



# 岁差对亚洲夏季风气候变化影响研究进展

刘晓东, 石正国

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;

中国科学院研究生院, 北京 100049

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

2009-03-13 收稿, 2009-06-25 接受

国家杰出青年科学基金(批准号: 40825008)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB720208)资助项目

**摘要** 评述性回顾了地球轨道参数改变所引起的岁差周期日射强迫对亚洲夏季风演化影响的地质气候记录和数值模拟研究进展, 岁差分量季风变迁机制问题的提出以及目前存在的争议, 最后提出未来值得深入研究的一些问题。20世纪80年代初以来的大量观测和模拟, 特别是最近几年洞穴石笋记录和长期瞬变模拟研究表明, 岁差强迫可以造成地质时期亚洲季风气候准2万年的周期性变化, 但目前对于岁差引起的日射变化影响亚洲季风气候演变的物理机制的认识尚存在明显分歧。“零相位”假说强调亚洲季风的演化完全受控于北半球夏季日射, 而“潜热说”认为亚洲季风除了受北半球夏季日射的直接驱动外, 还要受到南半球日射引起的南印度洋潜热输送的巨大影响。这两种假设各得到一些观测和模拟研究的支持, 但同时也都受到质疑。我们在肯定北半球日射变化对于亚洲季风变迁具有重要作用的同时, 强调来自南半球的远程影响也不容忽视。鉴于目前季风响应及其强迫机制研究中存在的问题, 指出今后需要加强季风代用指标的物理意义、轨道尺度瞬变模拟试验中反馈机制以及地质资料与模拟试验对比等研究。

**关键词**

岁差  
亚洲  
夏季风  
地质记录  
数值模拟

气候变化是大气层顶部接收到的太阳辐射与地球大气圈、水圈、生物圈及冰雪圈共同作用的结果, 其中太阳对地球辐射量的变化是全球气候变化的主要外强迫因子, 地球各圈层的相互作用则通过各种物理、化学和生物过程及反馈机制在不同时空尺度上调制了气候对太阳辐射变化响应的幅度和相位。按照米兰科维奇的天文气候学理论<sup>[1]</sup>, 地球轨道参数(偏心率、地轴倾角及岁差)改变引起的太阳辐射随纬度和季节的周期性变化是千年至万年尺度气候变化和冰期旋回的根本驱动力。最近30余年, 随着地质定年、同位素测定等各种测试手段以及计算机技术的巨大进步, 有力地推动了长时间尺度气候与环境变化地质观测和数值模拟的研究。对深海岩芯、黄土沉积、冰芯和石笋等大量地质气候记录的分析表明, 过去的地球气候普遍表现出与23 ka岁差周期、41 ka

地轴倾角周期以及100 ka偏心率周期相对应的变化<sup>[2,3]</sup>。23 ka岁差周期和41 ka地轴倾角周期通常被认为是地球气候分别对岁差及地轴倾角变化的某种线性响应<sup>[4]</sup>, 但由于轨道偏心率作用引起的日射变化甚微, 100 ka气候周期的形成机制则复杂得多, 至今尚未定论<sup>[5]</sup>。关于米兰科维奇气候变化理论的研究进展和存在问题介绍, 可参见文献<sup>[6,7]</sup>。

地球轨道强迫在亚洲季风气候的长期演变中留下了深刻的烙印, 反映南亚和东亚季风气候演变的许多地质记录都显示了100, 41和23 ka周期<sup>[8,9]</sup>。由于季风气候变化的100 ka周期并非直接由日射强迫所驱动, 而地轴倾角变化所引起的41 ka周期主要影响高纬地区的日射<sup>[10-12]</sup>, 同时考虑到岁差对低纬度日射, 特别是对包括我国在内的亚洲季风气候有显著影响, 但其作用的过程和机理并不完全清楚而且

**引用格式:** 刘晓东, 石正国. 岁差对亚洲夏季风气候变化影响研究进展. 科学通报, 2009, 54: 3097-3107

Liu X D, Shi Z G. Effect of precession on the Asian summer monsoon evolution: A systematic review. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3720-3730, doi: 10.1007/s11434-009-0540-5

至今存在较大争议,因此本文将专门就地球轨道岁差周期及其对亚洲夏季风影响研究的发展历程、目前存在的争议以及未来值得深入研究的问题进行介绍和评述。

### 1 岁差及其对日射的影响

岁差是地球公转过程中因地球自转轴进动引起春分点的位移而产生的。早在公元前2世纪,古希腊天文学家就发现了该现象,牛顿在300多年前首次对岁差现象进行了理论上的解释。在绕太阳公转的同时,地球自身绕地轴进行自转。而受太阳和月球不平衡引力的共同影响,使得惯性作用下的地球自转轴产生摆动,这种摆动表现为地轴绕着黄轴旋转,在空间描绘出一个半径约为 $23.5^\circ$ (黄赤交角)圆锥面,从而使天赤道与黄道的交点——春分点和秋分点在黄道上向西移动,每76年约移动 $1^\circ$ ,整个循环周期约为25700 a。图1示意性地表明,若某一时期夏至点位于近日点且北半球倾向太阳(太阳辐射季节性增强),则在半个岁差周期以后冬至点位于近日点且南半球倾向太阳(太阳辐射季节性减弱)。正是由于春分点的移动,太阳直射点的回归运动(回归年)较之恒星年存在约20 min的差别,岁差也因此得名。这种由太阳和月球所引起的进动称之为日月岁差。此外,地球还受到了来自其他行星的引力作用,使黄道面的位置也同

时发生变化,这同样使得二分点产生一定的位移,称为行星岁差,但行星岁差较之日月岁差极小,不到其百分之一,二者之和即为通常意义上所说的岁差。

在古气候学中,尤其是米兰科维奇理论中提到的岁差与天文学岁差略有不同。气候岁差的参照物并不是固定的,而是处于进动状态的近日点,同时由于其他因素的调制作用,使得气候岁差的周期并不等同于天文岁差。气候岁差的周期主要位于19000~23000年之间,通常取其平均状态21700年<sup>[3]</sup>。岁差、地轴倾角以及偏心率构成了米兰科维奇理论中的地球轨道三要素,三者的变化决定了大气上界太阳辐射(日射)在地球上的时空分布。目前广为使用的地质时间尺度上因地球轨道参数改变所引起的日射变化计算公式和结果是由Berger等人<sup>[10,11]</sup>在前人工作的基础上改进获得的,其中岁差参数被定义为 $p = e \times \sin(\omega)$ , $e$ 为轨道偏心率,而 $\omega$ 是近日点的黄经,可见岁差的幅度受到了偏心率的调制作用。基于他们的计算结果,图2展示了过去300 ka的日射变化序列。岁差参数变化介于-0.05~0.05之间,并受到偏心率变动(0.0125~0.0503)的调制:偏心率大(小)时岁差变幅大(小)。岁差的存在显著影响了日射的季节差异,并且其对南、北半球的影响是相反的。当岁差参数处于最小值时(图2(a)),北半球夏季日射极大而冬季日射极小(图2(b),(c)),南半球夏季日射极小但冬季日射极大(图2(d),(e));岁差参数最大时则正好相反。虽然南北半球不同纬度带日射变化序列的功率谱分析(图2(g)~(j))显示,在各纬度上日射变化均存在显著的岁差周期,但岁差对日射的影响在低纬度最为显著,而高纬气候对地轴倾角的响应则较为明显<sup>[12]</sup>。例如,岁差引起的 $30^\circ\text{N}$ 处夏季日射变幅可达 $120 \text{ W/m}^2$ ,约占整体变化的96%,而地轴倾角影响极小,仅占2%;但 $60^\circ\text{N}$ 处岁差作用有所降低,岁差谱段日射变幅约为 $100 \text{ W/m}^2$ ,占整体变化的79%,而此时地轴倾角的作用明显增加,约占18%。由于全球季风多分布于较低纬度地区,因此岁差在轨道尺度季风演化历程中的关键作用是不言而喻的。此外,日射变化并不存在与偏心率相对应的100 ka周期,因为日射在偏心率波段的变化幅度仅为 $2 \text{ W/m}^2$ 左右,远远小于岁差及地轴倾角波段上的日射变幅。以上虽然仅显示了最近300 ka的情况,但据Berger和Loutre<sup>[11]</sup>的计算,晚新生代以来各地球轨道参数均具有稳定的周期。

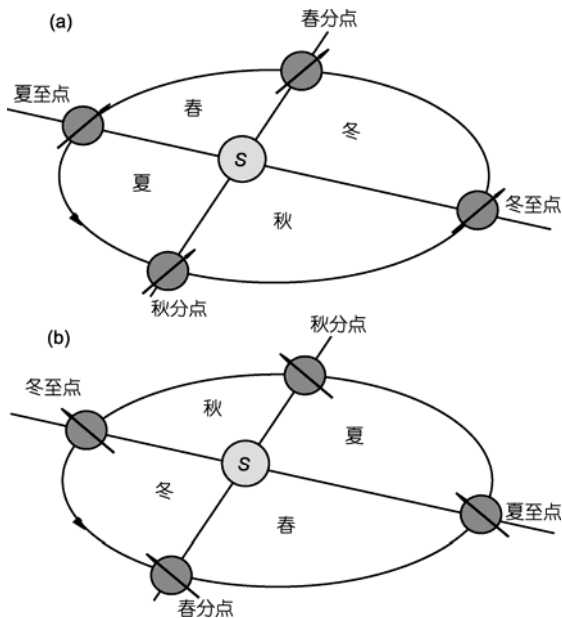


图1 地球岁差循环示意图

(a) 夏至位于近日点, (b) 冬至位于近日点。图中各圆分别代表地球(箭头指示地轴北极方向)和太阳(S), 季节针对北半球而言

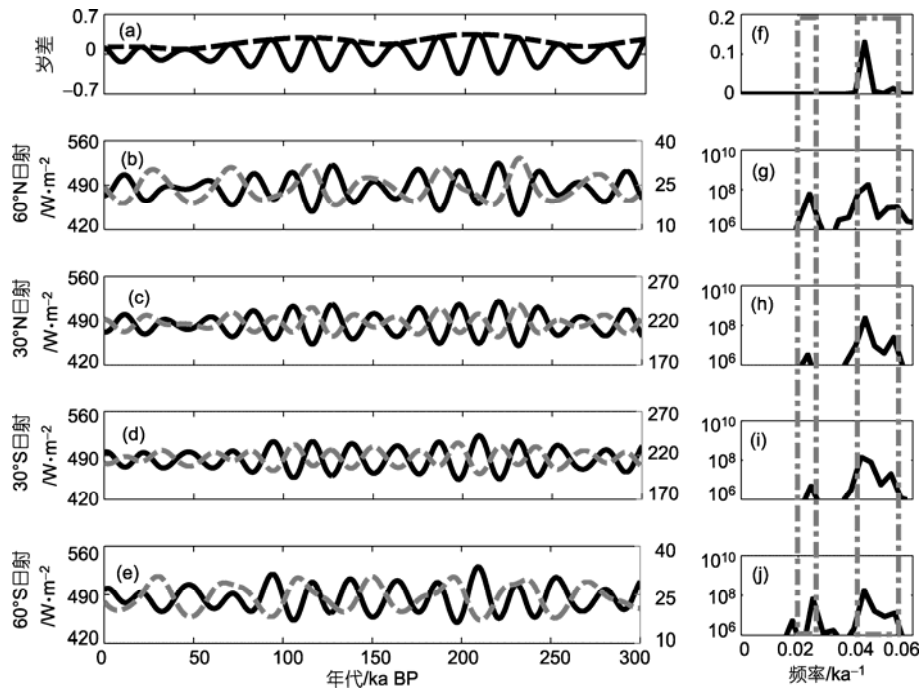


图2 过去 300 ka 以来轨道参数引起的日射量变化序列

(a) 岁差参数(虚线为偏心率); (b) 60°N 日射, 实线为夏季(左 y 轴, 北半球为 6 月, 南半球为 12 月), 虚线为冬季(右 y 轴, 北半球为 12 月, 南半球为 6 月), 下同; (c)~(e) 分别为 30°N, 30°S, 60°S 日射; (f)~(j) 分别为(a)~(e)实线序列对应的功率谱分布, 虚线框为对应地轴倾角(左)及岁差(右)波段, 日射资料取自 Berger 和 Loutre<sup>[11]</sup>

## 2 地质记录所揭示的季风气候变化中的岁差周期

随着地质钻探取芯、实验分析和环境解译技术的发展, 越来越多的长时间尺度气候替代指标显示了过去的地球气候, 特别是季风气候变化中存在着岁差周期. 在全球古季风研究中, 人们首先是从非洲、阿拉伯及印度地区 10~5 ka BP 时期普遍存在高湖面记录<sup>[13]</sup>的事实认识到季风演变中的岁差信息的. 早期的研究发现, 反映非洲季风强度的湖泊大小<sup>[14]</sup>、东地中海腐泥层<sup>[15]</sup>及尼罗河洪水变化<sup>[16]</sup>均呈现出强烈的准 20 ka 周期, 早全新世-中全新世被证明存在一个“非洲湿润期”<sup>[17]</sup>. 这些在早全新世开始出现的季风增强证据与最近一个岁差循环中北半球日射在 11 ka BP 前达到最大的事实相吻合. 从长时间尺度变化看, 非洲季风气候的岁差分量在北半球大冰盖出现之前的早全新世较其他轨道分量更为显著<sup>[18]</sup>.

热带印度洋和阿拉伯海的海洋沉积物中的各种物理、化学与生物学参量(如风尘沉积通量、有机碳含量、浮游和底栖有孔虫等)通常被用作度量南亚季风强度的代用指标. 强盛的印度夏季风引起的海洋

上涌流控制着海洋初级生产力并促进北印度洋独特动植物物种的繁盛, 季风活动及其季节性的信息由此被保存在浮游有孔虫及底栖有孔虫中. 这些海洋生物指标<sup>[19-21]</sup>、多种代用指标的综合信息<sup>[22]</sup>以及我国大陆西南地区的湖相沉积<sup>[23]</sup>等都反映了南亚西南季风的长期演变包含着显著的岁差周期. 与非洲季风类似, 在北半球大冰盖出现之前的早全新世, 岁差是南亚季风的优势周期<sup>[24]</sup>.

作为陆相沉积物的中国黄土-古土壤系列是记录东亚古季风气候变化信息的良好载体. 反映夏季风强度的黄土磁化率<sup>[25-27]</sup>、碳酸钙含量<sup>[28]</sup>和蜗牛化石<sup>[29]</sup>等均显示出准 20 ka 的岁差周期. 在反映冬季风的黄土粒度的频谱分析<sup>[30-32]</sup>中也存在岁差信号, 虽然冬季风变化的岁差周期分量强度较弱(如无特别说明, 本文所述季风均指夏季风). 来自青藏高原的古冰芯、湖面和植被变化记录中也发现了明显的岁差信号<sup>[33]</sup>. 中国南海的有孔虫氧碳同位素、蛋白石和孢粉记录<sup>[34-36]</sup>、地球化学指标<sup>[37]</sup>等, 日本琵琶湖的孢粉<sup>[38]</sup>以及西北太平洋的孢粉<sup>[39]</sup>等均记录了东亚夏季风变化的岁差信息. 近年来利用洞穴石笋记录重建亚洲季风气候变迁历史的研究取得了重要进展. 石笋以

其保存信息完整、敏感度高、时间跨度大,特别是能够精确应用于高分辨率、高灵敏度 TIMS 定年的良好特性,为追踪地球气候的演变足迹留下了系统连续的高分辨率记录. 南京葫芦洞石笋及湖北神农架三宝洞石笋分别揭示了过去 75 及 224 ka 我国季风降水的演化<sup>[40,41]</sup>. Yuan 等人<sup>[42]</sup>对贵州董哥洞石笋记录过去 160 ka 以来低纬度的降水和亚洲季风变化进行了研究. 这些记录可以互相印证和良好对比,均指示了非常显著的岁差周期.

由于岁差引起的太阳辐射变化在两个半球是相反的(参见图 2),因此,位于南、北半球低纬季风气候的岁差尺度响应通常也具有相反的变化趋势. 我们以具有绝对定年的石笋氧同位素记录过去约 120 ka 亚洲季风<sup>[40,41]</sup>与南美季风气候<sup>[43]</sup>变化(图 3)为例,可以看到两者变化相反且都存在极为显著的准 20 ka 岁差周期,如在全新世初,亚洲季风增强变湿而南美季风减弱变干. 类似地,山地冰芯研究<sup>[44]</sup>发现,末次冰期以来受岁差驱动的南、北半球热带山地冰川进退及季风降水起伏也是非同步的. 这些证据有力地支持了岁差影响季风变迁的理论.

### 3 亚洲季风对岁差强迫响应的数值模拟

在季风变迁记录日益积累的同时,计算机技术的迅速发展和全球气候模式的不断改进极大推动了

古气候模拟研究,使岁差强迫与季风响应之间的因果联系得到直接验证. 关于第四纪亚洲季风演化的驱动机制问题,最早是由 Kutzbach 在 1981 年提出来的. 他利用一个低分辨率的大气环流模式(GCM),在将岁差参数及地轴倾角设置为 9 ka BP 的值后模拟了早全新世的季风变化. 由于岁差引起北半球夏季日射增加,导致陆地温度升高,海陆温差随之增大,使 9 ka 前的亚-非季风强度较现今更为强烈,季风降水增多. 这与当时已获得的北非及南亚地区的地质证据吻合,据此 Kutzbach<sup>[45]</sup>指出,热带(副热带)地区的季风系统受到轨道强迫引起的北半球夏季太阳辐射变化的驱动. 这一结果在 *Science* 杂志发表后,引起了第四纪环境变化研究工作者的广泛注意,为后来不断认识深入亚洲季风变化岁差强迫的物理机制奠定了基础.

过去二十多年来,随着计算机模拟能力的逐步提高,亚洲季风气候变迁的数值模拟也在不断改善. 受计算机条件限制,在早期的 GCM 试验中不仅海表温度(SST)及陆面反射率都是指定的,而且每个数值试验仅积分几年<sup>[45]</sup>,甚至不考虑季节循环<sup>[46]</sup>. 以后的大气模式逐步耦合了混合层海洋模式<sup>[47]</sup>或动力海洋模式<sup>[48]</sup>,并考虑了陆面过程<sup>[49]</sup>. 涉及国际上 20 多个气候模式的古气候模拟对比研究计划<sup>[50,51]</sup>以及其

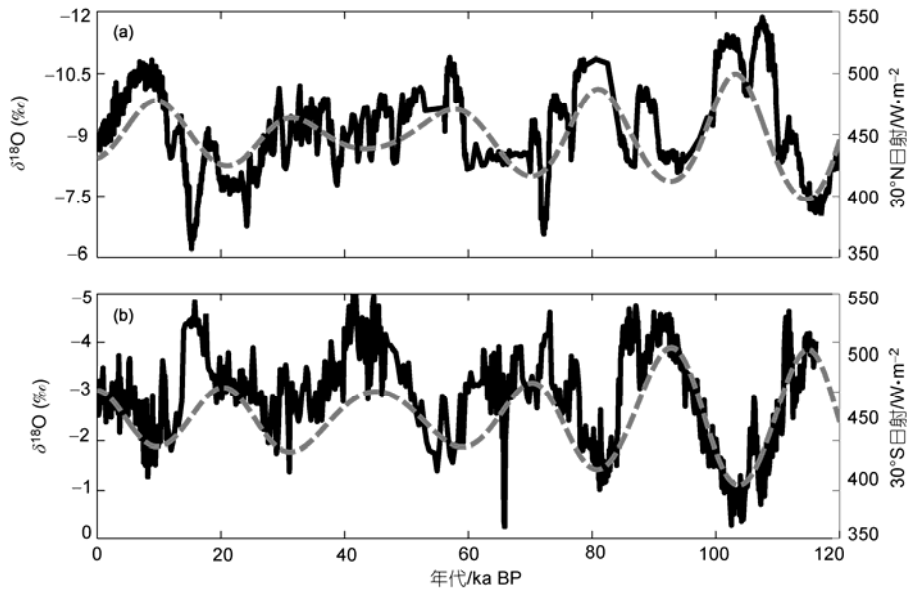


图 3 南、北半球轨道尺度季风指标对比

(a) 中国三宝洞葫芦洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[41]</sup>, 虚线为北半球夏季(6~8月)平均日射; (b) 南半球巴西石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[43]</sup>, 虚线为南半球夏季(12~2月)平均日射, 日射资料取自 Berger 和 Loutre<sup>[11]</sup>

他许多工作<sup>[48-53]</sup>都瞄准中全新世(6 ka BP)或其他暖期<sup>[54,55]</sup>, 将其作为主要的模拟研究目标, 以探讨季风气候对岁差强迫的响应. 不断发展的气候模式的大量数值模拟试验进一步证实, 岁差带来的夏季日射变化是引起亚洲夏季风准 20 ka 周期性变动的根本原因.

在轨道参数引起的日射变化对季风演化的决定性影响不断得到验证的同时, 亚洲季风轨道尺度变动还受到其他诸多反馈作用的调制, 其演化机制的复杂性也逐渐被人们所认识. 例如, 按照 Kutzbach 和 Geutter<sup>[46]</sup>的模拟结果, 因水汽的辐射反馈效应, 在 9 ka BP 时期北半球热带地区 7 月日射 7% 的增加会造成地面净辐射上升 11%. 地表植被覆盖的反馈作用可以放大轨道尺度上热带季风对日射的响应, 但随地区和季节而变化<sup>[56]</sup>. Liu 等人<sup>[48,57]</sup>通过快速大气-海洋耦合模式(FOAM)模拟了全新世全球季风的演化过程, 指出不同区域的季风对海洋反馈作用的响应存在差异, 其中海洋对亚洲季风可能起到了负反馈作用. 此外, 一些数值试验<sup>[58,59]</sup>表明, 青藏高原构造隆升也可以放大亚洲季风的轨道尺度变率.

古气候模拟研究始终离不开与地质证据的对比. 模拟与记录的对比不仅能够深化对气候变化历史的理解, 而且有助于深入认识气候系统运行的物理过程和机制. 一个典型的例子是, 美国全新世制图研究计划(COHMAP)将几十位不同学科的科学家联系在一起, 他们通过气候重建和数值模拟探讨了过去 18 ka 的全球气候变化<sup>[60]</sup>. 过去由于受计算机资源的限制, 用 GCM 对古气候进行长期连续模拟是无法实现的, 只能针对某个特定时期进行“时间片(time-slice)”模拟或称“快照(snapshot)”式模拟. 为了实现气候模拟与重建记录的对比, Kutzbach 和 Geutter<sup>[46]</sup>在 COHMAP 框架下对过去 18 ka 每间隔 3 ka 进行了一系列时间片模拟. 他们的结果表明, 季风环流及其降水对岁差轨道产生的太阳辐射变化的响应比对冰期边界条件改变的响应大得多. Prell 和 Kutzbach<sup>[61]</sup>基于地球轨道参数和冰期边界条件多种组合下的一系列时间片模拟, 构建了过去 150 ka 季风强度和降水变化时间序列, 指出过去 150 ka 中 4 个最强的南亚强季风期正好与 4 个岁差强迫最大及相应的北半球太阳辐射最高的时期同步.

近年来古气候模拟研究领域的重要进展之一, 就是利用 GCM 开展了长时间尺度的连续或称“瞬变(transient)”模拟, 这主要得益于计算机日新月异的发

展. 长时间瞬变模拟可以揭示气候的连续演变, 探讨气候系统对外强迫的响应过程, 同时能获得可与气候记录或气候代用指标相对比的时间序列, 因而具有以平衡响应为目标的时间片模拟所不及的优越性. 过去长时间瞬变模拟仅适用于简单的能量平衡模式<sup>[62]</sup>, 或中等复杂的气候模式<sup>[63,64]</sup>. 利用 GCM 进行长时间积分的瞬变模拟是最近几年才开展起来的, 例如, 德国马普气象研究所利用三维海-气耦合的 GCM 进行了时间积分长达千年的气候模拟试验<sup>[65]</sup>. 然而, 要用海-气耦合模式连续积分上万年来探讨气候对随时间变化的岁差轨道强迫的瞬变响应, 以目前的计算机资源依然是困难的. 在这种情况下, 一种轨道强迫的加速技术<sup>[66,67]</sup>应运而生.

Jackson 和 Broccoli<sup>[66]</sup>, Lorenz 和 Lohmann<sup>[67]</sup>及 Timmermann 等人<sup>[68]</sup>分别应用这种加速技术模拟了最近 7, 142 及 165 ka 的全球气候变化. 最近, Kutzbach 等<sup>[69]</sup>在仅考虑轨道强迫随时间变化, 且将轨道强迫加速 100 倍的情况下, 使 FOAM 积分运行 2840 个模式年, 从而得到了过去 284 ka 的气候模拟输出, 这是迄今为止 GCM 获得的时间跨度最长的古气候模拟结果. 季风演变的岁差周期在他们模拟的南亚季风区(5°~27.5°N, 65°~105°E, 按文献<sup>[70]</sup>所选区域)夏季(6~9 月)平均季风降水率变化中一目了然, 即 284 ka 中有 12 个完整周期, 且与 30°N 处 6 月平均日射变化同相位(图 4). Tuenter 等人<sup>[64]</sup>利用一个中等复杂的气候模式完成的 130 ka 瞬变模拟也获得夏季降水与岁差强迫之间类似的同相位关系. Short 和 Mengel<sup>[62]</sup>基于能量平衡模式结果发现, 热带非洲大陆大部分地区对岁差强迫响应有约 3 ka 的滞后, 而亚洲季风区滞后值则小于 1 ka, 对岁差强迫响应的滞后时间因各地的热容量而异. 可见, 传统的平衡态试验和最新的瞬变响应试验都表明了轨道强迫与亚洲季风岁差尺度周期性变化的因果联系.

#### 4 岁差分量季风变迁机制的争议

上述大量地质气候记录和数值模拟一致表明, 地质时期亚洲季风演化存在与地球轨道参数变化紧密相连的岁差周期是确切无疑的. 然而, 关于轨道强迫引起的日射变化是如何影响亚洲季风的问题一直存在着激烈的争论, 至今仍没有明确的结论. 随着古气候重建资料的日益积累和相应的数值模拟工作的不断深入, 这一问题又重新回到了人们的视野中<sup>[71]</sup>. 目前, 关于亚洲季风在轨道尺度上的驱动机制的争

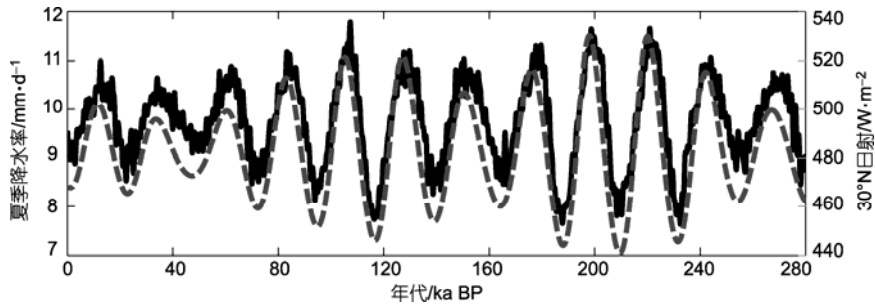


图4 FOAM 模拟的 280 ka BP 南亚季风区夏季(6~9 月)平均降水率(实线)及 30°N 6 月平均日射(虚线)变化

论集中体现在以下两种不同假说上. 第一种是 Kutzbach<sup>[45]</sup>提出的“零相位”假说<sup>[71]</sup>, 即亚洲季风的演化完全受控于北半球夏季日射, 最强盛季风出现的时间较之对应的北半球最大夏季日射至多存在较小的相位差, 即“零相位”; 第二种假说是 Clemens 等人<sup>[72]</sup>提出的, 他们认为南亚季风除了受北半球夏季日射的直接驱动外, 还要受到南半球日射(在岁差周期上与北半球日射反位相)引起的南印度洋潜热输送的巨大影响, 我们暂且称之为“潜热说”.

20 世纪 80 年代初基于数值试验建立的“零相位”假说后来受到前述诸多模拟研究的验证. 在最近长达 284 ka 的瞬变模拟<sup>[69]</sup>中, 也清楚地表现出季风响应与当地日射的零相位关系(图 4). 上述许多地质记录, 尤其是 Wang 等人<sup>[41]</sup>最近发表的去 224 ka 我国南方洞穴石笋的研究结果表明, 经过绝对定年的石笋  $\delta^{18}\text{O}$  同位素序列可以反映东亚季风气候的变化. 在温度高、雨量大的时期, 石笋氧同位素组分偏轻, 反之则偏重. 氧同位素反映的东亚季风气候变化以 23 ka 为周期, 并随北半球夏季太阳辐射能量而同步变化(图 3). 这些事实为亚洲季风的“零相位”假说提供了坚实的证据. 此外, 由于受全球冰量等下垫面的影响, 岁差周期上西南季风强度最大滞后峰值日射强迫约 3 ka<sup>[73]</sup>, 所以零相位只是一种近似的说法.

10 年之后“潜热说”的出现对“零相位”假说提出了挑战. Clemens 等人<sup>[22,72]</sup>利用过去 350 ka 来自阿拉伯海沉积物的多种季风气候代用指标及其叠合, 通过统计方法进行合成分析发现, 在 23 ka 的岁差周期上亚洲夏季风强度的极大值滞后于北半球夏季日射的极大值(即 6 月的日射量)约 125°(约 8 ka), 但是却与重建的南印度洋 SST 的极小值(指示洋面蒸发潜热释放极大)基本同步变化, 同时北半球冰量极小值在岁差波段上滞后于夏季日射约 78°(约 5 ka). 他们认为, 季风强度的相位落后如此显著, 已经不能够完全

用北半球夏季日射和冰量变化来解释. 季风强度的相位(-125°)恰好落入冰量极小值相位(-78°)和南半球日射极大值(12 月的日射量)的相位(-180°)之间(图 5), 说明亚洲夏季风很有可能受到了来自南半球海洋潜热输送的重要作用, 而南印度洋的潜热则是由南半球夏季日射决定的, 海洋上的水汽随赤道气流和亚洲夏季风进入亚洲内陆, 释放潜热从而加强亚洲低压槽. 中国南海深海岩芯<sup>[75]</sup>及云南鹤庆钻孔<sup>[23]</sup>资料都反映了亚洲季风与日射强迫之间存在着相当大的相位差. Clemens 等人<sup>[76]</sup>还分析了过去 3.5 Ma 亚洲季风的长期演化, 发现在上新世/更新世亚洲季风的相位相对冰量的位置是不稳定的. 在北半球第四纪大冰期建立之前, 岁差分量亚洲季风强度极大值的相位更接近南半球日射极大值. 随着北半球大冰

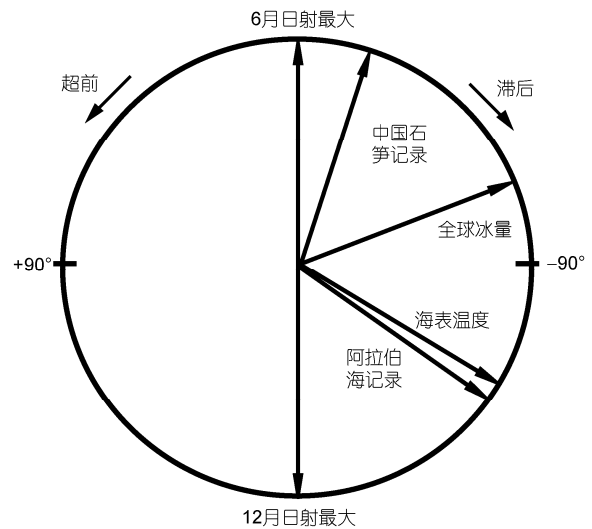


图5 岁差强迫与季风响应相位关系示意图

顺时针为相位滞后, 逆时针为超前, 零相位为 6 月日射最大, 反相位(180°)为 12 月日射最大. 各序列相位: 中国南方石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[41]</sup>(-18°), SPECMAP 全球冰量极小值<sup>[74]</sup>(-78°), 南印度洋 R17-98 孔海表温度极小值<sup>[22]</sup>(-123°), 阿拉伯海季风叠合记录<sup>[22]</sup>(-125°)

期的建立和发展,在岁差周期上日射强迫的季风最大出现的时间越来越早,逐渐向北半球冰量极小值出现的时间靠拢。可见,亚洲季风气候演变是外部的轨道强迫和气候系统内部各种反馈过程共同作用的结果。此外,从热带东南非洲的坦噶尼喀湖钻取的岩芯分析<sup>[77]</sup>显示,过去 60 ka 该地区的降雨量对北半球亚洲季风和印度洋海洋表面温度的变化高度敏感,即热带东南非降水更多地受到对立半球的控制,该现象似乎可以看作“潜热说”在亚洲夏季风之外的一个特例。

虽然“潜热说”有一定的观测研究基础,但期望直接用数值模拟研究来证实这一假说并非易事。这是因为当我们在数值模式中改变轨道参数时,不仅改变了北半球日射,也同时改变了南半球的日射,故不能排除对立半球的影响。因此,尽管我们从模拟结果中获得了亚洲季风降水与北半球日射有良好的对应关系(例如图 4),可实际上模拟的季风降水变化已经包含了相应南半球日射控制下的南印度洋潜热释放和输送对亚洲季风降水的影响。为此, Liu 等人<sup>[78]</sup>利用 FOAM 专门设计了仅改变北半球或仅改变南半球日射对亚洲及印度洋季风影响的理想试验,结果发现北半球日射的变化对南亚夏季风降水具有局地性和即时的影响,而南亚夏季风降水对南半球日射变化则有季节滞后的遥响应。当从前一年 12 月至当年 4 月南半球的日射增强时,则南热带印度洋的 SST 在 1~7 月持续偏高,从而通过洋面蒸发增加南热带印度洋上空的水汽量。随着亚洲夏季风的建立,对流层低层的平均越赤道气流将南热带印度洋上空增多的水汽向北输送,最终导致南亚季风降水的增加。这一试验暗示,亚洲季风在演化过程中确实可能受到南半球日射的远程作用。

亚洲季风变迁的“潜热说”机制最近开始受到强烈质疑。Reichart 等人<sup>[21]</sup>曾对来自阿拉伯海北部基于海表生产力变化的气候重建资料的分析显示,虽然与 Clemens 等人<sup>[72]</sup>的结果类似,南亚季风强度滞后于初夏日射约 6 ka,但他们认为如此大的相位差异并不是亚洲季风受到了来自南半球的影响,而是因为作为季风指标的生物产率对 8~9 月日射变化更为敏感所致。Ruddiman<sup>[71]</sup>在 2006 年发表了一个简短的评述,指出高分辨率石笋记录为解决“潜热说”和“零相位”两种假说的分歧提供了确信无疑的证据,中国石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录的夏季风降水与 6 月日射之间仅有  $-18^\circ$  的

相位差(图 5),因此支持 Kutzbach 的“零相位”假说。同时,他也对海洋沉积中广为接受的季风代用指标是否能真正反映夏季风的变化表示怀疑。Ruddiman 的评述发表后不久, Clemens 和 Prell<sup>[79]</sup>就迅速作出回应。他们争辩 Kutzbach 早期的数值试验使用了仅有大气分量的 GCM,而 SST 和陆面特征都是指定的,因而未能包括陆面及海洋的动力反馈。他们确信以前使用的阿拉伯海反映印度洋季风的同位素、化学、物理和生物学指标没有问题,其中陆源粒度反映了季风环流的强度,但独立于其他海洋上翻指标。此外,他们认为 Ruddiman 和 Raymo<sup>[80]</sup>在零相位假定下将南极冰芯的甲烷调到 7 月  $30^\circ\text{N}$  的日射并不合适,因为甲烷含量并非完全是由季风控制下的热带湿地变化所决定的。在这些争论之后, Wang 等人<sup>[41]</sup>最近发表的时间跨度更长的高精度绝对定年的石笋记录,再次确认了岁差尺度亚洲夏季风与北半球日射之间的同步变化关系,从而把“潜热说”推向被抛弃的边缘。但在几个月前召开的美国地球物理学会 2008 年秋季大会上, Clemens 等人<sup>[81]</sup>进一步争辩,石笋  $\delta^{18}\text{O}$  同位素记录可能是冬、夏季风过程的混合产物,而并不能完全反映季风降水。

## 5 值得深入研究的问题

从以上有关岁差尺度亚洲夏季风变化及其影响机制研究的发展历程和现状看,最近 20 多年来人们对岁差驱动的亚洲夏季风气候变化的事实和规律已经取得了越来越深入的认识和理解,但对于岁差引起的日射强迫具体是通过怎样的物理过程和机制来影响亚洲季风气候演变的问题尚存在明显分歧。为了进一步探索亚洲季风气候的轨道尺度变化机制、完善季风变迁理论,我们认为在未来的工作中以下几个问题值得深入思考和研究。

( ) 各种季风代用指标的物理意义有待诠释。现有的多种反映夏季风强度或季风雨量的指标都受到质疑。例如,石笋的氧同位素记录究竟是代表了当地夏季的大气降水量<sup>[41]</sup>,还是冬、夏季风过程的混合产物<sup>[81]</sup>? 即使阿拉伯海岩芯的陆源粒度或生物学指标可以反映海水上翻和季风风力的强度<sup>[22]</sup>,但亚洲季风降水量的多寡有时并不直接依赖于季风风力的强弱<sup>[78]</sup>。只有深入认识各种代用指标的物理意义及其反映季风不同侧面的适用性和局限性,才能正确判断日射强迫与季风响应之间的位相关系和因果联系。

( ) 轨道尺度瞬变数值模拟试验需要继续改进。虽然最近已完成的长达 284 ka 的理想瞬变试验<sup>[69]</sup>验证了亚洲季风与北半球日射的同相位关系, 但以前的半球日射强迫试验<sup>[78]</sup>却部分地支持南半球日射可以跨季影响亚洲夏季风。至今还没有模式能真正模拟出 Clemens 等人<sup>[72]</sup>提出的南半球潜热输送在亚洲季风演化过程中可能扮演的关键角色。在已完成的 284 ka 瞬变试验中仅考查了地球轨道参数改变所引起的日射变化的作用, 但并没有考虑冰期旋回中冰盖等边界条件变化的影响。当进一步考虑冰期边界条件的变化时, 可以测试是否北半球大冰期的建立和发展造成上新世以来亚洲季风相对冰量的相位不稳定性<sup>[76]</sup>, 进而检验亚洲季风变迁的“潜热说”。

( ) 岁差循环过程中的气候反馈作用有待深入评估。季风演变不仅受到轨道尺度日射变化的直接强迫作用, 而且受到气候系统内动力过程及各种反馈机制的影响。除了上面已提到冰量外, 同样缺乏在岁差循环中海洋、青藏高原积雪、地表植被和土壤湿度等反馈作用的定量评估。温室气体含量和碳循环在亚洲季风演变过程中的重要性应值得特别重视。大气甲烷含量变化主要由北半球季风和低纬湿地面积大小所控制, 因而可能是将岁差和地轴倾角的日射强迫进行非线性放大的一个重要因素<sup>[80]</sup>。岁差通过驱动热带季风, 可以调制大洋碳循环, 甚至可能影响全球气候<sup>[82]</sup>。对气候系统中各种物理乃至化学和生物学过程的认识及其数学描述的不完善是目前气候模拟研究不确定性的主要来源。评估包含各种反馈过程的数值模拟并与地质观测记录进行综合对比将可能是未来进一步认识轨道尺度季风变化的关键所在。

( ) 不同月份日射强迫与季风响应的关系需进一步确认。在岁差波段上, 不同月份的日射本身即存在着明显的相位差。其中辐射量最大的 6 月日射变化与负岁差参数同相(参见图 2), 而 5 月(7 月)份的日射超前(落后)于负岁差参数, 相邻两月日射位相差为 30°, 约  $23000/12 = 1900$  年。正如在年循环中气候系统对日射的响应存在着不同程度的季节滞后, 在岁差循环中, 气候系统对日射的响应同样存在着一定

(如 3 ka<sup>[62,73]</sup>)的滞后性。某个月的气候变动往往是对其前 1~2 个月日射变化响应的结果。初夏的日射强弱可能对亚洲季风盛衰更为重要<sup>[83]</sup>。在考察日射强迫的季风响应时, 如果随意选取日射标尺将可能获得两者之间缺乏物理联系的位相关系, 这是研究轨道驱动的季风强迫机制时特别需要注意的。鉴于这一问题的重要性, 我们将另文专门讨论。

( ) 亚洲季风变迁的多时间尺度相互作用值得深入探讨。实际地质记录所反映的季风变化往往是多种时间尺度上各种因子共同作用的结果。限于篇幅, 本文主要讨论了亚洲夏季风气候变化对岁差强迫的响应, 而事实上岁差强迫本身也受到 100 ka 偏心率周期的调制<sup>[3]</sup>。目前的轨道偏心率低, 因而是岁差作用相对偏弱的时期。如果没有人类活动的干预, 按照天文周期的回归预测, 始于 6 ka 前的全球降温将会再持续几千年<sup>[3]</sup>, 但在万年尺度上现在可能处于前所未有的超长间冰期<sup>[84]</sup>, 工业革命以来人类活动影响下毋庸置疑的全球变暖<sup>[85]</sup>似乎正在改变着包括季风在内的地球气候的自然变率。41 ka 地轴倾角周期虽然主要控制高纬气候的季节性, 但由于其叠加作用, 使 23 ka 岁差强迫对低纬季风气候的影响更加复杂<sup>[54]</sup>。此外, 青藏高原的构造隆升可能放大了亚洲季风的轨道尺度气候变率<sup>[58,59]</sup>。

( ) 不同时间尺度上半球间气候变化的联系也应当引起我们足够的重视。虽然亚洲季风变迁的“潜热说”机制目前还难于完全证实, 但来自南半球的远程影响的确不容忽视。事实上, 半球间气候变化的联系并不限于轨道尺度。例如, 在千年尺度上, 末次冰消期北半球与南半球的气候变化之间存在北大西洋经向翻转流(MOC)控制下的“跷跷板”现象<sup>[86]</sup>。在冰期-间冰期循环过程中, 黄土-古土壤记录的东亚夏季风变化中则可能蕴含着南半球影响的信息<sup>[87,88]</sup>。应该指出, 虽然轨道尺度的岁差强迫与千年尺度的 MOC 作用都倾向于造成南、北半球反向的气候变化, 但影响机理可能完全不同。因而不断深入的机理探讨, 将是全面理解气候变化过程、最终建立亚洲季风气候变迁与环境演化理论的必由之路。

## 参考文献

- 1 Milankovitch M. Canon of insolation and the ice-age problem. Royal Serbian Academy, Special Publication 1941, No. 132. German by Israel Program for Scientific Translations, translated, Jerusalem, 1969
- 2 Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. Science, 1976, 194: 1121—1132[DOI]



- 3 Berger A. Milankovitch theory and climate. *Rev Geophys*, 1988, 26: 624—657[DOI]
- 4 Imbrie J, Boyle E A, Clemens S C, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 1992, 7: 701—738[DOI]
- 5 Ruddiman W F. Orbital changes and climate. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 3092—3112[DOI]
- 6 丁仲礼. 米兰科维奇冰期旋回理论: 挑战与机遇. *第四纪研究*, 2006, 26: 710—717
- 7 石广玉, 刘玉芝. 地球气候变化的米兰科维奇理论研究进展. *地球科学进展*, 2006, 21: 278—285
- 8 Prell W L, Niitsuma N, Emeis K, et al. ODP Leg 117: Milankovitch and monsoons. *Nature*, 1988, 331: 663—664[DOI]
- 9 Liu T S, Ding Z L, Rutter N, Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1205—1212[DOI]
- 10 Berger A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 2362—2467 [DOI]
- 11 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297—317[DOI]
- 12 Loutre M F, Paillard D, Vimeux F, et al. Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 221: 1—14[DOI]
- 13 Street F A, Grove A T. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr BP. *Quat Res*, 1979, 12: 83—118[DOI]
- 14 Pokras E M, Mix A C. Earth's precession cycle and Quaternary climatic change in 2 tropical Africa. *Nature*, 1987, 326: 486—487[DOI]
- 15 Rossigno-Strick M. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature*, 1983, 303: 46—49[DOI]
- 16 Hilgen F J, Langereis C G. Periodicities of CaCO<sub>3</sub> cycles in the Mediterranean Pliocene: Discrepancies with the quasi-periods of the Earth's orbital cycles? *Terra Nova*, 1989, 1: 409—415[DOI]
- 17 deMenocal P B, Ortiz J, Guilderson T, et al. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 347—361[DOI]
- 18 deMenocal P B. Plio-Pleistocene African climate. *Science*, 1995, 270: 53—59[DOI]
- 19 Prell W L. Variations of monsoonal upwelling: A response to changing solar radiation. In: Hansen J E, Takahashi T, eds. *Climate processes and Climate Sensitivity*. Geophysical Monograph 29. Washington D C: American Geophysical Union, 1984. 48—57
- 20 Anderson D M, Prell W L. A 300 Kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary: Evidence of the Asian Southwest Monsoon. *Paleoceanography*, 1993, 8: 193—208[DOI]
- 21 Reichart G J, Lourens L, Zachariasse W J. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. *Paleoceanography*, 1998, 13: 607—621[DOI]
- 22 Clemens S C, Prell W L. A 350,000 year summer-monsoon multiproxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Mar Geol*, 2003, 201: 35—51[DOI]
- 23 沈吉, 肖海丰, 王苏民, 等. 云南鹤庆深钻揭示的区域气候轨道尺度演化. *科学通报*, 2007, 52: 1168—1173[DOI]
- 24 Bloemendal J, deMenocal P. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 1989, 342: 897—900[DOI]
- 25 Kukla G, An Z S, Melice J L, et al. Magnetic susceptibility record of Chinese loess. *Trans Royal Soc Edinburgh: Earth Sci*, 1990, 81: 263—288
- 26 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130 ka 中国的古季风. II. 古季风变迁. *中国科学 B 辑*, 1991, 21: 1209—1215
- 27 Sun Y B, Chen J, Clemens S C, et al. East Asian monsoon variability over the last seven glacial cycles recorded by a loess sequence from the northwestern Chinese Loess Plateau. *Geochem Geophys Geosys*, 2006, 7: Q12Q02, doi: 10.1029/2006GC001287
- 28 徐道一, 卢滨涛. 黄土剖面中 CaCO<sub>3</sub> 沉积旋回与地球轨道要素变化周期. *科学通报*, 1982, 11: 366—368
- 29 吴乃琴, 裴云鹏, 吕厚远, 等. 黄土高原 35 万年来冬夏季风变化周期的差异——陆生蜗牛化石的证据. *第四纪研究*, 2001, 21: 540—548
- 30 Ding Z, Yu Z, Rutter N, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat Sci Rev*, 1994, 13: 39—70[DOI]
- 31 余志伟, 丁仲礼, 刘东生. 2.5 Ma 以来地球轨道参数变化对黄土粒度变化的线性驱动. *第四纪研究*, 1992, 2: 118—127
- 32 Lu H Y, Zhang F Q, Liu X D, et al. Periodicities of palaeoclimatic variations recorded by loess-paleosol sequences in China. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1891—1900[DOI]
- 33 施雅风, 刘晓东, 李柄元, 等. 青藏高原的特强夏季风与岁差周期. *科学通报*, 1999, 44: 1475—1480
- 34 Wang P X, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: State of the art and outstanding issues. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 595—629[DOI]
- 35 Tian J, Pak D K, Wang P X, et al. Late Pliocene monsoon linkage in the tropical South China Sea. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 252: 72—81[DOI]

- 36 Jian Z, Huang B, Kuhnt W, et al. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea. *Quat Res*, 2001, 55: 363—370 [\[DOI\]](#)
- 37 Wehausen R, Brumsack H J. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 201: 621—636 [\[DOI\]](#)
- 38 Nakagawa T M, Okuda M, Yonenobu H, et al. Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms. *Geology*, 2008, 36: 491—494 [\[DOI\]](#)
- 39 Morley J J, Heusser L E. Role of orbital forcing in east Asian monsoon climates during the last 350 kyr: Evidence from terrestrial and marine climate proxies from core RC14-99. *Paleoceanography*, 1997, 12: 483—493 [\[DOI\]](#)
- 40 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A higher resolution absolute dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348 [\[DOI\]](#)
- 41 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090—1093 [\[DOI\]](#)
- 42 Yuan D, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578 [\[DOI\]](#)
- 43 Cruz F W, Bums S J, Karmann I, et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 2005, 434: 63—66 [\[DOI\]](#)
- 44 Thompson L G, Davis M E, Mosley-Thompson E, et al. Tropical ice core records: Evidence for asynchronous glaciation on Milankovitch timescales. *J Quat Sci*, 2005, 20: 723—733 [\[DOI\]](#)
- 45 Kutzbach J E. Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 1981, 214: 59—61 [\[DOI\]](#)
- 46 Kutzbach J E, Geutter P J. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 1726—1759 [\[DOI\]](#)
- 47 Kutzbach, J E, Gallimore R G. Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed-layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 yr BP. *J Geophys Res*, 1988, 93: 803—821 [\[DOI\]](#)
- 48 Liu Z, Otto-Bliesner B, Kutzbach J E, et al. Coupled climate simulation of the evolution of the evolution of global monsoon in the Holocene. *J Clim*, 2003, 16: 2472—2490 [\[DOI\]](#)
- 49 Kutzbach J E, Bonan G, Foley J, et al. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. *Nature*, 1996, 384: 623—626 [\[DOI\]](#)
- 50 Joussaume S, Taylor K E, Braconnot P, et al. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 859—862 [\[DOI\]](#)
- 51 Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum—Part 1: Experiments and large-scale features. *Clim Past*, 2007, 3: 261—277
- 52 Wang H J. Role of vegetation and soil in the Holocene mega thermal climate over China. *J Geophys Res*, 1999, 104: 9361—29367
- 53 陈星, 于革, 刘健. 东亚中全新世的气候模拟及其温度变化机制探讨. *中国科学D辑: 地球科学*, 2002, 32: 335—345
- 54 Harrison S P, Kutzbach J E, Prentice I C, et al. The response of northern hemisphere extratropical climate and vegetation to orbitally induced changes in insolation during the last interglaciation. *Quat Res*, 1995, 43: 174—184 [\[DOI\]](#)
- 55 de Noblet N, Braconnot P, Joussaume S, et al. Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115 and 6 kBP. *Clim Dyn*, 1996, 12: 589—603
- 56 Texier D, de Noblet N, Harrison S P, et al. Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: Coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia, and northern Africa. *Clim Dyn*, 1997, 13: 865—882 [\[DOI\]](#)
- 57 Liu Z, Harrison S P, Kutzbach J E, et al. Global monsoon in the mid-holocene and oceanic feedback. *Clim Dyn*, 2004, 22: 157—182 [\[DOI\]](#)
- 58 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 360: 647—652 [\[DOI\]](#)
- 59 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, [\[doi\]](#)
- 60 COHMAP Members. Climatic changes of the last 18000 years: Observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043—1053 [\[DOI\]](#)
- 61 Prell W L, Kutzbach J E. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J Geophys Res*, 1987, 92: 8411—8425

- 62 Short D A, Mengel J G. Tropical climate phase lags and Earth's precession cycle. *Nature* 1986, 323: 48—50[DOI]
- 63 Crucifix M, Loutre M F. Transient simulations over the last interglacial period (126—115 kyr BP): Feedback and forcing analysis. *Clim Dyn*, 2002, 19: 417—433[DOI]
- 64 Tuenter E, Weber S L, Hilgen F J, et al. Simulation of climate phase legs in response to precession and obliquity forcing and the role of vegetation. *Clim Dyn*, 2005, 24: 279—295[DOI]
- 65 von Storch H, Zorita E, Jones J M, et al. Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, 2004, 306: 679—682[DOI]
- 66 Jackson C S, Broccoli A J. Orbital forcing of Arctic climate: Mechanisms of climate response and implications for continental glaciation. *Clim Dyn*, 2003, 21: 539—557[DOI]
- 67 Lorenz S J, Lohmann G. Accelerated technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: Method and application for the Holocene. *Clim Dyns*, 2004, 23: 727—743[DOI]
- 68 Timmermann A, Lorenz S, An S I, et al. The effect of orbital forcing on the mean climate and variability of the tropical Pacific. *J Clim*, 2007, 15: 4147—4159[DOI]
- 69 Kutzbach J E, Liu X D, Liu Z Y, et al. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Clim Dyn*, 2008, 30: 567—579[DOI]
- 70 Wang B, Clemens S C, Liu P. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: Implications on geologic timescales. *Mar Geol*, 2003, 201: 5—21[DOI]
- 71 Ruddiman W F. What is the timing of orbital-scale monsoon changes? *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 657—658[DOI]
- 72 Clemens S, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 1991, 353: 720—725[DOI]
- 73 Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, et al. The southwest Indian monsoon over the last 18000 years. *Clim Dyn*, 1996, 12: 213—225[DOI]
- 74 Imbrie J, Hays J, Martinson D, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J, et al, eds. *Milankovitch and Climate, Part 1*. Hingham: Riedel, 1984. 269—305
- 75 田军, 汪品先, 成鑫荣, 等. 从相位差探讨更新世东亚季风的驱动机制. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35: 158—166
- 76 Clemens S C, Murray D W, Prell W L. Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian Monsoon. *Science*, 1996, 274: 943—948[DOI]
- 77 Tierney J E, Russell J E, Huang Y S, et al. Northern hemisphere controls on tropical southeast African climate during the past 60,000 years. *Science*, 2008, 322: 252—255[DOI]
- 78 Liu X D, Liu Z, Kutzbach J E, et al. Hemispheric Insolation forcing of the Indian ocean and Asian Monsoon: Local versus remote impact. *J Clim*, 2006, 19: 6159—6208
- 79 Clemens S C, Prell W L. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 275—278[DOI]
- 80 Ruddiman W F, Raymo M E. A methane-based time scale for Vostok ice. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 141—155[DOI]
- 81 Clemens S, Prell W, Sun Y. Reconciling cave, marine, and loess proxies for Summer Monsoon strength at the precession band. *EOS Trans AGU, Abstract PP24A-06*, 2008. 89
- 82 汪品先. 低纬过程的轨道驱动. *第四纪研究*, 2006, 26: 694—701
- 83 Braconnot P, Marti O. Impact of precession on monsoon characteristics from coupled ocean atmosphere experiments: Changes in Indian monsoon and Indian ocean climatology. *Mar Geol*, 2003, 201: 23—34[DOI]
- 84 Loutre M F, Berger A. Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? *Clim Change*, 2000, 46: 61—90[DOI]
- 85 IPCC. *Climate change 2007: The physical science basis*. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 1—996
- 86 Barker S, Diz P, Vautravers M J, et al. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 2009, 457: 1097—1102[DOI]
- 87 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 171—187[DOI]
- 88 Guo Z T, Berger A, Yin Q Z, et al. Strong asymmetry of hemispheric climates during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records. *Clim Past*, 2009, 5: 21—31