

全球季风的地质演变

汪品先

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092
E-mail: pxwang@online.sh.cn

2008-12-16 收稿, 2009-01-16 接受
国家重点基础研究发展计划(批准号: 2007CB815902)资助项目

Wang P X. Global monsoon in a geological perspective.
Chinese Science Bulletin, 2009, 54(7): 1113—1136, doi: 10.1007/s11434-009-0169-4

摘要 技术的进步和科学的积累,使得对季风的认识已经从区域性现象拓展为全球性系统。在300多年来,季风只看成是一种“巨型的海陆风”,而现在遥感和直接观测的资料支持新的假说,把季风看作是热带辐合带(ITCZ)季节性迁移的表现,因而是一个环球系统。作为低纬区的气候现象,季风存在于除南极以外的各大洲,而且贯穿至少6亿年来显生宙的地质历史。系统研究全球季风在时间和空间里变化的时机已经成熟。地质证据表明:在构造尺度即 $10^6\sim 10^8$ 年的时间尺度上,全球季风受大陆分合的“威尔逊旋回”调控,合成“超级大陆”时出现“超级季风”,大陆分解后季风减弱。在轨道尺度即 $10^4\sim 10^5$ 年时间尺度上,全球季风受地球运行轨道几何形态的变化即轨道周期调控,呈现2万年的岁差周期以及10万年、尤其是40万年的偏心率周期。在千年及更短的时间尺度上,全球季风受太阳活动周期等多种因素的调控。全球季风演变的周期性,是地球表层系统以及人类生存环境变化的一项基本因素,其40万年偏心率长周期被比喻为地球系统的“心跳”,季风的岁差周期导致4千年前一系列亚洲古文明的衰落,1千年前太阳活动的周期曾导致美洲玛雅文明的毁灭。因此,古气候研究不能只注意冰盖消长的高纬过程,季风、厄尔尼诺等低纬过程在地质历史上更具有普遍性;全球季风的研究是我国地学界有希望做出突破性贡献的领域。

关键词
季风
热带辐合带
低纬过程
轨道驱动
威尔逊旋回

季风研究虽然早在350年前已经开始,近年来气候学界才认识到季风是一个全球气候系统。按照“全球季风”的新观念,除南极外各大洲都有季风并且构成一个系统,这就开启了在全球范围内研究季风的新阶段。客观上,是遥感技术的应用,使气候研究获得了全球的视野;主观上,旱涝灾害的威胁增强了对水文循环的重视,使得季风研究遍及低纬各大洲。于是对季风的认识跳出了传统的框架,从计较风向季节变化的角度大小,转到大气环流季节性反转所引起的干湿交替上来,“全球季风”的概念便应运而生^[1]。

与此不同的是古气候学,至今古季风还只当作区域性现象在研究。在广泛流传的观念里,高纬的冰盖才是古气候的“源”,热带过程只是“流”,古季风的研究只是高纬过程的补充,用冰盖张缩解释不了时

才提出季风。其实,古气候研究新方法的出现和新资料的积累,已经向传统的认识提出了挑战:既然冰期旋回中热带气候变化可以超前于北极冰盖的变化,既然显著的气候变化在大冰盖出现前的“温室期”已经普遍存在,为什么一定要说低纬过程只能追随高纬?季风和ENSO等低纬过程,是不是也能够直接响应轨道驱动的辐射量变化,而不必等高纬过程转手?就这样,学术进展的浪潮把“全球季风”和低纬驱动的概念推上了古气候学的前台,要求从全球而不只是局部地区的视角来研究季风演变。气候变化既要研究两极冰盖,探索地球表面的冷热史;也要研究包括季风在内的热带过程,探索与此相关的水文循环和干湿变化^[2]。

本文是一次尝试,试图在国内外研究的基础上,

对季风的分布和随时间的变化进行初步归纳。文章从现代季风开始，先谈与人类社会历史直接相关的全新世，再对季风变化的轨道周期进行探讨，然后讨论板块运动引起季风在构造尺度上的演变，最后提出对研究全球季风长期变化的具体建议。

1 全球季风的定义及其地质意义

1.1 全球季风概念的提出

季风的定义古来就有，指的是近地面层冬、夏风向相反的现象。早在1686年，Halley就提出季风是由太阳对海洋和陆地加热的差异所造成，实际上把季风看作一种巨型的海陆风，因此将风向季节变化的程度放在首位。近来随着技术的发展，遥测遥感资料和直接观测的结果引出了新的认识：季风是热带辐合带(ITCZ)季节性迁移的表现^[3]。既然ITCZ是环球分布的，季风也就应当是全球现象，世界各大洲除南

极外都有季风。

所谓热带辐合带，是南北半球大气环流的分界，因此有“气候赤道”之称，但其位置并不与地理赤道重合(图1(b))。热带近地面层吹向赤道方向的南北气流，通常在海表温度最高处辐合，这就是ITCZ。在这里南北半球带来的水汽和热量汇聚上升，造成对流云和降水，所以ITCZ在卫星云图上呈对流云带出现。随着太阳直射纬度的季节性变化，ITCZ的位置也有季节迁移。太阳辐射在陆地造成的升温比海洋要快得多，因此大陆上ITCZ的季节迁移也比海洋上大得多，形成热带季风。今天地球上的ITCZ分两种情况：在东太平洋和大西洋区，ITCZ只在北半球内作小幅度迁移，南、北半球的信风直接相遇，辐合强度小，产生的对流性云也少，形成赤道槽(equatorial trough)，属于信风复合带；而在西太平洋和印度洋，ITCZ季节迁移的幅度大、偏离赤道很远，两半球信风相遇后产

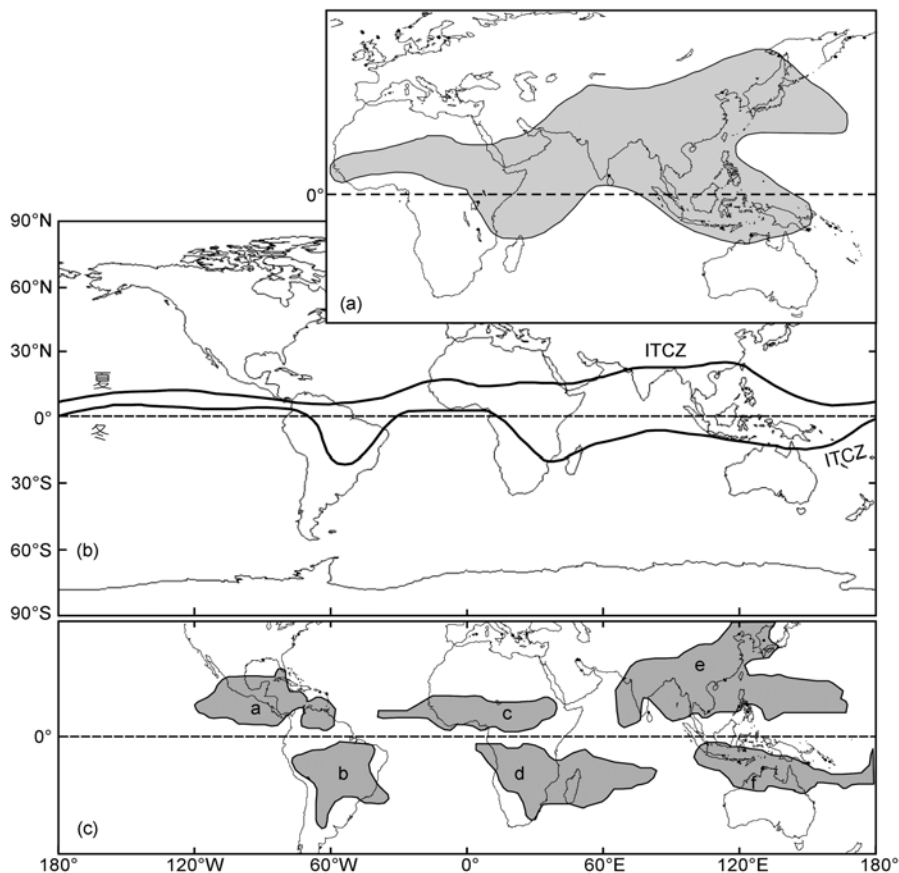


图1 现代的季风系统分布

(a) 亚洲-非洲-澳洲季风区(据文献[5]修改); (b) ITCZ的季节变化, 夏季与冬季均按北半球计; (c) 根据降水率季节差得出的六大季风区: a, 北美季风; b, 南美季风; c, 北非季风; d, 南非季风; e, 亚洲季风; f, 澳洲-印尼季风; 据文献[6]修改

生强烈的热带天气系统(如台风、对流云),形成季风槽(monsoon trough),这就是季风^[4](图 1(a))。

这样,季风出现了两种不同的理解:是海陆加热的差异,还是 ITCZ 的偏移。两种理解的极端很难调和:传统的季风定义要求冬、夏近地面的盛行风向相差 120°,否则如美洲的就不能算作季风,因此也就谈不上“全球季风”;另一种极端认为没有陆地也会有季风,提出“季风是 ITCZ 大幅度偏离赤道(10°以上),而不是靠海陆升温差异”的观点^[7],一度引起气候界的热战。其实,现实的季风同时受 ITCZ 偏移和海陆加热差异两者的控制。近年来“全球季风”及其与 ITCZ 的关系的新认识,使得季风的机理研究大为深化,同时也在促使古季风研究从现象描述向机理探索推进。地质界将研究气候演变的眼光从高纬扩展到低纬,“气候赤道”ITCZ 正是焦点之所在。

ITCZ 和西太平洋暖池,是吸收太阳辐射量最多、表层水温最高,因而也是通过深对流向大气输送水汽与能量最强的地方^[8]。由这里的上升气流造成经向的 Hadley 环流,决定了气流下沉区干旱而上升区降雨量最大,这就是季风环流^[9]。然而随着季节交替,ITCZ 发生经向位移,热带、亚热带的大气环流出现大规模的反转,同时带来降雨带的大幅度迁移,这就是上面所说的“全球季风”^[1]。因此,可以将冬、夏风向的季节性反转和干、湿期的季节性交替,也就是“风”和“雨”两者,结合起来作为衡量季风的标准。本文讨论地质时期的季风演变,将以这种理解作为基础。

1.2 现代的全球季风系统

季风具有全球性,当然也有区域性,全球季风系统是由若干季风区组成的。判断季风强度、划分季风区需要有定量标准,但是标准至今并未统一,我国科学家也提出过以“动态标准化季节变率”^[10],或者以风向结合水汽亮温与降水^[11]作为标准等方案。尽管意见分歧,总不外乎上述“风”和“雨”两个方面。以“风”为基础的可以 Trenberth 等人^[1]为例,他们根据 1979~1993 年风的资料,辨识出季风环流中大规模反转的全球因素占变量的 60%,而比较低空的区域因素占 20%,并区别出全球六大季风区。以“雨”为基础的比如 Wang 和 Ding^[6,12],他们根据 1948~2003 年降水的季节差,圈出全球季风范围,包括北美、南美、北非、南非、亚洲、和澳洲-印尼等 6 个季风区(图 1(c)),并且发现了 56 年来全球季风呈现减弱的总趋势。6 个

季风区南、北半球各占一半,是气候界比较公认的方案(如文献[13]),每个区近年来都已经有了古季风记录,其中反映出全球的共同性和不同程度上的区域特性。比如北美季风缺乏跨赤道气流^[14],非洲季风难以向北扩展^[15],而澳洲季风受海洋因素影响较大^[13]等等。如果以降水量的季节性作为比较,最显著的季节反差出现在南亚和南美,非洲次之、北美又次之^[16]。由于地质记录里“雨”的标志比“风”的标志来得普遍,从降水的分布来定义季风,不仅对于当前的旱涝灾害、水文循环有现实意义,在古季风的应用上也有较好的可行性,因而也将是本文探讨古季风的切入点。

对于当代的六大季风区,地质界谈得最多的是亚洲与北非的季风,比较陌生的是美洲季风。虽然气候界近十年来已经意识到北美与南美夏季风的存在,及其对降水分布的重要意义(如文献[17,18]),设立了多项国际计划研究美洲季风,而古气候记录的季风演变,却只是作为 ITCZ 迁移在报道。比如南南北部亚马逊河流域的干湿气候,反映的是 ITCZ 的位移,其实也就是南美季风的变化(图 2)。2~5 月 ITCZ 南移,夏季风为亚马逊河流域带来降雨;一旦热带大西洋海水偏暖、低层大气向北流,阻止 ITCZ 的南移,南美夏季风萎缩,巴西东北就会发生干旱^[19]。

前面说到:从全球看来,季风就是 ITCZ 的季节性迁移(图 1(b))。从这个意义出发,有的气象学家提出信风和季风并没有本质上的区别,不同在于季风有越赤道气流,使得热带的水汽中心向赤道以外作季节性的拓展^[11],比如说 ITCZ 偏离赤道 10°以上就称为季风^[7]。这种看法不一定为气候界普遍接受,但因为地质记录的分辨率和完整性有限,有时虽难以判别季风还是信风的信号,却可以从中得出 ITCZ 位移的结论。因此,以 ITCZ 为核心研究热带气候过程的地质演变,将是古季风研究的重要途径。当然,强调季风与 ITCZ 的密切关系,并不是将季风等同于 ITCZ、更不是用 ITCZ 的迁移范围划定季风区。在全球季风系统中,既有以 ITCZ 季节移动直接控制的热带季风,又有在 ITCZ 范围之外的亚热带季风,东亚季风中的太平洋带和梅雨带便分别对应于热带和副热带季风;而南美洲也有相似的现象,那里的 SACZ(南大西洋辐合带)便属于副热带季风(图 2),与东亚的梅雨带十分相似^[23]。

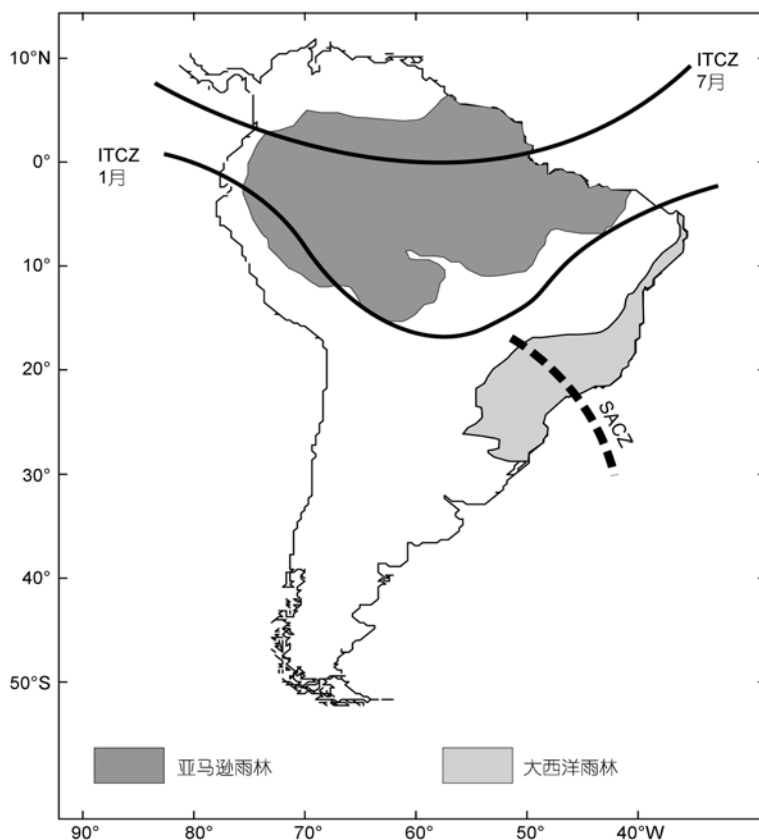


图2 南美季风与ITCZ的关系

实线示夏季(1月)与冬季(7月)的ITCZ, 虚线示南大西洋辐合带(SACZ)的平均位置; 灰色示潮湿的亚马逊与大西洋雨林区.

据文献[20~22]绘制

1.3 全球季风的地质意义

大气科学界对全球季风的认识, 为地质学界的古气候研究开辟了新思路. 既然季风是 ITCZ 季节迁移的表现, 而这种季节迁移又是地球自转和地轴倾斜的必然产物, 那么季风就是贯穿整个地质历史的永恒现象, 只有具体某一区域的季风系统, 才可以谈论其形成时间和消亡历史. 同时, 季风区的位置与强度受海陆升温差异的控制, 因此地质历史上海陆分布、高原升降、和表层海水温度的变化, 都会在季风系统得到反映. 有些作者主张无需大陆存在, 光是海水表面温度的季节变化便足以引起 ITCZ 的迁移, 形成所谓“水球季风”(aquaplanet monsoon)^[7,24], 与季风源于海陆升温差异的观点针锋相对. 这种说法虽然客观上强调了季风在地质历史上的永恒性, 但现实世界里的海水温度场本身就取决于海陆分布. 在地质的时间尺度上, 季风的变化一方面取决于太阳辐射的季节性迁移, 因而受地球运行轨道参数的控

制; 另一方面又取决于海水温度和大陆地形等下垫面特征, 因而对构造运动的变化十分敏感.

所谓全球季风的地质演变, 包括各种时间尺度在内, 从数亿年板块运动的威尔逊旋回, 到几百年以至几十年尺度的太阳活动周期都有影响. 近代气候的研究表明, 不仅各个区域季风的强度在发生变化, 全球季风也在变化. 比如 20 世纪下半叶, 全球季风呈现减弱的趋势^[12], 与原先推断的 400 年来强化趋势(如文献[25])并不相同, 反映出研究季风变化历史的必要性. 研究全球季风的地质演变, 就是探索季风的时空变化, 只有通过对时空变化的探索, 才能揭示季风系统变化的驱动力和机制, 进而认识季风演变的趋势.

纵观地质历史, 极地有大冰盖发育的“冰室期”, 远不如没有大冰盖的“暖室期”时间来得长, 至于近二、三百万年来两极同时被大冰盖覆盖的局面, 实为显生宙 6 亿年来所仅见. 在缺乏大冰盖的暖室期, 低

纬过程是地球气候系统变化的主要动力。全球季风作为低纬过程的主要组成部分,理所当然地是显生宙古气候研究的主题。古气候学在关心南北两极的冰盖发育和大洋深层水形成的同时,必须重视“气候赤道”ITCZ的变迁,探索低纬过程的变化机制。比如说,季风与厄尔尼诺同属低纬过程,而现代观测发现两者之间存在某种负相关:当厄尔尼诺强的时候,季风减弱,反之亦然^[26],从而反映出低纬两个大气环流之间的关系:经向 Hadley 环流引起的季风,和纬向 Walker 环流引起的厄尔尼诺之间的关系。两者相对强度的消长,会在不同地质尺度上出现,并且影响全球气候。从上新世的暖期进入更新世的冰期,就有可能是纬向 Walker 环流加强、经向 Hadley 环流减弱的结果^[27]。我们对热带古气候学了解太少,是一门亟待发展的新领域,而全球季风的地质演变正是一个切入点。

2 全球季风与轨道周期

2.1 全新世全球季风

全新世的古季风资料最为丰富,也是古季风研究的起点。距今 10~5 ka 前非洲、阿拉伯和印度出现的高湖面,不可能用冰期旋回去解释,促使 Kutzbach^[28]对 9 ka 前全球(而不只是 65°N)的辐射量进行计算,从而发现了季风受岁差周期的轨道驱动。天文岁差是地球自转轴周期性晃动,引起春分点逐年位移的现象。今天地球的近日点在冬季,由于岁差周期约 20 ka,9 ka 前的近日点在夏季,因而当时北半球夏季太阳辐射量较今显著增加,夏季风也就更强;而南半球的趋势正好相反。地球轨道引起的季风变化当然具有全球性,这种变化不仅得到数值模拟的支持^[13],而且已经有大量地质记录证明。

随着近年来全新世高分辨率气候记录的大量涌现,全球季风的变化趋势显得清晰。无论是阿曼南部 Qunf 岩洞的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ (图 3(a))^[29]和阿拉伯海沉积中浮游有孔虫 *Globigerina bulloides* 百分含量^[30]所记录的印度季风,还是西非岸外热带大西洋 ODP658C 孔陆源矿物百分含量(图 3(c))记录的非洲季风^[31],或者委内瑞拉北岸外 Cariaco 盆地纹层中的 Ti%(图 3(b))所记录的北美季风^[32],以及华南董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ (图 3(d))反映的东亚季风^[33],全都表示出 8 ka 以来北半球夏季风逐渐减弱的趋势。我国学术界

早就注意到全新世晚期季风降水减弱的现象,然而这不仅是东亚季风、而是北半球各个季风系统的共同现象,大约 4 ka 前从埃及、两河流域到印度古文明的衰落和迁徙,都与季风降水的急剧减少相关^[34]。

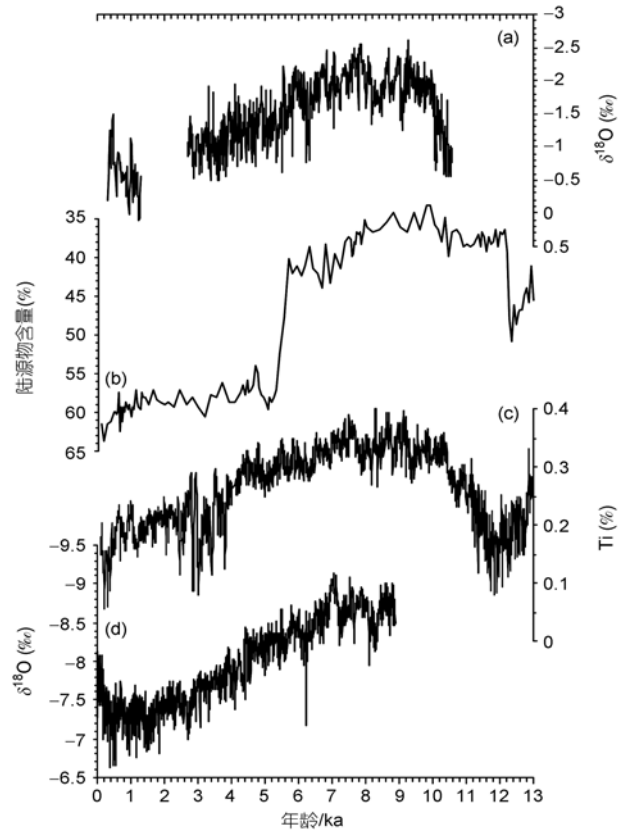


图3 全新世北半球季风演变共同趋势

(a) 南亚季风,阿曼南部石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[29]; (b) 北非季风,大西洋西非岸外 ODP658 孔的陆源物百分含量^[31]; (c) 北美季风,委内瑞拉 Cariaco 盆地 ODP1102 孔(10°43'N)Ti 百分含量记录的北美季风^[32]; (d) 东亚季风,华南董歌洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[33]

但是,岁差周期造成的夏季辐射量变化在南北半球趋势相反,南半球的季风应当在全新世早中期较弱、到晚期加强。果然,孢粉资料指示南美亚马逊河的雨林近 3 ka 来范围大为扩张^[35],秘鲁 17°S 附近著名的高山湖泊的喀喀湖(Lake Titikaka)在 8~5.5 ka 前最干,5 ka 前开始变湿,3 ka 前出现高湖面^[36],反映出南美夏季风在全新世晚期加强,与北半球正好相反。上面说过,季风可以看成 ITCZ 季节性迁移的表现,全球季风的岁差周期同样也表现在 ITCZ 的南北位移。全新世早中期北半球夏季辐射量增大,ITCZ 位置偏北,北半球夏季风加强;此后夏季辐射量下

降、ITCZ南移,夏季风减弱.以美洲中部为例,ITCZ的位移既表现为季风降雨的变化(如文献[32]),也反映为东太平洋的海水温度升降^[37].

上述种种,展现了在轨道驱动下全新世以来季风变化的全球性;但季风系统是复杂的,各地季风又有区域性的差异.具体说季风的岁差周期既有全球一致、准确地说是半球一致的共同变化,同时还会因为海陆背景的区别,使得同样的轨道变化在各地产生不同的季风响应.如同在南半球的澳大利亚与南美,全新世南美季风呈现的加强趋势已如上述,而澳洲季风却没有全新世早期弱、晚期强的趋势,差别的原因就在于海洋.模拟表明,海温造成的正反馈,使得全新世早期澳洲季风并不弱^[38].相反,北半球的非洲夏季风在早全新世辐射量增大的同时,又加上了海洋的正反馈,因而在全球六大季风系统中反映最为强烈.突出的例子是北非撒哈拉沙漠南缘的Sahel区^[39],全新世早中期曾经是水泽之乡,其中的乍得湖七千年前曾经占地34万km²,比现代世界第一大湖里海只差8%^[40],而现在面积收缩到只有6000km².Sahel地区如此严重的干旱化,不仅是由于岁差周期的全球性因素,还因为非洲岸外大西洋的水温偏高,使得陆上的大气对流移到海上,减少了季风降雨^[41].

季风演变的复杂性,还在于受高纬气候的影响,突出表现在亚轨道尺度的变化上.千年尺度的Dansgaard/Oeschger(D/O)事件,无论东亚^[42-44]还是西非季风^[45,46]都有记录,可以与格陵兰冰芯对比.但是由于各自的海陆布局等条件不同,不同季风系统在亚轨道尺度上的变化又各有特色.据Weldeab等人^[46]研究,千年尺度的变化在上一次间冰期时西非季风比东亚季风明显,而最近的冰期MIS 3-2时东亚季风比西非季风明显.他们还发现在赤道西非岸外的几内亚湾,表层海水温度随着冰消期的辐射量上升,而非洲季风的加强要比海水温度滞后7ka,原因也被认为是高纬区的影响^[46].

除了轨道驱动外,太阳本身也可以引起辐射量的变化,这就是太阳黑子活动的周期性^[47].比如墨西哥尤卡坦半岛2600年湖泊沉积记录中,揭示出北美季风波动的干湿变化,反映了太阳活动大约200a的Suess周期^[48],正是这种周期性干旱,导致了大约公元750~1050年间玛雅文化的毁灭^[49].

2.2 更新世全球季风

()季风与冰期.更新世季风演变的系统研究,得益于深海沉积和黄土堆积的长序列记录,其中非洲季风在地中海的记录^[50]和南亚季风在阿拉伯海^[51]的记录起了开创性作用,20余年来的研究成绩卓著.现在,亚、非古季风的长纪录已经上溯到中新世,而更新世的季风与冰期的关系也已成为一个学术热点.关于亚洲季风在冰期旋回中的表现,SCOR/IMAGES季风工作组作过系统总结,无须在此赘述;而总结中有一句话值得我们特别注意:“季风变化不能只在冰期/间冰期的框架里研究,虽然这种做法十分常见;还要在热带/亚热带变化的广泛基础上进行研究,其中包括海气的相互作用(表层水温和水汽通量)”^[52].确实,论季风和冰期旋回的密切关系,首推第四纪的黄土古土壤序列:冰期时堆积黄土,说明强盛冬季风的搬运;间冰期形成古土壤,反映夏季风输送水分.然而部分文献中不经具体的相位分析,笼统地将冬、夏季风的加强与冰期、间冰期旋回等同起来的说法,却容易导致简单化的推论.冬季风强盛,是当今东亚季风的特色,第四纪冰期里随着北极冰盖增大而加强,很容易理解;但是从中并不能得出夏季风随着间冰期而加强的结论.上述全新世八、九千年来的减弱趋势,正好说明夏季风属于岁差驱动的低纬过程,与高纬冰盖之间并不具有线性关系.

()季风的岁差周期.全新世一万年,正好是两万年岁差周期的一半,地球的近日点经历了从北半球的夏季到冬季、或者说从南半球的冬季到夏季的转移.上述南北半球全新世季风的相反趋势,雄辩地证明了季风的岁差驱动;而季风的这种两万年岁差周期,在全新世之前同样出现.早在20世纪80年代就已经发现,非洲干旱区曾多次因降雨剧增而出现大湖,随后季风减弱湖泊趋于干枯,这种现象每隔两万多周而复始^[53].另外,非洲夏季风的强盛还会引起尼罗河泛滥,为贫养的地中海带来巨量的营养元素导致硅藻勃发,也是每隔两万年在海底形成腐泥层,使得腐泥层的出现只按岁差周期出现而不顾冰期旋回^[50].同样,在印度季风的驱动下,阿拉伯海的生产力变化也有两万年的岁差周期^[54];而且从印度洋可以一直追踪到赤道太平洋,生产力变化与太平洋的低纬过程相关,却不受冰盖消长的控制^[55].

近年来,冰芯气泡和石笋同位素的高分辨率记录为古气候研究带来阵阵新意,使季风变化的岁差

周期显得愈来愈明朗。极地冰芯气泡中氧的同位素,受全球冰盖涨缩和植被大小的双重影响,呈现出明显的岁差周期(图 4(b));如果将气泡中 $\delta^{18}\text{O}$ 值减去深海底栖有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 以消除冰盖的影响,两者的差值就是所谓“Dole 效应”^[56],能在全球的尺度上反映植被大小,而这差值的变化又是以两万年岁差周期为主^[57],说明全球植被规模主要受夏季风控制。再者,冰芯气泡中甲烷浓度的变化也以岁差周期为主,而甲烷浓度主要取决于北半球热带湿地^[58]。这类全球性的季风标志显示北半球的岁差周期,显然是当代地球表面北半球多陆、南半球多洋的结果,因而又一次说明夏季风变化受控于岁差周期的规律^[59]。

我国南方洞穴的石笋,从江苏葫芦洞、贵州董歌洞到湖北三宝洞^[33,42,44,61,62],为晚第四纪古季风研究提供了迄今为止最佳分辨率的陆地纪录。从目前掌握的 22 万年石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 纪录看,最为突出的就是 20 ka 的岁差周期(图 4(a))^[44]。石笋反映的是雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化,华南季风区石笋记录的东亚季风史,犹如揭示了“雨水的韵律”^[63]而特别可贵。当然石笋记录并不限于东亚,地中海东岸石笋纪录的非洲季风^[64]、阿曼石笋记录的印度季风^[29],都以岁差周期最为突出;巴西石笋记录的南美季风同样显示岁差周期,只是与北半球的强弱周期相反^[21]。十分有趣的是非洲南北两大季风系统:根据热带大西洋深海沉积中硅藻化石计算的北非季风指数(图 4(c)),与根据盐田沉积物计算的南非降雨量变化(图 4(e)),两条曲线都显示明显的 20 ka 岁差周期,但是相位相反,说明南非与北非两大季风系统分别与南北半球的低纬辐射量相对应(图 4(d)),是季风岁差驱动的绝佳证据^[60]。

() 季风的相位差之争。近三、四十年以来的古气候研究中,深海记录享有权威。这是由于深海沉积时间序列长、微体化石丰富,有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线所记录的全球冰盖消长,可以用于全大洋的冰期旋回对比,经过 40 ka 斜率周期的调谐(tuning)后,就可以建立地质年代表。斜率是指赤道与黄道间的夹角,通过控制太阳辐射量的纬度分配而影响冰盖胀缩的高纬过程,因而是建立第四纪冰期旋回年代序列的天文标准。然而,近年来冰芯和石笋高分辨率长序列的出现,引发出新的思路。与海洋沉积不同,冰芯气泡保存的是大气的“化石”,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 提供的是雨水的“化石”,记录的季风信息相对比较直接;而受“大洋传送带”和当地海流等多重影响的海洋沉积,

包含的气候信息可能比较复杂。因此,第四纪的年代表究竟是以冰芯气泡和石笋同位素反映的季风岁差周期为基础,还是仍然以冰盖的斜率周期为基础,就成了第四纪古气候界面临的新问题。重新认识气候变化的轨道驱动、重新“调谐”年代表的要求,已经提上日程。在千年尺度上,出现了以石笋纪录中季风强弱为标准的“中国间冰阶(Chinese Interstadial)”^[44,62];在万年尺度上,出现了以冰芯甲烷浓度为基础而重新调谐的第四纪年代表^[65](图 5(b))。与此同时,关于驱动季风的轨道周期,也出现了一场争论。

深海沉积中季风记录的系统研究,始自印度洋^[51]。20 世纪 90 年代初,Clemens 和 Prell 在研究印度洋季风的 35 万年记录时,发现季风上升流的替代性指标与岁差周期对应,同时又从相位关系出发,提出季风周期受南半球亚热带印度洋的潜热驱动^[66]。十多年后,他们进一步用 5 种不同指标得出 35 万年印度洋夏季风的合成曲线(图 5(a))和通过主成分分析得出的夏季风因子,发现夏季风变量中斜率占 26%,岁差只占 18%,因而驱动印度洋夏季风的轨道参数主要是斜率,而不是岁差^[67]。用磁化率求黄土的夏季风记录,结果也是斜率的作用比岁差强得多^[68]。这种认识,不仅与石笋与冰芯的新记录大相径庭,也与当初 Kutzbach^[28]季风变迁的岁差驱动假说不符。Ruddiman^[69]直截了当地点穿了这种矛盾,指出无论冰芯中的甲烷浓度(图 5(b))和 Dole 效应,还是低纬区石笋的氧同位素,都表现出干净的岁差周期,这才是夏季风的反映;而印度洋沉积中以斜率周期为主的“夏季风”记录,尽管发生在季风区,却应当由其他过程比如冬季风,或者冰期旋回中营养成分和陆架物质搬运等因素所造成。

Clemens 和 Prell^[70]在答辩中强调争论的焦点在于相位差。Ruddiman^[69]根据气泡和石笋记录,认为岁差引起的辐射量变化与夏季风的响应之间实际上没有相位差;而 Clemens 和 Prell 认为印度洋季风对岁差的响应,相位差高达 8 ka (即 -120°)。最近, Kutzbach 等人^[71]用海气全耦合全球模型(FOAM),模拟 28.4 万年来南北半球夏季风对轨道周期的响应,结果发现在岁差频道上滞后辐射量仅 30° 、几乎没有相位差,实际上否定了印度洋相位差的解释。这场争论,也可以说是海洋记录与陆地记录的矛盾,其实质在于夏季风的轨道驱动究竟是岁差,还是斜率加岁差?换句话说,夏季风的变化,究竟是受控制低纬辐射量

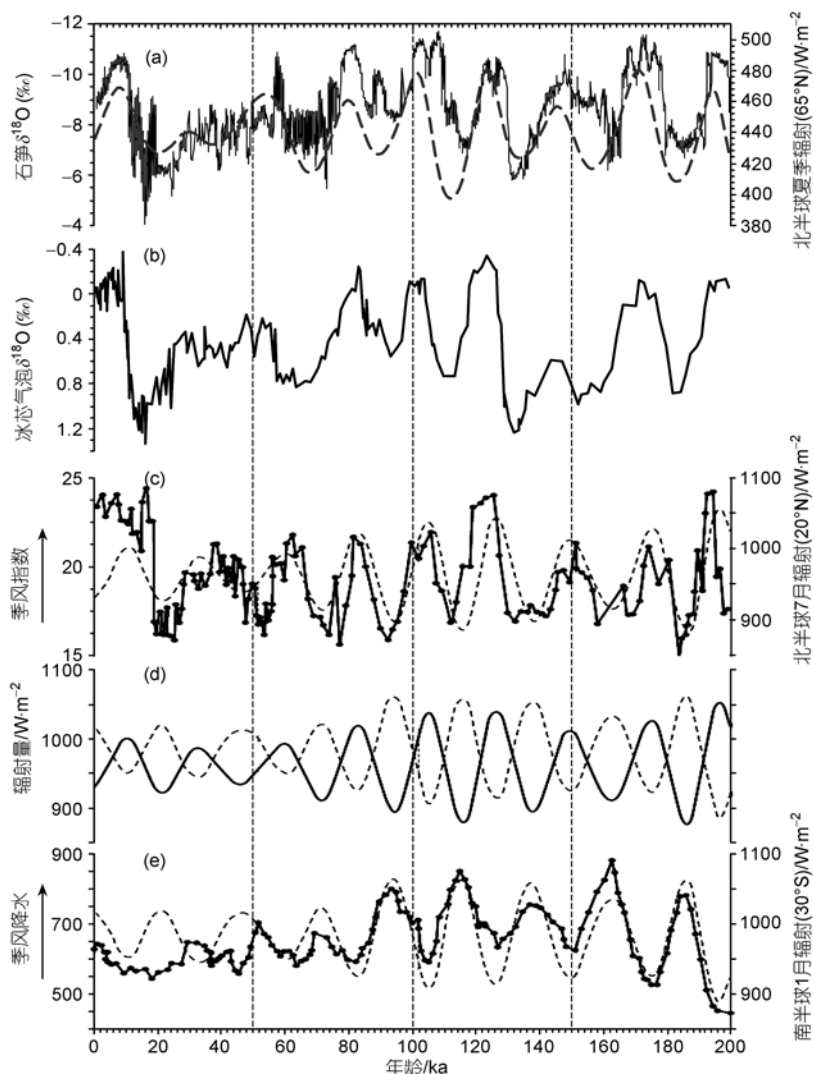


图4 近20万年来南北半球季风的岁差周期

(a) 华南三宝洞与葫芦洞石笋的 $\delta^{18}O$, 虚线示 $65^{\circ}N$ 夏季辐射量; (b) 南极 Vostok 冰芯气泡的氧同位素; (c) 热带东大西洋 RC24-07 柱状样($20^{\circ}N$)按硅藻化石计算的北非季风指数, 虚线为 $20^{\circ}N$ 的7月辐射量; (d) 南北半球低纬夏季辐射量(实线为 $20^{\circ}N$ 的7月、虚线为 $30^{\circ}S$ 的1月); (e) 南非 Pretoria 盐田($26^{\circ}S$)根据沉积物计算的降雨量指示南非季风变化, 虚线为 $30^{\circ}S$ 的1月辐射量. 注意(e)与(a)~(c)的相位相反. (a), (b)据文献[44]简化; (c)~(e)据文献[60]

的岁差驱动, 还是主要受控制高纬过程的斜率驱动? 争论相信还会继续, 而涉及的问题其实有两个层面: 一是季风替代性指标的辨识, 一是季风全球性和局部性成分的鉴别. 逆定理不一定真, 季风推动海洋生产力, 生产力高不一定就因为季风强, 而究竟什么指标可以明确无误地代表季风强度, 至今还是古季风研究中的软肋^[52]. 不仅对海洋沉积, 对石笋中的古季风标志也有人争议, 因而识别季风的标志是一项根本的、却又是长期的任务. 另一方面, 季风变化既有

全球性、又有地方性, 因而记录中既有全球季风的信息, 如冰芯中的甲烷和 Dole 效应, 又有地方性因素的叠加, 比如海陆温差对季风降雨的影响^[72], 同时还可以有高纬过程的影响. 只有将问题经过梳理之后的讨论, 只有在更多地质证据和数值模拟结果基础上的讨论, 才会导致令人信服的答案.

2.3 新生代全球季风

() 偏心率长周期: 地球表层系统的“心跳”. 识别季风的岁差周期, 要求地质记录具有千年、甚至百

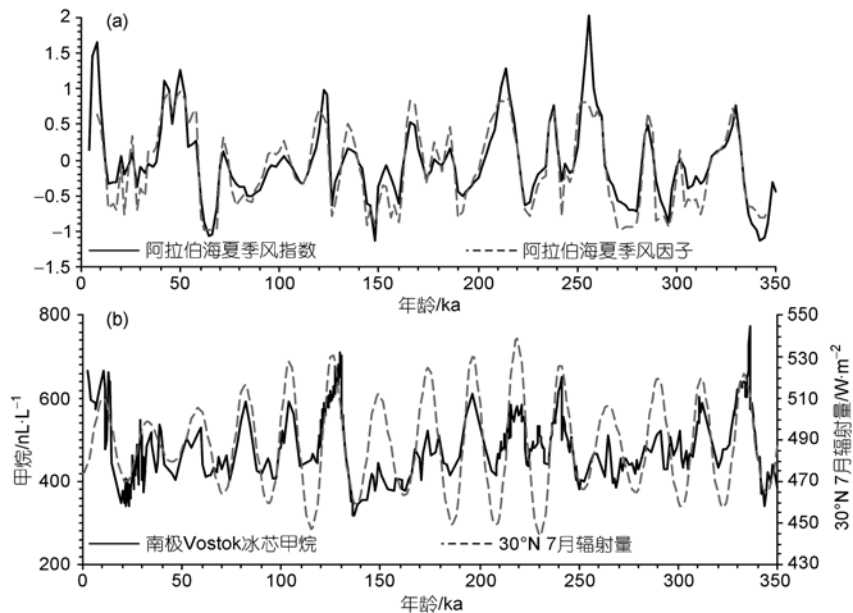


图5 35万年来季风史的不同记录

- (a) 用阿拉伯海深海沉积求出的“南亚夏季风的35万多指标合成曲线”。实线为夏季风合成曲线，虚线为夏季风因子^[67]；
 (b) 南极东方站冰芯中CH₄浓度变化(实线)与30°N辐射量(虚线)的比较^[65]

年等级的分辨率，对于第四纪以前的地层说来不容易做到，比较适用的是为时更长的变化周期，这就是10万年和40万年的偏心率周期，偏心率通过调控气候岁差的变幅造成季风的周期性变化。

需要说明的是气候岁差与天文岁差的不同：天文上的岁差是指冬至点每72年沿黄道后退1°，而这种变化的气候意义在于近日点在冬季(近冬至)还是在夏季(近夏至)。夏季离太阳近、辐射量增多，使得气候的季节性增大、季风加强，这就是9ka前的情况。而这种气候岁差的实际效果受偏心率调控：偏心率越大，近日点、远日点的差别越大，气候岁差的效果也愈强；如果偏心率等于零，黄道呈正圆形，就无所谓近日点，岁差的气候意义随之消失。因此，在地球轨道三大参数中，偏心率的气候影响主要来自调控岁差周期的变化幅度。现在地球正处在偏心率最小期，而上面所说的全新世岁差驱动造成的季风变化依然十分显著，可想而知当偏心率最大时，季风的岁差驱动效果必然要强大得多。与岁差不同，偏心率的气候效果没有南、北半球的反向问题；尤其是40万年的偏心率长周期，不仅远远超过冰期旋回的长度，在天文上也是地质历史期间最为稳定的轨道参数^[73,74]，因而是全球季风长期演变的调控周期。季风

的长周期通过风化作用等环节导致大洋碳储库变化，而碳在大洋储库中的滞留时间达十余万年之久^[75,76]，所以40万年周期在大洋碳同位素成分和碳酸盐保存记录上表现最为明显，成为地球轨道尺度上季风盛衰的主要节律。其中最清楚的标志，是在偏心率低谷时出现的大洋碳同位素重值期，即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ ^[77-79]。

大约30年前，大洋氧、碳同位素的高分辨率记录只见于晚第四纪，由于受时间长度的限制，看到最长的也就是10万年的偏心率短周期。当时Berger^[80]曾经指出，天文上最重要的偏心率周期是40万年，“如果能有高分辨率分析的长岩芯，就会表现出强烈的41.3万年主周期”。近10年来随着技术的进步，出现了新生代的高分辨率同位素序列。这些长序列中一个广泛出现的特点就是40万年的偏心率长周期，特别在 $\delta^{13}\text{C}$ 记录中更加清楚。 $\delta^{13}\text{C}$ 最为标准的40万年周期，见于热带太平洋的渐新世地层(图6(a))，因为它反映着全球性气候环境的变化节拍，被喻为地球表层系统的“心跳”^[81]。在热带大西洋，晚渐新世到早中新世 $\delta^{13}\text{C}$ 的40万年周期也十分清楚(图6(b))^[82]，只是图面比例尺不同，表达不如前者鲜明。早已受到注意的是中新世中期的 $\delta^{13}\text{C}$ 长周期^[83,84]，但是当时分辨率偏低、表达不够清晰；最近南海和热带东太平

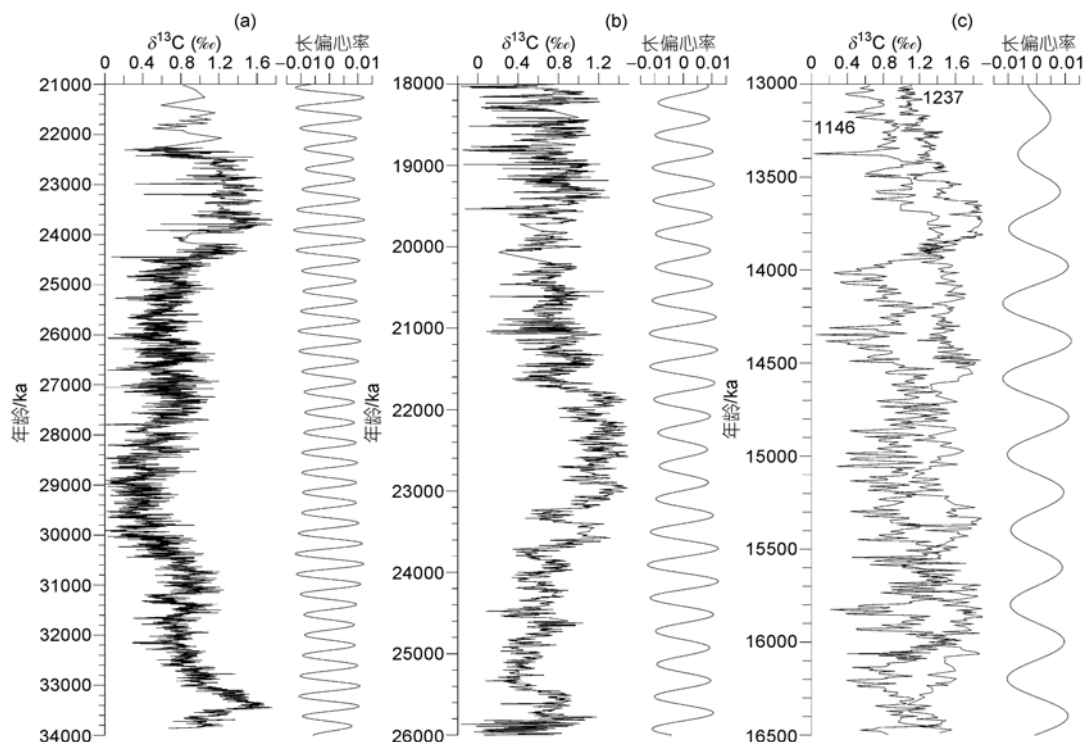


图6 新生代大洋碳同位素的40万年偏心率长周期

(a) 渐新世热带太平洋 ODP1218 井(8°53'N, 135°22'W)底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 记录与21~34 Ma期间的偏心率长周期^[81]; (b) 晚渐新世-早中新世热带大西洋 ODP926 井(3°43'N, 42°54'W)与929 井(5°58'N, 43°44'W)底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 记录与18~26.5 Ma期间的偏心率长周期^[82]; (c) 中新世中期南海 ODP1146 井(19°27'N, 116°16'E)与热带东太平洋 ODP1237 井(16°S, 76°23'W)底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 记录与13~16.5 Ma期间的偏心率长周期^[85]。注意3个剖面的比例尺不同, 尽管 $\delta^{13}\text{C}$ 40万年周期都十分明显, 但显示的效果不一

洋 13.0~16.5 Ma 井段进行高分辨率底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 分析, 才显示出十分清楚的40万年长周期(图6(c))^[85]。此外, 碳、氧同位素的偏心率长周期普遍呈现在新生代各个时期, 包括南大洋古新世/始新世交接期^[86], 渐新世初期(30.5~34.0 Ma)^[87,88]和中期^[89], 渐新世晚期到中新世早期(20.5~25.5 Ma)^[90,91]或者到中新世中期(16~24 Ma)^[92]等各个时期的地层中, 反映了新生代水循环和海洋碳循环的一种基本节律。下文即将指出: 这种基本节律就是全球季风盛衰的长周期。

() 上新世季风的偏心率长周期。南海大洋钻探的重要成果之一, 是对近500万年来大洋碳储库长周期变化的认识。这种周期先在南沙的大洋钻探钻井中发现, 通过对比又认识到在全球范围的普遍性, 说明全大洋的碳储库呈现 10^5 年尺度的长周期变化^[77~79]。这种大洋碳储库长周期变化的最佳记录是在地中海区(图7(b)), 其中意大利南部西西里岛等地的国际地层层型剖面是天文地层学的典型^[93], 而作

为天文地层学基础的轨道周期, 表现的就是非洲季风变化。

意大利南部上新世地层的40万年周期, 是由低生产力的碳酸盐层与高生产力的腐泥层或者暗色层交替组成, 其中腐泥层的形成与季风降雨相关^[95]。前面已经提到: 强烈的北非夏季风引起尼罗河泛滥, 富有营养成分的河水注入贫养的地中海, 引起硅藻勃发和生产力剧增, 在海底形成腐泥层^[96,97]或者暗色层^[98], 而夏季风的发育和腐泥层的形成又受岁差周期控制^[50]。偏心率高值期岁差幅度最大, 季风加强, 腐泥层成束出现, 碳同位素变轻, 而且由于硅藻发育和陆源碎屑物多, 碳酸盐含量低下; 反之, 偏心率低值期岁差幅度小、季风弱、陆地营养元素供应不足, 碳同位素变重, 地中海以低养的颗石藻为多, 碳酸盐含量增高(图7(b))。由于地中海的海槛甚浅, 不容易受高纬过程通过大洋传送带的影响; 而非洲大陆又横跨赤道(图1(b)), 使得非洲季风对轨道驱动响应

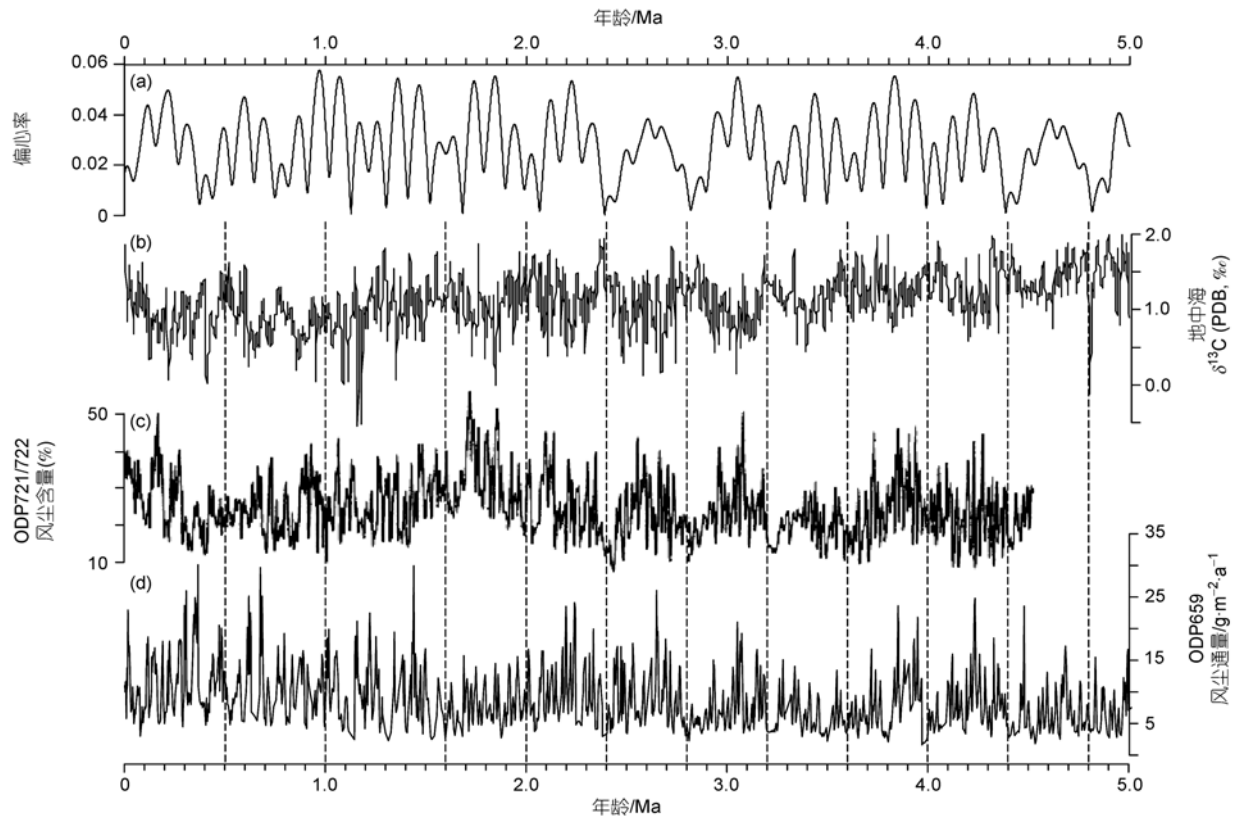


图7 500万年来偏心率长周期与全球季风的关

(a) 偏心率长(40 万年)、短(10 万年)周期; (b) 意大利西西里岛 Rossello 合成剖面及地中海 ODP 964 井浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}^1$; (c) 阿拉伯海 ODP721/722 井($16^{\circ}38'\text{N}$, $59^{\circ}50'\text{E}$)风尘百分含量^[31]; (d) 非洲岸外北大西洋 ODP 659 井($18^{\circ}05'\text{N}$, $21^{\circ}02'\text{W}$)的风尘通量^[94]

最少受其他因素的干扰. 因此意大利上新世的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏心率长周期最为清晰, 堪为低纬区轨道驱动的典型.

同样的 40 万年周期, 也见于其他各大洋的上新世 $\delta^{13}\text{C}$ 序列, 以及季风的长序列记录中. 无论阿拉伯海风尘记录的南亚夏季风(图 7(c))^[31], 还是西非岸外热带大西洋风尘所记录的非洲夏季风(图 7(d))^[94], 都显示偏心率高值期加强、低值期减弱的 40 万年长周期. 又如南海北部上新世中期沉积物的元素比值, 反映了化学风化程度的变化, 记录中也同样展现出偏心率长周期和岁差周期对东亚夏季风降雨的控制^[99].

() 更新世大洋碳储库的长周期. 从古新世到上新世, 新生代大洋碳储库的记录中普遍出现 40 万年长周期: 偏心率高值时 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻而且变幅大, 偏

心率低值相当于 $\delta^{13}\text{C}$ 的重值期 (“ $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ ”). 从上新世的分析看, 这是低纬过程的产物, 具体说是全球季风的长周期; 新生代早期极地大冰盖尚未出现, 季风的变化是当时全球气候变化的主旋律. 偏心率长周期犹如地球表层系统“心跳”的脉搏, 贯穿着新生代的气候史^[100].

然而, 这种偏心率长周期在进入更新世后、具体说在最近 160 万年期间遭受干扰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 出现在 100 万年(大洋氧同位素 MIS 25~27 期)、50 万年前(MIS 13 期), 而不与偏心率的低值对应(图 8(c)). 这种现象, 在深海碳酸盐的百分含量曲线上也可以看到(图 8(b)), 而且是各大洋的共同变化, 可见第四纪大洋碳储库的长期变化不再遵循 40 万年偏心率周期^[79]. 这种转折反映了季风长期变化节律的型变, 因为偏心率长周期变得模糊、拉长为近 50 万年准周期的现象, 也

1) Lourens L. J. Astronomical forcing of Mediterranean climate during the last 5.3 million years. Ph.D. thesis. Netherlands: Utrecht University, 1994. 247

可以在季风气候的其他记录中观察到, 比如南亚季风在印度洋(图 7(c))、非洲季风在大西洋的降尘记录(图 7(d)), 或者东亚季风在黄土高原的磁化率记录中^[101]都有出现。

为什么更新世大洋碳储库出现这种准周期, 目前尚不清楚。但是全球季风由偏心率调控的 40 万年长周期之所以失效, 相信是北半球大冰盖发育, 使得地球表层系统能量交换途径改变的结果, 搅乱了原来的“心跳”韵律, 出现“心率不齐”的现象^[100]。而且长周期的“转型”发生在 160 万年前绝非偶然, 这是热带太平洋东“冷舌”、西“暖池”的东西向不对称结构最终形成、上新世长期厄尔尼诺状态宣告结束的时间^[102,103]。季风和厄尔尼诺同属低纬现象, 前者体现“气候赤道” ITCZ 在经向的位移, 后者体现赤道海水上层结构在纬向的不对称, 两者之间存在着密切而又复杂的关系。但是 160 万年前大洋结构的改组, 比上层水还要深刻得多, 其根源可能来自南极。硅藻化石资料证明 3.2~1.6 Ma 是富营养的南大洋水大举北上进入低纬海区的时期^[104,105], 结果不仅是赤道上层形成不对称, 也导致深部水体结构的改组, 比如大西洋从 1.6 Ma 起深层水与中层水的分隔^[106]。值得指出的是冰盖迅速增大期, 大洋碳储库里偏心率长周期“失效”的现象, 并不限于第四纪。比如中新世 17~14 Ma 蒙特利碳位移事件之末, 13.9 Ma 时的 $\delta^{13}\text{C}$ 长周期就超过了 50 万年, 前后两次 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 也都不在偏心率最小期^[107,108], 与 1.6 Ma 时发生的“转型”相似, 相信

这与南极冰盖的急速扩张相关(图 8)。因此, 理解大洋碳储库长周期的关键在于揭示大洋 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 的含义。当今的地球又在经历着新的偏心率低值和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 期, 理解大洋碳储库长周期在全球气候环境上的意义, 是预测人类生存环境变化方向的当务之急。

3 全球季风与“威尔逊旋回”

3.1 季风演变的构造因素

季风气候的构造因素, 是多年来古气候学的热门话题, 其中最突出的是青藏高原隆升与亚洲季风的关系^[110]。海陆分布是地球系统内部控制季风的第一因素, 它决定全球季风的发育程度, 更决定季风的分布格局。Young^[111]和 Dirmeyer^[112]等讨论过大陆与山脉位置对季风的影响: 大陆位于低纬区, 季风较强; 如果低纬大陆上还有南北向山脉, 季风就更强。Webster^[113]推论, 如果现在所有大陆向北极集中, 就会在 14°N 以北形成唯一的大陆, 大陆内部基本干旱, 沿海地区接受季风降雨, 冬天旱季、夏天湿季。当然这些都是推理, 季风与构造的关系有待地质证据检验。

全球大陆聚合在一起的现象, 地质历史上确实有过, 这就是“联合大陆(Pangaea)”, 当时的季风最为强盛, 被称为“超级大陆”的“超级季风”^[114,115]。在洋盆扩张和板块碰撞相互交替的“威尔逊旋回”里, 大陆相应地聚合、分裂, 季风也必然出现盛衰的演替。地质历史上“威尔逊旋回”以数亿年的时间尺度重复出现, 由此造成的季风演变也会长达 10^8 年, 构造成

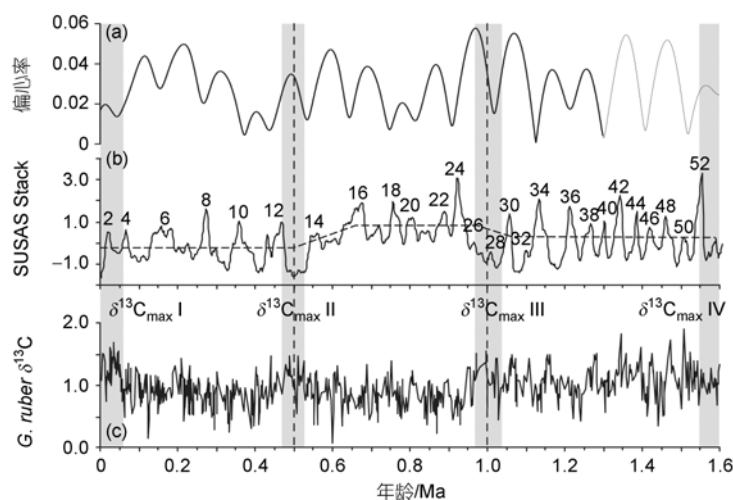


图 8 近 160 万年来大洋碳储库变化的 3 个阶段

- (a) 偏心率; (b) 南大西洋亚热带沉积磁化率合成曲线(SUSAS)^[109], 该区磁化率与地层的碳酸盐百分比呈负相关;
(c) 南海南部 ODP 1143 井浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 。据文献^[79]修改

因的季风演变比轨道成因的时间长得多。大陆分裂伴随着洋底扩张,大陆联合伴随着陆地碰撞,因此大陆联合的同时也有山脉和高原的隆升,而地形的隆升又是加强季风的重要机制。同时,季风气候意味着水文循环的时空不均匀性,即雨量在季节上和地理上的集中;因此季风的强盛也意味着非季风区干旱气候的加强^[116],“超级季风”也就伴随着超级规模的干旱。

除了全球季风的强弱之外,另一个问题是季风区的地理分布:季风系统发育在那里。前面讲过,季风就是 ITCZ 的季节性位移,因而构造因素也就通过 ITCZ 的位置影响季风区的地理分布。今天 ITCZ 的位置在西太平洋和印度洋有大幅度的南北迁移,形成亚非季风区;而大西洋和东太平洋 ITCZ 比较固定,并且偏在北半球(图 1(a))。ITCZ 总在海面温度最高处,而海洋表层会有赤道上升流的降温,因此 ITCZ 从来就有偏离赤道的不稳定性。至于为什么今天 ITCZ 偏北而不偏南,首先会想到北半球多大陆、南半球多大洋的作用;但是 GCM 模拟却表明海岸形状和走向在起作用,比如北非岸线向西突出,使得东大西洋赤道北边是陆、南边是海,海陆升温的差异形成了跨赤道流,造成 ITCZ 的北移(图 1(b))^[117]。

可见,构造运动造成的海陆分布与陆地地形变化,影响着全球季风的强度和季风区的地理布局。今天欧亚与非洲连成当今最大的大陆,也是地球上最大的季风区;而印度位于赤道以北,南有印度洋、北有青藏高原,形成了最强的季风系统。但是这是现代的季风系统;和现在完全不同的季风格局,出现在 2 亿多年前后的“联合大陆”。

3.2 “超级大陆”的“超级季风”

从二叠纪到早侏罗世(~2.5 亿年到~1.8 亿年)的联合大陆(Pangaea),由北半球的劳亚大陆和南半球的冈瓦纳大陆在赤道附近连接而成,尤以三叠纪早期为最盛。模拟结果显示出全球(全大陆)规模的“超级季风(Megamonsoon)”:冬、夏出现方向相反的季风,ITCZ 在联合大陆上作大幅度的迁移(图 9(c), (d));雨量集中在特底斯洋附近,内陆降雨量几乎为零(图 9(a), (b))^[114];联合大陆气候的大陆性极强,内陆冬夏温差可以高达 50^[120]。

关于这种全大陆范围的“超级季风”,最早在 1973 年就由 Robinson 根据岩性分布早就做过推断,她还在晚三叠世和晚二叠世的古地理图上,画出了猜想的 ITCZ 位置,冬夏位移跨 40 个纬度,展示出“超级”规模的季风系统^[121]。不过跨越赤道南北的超

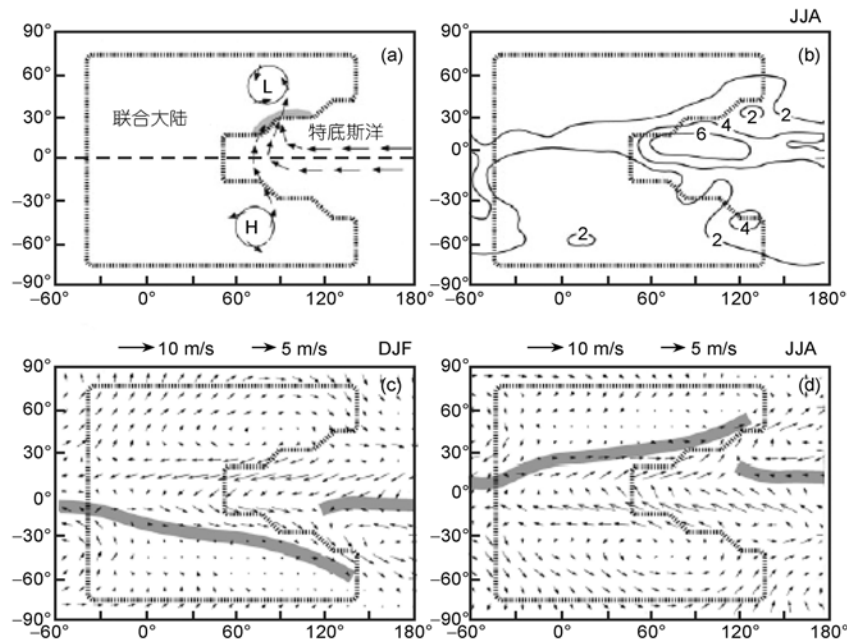


图 9 联合大陆的“超级季风”示意图

灰线内为图案化的联合大陆,占地球表面约 1/3,线外为泛大洋,大陆东侧夹特底斯洋。(a) 北半球夏季的季风强降雨区(灰色),箭头示风向,H,L 示大气的高压与低压中心;(b) 模拟的夏季降雨量(mm/d);(c),(d) 模拟的冬、夏风向翻转,粗线示 ITCZ,也就是季风区的界限。据文献^[118]修改;材料据文献^[114,119]

级大陆, 虽然提供了超级季风的构造环境, 但只有存在高原山脉的时候, 季风才能深入内地^[122]. 当时美洲的阿巴拉契亚山脉(Appalachian)和欧洲的华力西(Variscan)山脉, 分别估计高度在 4.5 和 2~3 km 以内^[123], 虽不能和今天的青藏高原相比, 但是在季风发育中也起重要作用. “超级季风”的季风雨主要限于沿海, 内陆就是强烈的干旱气候, 三叠纪季风最强, 干旱也最强. 联合大陆存在的时候, 也是蒸发岩最为发育的时期^[124].

这种季风雨高度集中、内陆大片干旱的“超级季风”, 有着确凿的地质证据. 不过当时古季风记录的发现几乎都在北美而不在亚非大陆, 因为北美在联合大陆的低纬区, 而华南、华北当时游离在外. 在联合大陆横跨赤道的 160 Ma 期间, 美国西南部作为当时的低纬区堆积了 2.5 km 厚的风成砂, 形成世界上

最厚、最大的沙丘堆积^[125], 同时也有半干旱带的黄土堆积^[126]. 美国西部科罗拉多高原的 Chinle 盆地, 当时位于 5°~15°N, 处于热带季风区的边缘(图 10(a)的“CL”), 对季风特别敏感, 那里晚三叠世风尘与湖相沉积的交替, 提供了季风演变的证据^[127]. 美国东北 Newark 超群湖相泥岩的微层理, 反映了晚三叠世到早侏罗世联合大陆热带区的干湿交替与湖面升降^[128]; 通过 Newark 超群 6700 m 岩芯的分析, 揭示了 33 Ma 季风变化的各种周期性. 最小 0.2~0.3 mm 的微层理, 暗色层形成于多雨的夏季、浅色层形成于干旱的冬季, 是季风气候的年纹层(图 10(b)); 而较大的沉积韵律, 分别相当于两万年的岁差周期(平均 4 m), 与 10 万年和 40 万年的偏心率周期(平均 20~25, 90 m) (图 10(c), (d))^[129]. 联合大陆期间美国西南部的风成砂, 一旦受到潮湿的夏季风降雨作用, 就会发生垮塌沉积, 早侏

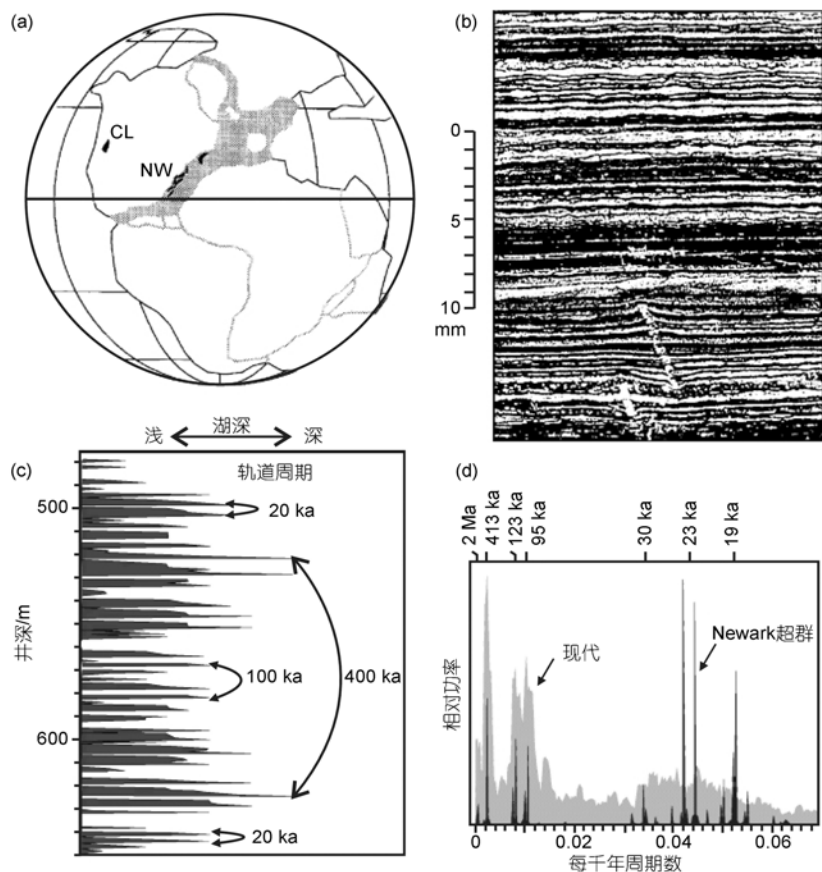


图 10 北美晚三叠世“超级季风”的地质证据

(a) 联合大陆, 示科罗拉多州 Chinle 盆地(CL)和美国东北 Newark 超群的分布区(NW); (b) Newark 超群泥岩微层理的照片, 年纹层由富含有机质的暗色层和富碳酸钙的浅色层构成; (c) Newark 超群中湖面升降造成的沉积韵律, 相当于 20, 100 和 400 ka 的轨道周期; (d) Newark 湖相沉积的谱分析(灰色)与现代岁差和偏心率周期的比较. 据文献[118]

罗世 Navajo 砂岩中发现的垮塌沉积,就反映了季风降雨对当时干旱区的影响^[125]。

侏罗纪晚期,随着联合大陆的分裂,“超级季风”也相应解体。从雨量分布的格局看,晚侏罗世依然以季风气候为主,而白垩纪的气候格局就变为以纬向的行星风系为主^[130]。白垩纪作为“暖室期”地球的典型,已经有过大量的古气候模拟;季风虽然不是白垩纪的特点,但也有论文涉及。比如 Buch^[131]用海气耦合的模拟表明白垩纪时特底斯洋有西行的环球洋流,只有夏季在欧亚大陆南缘由季风造成的逆向流,但是论规模,与联合大陆时的“超级季风”已经不可同日而语。

3.3 晚新生代季风系统的形成

新生代早期季风的报道比较零星,一般是根据植物群发现提出季风降雨的推论。最早的报道出现在白垩纪结束以后 140 万年的古新世初期,在美国科罗拉多的地层中发现有热带雨林化石群,推断是拉拉米造山运动(Laramide)的山地地形效应,带来季风降雨^[132]。模拟表明,这类局部地形的变化对于全球季风的强度影响甚微,但足以改变区域季风的格局^[133]。再如澳洲中南部也发现始新世植物化石群,可以与今天澳洲北部的季风林相比,因而提出了是否有“澳洲中部始新世季风林”的问题^[134]。但无论如何联合大陆时期直至其瓦解,古季风的报道主要来自北美,即当时的低纬区;今天看到的亚非季风区,只是晚新生代以来的事。

现在地球上的季风气候系统于何时建立,可以用气候的格局的变化进行判断。行星风系的气候分带呈纬向分布,季风系统的建立则会破坏分带的纬向性。Parrish 等人^[135]选择三叠纪到中新世的 7 个时段,根据岩性分布推出雨量分带,认为季风气候随联合大陆而瓦解,要到中新世中期随着印度与亚洲的碰撞方才重新兴起。用同样的原理,周廷儒^[136]根据中国的岩性资料得出东亚季风在早、晚第三纪之交出现,这个论断得到后来工作的肯定^[137,138]。近年来,秦安中新世黄土-古土壤剖面的发现^[139],南海大洋钻探深海剖面的分析^[76,140],数值模拟的结果^[141],和我国新生代植被分带迁移的比较^[142],进一步确定东亚季风系统的形成不晚于早中新世初,很可能是在渐新世的晚期。

然而已知的其他季风系统的历史,都比东亚季风短得多。印度季风被认为 8 Ma 前方才明显^[143,144],

非洲季风历史更短^[145]。这种差别很可能是由资料不足造成,因为文献报道的前第四纪古季风记录,总的来说十分贫乏,东亚季风在几年前还总以为是在 200 多万或者 800 多万年前方才出现;另一种原因是标准不同,比如十年前将 C₄ 植物的出现作为标志,认为季风确立在 8~6 Ma^[146],后来又认识到 C₄ 植物的发育与大气 CO₂ 浓度下降、而不是与季风相关^[147]。

和较早的地质时期一样,晚新生代季风系统的建立,需要有海陆分布和高原隆升两方面的构造原因,其中后者更受到注意,因为世界屋脊青藏高原的气候影响不容置疑^[148]。GCM 模拟表明,青藏高原至少要升到现在的一半高度,才能形成显著的季风^[110,149];因此认为南亚和东亚季风都从 8 Ma 开始,而且随高原隆升逐步加强^[150]。多年来,高原隆升造成季风强化、新生代晚期季风越来越强的认识占据优势。但是近年来出现的新证据,不仅提前了东亚季风系统建立的年代,而且也改变了对季风发展趋势的认识。南海沉积地球化学的证据表明,近 2300 万年来南海周围陆地的化学风化是在减弱、而不是加强^[151],并且这也是全球化学风化作用的总趋势^[152]。这些发现决不是否定高原隆升的气候意义,其实非洲季风的强化也与东非高原的隆升相关^[145],而是说明高原隆升和季风气候之间并不是简单的线性关系。

海陆分布的变化应当是亚洲季风系统形成的基础。特底斯洋的关闭、图尔盖海的消失、印度与亚洲的碰撞,造成了晚新生代欧、亚、非大陆群,标志着新一代超级大陆的萌芽^[153]。其中仅中亚的副特底斯海(Paratethys)萎缩一项,就能促使亚洲季风强化、内陆干旱,其作用并不在青藏高原隆升之下^[154]。构造运动对海陆分布的影响,还会改变洋流的通道。3~4 百万年前澳洲板块的北移使印尼通道变窄,通向印度洋的南太平洋暖水被北太平洋的冷水代替,结果是印度洋海水降温,导致东非干旱、印度季风减弱^[155]。

总之,大陆“分久必合,合久必分”的过程贯穿着整个地质历史,晚古生代以来 3 亿年的全球季风演变,就是在“威尔逊旋回”的总框架里发生的。而每次“威尔逊旋回”之中,又有海陆分布和高原隆升的复杂过程,经历的时间当然要短得多。如何纵观整个地质历史,通过地质资料的整合和数值模拟,检验季风构造驱动的理论假说,是地球科学界繁重而又十分有趣的任务。

4 结语

4.1 季风演变与地球系统

综上所述,全球季风普遍存在于至少从显生宙 6 亿年来的地质历史中.在构造尺度即 $10^6\sim 10^8$ 年的时间尺度上,它受大陆分合的“威尔逊旋回”调控,合成“超级大陆”时出现“超级季风”,大陆分解后季风减弱.在轨道尺度即 $10^4\sim 10^5$ 年时间尺度上,全球季风受地球运行轨道几何形态的变化即轨道驱动调控,呈现 20 ka 的岁差周期以及 100 ka、尤其是 400 ka 的偏心率周期.在 10^3 年及更短的时间尺度上,又受太阳活动周期等多种因素的调控.系统研究全球季风的地质演变,是古气候研究的新命题.地球科学的认识过程,都是从局部到整体逐步推进的,板块学说的“全球构造”、温盐流的“大洋传送带”,都是经过多年积累之后提出的认识.气候研究也是一样,有了遥测遥感才有全球观念,才能看到全球海陆的降水分布和跨赤道的环流大反转;有了各大陆、各大洋的古气候剖面,才能讨论全球的古季风.然而研究全球古季风的意义,却远远超出季风本身的范围,这就是气候变化的热带驱动问题.

在宗教传说中的气候灾难虽然自古就有,而现代科学却要等到 19 世纪,才开始承认全球气候有重大变化.在此之前,测量到的气候变化都被认为是短暂的波动,长期平均值却是稳定的^[156].19 世纪才发现气候的长期平均值有巨大的变化,不过所谓的气候变化还是“仁者见仁、智者见智”:从人类社会角度看到的是大洪水,从地质记录角度看到的是大冰期.现代气候学更重视干、湿,古气候学更重视冷、热,两者之间的差异一直延续至今.因此,当现代气候界热衷于研究低纬过程的时候,古气候界的目光却总是注视着高纬的冰盖,总以为靠着冰盖变化通过“大洋传送带”的带动,才有全球气候的演变.现在提出研究全球季风的地质演变,其实就是要突出低纬过程的全球意义,是要把“气候热带”ITCZ 在经向和纬向的变化,当作气候演变的基本内容来考虑,把热带驱动和冰盖驱动,看作是气候系统中相互联结但又相互独立的两大因素.

古气候学长期盛行以高纬过程为主的观念,有着历史和技术上的深厚根源.如果说现代气候学界面对的气候灾害,无论是洪涝、干旱还是台风、暴雨,首先来自热带,那么古气候学就是通过辩论是否有

过大冰期而建立起来的,古气候学定量研究的起步就在于第四纪冰期的重建,重点就是冷热变化和高纬过程.技术上的根源在于长期不会识别低纬海区的温度升降,误以为热带气候缺乏变化^[157];而反映水文循环的古盐度测定尤为困难,直到现在定量分析古温度的能力也远超过古盐度,再造古冰盖的能力也远超过再造古风场.再者受采样和分析技术的限制,长期以来只有对晚第四纪地层能才作出高分辨率的古气候再造.近年来,热带区域和前第四纪“暖室期”重大气候变化的广泛发现,拓宽了古气候学的视野,意识到“轨道周期”并不限于冰盖,地球轨道变化可以直接驱动热带过程,季风气候可以直接响应轨道驱动,并不一定要由高纬过程带动.而驱动低纬过程的轨道周期,从半岁差到偏心率^[158],又因具有自己的特色而便于辨认.地质历史上“暖室期”也要比“冰时期”长得多,而季风作为暖室期中气候周期表现的主要形式,在地球历史上应当比冰盖更为普遍.

因此,全球季风等低纬过程的研究,能够揭示地球表层系统演变的一些基本机理.前面讨论的岁差和偏心率周期,如何通过调控全球季风强度而构成地球表层系统变化的韵律,就是有待阐明的基本机理之一.随着岩芯磁化率、元素扫描等新技术的应用,越来越多的前第四纪高分辨率气候记录,显示出轨道周期的普遍性,比如南大西洋晚白垩世地层磁化率记录中的岁差与偏心率周期^[159],古新世大洋沉积 Fe 含量与磁化率的 40 万年周期^[160]等等.正是由于在地质历史上的稳定性和普遍性,40 万年偏心率长周期被看作地质计时的“钟摆”,用来厘定地层界限的年龄^[85,92],并被提出用作地质年代的编年单元^[89].而两极都有大冰盖的第四纪,是显生宙 6 亿年来绝无仅有的特殊时期,这种“节律”受到了严重干扰^[78].Pierrehumbert^[161]曾把气候演变比喻为“CO₂ 和水的双人舞,而冰盖是位重要的客串演员”.第四纪正是“客串演员”上场的一幕,当我们在为客串演员喝彩的时候,不应该忽略了双人舞的主角.

4.2 开展全球季风的系统研究

季风研究是我国的强项,无论在现代或古代的东亚季风的研究上,都具有丰富的积累和显著的优势,而从地质角度研究全球季风,是我国地球科学拓宽视野,组织大范围学科交叉,利用本身优势开展地

球系统科学研究的理想“抓手”。具体说,至少可以在以下几方面开展工作。

() 在全球季风框架下研究东亚季风。我国古季风研究中的一种弊端就是笼统化,不加分辨地凡是风都叫“季风”,甚至不分冬、夏笼统地讲“季风加强”。其实我们说的东亚季风,有热带的又有副热带的季风;有东亚季风区又有西北太平洋季风区^[162],古气候用语如何和气候学用语接轨,是我们面临的任务。现在要把东亚季风放在全球季风的框架下研究,就是要首先明白研究对象所处的位置,与同时期其他季风系统比较,甄别哪些是全球性、哪些是区域性的变化。另外,低纬过程中 ENSO、信风和季风的变化密切相关,但又并不相等。亚洲季风对于厄尔尼诺十分敏感,两者的变化密切相关,可惜地质历史上 ENSO 变化的研究刚刚开始(如 Fedorov 等人^[163]),还难以在充分资料基础上讨论其与古季风的关系。但是这些低纬过程的地质演变,正是在向我们招手的新领域。

() 探索地球系统水文循环的演变。季风和热带过程为核心的古气候研究,重点在于水文循环、干湿变迁。水文循环导致化学风化作用的变化,与地球系统的碳循环等生物地球化学过程关系更为密切^[161]。因此,全球古季风研究是研究地球表层系统演变的重要切入点,是与沉积学、地球化学、古生物学等一系列学科交叉研究的好题目。从古温度再造起步的古气候定量研究,现在要转向水文循环,就必须在气候的湿度变化上作深层次的研究。比如干旱与季风的关系,季风发育程度不同的时代,干旱程度是否也不相同?白垩纪是否比第四纪的干旱程度低?白垩纪的旱生植被能不能和第四纪的相比?又如我国始新世的生油湖泊多为盐度分层,中新世以后就很少出现,是否就是行星风系被季风风系替代的结果?

() 汇总古生代以来全球季风演变史。纵观晚古生代以来的季风记录,可以看出与威尔逊构造旋回的密切联系:大陆汇聚时季风盛行,大陆分解时季风减弱。但是整体来说,实际资料的依据十分零散,许多还只是模拟的结果。现在需要系统汇总地质资料,同时进行数值模拟,求取古生代以来全球季风强度和地理分布上的变化历史。这方面美国科学家对某些时段作了十分有益的工作,比如对晚古生代地球系统的研究,再造当时水循环和冰盖的变化,探讨和晚新生代地球系统的异同^[164];再如对早第三纪早期的模拟,在古地理基础上进行古气候灵敏度试验,发现大幅度的地理与地形的变化可以改变季风格局,导致某一区域季风系统结束,另一个区域季风系统开始^[165]。这一类的工作需要系统开展,至少穿越整个显生宙。假如我国的古气候界能够和地层古生物学方面的雄厚力量相结合,突破性的成果应当指日可待。

() 通过数值模拟预测全球季风的未来趋势。研究过去是为了理解现在和预测未来。关于当前间冰期将持续多久的预测,通过数值模拟已经有了许多工作,但其根据还是高纬过程,季风等低纬过程并不在视域之内。其实为人类生存环境更迫切需要的是未来水文循环的变化趋势,因而预测全球季风在长时间尺度上的未来趋势,是古气候学的当务之急,而这种科学预测只有在理解古季风演变机理和合理数值模拟的基础上,才能实现。

我国有着全球最大的地球科学队伍之一,当前又经历着科学发展的黄金时期,对于开辟全球性问题研究的新领域,有着义不容辞的责任。如何在东亚季风研究的原有基础上“走出亚洲”、“放眼全球”,将推动全球季风时空变化的研究作为己任,是不仅值得我们思考、而且需要我们行动的题目。

致谢 初稿承丁一汇、吴国雄、Bin Wang 提出宝贵意见,在完稿中得到李前裕和田军的帮助,以及李建如等的配合,黄维协助封面设计,特此致谢。

参考文献

- 1 Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J Clim*, 2000, 13: 3969—3993
- 2 汪品先. 低纬过程的轨道驱动. *第四纪研究*, 2006, 26(5): 694—701
- 3 Gadgil S. The Indian monsoon and its variability. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2003, 31: 429—467
- 4 Chao W C. Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset. *J Atmos Sci*, 2000, 57: 641—651

- 5 Black D E. The rains may be a-comin'. *Science*, 2002, 297: 528—529
- 6 Wang B, Ding Q H. The global monsoon: Major modes of annual variations in the tropics. *Dyn Atmos Ocean*, 2008, (2): 165—183
- 7 Chao W C, Chen B D. The origin of monsoon. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 3497—3507
- 8 Pierrehumbert R T. Climate change and the tropical Pacific: The sleeping dragon wakes. *Proc Nat Acad Sci*, 2000, 97(4): 1355—1358
- 9 Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 1998, 103 (C7): 14451—14510
- 10 Li J P, Zeng Q C. A unified monsoon index. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(8): 1274, doi: 10.1029/2001GL013874
- 11 Qian W H. Dry/wet alternation and global monsoon. *Geophys Res Lett*, 2000, 27(22): 3679—3682
- 12 Wang B, Ding Q H. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L06711, doi: 10.1029/2005GL025347
- 13 Liu Z, Harrison S, Kutzbach J, et al. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Clim Dyn*, 2004, 22: 157—182
- 14 Chou C, Neelin J D, Su H. Ocean-atmosphere-land feedbacks in an idealized monsoon. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 2001, 127: 1869—1891
- 15 Chou C, Neelin J D. Mechanisms limiting the northward extent of the northern summer monsoons over North America, Asia, and Africa. *J Clim*, 2003, 16: 406—425
- 16 Vera C, Higgins W, Amador J, et al. Toward a unified view of the American monsoon systems. *J Clim*, 2006, 19: 4977—5000
- 17 Adams D K, Comrie A C. The North American monsoon. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1997, 78: 2197—2213
- 18 Zhou J, Lau K M. Does a monsoon climate exist over South America? *J Clim*, 1998, 11: 1020—1040
- 19 Chiang J C H, Koutavas A. Tropical flip-flop connections. *Nature*, 2004, 432: 684—685
- 20 Wang X, Auler A S, Edwards R L, et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 2004, 432: 740—743
- 21 Marchant R, Hooghiemstra H. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: A review. *Earth-Sci Rev*, 2004, 66: 217—260
- 22 Carvalho L M V, Jones C, Liebmann B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J Clim*, 2004, 17: 88—108
- 23 Ninomiya K. Similarity and difference between the South Atlantic Convergence Zone and the Beiu Frontal Zone simulated by an AGCM. *J Meteorol Soc Jpn*, 2007, 85(3): 277—299
- 24 Yano J I, McBride J L. An aquaplanet monsoon. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 1373—1399
- 25 Anderson D M, Overpeck J T, Gupta A K. Increase in the Asian Southwest monsoon during the past four centuries. *Science*, 2002, 297: 596—599
- 26 Torrence C, Webster P J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *J Clim*, 1999, 12: 2679—2690
- 27 Molnar P, Cane M A. El Nino's tropical climate and teleconnections as a blueprint for pre-Ice Age climates. *Paleoceanography*, 2002, 17(2): 1021, doi: 10.1029/2001PA000663
- 28 Kutzbach J. Monsoon climate of the Early Holocene: Climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 1981, 214: 59—61
- 29 Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 2003, 300: 1737—1739
- 30 Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 2003, 421: 354—357
- 31 DeMenocal P B. Plio-Pleistocene African climate. *Science*, 1995, 270: 53—59
- 32 Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, 293: 1304—1308
- 33 Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857
- 34 Gasse F. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 189—211
- 35 Mayle F E, Burbridge R, Killeen T J. Millennial-scale dynamics of Southern Amazonian rain forests. *Science*, 2000, 290: 2291—2294
- 36 Baker P A, Seltzer G O, Fritz S C, et al. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, 2001, 291: 640—643
- 37 Koutavas A, Lynch-Stieglitz J. Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years: Regional perspective and global context. In: Diaz H F, Bradley R S, eds. *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Germany: Kluwer Academic Publishers, 2004. 347—369
- 38 Liu Z, Otto-Bleisner B, Kutzbach J, et al. Coupled climate simulation of the evolution of global monsoons in the Holocene. *J Clim*, 2003, 16: 2472—2490

- 39 Zeng N. Drought in the Sahel. *Science*, 2003, 302: 999—1000
- 40 Lebranc M, Favreau G, Maley J, et al. Reconstruction of Megalake Chad using Shuttle Radar Topographic Mission data. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 239: 16—27
- 41 Giannini A, Saravanan R, Chang P. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scale. *Science*, 2003, 302: 1027—1030
- 42 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578
- 43 Kelly M J, Edwards R L, Cheng H, et al. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years B.P. from Dongge Cave, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 236: 20—38
- 44 Wang Y J, Cheng H, Edwards L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090—1093
- 45 Adegbe A T, Schneider R R, Röhl U, et al. Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2003, 197: 323—333
- 46 Weldeab S, Lea D W, Schneider R R, et al. 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 2007, 316: 1303—1307
- 47 Beer J, van Geel B. Holocene climate change and the evidence for solar and other forcing. In: Battarbee R W, Binney H A, eds. *Natural Climate variability and Global Warming: A Holocene Perspective*. Chichester: Wiley-Blackwell, 2008. 138—162
- 48 Hodell D A, Brenner M, Curtis J H, et al. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 2001, 292: 1367—1369
- 49 Hodell D A, Brenner M, Curtis J H, et al. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quat Res*, 2005, 63: 109—121
- 50 Rossignol-Stick M. Africa monsoon, an immediate isotope response to orbital insolation. *Nature*, 1983, 303: 46—49
- 51 Prell W L. Monsoonal climate of the Arabian Sea during the Late Quaternary: A response to changing solar radiation. In: Berger A L, Imbrie J, Hays J, et al, eds. *Milankovitch and Climate*. Hingham: D. Riedel, 1984. 349—366
- 52 Wang P, Clemens S C, 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
- 53 Pokras E M, Mix A C. Earth's precession cycle and Quaternary climate change in tropical Africa. *Nature*, 1987, 326: 486—487
- 54 Reichert G J, Lourens L J, 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
- 55 Beaufort L, de Garidel-Thoron T, Mix A C, et al. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science*, 2001, 293: 2440—2444
- 56 Bender M, Sowers T, Labeyrie L. The Dole effect and its variation during the last 130000 years as measured in the Vostok ice core. *Glob Biogeochem Cycles*, 1994, 8: 363—376
- 57 Shackleton N J. The 100,000 year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxides and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897—1902
- 58 Brook E J, Sowers T, Orchado J. Rapid variations of atmospheric methane concentrations during the past 110,000 years. *Science*, 1996, 273: 1087—1091
- 59 Ruddiman W F, Raymo M E. A methane-based time scale for Vostok ice: Climatic implications. *Quat Sci Rev*, 2003, 21: 141—155
- 60 Partridge T C, deMenocal P B, Lorentz S A, et al. Orbital forcing of climate over South Africa: A 200,000-year rainfall record from the Pretoria Saltpan. *Quat Sci Rev*, 1997, 16: 1125—1133
- 61 Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dates late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348
- 62 Cheng H, Wang Y, Kong X, et al. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. *Geology*, 2006, 34: 217—220
- 63 Overpeck J, Cole J. The rhythm of the rain. *Nature*, 2008, 451: 1061—1062
- 64 Bar-Matthews M, Ayalon A, Gilmour M, et al. Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during nterglacial intervals. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 2003, 67: 3181—3199
- 65 Ruddiman W F, Raymo M E. A methane-based time scale for Vostok ice. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 141—155
- 66 Clemens S, Prell W L, Murray D W, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 1991, 353: 720—725
- 67 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
- 68 Sun Y B, Clemens S C, An Z S, et al. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 33—48
- 69 Ruddiman W F. What is the timing of orbital-scale monsoon changes? *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 657—658

- 70 Clemens S C, Prell W L. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 275—278
- 71 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*, 2007, 30(6), doi: 10.1007/s00382-007-0308-z
- 72 Weijers J W H, Schefuss E, Schouten S, et al. Coupled thermal and hydrological evolution of tropical Africa over the last deglaciation. *Science*, 2007, 15: 1701—1704
- 73 Berger A, Loutre M F, Laskar J. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science*, 1992, 255: 560—566
- 74 Matthews R K, Froelich C. Maximum flooding surfaces and sequence boundaries: Comparisons between observations and orbital forcing in the Cretaceous and Jurassic (65—190 Ma). *GeoArabia, Middle East Petroleum Geosci*, 2002, 7(3): 503—538
- 75 Kump L R. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove ocean. *Geology*, 1991, 19: 299—302
- 76 Katz M E, Wright J D, Miller G, et al. Biological overprint of the geological carbon cycle. *Mar Geol*, 2005, 217: 323—338
- 77 汪品先, 田军, 成鑫荣, 等. 探索大洋碳储库的演变周期. *科学通报*, 2003, 48(21): 2216—2227
- 78 Wang P X, Tian J, Cheng X R, et al. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at Mid-Brunhes Event. *Geology*, 2003, 31(3): 239—242
- 79 Wang P X, Tian J, Cheng X R, et al. Major Pleistocene stages in a carbon perspective: The South China Sea record and its global comparison. *Paleoceanography*, 2004, 19, doi: 10.1029/2003PA000991
- 80 Berger A. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 1977, 269: 44—45
- 81 Pälike H, Norris R D, Herrle J O, et al. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, 2006, 314: 1894—1998
- 82 Pälike H, Frazier J, Zachos J C. Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 3138—3149
- 83 Woodruff F, Savin S M. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography*, 1991, 6: 755—806
- 84 Flower B P, Kennett J P. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1994, 108: 537—555
- 85 Holbourn A E, Kuhnt W, Schulz M, et al. Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene “Monterey” carbon-isotope excursion. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 261: 534—550
- 86 Cramer B S, Wright J D, Kent D V, et al. Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons $\text{C}_{24}\text{n}-\text{C}_{25}\text{n}$). *Paleoceanography*, 2003, 18(4): 1097, doi: 10.1029/2003PA000909
- 87 Salamy K A, Zachos J C. Latest Eocene-Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inference from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 145: 61—77
- 88 Zachos J C, Kump L R. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Glob Planet Change*, 2005, 47: 51—66
- 89 Wade B S, Pälike H. Oligocene climate dynamics. *Paleoceanography*, 2004, 19: 4019, doi: 10.1029/2004PA001042
- 90 Paul H A, Zachos J C, Flower B P, et al. Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*, 2000, 15 (5): 471—485
- 91 Zachos J S, Shackleton N J, Revenaugh J S, et al. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 2001, 292: 274—278
- 92 Billups K, Channell J E T, Zachos J. Late Oligocene to early Miocene geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. *Paleoceanography*, 2002, 17(1), doi: 10.1029/2000PA000568
- 93 Lourens L J, Hilgen F J, Shackleton N J, et al. The Neogene Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, eds. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 409—440
- 94 Tiedemann R M, Sarnthein M, Shackleton N J. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records from Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 1994, 9: 619—638
- 95 Rossignol-Stick M, Nesteroff V, Olive P, et al. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature*, 1982, 295: 105—110
- 96 Rohling E J. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Mar Geol*, 1994, 122: 1—28
- 97 Sachs J P, Repeta D J. Oligotrophy and nitrogen fixation during Eastern Mediterranean sapropel events. *Science*, 1999, 286: 2485—2488
- 98 Van Os B J H, Lourens L J, Hilgen F J, et al. The formation of Pliocene sapropels and carbonate cycles in the Mediterranean: Diagenesis, dilution, and productivity. *Paleoceanography*, 1994, 9: 601—617
- 99 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
- 100 Wang P X. Feeling the Earth's pulse from global monsoon records. *Geophys Res Abs*, EGU, 2007, 9: 05820
- 101 Xiong S F, Jiang W Y, Liu T S. Mega-pulses and megacycles in East Asian monsoon variations recorded in Chinese loess-red clay

- magnetic susceptibility. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L18702, doi: 10.1029/2006GL027842
- 102 Ravelo A C, Andreasen D H, Lyle M, et al. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, 2004, 429: 263—267
- 103 Lawrence K T, Liu Z H, Herbert T D. Evolution of the eastern tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciation. *Science*, 2006, 312: 79—83
- 104 Lange C B, Berger W H, Lin H L, et al. The early Matuyama Diatom Maximum off SW Africa, Benguela Current System (ODP Leg 175). *Mar Geol*, 1999, 161: 93—114
- 105 Cortese G, Gersonde R. Plio/Pleistocene changes in the main biogenic silica carrier in the Southern Ocean, Atlantic Sector. *Mar Geol*, 2008, 252: 100—110
- 106 Hodell D A, Venz-Curtis K A. Late Neogene history of deepwater ventilation in the southern Ocean. *Geochem Geophys Geosys*, 2006, 7: Q09001, doi: 10.1029/2005GC001211
- 107 Shevenell A E, Kennett J P, Lea D W. Middle Miocene Southern Ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion. *Science*, 2004, 305: 1766—1770
- 108 Holbourn A, Kuhnt W, Schulz M, et al. Impacts of orbital forcing and atmospheric carbon dioxide on Miocene ice-sheet expansion. *Nature*, 2005, 438: 483—487
- 109 Schmieder F, von Dobeneck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: Initiation, interim state and terminal event. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 79: 539—549
- 110 Prell W L, 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 F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. London: Plenum Press, 1997. 172—201
- 111 Young J A. Physics of monsoons: The current view. In: Fein J S, Stephens P L, eds. *Monsoons*. Washington D C: John Wiley & Sons, 1987. 211—243
- 112 Dirmeyer P A. Land-sea geometry and its effect on monsoon circulations. *J Geophys Res*, 1998, 103(D10): 11555—11572
- 113 Webster P J. Monsoon. *Sci Amer*, 1981. 70—80
- 114 Kutzbach J E, Gallimore R G. Pangean climates: megamonsoons of the megacontinent. *J Geophys Res*, 1989, 9: 3341—3357
- 115 Parrish J T. Climate of the supercontinent Pangea. *J Geol*, 1993, 101: 215—233
- 116 Rodwell M J, Hoskins B J. Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 1996, 122: 1385—1404
- 117 Philander S G H, Gu D, Halpern D, et al. Why the ITCZ is mostly North of the Equator. *J Clim*, 1996, 9: 2958—2972
- 118 Wang P X, Li Q Y. Monsoon: Pre-Quaternary. In: Gornitz V, ed. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Berlin: Springer, 2009. 583—589
- 119 Parrish J T, Peterson F. Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States—A comparison. *Sediment Geol*, 1988, 56: 261—282
- 120 Crowley T J, Hyde W T, Short D A. Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangaea. *Geology*, 1989, 17: 457—460
- 121 Lamb H H. *Climate: Present, Past and Future*. Vol 2, London: Methuen & Co Ltd, 1977. 835
- 122 Parrish J T. Climate of the supercontinent Pangea. *J Geol*, 1993, 101: 215—233
- 123 Fluteau F, Besse J, Broutin J, et al. The late Permian climate. What can be inferred from climate modelling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 167: 39—71
- 124 Gordon W A. Distribution by latitude of Phanerozoic evaporate deposit. *J Geol*, 1975, 83(6): 671—684
- 125 Loope D B, Rowe C M, Joeckel R M. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, 2001, 412: 64—66
- 126 Soreghan G S, Soreghan M J, Hamilton M A. Origin and significance of loess in late Paleozoic western Pangaea: A record of tropical cold? *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2008, 268: 234—259
- 127 Dubial R F, Parrish J T, Parrish J M, et al. The Pangean megamonsoon—Evidence from the Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau. *Palaios*, 1991, 6: 347—370
- 128 Olsen P E. A 40-million-year lake record of Early Mesozoic orbital climatic forcing. *Science*, 1986, 234: 842—848
- 129 Olsen P E, Kent D V. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 122: 1—26
- 130 Weissert H, Mohr H. Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 122: 27—43
- 131 Bush A B G. Numerical simulation of the Cretaceous Tethys circumglobal current. *Science*, 1997, 275: 807—810
- 132 Johnson K R, Ellis B. A tropical rainforest in Colorado 1.4 million years after the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, 2002, 296: 2379—2383
- 133 Sewall J O, Sloan L C. Come a little bit closer: A high-resolution climate study of the early Paleogene Laramide foreland. *Geology*, 2006, 34: 81—84
- 134 Greenwood D R. Eocene monsoon forests in central Australia? *Austral System Biol*, 1996, 9: 95—112
- 135 Parrish J T, Ziegler A M, Scotese C R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1982, 40: 67—101

- 136 周廷儒. 中国自然地理, 古地理(上). 北京: 科学出版社, 1984. 262
- 137 Wang P X. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1990, 77: 315—334
- 138 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
- 139 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Ma ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159—163
- 140 Jia G D, Peng P A, Zhao Q H, et al. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea. *Geology*, 2003, 31: 1093—1096
- 141 Chen L X, Liu J P, Zhou X J, et al. Impact of uplift of Tibetan Plateau and change of land-ocean distribution on climate over Asia. *Acta Meteorol Sin*, 2000, 14: 459—474
- 142 Sun X J, Wang P X. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 222: 181—222
- 143 Kroon D, Steens T N F, Troelstra S R. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea. In: Prell W L, Niitsuma N, et al, eds. *Proc ODP Sci Res*, 1991, 117: 257—264
- 144 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
- 145 Sepulchre P, Ramstein G, Fluteau F, et al. Tectonic uplift and eastern Africa aridification. *Science*, 2006, 313: 1419—1423
- 146 Quade J, Cerling T E, Bowman J E. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163—166
- 147 Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J, et al. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature*, 1997, 389: 153—158
- 148 Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. The uplift-climate connection: A synthesis. In: Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum, 1997. 471—515
- 149 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 360: 647—653
- 150 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
- 151 Wei G J, Li X H, Liu Y, et al. Geochemical record of chemical weathering and monsoon climate change since the early Miocene in the South China Sea. *Paleoceanography*, 2006, 21: PA4214, doi: 10.1029/2006PA001300
- 152 Kump L R, Arthur M A. Global chemical erosion during the Cenozoic: Weatherability balanced the budget. In: Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Press, 1997. 399—426
- 153 Wang P X. Cenozoic deformation and the history of sea-land interactions in Asia. In: Clift P D, Wang P X, Hayes D, et al, eds. *Continent-Ocean interactions in the East Asian Marginal Seas*. *Geophys Monogr* 149, AGU, 2004. 1—22
- 154 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
- 155 Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 304 million years ago. *Nature*, 2001, 411: 157—162
- 156 Lamb H H. *Climate: Present, Past and Future*. Vol.1. London: Methuen & Co Ltd, 1972. 613
- 157 CLIMAP Project Members. The surface of the ice-age earth. *Science*, 1976, 191: 1131—1144
- 158 Berger A, Loutre M F, Melice J L. Equatorial insolation: From precession harmonics to eccentricity frequencies. *Clim Past*, 2006, 2: 131—136
- 159 Park J, D'Hondt S L, King J W, et al. Late Cretaceous precessional cycles in double time: A warm-earth Milankovitch response. *Science*, 1993, 261: 1431—1434
- 160 Westerhold T, Röhl U, Raffi I, et al. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2008, 257: 377—403
- 161 Pierrehumbert R T. The hydrologic cycle in deep-time climate problems. *Nature*, 2002, 419: 191—198
- 162 Wang B, Clemens S C, Liu P. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: Implications on geological timescale. *Mar Geol*, 2003, 201: 5—21
- 163 Fedorov A V, Dekens P S, McCarthy M, et al. The Pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Niño). *Science*, 2006, 312: 1485—1489
- 164 Soreghan G S, Montanez I P. Special issue on the late Paleozoic Earth system. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2008, 268: 123—125
- 165 Sewall J O, Sloan L C, Huber M, et al. Climate sensitivity to changes in land surface characteristics. *Glob Planet Change*, 2000, 26: 445—465