

青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化的影响

刘晓东^{①②*}, DONG BuWen^③

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 西安交通大学人居环境与建筑学院, 西安 710049;

③ National Centre for Atmospheric Science, University of Reading, Reading, RG6 6BB, UK

* 联系人, E-mail: liuxd@loess.llqg.ac.cn

2012-11-23 收稿, 2013-04-28 接受, 2013-08-21 网络版发表

中国科学院战略性先导科技专项(XDB03020600)、国家重点基础研究发展计划(2010CB833406)和国家自然科学基金(41290255, 41075067)资助

摘要 青藏高原隆升是新生代最重要的地质事件之一, 对亚洲乃至全球气候和环境演化都产生了深刻的影响. 近 40 年来中外学者利用各种地质记录和气候数值模拟研究了青藏高原隆升的气候环境效应, 丰富了对亚洲季风变迁和亚洲内陆干旱化机制的认识, 但至今仍存在许多需深入思考和探讨的问题. 本文试图回顾青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化影响的研究, 对高原整体隆升、阶段性隆升和区域隆升 3 类数值模拟试验的结果进行总结, 重点分析不同形式的构造隆升在气候和环境效应上的区域差异. 从目前的数值模拟结果来看, 海陆分布和喜马拉雅山的隆升可能对南亚季风的建立和发展具有较大的作用, 而东亚北方季风的形成发展、高原北侧干旱化加剧和亚洲粉尘循环增强则可能与青藏高原主体、特别是高原北部的隆升关系更为密切. 该文也对青藏高原隆升与其他影响因子作用的对比、南亚季风和东亚季风的起源、高原隆升过程中的反馈效应与气候环境变化的非线性响应、数值模拟与地质记录的对比及其不确定性等进行讨论, 并探讨了未来需深化研究的一些问题.

关键词

青藏高原
构造隆升
亚洲季风
内陆干旱
环境演化
地质记录
数值模拟

青藏高原(以下简称高原)的平均海拔超过 4000 m、范围达 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$, 是印度-澳大利亚板块向北漂移并与欧亚板块碰撞的产物^[1,2]. 高原隆升不仅是新生代固体地球演化的重大事件之一, 也被认为是地球气候和环境演化的重要驱动力. 它不仅改变了青藏地区本身的地貌和自然环境, 而且对亚洲季风、亚洲内陆干旱化乃至新生代全球气候变化都有深刻的影响.

近 40 年来, 国内外诸多学者通过地质记录和气候数值模拟, 研究了青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化的影响, 在高原隆升的气候环境效应方面取得了长足进展. 到目前为止, 大量地质证据支持高原隆升与亚洲季风形成发展及内陆干旱化的密切联系(例如, 文献[3~5]), 但对高原隆升的历史和模式、亚

洲季风和内陆干旱化的起源和区域差异等问题的看法还有待统一(例如, 文献[6~8]). 在数值模拟方面, 过去的高原整体隆升试验、近期的阶段性隆升及区域隆升等试验(例如, 文献[9~12]), 深化了对高原隆升的形式对亚洲不同区域气候变化影响及其机制的理解. 但是, 由于目前对高原隆升过程中的各种反馈效应、气候环境变化对隆升的非线性响应、尺度叠加和多因子综合作用等的认识仍有诸多不确定性, 还有不少问题值得进一步思考和探讨, 新的问题也在不断呈现.

本文试图对青藏高原隆升与亚洲季风-干旱环境演化的关系研究进行回顾, 并在此基础上分析和归纳高原隆升的不同形式对亚洲季风演化影响区域差

引用格式: 刘晓东, Dong B W. 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

英文版见: Liu X D, Dong B W. Influence of the Tibetan Plateau uplift on the Asian monsoon-arid environment evolution. Chin Sci Bull, 2013, 58: 4277-4291, doi: 10.1007/s11434-013-5987-8

异的认识,同时对该领域需要深化研究的一些问题提出不成熟的看法。

1 青藏高原隆升气候环境效应研究概述

1.1 地质记录

目前,有关青藏高原隆起的地质证据研究涉及多方面(综合介绍参见文献[1,2,13~15]),包括岩石圈构造与岩浆活动、地壳增厚变形、岩体冷却事件、稳定同位素、环境变化记录等。这些工作使证据持续积累,认识不断深化。但由于问题本身的复杂性等,学术界迄今对高原隆升的历史尚未形成统一的看法。中国学者早期根据古生物、古植被、地貌及地质构造等方面的研究(例如,文献[16~18])提出上新世至今可能是高原隆升的主要时期。后来一些研究的证据显示,高原在上新世以前就已隆升并达到了相当的高度。例如,拉萨西北的羊八井地堑断裂活动^[19]、巴基斯坦北部由森林变到草原的植被演替^[20]及阿拉伯海沿岸上涌流的增强^[21]均被解释为高原在晚中新世隆升的重要证据,并使一些学者认为高原可能在 8 Ma 前后已达到最大高度^[19]。此后,一些学者根据喜马拉雅山正断层活动的时间^[22]及藏南古植物叶片化石的研究^[23]推测,高原在中中新世(14~15 Ma)已基本达到最大海拔高度,之后变化不大甚至略有下降。最近,一些学者根据高原中部和北部盆地的磁性地层学和沉积学等研究^[24]以及高原中部盆地的氧同位素数据^[25]推算,青藏高原的中部可能在始新世中、晚期(40~35 Ma)就已经达到现今的高度。

在新生代以来亚洲古环境长期演变研究中,亚洲季风环境的形成发展和内陆干旱化问题受到较多的关注。国内外学者通过黄土、湖泊、沙漠、冰川、生物和海洋沉积等多种地质记录研究了亚洲季风的两个子系统——东亚季风和南亚季风(后者即印度季风)在多种时间尺度上的变化(综合性介绍参见文献[26~29])。中国黄土是记载东亚季风演化的档案库之一,第四纪黄土-古土壤旋回详实地记录了过去 2.6 Ma 以来东亚冬季风优势期和夏季风优势期相互交替的历史^[27]。下伏于第四纪黄土的晚第三纪风成红黏土的发现和进一步拓展了长时间尺度东亚季风演化的记录^[4,27,30,31]。一般认为,阿拉伯海和印度洋深海沉积以及南亚次大陆的陆相沉积^[29]较好地记录了地质时期南亚季风的演化,但近年来对阿拉伯海上升流^[21]

和南亚地区植被变化^[20]等记录又有了新的解释和不同看法^[32]。同时,风尘沉积也记录了亚洲内陆长期的干旱化过程。业已发现的中国北方最老的风尘黄土出现在早中新世(22~25 Ma)^[4,33,34],这一时期前后也是亚洲古环境记录集成研究所显示的从行星风系主控型向季风主控型环境转变的关键时期^[35~37]。陆地^[38]和海洋^[39]风尘沉积记录均表明,上新世以来的最近 3~4 Ma 也是亚洲内陆干旱化显著加剧的时期。

在高原隆升和环境变化关系的研究中,常常根据构造隆升与环境变化的同时性推测两者之间的可能联系。例如,一些海洋和陆地记录所显示的晚中新世亚洲气候变化^[2,3,7,19,39~42]通常被认为是当时青藏高原的一次强烈隆升所造成的。一些研究结果也显示上新世中晚期高原北部存在显著构造隆升,导致季风加强,且季风变率在进入第四纪之后明显加大^[3]。然而,晚中新世、上新世中期也是全球气候变化、特别是北半球变冷的关键时期,后者对亚洲气候也会有明显影响。最近的一些地质和环境记录显示,高原部分地区早在始新世即可能发生大规模隆升^[24,25]。长时间尺度的风尘记录^[4,39]及亚洲古环境格局转型^[35~37]的研究表明,亚洲季风和内陆干旱环境在早中新世或渐新世晚期发生过巨大变化。由此可以看出,目前要把新生代高原隆升的证据与亚洲环境变化的证据在时间上进行系统化的对比可能为时尚早。因而仅从构造隆升-环境变化的地质证据来推测它们之间的因果关系也是不够的,更需要大量数值模拟开展机理上的分析。目前,气候数值模拟方法已在该领域得到广泛重视,促进了青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化影响的研究。

1.2 数值模拟

最近 40 年来,随着地球流体动力学理论、数值计算方法和计算机科学的不断发展,利用三维全球气候模式进行数值模拟已经成为分析、检验和发展古气候动力学理论的一种行之有效的研究手段。国内外学者已应用不断改进的数值模式(包括大气环流模式、海洋-大气耦合模式、海-陆-气-冰耦合的地球系统模式),通过控制性地改变地形高度等,探讨青藏高原隆升在亚洲和全球气候演化中的作用。尽管不同学者的结果还存在诸多差异,但可以肯定的是高原隆升与亚洲气候变化确实存在着明确的因果联系。

已有的高原隆升气候效应的数值试验大致可归

纳为3类: (1) 高原整体隆升试验, 即进行简单的“有山”、“无山”试验以突出显示高原大地形对大气环流和气候的贡献; (2) 高原阶段性隆升试验, 即通过划分不同隆升阶段并按现代地形高度的一定比例系统检验递进式隆升的作用; (3) 高原区域隆升试验, 即单独考虑各子区域的隆升、考察不同区域隆升对不同气候子系统的影响。此外, 在对特定地质时期(如始新世、渐新世、中新世、上新世)的古气候模拟中, 使用了基于地质证据重建的古地理和古地形边界条件以研究高原地形对气候与环境的影响。以下就各类试验的代表性工作做一概述。

早在半个多世纪以前青藏高原对大气环流的动力与热力作用就受到气象学家的关注^[43-45], 20世纪60~70年代, 早期的大气环流模式被成功地用于研究有地形和无地形条件下的大气环流和气候状况^[46-49]。Manabe等人^[48,49]系统揭示了高原大地形的存在对南亚季风发展的重要性。他们利用大气环流模式进行了“有山”、“无山”的对比试验, 发现高原大地形不仅决定了亚洲冬季风的核心系统——西伯利亚高压的位置和强度, 而且控制着南亚夏季风的建立和发展。高原隆升显著增强夏季的高原热源、亚洲大陆与印度洋之间的热力对比及亚洲夏季风环流。但是, 早期大气环流模式的分辨率普遍较低, 大气中各种物理过程的考虑也相对简单, 因而模式模拟的现代气候状态与实际观测相比还存在较大误差。另外, 早期模拟研究未能区分地形的动力和热力作用。

此后的十几年中, 随着大气环流模式的不断发展和改进, 利用更精确的数值模式重新评估青藏高原隆升对大气环流、季风气候与干旱环境变化的影响显得很有必要。为此, 一批国内外学者利用各种数值模式从不同侧面探讨了高原地形在大气环流和气候形成变化中的作用, 并产生了广泛的影响。在中国, 钱永甫等人^[50]较早开展了青藏高原大地形对大气环流影响的数值模拟研究, 揭示了高原动力和热力作用在亚洲区域环流形成和季风发展中的重要性。在国际上, Kutzbach等人^[9,51,52]试图把高原构造隆升的地质证据与气候变化的数值模拟结合, 通过无山、半山和全山的敏感性试验揭示了青藏高原和北美的落基山对区域和全球气候环境的影响, 发现高原隆升增强了高原上夏季热源和冬季冷源作用, 放大了季节对比, 加剧了盛行风向的季节转换, 从而对亚洲冬、夏季风均有显著的增强作用^[52]。同时, 地形引起

的定常波所导致的下沉气流、过山气流的动力性绕流、夏季高原加热作用引起的上升气流在高原外围的补偿性下沉以及地形对水汽的屏障作用等共同导致了亚洲内陆的干旱化^[9,53-56]。因此, 高原隆起造成区域气候分异: 高原东、南侧变湿, 而西、北侧变干。高原隆升对区域尺度温度变化最直接的作用就是因直减率效应降低隆升区的地面气温。此外, 高原隆升对气候环境变化具有远程效应。在半球尺度上通过调制北半球定常行星波而使高原隆升作用传递到远离高原的地区。在全球尺度上, 高原隆升也可以通过风化和侵蚀作用降低大气CO₂浓度^[57]等反馈机制造成全球气候变冷。这些模拟结果在一定程度上与高原构造隆升和环境变化的地质证据有一致性^[52], 从而加深了学术界对青藏高原隆升与周边乃至全球气候环境变化关系的理解。

一些研究用尽可能真实的古地理、古地形和其他边界条件模拟特定地质时期(如始新世、渐新世、中新世、上新世等)的古气候, 特别是亚洲季风气候的变化。例如, 在始新世(45~33 Ma)的气候模拟^[58]中, 青藏高原最大地形高度取为2000~4000 m, 相应的平均地形高度仅取750~1500 m, 由此模拟的高原地形变化对其邻近区域气候的影响是显著的, 但始新世高原地形降低对当时已出现的全球季风降水分布影响有限。Ramstein等人^[59]模拟了早渐新世(~30 Ma)的气候, 当时的副特提斯海占据着西亚至中亚的许多地区, 而高原仅在其南部存在有限的隆升, 从早渐新世到晚中新世由于副特提斯海退缩导致欧亚大陆面积扩大, 数值试验表明由此引起亚洲季风及其降水显著增强。Zhang等人^[60]近期的研究进一步认定副特提斯海退缩引起的海陆分布变化对亚洲季风和内陆干旱化的影响有类似高原隆升的作用。但这些研究未能定量给出高原隆升和副特提斯海退缩对季风影响的相对贡献, 因而有待进一步量化研究。中中新世(20~14 Ma)的气候模拟^[61,62]表明, 虽然当时较低的地形对中中新世气候最佳期的形成有一定贡献, 但大气CO₂含量升高、海洋和陆地反馈等因子的作用也是需要的。而在晚中新世(11~5 Ma)的气候模拟中除了其他边界条件改变外, 有人将青藏高原的地形高度取为现在高度的一半^[63]或70%^[64], 进一步模拟出当时亚洲夏季风总体偏弱的特征, 即使在离现代较近的上新世(~3 Ma)气候模拟^[65]中依然考虑了高原地形一定程度的变化。总的来看, 在针对过去特定地质

时期的古气候模拟中,高原地形整体变化对亚洲季风-干旱环境的影响与过去的敏感性试验研究结果定性一致.值得指出的是,大部分数值模拟研究中所采用的时代概念往往来自地质证据显示的线索.鉴于目前不同来源的地质证据在统一性上仍然有待大幅提高,我们认为高原隆升气候效应数值模拟研究的价值更多地体现在对气候变化机制的理解,而不必过分苛求对特定地质时代气候状态的准确重现,后者需要通过地质记录的不断积累和研究而逐步深化.

虽然通过有、无地形试验之间或高、低地形试验之间的对比所反映的高原整体隆升能够直观地显示高原在区域甚至全球气候形成和变化中的作用,但整体隆升方案可能与地质事实有一定差距.不少地质证据^[3,14,19,66-69]更倾向于支持青藏高原的形成经历了阶段性的隆升过程.为了探讨与地质事实更为接近的情况,一些学者专门设计了相关数值试验以考察高原阶段性隆升对亚洲气候的影响.An 等人^[3]完成了高原隆升过程中4个理想阶段的数值模拟,揭示出8 Ma 以来的构造隆升与亚洲季风气候存在着阶段性的耦合关系,高原的加速抬升,尤其是东北缘的扩张可导致东亚冬、夏季风同时加强,亚洲内陆干旱化加剧.Liu 和 Yin^[10]以青藏高原现代高度10%的间隔进行了高原阶段性隆升在亚洲季风形成演化过程中11个阶段的系列数值模拟试验.结果表明,就冬、夏盛行风向的季节性变化而言,东亚季风比南亚季风对高原隆升的响应更为敏感,且高原隆升对东亚冬季风的影响远大于对东亚夏季风的影响.随着高原逐步隆升,东亚季风区冬、夏温度对比不断加大,降水也越来越向夏季集中.从温湿状况看,长江以北的东亚北方季风强度随高原高度上升几乎呈线性增加,但长江以南的东亚南方季风和印度季风随高原隆升却呈现非线性的变化.内陆干旱化对于高原生长的响应同样是非线性的,在隆升同样高度的情况下高原隆升后期使内陆土壤湿度的减少更多.此后,Abe 等人^[70]利用海气耦合模式以现代高度20%为间隔的阶段性隆升试验表明,高原隆升可能引起海温变化进而反馈于亚洲季风.

尽管青藏高原阶段性隆升较整体隆升的数值试验在理论上与地质事实更为接近,但相对于真实的地质历史而言,对高原阶段性理想隆升试验边界条件的设计依然偏于简化.新的地质证据^[14,67,71,72]更倾向于支持青藏高原不同部位的差异隆升,即高原不

同地区隆升的速率和幅度可能不同.可以想见,高原不同地区的垂直和水平生长、隆升事件在时间上的差异,会对周边不同地区带来不尽相同的气候环境效应,因而尝试分区域的高原隆升模拟试验就显得更加必要.

2 构造隆升的形式与亚洲气候演化的区域差异

越来越多的地质证据显示,自印度次大陆与亚欧板块碰撞^[1]以来,青藏高原可能并不是整体同步隆升而是分区域逐步隆起的.Chung 等人^[71]根据羌塘高原东西部高钾质熔岩的喷发时间差异提出高原不同部位具有不同的隆升历史.Tapponnier 等人^[67]基于大陆岩石圈斜向俯冲机制,提出高原分地块抬升并由南向北逐渐推进的多阶段隆升模式.包括喜马拉雅山脉的高原南部隆升开始在始新世,高原中部隆升出现在渐新世至中新世,而高原北部隆升较晚,在上新世至第四纪时期.钟大赉和丁林^[66]根据喜马拉雅东构造结锆石和磷灰石裂变径迹的冷却年龄推断,高原隆升是一个多阶段不等速的非均变过程.也有研究认为,高原中部早在始新世已经达到了现在的高度^[24,25],但在中中新世乃至上新世晚期以来高原北部尤其是东北部仍有一定幅度的隆升^[3,18,73,74].由此可见,目前关于高原隆升的具体过程仍然没有被学术界普遍接受的看法,不同学者在观点上的差异、各类地质记录在解释上的不一致性不宜视为一种矛盾,而更宜理解为认识上不断深化的过程.但高原隆升存在区域差异是不难理解的,近年来出现的针对高原区域隆升的数值模拟研究正是期望揭示差异过程的环境效应^[11,12,75-77].这些研究考虑青藏高原南部或北部、亚洲西部或东部、甚至非洲的地形来检查各区域的隆升在亚洲季风气候形成演化中的作用.表1大致汇总了这些工作中涉及的地形变化、数值试验方案和主要结论.

2.1 喜马拉雅-青藏高原区域隆升在南亚季风和东亚季风演化中的作用

近期利用数值模拟研究探讨不同区域的高原隆升对亚洲季风气候的影响取得了一些新的进展.Boos 和 Kuang^[11]通过去除青藏高原的主体而只保留其南部的喜马拉雅山脉和向西延伸的狭长地形的数值试

表1 不同研究中区域尺度青藏高原隆升对亚洲气候环境影响主要数值模拟试验汇总

试验目的	地形方案	主要结论	文献出处
检查青藏高原南部隆升的作用	去除青藏高原的主体而只保留喜马拉雅山脉和向西延伸的狭长地形	南亚夏季风形成主要受喜马拉雅山机械阻挡作用控制	Boos 和 Kuang ^[11]
	只保留喜马拉雅山脉和向西延伸的狭长地形并关闭其地表感热输送	高原热力作用对亚洲夏季风的产生具有重要影响	Wu 等人 ^[77]
	只考虑约 35°N 以南的青藏高原中南部(包括喜马拉雅山脉)的隆升	青藏高原中南部隆升使南亚夏季风环流显著增强	张冉等人 ^[78]
	亚洲区域仅保留以喜马拉雅山脉为主的青藏高原南部地形	印度夏季风主要受高原南部地形的机械阻挡作用控制	Tang 等人 ^[79]
检查青藏高原北部隆升的作用	只保留喜马拉雅山脉及东西延伸地形并关闭高原或南侧平原地表感热输送	南亚夏季风的增强对山脉南侧平原地面加热作用更敏感	Boos 和 Kuang ^[80]
	仅青藏高原北部地区地形高度降低平均约 800 m	东亚北方夏季风增强且季风降水增多	张冉和刘晓东 ^[76]
	仅削减青藏高原北部地形且高度平均减少约 600 m	亚洲内陆干旱区面积扩大且大气粉尘含量显著增加	Shi 等人 ^[12]
检查亚洲西部地形的作用	亚洲区域仅保留以喜马拉雅山脉为主的青藏高原南部并增加中、北部地形	东亚夏季风主要因高原中部和北部地面加热而增强	Tang 等人 ^[79]
	去除亚洲西部(60°~80°E, 25°~60°N)范围内的地形	西部高原屏障冷空气因而增强了南亚季风区大气不稳定性	Chakraborty 等人 ^[81]
检查亚洲东部地形的作用	去除亚洲东部(80°~120°E, 0°~60°N)范围内的地形	东部高原增强了对流层低层大尺度上升气流	Chakraborty 等人 ^[81]
检查伊朗高原的作用	在无青藏高原情况下仅包括伊朗高原的机械强迫或热力作用	南亚 20°N 以北的季风环流主要受伊朗高原热力强迫控制	Wu 等人 ^[77]
	在保留整个青藏高原地形的基础上再增加伊朗高原	伊朗高原的存在有利于南亚季风的发展但抑制东亚季风	Tang 等人 ^[79]
检查蒙古高原的作用	去除亚洲大陆上蒙古高原(42°~55°N 之间)的地形	中亚内陆区降水相对增加但东亚北部季风区降水减少	张冉等人 ^[78]
	去除整个非洲大陆上的地形	非洲地形的存在使印度半岛季风降水量减少	Chakraborty 等人 ^[75]
检查非洲地形的作用	去除或仅保留非洲大陆上的地形	非洲地形使印度季风建立日期提前并使初期季风强度增加	Chakraborty 等人 ^[81]
	非洲东-南部(10°~40°E, 30°S~20°N)高原地形高度平均降低约 400 m	非洲东-南部高原隆升可以造成南亚夏季风增强及季风降水增多	张冉和刘晓东 ^[76]
	去掉赤道以南的非洲大陆和地形并代之以海洋	非洲南部高原有助于增强马斯克林高压及印度半岛上的低空西风	金敬华等人 ^[82]

验,发现模拟的南亚夏季风、降水和尺度大尺度大气热力-动力结构与保留所有地形时的模拟结果非常相似,由此认为对南亚夏季风而言,喜马拉雅山脉抬升导致的动力阻挡作用远大于青藏高原的热力作用. 仅有喜马拉雅山的存在就足以阻断来自热带海洋的暖湿气流和来自北方的较冷、较干燥的气流,从而使暖湿空气在印度上空积聚,形成强大的南亚季风. 这一研究把喜马拉雅山的“热力阻断”在南亚季风形成中的作用放在举足轻重的地位,因而挑战^[69]了青藏高原通过热力效应作用于亚洲季风这一已被广泛接受的观点^[83]. 然而,这一观点难以解释东亚季风的形成演化,因为后者没有高山的阻挡. 这使一些学者怀

疑东亚季风到底在多大程度上算是季风^[69]. 随后, Boos 和 Kuang^[11]的工作受到质疑. Wu 等人^[77]指出他们的数值试验虽然去掉了高原主体而只保留了喜马拉雅山脉,但同时也保留了喜马拉雅山脉的感热加热,因此其试验结果实际包含着青藏高原南部的热力影响而不仅仅是喜马拉雅山的动力作用. Wu 等人^[77]的数值试验进一步说明,不同地区的季风分别受到海陆分布和不同区域高原热力强迫的控制,东亚季风和南亚季风东部则受青藏高原热力强迫的影响. 最近, Boos 和 Kuang^[80]进一步讨论了喜马拉雅地面感热的作用. 他们通过去除青藏高原主体而只保留喜马拉雅山脉及其东西向延伸地形,并关闭地形区或

山脉南侧印度北部平原地区地表感热输送的数值试验,发现与喜马拉雅山脉的高海拔地区相比,山脉南侧平原地区的地面加热对南亚夏季风的增强更为重要,因而部分修正了他们先前^[11]的观点,认为地面热通量对南亚季风发展有一定作用,但高原热力作用的贡献有限。可见,虽然 Boos 和 Kuang^[11,80]与 Wu 等人^[77]关于喜马拉雅山和邻近山脉对南亚季风建立所起的决定性作用的结论一致,但 Boos 和 Kuang^[11,80]的模拟研究表明动力屏障作用对南亚季风的增强起主导作用。相反, Wu 等人^[77]的结果显示高原南部地形热力作用的贡献更大。因此,高原南部大地形对南亚季风影响的动力和热力作用的相对重要性还需进一步研究。

鉴于喜马拉雅-青藏高原空间上各主要地块隆升时间的差异,最近张冉等人^[78]完成了只包含约 35°N 以南的高原中南部(包括喜马拉雅山脉)的隆升试验,结果也表明高原中南部的隆升主要使南亚季风环流和阿拉伯海北部的西风环流显著增强,南亚季风降水明显增加。而在此基础上进一步考虑高原北部的隆升,结果主要增加了东亚北部季风区(34°~42°N, 105°~120°E)的降水,且东亚季风环流明显增强。张冉和刘晓东^[76]基于上新世以来高原北部构造隆升的地质证据,通过有限幅度地削减高原北部地区地形高度(平均地形降低约 800 m)的试验并与现代对比也发现,高原北部隆升导致东亚北方夏季风增强,长江以北的东亚北方季风区降水增多。前不久, Tang 等人^[79]利用较高分辨率的区域气候模式进行了青藏高原不同区域隆升对南亚和东亚夏季风影响的系列敏感性试验。结果也表明印度夏季风与东亚夏季风对高原区域隆升响应的差异:前者主要受高原南部地形的机械阻挡作用控制,但后者主要因高原中部和北部地面加热而增强,特别是中国北部降水增加主要受青藏高原中部隆升的影响。不仅青藏高原南、北部隆升的气候环境效应不同,而且东、西部地形的作用也不一样。Chakraborty 等人^[81]的数值试验发现,亚洲 80°E 以西的地形比 80°E 以东的地形对印度夏季季风降水和季风建立日期有更大的影响。西部高原对从较高纬度上来的冷空气有屏障作用,使大气能更早地达到不稳定的临界值;而东部高原虽然增强了对流层低层大尺度上升气流,但对促进整个印度地区深对流发展的作用不大。可见,高原构造隆升的不同形式可以导致亚洲季风演化的区域差异,不同地

区的隆升对南亚季风和东亚季风等亚洲季风不同子系统的形成和发展起着不同的作用。

2.2 青藏高原北部隆升对亚洲内陆干旱化和粉尘循环的影响

青藏高原及其区域隆升不仅对亚洲季风或不同子系统的演变而且对亚洲内陆干旱化及粉尘循环有重要影响。大量的地质证据表明亚洲内陆的干旱由来已久。在早第三纪中国气候主要受行星风系控制,宽阔的干旱带由西向东横跨中国大陆,直到晚第三纪以来,中国东部北方地区才受到季风控制,从此干旱带仅局限在中国西北部^[35-37]。北太平洋^[84]、黄土高原^[4]及新疆^[34]地区风成沉积速率和沉积通量的研究均表明,亚洲内陆干旱化在晚渐新世-早中新世显著加剧,并在后来的长期演化中还存在着若干强烈的干旱化事件。与干旱环境密切联系的亚洲古粉尘被认为是全球气候变化一个重要的反馈因子^[85],因而在古气候与古环境研究中受到广泛关注。中新世以前详细的干旱环境记录有限,与高原隆升的对应关系尚不明确。安芷生等人^[42]提出,中新世以来亚洲粉尘通量显著增加的 4 个时段 24~22, 16~14, 10~7 和 4.5~2.6 Ma 多与高原构造隆升事件发生相吻合,尤其是中中新世和上新世亚洲内陆干旱化加剧被认为与高原北部和东北部地区明显的构造隆升活动有关。一些学者主张,藏北和甘青等高原北部地区在 15 Ma 以来仍可能发生显著隆升,高原东北部和东部两侧向外不断壮大,天山及蒙古的地势在这一时期也都有相当程度的抬升^[5,69],甚至在晚上新世高原北部仍有构造抬升^[6,73]。有学者认为,高原北部的隆升有利于高原北缘的剥蚀,从而可为亚洲粉尘源区提供粉尘物质,有助于促进亚洲粉尘循环,增加下游地区的粉尘通量^[5,86]。已有的海洋与陆地风尘记录表明,上新世中期以来亚洲内陆干旱化加剧,古粉尘通量在构造时间尺度上呈显著增加的趋势。

最近 Shi 等人^[12]利用耦合了粉尘循环过程的气候模式,对上新世中期、末次盛冰期及现代的亚洲大气粉尘循环进行了对比模拟和系列敏感性研究。在上新世试验中将青藏高原北部的地形作有限幅度的削弱,即上新世高原北部的高度平均较现代减少约 600 m,而最大减小高度为 1400 m。模拟结果显示,在仅考虑上新世中期到现代高原北部小规模隆升的情况下,即能引起亚洲内陆干旱区及粉尘源区面积明显

扩大和大气粉尘含量显著增加(图1). 数值模式能够较好地重现特征地质阶段的大气粉尘活动, 模拟结果与中上新世以来黄土高原及北太平洋地区粉尘沉降通量显著增加的地质证据相吻合. 这一研究说明, 上新世中期以来, 即使高原北部出现有限幅度的隆升也能对亚洲内陆干旱和粉尘循环带来可观的影响. 进一步的分析还表明, 与干旱环境密切联系的亚洲粉尘的显著增加可以归因于青藏高原北部区域构造隆升和全球气候变冷对粉尘源区和大气环流影响的共同作用, 但在不同沉积区, 两种因素的相对贡献有所差异.

2.3 其他构造运动对亚洲季风形成发展的贡献

除了青藏高原的作用之外, 一些数值试验研究说明其他地区的地形对亚洲季风形成也有一定贡献. 例如, 张冉等人^[78]在完成青藏高原隆升(不包括蒙古高原)试验的基础上, 进一步完成了考虑蒙古高原隆升的试验, 结果发现蒙古高原隆起使中亚内陆区(42°~50°N, 80°~110°E)降水相对增加, 而东亚北部季风区降水反而减少, 这些效应与青藏高原隆升的作用不同. 因此, 如果蒙古高原隆升^[87]晚于青藏高原隆升的话, 可以推测亚洲地区多次的构造隆升并非

总能造成中亚干旱的加剧. Wu 等人^[77]通过单独考虑伊朗高原(不包括青藏高原)动力和热力作用的数值试验, 发现南亚 20°N 以南地区季风环流主要受海陆热力差异的调控, 而以北受伊朗高原热力强迫控制, 可见伊朗高原对南亚季风的维持也具有不可忽视的作用. Tang 等人^[79]的区域气候模拟也显示, 在考虑整个青藏高原的基础上如果再包括伊朗高原, 则有利于印度夏季风的发展, 但却抑制了东亚夏季风.

实际上, 引起亚洲季风变化的构造运动并不限于亚洲地区本身. 一些研究指出, 非洲高原的存在亦与亚洲季风有关. 在 Chakraborty 等人^[81]的数值试验中去掉非洲地形会推迟季风建立日期并减弱季风强度. 而一旦季风建立之后, 地形对降水强度的影响有限. Chakraborty 等人^[75]较早的试验也说明非洲地形在印度季风形成中的重要性, 但其结果是当去除非洲地形之后, 印度半岛上的降水量反而增加. 基于上新世以来非洲东部和南部地区出现过显著构造隆升的地质证据, 张冉和刘晓东^[76]的模拟研究显示, 非洲东-南部高原隆升可以造成南亚夏季风增强及相应的降水增多, 但对东亚季风的影响有限, 与青藏高原北部隆升的作用形成了鲜明的对比. 金啟华等人^[82]去掉赤道以南的非洲大陆及陆地上的高原并代之为

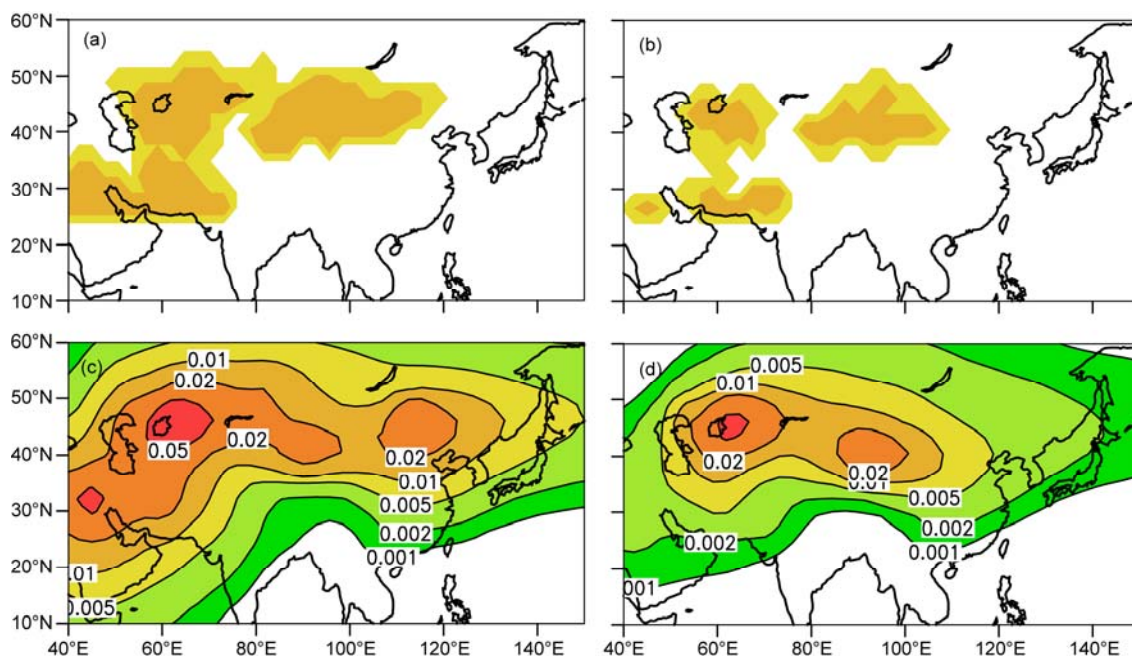


图1 数值模拟输出的亚洲粉尘源区(25°N 以北)和粉尘柱含量分布

(a) 现代地形试验中的粉尘源区(深黄和黄色分别指示干旱和半干旱源区); (b) 青藏高原北部地形降低试验中的粉尘源区(图例同(a)); (c) 现代地形试验中大气粉尘柱含量(kg/m²); (d) 青藏高原北部地形降低试验中大气粉尘柱含量(kg/m²). 据 Shi 等人^[12]的模拟资料绘制

海洋,发现去掉非洲南部大陆后,造成马斯克林反气旋及其北部东南季风的南风分量减弱,同时阿拉伯海和印度半岛上低层西风明显减弱,这也表明南部非洲的高原和陆地的存在有助于南亚夏季风增强。

3 高原隆升-气候变化研究中若干科学问题的讨论

3.1 青藏高原隆升与其他因子对亚洲季风-干旱形成变化影响的对比

青藏高原隆升作为新生代的重大地质事件,虽然其隆升历史和模式目前还不完全清楚,但是高原抬升无疑对亚洲区域乃至全球的气候与环境产生了深刻影响。从各种改变地形的数值试验来看,高原隆升通过大气的动力和热力作用导致亚洲季风形成发展和内陆干旱化加剧。越来越多的研究也使我们认识到亚洲季风演化的区域差异可能是高原构造隆升的形式不同所引起的。除了高原等构造隆升的作用之外,亚洲季风演变可能还受到其他强迫因子的影响。例如,Prell 和 Kutzbach^[88]曾通过一系列敏感性试验,对比分析了高原隆升、冰期-间冰期冰量、地球轨道参数和大气温室气体浓度变化等因子对南亚季风的贡献,结果表明青藏高原隆升的作用最大,是南亚季风演化历程中最重要的外强迫因子。

季风通常被认为是大气对太阳辐射年循环引发的海-陆热力差异季节性变化的响应。一些数值试验表明,海陆分布的变化对亚洲季风有重要影响。例如,副特提斯海退缩所引起的欧亚大陆面积扩大也能引起亚洲季风降水增多和内陆干旱化增强^[59,60]。去掉澳大利亚大陆的试验表明,澳大利亚反气旋及其北侧的东南季风明显减弱,同时也影响马斯克林反气旋和其北侧的东南季风并使其减弱^[82]。钱云和钱永甫^[89]的试验分析认为,虽然青藏高原对大气的加热,特别是潜热加热随着高原地形的升高而加强,但高原隆升并没有从根本上改变大气环流形势,海陆分布才是形成当代大气环流及季风的根本因子。一些数值试验甚至在完全不考虑地形、仅给定理想海陆分布的情况下,仍能模拟出较弱的亚洲季风^[90,91]。但陆地所在纬度是季风形成的关键因素,热带陆地对于南亚季风及其降水的维持更为重要,而且考虑高原隆升会显著增强亚洲季风。在无青藏高原地形情况下,亚洲季风只出现在低纬度地区,这与古近纪环境

格局的地质重建结果^[37]是一致的。而在阶段性隆升试验中只有在高原隆升超过其现今高度的一半时,东亚夏季风雨带才能到达长江以北,且东亚北方地区冬季才开始盛行偏北的冬季风^[10]。Wu 等人^[92]完成了一组有趣的数值试验,当他们把现在的高原中心从(87.5°E, 32.5°N)处向西移到(60.0°E, 32.5°N)处时,发现东亚夏季风会显著减弱。正是由于高原中心恰好位于 87.5°E 附近的亚洲中低纬地区,从而使高原尺度与大陆尺度强迫产生的环流相互增强,最终使东亚季风向北可以扩展到华北。虽然也有人主张全球季风的维持并不依赖于海-陆热力对比而是由行星尺度东西向热力差异所驱动^[93],或者季风是热带辐合带季节性位移的结果,因而即使没有陆地也会有季风^[94],但这种“季风”应该是热带有限范围内的现象。因此,即使南亚季风的建立主要与喜马拉雅山有关,但我们认为青藏高原主体、特别是高原北部的隆升^[10,76]在东亚北方季风形成发展中起着主要的作用。

一些数值试验^[9,54-56]阐明,高原隆升对中纬度干旱气候的形成具有重要贡献,但高原隆升并不是造成亚洲内陆干旱化的唯一因素,干旱化可能还受到海陆分布(例如,文献[59])和全球气候变化(例如,文献[95])等影响。高原隆升虽然导致了中亚至中国内陆以及北非的干旱化,但可能并不是这些干旱区形成的根本原因^[96]。从模拟的高原阶段性隆升过程中年平均降水量分布看,即使没有青藏高原,北非及大约 25°~45°N 之间的欧亚内陆依然为干旱区,但高原隆升无疑加剧了内陆干旱区的干旱程度。在无地形条件下,从印度到东亚大约 22°N 以南的地区仍为多雨区,因而这些属于热带季风性质的降水从本质上取决于海陆分布而不是青藏高原的存在。这些认识与大量地质记录揭示的新生代以来亚洲古环境演化的事实是一致的。中国古植物和沉积资料的集成分析^[8]显示,中国西北的干旱气候自早第三纪以来始终存在,而晚新生代以来中亚内陆的干旱状况进一步加剧^[97],这应当是高原隆升的结果。

3.2 南亚季风和东亚季风的起源

前述的数值模拟结果显示,亚洲季风不同子系统的维持受青藏高原不同区域隆升的影响。如果高原的不同地形单元在形成时代上确有很大差异,则理论上南亚季风与东亚季风以及东亚季风区南、北不

同区域上的季风现象可能会出现非同步发展的现象。因为只要喜马拉雅山存在^[11,77]甚至仅有海陆分布^[90,91]就足以激发热带性质的南亚季风,而且海陆分布也决定着东亚低纬地区的季风形成^[10]。而东亚北方季风的形成则离不开青藏高原主体的隆升,特别是高原北部隆升的作用。高原阶段性隆升试验^[10]表明,夏季高原东侧的偏南风 and 雨带都随着高原隆升逐渐向北扩展,冬季东亚北部地区对流层低层的经向风随着高原隆升从偏南风逐渐转变成偏北风。当高原地形上升到现代的一半时,夏季地面南风可以向北扩展到 30°N 附近,冬季偏北的冬季风开始在华北盛行。在高原完全隆起之后,高原东侧的偏南风才能向北推进到 40°N 以北。

中国学者很早就利用地质气候记录开始探讨亚洲季风气候的形成时代^[98]。但是,目前要把青藏高原区域隆升气候效应的数值模拟结果与地质记录全面对比以探讨亚洲季风气候起源问题尚有诸多困难。在区域隆升方面,虽然数值模拟结果给出了高原不同部位隆升可能的气候和环境效应,但从地质证据角度对高原各部位确切的隆升时代和幅度、不同部位构造活动的规模和先后关系等的认识目前还有待统一。区域隆升模拟的可靠性也需要进一步提升,特别是考虑如何降低模拟结果的模式依赖性和次大陆尺度上的不确定性;在环境变化方面,中国北方的风尘堆积^[4,33,37]、河湖相沉积^[99]及根据地质-生物证据开展的环境格局重建^[8,36,37]等,把东亚季风的形成时代约束在 22~25 Ma 前后。但是,与南亚季风相关的地质证据多数偏短,最长的记录似乎只有 12 Ma^[29]。而上述环境格局重建结果^[36]表明,目前受南亚季风影响的中国西南地区在中新世早期已由干旱变得湿润,显示了西南季风的影响。

在这种情况下,通过数值模拟结果与隆升、季风和干旱相关的地质记录对比就会提出许多值得深入探讨的新的科学问题。一方面,如果喜马拉雅的隆升比高原北部的隆升早,则南亚季风的形成似乎应该更早些。于是,我们有理由怀疑是否早期的南亚季风记录因某些原因而缺失?另一方面,由于数值模拟支持高原北部隆升对东亚季风的重要作用,22~25 Ma 前后东亚季风的显著加强是否可解释为高原北部早期隆升的结果?我们认为,目前确切回答这些问题为时尚早,但问题的存在也正是该领域研究的生命力所在。

3.3 高原隆升过程中的反馈效应与气候环境变化的非线性响应

青藏高原隆升的气候环境效应研究过去多集中在其动力和热力影响上,实际上高原隆升过程中存在一系列气候反馈机制可以进一步增强高原隆升的作用。这些反馈机制至少包括:(1) 地表植被的变化。局地的地表植被对高原隆升的响应非常敏感^[100],而植被改变通常会进一步放大高原隆升等其他因子引起的气候变化^[61];(2) 冰雪积累。高原上的冰雪会随着高原隆升而增多,冰雪增多引起地表反射率增加会减弱高原隆升过程中的地面加热作用^[101],从而导致冬季风增强而夏季风减弱,这与高原隆升引起的直接热力效应的作用相反;(3) 内陆干旱化与亚洲粉尘加剧。高原隆升加剧了高原西侧和高原北侧的干旱化,从而增加亚洲粉尘排放^[12]。大气粉尘循环通过改变大气辐射平衡、云物理结构、大气化学过程以及生物地球化学循环进一步影响气候^[85],而且干旱区大气粉尘增加可能抑制降水,进一步加剧干旱化^[102];(4) 大气 CO₂ 含量降低。高原隆升可以通过风化和侵蚀加剧^[57],或通过大气环流输送含铁的亚洲粉尘进入海洋而增加浮游生物产率^[103],造成大气 CO₂ 含量降低,最终导致全球气候变冷。正是由于气候系统中存在大量的正、负反馈过程,使高原隆升与气候变化之间的关系变得更加复杂。

青藏高原隆升环境效应的复杂性还表现在气候环境变化对高原隆升的响应并不是一个简单的线性过程。在线性驱动的情况下,当高原逐步缓速隆升时,将导致气候逐渐而缓慢地变化;但当高原跃变式阶段性隆升时,则会引起气候突变。然而,实际情况并非如此简单。由于气候系统的非线性特性和各种反馈机制,地形高度的线性隆升可能造成非线性的气候响应。例如,在地形高度线性增加的系列试验^[10]中,不同区域的土壤湿度和季风指数就表现出明显的非线性变化。随着高原隆升,通常情况下高原地面热源增强且促进了东亚夏季风的发展。然而,当高原隆升进入冰冻圈并使高原冰雪积累时,反而减弱高原热源,从而可能使亚洲夏季风得不到与高原上升的同步发展。更为重要的是,在具有非线性特性的气候系统中,高原隆升可能存在着影响大气的某个(或几个)临界高度^[104]。当高原隆升到临界高度附近,只要高度稍有改变,即可导致巨大的气候环境响应,这

种情况下气候环境突变与高原隆升的快慢无关。当高原隆升突破临界高度时,渐变式的高原隆升甚至可能导致气候突变,造成大气环流、大气热力结构、亚洲季风乃至全球气候的一系列巨大转变。例如,在高原隆升达到现代高度的一半之前,东亚 30°N 以北地区近地面风冬、夏反向意义下的季风现象是不存在的^[10]。因此在高原高度超过现代的一半时,东亚北方季风可能经历了一次从量变到质变的飞跃。而且高原隆升的影响并不限于隆升发生的时段,一旦高原隆升超过某个阶段,其影响可能会不可逆地存在下去。一个典型的例子是,构造尺度的高原隆升不仅影响构造尺度的气候演化,而且高原隆起后能够放大轨道尺度的亚洲季风变率^[105,106]。

综上所述,未来进一步加强高原隆升过程中各种反馈机制及气候环境非线性响应的研究是深入理解青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境影响的关键。我们不仅需要查明隆升过程中各种反馈过程的时空尺度和叠加效应,而且也需要厘清高原构造隆升事件、重大环境变化、高原隆升临界高度等之间的关系,这方面的研究还有大量的工作要做。

3.4 地质记录与数值模拟在研究高原隆升气候环境效应中的不确定性

地质记录与数值模拟都是研究青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境影响的重要手段,但目前二者均有其不足。除了空间分布的非均匀性和时间跨度的局限性之外,地质记录的不足主要表现在不同来源的隆升和时代证据尚没有统一,对一些环境记录的解释也有不同的看法。例如,3.6 Ma 前后沉积通量的显著增加既可以与高原北部隆升相联系,也可以用全球气候变化来解释^[107]。由于古环境记录中可能既包含着对局地构造的响应,也包含着全球变化的信息,因而仅仅利用地质记录往往难于确切推断高原隆升与环境变化之间的因果联系。而且,地球系统对高原隆升的反馈作用和非线性响应使地质记录所反映的构造事件与气候变化的关系变得更为复杂。

尽管已有的各类气候模式对高原隆升气候效应的模拟具有一定的一致性,但在某些方面尚存在明显差异。例如,青藏高原南部地形的动力作用和热力作用对南亚季风的相对重要性还有不同看法,需要进一步的定量化研究。目前用于研究高原区域隆升作用的数值模式分辨率还有待提高。与全球大气环

流模式相比,区域气候模式有较高的分辨率因而能更好地描述中小尺度的动力和物理过程,进而能够更准确地模拟区域及局地地形对季风和干旱气候的影响,但区域模式也有其自身的局限性,无法反映区域内大气环流变化对区域外大气的反馈。目前的气候模式在各种反馈机制的描述和物理-化学-地球生物循环过程的参数化、气候系统中大气-海洋-陆地-冰雪的耦合处理等方面尚不够完善,因而模拟结果可能会产生一定的气候漂移和模式依赖性,影响模式气候对地形变化响应的敏感性。这些问题需要在未来的研究中不断改进和完善,以进一步减少高原隆升气候环境效应研究中的不确定性。

4 结语

本文结合地质记录重点从气候数值模拟角度回顾了青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化影响的研究,对高原整体隆升、阶段性隆升和区域隆升 3 类数值模拟试验结果进行了系统的总结。随着气候模式的发展,从相对简单的大气环流模式,到海洋-大气耦合模式,乃至复杂的气候系统模式,对高原隆升气候环境效应的认识越来越深入。本文分析阐述的一个重要启示是,不同形式的构造隆升在气候和环境效应上存在显著区域差异,即青藏高原不同区域的地形隆升对亚洲季风各子系统形成发展的影响是不同的。从目前已完成的大量数值模拟结果来看,海陆分布和喜马拉雅山的隆升对南亚季风的建立和发展具有决定性作用,而东亚北方季风的形成发展、高原北侧干旱化加剧和亚洲粉尘循环增强则主要取决于青藏高原中部、特别是高原北部的隆升。

青藏高原隆升对亚洲季风-干旱环境演化影响研究的进一步突破在很大程度上将依赖于地质记录与数值模拟研究的良好融合。近年来,一些学者开始用地质记录定量重建区域古高度的工作(例如,文献[108])。随着资料的积累,将可能实现有明确年代的地质证据与数值模拟的直接对比。为此,重建地质时期三维古高度及其随时间变化的工作亟待加强。由于地质时期的气候环境记录实际上是各种影响因素作用下的综合结果,这也给气候数值模拟提出新的要求,即利用较高分辨率的数值模式区分不同时期区域构造隆升与全球气候变化对亚洲季风-干旱环境的相对贡献。另外一个重要问题是评估不同时期区域构造隆升对大气环流季节进程的影响^[14,109]。总

之,要正确评估青藏高原隆升的气候环境效应,必须将地质记录与数值模拟研究更紧密地结合.通过地质记录分析可以提出适用于气候模拟研究的问题并

能对古气候模拟结果提供检验,而数值模拟和试验则有助于理解地质记录中所观测到的现象的发生机理.

致谢 在本文写作过程中得到石正国博士和张冉博士的大力帮助,特此致谢.

参考文献

- 1 Yin A, Harrison T N. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 2 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Rev Geophys*, 1993, 31: 357–396
- 3 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62–66
- 4 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159–163
- 5 Li G J, Pettke T, Chen J. Increasing Nd isotopic ratio of Asian dust indicates progressive uplift of the north Tibetan Plateau since the middle Miocene. *Geology*, 2011, 39: 199–202
- 6 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43: 1569–1574
- 7 Molnar P. Mio-Pliocene growth of the Tibetan Plateau and evolution of East Asian climate. *Palaeontol Electron*, 2005, 8: 1–23
- 8 Sun X J, Wang P X. How old is the Asian monsoon system? — Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 222: 181–222
- 9 Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J Geol*, 1993, 101: 177–190
- 10 Liu X D, Yin Z Y. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2002, 183: 223–245
- 11 Boos W R, Kuang Z M. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 2010, 463: 218–222
- 12 Shi Z G, Liu X D, An Z S, et al. Simulated variations of eolian dust from inner Asian deserts during late Pliocene-Pleistocene periods. *Clim Dyn*, 2011, 37: 2289–2301
- 13 Copeland P. The when and where of the growth of the Himalaya and Tibetan Plateau. In: Ruddiman W, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Publishing Corporation, 1997. 19–40
- 14 Harris N B W. The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 241: 4–15
- 15 王成善, 戴紧根, 刘志飞, 等. 青藏高原与喜马拉雅的隆升历史和研究方法: 回顾与进展. *地学前缘*, 2009, 16: 1–30
- 16 施雅风, 刘东生. 希夏邦马峰地区科学考察报告. *科学通报*, 1964, 10: 928–938
- 17 徐仁, 陶君容, 孙湘君, 等. 希夏邦马峰高山栎化石层的发现及其植物学和地质学上的意义. *植物学报*, 1973, 15: 103–119
- 18 李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. *中国科学*, 1979, 22: 608–616
- 19 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663–1670
- 20 Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the Latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163–166
- 21 Kroon D, Steens T N F, Troelstra S R. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea. *Proc ODP, Sci Results*, 1991, 17: 257–263
- 22 Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49–52
- 23 Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, et al. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 2003, 421: 622–624
- 24 Wang C S, Zhao X X, Liu Z, et al. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2008, 105: 4987–4992
- 25 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 2006, 439: 677–681

- 26 Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon, *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 111–145
- 27 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 171–187
- 28 汪品先. 全球季风的地质演变. *科学通报*, 2009, 54: 535–556
- 29 Gupta S M. Indian monsoon cycles through the last twelve million years. *Earth Sci India*, 2010, 3: 248–280
- 30 Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a similar to 7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 152: 49–66
- 31 Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 85–88
- 32 Huang Y S, Clemens S C, Liu W G, et al. Large-scale hydrological change drove the late Miocene C₄ plant expansion in the Himalayan foreland and Arabian Peninsula. *Geology*, 2007, 35: 531–534
- 33 强小科, 安芷生, 宋友桂, 等. 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*, 2010, 40: 1479–1488
- 34 Sun J M, Ye J, Wu W Y, et al. Late Oligocene-Miocene mid-latitude aridification and wind patterns in the Asian interior. *Geology*, 2010, 38: 515–518
- 35 Wang P X. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1990, 77: 315–334
- 36 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 亚洲季风系统的起源和发展及其两级冰盖和区域构造运动的时代耦合性. *第四纪研究*, 1998, 3: 194–204
- 37 Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. A major reorganization of Asian climate regime by the early Miocene. *Clim Past*, 2008, 4: 153–174
- 38 孙有斌, 安芷生. 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的亚洲内陆干旱化的历史和变率. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 769–776
- 39 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan up lift and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13: 215–224
- 40 Burbank D W, Derry L A, France-Lanord C. Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. *Nature*, 1993, 364: 48–54
- 41 Qiang X K, Li Z X, Powell C McA, et al. Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 187: 83–93
- 42 安芷生, 张培震, 王二七, 等. 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*, 2006, 26: 678–693
- 43 Bolin B. On the influence of the earth's orography on the westerlies. *Tellus*, 1950, 2: 184–195
- 44 叶笃正. 青藏高原对于大气环流影响的季节变化. *气象学报*, 1952, 22: 33–47
- 45 Flohn H. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia. *J Meteorol Soc Jpn*, 1957, 35: 180–186
- 46 Mintz Y. Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion. WMO Tech Note No. 66, 1965, 141–167
- 47 Kasahara A, Sasamori T, Washington W M. Simulation experiments with a 12-layer stratospheric global circulation model. I. Dynamical effect of the Earth's orography and thermal influence of continentality. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 1229–1251
- 48 Manabe S, Terpstra T B. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 3–42
- 49 Hahn D G, Manabe S. The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1515–1541
- 50 钱永甫, 颜宏, 王谦谦, 等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京: 科学出版社, 1988. 1–217
- 51 Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Numerical experiments. *J Geophys Res*, 1989, 94: 18393–18407
- 52 Ruddiman W F, Kutzbach J E. Late Cenozoic plateau uplift and climate change. *Trans Roy Soc Edinburgh: Earth Sci*, 1990, 81: 301–314
- 53 Manabe S, Broccoli A J. Mountains and arid climates of middle latitudes. *Science*, 1990, 247: 192–194
- 54 Broccoli A J, Manabe S. The effects of orography on midlatitude northern hemisphere dry climates. *J Clim*, 1992, 5: 1181–1201
- 55 钱正安, 吴统文, 吕世华, 等. 夏季西北干旱气候形成的数值模拟——高原地形和环流场等的影响. *大气科学*, 1998, 22: 753–762
- 56 Sato T, Kimura F. Impact of diabatic heating over the Tibetan Plateau on subsidence over northeast Asian arid region. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L05809, doi:10.1029/2004GL022089
- 57 Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 1992, 359: 117–122
- 58 Huber M, Goldner A. Eocene monsoons. *J Asian Earth Sci*, 2012, 44: 3–23
- 59 Ramstein G, Fluteau F, Besse J, et al. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 1997, 386: 788–795
- 60 Zhang Z S, Wang H J, Guo Z T, et al. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 245: 317–331

- 61 Henrot A J, Francois L, Favre E, et al. Effects of CO₂, continental distribution, topography and vegetation changes on the climate at the Middle Miocene: A model study. *Clim Past*, 2010, 6: 675–694
- 62 Herold N, Huber M, Müller R D. Modeling the Miocene climatic optimum. Part I: Land and atmosphere. *J Clim*, 2011, 24: 6353–6372
- 63 Micheels A, Bruch A A, Uhl D, et al. A late Miocene climate model simulation with ECHAM4/ML and its quantitative validation with terrestrial proxy data. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 253: 251–270
- 64 Tang H, Micheels A, Eronen J, et al. Regional climate model experiments to investigate the Asian monsoon in the Late Miocene. *Clim Past*, 2011, 7: 847–868
- 65 Haywood A M, Dowsett H J, Otto-Bliesner B, et al. Model Intercomparison Project (PlioMIP): Experimental design and boundary conditions (Experiment 1). *Geosci Model Dev*, 2010, 3: 227–242
- 66 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 289–295
- 67 Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Geology—Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671–1677
- 68 Mulch A, Chamberlain C P. The rise and growth of Tibet. *Nature*, 2006, 439: 670–671
- 69 Molnar P, Boos W R, Battisti D S. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2010, 38: 77–102
- 70 Abe M, Kitoh A, Yasunari T. An evolution of the Asian summer monsoon associated with mountain uplift—Simulation with the MRI atmosphere-ocean coupled GCM. *J Meteorol Soc Jpn*, 2003, 81: 909–933
- 71 Chung S, Lo C H, Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 1998, 394: 769–773
- 72 王国灿, 张克信, 曹凯, 等. 从青藏高原新生代构造隆升的时空差异性看青藏高原的扩展与高原形成过程. *地球科学—中国地质大学学报*, 2010, 35: 713–727
- 73 Zheng H, Powell C, An Z, et al. Pliocene up lift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 2000, 28: 715–718
- 74 Fang X, Zhang W, Meng Q, et al. High resolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China and its implication on tectonic uplift of the NE Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 258: 293–306
- 75 Chakraborty A, Nanjundiah R S, Srinivasan J. Role of Asian and African orography in Indian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1989, doi: 10.1029/2002GL015522
- 76 张冉, 刘晓东. 上新世以来构造隆升对亚洲夏季风气候变化的影响. *地球物理学报*, 2010, 53: 2817–2828
- 77 Wu G X, Liu Y M, He B, et al. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2012, 2: 404, doi: 10.1038/srep00404
- 78 张冉, 姜大膀, 刘晓东, 等. 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研究. *科学通报*, 2012, 57: 2403–2412
- 79 Tang H, Micheels A, Eronen J T, et al. Asynchronous responses of East Asian and Indian summer monsoons to mountain uplift shown by regional climate modelling experiments. *Clim Dyn*, 2013, 40: 1531–1549
- 80 Boos W R, Kuang Z M. Sensitivity of the South Asian monsoon to elevated and non-elevated heating. *Sci Rep*, 2013, 3: 1192, doi: 10.1038/srep01192
- 81 Chakraborty A, Nanjundiah R S, Srinivasan J. Theoretical aspects of the onset of Indian summer monsoon from perturbed orography simulations in a GCM. *Ann Geophys*, 2006, 24: 2075–2089
- 82 金敏华, 何金海, 陈隆勋, 等. 亚洲南部地区海陆分布和南半球陆地对亚洲夏季风影响的数值试验. *大气科学*, 2006, 30: 1043–1053
- 83 Yanai M, Wu G X. Effects of the Tibetan Plateau. In: Wang B, ed. *The Asian Monsoon*. Berlin: Springer, 2006. 513–549
- 84 Rea D K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev Geophys*, 1994, 32: 159–195
- 85 Duce R A. Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. In: Charlson R, Heintzenberg J, eds. *Aerosol Forcing of Climate*. New York: Wiley, 1995. 43–72
- 86 陈骏, 李高军. 亚洲风尘系统地球化学示踪研究. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41: 1211–1232
- 87 Windley F F, Allen M R. Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle under Central Asia. *Geology*, 1993, 21: 295–298
- 88 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 360: 647–652
- 89 钱云, 钱永甫. 青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验. *气象学报*, 1996, 54: 474–483
- 90 Dirmeyer P A. Land-sea geometry and its effect on monsoon circulations. *J Geophys Res*, 1998, 103: 11555–11572
- 91 Chou C. Land-sea heating contrast in an idealized Asian summer monsoon. *Clim Dyn*, 2003, 21: 11–25
- 92 Wu G X, Liu Y, Zhu X, et al. Multi-scale forcing and the formation of subtropical desert and monsoon. *Ann Geophys*, 2009, 27: 3631–3644

- 93 Chen T C. Maintenance of summer monsoon circulations: A planetary perspective. *J Clim*, 2003, 16: 2022–2037
- 94 Chao W C, Chen B D. The origin of monsoon. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 3497–3507
- 95 Lu H Y, Wang X, Li L. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia. *Geol Soc London, Spec Pub*, 2010, 342: 29–44
- 96 刘晓东, 李力, 安芷生. 青藏高原隆升与欧亚内陆及北非的干旱化. *第四纪研究*, 2001, 21: 114–122
- 97 Miao Y F, Herrmann M, Wu F L, et al. What controlled Mid-Late Miocene long-term aridification in Central Asia? — Global cooling or Tibetan Plateau uplift: A review. *Earth Sci Rev*, 2012, 112: 155–172
- 98 张林源. 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)*, 1981, 3: 142–155
- 99 施雅风, 汤懋苍, 马玉贞. 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*, 1998, 28: 263–271
- 100 Lunt D J, Flecker R, Clift P D. The impacts of Tibetan uplift on palaeoclimate proxies. *Geol Soc London, Spec Pub*, 2010, 342: 279–291
- 101 Bush A B G. A positive climatic feedback mechanism for Himalayan glaciation. *Quat Int*, 2000, 65/66: 3–13
- 102 Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2001, 98: 5975–5980
- 103 Jickells T D, An Z S, Andersen K K, et al. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, 2005, 308: 67–71
- 104 刘晓东, 汤懋苍. 论青藏高原隆起作用于大气的临界高度. *高原气象*, 1996, 15: 131–140
- 105 Prell W, Kutzbach J E. The impact of Tibet-Himalayan elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation. In: Ruddiman W, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Publishing Corporation, 1997. 171–201
- 106 Liu X D, Kutzbach J E, Liu Z, et al. The Tibetan Plateau as amplifier of orbital-scale variability of the East Asian monsoon. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1839, doi: 10.1029/2003GL017510
- 107 Zhang P Z, Molnar P, Downs W R, et al. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 2001, 410: 891–897
- 108 Rowley D B, Garzione C N. Stable Isotope-based paleoaltimetry. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2007, 35: 463–508
- 109 Park H S, Chiang J C H, Bordoni S. The mechanical impact of the Tibetan Plateau on the seasonal evolution of the south Asian monsoon. *J Clim*, 2012, 25: 2394–2407