中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 12 期: 1907 ~ 1918
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

评 述

晚新生代东亚气候变化: 进展与问题

鹿化煜[①*], 郭正堂[②]

① 南京大学地理与海洋科学学院, 南京大学气候与全球变化研究院, 南京 210046;
② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
* E-mail: huayulu@nju.edu.cn

收稿日期: 2013-07-01; 接受日期: 2013-11-11; 网络版发表日期: 2013-11-27
全球变化研究重大科学研究计划(编号: 2010CB950200)和国家自然科学基金项目(批准号: 40930103)资助

摘要 晚新生代东亚季风和干旱气候的形成和演化及其与青藏高原生长、全球气候变化的关系一直受到关注, 但存在着不同看法. 本文分析了近年来国内外在晚新生代东亚气候研究方面的新结果, 讨论了亚洲季风和干旱气候阶段性和周期性演化的特征, 在此基础上, 分析了东亚气候变化与全球冰量/温度变化、高原隆升等的联系. 我们的研究认为, 青藏高原隆升驱动不能全面合理地解释晚新生代以来东亚气候演化过程, 全球冰量和北半球温度变化在驱动东亚气候阶段性变化方面具有显著作用. 此外, 晚新生代大气 CO_2 浓度变化对东亚气候大尺度演化的影响值得进一步重视, 它可能是通过影响全球温度的波动和高纬/低纬的温度梯度, 进而驱动热带辐合带(ITCZ)和季风气候带摆动, 来影响东亚季风和干旱气候的演化的. 在未来研究中, 需要格外重视地质记录与数值模拟的结合. 其中, 古气候变化的高精度定量记录、区域异同及高原不同区域差别隆升的环境效应可能是突破点之一.

关键词
东亚气候
青藏高原
大气 CO_2
晚新生代

东亚气候由其南部和东部的季风湿润气候、北部和西部的干旱气候以及青藏高原的高寒气候组成. 迄今, 从时间和空间角度获取的各类证据基本可以确定, 上述气候格局至少在晚新生代初就已经形成, 并在构造(10^6 年)和轨道(10^4 年)时间尺度有很大的变化(刘东生等, 1998; Guo 等, 2002, 2008; 汪品先等, 2003; Wang 等, 2005; 乔彦松等, 2006; 强小科等, 2010; Miao 等, 2012; 刘晓东和 Dong, 2013). 新生代青藏高原生长和全球变冷对上述气候格局形成和演化的影响一直受到学术界重视, 近年来的不少工作也关注着太阳辐射、大洋环流和区域下垫面状况等的作用. 这些问题不仅涉及地球科学基础研究的前沿, 而且对理解气候变化机制、评估亚洲气候变化的影响等 具有现实意义. 但是, 关于全球变冷、青藏高原生长、太阳辐射变化和洋流变化等因素对东亚气候影响的相对作用、具体机制等认识, 还存在着很大的分歧. 本文试图对最新研究成果进行分析, 在此基础上提出我们的认识, 以期为进一步研究东亚气候起源和演化及其与青藏高原生长、全球变化的联系提供参考.

1 晚新生代东亚气候和青藏高原演化的事实和特点

1.1 东亚干旱气候演化

东亚北部和西部气候干旱, 地表物理风化强. 由

中文引用格式: 鹿化煜, 郭正堂. 晚新生代东亚气候变化: 进展与问题. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1907–1918
英文引用格式: Lu H Y, Guo Z T. Evolution of the monsoon and dry climate in East Asia during late Cenozoic: A review. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4790-3

于强烈的风蚀作用, 产生了大量的粉尘物质并向外输送, 使东亚干旱区成为一个重要的粉尘源区. 这些粉砂和粘土质颗粒物被东亚冬季风环流和西风环流携带, 在下风向地区沉积, 成为重建干旱气候演化过程的重要地质记录. 各种证据表明, 亚洲风尘不仅堆积在黄土高原(Liu, 1985)和北太平洋(Duce 等, 1980)、甚至在格陵兰地区和北美大陆均有沉积(Biscaye 等, 1997; Yu 等, 2013).

对中国黄土高原的黄土研究, 为认识东亚干旱气候在 2.5 Ma 以来的演化历史提供了可靠证据(Liu, 1985; An 等, 1990; Ding 等, 1994; Guo 等, 1998). 进一步的研究表明, 下伏于第四纪黄土的、在东部黄土高原广泛分布的晚新生代红粘土沉积也是风成的(赵景波, 1989; 孙东怀等, 1997; Ding 等, 1998; Qiang 等, 2001; Lu 等, 2001; Guo 等, 2004), 记录了晚中新世以来约 8~2.5 Ma 期间东亚干旱气候演化的过程. 在甘肃秦安地区发现的几乎覆盖整个中新世的风成红土沉积, 为亚洲内陆干旱气候、东亚季风气候在中新世初期~22 Ma 就形成的认识, 提供了直接证据(Guo 等, 2002, 2008; 乔彦松等, 2006; Hao 等, 2008). 研究揭示, 中新世风成红土在青藏高原东北部、甚至在新疆北部合适的地貌部位都有分布(鹿化煜等, 2004; 汶玲娟等, 2005; Sun 等, 2010), 为研究干旱环境在~8 Ma 以前的演化历史提供了高质量的沉积记录. 这些沉积记录把现代意义上的亚洲内陆干旱气候的起源时代约束在 22~25 Ma 期间. 渐新世以前更早的东亚环境格局是带状分布的, 转变的时间发生在渐新世到中新世交界附近, 约 25~22 Ma 期间(刘东生等, 1998; Wang 等, 2005; Sun 和 Wang, 2005; Guo 等, 2002, 2008; 郭正堂, 2010), 也表明东亚季风系统的起源不会晚于 22 Ma. 晚新生代中国北方粉尘沉积序列具有定年相对准确、古气候替代性指标意义明确的特点, 其揭示的较为明显的构造尺度干旱气候转型事件包括中中新世~14 Ma、晚中新世~8 Ma、中上新世~3.6 Ma、第四纪初期~2.5 Ma 和更新世中期 1.2~0.9 Ma 等(乔彦松等, 2006; Lu 等, 2010; 曾琳等, 2011). 在轨道时间尺度, 粉尘序列揭示的东亚干旱气候演化具有很强的~20, ~40 和~100 ka 等周期, 与太阳辐射驱动的冰期/间冰期旋回对应(Liu 和 Ding, 1993, 1998; Lu 等, 2004; 鹿化煜等, 2009).

含有丰富古气候信息的东亚河湖相沉积记录, 也揭示了东亚干旱气候变化以上的特点. 比如塔里木盆地及其周边地区天山和昆仑山山前盆地沉积揭示干旱气候至少在大约 24 Ma 已经形成, 在约 7.0 和 4.0~2.0 Ma 有加强的过程(Zheng 等, 2000; Sun 等, 2010; Tang 等, 2011); 西宁盆地沉积物的花粉记录等(Dupont-Nivet 等, 2008; Xiao 等, 2010; 龙利群等, 2011; 鹿化煜等, 2004; Wang 等, 2012)揭示, 干旱气候的加强出现在始新世-渐新世交界处、~14, ~7.0 和~2.0 Ma 等多个时期; 临夏盆地花粉、沉积物粒度和氧同位素记录, 表明在~22, 14~12, 8~6.5 和~2 Ma 干旱气候转型的存在(Ma 等, 1998; 李吉均和方小敏, 1998; 王建力等, 1999; Dettman 等, 2003; Wang 和 Deng, 2005); 关中盆地的植物花粉、碳/氧同位素和哺乳动物化石以及沉积序列特征, 揭示了干旱气候在~11, ~7, ~2.5 和~1.0 Ma 的 4 次加强(Fortelius 等, 2002; Kaakinen 等, 2006; Liu 等, 2009); 宁夏寺口子剖面的高分辨率磁性地层和花粉研究, 揭示了气候在~20, ~14 和~1.0 Ma 的转型; 并且, 研究者把这些气候转型(变干)的原因归于全球冰量的扩展和温度下降(Jiang 等, 2008a, 2008b). 此外, 叠加在这些构造时间尺度气候变化过程上的轨道时间尺度的干湿旋回, 体现了显著的米兰科维奇周期, 与全球的冷暖旋回有关(鹿化煜等, 2009). 最近, 重建的中国北方沙地在末次盛冰期和全新世暖期的温度有至少 6~14℃的变化(俞凯峰等, 2013), 可能与中新世到更新世温度平均降低的值(薛祥熙等, 2006)接近, 暗示构造和轨道时间尺度的气候变化可以类比.

1.2 季风气候的起源和变化

古近纪时期东亚气候以带状分布为主, 与今天的季风-干旱气候格局有本质上的差异. 当时季风主要在低纬度地区活动, 且强度较弱, 不足以成为控制亚洲大陆环境格局的主要因素(Guo 等, 2002, 2008; 郭正堂, 2010). 因此, 季风起源严格地讲是指“季风主控环境”的起源, 并不是说此前在亚洲没有季风活动. 在本文中, 我们提到的东亚季风还包括了部分印度季风, 因为东亚的季风降水也有部分来自于印度季风环流传输的水汽.

我国学者在第四纪东亚季风气候变化研究方面起步较早(杨怀仁, 1987; Li 等, 1988; 曹家欣等, 1989; An 等, 1990), 获得了对东亚季风气候变化过程和驱动机制的一系列新认识(Liu 和 Ding, 1998; An, 2000; Wang 等, 2005; 汪品先, 2009; Molnar 等, 2010). 从黄

土-红粘土堆积、海洋沉积、河湖沉积记录的研究, 表明东亚季风气候在中新世早期就已经建立, 经历了阶段性和周期性的演化过程. 沉积记录(Guo 等, 2002, 2008; 汪品先等, 2003; Jia 等, 2003; Wang 等, 2005; 薛祥熙等, 2006; Wan 等, 2007; Jiang 等, 2008a, b; Lu 等, 2010), 表明夏季风环流在早中新世(24~20 Ma)和早上新世(5.3~3.6 Ma)较为强盛, 晚中新世以来阶段性减弱; 季风气候在 25~22, ~14, 9~7, 3~2 和~1.2 Ma 发生过显著的变化, 在构造时间尺度表现为阶段性减弱或者有所反复(比如 25~22 Ma 的转型), 其中, 晚中新世以来阶段性季风强度减弱最为显著(陈明扬, 1991; Lu 等, 2010)(图 1), 体现了构造时间尺度东亚季风气候演化的特点. 同样, 叠加在晚新生代东亚夏季风气候变化上的, 是呈现冰期/间冰期旋回的轨道时间尺度的季风强度变化(Ding 等, 1994, 1995; Guo 等, 1998; 汪品先等, 2003; 鹿化煜等, 2009). 东亚季风气候这种变化的规律和特征已被很多沉积记录证实, 显示了了全球冷暖变化驱动轨道时间尺度的季风气候变化、青藏高原的隆升影响了季风系统演化等.

1.3　青藏高原的生长过程

自古新世-始新世印度板块与欧亚板块碰撞挤压以来, 东亚地区发生了一系列后续的构造变动, 其中突出的事件包括副特提斯海的关闭、喜马拉雅和青藏高原主体的隆升等(Chen 等, 2010; 王国灿等, 2011; Xu 等, 2013). 部分学者认为, 印度板块与欧亚大陆碰撞产生的效应总体上有一个逐渐向北传播的过程, 意味着愈向北构造活动可能愈年轻(Tapponnier 等, 2001). 从目前看来, 高原生长具有区域差异似乎更符合实际(王国灿等, 2011). 高原中南部、喜马拉雅山和高原北部生长时间可能有较大差别. 一些学者主张, 高原中南部可能最先隆起, 其次是喜马拉雅山地区接着隆起, 最后为青藏高原北部、特别是东北部的隆起(Tapponnier 等, 2001). 一些证据显示, 青藏高原中部有在始新世-渐新世已经上升到了有意义的高度(Chung 等, 1998; Rowley 和 Currie, 2006; Wang 等, 2008; 张克信等, 2008). 另一些证据显示, 高原南

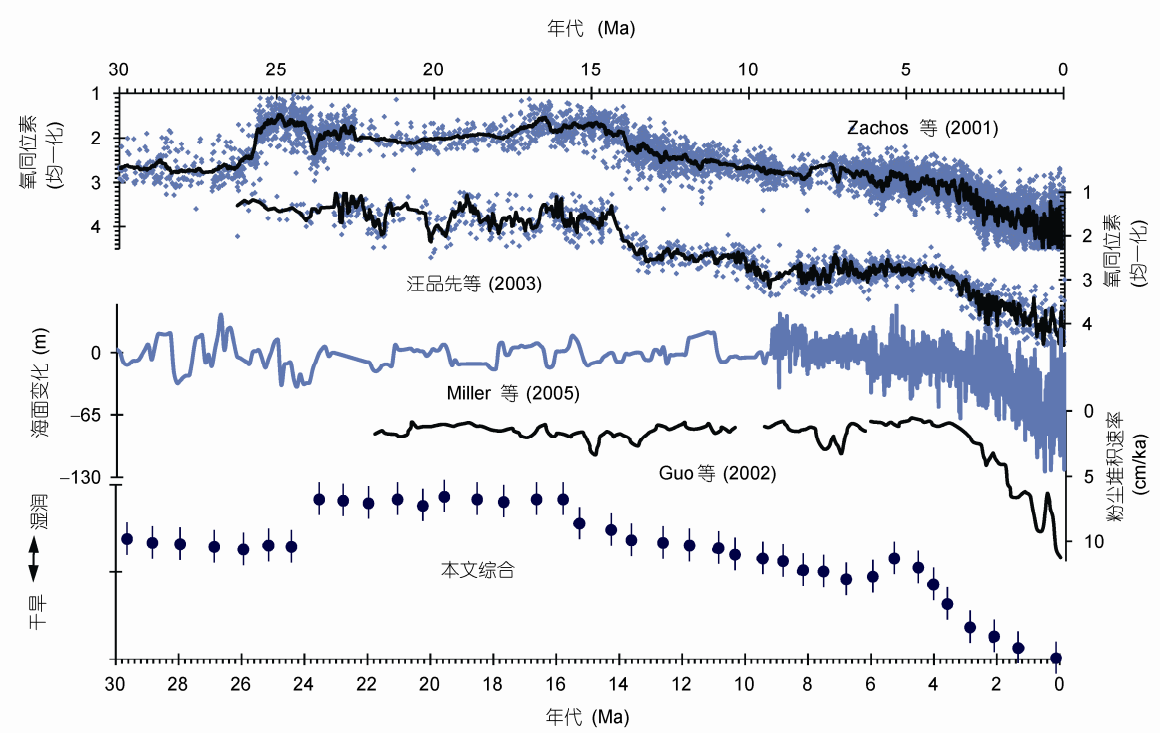

图 1　晚新生代干旱和季风气候演化及其与全球温度变化的联系

从上向下, 第 1 条曲线是全球冰量/温度变化, 第 2 条是南海沉积记录揭示的亚洲季风气候变化, 第 3 条是海平面变化曲线, 第 4 条是秦安黄土揭示的东亚季风气候变化. 蓝色柱形是综合了临夏盆地(Ma 等, 1998)、宁夏寺口子剖面(Jiang 等, 2008a, 2008b)、塔里木盆地(Tang 等, 2011)、陕西关中盆地沉积记录(本研究资料)的结果, 定性说明晚新生代以来季风/干旱气候的演化

部、中部和喜马拉雅地区在中中新世有显著的抬升, 达到了相当高度(Coleman 和 Hodges, 1995; Clift 等, 2006, 2008; Spicer 等, 2003; 邓涛等, 2011; 张利云等, 2012). 有学者提出, 印度板块和欧亚板块碰撞的初期, 构造应力就已经传递到高原的北部, 并导致了北部在始新世已开始隆升(Yin 和 Harrison, 2000; Yin, 2006; Dupont-Nivet 等, 2008; Clark 等, 2010; Duvall 等, 2011). 也有学者认为, 高原北部强烈隆升主要发生在晚中新世及上新世以来(Métivier 等, 1998; Zheng 等, 2000; 傅开道等, 2001), 或者第四纪以来是高原的主要隆升时期(李吉均等, 1979; 张林源, 1981; 李吉均, 1999).

青藏高原地区的低温热年代学、沉积记录和构造变形研究, 揭示强烈构造隆升和剥蚀时间集中在60~35, 25~17, 12~8 Ma(藏南 17~12 Ma)和大约 5 Ma以来等, 不同地区的强构造隆升/剥蚀阶段也似乎具有准同时性(张克信等, 2008, 2010; Clift 等, 2006, 2008). 一些学者的研究支持强隆升剥蚀阶段与强构造变形活动期的对应关系, 认为隆升和剥蚀均主要受构造动力控制(方小敏等, 2004; 戴霜等, 2005; Molnar 等, 2005, 2009). 近期的研究也认识到, 青藏高原北部在中中新世以来有重要的生长(鹿化煜等, 2004; Lu 和 Xiong, 2009; 刘建辉等, 2010; Li 等, 2011; Wang 等, 2012). 风尘堆积研究还表明, 高原周边的一些山地和西部黄土高原的地形反差在中新世早期已经形成(詹涛等, 2010), 即使一些山地在后期有构造运动, 但并没有造成风尘堆积的强烈侵蚀, 表明构造活动强度并不大(Ge 等, 2012). 新的大量的地质证据表明, 青藏高原的主要构造活动期发生在早到中中新世(钟大赉等, 1996; Yin, 2006; Royden 等, 2008; Molnar 和 Stock, 2009; Xu 等, 2013), 这与高度重建揭示的中新世及其以前高原已经隆升到有意义的高度(Colman, 1995; Bluisik 等, 2001; Specier 等 2003; Rowley 和 Currie 2006; Clift, 2006; Wang 等, 2008; 邓涛等, 2011)的认识相吻合, 表明青藏高原在中中新世以前主体已经形成的事实. 晚中新世以来高原的继续生长, 可能是对高原的"补充", 没有改变高原的主要地貌格局.

一个有意义的问题是, 有证据显示高原的部分地区在古新世或始新世即已达到较大高度, 其对亚洲气候产生了怎样的影响? 从目前已有的地质证据来看, 整个古近纪虽然气候带有摆动, 但总体上以沿纬度的带状分布为主, 属于"行星风系主控型"环境. 而真正从带状格局向现代季风格局的转变发生在渐新世/中新世的交界或早中新世(刘东生等, 1998; Guo 等, 2002, 2008; Sun 和 Wang, 2005). 这就意味着, 即便古近纪高原部分地区发生了明显隆升, 并没有从根本上改变亚洲的带状气候格局. 换句话说, 在渐新世以前没有导致季风主控环境的形成; 而真正的季风-干旱格局形成于 25~22 Ma, 与我国北方风尘红土堆积的起始时间大致一致(Guo 等, 2002, 2008; 郭正堂, 2010).

以上的分析表明, 青藏高原主体及其周边的地貌格局可能至少在早中新世期间已经形成, 其后的青藏高原生长是局部的并且生长量是附在这种格局的基础上的. 上新世以来、特别是第四纪时期高原的生长和扩展有限. 因此, 它对东亚气候格局形成及其变化过程的影响可能是不大的.

2 晚新生代东亚气候演变的原因

2.1 影响晚新生代东亚气候演变的因素

目前认为影响东亚季风和干旱环境演化的因素至少包括以下几个主要方面: (1) 高原隆升通过对水汽的屏障作用、对海陆热力差异和大气环流的改变而影响季风降水和内陆干旱程度(Manabe 和 Terpstra, 1974; Kutzbach 等, 1989; 施雅风等, 1998; 李吉均, 1999; Liu 和 Yin, 2002; 刘晓东和 Dong, 2013). 这个因素被认为是在构造时间尺度东亚晚新生代气候演变的主要控制因素. (2) 在新生代早期, 亚洲西部依然有特提斯海残留的陆缘海(副特提斯海), 其退缩过程可能持续到晚新生代. 一些学者认为, 副特提斯海退缩对亚洲季风和内陆干旱环境的形成演化可能起到与青藏高原隆升同等重要作用, 其对大尺度大气环流的改变甚至比高原隆升的作用更为突出(Ramstein 等, 1997; Zhang 等, 2007a, 2007b). (3) 一些数值模拟研究认为, 喜马拉雅山本身的绝热作用使印度次大陆成为陆地上的热中心, 引发巨大的海陆热力差异, 足以导致强盛的印度季风的形成(Boos 和 Kuang, 2010; Molnar 等, 2010). (4) 晚新生代的全球变冷过程对亚洲季风降水和内陆干旱程度均有显著影响. 这种作用至少对晚中新世以来的变化影响非常显著, 在晚上新世以来可能是影响东亚气候演变的主要因素(陈明扬, 1991; 李孝泽等, 2006; Lu 等, 2010).

实际上, 上述四种因素中尚没有哪一种能完满地解释晚新生代东亚气候的演变过程. 就高原隆升的驱动作用来看, 虽然不同地区有不少地质证据被解释为晚新生代高原构造活动或生长的指示, 但正如前面所述, 晚新生代亚洲内陆干旱气候演化和季风气候的阶段性演化, 与高原生长/扩张的时间和幅度不尽匹配. 高原隆升过程驱动东亚气候变化的机理也有不确定性, 把高原隆升与干旱/季风气候阶段性演化直接联系存在着矛盾. 比如, 亚洲季风降水在早、中更新世(~2.5~0.5 Ma)比上新世(5.3~3.6 Ma)和晚中新世(~8~5.3 Ma)少(薛祥熙等, 2006), 这种季风强度的减弱难以用高原隆升驱动来解释. 因为, 高原驱动的理论认为, 随着高原的阶段性隆升, 亚洲季风增强,东亚气候应该更加湿润(Kutzbach 等, 1989; 李吉均和方小敏, 1998; 李吉均, 1999; An 等, 2001). 从这个角度看, 仅用高原隆升驱动来解释晚新生代东亚气候演化过程无疑不够全面. 正如前所述, 目前对青藏高原隆升历史本身缺乏统一的认识, 新的大量证据表明高原至少在中新世早-中期已经形成, 后期的隆升尤其是第四纪的隆升可能是"补充性质的", 难以改变东亚的气候格局. 这些新结果给高原隆升驱动东亚气候环境变化的假说带来更多的困难和挑战.

我们强调全球变冷对东亚气候变化的重要性, 主要基于中新世中期(~15 Ma)以来、尤其是晚中新世(~8.0 Ma)以来, 东亚干旱环境和季风气候系统演化(转型)与全球冰量的变化有较好的对应. 比如, 在中新世中期的南极冰盖急剧增大, 与同期的季风气候转型(陈明扬, 1991; Jiang 等, 2008a, 2008b; Lu 等, 2010)可能有联系. 当然, 在这一时间段青藏高原南北(Specier 等, 2003, Lu 和 Xiong, 2009)可能有明显的隆升, 也可能是导致东亚气候变化的原因. 但是, 从晚中新世以来, 在~8.0, ~3.6, 2.5 和 1.2 Ma 的季风气候系统变化, 与全球冰量尤其是北半球的冰量扩展(Shackleton 等, 1984; Zachos 等, 2001)有很好的对应的事实, 暗示着二者之间的联系. 另一方面, 已有的晚上新世以来(~3.6 Ma)高原隆升的证据, 比如河流阶地的发育、气候带变动、植被林线变化等, 都有不确定性. 我们不清楚这些证据是反映的高原隆升还是气候变化? 而大量的地质证据表明, 高原隆升和板块运动加强在中新世最为强盛(Yin, 2006; Royden 等, 2008; Molnar 和 Stock, 2009; Xu 等, 2013), 不支持晚上新世以来高原强烈隆升的观点. 从物理机制联系方面看, 全球变冷使大气水汽传输减弱、陆地大陆度增加和海面降低、东亚远离海洋, 这与观察到的中中新世以来东亚阶段性变干是耦合的(图 2). 但是, 根据高原隆升驱动气候的假说, 晚中新世以来的高原阶段性隆升, 加大了海陆的温度差异, 增强了亚洲季风环流强度, 东亚季风气候在晚上新世以来应该是阶段性变湿润的, 但这与观察的事实正好矛盾. 在轨道或者更短的时间尺度, 东亚季风/干旱气候与北半球冰期/间冰期甚至于与更短的 Heinrich 冷事件、Younger Drayas 冷事件的对应,显示了北半球高纬度变冷与东亚气候变化的直接联系(Liu 和 Ding, 1993, 1998). 当然, 全球变冷驱动的假说还需要更多的研究证实.

依据地质和古气候方面等的证据, 我们认为存在一种可能, 即青藏高原在中新世早期的强烈隆升为东亚气候格局奠定了基础, 后来的抬升可能并非驱动季风气候阶段性变化的最主要因素, 至少有其他因素也起到非常重要的作用. 这是基于高原在中新世早期已经定型、后来的生长是补充性而非决定性的认识推出的结论. 我们不否认在第四纪以来的高原生长的作用, 但这些生长没有从根本上改变高原的地貌格局, 因而其对东亚气候的影响, 可能不是决定性的.

2.2 特提斯海关闭、喜马拉雅山系绝热和全球变冷对东亚气候的可能影响

部分证据支持副特提斯海关闭影响新生代亚洲气候变化的认识(Ramstein 等, 1997; Zhang 等, 2007a, 2007b). 目前对副特提斯海关闭的过程和时间尚有不同看法, 甚至对其从中国西部退出的时间认识上有很大的不同(Sun 等, 2011; Sun 和 Jiang, 2013), 这就意味着, 数值模拟给出的解释目前尚没有获得验证, 需要在海陆分布历史重建、特别是地层年代学上加强研究. 另外, 由于青藏高原隆升过程和副特提斯海的关闭均与欧亚板块碰撞后的运动有关, 二者的变化很可能具有某种同时性; 就具体气候事件来讲, 很难绝对地说那种因素起了更主要的作用.

喜马拉雅山系绝热的观点(Boos 和 Kuang, 2010)与高原隆升和特提斯海关闭驱动亚洲气候的认识很不相同. 但是, 这个认识显然不能解释东亚季风的形成和演化过程. 因为, 东亚季风从其源地到影响区边缘并没有高山的显著绝热作用,一些学者甚至认为东

亚季风不是典型的季风(Molnar 等, 2010). 最近开展的数值模拟(Wu 等, 2012)考虑了更多的因素, 也对喜马拉雅绝热观提出否定意见, 认为青藏高原的热力作用依然是亚洲季风产生的关键因素. 一些学者着重从数值模拟角度考虑高原差异隆升的影响(张冉等, 2012), 自然也包括了喜马拉雅山本身的作用. 当然, 喜马拉雅山系绝热的观点和青藏高原驱动的观点还在激烈的争论之中(Qiu, 2013).

目前来看, 晚新生代的全球变冷在解释亚洲季风和内陆干旱化演化过程时需要给与更多的重视. 晚新生代全球冰量具有阶段性增多、全球温度具有阶段性降低的大趋势, 之上叠加着冰量和海面的周期性波动(图 2). 前文列举的干旱气候阶段性变化的时间节点中, 不少与全球冰量和全球温度的变化相同. 全球冰量影响亚洲气候的重要途径之一, 是通过对西伯利亚高压的控制而影响冬季的干旱程度、季风区冬季风主导时间的长度等, 从而影响季风区降水量和内陆的干旱程度; 东亚北部的粉尘活动亦相应加剧. 近年来, 其他方面的证据(Garzione 等, 2010)也揭示了在构造时间尺度全球变冷对亚洲干旱的驱动作用.

但是, 晚新生代亚洲季风的演化历史也有不少与全球变冷过程不一致的现象. 例如, 目前的各种证

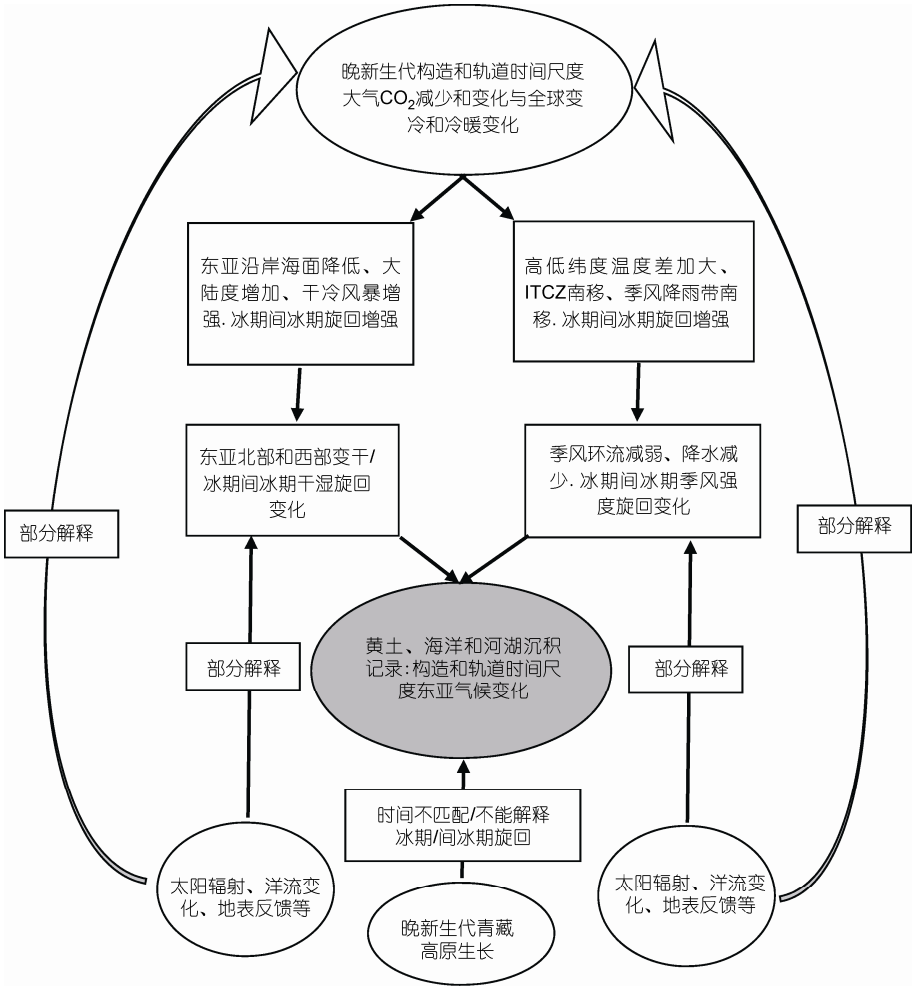

图 2　晚新生代东亚气候构造和轨道时间尺度变化的影响因素

中下部阴影部分指示晚新生代东亚气候变化特征的综合, 其与全球冰量/CO_2 变化耦合最好; 与太阳辐射量变化、大洋洋流变化(研究较为薄弱)、构造活动和地表过程反馈等, 关系较弱. 说明全球构造和轨道时间尺度的温度和 CO_2 变化可能是晚新生代东亚气候变化最重要的驱动因素, 太阳辐射变化、海洋洋流变化、构造活动和地表反馈等, 能部分解释东亚气候变化的特征, 但不是最直接的驱动因素

据表明中新世早期是季风降水最多的时期(Clift, 2006), 但深海氧同位素记录(Zachos 等, 2001)显示, 中新世早期并不是 22 Ma 以来全球最温暖的时期. 相反, 最温暖的中新世早中期、上新世大暖期, 亚洲季风降水似乎也并不是最强的. 这就意味着, 其他因素也起了不可忽视的作用.

2.3 大气 CO_2 含量在东亚气候演化中作用探讨

大气 CO_2 是重要的温室气体, 无疑对气候变化有深刻的影响. 但是, 具体到某个时段或某个气候事件, 大气 CO_2 所起的作用依然有不少争议(Sigman 和 Boyle, 2000; Shakun 等, 2012; Guo 等, 2012; Parrenin 等, 2013). 随着晚新生代全球阶段性变冷和轨道周期导致的冷暖波动, 大气 CO_2 和其他温室气体也有同样的变化, 表明了全球温度与大气 CO_2 变化在构造和轨道时间尺度的直接联系(Vincent 和 Berger, 1984; Jouzel 等, 2007; Tripati 等, 2009). 大气 CO_2 作为温室气体对气温变化具正反馈作用, 目前争议的焦点主要是谁先谁后的问题. 晚新生代亚洲气候变化与全球大气 CO_2 联系的可能途径有两个: 一是高原隆升加强的化学风化, 吸收了大气中的 CO_2, 使地球变冷(Raymo 和 Ruddiman, 1992). 但是, 也有研究表明, 青藏高原的硅酸盐岩石风化对于大气 CO_2 的吸收有很大的不确定性(Willenbring 等, 2010; Li 和 Elderfield, 2013), 似乎不是全球变冷的直接原因. 二是大气 CO_2 变化可以驱动地球大气温度的波动和温度梯度的变化, 进而影响气候带的移动来影响亚洲的干旱气候和季风降雨变化. 最近, 通过对末次盛冰期以来东亚季风降水量变化的研究, 及其与其他控制因素的统计和模拟分析, 认为大气 CO_2 变化驱动高纬度温度变化, 进而驱动降雨带和降雨量变化(Lu 等, 2013). 因此, 在讨论亚洲干旱和季风气候变化过程中, 大气 CO_2 等温室气体是一个必须考虑的因素, 虽然这方面的研究刚刚起步.

我们认为, 全球变冷过程影响季风降水的机制在于驱动全球气候带向赤道移动. 因为亚洲季风气候不仅是海陆热力差异造成的区域大气环流现象, 而且与全球冷暖变化驱动的热带辐合带(ITCZ)摆动密切相关(Lu 等, 2013). 后者当然也与海陆热力差异有关. ITCZ 移动影响季风降雨带位置的变化, 在构造和轨道时间尺度上控制东亚和印度季风降雨变化. 约 22 Ma 以来季风气候在构造时间尺度与全球冰量和温度有不少同步变化, 证明了全球温度对季风降水的影响.

以大气的热量和动量传输作为纽带联系全球晚新生代气候变化, 也应在未来研究中给予更高重视, 加强古气候数值模拟研究是重要的切入点. 季风气候受热带辐合带的影响, 在暖湿气流辐合上升中降温, 对季风降雨产生影响, 进一步说明全球气候带摆动是控制晚新生代亚洲区域季风降雨和干旱程度的关键因素之一, 而这种联系正是通过大气传输来联系的.

至于晚新生代全球阶段性变冷的原因, 是另一个层面的问题, 目前还难以给出明确的、普遍接受的解释. 像绕南极环流的形成、大洋洋流的变化、大气 CO_2 变化、构造抬升和风化加强以及太阳辐射变化等可能都起到了重要的作用. 晚新生代东亚气候变化与全球变化的许多一致性, 表明全球气候变化是影响东亚地区干旱和季风气候形成以后的变化过程的主导因素之一. 区分全球温度变化和区域地表条件变化(比如青藏高原隆升)对东亚气候的影响, 还需要更深入的研究工作.

3 小结

学术界常把晚新生代东亚气候演化与青藏高原隆升直接联系. 本文对地质证据的综合分析显示, 尽管青藏高原隆起、尤其是晚新生代的隆升可能对亚洲季风气候和内陆干旱环境格局的形成起到关键作用, 但高原隆升过程本身并不能全面合理解释晚新生代东亚季风气候的变化过程, 尤其是晚中新世(~8.0 Ma)以来东亚气候在构造和轨道时间尺度的变化, 与新获得的高原主体隆升的时间点并不匹配. 东亚季风和干旱气候在构造和轨道时间尺度上与全球温度变化有不少同步变化的事实, 可能指示全球冰量和全球温度的变化具有重要的作用, 这种影响涉及一系列海陆、海气相互过程, 但最终可能是通过大气环流传输热量和动量的纽带来实现的. 高纬度的冷暖变化驱动纬向气候带和 ITCZ 的移动, 进而控制季风降水、干旱环境的变化.

目前讨论的各种因素实际上都不能完满解释地质记录揭示的晚新生代东亚气候变化过程. 可能的原因是不同因素均起到一定作用, 且不同的场景下各种因素的作用也会发生变化, 这些因素有时可能

相互补偿或相互影响. 在这种情况下, 加强地层年代和环境变化过程的精细研究、注重不同类型证据的综合分析、加强地质记录研究与数值模拟的结合是解决这些问题的关键.

致谢 感谢两位审稿人提出的宝贵修改意见和王先彦博士的建议, 使本文的质量得到很大提高.

参考文献

曹家欣, 崔海亭, 1989. 山西榆社盆地上新世植物群及其环境意义. 地质科学, (4): 369–375
陈明扬. 1991. 中国风尘堆积与全球干旱化. 第四纪研究, (4): 361–371
戴霜, 方小敏, 宋春晖, 等. 2005. 青藏高原北部的早期隆升. 科学通报, 50: 673–683
邓涛, 王世骐, 颉光普, 等. 2011. 藏北伦坡拉盆地丁青组哺乳动物化石对时代和古高度的指示. 科学通报, 56: 2873–2880
方小敏, 赵志军, 李吉均, 等. 2004. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 97–106
傅开道, 高军平, 方小敏, 等. 2001. 祁连山区中西段沉积物粒径和青藏高原隆升关系模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 31(增刊): 169–174
郭正堂. 2010. 22~8 Ma 风尘沉积记录的季风演变历史. 见: 丁仲礼, 等编著. 中国西部环境演化集成研究. 北京: 气象出版社. 1–19
李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, 22: 608–616
李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43: 1569–1574
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: 1–7
李孝泽, 董光荣. 2006. 中国西北部干旱环境的形成时代与成因探讨. 第四纪研究, 26: 895–904
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, (3): 194–204
刘建辉, 张培震, 郑德文, 等. 2010. 贺兰山晚新生代隆升的剥露特征及其隆升模式. 中国科学: 地球科学, 40: 50–60
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, 2013, 58: 2906–2919
龙利群, 方小敏, 苗运法, 等. 2011. 新生代全球变冷背景下北部青藏高原变冷和干旱化事件: 西宁盆地早第三纪沉积物中正构烷烃和孢粉的记录. 科学通报, 56: 1221–1231
鹿化煜, 安芷生, 王晓勇, 等. 2004. 最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 855–86
鹿化煜, 胡挺, 王先彦. 2009. 1100 万年以来中国北方风尘堆积与古气候变化的周期及驱动因素分析. 高校地质学报, 15, 2009: 149–158
马玉贞, 李吉均, 方小敏. 临夏地区 30.6~5.0 Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录. 科学通报, 1998, 43: 301–304
乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 等. 2006. 中新世黄土-古土壤序列的粒度特征及其对成因的指示意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36: 646–653
强小科, 安芷生, 宋友桂, 等. 2010. 晚渐新世以来中国黄土高原风成红粘土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. 中国科学: 地球科学, 40: 1469–1488
施雅风, 汤懋苍, 马玉贞. 1998. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨. 中国科学 D 辑: 地球科学, 28: 263–271
孙东怀, 刘东生, 陈明扬, 等. 1997. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与气候变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 27: 265–270
王国灿, 曹凯, 张克信, 等. 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
王建力, 方小敏, 李吉均. 1999. 青藏高原东北部 15 Ma 以来的风沙沉积. 科学通报, 44: 1326–1331
汪品先, 赵泉鸿, 翦知湣, 等. 2003. 南海三千万年的深海记录. 科学通报, 48: 2206–2215
汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 54: 535–556
汶玲娟, 鹿化煜, 强小科. 2004. 新近纪黄土高原红黏土粒度和沉积速率的空间变化及其揭示的古大气粉尘传输动力. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 739–747
薛祥煦, 张云翔, 岳乐平. 2006. 从哺乳动物化石看中国黄土高原红黏土-黄土系列的气候环境及演变. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36: 359–369
杨怀仁, 主编. 1987. 第四纪地质. 北京: 高等教育出版社. 125–136
俞凯峰, 鹿化煜, Frank L, 等. 2013. 末次盛冰期和全新世大暖期中国北方沙地古气候定量重建探索. 第四纪研究, 2013, 33: 293–302
曾琳, 鹿化煜, 弋双文, 等. 2011. 我国东北地区黄土堆积的磁性地层年代与古气候变化. 科学通报, 56: 2267–2275
詹涛, 郭正堂, 吴海斌, 等. 2010. 华家岭山地中新世风成红土堆积与西部黄土高原地貌演化. 中国科学: 地球科学, 40: 1040–1047
张克信, 王国灿, 曹凯, 等. 2008. 青藏高原新生代主要隆升事件: 沉积响应与热年代学记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 1575–1588
张克信, 王国灿, 季军良, 等. 2010. 青藏高原古近纪-新近纪地层分区与序列及其对隆升的响应. 中国科学: 地球科学, 40: 1632–1654
张利云, 丁林, 杨迪, 等. 2012. 藏北中中新世淡色花岗岩及流纹岩的成因: 对高原北部边界地壳加厚过程和隆升时代的制约. 科学通报, 57: 153–168
张林源. 1981. 青藏高原上升对我国第四纪环境演变的影响. 兰州大学学报(自然科学版), (3): 142–155

张冉, 姜大膀, 刘晓东, 等. 2012. 喜马拉雅-青藏高原不同子区域隆升对亚洲夏季气候演变影响的数值模拟. 科学通报, 57: 2403–2412
赵景波. 1989. 西安、山西保德第三纪晚期红土的研究. 沉积学报, 7: 113–120
钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起及其机制探讨. 中国科学 D 辑: 地球科学, 26: 289–295
An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in Central China. Quat Int, 7/8: 91–95
An Z S. 2000. The history and variability of East Asian monsoon climate. Quat Sci Rev, 19: 171–187
An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times. Nature, 411: 62–66
Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, et al. 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. J Geophys Res, 102(C12): 26765–26782
Blisniuk P M, Hacker B R, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. Nature, 412: 628–631
Boos W R, Kuang Z M. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. Nature, 463: 218–222
Chen J S, Huang B C, Sun L S. New constraints to the onset of the India-Asia collision: Paleomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group in the Lhasa Block, China. Tectonophysics, 2010, 489: 189–209
Chung S, Lo C, Lee T, et al. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. Nature, 394: 769–773
Clark M K, Farley K A, Zheng D, et al. 2010. Early Cenozoic faulting of the northern Tibetan Plateau margin from apatite (U-Th)/He ages. Earth Planet Sci Lett, 296: 78–88
Clift P D, Blusztajn J, Nguyen D A. 2006. Large-scale drainage capture and surface uplift in Eastern Tibet before 24 Ma. Geophys Res Lett, 33: L19403, doi: 10.1029/2006GL027772
Clift P D, Hodges K V, Heslop D, et al. 2008. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. Nature Geosci, 1: 875–880
Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. Nature, 374: 49–52
Dettman D L, Fang X M, Garzione C N, et al. 2003. Uplift-driven climate change at 12 Ma: A long δ^{18}O record from the NE margin of the Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 214: 267–277
Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. 1994. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposit. Quat Sci Rev, 13: 39–70
Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, et al. 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800000 years. Quat Res, 44: 149–159
Ding Z L, Sun J M, Liu T S, et al. 1998. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. Earth Planet Sci Lett, 161: 135–143
Duce R A, Unni C K, Ray B J, et al. 1980. Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific—Temporal variability. Science, 209: 1522–1524
Dupont-Nivet G, Dai S, Fang X, et al. 2008. Timing and distribution of tectonic rotations in the northeastern Tibetan Plateau. In: Burchfield B C, Wang E, eds. Investigations into the Tectonics of the Tibetan Plateau. Geol Soc Am Special Paper, 444: 73–87
Duvall A R, Clark M K, van der Pluijm B A, et al. 2011. Direct dating of Eocene reverse faulting in northeastern Tibet using Ar-dating of fault clays and low-temperature thermochronometry. Earth Planet Sci Lett, 304: 520–526
Fortelius M, Jernvall J, Liu L P, et al. 2002. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change during 20 million years. Evo Eco Res, 4: 1005–1016
Garzione C N, Quade J, Decelles P G, et al. 2000. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from δ^{18}O vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. Earth Planet Sci Lett, 183: 215–229
Ge J, Guo Z, Zhan T, et al. 2012. Magnetostratigraphy of the Xihe loess-soil sequence and implication for late Neogene deformation of the West Qinling Mountains. Geophys J Int, 189: 1399–1408
Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. 1998. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. Glob Planet Change, 18: 113–128
Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416: 159–163
Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, et al. 2004. Late Miocene-Pliocene development of Asian aridification as recorded in an eolian sequence in northern China. Glob Planet Change, 41: 135–145

Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. 2008. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. Clim Past, 4: 153–174

Guo Z T, Zhou X, Wu H B. 2012. Glacial-interglacial water cycle, global monsoon and atmospheric methane changes. Clim Dyn, doi: 10.1007/s00382-011-1147-5

Hao Q, Oldfield F, Bloemendal J, et al. 2008. Particle size separation and evidence for pedogenesis in samples from the Chinese Loess Plateau spanning the last 22 Ma. Geology, 36: 727–730

Jia G D, Peng P A, Zhao Q, et al. 2003. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea. Geology, 31: 1093–1096

Jiang H C, Ding Z L. 2008a. A 20 Ma pollen record of East-Asian summer monsoon evolution from Guyuan, Ningxia, China. Paleogeor Paleoclimatol Paleoecol, 265: 30–38

Jiang H C, Ji J L, Gao L, et al. 2008b. Cooling-driven climate change at 12–11 Ma: Multiproxy records from a long fluviolacustrine sequence at Guyuan, Ningxia, China. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 265: 148–158

Jouzel J, Masson-Delmotte V, Olivier C, et al. 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800000 years. Science, 317: 793–797

Kaakinen A, Sonninen E, Lunkka J P. 2006. Stable isotope record in paleosol carbonates from the Chinese Loess Plateau: Implications for late Neogene paleoclimate and paleovegetation. Paleogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 237: 359–369

Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. 1989. Sensitivity of climate to Late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical experiments. J Geophys Res, 94: 18393–18407

Li G J, Pettke T, Chen J. 2011. Increasing Nd isotopic ratio of Asian dust indicates progressive uplift of the north Tibetan Plateau since the middle Miocene. Geology, 39: 199–202

Li G J, Elderfield H. 2013. Evolution of carbon cycle over the past 100 million years. Geochim Cosmochim Acta, doi: 10.1016/j.gca.2012.10.014

Li J J, Feng Z D, Tang L Y. 1988. Late Quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China. Earth Sur Processes Landf, 13: 125–135

Liu L, Eronen J T, Fortelius M. 2009. Significant mid-latitude aridity in the middle Miocene of East Asia. Paleogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 279: 201–206

Liu T S. 1985. Loess and Environment. Beijing: China Ocean Press. 31–67

Liu T S, Ding Z L. 1993. Stepwise coupling of monsoon circulations to global ice volume variations during the late Cenozoic. Glob Planet Change, 7: 119–130

Liu T S, Ding Z L. 1998. Chinese loess and the palaeomonsoon. Annu Rev Earth Planet Sci, 26: 111–145

Liu X D, Yin Z Y. 2002. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. Paleogeogr Paleoclimatol Palaeoecol, 183: 223–245

Lu H J, Xiong S F. 2009. Magnetostratigraphy of the Dahonggou section, northern Qaidam Basin and its bearing on Cenozoic tectonic evolution of the Qilian Shan and Altyn Tagh Fault. Earth Planet Sci Lett, 288: 539–550

Lu H Y, Vandenberghe J F, An Z S. 2001. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the 'Red Clay' (North China) as evidenced by grain-size distribution. J Quat Sci, 16: 89–97

Lu H Y, Zhang F Q, Liu X D, et al. 2004. Periodicities of palaeoclimatic variations recorded by loess-palaeosol sequences in China. Quat Sci Rev, 23: 1891–1900

Lu H Y, Wang X Y, Li L P. 2010. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia. In: Clift P D, Tada R, Zheng H, eds. Monsoon Evolution and Tectonics-climate Linkage in Asia. Geol Soc London Spec Publ, 342: 29–44

Lu H Y, Yi S W, Liu Z Y, et al. 2013. Variation of East Asian monsoon precipitation during the past 21 k.y. and potential CO_2 forcing. Geology, 41: 1023–1026

Manabe S, Terpstra T B. 1974. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. J Atmos Sci, 31: 3–42

Miao Y F, Herrmann M, Wu F L, et al. 2012. What controlled Mid-Late Miocene long-term aridification in Central Asia?—Global cooling or Tibetan Plateau uplift: A review. Earth-Sci Rev, 112: 155–172

Miller K G, Fairbanks R G, Mountain G S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis，sea-level history, and continental margin erosion. Paleoceanography, 2: 1–19

Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. Tectonics, 17: 823–842

Molnar P. 2005. Mil-Pliocene growth of the Tibetan Plateau and evolution of East Asian climate. Palaeontol Electron, 8: 1–23

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, doi: 10.1029/2008TC002271

Molnar P, Boos W R, Battisti D S. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. Annu Rev Earth Planet Sci, 2010, 38: 77–102

Parrenin F, Masson-Delmotte V, Köhler P, et al. 2013. Synchronous change of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature during the last deglacial warming. Science, 339: 1060–1063

Qiang X K, Li Z X, Powell C M, et al. 2001. Magnetostrratigraphic record of the late Miocene, onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 187: 83–93

Qiu J. 2013. Monsoon melee. Science, 340: 1400–1401

Ramstein G, Fluteau F, Besse J, et al. 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

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

Shackleton N J, Backman J, Zimmerman H, et al. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature, 307: 620–623

Shakun J D, Clark P U, He F. 2012. CO_2 forcing of global climate during the last deglaciation. Nature, 484: 49–55

Sigman D M, Boyle E A. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. Nature, 407: 859–869

Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, et al. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. Nature, 421: 622–624

Sun D H, Bloemendal J, Yi Z Y, et al. 2011. Palaeomagnetic and palaeoenvironmental study of two parallel sections of late Cenozoic strata in the central Taklimakan Desert: Implications for the desertification of the Tarim Basin. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 300: 1–10

Sun J M, Ye J, Wu W, et al. 2010. Late Oligocece-Miocene mid-latitude aridification and wind patterns in the Asian interior. Geology, 38: 515–518

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 X J, Wang P X. 2005. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 222: 181–222

Tang Z H, Ding Z L, White P D, et al. 2011. Late Cenozoic central Asian drying inferred from a palynological record from the northern Tian Shan. Earth Planet Sci Lett, 302: 439–447

Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677

Tripati A, Roberts C, Eagle R, 2009. Coupling of CO_2 and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. Science, 326: 1394–1397

Vincent E, Berger W H. 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene-The Monterey hypothesis. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2: Natural Variations Archean to Present. Washington DC: American Geophysical Union. 455–468

Wan S M, Li A, Clift P D, et al. 2007. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 254: 561–582

Wang C S, Zhao X X, Liu Z F, et al. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. Proc Natl Acad Sci USA, 105: 4987–4992

Wang P X, Clemens S, Beaufort L, et al. 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. Quat Sci Rev, 24: 595–629

Wang X Y, Lu H Y, Vandenberghe J, et al. 2012. Late Miocene uplift of the NE Tibetan Plateau inferred from basin filling, planation and fluvial terraces in the Huang Shui catchment. Glob Planet Change, 88/89: 10–19

Wang Y, Deng T. 2005. A 25 M.y. isotopic record of palaeodiet and environmental change from fossil mammals and palaeosols from the NE margin of the Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 236: 322–338

Willenbring J K, von Blanckenburg F. 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. Nature, 465: 211–214

Wu G, Liu Y M, He B, et al. 2012. Thermal controls on the Asian Summer monsoon. Sci Report, 2: 404, doi: 10.1038/srep00404

Xiao G Q, Abels H A, Yao Z, et al. 2010. Asian aridification linked to the first step of the Eocene-Oligocene climate Transition (EOT) in obliquity-dominated terrestrial records (Xining Basin, China). Clim Past, 6: 627–657

Xu Z Q, Wang Q, Arnaud P, et al. 2013. Orogen-parallel ductile extension and extrusion of the Greater Himalaya in the late Oligocene and Miocene. Tectonics, 32: 191–215

Yin A, Harrison T M. 2000. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280

Yin A. 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. Earth-Sci Rev, 76: 1–131

Yu H B, Remer L A, Chin M, et al. 2012. Aerosols from overseas rival domestic emissions over North America. Science, 337: 566–569

Zachos J C, Pagani M, Sloan L, et al. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292: 686–693

Zhang Z S, Wang H J, Guo Z T, et al. 2007a. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratetbys Sea retreat? Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 245: 317–331

Zhang Z S, Wang H J, Guo Z T, et al. 2007b. Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China. Earth Planet Sci Lett, 257: 622–634

Zheng H B, Powell C M, An Z S, et al. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. Geology, 28: 715–718