非-澳洲季风与干旱气候起源、演化历史和形成机制并不完全清楚. 作者最近的一项研究在综合考虑大陆漂移、高原隆升和大气CO₂变化联合作用的基础上, 通过系列数值模拟研究初步探讨了亚洲和澳大利亚季风的起源和演化(Liu等, 2017). 本文在这一工作的基础上, 将范围从亚-澳地区扩大到亚-非-澳洲地区, 将着眼点从季风扩大到季风区和干旱区演化, 进一步分析新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化历史及其与大陆漂移和高原隆升的关系, 以期对东半球中低纬地区的长期气候演变过程获得一个比较完整的了解.

2 数值试验简介及现代季风区和干旱区分布的确定

本研究中使用的气候模式是由英国气象局与英国大学联合开发的快速海-气耦合模式(FAMOUS

AOGCM)(Jones等, 2005; Smith等, 2008). FAMOUS模式中的大气模式水平分辨率为5°×7.5°, 垂直方向有11层; 海洋模式的水平分辨率为2.5°×3.75°, 垂直方向有20层. 大气和海洋每天耦合一次, 无通量调整. 由于模式分辨率较低, 运行速度快, 所以该模式对于开展运行时间较长的古气候模拟非常有利, 过去已得到广泛应用(例如, Smith和Gregory, 2012; Liu等, 2015a).

本研究共完成了3组数值试验. 第一组包含模拟新生代气候演变的5个基本试验, 分别使用了基于地质证据重建的5个时期的海陆分布(Gurnis等, 2012)和地形(Liu等, 2017). 这5个时期分别是中古新世(MP, ~60Ma)、晚始新世(LE, ~40Ma)、晚渐新世(LO, ~25Ma)、晚中新世(LM, ~10Ma)和现代(PD, ~0Ma). 地质时期的海陆分布数据主要取自全球海岸线基础数据集(缩写为Gplates, 网址为<http://www.gplates.org/>), 对欧洲和亚洲地区参考一些区域地质证据(如Popov等, 2006)进行了适当修正. 对于古地形和古海深主要利用某些地质时期已有的重建结果(Herold等, 2008; Huber和Goldner, 2012), 并参考大量发表的文献进行了综合重建(Liu等, 2017). 重建的地形主要考虑了极地、落基山、安第斯山、青藏高原及其周边山地. 考虑到青藏高原等新生代地形的初始隆升约开始于50~55Ma(Searle等, 1987), 因而在MP试验中将全球地形高度均设置为0, 以略去高原地形的作用. 40Ma主要修正了落基山的古地形(Fan和Carrapa, 2014)、25Ma和10Ma修正了格陵兰(Zachos等, 2001)、10Ma修正了安第斯山(Carrapa等, 2014)、40~10Ma修正了青藏高原(例如, Wang等, 2014; Ding等, 2014; Rowley和Currie, 2006; DeCelles等, 2007; Polissar等, 2009). 在重建青藏高原古地形时还考虑了其古纬度的变化(Besse等, 1984; Chatterjee等, 2013; Wei等, 2013). 同时, 参考新生代大气CO₂变化(Beerling和Royer, 2011), 除了LE试验中大气CO₂浓度取为工业革命前的4倍外, 在其余4个时期的试验中大气CO₂浓度均取工业革命前的值280ppmv(1ppmv=1mg L⁻¹). 为了简单起见, 所有陆地植被和土壤特性都设置为全球均一的值, 即在除南极洲外的每个陆地网格点上的各种陆面特性都被赋予工业革命前非冰川陆面的全球平均值, 这样也便于突出检验海陆分布和地形变化的影响. 此外, 由于本文主要讨论百万年尺度特征地质时期的平均气候状态及其变化, 因而可以略去轨道强迫的影响, 即在所有试验中地

球轨道参数均设置为其现代值。

第二组试验中包含4个无地形的对比试验,即分别与第一组中的LE、LO、LM和PD具有相同的海陆分布但地形高度设置为0,这样通过第一组有地形与第二组无地形对应试验的对比分析可以揭示高原隆升的作用;第三组中包含2个降低晚始新世大气CO₂含量的对比试验,即在晚始新世海陆分布以及有地形与无地形条件下将大气CO₂浓度设置为工业革命前的值,这样与前两组试验中4倍大气CO₂浓度的晚始新世试验相对比即可说明在不同地形条件下大气CO₂含量大幅度变化的影响。关于这些试验的设计及海陆分布和高原地形等构造边界条件重建更详细的介绍请参见Liu等(2017)的论文及其在线补充材料(<https://media.nature.com/original/nature-assets/srep/2017/170113/srep40344/extref/srep40344-s1.pdf>)。所有试验都被积分了1000年,本文的分析使用了每个试验最后100年的平均结果。

为了客观地刻画季风区和干旱区的位置和范围及其演变,需要定量地确定季风区和干旱区。考虑到季风现象在降水量方面主要体现在年循环中雨季与干季的更替,我们参考Wang和Ding(2006)的方法,依据降水量的季节性来确定季风区。即以夏季(雨季,北半球为6~8月,以下缩写为JJA,南半球为12~2月,以下缩写为DJF)与冬季(干季,北半球为DJF,南半球为JJA)降水量之差大于200mm,且夏季降水量占全年降水量的比率超过40%的地区作为季风区。考虑到东亚季风可以扩展到中纬度地区的特殊性,对北半球季风区还增加了一个约束条件,以夏季风北界作为季风区的北界,即850hPa上夏季来自热带海洋的偏南风所能到达的最北位置。在气候学和自然地理学中通常以年降水量小于200mm(或介于200~400mm之间)的区域作为干旱区(或半干旱区)(赵松乔, 1983; Liu等, 2015a),在本文中为便于对比和论述,我们将年降水量小于400mm的地区统一定义为干旱区。

基于上述定义,本文首先检查了PD试验中模拟的季风区和干旱区分布(图1a)并与利用CMAP降水观测(Xie和Arkin, 1996)结果(图1b)进行了比较。对比分析表明,模拟结果能够较好地再现亚-非-澳洲现代季风区和干旱区的分布。从模拟的季风区(图1a)来看,非洲有分别位于北半球热带和南半球热带的北非和南非季风区,从南亚的印度半岛到东亚的朝鲜半岛一带为亚洲季风区,澳大利亚北部为澳大利亚季风区。这些季

风区与观测结果(图1b)基本吻合。除东亚季风区向中纬伸展可到达40°N以北外,其他季风区基本上都属于南北半球25°之间的热带季风(包括柯本气候分类中的热带干湿季气候(Peel等, 2007))。但与观测(图1b)相比,模拟的北非季风区的北界略偏北,澳大利亚季风区的南界略偏南,结果使模拟的这两个季风区面积略偏大。同时,从东亚来看,模拟的青藏高原东部的季风区略偏大,而我国东北季风区略偏小。从模拟的干旱区(图1a)来看,模式同样较好地模拟出北半球从北非到阿拉伯半岛、西亚和中亚,再到东亚内陆的广大干旱区,以及南半球的南非和澳大利亚干旱区。除了中亚和东亚内陆干旱区处于北半球中纬度外,其余干旱区均位于南、北半球副热带地区。但与观测(图1b)相比,由于模拟的北非季风区的北界略偏北,使北非干旱区南界也相应地偏北,结果造成模拟的北非干旱区面积偏小。此外,由于模拟的青藏高原地区夏季降水偏多,未能重现高原北部的干旱区,结果使模拟的东亚内陆干旱区偏小。总体来看,FAMOUS作为一个低分辨率气候模式,对亚-非-澳洲季风区和干旱区分布的模拟是相当成功的,这也是我们进一步模拟分析地质时期季风区与干旱区演化的基础。

3 新生代亚-非-澳洲大陆季风区和干旱区的演化特征

新生代以来,随着大陆漂移和青藏高原隆升,亚-非-澳洲大陆季风区和干旱区经历了显著变化。按照上述季风区和干旱区的定义,我们可以确定模拟的新生代5个地质时期亚-非-澳洲大陆季风区和干旱区的位置和时空演化特征(图2)。从季风区来看,在中古新世(图2a),北非和南非季风区业已存在,当时亚洲大陆的面积较现代明显减小,亚洲大陆季风区仅存在于大约20°N以南的中南半岛。由于印度大陆当时尚位于南半球热带地区,因而受南半球季风控制。所以Spicer等(2017)依据热带植物的分布而确定的新生代早期在印度及中国最南端存在的季风气候,实际上在当时分别分布于南、北半球。到晚始新世(图2b),北非季风区变化不大,但南非季风区明显向南扩大。印度大陆已向北移动至北半球并已与亚洲大陆相接,这时印度次大陆的北部和中部,孟加拉湾,以及初步隆升的青藏高原南部地区均发展为季风区,但印度南端因位置接近终

图1 现代亚-非-澳洲季风区(绿色阴影)和干旱区(黄色阴影)分布
(a) 模拟, (b) 观测. 蓝色阴影区为海洋或湖泊, 等值线指示地形等高线(单位: m)

年多雨的赤道地区反而不是季风区. 已有的始新世气候模拟(Huber和Goldner, 2012)结果也显示当时全球热带季风系统已经建立. 晚渐新世(图2c)北非、南非及南亚季风区分布与晚始新世没有太大差异, 但随着印

度半岛继续北移, 整个印度半岛至中南半岛完全属于季风区. 到晚中新世(图2d), 除北非、南非及南亚热带季风区稳定维持外, 变化最显著的是东亚, 东亚北方(30°N以北)季风区出现并向北一直扩展到位于中纬度

图 2 新生代5个时期亚-非-澳洲季风区(绿色阴影)和干旱区(黄色阴影)分布

(a) 中古新世(60Ma), (b) 晚始新世(40Ma), (c) 晚渐新世(25Ma), (d) 晚中新世(10Ma), (e) 现代(0Ma). 蓝色阴影区为海洋或湖泊, 灰色廓线指示青藏高原及其周边1500m地形等高线

的华北地区38°N附近. 另一个显著的变化出现在大洋洲, 随着澳大利亚大陆向北漂移, 北澳已开始进入南半球热带并受到南半球季风的控制, 从达尔文港到约

克角半岛的澳洲大陆最北端及其北侧的巴布亚新几内亚岛都出现了热带季风区. 此后到现代(图2e), 非洲及南亚季风区都没有大的变化, 但东亚季风区继续向北

扩大到达 40°N 以北. 同时, 澳大利亚北部已北移到 20°S 以北, 澳大利亚季风区范围明显扩大.

从干旱区演化来看, 在中古新世(图2a), 北非和南非干旱区已经存在, 但由于当时非洲大陆位置偏南, 北非干旱区远比南非干旱区小, 这与现代(图2e)的情况刚好相反, 而亚洲干旱区主要介于 22°N ~ 37°N 之间. 到晚始新世(图2b), 北非干旱区像北非季风区一样变化不大, 但随着非洲大陆略向北漂移和南非季风区扩大, 南非干旱区相应地减小. 同时, 印度半岛移入北半球后使亚洲大陆面积大大增加, 结果南亚季风区北侧的副热带干旱区也显著扩大. Zhang等(2012)对始新世亚洲气候的模拟结果也显示当时亚洲干旱带也介于 20°N ~ 40°N 之间. 到晚渐新世(图2c), 随着非洲大陆继续向北漂移, 北非干旱区急剧扩大, 亚洲副热带干旱带从西亚一直伸展到东亚沿岸. 到晚中新世(图2d), 随着青藏高原的隆升和北移, 高原西北部的干旱区消失, 即原来广阔的干旱带被分裂为高原西侧从阿拉伯半岛到西亚的

亚洲西部干旱区和青藏高原北侧与蒙古高原南侧之间的东亚中纬度干旱区. 与此同时, 随着澳大利亚大陆向北漂移, 澳洲中部和北部的广大地区出现了广阔的干旱区. 从晚中新世到现代(图2e), 北非干旱区继续扩大, 但随着澳洲大陆的进一步北移, 澳洲北部的季风区扩大, 相应地干旱区范围减小.

为了定量地反映季风区和干旱区随时间的相对变化, 我们详细地统计了各个地质时期不同季风区和干旱区的面积(图3). 结果发现, 在整个新生代北非(图3a)和南非(图3b)季风区的范围一直相对稳定, 北非季风区面积多在800万~1000万 km^2 , 而南非季风区约为北非季风区的一半, 多在400万 km^2 上下. 亚洲季风区面积在中新世以来明显增加(图3c), 从25Ma时期的约400万 km^2 增加到目前的约1000万 km^2 , 这主要是由于东亚季风区不断向中纬度地区扩展(图2d, 2e)造成的. 澳大利亚季风区(图3d)在10Ma才在其最北端出现, 面积不足20万 km^2 , 而现代季风区超过300万 km^2 . 然而, 新生

图3 新生代5个时期4个季风区面积变化(左列)及5个干旱区面积变化(右列)

(a) 北非季风区, (b) 南非季风区, (c) 亚洲季风区, (d) 澳洲季风区; (e) 北非干旱区, (f) 南非干旱区, (g) 西亚干旱区(亚洲 70°E 以西), (h) 东亚干旱区(亚洲 70°E 以东), (i) 澳洲干旱区

代北非和南非干旱区范围有显著变化. 北非干旱区(图3e)在40Ma及其以前面积不足100万km², 但到25Ma及其以后扩大到400万km²以上. 南非干旱区(图3f)面积在60Ma超过500万km², 但自40Ma开始减小到不足200万km². 考虑到现代西亚与东亚干旱区是截然分开的, 因此, 分别统计了西亚干旱区(包括阿拉伯半岛在内70°E以西的亚洲西部干旱区)和东亚干旱区(70°E以东的亚洲内陆干旱区)的变化. 为了便于论述和对比, 这里定义的东亚干旱区实际上指地理上属于中亚和东亚的干旱区的总和. 中古新世亚洲西部完全不存在干旱区, 西亚干旱区(图3g)在40Ma已有近300万km², 到25Ma又扩大了一倍, 达到约600万km², 此后一直稳定维持. 而东亚干旱区(图3h)从60Ma的约200万km², 逐渐扩大到25Ma的约500万km², 但此后到10Ma东亚干旱区又收缩到200万km²以下并保持到现在. 渐新世到中新世东亚干旱区收缩到青藏高原北侧的内陆地区(图2d), 既是东亚季风出现的结果, 也与青藏高原西北部地形强迫引起的降水增加有关(Liu等, 2015b). 澳大利亚干旱区(图3i)在渐新世及其以前完全不存在, 直到10Ma才出现了一个面积超过400万km²的广阔干旱区, 此后到现代澳洲干旱区缩小了约2/3. 由此可见, 不同季风区或不同干旱区的演化历史存在着显著差异.

4 大气环流对新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化的控制作用

4.1 季风区分布与ITCZ的季节性迁移

季风区和干旱区的分布与大气环流存在着密切的联系. 现代气候学证实热带季风是ITCZ季节性迁移的表现(Gadgil, 2018). 为了检查新生代不同地质时期ITCZ的变化及其与季风区分布的关系, 我们需要客观地确定ITCZ的位置. 传统上, ITCZ是指南北半球信风气流形成的辐合地带, 在气压场上表现为一个低压带, 在降水场上表现为一个行星尺度的高降水带. 然而, 一些研究发现南北半球信风辐合区与强对流雨带并不完全吻合(Nicholson, 2009), 特别是在陆地上经向风零线和辐合线并不适合于定义ITCZ的位置(Žagar等, 2011). 所以, 有人尝试以对流层低层的平均散度场(Berry和Reeder, 2014)或比湿场(Läderach和Raible, 2013)等来确定ITCZ.

考虑到垂直运动与对流活动和降水的高相关性,

本文直接利用对流层中层500hPa上大气的垂直速度(ω)场来确定ITCZ的位置. 从不同地质时期DJF和JJA平均的 ω 与对应的降水分布(图4)来看, 上升运动区与强降水区完全吻合, 且具有系统性的季节变化. 在同一地质时期, DJF(JJA)上升运动和强降水区偏向南半球(北半球). 在整个新生代, ITCZ的变动相对较小. 在DJF(图4a~4e)ITCZ主要覆盖了从南非到南热带西太平洋赤道与20°S之间的南半球热带地区, 而在JJA(图4f~4j)ITCZ主要覆盖了从北非到北热带西太平洋赤道与20°N之间的北半球热带地区. 值得注意的是, 尽管在整个新生代ITCZ的位置相对稳定, 但由于大陆漂移, 在不同地质时期ITCZ覆盖的陆地范围会有所变化. 例如, 印度大陆在中古新世尚位于南半球热带, 在DJF(图4a)被ITCZ占据, 但自始新世移入北半球至今JJA一直受ITCZ控制(图4g~4j). 同时, 在中新世之前澳大利亚大陆一直处在南半球中纬度地区, 因而完全不受ITCZ影响(图4a~4c). 直到晚中新世澳洲大陆最北端才进入南半球热带(图4d), 现代DJF北澳地区才广泛受到ITCZ的影响(图4e).

基于以上分析, 我们将季节平均的热带强对流上升区($\omega < -0.015 \text{ Pa s}^{-1}$)定义为ITCZ所在的区域, 由此可与季风区的位置直接进行对比(图5). 不难发现, 季风区的存在与ITCZ的活动密切相关. 对于一个特定的地区, 全年只有夏季受到ITCZ的控制时才能形成雨季, 而在冬季ITCZ移动到相反半球时则形成干季, 这种干、湿季的交替现象就构成季风. 因此, 在这种机制下, ITCZ完全不能到达的地区就没有季风, 或者终年受ITCZ控制而常年湿润的地区也没有季风. 例如, 在中古新世(图5a)在JJA作为北半球季风区的北非与亚洲南部正好是ITCZ覆盖的区域, 而DJF的ITCZ移动到南半球, 覆盖了南非和当时的印度大陆, 使南非和印度大陆成为南半球季风区. 在始新世(图5b)印度大陆移入北半球热带后JJA开始受到ITCZ控制, 从而大大扩展了南亚季风区. 澳洲大陆在新生代不断向北漂移, 但其北部自晚中新世才进入南半球热带并在DJF开始受到ITCZ影响(图5d, 5e), 从而导致澳大利亚季风区的建立和发展. 这一年代与Miller等(2017)所确定的澳大利亚西部(现代纬度~23.5°S)在其古纬度位于~30°S的年代(~10Ma)相吻合. 由于新生代以来非洲大陆位置的漂移相对较小, 北非和南非一直受到季节性ITCZ的影响(图5), 因而季风区始终存在且面积变动较小(图3a,

图 4 新生代5个时期北半球冬季平均(左列)和夏季平均(右列)降水率(阴影)和500hPa垂直速度(等值线)分布

(a), (f) 中古新世; (b), (g) 晚始新世; (c), (h) 晚渐新世; (d), (i) 晚中新世; (e), (j) 现代. 降水率单位为 mm d^{-1} , 垂直速度间隔为 0.01Pa s^{-1} , 红线为零线, 负值(断线)表示上升运动

3b). 总之, 北非、南非、南亚和澳大利亚季风区均属于热带季风区, 它们的存在正是ITCZ季节性迁移的结果. 唯一的例外是东亚季风区. 东亚北方季风区自中新

世出现后向北伸展到热带以外地区且远远突破了JJA的ITCZ北界(图5d, 5e). 因此, 东亚副热带季风区的存在并非ITCZ季节性移动造成的.

图 5 新生代5个时期亚-非-澳洲季风区(绿色阴影)与北半球冬季平均(蓝线)和夏季平均(红线)ITCZ覆盖范围(500hPa上 $\omega < -0.015 \text{ Pa s}^{-1}$ 的区域)的对比

(a) 中古新世, (b) 晚始新世, (c) 晚渐新世, (d) 晚中新世, (e) 现代. 灰色廓线指示青藏高原及其周边1500m地形等高线

鉴于东亚夏季风的特殊性, 我们还专门分析了新生代以来东亚夏季风环流不断向北推进的演变过程(图6). 在850hPa上, 来自热带海洋的暖湿气流在中国东部向北流动能够到达的最北位置可以近似地看作东

亚夏季风的北界. 在60Ma东亚夏季风的平均北界只能到达华南沿海~26°N附近(图6a); 在40Ma季风北界可到达30°N附近(图6b), 25Ma和10Ma分别到达32°N(图6c)和38°N(图6d), 而现代东亚夏季风的平均北界可抵

图 6 新生代5个时期东亚地区850hPa夏季平均流场和夏季风北界位置(红色粗线)(左列)以及东亚所在经度带(105°E~120°E)夏季纬向平均降水率(mm d⁻¹)随纬度的变化(右列)

(a), (f) 中古新世; (b), (g) 晚始新世; (c), (h) 晚渐新世; (d), (i) 晚中新世; (e), (j) 现代. (a)~(e)中蓝色和黑色阴影区分别指示海洋和青藏高原地形

达42°N附近(图6e). 始新世以来东亚季风雨带也随着夏季风环流逐渐向北移动(图6f~6j). ITCZ控制下的东亚降水峰值纬度在40Ma时位于5°S(图6g), 25Ma和

10Ma分别移动到10°N(图6h)和15°N(图6i), 现代介于15°N~20°N(图6j). 值得注意的是, 中新世以来, 与东亚北方夏季季风环流发展相对应, 东亚副热带地区

(25°N~40°N)夏季降水不断增加(图6i, 6j). 同时, 从降水纬度梯度所指示的水汽传输方向来看, 现代35°N~45°N的降水梯度由南向北, 这意味着东亚40°N附近的降水增加来自偏南的夏季风输送. 与现代形成强烈对比的是, 晚始新世35°N~45°N的降水梯度由北向南, 峰值在45°N(图6g), 所以当时东亚40°N附近的降水增多是大气CO₂增加条件下中纬度雨带南扩造成的, 并非携带热带海洋水汽的东亚夏季风北上的结果. 可见, 对于热带外地区仅从降水量来确定季风活动的范围是不完善的, 还得考虑大气环流特征. 在后面第5节的分析会进一步证实东亚北方季风的发展是青藏高原隆升的结果.

4.2 干旱区分布与副热带高压的位置

现代气候研究表明, 在大陆或全球尺度上干旱区的分布通常与哈德莱环流下沉气流作用下的南北半球副热带高压(以下简称副高)带(20°S~40°S和20°N~40°N)有关(McIlveen, 2010). 副高带内下降气团的压缩和增暖造成大气干燥稳定, 最终导致副热带反气旋控制下干旱气候的发展. 为了检查新生代亚-非-澳洲干旱区演化与副高的关系, 我们分析了5个地质时期海平面气压场的分布(图7). 结果发现, 除亚洲内陆外, 不同时期的干旱区均处于副高带的控制之下. 例如, 在中古新世(图7a), 就全年平均而言, 北半球大约以30°N为中心分布的副高带横跨北非至东亚, 北非大陆西北缘的北非干旱区和亚洲大陆干旱区均位于北半球副高带内. 南半球副高带的中心纬度在30°S附近, 南非干旱区正好受南半球副高控制. 由于澳洲大陆当时尚位于南半球中纬度地区, 不受副高影响, 因而不存在干旱区. 到晚始新世(图7b)和晚渐新世(图7c), 随着非洲大陆适度北移, 北非北部更接近北半球副高带的中心区域, 北非干旱区面积扩大, 而南半球副高带的中心区域更接近南非大陆南端, 结果南非干旱区面积缩小. 亚洲干旱区仍在副高带的控制之下, 只是受青藏高原隆升和北移的影响, 高原北侧的高压带变窄, 但因印度大陆的并入使亚洲大陆范围扩大, 导致副高控制下的亚洲干旱区面积也增加. 到晚中新世(图7d), 随着青藏高原进一步隆升和北移, 地形对内陆水汽的屏障作用加剧, 特别是高原北侧动力性下沉运动(Shi等, 2011)有利于形成高压系统, 结果使亚洲内陆干旱区被北推到40°N附近. 可见, 此时与亚洲内陆干旱区相联系的高压系

统已不属于副高, 现代亚洲内陆干旱区进一步向北扩展. 晚中新世澳洲大陆主体恰好漂移到南半球副热带地区, 因而其大部受到副高带控制, 从而使澳大利亚干旱区大发展. 现代(图7e)中亚和青藏高原北侧的亚洲内陆干旱区进一步扩大, 但澳大利亚干旱区反而缩小, 因为澳洲大陆继续向北漂移使副高影响减弱.

为了更直观地观察与副高密切相关的哈德莱环流的变化, 按照气象学中以纬向平均的经向质量流函数来反映经向环流的作法(Webster, 2004), 我们绘制了新生代5个地质时期年平均流函数剖面图(图8). 结果表明, 在整个新生代全球纬向平均的年平均哈德莱环流是比较稳定的(图8左列), 赤道附近是哈德莱环流的上升支, 哈德莱环流的下沉支出现在南、北半球30°附近, 对应着海平面气压场上的副高带和陆地上的副热带干旱区. 然而, 从亚洲大陆所在的经度带(70°E~120°E)纬向平均经圈环流(图8右列)来看, 新生代南半球的哈德莱环流非常稳定, 但北半球的哈德莱环流经历了显著变化. 60Ma时期北半球有完整的哈德莱环流圈, 但到40Ma北半球哈德莱环流圈主要存在于对流层中上层, 25Ma及其之后哈德莱环流圈进一步变窄, 北半球副热带对流层低层开始出现上升气流, 现代亚洲副热带上升气流向上扩展可以到达对流层高层. 事实上, 正是亚洲季风的发展改变了区域哈德莱环流并扭转了东亚副热带地区的干旱局面. 从季节平均来看, 新生代亚洲区域垂直环流的变化主要出现在夏季而非冬季. 冬季平均(图9左列)亚洲大陆上有稳定的下沉气流, 但60Ma时期仅限于副热带地区(20°N~40°N), 之后下沉运动区间进一步拓宽, 现代的下沉运动区已扩展到10°N~50°N. 夏季平均(图9右列)亚洲大陆所在的经度带内北半球上升运动区从热带逐渐向副热带及中纬度地区扩展. 上升运动区在60Ma时位于10°S~20°N之间, 25Ma位于10°S~30°N, 现代已扩展到0°~50°N. 随着上升运动区的北扩, 上升区北侧的副高及其下沉运动区被挤压并向北推移. 例如, 60Ma时副热带下沉运动区位于20°N~40°N之间, 而现代仅限于50°N附近的小范围内, 这与年平均海平面气压场上青藏高原北侧的高压系统及亚洲内陆干旱区的发展(图7e)相一致. 这意味着新生代亚洲区域年平均经圈环流的演变主要取决于夏季环流的变化. 以上海平面气压的水平分布和垂直环流特征的分析均表明, 除亚洲内陆干旱区外, 亚-非-澳洲主要干旱区存在的直接原因都可以归于年平

图7 新生代5个时期亚-非-澳洲干旱区(黄色阴影)与年平均海平面气压场(等值线)分布

(a) 中古新世, (b) 晚始新世, (c) 晚渐新世, (d) 晚中新世, (e) 现代. 图中海平面气压的单位为hPa, 红色等压线指示了高压带, 灰色廓线指示青藏高原及其周边1500m地形等高线

均副高带的控制. 尽管在整个新生代副高带控制的纬度范围变动不大, 但大陆漂移使副高带影响的区域发生了变化, 从而导致干旱区的演化. 需要指出的是, 位

于中纬度的亚洲内陆干旱区的形成发展离不开青藏高原隆升, 而北非和西亚等干旱区的演变也与区域海陆变迁密切相关.

图8 新生代5个时期全球纬向平均(左列)及亚洲所在经度带(70°E~120°E)纬向平均(右列)经向质量流函数(阴影)和经向环流(风矢)剖面

由上至下分别为中古新世、晚始新世、晚渐新世、晚中新世和现代。流函数单位为 $10^{10} \text{ kg s}^{-1}$, 经向风速单位为 m s^{-1} , 垂直风速单位为 $10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$

图 9 亚洲区域(70°E~120°E)冬季(左列)和夏季(右列)纬向平均垂直风速剖面

由上至下分别为中古新世、晚始新世、晚渐新世、晚中新世和现代. 垂直风速单位为 10^{-2}Pa s^{-1} , 阴影指示上升运动区

5 新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化与大陆漂移和高原隆升的关系

尽管前面的分析显示ITCZ和副高等准永久性大气环流系统分别是热带季风和副热带干旱区的基本成因,但要全面认识新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化还需要考虑大陆漂移和高原隆升等构造边界条件的变动。为了孤立考察在大陆漂移过程中青藏高原隆升的作用,我们基于一组对比试验发现,从晚始新世到现代在无地形条件下(图10a~10d),处于热带地区(20°S~20°N)的北非、南非、南亚和北澳季风区仍然存在(北澳季风区在晚中新世才出现),北非、南非、西亚和澳洲副热带干旱区也依然存在(澳洲干旱区在晚中新世才出现)。与有地形试验相比,最大的差别在于无地形条件下从晚中新世(图10c)到现代(图10d)20°N以北的东亚季风区都完全消失了,这与考虑青藏高原隆升时晚中新世(图2d)和现代(图2e)东亚季风区可向北伸展分别达到约38°N和约42°N的形势形成了鲜明的对比。另一组对比试验考察了始新世大气CO₂含量变化的影响。在40Ma的海陆分布和地形条件下,当大气CO₂浓度为1倍和4倍时模拟的全球平均气温分别为19.22°C和26.77°C,即在晚始新世构造边界条件下大气CO₂浓度上升可使全球平均气温增加7.55°C。在晚始新世海陆格局下,当考虑高原隆升时1倍CO₂浓度(图10e)与4倍CO₂浓度条件下(图2b),或当不考虑高原隆升时1倍CO₂浓度(图10f)与4倍CO₂浓度条件下(图10a)模拟的季风区和干旱区的分布几乎没有变化。这些对比试验有力地说明正是青藏高原地形的隆升而非CO₂含量的增加造就了东亚季风区和40°N以北的亚洲内陆干旱区。因此,始新世之后CO₂含量的降低以及与之对应的全球变冷也不会是形成亚洲内陆中纬度干旱区的主要原因。而新生代亚-非-澳洲热带季风区和副热带干旱区的演化主要是大陆漂移和区域海陆变迁的结果。

通过详细分析新生代青藏高原地形特征与亚洲季风区和内陆干旱区面积变化,能够更直观地显示它们之间的联系。始新世以来青藏高原不断隆升、面积扩大、位置北移。例如,以1500m以上的区域作为高原,40Ma青藏高原的平均高度、面积和纬度分别为2700m、170万km²和18.5°N,而现代分别达到4200m、250万km²和33.9°N(图11a)。亚洲季风区的面积总体上

随高原隆升而增加,但并非简单的线性关系。即使在高原尚未隆起的60Ma时期,亚洲季风区面积仍达300多万km²,反映了当时东南亚的热带季风。到10Ma高原平均高度已超过3500m,约为现代高度的85%,平均纬度接近30°N,相应地从中新世以来亚洲季风区面积明显增加,现代已超过1000万km²,这主要是由于高原隆升北移导致东亚季风区(图2d, 2e),更确切地说是东亚夏季风(图6)不断向中纬度地区扩展造成的,在这一过程中高原隆升引起的高原热力作用增强对东亚夏季风向北推进产生了重要影响(Liu和Yin, 2002; Wu等, 2012)。青藏高原的隆升北移也是造成高原北侧内陆干旱区的主要原因。高原中心点的纬度在40Ma、10Ma和0Ma分别为18.7°N、29.8°N和34.1°N,即从晚始新世到现代高原中心点向北位移达15°(图11b)。在渐新世及其以前青藏高原基本上位于30°N以南,从中新世开始高原主体才出现在30°N以北,10Ma和现代30°N以北的高原面积分别达到近140万km²和220万km²。随着高原隆升,特别是其30°N以北面积的增长,相应地高原北侧干旱气候发展,在10Ma和现代40°N以北的内陆干旱区面积分别达到约60万km²和160万km²。这里考虑大陆漂移的模拟结果进一步证实了过去未考虑大陆漂移条件下获得的青藏高原隆升对亚洲内陆中纬度干旱化具有决定作用的结论(Manabe和Broccoli, 1990; Liu等, 2015a)。

区域海陆变迁与副热带干旱区的演化密切相关。例如,在从西欧-北非至中亚的中低纬度地区(20°W~100°E, 20°N~60°N),新生代海陆格局经历了巨大变化。该区域内60Ma时期陆地和海洋面积分别约为1800万km²和2600万km²(图11c),即陆地和海洋各占40%和60%。此后随着古特提斯海的退缩,陆地面积不断增加而海洋面积不断减小,现代该区域陆地和海洋面积分别约为3600万km²和800万km²,陆地和海洋各占80%和20%。随着陆地面积增加,该区域内的干旱区(包括北非、阿拉伯半岛、西亚和中亚干旱区)面积也在增大。值得注意的是,从40Ma到25Ma该区域干旱区面积有一次跃变,从350万km²增加到近1100万km²,增加了2倍,但此后变化较小。这说明干旱区面积变化与区域海陆变迁之间的关系也是非线性的,以从晚始新世到晚渐新世干旱区的变化最为突出。

澳洲大陆漂移是新生代澳大利亚季风区和干旱区形成发展的根源。前面的分析已指出,热带季风是

图 10 对比试验模拟的在 4 个时期的海陆格局但无地形条件下以及在晚始新世海陆格局同时改变大气 CO₂ 浓度和地形条件下季风区(绿色阴影)和干旱区(黄色阴影)分布

(a), (b), (c), (d) 分别对应晚始新世、晚渐新世、晚中新世和现代海陆格局但无地形试验, (e), (f) 分别对应晚始新世海陆格局和工业革命前的大气 CO₂ 浓度条件下有、无地形试验. 蓝色阴影指示海洋或湖泊, (e) 中灰色廓线指示 1500m 地形等高线

图 11 新生代区域地形和海陆分布特征与季风区和干旱区面积变化

(a) 1500m以上青藏高原平均高度、面积、纬度及亚洲季风区面积, (b) 青藏高原中心纬度、1500m以上 30°N 以北高原面积及高原北侧 40°N 以北亚洲内陆干旱区面积, (c) 西欧-北非至中亚的中低纬度地区(20°W – 100°E , 20°N – 60°N)陆地、海洋及干旱区面积, (d) 澳大利亚大陆最北纬度、澳洲季风区面积、澳大利亚大陆中心纬度及澳洲干旱区面积

ITCZ季节性影响的结果, 而ITCZ通常在南北半球 20° 之间摆动. 在新生代澳洲大陆向北漂移的过程中, 澳洲大陆的最北纬度在10Ma才移入 20°S 以北(图11d), 从此

北部进入南半球热带, 开始受到ITCZ影响并出现澳洲季风区. 现代澳洲大陆的最北纬度已达 10.8°S , 所以澳洲季风区面积也达到最大. 另一方面, 10Ma时期澳洲

大陆中心的纬度正好接近 30°S , 即副高的中心位置, 受副高的影响最大, 因而晚中新世成为澳洲干旱区最大(近 500万km^2)的时期. 在中新世以前由于澳洲大陆在南半球中纬度地区, 尚未受到副高控制, 因而不存在干旱区. 自晚中新世以后, 随着澳洲大陆继续向北漂移, 受副高控制的干旱区减小, 现在已不足 150万km^2 .

6 结论与讨论

鉴于新生代以来亚-非-澳洲季风和干旱环境以及东半球海陆分布和青藏高原等地形发生了显著变化的地质事实, 本文基于全球海-气耦合模式获得的新生代5个特征地质时期的气候模拟结果, 系统探讨了新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区形成演化及其受大陆漂移和高原隆升的影响. 结果表明, 亚-非-澳洲季风区和干旱区形成的时间和原因明显不同. 北非与南非季风在古新世中期已经存在, 南亚次大陆季风在始新世印度大陆移入北半球热带后开始出现, 而东亚北方和澳大利亚北部季风在中新世才建立.

北非、南非、南亚和澳大利亚热带季风的建立是大陆漂移的位置和ITCZ季节性迁移共同决定的, 北非、南非、亚洲和澳大利亚副热带干旱区的存在取决于大陆的位置和年平均行星尺度副热带高压的影响. 这一研究强调ITCZ和副高分别在热带季风区和副热带干旱区形成演化中直接的控制作用. 在整个新生代这些行星尺度大气环流系统的纬度范围相对固定, 由于非洲大陆的位置变化相对较小, 因而北非和南非季风区和干旱区的位置相对稳定. 虽然新生代ITCZ和副高带的范围变化不大, 但由于印度大陆和澳大利亚大陆显著地向北漂移, 使受ITCZ和副高带影响的区域也会随之发生变化, 从而造成南亚季风区以及澳洲季风区和干旱区的变迁. 阿拉伯半岛和西亚干旱区的发展与区域尺度海陆变迁, 特别是古特提斯海的退缩密切相关. 除了在构造边界变化的条件下ITCZ和副高带等行星尺度大气环流系统决定了新生代热带季风区和副热带干旱区的形成演化之外, 并不排除在地质时期一定范围和程度上季风与干旱气候发展之间可能存在的耦合作用(Rodwell和Hoskins, 1996; Wu等, 2009), 特别是亚洲季风非绝热加热强迫引起其西侧Rossby波和相应的绝热下沉可能加剧了地中海和中亚地区的干旱.

热带外东亚北方季风的建立及亚洲内陆中纬度干

旱区的形成则与青藏高原的隆升和位移密切相关, 它们并不能归于ITCZ或副高带的影响. 正是青藏高原的垂直隆升、水平扩张和中心北移导致中新世以来东亚夏季风向北扩展到华北地区, 标志着东亚北方季风的起源和发展. 相反, 南亚季风区的存在并不是青藏高原隆升的结果. 这里在考虑大陆漂移的背景下和以前未考虑大陆漂移时获得的高原隆升对亚洲季风影响的研究(Liu和Yin, 2002)结论类似, 即东亚季风较南亚季风对青藏高原隆升的响应更为敏感. 本文的结果还说明, 即使在始新世大气 CO_2 浓度增加4倍的条件也不能促进热带外亚洲季风的建立, 所以青藏高原隆升而非大气 CO_2 含量增加才是东亚北方季风起源的决定因素, 这一认识与Licht等(2014)的结果不同. 另一方面, 随着新生代青藏高原不断隆升和北移, 到晚中新世高原平均高度已达现代高度的85%, 高原主体已位于 30°N 以北, 使高原北侧 40°N 附近的亚洲内陆动力性高压系统和干旱区形成, 现代亚洲内陆中纬度干旱区进一步向北发展. 正是在青藏高原隆升北移的地形作用下才使亚洲内陆干旱区的发展突破了副热带高压的束缚.

同时考虑新生代大陆漂移和高原隆升等构造边界条件变化的系列气候模拟结果与已有地质记录所反映的亚-非-澳洲季风区和干旱区演化历史定性吻合. 例如, 南亚季风的起源可以追溯到始新世(Shukla等, 2014; Spicer等, 2017), 但随着东亚大气环流的转型东亚北方季风在中新世才开始出现(Guo等, 2002; Sun和Wang, 2005). 鉴于不同区域季风演化之间的巨大差异, 我们认为把基于现代观测提出的全球季风概念应用于构造时间尺度上可能存在着一定的局限性. Caley等(2011)也曾注意到在轨道时间尺度上不同区域的季风对地球轨道强迫响应的差异. 在干旱演化方面, 中国大陆在古近纪存在宽阔的纬向型干旱带(Guo等, 2008), 直到中新世才形成世界上独特的亚洲“内陆型荒漠”(郭正堂, 2017). 澳大利亚中部干旱区与北部季风区以及干旱区与季风区的分异均出现在中新世(Marin等, 2013). 模拟结果表明北非和南非的季风区和干旱区在整个新生代始终存在, 但目前尚缺乏可供检验的地质证据.

虽然本文的模拟能够较好地刻画新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区的形成和演化历史, 但其中尚存在一定的不确定性. 例如, 本研究使用的气候模式分辨

率比较低, 在区域尺度降水等气候要素模拟方面还存在一定偏差, 从而影响准确界定季风区和干旱区。本文模拟所用的新生代构造边界条件, 如特征地质时期的海陆分布、地形高度和大气CO₂含量等, 主要基于已发表的地质证据集成分析获得, 但这些地质记录的可靠性和时空分辨率参差不齐, 有些甚至互相矛盾。因此更精准的模拟在很大程度上依赖于未来重建的更可靠的边界条件。除了海陆分布和地形高度外, 其他的下垫面状况对季风和干旱分布可能也有重要影响, 如极地冰盖的发展可以调制ITCZ的位置([Chiang和Bitz, 2005](#))进而影响热带季风, 沙漠形成可以加剧区域干旱化([Liu等, 2015b](#))。因此, 在未来相关研究中这些边界条件也应予以考虑。为了更有效地开展模式-记录的对比分析, 还需要进一步探索如何利用反映气候干湿变化的指标来定量确定季风区和干旱区的范围。总之, 新生代季风和干旱的形成演化是地球圈层相互作用的结果, 也是未来需要从多学科交叉角度进一步深入研究的重要科学问题。

致谢 作者衷心感谢匿名评审人对本文提出的宝贵意见和建议。

参考文献

- 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
- 刘东生等. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 481
- 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
- 鹿化煜, 郭正堂. 2013. 晚新生代东亚气候变化: 进展与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1907–1918
- 汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 5: 535–556
- 赵松乔. 1983. 中国综合自然区划的一个新方案. 地理学报, 38: 1–10
- Alaei Kakhki N, Aliabadian M, Schweizer M. 2016. Out of Africa: Biogeographic history of the open-habitat chats (Aves, Muscicapidae: Saxicolinae) across arid areas of the old world. *Zool Scr*, 45: 237–251
- An Z. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 19: 171–187
- An Z, 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
- Beerling D J, Royer D L. 2011. Convergent Cenozoic CO₂ history. *Nat*

- Geosci*, 4: 418–420
- Berry G, Reeder M J. 2014. Objective identification of the intertropical convergence zone: Climatology and trends from the ERA-Interim. *J Clim*, 27: 1894–1909
- Besse J, Courtillot V, Pozzi J P, Westphal M, Zhou Y X. 1984. Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature*, 311: 621–626
- Bobe R. 2006. The evolution of arid ecosystems in eastern Africa. *J Arid Environ*, 66: 564–584
- 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
- Bowler J M, Wyrwoll K H, Lu Y. 2001. Variations of the northwest Australian summer monsoon over the last 300,000 years: The paleohydrological record of the Gregory (Mulan) Lakes System. *Quat Int*, 83-85: 63–80
- Carrapa B, Huntington K W, Clementz M, Quade J, Bywater-Reyes S, Schoenbohm L M, Canavan R R. 2014. Uplift of the Central Andes of NW Argentina associated with upper crustal shortening, revealed by multiproxy isotopic analyses. *Tectonics*, 33: 1039–1054
- Caves J K, Moragne D Y, Ibarra D E, Bayshashov B U, Gao Y, Jones M M, Zhamangara A, Arzhannikova A V, Arzhannikov S G, Chamberlain C P. 2016. The Neogene de-greening of Central Asia. *Geology*, 44: 887–890
- Caley T, Malaizé B, Revel M, Ducassou E, Wainer K, Ibrahim M, Shoaib D, Migeon S, Marieu V. 2011. Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a ‘global monsoon’. *Quat Sci Rev*, 30: 3705–3715
- Chatterjee S, Goswami A, Scotese C R. 2013. The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Res*, 23: 238–267
- Chiang J C H, Bitz C M. 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Clim Dyn*, 25: 477–496
- Colin C, Siani G, Liu Z, Blamart D, Skonieczny C, Zhao Y, Bory A, Frank N, Duchamp-Alphonse S, Thil F, Richter T, Kissel C, Gargani J. 2014. Late Miocene to early Pliocene climate variability off NW Africa (ODP Site 659). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 401: 81–95
- DeCelles P G, Quade J, Kapp P, Fan M, Dettman D L, Ding L. 2007. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth Planet Sci Lett*, 253: 389–401
- deMenocal P B. 1995. Plio-pleistocene African climate. *Science*, 270: 53–59
- Dettman D L, Fang X, Garzione C N, Li J. 2003. Uplift-driven climate

- change at 12 Ma: A long $\delta^{18}\text{O}$ record from the NE margin of the Tibetan plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 267–277
- Ding L, Xu Q, Yue Y, Wang H, Cai F, Li S. 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 392: 250–264
- Ding Z, Rutter N, Jingtai H, Tungsheng L. 1992. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma in East Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 94: 223–242
- Fan M, Carrapa B. 2014. Late Cretaceous-early Eocene Laramide uplift, exhumation, and basin subsidence in Wyoming: Crustal responses to flat slab subduction. *Tectonics*, 33: 509–529
- Fang X, Zan J, Appel E, Lu Y, Song C, Dai S, Tuo S. 2015. An Eocene-Miocene continuous rock magnetic record from the sediments in the Xining Basin, NW China: Indication for Cenozoic persistent drying driven by global cooling and Tibetan Plateau uplift. *Geophys J Int*, 201: 78–89
- Fujioka T, Chappell J. 2010. History of Australian aridity: Chronology in the evolution of arid landscapes. *Geol Soc London Spec Publ*, 346: 121–139
- Gadgil S. 2003. The Indian Monsoon and its variability. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 31: 429–467
- Gadgil S. 2018. The monsoon system: Land-sea breeze or the ITCZ? *J Earth Syst Sci*, 127: 1
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, Liu T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416: 159–163
- Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, Peng S Z, Xiao G Q, Ge J Y, Hao Q Z, Qiao Y S, Liang M Y, Liu J F, Yin Q Z, Wei J J. 2008. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Clim Past*, 4: 153–174
- Gupta A K, Yuvaraja A, Prakasam M, Clemens S C, Velu A. 2015. Evolution of the South Asian monsoon wind system since the late Middle Miocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 438: 160–167
- Gurnis M, Turner M, Zahirovic S, DiCaprio L, Spasojevic S, Müller R D, Boyden J, Seton M, Manea V C, Bower D J. 2012. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Comput Geosci*, 38: 35–42
- Hall R. 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. *J Asian Earth Sci*, 20: 353–431
- Herold N, Seton M, Müller R D, You Y, Huber M. 2008. Middle Miocene tectonic boundary conditions for use in climate models. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9: 1–10
- Huber M, Goldner A. 2012. Eocene monsoons. *J Asian Earth Sci*, 44: 3–23
- Jones C, Gregory J, Thorpe R, Cox P, Murphy J, Sexton D, Valdes P. 2005. Systematic optimisation and climate simulation of FAMOUS, a fast version of HadCM3. *Clim Dyn*, 25: 189–204
- Kroon D. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. *Proc Ocean Drill Prog Sci Res*, 117: 257–263
- 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
- Läderach A, Raible C C. 2013. Lower-tropospheric humidity: climatology, trends and the relation to the ITCZ. *Tellus Ser A-Dyn Meteorol Oceanogr*, 65: 20413
- Li J X, Yue L P, Roberts A P, Hirt A M, Pan F, Guo L, Xu Y, Xi R G, Guo L, Qiang X K, Gai C C, Jiang Z X, Sun Z M, Liu Q S. 2018a. Global cooling and enhanced Eocene Asian mid-latitude interior aridity. *Nat Commun*, 9: 3026
- Li X, Zhang R, Zhang Z, Yan Q. 2018b. What enhanced the aridity in Eocene Asian inland: Global cooling or early Tibetan Plateau uplift? *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 510: 6–14
- Licht A, van Cappelle M, Abels H A, Ladant J B, Trabucchi-Alexandre J, France-Lanord C, Donnadiou Y, Vandenberghe J, Rigaudier T, Lécuyer C, Terry Jr D, Adriaens R, Boura A, Guo Z, Soe A N, Quade J, Dupont-Nivet G, Jaeger J J. 2014. Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature*, 513: 501–506
- Linder H P. 2017. East African Cenozoic vegetation history. *Evol Anthropol*, 26: 300–312
- Liu X, Dong B, Yin Z Y, Smith R S, Guo Q. 2017. Continental drift and plateau uplift control origination and evolution of Asian and Australian monsoons. *Sci Rep*, 7: 40344
- Liu X, Guo Q, Guo Z, Yin Z Y, Dong B, Smith R. 2015a. Where were the monsoon regions and arid zones in Asia prior to the Tibetan Plateau uplift? *Nat Sci Rev*, 2: 403–416
- Liu X, Sun H, Miao Y, Dong B, Yin Z Y. 2015b. Impacts of uplift of northern Tibetan Plateau and formation of Asian inland deserts on regional climate and environment. *Quat Sci Rev*, 116: 1–14
- Liu X, Yin Z Y. 2002. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 183: 223–245
- Manabe S, Broccoli A J. 1990. Mountains and arid climates of middle latitudes. *Science*, 247: 192–195
- Marin J, Donnellan S C, Hedges S B, Doughty P, Hutchinson M N, Cruaud C, Vidal N. 2013. Tracing the history and biogeography of the Australian blindsnake radiation. *J Biogeogr*, 40: 928–937
- Martin H A. 2006. Cenozoic climatic change and the development of the arid vegetation in Australia. *J Arid Environ*, 66: 533–563

- McIlveen R. 2010. Fundamentals of Weather and Climate. 2nd ed. New York: Oxford University Press. 527–534
- Miller H B D, Vasconcelos P M, Eiler J M, Farley K A. 2017. A Cenozoic terrestrial paleoclimate record from He dating and stable isotope geochemistry of goethites from Western Australia. *Geology*, 45: 895–898
- Molnar P, Stock J M. 2009. Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics. *Tectonics*, 28: TC3001
- Nicholson S E. 2009. A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Clim Dyn*, 32: 1155–1171
- Peel M C, Finlayson B L, McMahon T A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol Earth Syst Sci*, 11: 1633–1644
- Polissar P J, Freeman K H, Rowley D B, McInerney F A, Currie B S. 2009. Paleoaltimetry of the Tibetan Plateau from D/H ratios of lipid biomarkers. *Earth Planet Sci Lett*, 287: 64–76
- Popov S V, Shcherba I G, Ilyina L B, Nevesskaya L A, Paramonova N P, Khondkarian S O, Magyar I. 2006. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 238: 91–106
- Quade J, Cerling T E, Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 342: 163–166
- 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
- Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. 1998. Late Cenozoic Eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 13: 215–224
- Rix M G, Cooper S J B, Meusemann K, Klopstein S, Harrison S E, Harvey M S, Austin A D. 2017. Post-Eocene climate change across continental Australia and the diversification of Australasian spiny trapdoor spiders (Idiopidae: Arbanitinae). *Mol Phylogenets Evol*, 109: 302–320
- Rodwell M J, Hoskins B J. 1996. Monsoons and the dynamics of deserts. *Q J R Meteorol Soc*, 122: 1385–1404
- Rowley D B, Currie B S. 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439: 677–681
- Scotese C R. 2004. A continental drift flipbook. *J Geol*, 112: 729–741
- Searle M P, Windley B F, Coward M P, Cooper D J W, Rex A J, Rex D, Tingdong L, Xuchang X, Jan M Q, Thakur V C, Kumar S. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geol Soc Am Bull*, 98: 678–701
- Senut B, Pickford M, Ségalen L. 2009. Neogene desertification of Africa. *C R Geosci*, 341: 591–602
- Shi Z, Liu X, An Z, Yi B, Yang P, Mahowald N. 2011. Simulated variations of eolian dust from inner Asian deserts at the mid-Pliocene, last glacial maximum, and present day: Contributions from the regional tectonic uplift and global climate change. *Clim Dyn*, 37: 2289–2301
- Shukla A, Mehrotra R C, Spicer R A, Spicer T E V, Kumar M. 2014. Cool equatorial terrestrial temperatures and the South Asian monsoon in the Early Eocene: Evidence from the Gurha Mine, Rajasthan, India. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 412: 187–198
- Smith R S, Gregory J. 2012. The last glacial cycle: transient simulations with an AOGCM. *Clim Dyn*, 38: 1545–1559
- Smith R S, Gregory J M, Osprey A. 2008. A description of the FAMOUS (version XDBUA) climate model and control run. *Geosci Model Dev*, 1: 53–68
- Spicer R, Yang J, Herman A, Kodrul T, Aleksandrova G, Maslova N, Spicer T, Ding L, Xu Q, Shukla A, Srivastava G, Mehrotra R, Liu X Y, Jin J H. 2017. Paleogene monsoons across India and South China: Drivers of biotic change. *Gondwana Res*, 49: 350–363
- Sun J, Gong Z, Tian Z, Jia Y, Windley B. 2015. Late Miocene stepwise aridification in the Asian interior and the interplay between tectonics and climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 421: 48–59
- Sun J, Windley B F. 2015. Onset of aridification by 34 Ma across the Eocene-Oligocene transition in Central Asia. *Geology*, 43: 1015–1018
- Sun X, Wang P. 2005. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 222: 181–222
- Sun Y, An Z. 2002. History and variability of Asian interior aridity recorded by eolian flux in the Chinese Loess Plateau during the past 7 Ma. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 45: 420–429
- Veranso-Libalah M C, Kadereit G, Stone R D, Couvreur T L P. 2018. Multiple shifts to open habitats in Melastomataceae (Melastomataceae) congruent with the increase of African Neogene climatic aridity. *J Biogeogr*, 45: 1420–1431
- Wang B, Ding Q. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys Res Lett*, 33: L06711
- Wang B, Liu J, Kim H J, Webster P J, Yim S Y. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). *Clim Dyn*, 39: 1123–1135
- Wang C, Dai J, Zhao X, Li Y, Graham S A, He D, Ran B, Meng J. 2014.

- Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review. *Tectonophysics*, 621: 1–43
- Webster P J. 2004. The elementary Hadley circulation. In: Diaz H F, Bradley R S, eds. *Present, Past and Future*. Dordrecht: Springer. 9–60
- Webster P J. 1987. The elementary monsoon. In: Fein J S, Stephens P L, eds. *Monsoons*. New York: John Wiley. 3–32
- Wei H H, Meng Q R, Ding L, Li Z Y. 2013. Tertiary evolution of the western Tarim basin, northwest China: A tectono-sedimentary response to northward indentation of the Pamir salient. *Tectonics*, 32: 558–575
- Williams M. 2015. Interactions between fluvial and eolian geomorphic systems and processes: Examples from the Sahara and Australia. *Catena*, 134: 4–13
- Wu G, Liu Y, He B, Bao Q, Duan A, Jin F F. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2: 404
- Wu G X, Liu Y, Zhu X, Li W, Ren R, Duan A, Liang X. 2009. Multi-scale forcing and the formation of subtropical desert and monsoon. *Ann Geophys*, 27: 3631–3644
- Wyrwoll K H, Miller G H. 2001. Initiation of the Australian summer monsoon 14,000 years ago. *Quat Int*, 83-85: 119–128
- Xie P, Arkin P A. 1996. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J Clim*, 9: 840–858
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693
- Žagar N, Skok G, Tribbia J. 2011. Climatology of the ITCZ derived from ERA Interim reanalyses. *J Geophys Res*, 116: D15103
- Zhang Z, Flatøy F, Wang H, Bethke I, Bentsen M, Guo Z. 2012. Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons. *J Asian Earth Sci*, 44: 24–35
- Zhang Z, Ramstein G, Schuster M, Li C, Contoux C, Yan Q. 2014. Aridification of the Sahara desert caused by Tethys Sea shrinkage during the Late Miocene. *Nature*, 513: 401–404
- Zhuang G, Pagani M, Zhang Y G. 2017. Monsoonal upwelling in the western Arabian Sea since the middle Miocene. *Geology*, 45: 655–658

(责任编委: 鹿化煜)