

澳大利亚古季风演化过程、主要控制因素 及其海洋生物生产力效应*

徐兆凯^{1, 2, 3, 4} 孙天琪^{1, 5} 常凤鸣^{1, 2, 3}

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室 青岛 266071; 2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室 青岛 266061; 3. 中国科学院海洋大科学研究中心 青岛 266071; 4. 中国科学院第四纪科学与全球变化卓越创新中心 西安 710061; 5. 中国科学院大学 北京 100049)

摘要 新生代以来澳大利亚板块向北漂移了~20°, 气候也随之发生了明显改变, 即其北部逐渐进入了热带辐合带的影响范围, 与亚欧大陆间的联系越来越紧密。上新世时印度尼西亚贯穿流的流通性受到限制, 这可能直接促成了澳大利亚季风的形成。海洋沉积记录显示, 澳大利亚气候的季节性特征最早出现于~3.5 Ma, 而现代意义上的澳大利亚季风则形成于~2.4 Ma。第四纪阶段的澳大利亚季风表现出明显的轨道周期: 冰期(间冰期)时夏季风减弱(加强), 其演化主要受控于北半球日射量、东亚冬季风的跨赤道作用、表层海水温度与海平面高度变化。在更短的时间尺度上, 末次冰期以来的澳大利亚季风则具有与北半球高纬度地区典型气候事件相似的千年周期, 大致表现为: 北半球的丹斯伽阿德—厄施格尔(Dansgaard/Oeschger)暖期对应着澳大利亚夏季风强度的减弱, 而北半球的海因里希(Heinrich stadials)与新仙女木(Younger Dryas)冷事件时澳大利亚夏季风增强。但马来群岛不同地区的上述古气候记录之间存在差异, 这可能与区域性因素的影响有关。季风降水的千年尺度变化与热带辐合带的位置密切相关, 且其相位变化与同纬度的非洲和南美洲古季风截然不同, 明显响应了北半球日射量, 这可能与亚洲季风系统的跨赤道作用有关。末次冰期古生产力研究表明, 在班达海与澳大利亚西北沿海, 澳大利亚季风可以通过影响洋流模式、陆表降水与径流, 来控制陆源物质向海洋的输送、海水结构的稳定性以及表层海水过程, 进而影响海洋生物生产力。

关键词 澳大利亚古季风; 演化历史; 控制因素; 生产力

中图分类号 P736.21 **doi:** 10.11693/hyh20200600185

澳大利亚是目前世界上有人类居住的最干旱的大陆。它北邻地球上最大的水汽与热量源区——印度洋-太平洋暖池, 且该暖池通过印度尼西亚贯穿流及其向南的支流——利文流为澳大利亚季风区提供了大量的水汽(Cane *et al.*, 2001; Molnar *et al.*, 2015)。这些水汽分别在澳大利亚夏季风和南半球的西风带的作用下降落在澳大利亚的北部和南部地区(Stuut *et al.*, 2019), 从而有效地缓解了澳大利亚的干旱(Christensen *et al.*, 2017)。具体来讲, 从 10

月份到次年的 4 月份, 澳大利亚北部与印度尼西亚南部地区盛行西北风, 降水丰沛, 该降水量可达到全年降水总量的 90%(Spooner *et al.*, 2005; Stuut *et al.*, 2019); 5—9 月, 则盛行东南风, 降水很少, 气候干燥。热带辐合带对季风系统有重要影响, 其在南半球的冬季位于~10°—15°N, 在亚洲最北可远至~30°N(杨彩福等, 2003); 而在南半球的夏季, 热带辐合带则向南移动到澳大利亚北部地区(Hobbs *et al.*, 1998)(图 1)。

* 中国科学院战略性先导科技专项(B 类), XDB42000000 号; 国家自然科学基金, 41676038 号, 41876034 号。徐兆凯, 博士, 研究员, E-mail: zhaokaixu@qdio.ac.cn

通信作者: 孙天琪, 博士研究生, E-mail: suntianqi17@mails.ucas.edu.cn

收稿日期: 2020-06-29, 收修改稿日期: 2020-09-10

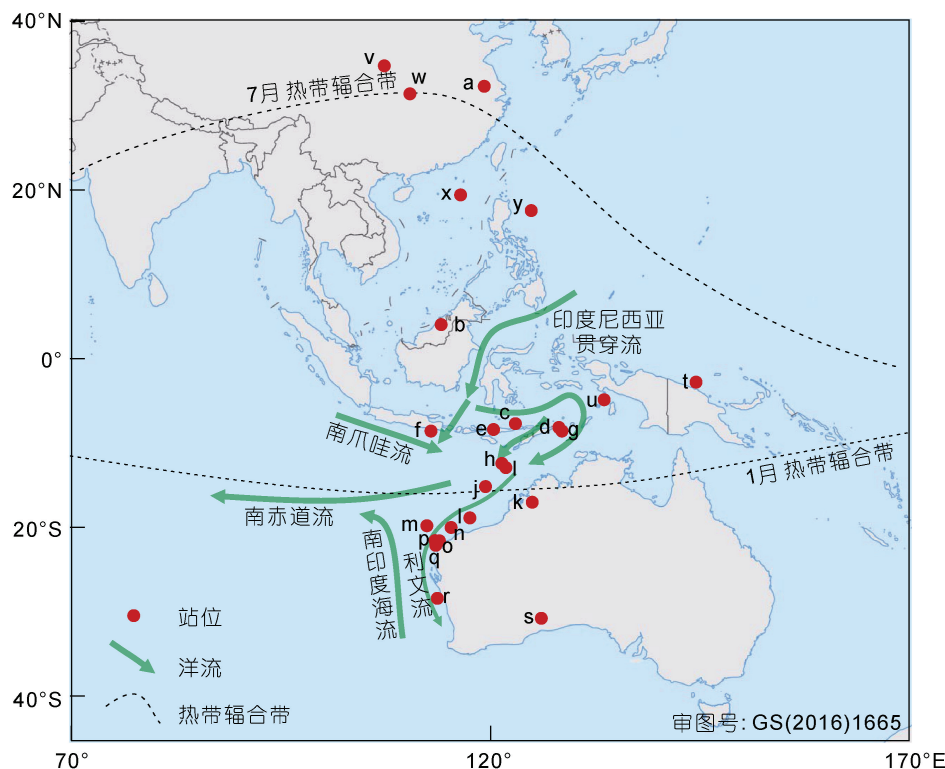


图 1 洋流与文中涉及站位的分布图

Fig.1 Distributions of currents and sites mentioned in this paper

a: 葫芦洞(Wang *et al.*, 2001); b: 婆罗洲(Partin *et al.*, 2007); c: VM33-80 孔(Muller *et al.*, 2012); d: SHI 9016 孔(Spooner *et al.*, 2005); e: Liang Luar 洞(Griffiths *et al.*, 2009); f: GeoB 10053-7 孔(Mohtadi *et al.*, 2011); g—j: SO185-18460 孔, SO185-18479 孔, MD01-2378 孔和 SO185-18506 孔(Kuhnt *et al.*, 2015); k: Ball Gown 洞(Denniston *et al.*, 2013b); l: U1463 站(Christensen *et al.*, 2017); m: ODP122 - 762B (Stuut *et al.*, 2019); n: U1461 站(Ishiwa *et al.*, 2019); o: C126 洞(Denniston *et al.*, 2013a); p: FR10/95 - GC17 (van der Kaars *et al.*, 2002); q: MD00 - 2361 (Stuut *et al.*, 2014, 2019); r: U1459 站(Groeneveld *et al.*, 2017); s: Nullarbor 洞(Sniderman *et al.*, 2016); t: MD05-2920 孔(Tachikawa *et al.*, 2011); u: MD98-2175 孔(Beaufort *et al.*, 2010); v: 宝鸡剖面(Ding *et al.*, 2002); w: 三宝洞(Wang *et al.*, 2008); x: ODP 1146 (Wan *et al.*, 2010); y: MD06-3047 孔(Xu *et al.*, 2015)

近年来, 随着全球性增温现象的日益加剧, 澳大利亚季风区的大气温度和降水强度都发生了明显变化, 其中频发的极端天气(如洪涝和干旱)更是严重地影响到了当地淡水的分布和可利用程度, 进而对社会、经济和区域生态环境等产生了巨大的威胁(Hope *et al.*, 2010)。因此, 研究地质历史时期澳大利亚气候环境变化的过程与主要控制因素, 进而更好地预测其未来的变化趋势就显得尤为重要(Steinke *et al.*, 2014)。在现今情况下, 多个气候驱动因素可以从气流强度和水汽含量等方面控制澳大利亚夏季风强度的年际变化, 如 40—60 d 周期的季节内振荡(Madden Julian Oscillation), 印度洋-太平洋暖池及附近海水物化性质的变化, 以及 3—7 a 周期的厄尔尼诺-南方涛动活动(El Niño/Southern Oscillation)等(Nicholls *et al.*, 1982; Rogers *et al.*, 2017)。在构造时间尺度上, 澳大利

亚季风降水的变化可能主要受控于印度尼西亚水道对印度尼西亚贯穿流的限制作用(Christensen *et al.*, 2017)、印度洋表层海水温度的波动(Andrae *et al.*, 2018; Stuut *et al.*, 2019)以及北半球日射量与气压的跨赤道作用(Andrae *et al.*, 2018)。在轨道时间尺度上, 该季风降水的演变可能主要与日射量(Magee *et al.*, 2004; Beaufort *et al.*, 2010; Tachikawa *et al.*, 2011)、表层海水温度和海平面高度(Spooner *et al.*, 2005; De Deckker *et al.*, 2014)以及东亚季风强度有关(Tachikawa *et al.*, 2011)。在千年时间尺度上, 澳大利亚季风降水的变迁过程和驱动机制更为复杂, 一方面, 它与热带辐合带的位置密切相关(Denniston *et al.*, 2013b, c); 另一方面, 它与北半球高纬千年时间尺度气候事件同步(Ayliffe *et al.*, 2013), 这可能是受到了北大西洋翻转流的影响(Muller *et al.*, 2012); 此外, 该季风降水与南半球的其

他区域季风呈反相位变化,这可能与亚洲-澳大利亚季风的系统性有关(Miller *et al.*, 2005);最后,海平面的高度、表层海水的温度、大气二氧化碳的含量、马来群岛暴露于海平面之上的面积以及植被与冰川的反馈作用等(Muller *et al.*, 2012; Ayliffe *et al.*, 2013; Denniston *et al.*, 2013b; Kuhnt *et al.*, 2015)均可能对澳大利亚季风降水有调节作用。下面我们将从不同时间跨度和不同时间分辨率层面上对澳大利亚季风的形成和演化过程、主要控制因素(表1)、海洋生物生产力效应及亟待加强的重点研究方向等展开阐述。

1 澳大利亚季风的形成时间和成因机制

澳大利亚季风的形成很可能受到了板块运动、马来群岛地形、印度尼西亚贯穿流、印度洋环流模式以及日射量等诸多复杂因素的控制,其具体形成时间需要紧密结合澳大利亚的气候演化历史来确定(Christensen *et al.*, 2017; Andrae *et al.*, 2018; Stuut *et al.*, 2019)。由于澳大利亚第四纪之前的古气候记录载体匮乏,且相应的定年效果欠佳,所以相对而言我们对该时间段的澳大利亚季风演化历史仍知之甚少(Herold *et al.*, 2011; Stuut *et al.*, 2019)。现有的少量长时间跨度的澳大利亚气候记录主要以海洋沉积物岩芯为载体,其中陆源输入指标的剖面变化结果显示晚中新世阶段澳大利亚西北部的气候干旱,而上新世时降水增多,气候十分湿润,此时风尘物质的入海输送量低且变化幅度小,表明该湿润期的年际降水分布均匀(Christensen *et al.*, 2017; Stuut *et al.*, 2019)。具体来讲,风尘记录指示着~3.3 Ma时澳大利亚西北部气候向干旱与季节性降水过渡,随后在~2.4 Ma时风尘输送量的变化幅度明显增加,代表着类似于现代季风气候的形成(图2d)(Christensen *et al.*, 2017)。海洋沉积物中碳同位素的研究结果则显示出更老的干旱起始时间,早在~3.5 Ma时,澳大利亚的C4植被就开始明显增加,指示着当时季节性降水特征的强化(图2f)(Andrae *et al.*, 2018)。而Stuut等(2019)的研究则显示澳大利亚西北部的早上新世湿润期在3.8 Ma时到达顶峰,此后持续变干且降水的变化幅度增大,尤其是在2.8 Ma之后,伴随着北半球冰期的开始与北半球季风的增强,澳大利亚强降水事件的发生频率明显上升(图2e)。综上所述,澳大利亚气候的季节性特征最早出现于~3.5 Ma时,而现代意义上的季风则形成于~2.4 Ma时(Christensen *et al.*, 2017)。而Herold等(2011)基于模拟实验的定量重建结果表明,澳大利亚北部及东部

沿海在中新世时就已经出现了较弱的季风性气候。与澳大利亚季风的演化历史相比较,亚洲季风的存在时间明显偏长(An, 2000; Huang *et al.*, 2007; Wan *et al.*, 2010; Clift *et al.*, 2014; Xu *et al.*, 2015),例如,南海的沉积记录显示东亚冬季风在14 Ma、8 Ma与3.5 Ma时加强,东亚与南亚夏季风则自中新世以来大致呈减弱趋势(Huang *et al.*, 2007; Wan *et al.*, 2010),而在3.5 Ma时澳大利亚季风与亚洲季风的演化趋势都发生了显著变化(图2)。

1.1 印度洋表层海水温度与印度尼西亚贯穿流

澳大利亚西北部的现代降水主要由澳大利亚夏季风提供,其中约70%的降水来自于热带气旋,该气旋形成在印度洋和太平洋的高表层海水温度(>26.5°C)区域(De Deckker *et al.*, 2002; Tory *et al.*, 2015)。中上新世时,全球大气温度高于现在~2—3°C(Thompson *et al.*, 1996; Dowsett *et al.*, 1999, 2008; Haywood *et al.*, 2004; Brierley *et al.*, 2010; Herbert *et al.*, 2016),此时的印度洋-太平洋暖池范围扩张,澳大利亚周边的表层海水温度上升,促进了澳大利亚季风降水与热带气旋的生成(Fedorov *et al.*, 2010)。再加上此时茂密植被对降水的正反馈作用,所以上新世时澳大利亚西北部的气候湿润(Christensen *et al.*, 2017; Andrae *et al.*, 2018; Stuut *et al.*, 2019)。

此外,还有研究表明马来群岛的地形变化可以通过控制印度尼西亚贯穿流的流量来影响印度洋的海洋环流与表层海水温度:印度尼西亚贯穿流的受限会减少对印度洋的水汽供给,进而调节着印度洋及其周边地区(包括澳大利亚)的气候(Cane *et al.*, 2001; Molnar *et al.*, 2015)。~3.5 Ma时印度尼西亚水道的受限和印度尼西亚贯穿流流量的减少引起了印度洋次表层海水盐度和温度的降低(Karas *et al.*, 2009, 2011),如印度洋中心和东部地区的表层海水温度分别下降了2°C(Herbert *et al.*, 2010)和2—3°C(Karas *et al.*, 2011),致使印度洋可以提供的水汽减少,而澳大利亚西北部的气候也相应变干,于2.4 Ma时进入到干旱期,降水也呈现出了季节性(Christensen *et al.*, 2017; Andrae *et al.*, 2018)。苏门答腊岛也在这一时期从之前的全年性降水向季节性降水转变(Gupta *et al.*, 2003),同时非洲东北部也逐渐开始干旱(Liddy *et al.*, 2016)。随后在~2 Ma时全球的大气循环分布更接近于现在的状态,赤道印度洋环流与澳大利亚季风气候也进一步增强(Lawrence *et al.*, 2013; Christensen *et al.*, 2017)。

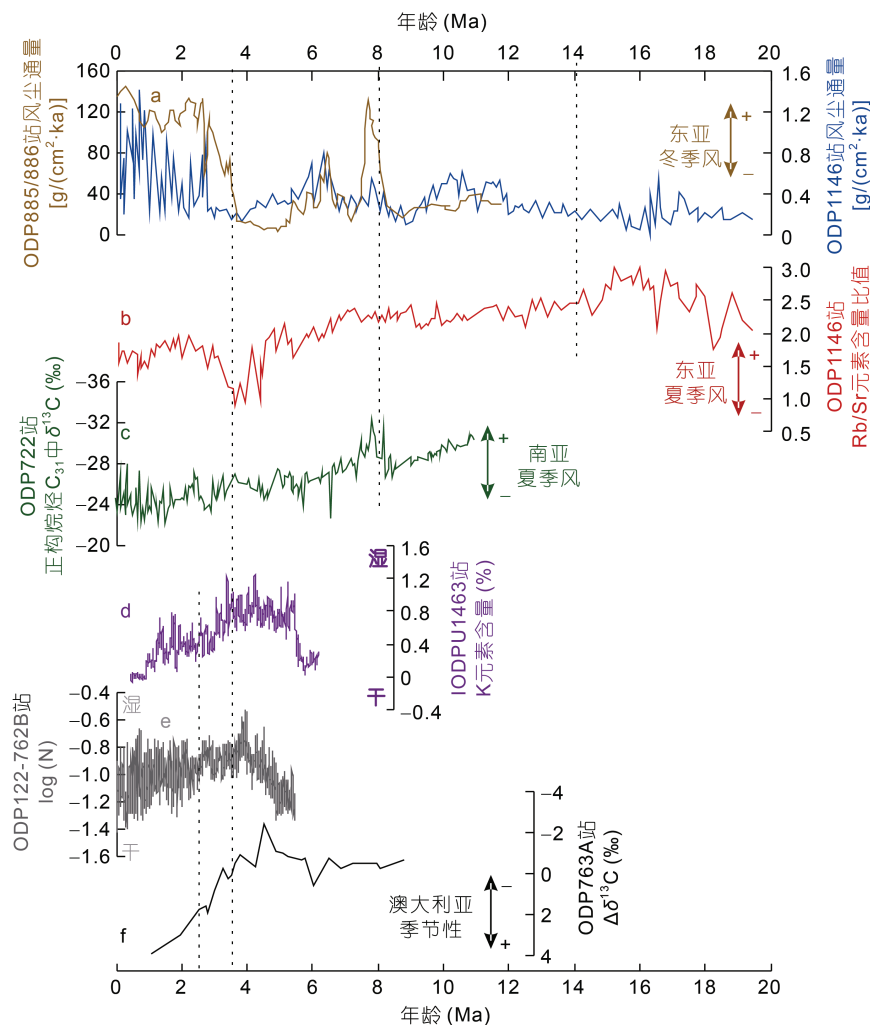


图 2 构造时间尺度上亚洲季风与澳大利亚季风的记录

Fig.2 Records of the Asian monsoon and the Australian monsoon on tectonic timescales

a: 东亚冬季风在北太平洋(棕线)与南海(蓝线)的海洋沉积记录(Rea *et al*, 1998; Wan *et al*, 2007); b: 东亚夏季风在南海的沉积记录(Wan *et al*, 2010); c: 南亚夏季风的海洋沉积记录(Huang *et al*, 2007); d—f: 澳大利亚季风在东印度洋的海洋沉积记录(Christensen *et al*, 2017; Andrae *et al*, 2018; Stuut *et al*, 2019); 虚线从左到右依次标注着上述古季风演化的关键时间点: 2、3.5、8 与 14 Ma(Wan *et al*, 2010; Christensen *et al*, 2017; Andrae *et al*, 2018; Stuut *et al*, 2019); +: 增强; -: 减弱; e 中 N 表示 Fe 与 Ca 含量的比值; f 中 $\Delta\delta^{13}C$ 是指 C_{33} 与 C_{29} 中 $\delta^{13}C$ 的差值

1.2 北半球日射量和气压的跨赤道作用

日射量对澳大利亚季风也有影响(Liu *et al*, 2003; Wyrwoll *et al*, 2003)。澳大利亚北部的地势低且平缓, 且南半球自身的日射量驱动作用较弱(Wyrwoll *et al*, 2007; Andrae *et al*, 2018), 故两个半球之间、跨赤道的热量与压力梯度对澳大利亚季风发挥着更重要的控制作用, 相关研究结果显示: ~3.5 Ma时澳大利亚季风气候的开始形成(Christensen *et al*, 2017; Andrae *et al*, 2018)与东亚风尘向海洋输送量的增加同步, 表明东亚冬季风与西伯利亚高压在澳大利亚季风成型时是增强的(Rea *et al*, 1998; Sun *et al*, 1998; An *et al*,

2001; Guo *et al*, 2004; Zheng *et al*, 2004), 上述东亚冬季风与澳大利亚夏季风之间的经向跨赤道相关关系在第四纪轨道时间尺度和千年-百年时间尺度的古气候记录(Yancheva *et al*, 2007; Denniston *et al*, 2013b; Liu *et al*, 2015; Eroglu *et al*, 2016)以及气候模拟实验(Shi *et al*, 2011)中均有所提及。

2 第四纪澳大利亚季风的演化历史与主要控制因素

相对于更新世之前的澳大利亚季风演化过程, 更新世(尤其是550 ka)以来的相关记录更加丰富, 指

标类型也更加多样,其记录载体既有海洋沉积物,也有湖泊和河流沉积物、洞穴石笋及植被等(Stuut *et al.*, 2014)。第四纪以来全球的气温逐渐变冷,澳大利亚季风也呈现出明显变化,如澳大利亚西北部陆架区(南纬15°)礁体的地震与地层学分析结果表明,~0.5 Ma时季风强度的减弱引起了陆源物质输入量的减少,进而促进了礁体的生长(Gallagher *et al.*, 2014);班达海SHI 9016岩芯浮游有孔虫及其氧、碳同位素的研究成果显示澳大利亚夏季风强度在60 ka时减弱(Spooner *et al.*, 2005)。明显的冰期-间冰期循环是第四纪气候系统的典型特征,东亚冬季风就呈现出明显的冰期-间

冰期周期(图3d)(Xu *et al.*, 2015), 同样澳大利亚西北部大陆坡上的海洋沉积物也记录到了550 ka以来澳大利亚季风的上述周期性:在间冰期(冰期)阶段夏季风的强度增加(减弱)(图3e、f)(Stuut *et al.*, 2014), 并且东亚冬季风与澳大利亚冬季风是同相变化的。又如澳大利亚格里高利湖300 ka以来的古水文记录显示着间冰期阶段湖面的扩张和夏季风强度的增加以及晚更新世阶段气候的逐渐干旱和湖面的缩小(Bowler *et al.*, 2001);而艾尔湖150 ka以来的古季风指标也记录到了类似的周期性(Magee *et al.*, 2004), 尤其是在细节方面:末次盛冰期时澳大利亚夏季风的强度明显

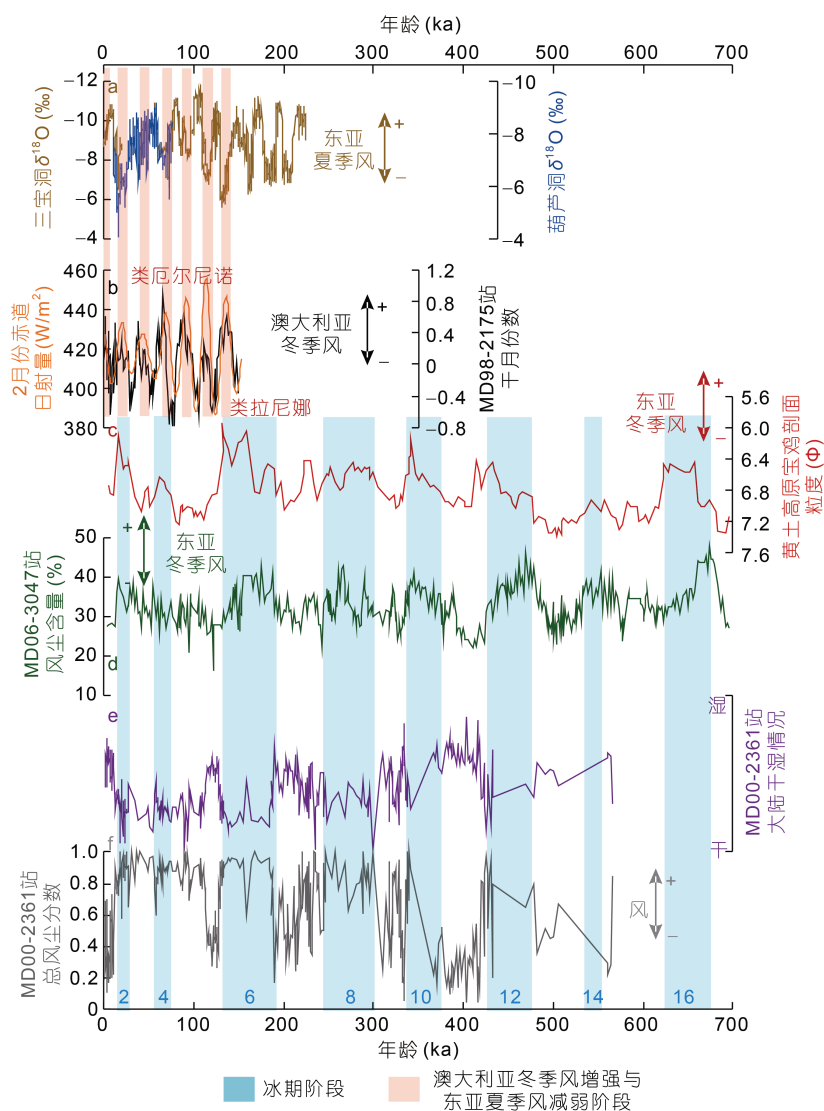


图3 轨道时间尺度上亚洲季风与澳大利亚季风的记录

Fig.3 Records of the Asian monsoon and the Australian monsoon on orbital timescales

注: a: 东亚夏季风在三宝洞(棕线)与葫芦洞(蓝线)的石笋氧同位素记录(Wang *et al.*, 2001, 2008); b: 班达海的澳大利亚冬季风沉积记录(Beaufort *et al.*, 2010); c: 黄土高原东亚冬季风的沉积记录(Ding *et al.*, 2002); d: 菲律宾海的东亚冬季风记录(Xu *et al.*, 2015); e—f: 东印度洋的澳大利亚季风沉积记录(Stuut *et al.*, 2014)。+: 增强; -: 减弱

减弱,随后在末次冰消期开始加强(Johnson *et al*, 1999; Magee *et al*, 2004; Spooner *et al*, 2005; De Deckker *et al*, 2014)。此外,也有研究认为直到~14-13 ka时澳大利亚季风强度才逐渐恢复(McCulloch *et al*, 1989; Wyrwoll *et al*, 2001; De Deckker *et al*, 2014),随后在早-中全新世达到了峰值(Griffiths *et al*, 2009; Denniston *et al*, 2013a),而在~5 ka以来该季风的强度又趋于减弱(Nanson *et al*, 1991; Nott *et al*, 1994)。而班达海的沉积记录显示在轨道时间尺度上,澳大利亚季风也会受到当地日射量的变化而脱离冰期-间冰期周期性的特征,与类厄尔尼诺-南方涛动呈耦合关系(图3b),与中国石笋记录的东亚夏季风(图3a)(Wang *et al*, 2001, 2008)的演化进行对比,澳大利亚夏季风与东亚夏季风呈反相位演化关系,表现为类厄尔尼诺态时强度增强(Tachikawa *et al*, 2011);而澳大利亚冬季风与东亚夏季风呈正相演化关系,表现为类厄尔尼诺态时强度增强(图3b)(Beaufort *et al*, 2010)。

在更高的时间分辨率层面上,格林兰冰盖(Andersen *et al*, 2004)及海洋沉积物(Bond *et al*, 1997)中均记录到了末次冰期以来广泛存在的大量古气候快速波动事件,它们对大气和大洋环流(Chiang *et al*, 2005; Lewis *et al*, 2010)以及热带与亚热带地区的降水均存在着显著影响(Wang *et al*, 2001; Schefuß *et al*, 2011)。古气候记录(Muller *et al*, 2012; Ayliffe *et al*, 2013; Denniston *et al*, 2013b; Kuhnt *et al*, 2015)与气候模拟结果(Broccoli *et al*, 2006)均表明澳大利亚夏季风强度的演化具有与北半球高纬度地区古气候事件相似的千年变化周期(图4),具体表现为:当北半球的丹斯伽阿德—厄施格尔暖期(尤其是Bølling-Allerød暖事件, 15—12.9 ka)发生时,澳大利亚夏季风的强度减弱;而北半球的海因里希与新仙女木冷事件(12.9—11.7 ka)则对应着澳大利亚夏季风的加强(图4c, 4d)(Denniston *et al*, 2013b; Ishiwa *et al*, 2019),而中国石笋记录的东亚夏季风演化与之相反,在Bølling-Allerød事件时,东亚夏季风增强;在海因里希1与新仙女木冷事件时东亚夏季风减弱(图4a),由此可见,在末次冰期以来ka时间尺度的古气候变化中,南、北半球的季风也存在反相位变化的特征,所以作为南半球重要气候组分之一的澳大利亚季风,为研究全球古气候变化的千年周期跷跷板模式提供了非常理想的研究对象,进而得到了科学家们的广泛关注(Ayliffe *et al*, 2013; Kuhnt *et al*, 2015)。

总体而言,第四纪阶段澳大利亚季风演化的主

要影响因素可能有:热带辐合带位置、日射量(Johnson *et al*, 1999; Magee *et al*, 2004; Miller *et al*, 2005)、北半球季风的跨赤道作用(Mohtadi *et al*, 2011; Denniston *et al*, 2013b)、高纬度地区的气候事件(Denniston *et al*, 2013b; Kuhnt *et al*, 2015)、海洋环流以及区域表层海水温度与海平面高度(Partin *et al*, 2007; Griffiths *et al*, 2009)等,此外植被变化(Miller *et al*, 2005)与温室气体含量(Kuhnt *et al*, 2015)也可能影响到澳大利亚季风的强度。下面对其展开具体阐述。

2.1 热带辐合带、日射量与亚洲-澳大利亚季风系统

现今地球的行星季风带与热带辐合带的位置密切相关,尤其是在地势起伏相对平缓的马来群岛与澳大利亚北部地区,由于没有类似于青藏高原的高地形来加强空气对流,所以末次冰消期澳大利亚季风强度变化的千年周期与热带辐合带位置的迁移密切相关(Suppiah, 1992; Ishiwa *et al*, 2019)。澳大利亚西北部25 ka以来的海洋沉积记录显示:海因里希1冷事件过程中河流的物质输入增加。在南极洲冷期阶段(Antarctic Cold Reversal, 15—12.9 ka),热带辐合带的位置向北移动,致使澳大利亚的降水减少;随后在新仙女木冷事件到~5 ka期间南半球的大气温度和温室气体浓度升高,从而加强了皮尔巴拉地区的低气压并进一步促进了热带辐合带位置的向南移动,最终导致了澳大利亚夏季风的增强(Kuhnt *et al*, 2015)。弗洛勒斯岛和澳大利亚北部洞穴石笋的氧同位素则分别记录到了31 ka以来与40—8 ka阶段的澳大利亚季风降水历史(Denniston *et al*, 2013a, b),结果显示北大西洋冷事件(海因里希1和新仙女木)发生时,南、北半球之间温度梯度的升高推动了热带辐合带位置的南移,进而引起了澳大利亚夏季风的增强,而在丹斯伽阿德—厄施格尔暖期时则呈现出相反的变化趋势。

日射量变化通过控制海陆之间的温度差异,对季风气候的轨道周期演化起着关键性的作用。“季风轨道假说”指出夏季风强度受到了夏季日射量的控制(Kutzbach *et al*, 1985)。气候模拟结果也显示第四纪季风强度的变化主要响应了日射量的强弱:当北半球夏季日射量增强时,海陆之间的温差增大,进而会增加北非、亚洲及北美的季风强度(Kutzbach *et al*, 1982, 1986; Mitchell *et al*, 1988; Joussaume *et al*, 1999; Otto-Bliesner, 1999; Liu *et al*, 2003);而南半球夏季日射量的减小则会削弱南半球的夏季风强度,在澳大利亚(Wyrwoll *et al*, 2001)、南美智利(Lamy *et al*, 2004; Stuut *et al*, 2004)和南非(Stuut *et al*, 2002; Chase *et al*,

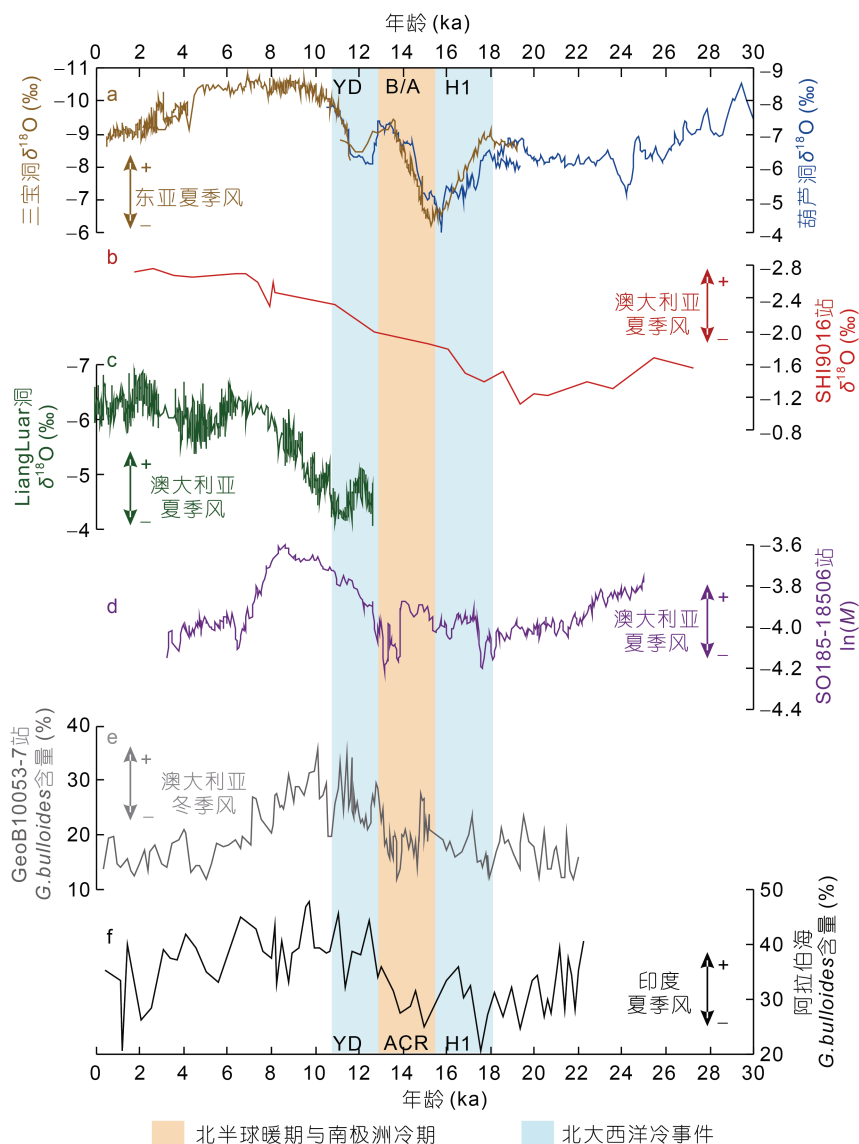


图 4 末次冰消期以来亚洲季风与澳大利亚季风的记录

Fig. 4 Records of the Asian monsoon and the Australian monsoon since the last deglaciation

注: a: 葫芦洞(Wang *et al.*, 2001) 与三岔洞(Wang *et al.*, 2008) 的东亚夏季风记录; b: SHI 9016 孔的澳大利亚夏季风记录(Spooner *et al.*, 2005); c: Liang Luar 洞的澳大利亚夏季风记录 (Griffiths *et al.*, 2009); d: SO185-18506 孔的澳大利亚夏季风记录 (Kuhnt *et al.*, 2015); e: GeoB 10053-7 孔的澳大利亚冬季风记录(Mohtadi *et al.*, 2011); f: 阿拉伯海的印度夏季风记录(Naidu *et al.*, 1996); H1: 海因里希 1; B/A: Bølling-Allerød 暖事件; YD: 新仙女木事件; ARC: 南极洲冷期; +: 增强; -: 减弱; d 中 M 表示 K 与 Ca 含量的比值

2007)等地都有相应的古气候记录来支持上述演化模式。巴布亚新几内亚附近的、晚更新世以来的海洋沉积记录显示, 澳大利亚冬季风强度与夏季风降水都有岁差周期, 两者分别响应了低纬度地区8月与1月的日射量变化(Beaufort *et al.*, 2010; Tachikawa *et al.*, 2011)。但是也有记录表明澳大利亚季风的演化并没有响应当地的日射量变化: 末次冰消期与早-中全新世时夏季风的加强并没有对应着南半球日射量的高值(Johnson *et al.*, 1999; Wyrwoll *et al.*, 2001), 而是响

应了北半球日射量的变化(Magee *et al.*, 2004; Stuut *et al.*, 2014)。模拟实验结果也揭示出千年时间尺度上澳大利亚季风强度的变化响应了北半球的日射量, 而非澳大利亚大陆的夏季日射量; 北半球日射量可以通过影响西伯利亚高压来控制澳大利亚夏季风的强度(Miller *et al.*, 2005)。

澳大利亚季风可以看作亚洲季风的一部分, 两者密切相关, 澳大利亚夏(冬)季风与亚洲冬(夏)季风同时发生(Trenberth *et al.*, 2000), 且两者的跨赤道作

用会对彼此相互影响。有证据表明400 ka以来在轨道时间尺度上, 澳大利亚夏季风与东亚夏季风(图3a)(Wang *et al*, 2001, 2008)的变化间呈反相位关系(Tachikawa *et al*, 2011)。而在千年时间尺度上, 澳大利亚夏季风与东亚冬季风间存在着跨赤道联系(Denniston *et al*, 2013b), 还有研究表明22 ka以来澳大利亚冬季风与南亚夏季风的变化同步(Mohtadi *et al*, 2011)(图4e、f)。在现代时间尺度上, 关于亚洲季风影响澳大利亚夏季风降水的一个最明显的例子发生在2008年, 即亚洲“冷涌”引起了澳大利亚区域对流和夏季风降水的加强(Hong *et al*, 2009)。

此外, 模拟实验显示全新世阶段澳大利亚内部并没有受到季风水汽的滋润, 而是受到了生物圈-大气圈之间的反馈、植被类型以及土壤性质的影响。现代人类在50 ka时开始定居澳大利亚 (Roberts *et al*, 1994; Bowler *et al*, 2003), 并通过焚烧活动改变了地表植被类型, 进而改变了生物圈-大气圈之间的反馈方式, 使水汽很难进入澳大利亚内部(Miller *et al*, 2005)。

2.2 表层海水温度、海平面与大西洋经向翻转流

海平面和表层海水温度的变化会对季风气候产生影响(Kutzbach *et al*, 1986): 高的表层海水温度与海平面可以提供更加稳定的季风性水汽供给(Miller *et al*, 2005)。模拟研究结果表明: 末次盛冰期时全球海平面的下降与全新世时全球海平面的上升对热带太平洋与东印度洋的水文循环以及澳大利亚西北部的降水变化有着重要影响(DiNezio *et al*, 2013)。弗洛勒斯海的古气候记录与婆罗洲岛的洞穴石笋氧同位素剖面(Partin *et al*, 2007)均显示新仙女木冷事件发生时陆源物质的输入并没有明显的增加趋势, 这一方面与大西洋经向翻转流的减弱不明显有关(McManus *et al*, 2004), 另一方面也与当时巽他陆架的大规模暴露有关(Muller *et al*, 2012)。全新世阶段海平面和表层海水温度的上升, 可能会使澳大利亚季风逐渐脱离北半球高纬度地区的影响, 并引起水汽和季风强度的增加(Denniston *et al*, 2013b)。澳大利亚西北角近岸FR10/95-GC17岩芯的海洋沉积物多指标(黏土矿物、微体古生物、微量元素和

表 1 澳大利亚古季风演化与机制总结表
Tab.1 Summary of the evolution and mechanism of the Australian paleomonsoon

尺度	内容来源	研究区/站位信息	指标	演化历史	影响因素
澳大利亚季风的形成(构造时间尺度)	(Christensen <i>et al</i> , 2017)	Site U1463	风尘与河流输入指标	~5.5—3.3 Ma 气候湿润, 降水全年均匀分布; ~3.3 Ma 时开始向干旱气候与季节性降水过渡; ~2.4 Ma 风尘输送量变化幅度明显增加。	马来群岛岛屿通过印度尼西亚贯穿流控制季风。
	(Andrae <i>et al</i> , 2018)	/	碳同位素指标, 反演 C4 植被演化	~3.5 Ma 降水的季节性特征出现。	东印度洋表层海水温度下降, 以及北半球气候因素的跨赤道影响
	(Stuut <i>et al</i> , 2019)	CoreMD00 - 2361; SiteODP122 - 762B	风尘与河流输入指标	5.3—3.8 Ma 气候逐渐湿润, 此后一直持续变干但降水的变化幅度增大, 尤其是 2.8 Ma 后, 伴随着北半球冰期的开始与北半球季风的增强, 澳大利亚的强降水事件频率明显上升。	印度洋表层海水温度
第四纪澳大利亚季风的轨道时间尺度演化	(Nanson <i>et al</i> , 1991)	吉尔伯特河	第四纪冲积扇成岩年代	40—50 ka 与早全新世发育大型砂质沉积相, 早全新世季风比现今更活跃。	/
	(Bowler <i>et al</i> , 2001)	格里高利湖	古水文记录	300 ka 以来在间冰期(海底同位素阶段的 9, 7, 5)发育了大湖期, 指示季风增强, 且这几个连续的大湖期湖的范围逐渐缩小, 指示晚更新世气候逐渐干旱。	/
	(Magee <i>et al</i> , 2004)	艾尔湖	古水文记录	150 ka 以来澳大利亚季风降水在在间冰期增加, 冰期减少。	北半球日射量
	(Spooner <i>et al</i> , 2005)	Core SHI 9016	有孔虫及其氧、碳同位素, 总碳酸钙含量	末次盛冰期季风减弱, ~15 ka 季风恢复。	表层海水温度与海水结构
	(Beaufort <i>et al</i> , 2010)	Core MD98-2175	生物生产力指标与孢粉记录	150 ka 以来班达海东部冬季风呈岁差周期, 受到低纬度地区 8 月份日射量变化的影响, 且季风强度在中全新时明显改变, 提前于全球冰量的增加。	日射量与岁差
	(Tachikawa <i>et al</i> , 2011)	Core MD05-2920 ; Core MD05-2917C2	陆源输入指标	400 ka 以来, 巴布亚新几内亚古降水受澳大利亚夏季风影响, 有明显的岁差周期, 响应了当地日射量变化(南纬 3°, 1 月), 与东亚夏季风强度变化呈反相位关系。	日射量与岁差

续表

尺度	内容来源	研究区/站位信息	指标	演化历史	影响因素
第四纪澳大利亚季风的轨道时间尺度演化	(De Deckker <i>et al.</i> , 2014)	CoreFr10/95-GC17	黏土、地化与稳定同位素	末次盛冰期澳大利亚季风减弱, ~13 ka 季风降水恢复, 5 ka 以来季风减弱。	表层海水温度; 厄尔尼诺-南方涛动的影响
	(Stuut <i>et al.</i> , 2014)	CoreMD00-2361	风尘与河流输入指标	550 ka 以来澳大利亚季风具有冰期-间冰期周期, 在间冰期季风气候增强, 冰期季风减弱。	大气循环的经向移动, 以及澳大利亚季风系统的相对独立性
	(Ishiwa <i>et al.</i> , 2019)	Site U1461	河流输入指标	14 ka 以来, 季风在~11.5 ka 时开始增强, 8 ka 时达到顶峰, 之后一直呈减弱趋势。	热带辐合带位置变化
第四纪澳大利亚季风的千年时间尺度演化	(Partin <i>et al.</i> , 2007)	婆罗洲	降水指标	海因里希 1 冷事件时季风减弱。	日射量与两半球高纬事件
	(Mohtadi <i>et al.</i> , 2011)	Core GeoB 10053-7	陆源输入指标、粒度	末次冰盛期以及海因里希 1 与新仙女木冷事件时夏季风有所减弱, 而 Bølling-Allerød 暖事件时夏季风增强。	/
	(Muller <i>et al.</i> , 2012)	Core VM33-80	陆源输入与生物生产力指标	陆源输入明显在海因里希 1 冷事件时增加, 季风增强, 但新仙女木冷事件时的变化不明显	大西洋经向翻转流与马来群岛暴露出海平面的面积
	(Denniston <i>et al.</i> , 2013a)	Cave C126	降水指标	石笋氧同位素在海因里希 1 冷事件时的变化是受到季风、南半球西风带、热带气旋与西北云带共同影响; 早-中全新世季风性降水增加, 之后减少。	/
	(Denniston <i>et al.</i> , 2013c)	Cave KNI-51	降水指标	全新世之后季风增强, 4 ka(尤其是 2—1 ka)季风减弱, 1 ka 有所加强。	热带辐合带的迁移与厄尔尼诺-南方涛动
	(Denniston <i>et al.</i> , 2013b)	The Ball Gown Cave	降水指标	夏季风在海因里希与新仙女木冷事件时加强, 在丹斯伽阿德—厄施格暖期时减弱。	热带辐合带位置以及表层海水温度、海平面升降变化
	(Ayliffe <i>et al.</i> , 2013)	Liang Luar Cave	降水指标	海因里希 1 冷事件时季风明显增强, 早-中全新世季风加强。	北大西洋气候事件与海平面变化
	(Kuhnt <i>et al.</i> , 2015)	Cores SO185-18506; SO185-18579; MD01-2378; SO185-18460	河流与风尘输入指标	海因里希 1 冷事件时季风增强, Bølling-Allerød 暖事件时季风减弱, 新仙女木冷事件到早-中全新世季风增强。	大气二氧化碳与末次冰消期海平面上升

同位素等)综合分析则指示了34 ka以来海陆之间的交互作用, 结果表明末次盛冰期时东印度洋表层海水温度的下降, 对应着澳大利亚西北部夏季风强度的减弱、河流输入的减少和海洋中富营养水体的上涌, 进而引起了海洋生物生产力的上升和海底碳埋藏量的增加; 末次冰消期阶段, 尽管海平面快速上升, 但表层海水温度和澳大利亚夏季风强度均到~13 ka时才发生了明显改变, 即季风降水的增多导致了河流径流量的增加, 由此引起的海水分层现象则削减了其对大气中二氧化碳的吸收; 5 ka之后厄尔尼诺-南方涛动现象开始主导研究区, 并引发了海水表层温度与季风降水量的双双减少(De Deckker *et al.*, 2014)。

此外, 也有记录显示亚洲季风与澳大利亚季风的变化均与末次冰消期阶段北大西洋的气候振荡间有着很强的一致性, 即它们很可能都受到了大西洋经向翻转流的明显影响(Naidu *et al.*, 1996; Wang *et al.*, 2001; Magee *et al.*, 2004)。例如, 来自弗洛勒斯海沉积

物的同位素数据就记录到了海因里希1冷事件时印度尼西亚海区季风降水的增加, 这与大西洋经向翻转流的显著减弱及北半球的变冷同步(McManus *et al.*, 2004; Robinson *et al.*, 2009); 而当Bølling-Allerød暖事件发生时, 则伴随着大西洋经向翻转流强度的恢复和热带辐合带位置的向北移动, 进而导致了该海区降水量的相应减少(Muller *et al.*, 2012)。此外, 澳大利亚季风对大西洋经向翻转流的响应也曾在洞穴石笋记录中得到过证实(Ayliffe *et al.*, 2013)。

3 末次冰期澳大利亚季风与海洋生物生产力

以研究较为深入的末次盛冰期为例, 此时班达海的生物生产力水平提高(Spooner *et al.*, 2005), 而对于澳大利亚西侧海域古生产力的演化历史, 基于不同指标得出的反演结果间却存在着明显差异: 比如底栖有孔虫分布和堆积速率、碳酸钙堆积速率及沉积物中铀含量显示着当时生产力的增加(McCorkle *et al.*,

1994; Wells *et al.*, 1994), 而利用超微化石壳体的碳同位素反演得出的结果却与现今的情况相似(Okada *et al.*, 1997; Martínez *et al.*, 1999)。上述矛盾的产生在一定程度上与东印度洋海底古环境重建记录的不足有关, 进而无法从整体上探讨该地区海底环境的演化, 特别是在澳大利亚西侧海域 (Murgese *et al.*, 2007)。

研究表明班达海与澳大利亚西北沿海的古生产力记录与澳大利亚季风影响下的洋流模式(如上升流与深水环流)和表层海水过程(如营养盐水平与淡水注入)密切相关(Gingele *et al.*, 2001; Murgese *et al.*, 2007)。一方面, 澳大利亚季风转向会制约洋流方向与沿岸上升流的形成, 进而对海洋生物生产力产生影响(Takahashi *et al.*, 2000)。现代条件下, 东印度洋环流系统主要包含南爪哇流、南赤道流、利文海流与南印度洋海流(Martínez *et al.*, 1999)(图1)。印度尼西亚贯穿流起源于西太平洋暖池, 可将暖池的温暖低盐的海水输送到印度洋, 而其向南的分支会沿着澳大利亚西海岸流动进而形成利文海流(Cresswell *et al.*, 1980; Godfrey *et al.*, 1985)。在澳大利亚夏季、西北季风盛行时, 爪哇岛南部的南爪哇流向东南方向流动, 之后与印度尼西亚贯穿流汇聚, 且澳大利亚西部沿岸的贸易风指向赤道, 从而会导致该地区上升流的形成; 而在澳大利亚冬季、东南季风盛行时, 南爪哇流的流向由东南向改为西北向, 并成为印度尼西亚贯穿流进入东印度洋后向北的分支, 此时的季风可将表层海水带离海岸, 从而诱发南爪哇地区的上升流(Wyrtki, 1962)。末次冰期时, 澳大利亚冬季风的增强引起了爪哇南部海域上升流的活跃(Takahashi *et al.*, 2000), 导致透光带下部的物种——小型盘鳞数量的增多(Takahashi *et al.*, 2000), 同时对上升流有指示意义的浮游有孔虫含量也相应升高(Martínez *et al.*, 1999)。但由于印度尼西亚贯穿流与利文海流具有温暖、低盐和低密度的特征, 会抑制澳大利亚西海岸与爪哇南部沿岸上升流的上涌(Smith, 1992), 因而在气候干燥和降水减少阶段, 比如14—10 ka(van der Kaars *et al.*, 1995, 2002, 2006), 印度尼西亚-西太平洋暖池中层水与表层水盐度的升高(Martínez *et al.*, 1999)会改变研究区表层海水的温度与营养盐含量(Duplessy *et al.*, 1988; Rutberg *et al.*, 2000), 并最终影响浮游生物的生长。

澳大利亚季风除了通过改变洋流模式来影响海洋生物生产力之外, 还可以通过影响陆表降水与径流来控制陆源物质向海洋的输送、海水结构的稳定性

与表层海水的营养盐含量, 进而调控海洋生物生产力。De Deckker等 (2002)在苏门答腊岛东南海区的研究指出: 末次盛冰期时大型硅藻*Ethmodiscus rex*的勃发并非源自于上升流的增强, 而是起因于太平洋高硅含量温跃层水体向印度洋的涌入(Broecker *et al.*, 2000), 以及当时澳大利亚夏季风降水减少所引起的水体结构的稳定, 表层海水的高盐度、高含氧量、高硅浓度与高营养盐水平(De Deckker *et al.*, 2002)。该阶段全球范围热带大洋硅藻的普遍繁盛可以将大气中的大量二氧化碳转化到海底埋藏下来(Pollock, 1997), 从而进一步促进地球温度的下降。与之相反, 全新世阶段澳大利亚季风降水的增多, 引起了研究区表层海水盐度的下降, 并且此时季风主导风向由西北风向东南风的转变使得水体的混合增强, 进而可将海洋深部的营养物质重新带到海表, 进而促进了硅藻之外其他浮游植物的生长(De Deckker *et al.*, 2002)。

4 总结与展望

总体而言, 科学家们对澳大利亚季风的演化历史及其主要控制因素的认识日趋完善。特别是国际大洋发现计划等地球科学历史上持续时间最长、影响最深的国际合作研究计划为研究区古气候环境学的进一步发展提供了长时间跨度的高质量沉积物岩芯样品, 并建立了良好的国际合作关系, 这都有效地弥补了前期获取的澳大利亚陆地古气候记录中所存在的空间覆盖面窄、时间跨度短和定年效果不佳等方面的缺陷, 进而将澳大利亚季风的记录延伸到了上新世甚至更老的时间段(Christensen *et al.*, 2017; Stuut *et al.*, 2019)。但不可否认的是, 澳大利亚季风的演化过程是非常复杂的, 首先, 在马来群岛与澳大利亚季风区季风开启的时间就存在纬度差异, 在每年9月份夏季风先在赤道以北的马来半岛形成, 然后十月份到达苏门答腊岛与婆娑岛, 12月份影响爪哇, 次年1月份到达澳大利亚北部(De Deckker *et al.*, 2002); 在ka时间尺度上, 末次冰消期阶段澳大利亚夏季风的演化也是从北向南推进的: 位于弗洛勒斯海的VM33-80 (~8°S)站位的记录显示河流输入物质在16—14.5 ka时增加, 表明随着热带辐合带的南移, 弗洛勒斯海及附近地区的季风降水增加(Muller *et al.*, 2012); 针对西澳大利亚金伯利地区的菲茨罗伊河和格里高利湖的研究发现, 该区域(~17°S)夏季风建立的时间为~14 ka (Wyrwoll *et al.*, 2001), 相比于澳大利亚西北角离岸站位GC17 (22°S)夏季风建立的时间提前了1 ka (De

Deckker *et al*, 2014), 这可能与海平面在这1 ka内的上升引起了印度尼西亚-太平洋暖池的扩张有关, 但位于澳大利亚西北角的C126洞穴石笋缺并没有记录到15—13 ka时季风降水的增加(Denniston *et al*, 2013a), 其具体成因仍有待进一步研究(De Deckker *et al*, 2014)。其次, 澳大利亚季风受到某些区域性因素的影响, 进而存在着明显的地域差异, 例如: 婆罗洲岛和爪哇南部地区均记录到了海因里希1冷事件时澳大利亚夏季风强度的减弱(Partin *et al*, 2007; Mohtadi *et al*, 2011), 但在与爪哇南部地区纬度相近的弗洛勒斯海中却发现了此时附近陆地化学风化作用增强的记录(Muller *et al*, 2012); 而对于澳大利亚古季风影响范围的南部边界演化则迄今仍未见具体的研究报道。现有的针对澳大利亚季风的航次, 如国际大洋发现计划的356和363航次主要集中在澳大利亚西北侧海域, 加之澳大利亚大陆陆上的古气候记录稀少, 所以在不同时间尺度上澳大利亚古季风南部边界演化都缺少约束性的研究样品。随着在澳大利亚西南侧海域施行的国际大洋发现计划369航次研究的开展, 利用澳大利亚北部季风与南部西风带控制下气候所呈现特征的不同(季风区雨热同期, 而西风带控制区的降水则集中在澳大利亚冬季), 以及不同时间尺度上澳大利亚南北气候演化的差异, 将西澳大利亚南、北部作为整体来探讨气候演化, 一定会对澳大利亚古季风南部边界的研究有所助益。另外, 对于不同时间尺度上澳大利亚季风的演化过程、热带季风系统、厄尔尼诺-南方涛动以及热带辐合带位置等热带气候要素之间系统性关系的建立时间与驱动机制等也存在诸多争议, 亟待深入探讨(Tachikawa *et al*, 2011)。这不仅需要对目前已经获得的零散岩芯数据进行进一步挖掘, 还需要足以覆盖整个澳大利亚季风区的、大量更长时间跨度和更高时间分辨率的古气候记录的系统重建和综合对比。

此外, 即便是在现代季风的研究中, 如何有效地判断季风何时形成在全球范围内都是一件非常困难的事情。目前, 被人们所广泛接受的季风定义可以总结为盛行风风向的季节性反转以及与之相伴随的降水量增加或减少。而具体定义季风的发生标准则可以总结为如下几个方面: 仅降水量增加、仅风向变化、降水与风向相结合以及云量或陆地表层气压等(Lisonbee *et al*, 2019)。但根据上述定义, 迄今为止仍没有任何一种单一指标能够有效地描述年内风向或降水的季节性变化(Wang *et al*, 2004; Smith *et al*,

2008)。不论是现代季风(Lisonbee *et al*, 2019)还是古季风的研究, 不论是在东亚(Wang *et al*, 2004)、非洲(Fitzpatrick *et al*, 2015)、还是印度(Wang *et al*, 2009; Noska *et al*, 2016)地区, 根据不同季风定义所选取的反演指标及由此得到的季风演化历史都很不一致。例如, 仅凭借降水的增加来判断澳大利亚古季风的形成, 那么其形成时间大致在晚更新世(Wyrwoll *et al*, 2001), 而利用海洋沉积记录中的风尘与河流输入指标相结合来判断澳大利亚古季风的形成, 其形成时间则可以推演到晚上新(Christensen *et al*, 2017; Stuut *et al*, 2019)。由此可见, 澳大利亚季风的起源研究还需要进一步完善古季风的定义, 并寻找能够有效地反映其季节性存在的合理性指标。

参 考 文 献

- 杨彩福, 焦新龙, 彭 灿, 2003. 热带辐合带与南海气候. 海洋通报, 22(6): 83—87
- An Z S, 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, 19(1—5): 171—187
- An Z S, Kutzbach J E, Prell W L *et al*, 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since late Miocene times. *Nature*, 411(6833): 62—66, <https://doi.org/10.1038/35075035>
- Andersen K, Azuma N, Barnola J M *et al*, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431(7005): 147—151
- Andrae J W, McInerney F A, Polissar P J *et al*, 2018. Initial expansion of C₄ vegetation in Australia during the late Pliocene. *Geophysical Research Letters*, 45(10): 4831—4840, <https://doi.org/10.1029/2018GL077833>
- Ayliffe L K, Gagan M K, Zhao J X *et al*, 2013. Rapid interhemispheric climate links *via* the Australasian monsoon during the last deglaciation. *Nature Communications*, 4: 2908
- Beaufort L, van der Kaars S, Bassinot F C *et al*, 2010. Past dynamics of the Australian monsoon: precession, phase and links to the global monsoon concept. *Climate of the Past*, 6(5): 695—706
- Bond G, Showers W, Cheseby M *et al*, 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278(5341): 1257—1266
- Bowler J M, Johnston H, Olley J M *et al*, 2003. New ages for human occupation and climatic change at Lake Mungo, Australia. *Nature*, 421(6925): 837—840, <https://doi.org/10.1038/nature01383>
- Bowler J M, Wyrwoll K H, Lu Y C, 2001. Variations of the northwest Australian summer monsoon over the last 300, 000 years: the paleohydrological record of the Gregory (Mulan) Lakes System. *Quaternary International*, 83—85: 63—80
- Brierley C M, Fedorov A V, 2010. Relative importance of

- meridional and zonal sea surface temperature gradients for the onset of the ice ages and Pliocene-Pleistocene climate evolution. *Paleoceanography*, 25(2): PA2214
- Broccoli A J, Dahl K A, Stouffer R J, 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33(1): L01702, <https://doi.org/10.1029/2005GL024546>
- Broecker W S, Clark E, Lynch-Stieglitz J *et al*, 2000. Late glacial diatom accumulation at 9°S in the Indian Ocean. *Paleoceanography*, 15(3): 348—352
- Cane M A, Molnar P, 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3–4 million years ago. *Nature*, 411(6834): 157—162, <https://doi.org/10.1038/35075500>
- Chase B M, Meadows M E, 2007. Late Quaternary dynamics of southern Africa's winter rainfall zone. *Earth-Science Reviews*, 84(3–4): 103—138
- Chiang J C H, Bitz C M, 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, 25(5): 477—496, <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0040-5>
- Christensen B A, Renema W, Henderiks J *et al*, 2017. Indonesian Throughflow drove Australian climate from humid Pliocene to arid Pleistocene. *Geophysical Research Letters*, 44(13): 6914—6925
- Clift P D, Wan S M, Blusztajn J, 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25Ma in the northern South China Sea: a review of competing proxies. *Earth-Science Reviews*, 130: 86—102
- Cresswell G R, Golding T J, 1980. Observations of a south-flowing current in the southeastern Indian Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 27(6): 449—466
- De Deckker P, Barrows T T, Rogers J, 2014. Land–sea correlations in the Australian region: post-glacial onset of the monsoon in northwestern Western Australia. *Quaternary Science Reviews*, 105: 181—194
- De Deckker P, Ginge F X, 2002. On the occurrence of the giant diatom *Ethmodiscus rex* in an 80-ka record from a deep-sea core, southeast of Sumatra, Indonesia: implications for tropical palaeoceanography. *Marine Geology*, 183(1–4): 31—43
- Denniston R F, Asmerom Y, Lachniet M *et al*, 2013a. A Last Glacial Maximum through middle Holocene stalagmite record of coastal Western Australia climate. *Quaternary Science Reviews*, 77: 101—112
- Denniston R F, Wyrwoll K H, Asmerom Y *et al*, 2013b. North Atlantic forcing of millennial-scale Indo-Australian monsoon dynamics during the Last Glacial period. *Quaternary Science Reviews*, 72: 159—168
- Denniston R F, Wyrwoll K H, Polyak V J *et al*, 2013c. A Stalagmite record of Holocene Indonesian–Australian summer monsoon variability from the Australian tropics. *Quaternary Science Reviews*, 78: 155—168
- DiNezio P N, Tierney J E, 2013. The effect of sea level on glacial Indo-Pacific climate. *Nature Geoscience*, 6(6): 485—491, <https://doi.org/10.1038/ngeo1823>
- Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L *et al*, 2002. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 17(3): 1033, <https://doi.org/10.1029/2001PA000725>
- Dowsett H J, Barron J A, Poore R Z *et al*, 1999. Middle Pliocene Paleoenvironmental Reconstruction: PRISM2. USGS Open File Report 99—535
- Dowsett H J, Robinson M M, 2008. Mid-Pliocene equatorial Pacific Sea surface temperature reconstruction: a multi-proxy perspective. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 367(1886): 109—125
- Duplessy J C, Shackleton N J, Fairbanks R G *et al*, 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3(3): 343—360
- Eroglu D, McRobie F H, Ozken I *et al*, 2016. See–saw relationship of the Holocene East Asian–Australian summer monsoon. *Nature Communications*, 7(1): 12929
- Fedorov A V, Brierley C M, Emanuel K, 2010. Tropical cyclones and permanent El Niño in the early Pliocene Epoch. *Nature*, 463(7284): 1066—1070, <https://doi.org/10.1038/nature08831>
- Fitzpatrick R G J, Bain C L, Knippertz P *et al*, 2015. The West African monsoon onset: a concise comparison of definitions. *Journal of Climate*, 28(22): 8673—8694
- Gallagher S J, Wallace M W, Hoiles P W *et al*, 2014. Seismic and stratigraphic evidence for reef expansion and onset of aridity on the Northwest Shelf of Australia during the Pleistocene. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 470—481
- Ginge F X, De Deckker P, Hillenbrand C D, 2001. Late Quaternary fluctuations of the Leeuwin current and palaeoclimates on the adjacent land masses: clay mineral evidence. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(6): 867—874, <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00905.x>
- Godfrey J S, Ridgway K R, 1985. The large-scale environment of the poleward-flowing Leeuwin Current, Western Australia: longshore steric height gradients, wind stresses and geostrophic flow. *Journal of Physical Oceanography*, 15(5): 481—495
- Griffiths M L, Drysdale R N, Gagan M K *et al*, 2009. Increasing Australian–Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise. *Nature Geoscience*, 2(9): 636—639, <https://doi.org/10.1038/ngeo605>
- Groeneveld J, Henderiks J, Renema W *et al*, 2017. Australian shelf sediments reveal shifts in Miocene Southern Hemisphere westerlies. *Science Advances*, 3(5): e1602567. <http://advances.sciencemag.org/content/3/5/e1602567.abstract>
- Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z *et al*, 2004. Late Miocene–Pliocene development of Asian aridification as recorded in the Red-Earth Formation in northern China. *Global and Planetary Change*, 41(3–4): 135—145
- Gupta A K, Thomas E, 2003. Initiation of Northern Hemisphere

- glaciation and strengthening of the northeast Indian monsoon: Ocean Drilling Program Site 758, eastern equatorial Indian Ocean. *Geology*, 31(1): 47—50, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0047:IONHGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0047:IONHGA>2.0.CO;2)
- Hall R, 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4): 353—431
- Haywood A M, Valdes P J, 2004. Modelling Pliocene warmth: contribution of atmosphere, oceans and cryosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(3—4): 363—377
- Herbert T D, Lawrence K T, Tzanova A *et al*, 2016. Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems. *Nature Geoscience*, 9(11): 843—847, <https://doi.org/10.1038/ngeo2813>
- Herbert T D, Peterson L C, Lawrence K T *et al*, 2010. Tropical ocean temperatures over the past 3.5 million years. *Science*, 328(5985): 1530—1534
- Herold N, Huber M, Greenwood D R *et al*, 2011. Early to Middle Miocene monsoon climate in Australia. *Geology*, 39(1): 3—6
- Hobbs J E, Lindesay J A, Bridgman H A, 1998. *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley, 63—100
- Hong C C, Li T, 2009. The extreme cold anomaly over Southeast Asia in February 2008: roles of ISO and ENSO. *Journal of Climate*, 22(13): 3786—3801, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2864.1>
- Hope P, Timbal B, Fawcett R, 2010. Associations between rainfall variability in the southwest and southeast of Australia and their evolution through time. *International Journal of Climatology*, 30(9): 1360—1371
- Huang Y S, Clemens S C, Liu W G *et al*, 2007. Large-scale hydrological change drove the late Miocene C4 plant expansion in the Himalayan foreland and Arabian Peninsula. *Geology*, 35(6): 531—534
- Ishiwa T, Yokoyama Y, Reuning L *et al*, 2019. Australian Summer Monsoon variability in the past 14,000 years revealed by IODP Expedition 356 sediments. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(1): 17, <https://doi.org/10.1186/s40645-019-0262-5>
- Johnson B J, Miller G H, Fogel M L *et al*, 1999. 65,000 years of vegetation change in central Australia and the Australian summer monsoon. *Science*, 284(5417): 1150—1152
- Joussaume S, Taylor K E, Braconnot P *et al*, 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26(7): 859—862
- Karas C, Nürnberg D, Gupta A *et al*, 2009. Mid-Pliocene climate change amplified by a switch in Indonesian subsurface throughflow. *Nature Geoscience*, 2(6): 434—438
- Karas C, Nürnberg D, Tiedemann R *et al*, 2011. Pliocene Indonesian Throughflow and Leeuwin Current dynamics: implications for Indian Ocean polar heat flux. *Paleoceanography*, 26(2): PA2217
- Kuhnt W, Holbourn A, Xu J *et al*, 2015. Southern Hemisphere control on Australian monsoon variability during the late deglaciation and Holocene. *Nature Communications*, 6(1): 5916, <https://doi.org/10.1038/ncomms6916>
- Kutzbach J, Guetter P J, 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18 000 years. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43(16): 1726—1759
- Kutzbach J E, Otto-Bliesner B L, 1982. The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years B.P. in a low-resolution general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39(6): 1177—1188
- Kutzbach J E, Street-Perrott F A, 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 317(6033): 130—134, <https://doi.org/10.1038/317130a0>
- Lamy F, Kaiser J, Ninnemann U *et al*, 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science*, 304(5679): 1959—1962
- Lawrence K T, Sigman D M, Herbert T D *et al*, 2013. Time-transgressive North Atlantic productivity changes upon Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography*, 28(4): 740—751, <https://doi.org/10.1002/2013PA002546>
- Lewis S C, LeGrande A N, Kelley M *et al*, 2010. Water vapour source impacts on oxygen isotope variability in tropical precipitation during Heinrich events. *Climate of the Past Discussions*, 6(3): 325—343
- Liddy H M, Feakins S J, Tierney J E, 2016. Cooling and drying in northeast Africa across the Pliocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 449: 430—438
- Lisonbee J, Ribbe J, Wheeler M, 2019. Defining the north Australian monsoon onset: a systematic review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 44(3): 398—418, <https://doi.org/10.1177/0309133319881107>
- Liu Y, Lo L, Shi Z G *et al*, 2015. Obliquity pacing of the western Pacific Intertropical Convergence Zone over the past 282,000 years. *Nature Communications*, 6: 10018
- Liu Z, Otto-Bliesner B, Kutzbach J *et al*, 2003. Coupled climate simulation of the evolution of global monsoons in the Holocene. *Journal of Climate*, 16(15): 2472—2490
- Magee J W, Miller G H, Spooner N A *et al*, 2004. Continuous 150 k.y. monsoon record from Lake Eyre, Australia: insolation-forcing implications and unexpected Holocene failure. *Geology*, 32(10): 885—888, <https://doi.org/10.1130/G20672.1>
- Martínez J I, De Deckker P, Barrows T T, 1999. Palaeoceanography of the last glacial maximum in the eastern Indian Ocean: planktonic foraminiferal evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147(1—2): 73—99
- McCorkle D C, Veeh H H, Heggie D T, 1994. Glacial-Holocene paleoproductivity off Western Australia: a comparison of

- proxy records. In: Zahn R, Pedersen T F, Kaminski M A *et al* eds. Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, Berlin, Heidelberg: Springer
- McCulloch M T, De Deckker P, Chivas A R, 1989. Strontium isotope variations in single ostracod valves from the Gulf of Carpentaria, Australia: a palaeoenvironmental indicator. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(7): 1703—1710
- McManus J F, Francois R, Gherardi J M *et al*, 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428(6985): 834—837, <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- Miller G, Mangan J, Pollard D *et al*, 2005. Sensitivity of the Australian Monsoon to insolation and vegetation: implications for human impact on continental moisture balance. *Geology*, 33(1): 65—68
- Mitchell J F B, Grahame N S, Needham K J, 1988. Climate simulations for 9000 years before present: seasonal variations and effect of the Laurentide ice sheet. *Journal of Geophysical Research*, 93(D7): 8283—8303
- Mohtadi M, Oppo D W, Steinke S *et al*, 2011. Glacial to Holocene swings of the Australian-Indonesian monsoon. *Nature Geoscience*, 4(8): 540—544, <https://doi.org/10.1038/ngeo1209>
- Molnar P, Cronin T W, 2015. Growth of the maritime continent and its possible contribution to recurring ice ages. *Paleoceanography*, 30(3): 196—225
- Muller J, McManus J F, Oppo D W *et al*, 2012. Strengthening of the Northeast Monsoon over the Flores Sea, Indonesia, at the time of Heinrich event 1. *Geology*, 40(7): 635—638
- Murgese D S, De Deckker P, 2007. The Late Quaternary evolution of water masses in the eastern Indian Ocean between Australia and Indonesia, based on benthic foraminifera faunal and carbon isotopes analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247(3—4): 382—401
- Naidu P D, Malmgren B A, 1996. A High-resolution record of Late Quaternary upwelling along the Oman Margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 11(1): 129—140, <https://doi.org/10.1029/95PA03198>
- Nanson G C, Price D M, Short S A *et al*, 1991. Comparative uranium-thorium and thermoluminescence dating of weathered quaternary alluvium in the tropics of Northern Australia. *Quaternary Research*, 35(3): 347—366
- Nicholls N, McBride J L, Ormerod R J, 1982. On predicting the onset of the Australian wet season at Darwin. *Monthly Weather Review*, 110(1): 14—17
- Noska R, Misra V, 2016. Characterizing the onset and demise of the Indian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 43(9): 4547—4554, <https://doi.org/10.1002/2016GL068409>
- Nott J, Price D, 1994. Plunge pools and paleoprecipitation. *Geology*, 22(11): 1047—1050, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<1047:PPAP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<1047:PPAP>2.3.CO;2)
- Okada H, Wells P, 1997. Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131(3—4): 413—432
- Otto-Bliesner B L, 1999. El Niño/La Niña and Sahel precipitation during the middle Holocene. *Geophysical Research Letters*, 26(1): 87—90
- Partin J W, Cobb K M, Adkins J F *et al*, 2007. Millennial-scale trends in west Pacific warm pool hydrology since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 449(7161): 452—455, <https://doi.org/10.1038/nature06164>
- Pollock D E, 1997. The role of diatoms, dissolved silicate and Antarctic glaciation in glacial/interglacial climatic change: a hypothesis. *Global and Planetary Change*, 14(3—4): 113—125
- Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H, 1998. Late Cenozoic Eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 13(3): 215—224, <https://doi.org/10.1029/98PA00123>
- Roberts R G, Jones R, Spooner N A *et al*, 1994. The human colonisation of Australia: optical dates of 53,000 and 60,000 years bracket human arrival at Deaf Adder Gorge, Northern Territory. *Quaternary Science Reviews*, 13(5—7): 575—583
- Robinson L F, van de Flierdt T, 2009. Southern Ocean evidence for reduced export of North Atlantic Deep Water during Heinrich event 1. *Geology*, 37(3): 195—198, <https://doi.org/10.1130/G25363A.1>
- Rogers C D W, Beringer J, 2017. Describing rainfall in northern Australia using multiple climate indices. *Biogeosciences*, 14(3): 597—615
- Rutberg R L, Hemming S R, Goldstein S L, 2000. Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios. *Nature*, 405(6789): 935—938, <https://doi.org/10.1038/35016049>
- Schefuß E, Kuhlmann H, Mollenhauer G *et al*, 2011. Forcing of wet phases in southeast Africa over the past 17,000 years. *Nature*, 480(7378): 509—512, <https://doi.org/10.1038/nature10685>
- Shi Z G, Liu X D, Sun Y B *et al*, 2011. Distinct responses of East Asian summer and winter monsoons to astronomical forcing. *Climate of the Past*, 7(4): 1363—1370
- Smith I N, Wilson L, Suppiah R, 2008. Characteristics of the Northern Australian rainy season. *Journal of Climate*, 21(17): 4298—4311
- Smith R L, 1992. Coastal upwelling in the modern ocean. Geological Society, London, Special Publications, 64(1): 9—28
- Sniderman J M K, Woodhead J D, Hellstrom J *et al*, 2016. Pliocene reversal of late Neogene aridification. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(8): 1999. <http://www.pnas.org/content/113/8/1999.abstract>
- Spooner M I, Barrows T T, De Deckker P *et al*, 2005. Palaeoceanography of the Banda Sea, and Late Pleistocene initiation of the Northwest Monsoon. *Global and Planetary Change*, 49(1—2): 28—46
- Steinke S, Mohtadi M, Prange M *et al*, 2014. Mid- to Late-Holocene Australian-Indonesian summer monsoon variability. *Quaternary Science Reviews*, 93: 142—154

- Stuut J B W, De Deckker P, Saavedra-Pellitero M *et al*, 2019. A 5.3-million-year history of monsoonal precipitation in northwestern Australia. *Geophysical Research Letters*, 46(12): 6946—6954
- Stuut J B W, Lamy F, 2004. Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research*, 62(3): 301—309
- Stuut J B W, Prins M A, Schneider R R *et al*, 2002. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, 180(1—4): 221—233
- Stuut J B W, Temmesfeld F, De Deckker P, 2014. A 550 ka record of aeolian activity near North West Cape, Australia: inferences from grain-size distributions and bulk chemistry of SE Indian Ocean deep-sea sediments. *Quaternary Science Reviews*, 83: 83—94
- Sun D H, Shaw J, An Z S *et al*, 1998. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic Eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 25(1): 85—88, <https://doi.org/10.1029/97GL03353>
- Suppiah R, 1992. The Australian summer monsoon: a review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 16(3): 283—318, <https://doi.org/10.1177/030913339201600302>
- Tachikawa K, Cartapanis O, Vidal L *et al*, 2011. The precession phase of hydrological variability in the Western Pacific Warm Pool during the past 400 ka. *Quaternary Science Reviews*, 30(25—26): 3716—3727
- Takahashi K, Okada H, 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, 40(1—2): 83—103
- Thompson R S, Fleming R F, 1996. Middle Pliocene vegetation: reconstructions, paleoclimatic inferences, and boundary conditions for climate modeling. *Marine Micropaleontology*, 27(1—4): 27—49
- Tory K J, Dare R A, 2015. Sea surface temperature thresholds for tropical cyclone formation. *Journal of Climate*, 28(20): 8171—8183, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00637.1>
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M, 2000. The Global Monsoon as Seen through the Divergent Atmospheric Circulation. *Journal of Climate*, 13(22): 3969—3993. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/13/22/1520-0442_2000_013_3969_tgmast_2.0.co_2.xml
- van der Kaars W A, Dam M A C, 1995. A 135,000-year record of vegetational and climatic change from the Bandung area, West-Java, Indonesia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117(1—2): 55—72
- van der Kaars S, De Deckker P, 2002. A Late Quaternary pollen record from deep-sea core Fr10/95, GC17 offshore Cape Range Peninsula, northwestern Western Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120(1—2): 17—39
- van der Kaars S, De Deckker P, Gingele F X, 2006. A 100 000 year record of annual and seasonal rainfall and temperature for northwestern Australia based on a pollen record obtained offshore. *Journal of Quaternary Science*, 21(8): 879—889
- Wan S Li A, Clift P D *et al*, 2007. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3): 561—582. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018207003963>
- Wan S M, Clift P D, Li A C *et al*, 2010. Geochemical records in the South China Sea: implications for East Asian summer monsoon evolution over the last 20 Ma. *Geological Society, London, Special Publications*, 342(1): 245—263
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L *et al*, 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550): 2345—2348
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L *et al*, 2008. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451(7182): 1090—1093, <https://doi.org/10.1038/nature06692>
- Wang B, Ding Q H, Joseph P V, 2009. Objective definition of the Indian summer monsoon onset. *Journal of Climate*, 22(12): 3303—3316, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2675.1>
- Wang B, Lin H, Zhang Y S *et al*, 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *Journal of Climate*, 17(4): 699—710, <https://doi.org/10.1175/2932.1>
- Wells P, Wells G, Cali J *et al*, 1994. Response of deep-sea benthic foraminifera to Late Quaternary climate changes, southeast Indian Ocean, offshore Western Australia. *Marine Micropaleontology*, 23(3): 185—229
- Wyrtki K, 1962. The upwelling in the region between Java and Australia during the South-East monsoon. *Marine & Freshwater Research*, 13(3): 217—225
- Wyrwoll K H, Liu Z Y, Chen G S *et al*, 2007. Sensitivity of the Australian summer monsoon to tilt and precession forcing. *Quaternary Science Reviews*, 26(25—28): 3043—3057
- Wyrwoll K H, Miller G H, 2001. Initiation of the Australian summer monsoon 14,000 years ago. *Quaternary International*, 83—85: 119—128
- Wyrwoll K H, Valdes P, 2003. Insolation forcing of the Australian monsoon as controls of Pleistocene mega-lake events. *Geophysical Research Letters*, 30(24): 2279
- Xu Z K, Li T G, Clift P D *et al*, 2015. Quantitative estimates of Asian dust input to the western Philippine Sea in the mid-late Quaternary and its potential significance for paleoenvironment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(9): 3182—3196
- Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J *et al*, 2007. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 445(7123): 74—77
- Zheng H B, Powell C M, Rea D K *et al*, 2004. Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Global and Planetary Change*, 41(3—4): 147—155

EVOLUTION OF AUSTRALIAN PALEOMONSOON AND ITS CONTROLLING FACTORS AND EFFECT ON MARINE PRODUCTIVITY

XU Zhao-Kai^{1, 2, 3, 4}, SUN Tian-Qi^{1, 5}, CHANG Feng-Ming^{1, 2, 3}

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Laboratory for Marine Geology, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China; 3. Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071, China; 4. CAS Center for Excellence in Quaternary Science and Global Change, Xi'an 710061, China; 5. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract Since the Cenozoic, the Australian Plate has drifted about 20 latitudes to the north, and its climate also underwent significant changes. When northern Australia was gradually moved into the control of the Intertropical Convergence Zone, its connection with Eurasia also increased. In the Pliocene, the Indonesian Throughflow was limited, which started the Australian paleomonsoon. Marine sedimentary records show that the climate of Australia seasonal character appeared first at ~3.5 Ma. In addition, the Australian monsoon in the present sense had been ultimately built at ~2.4 Ma. The Australian monsoon had obvious orbital cycles in Quaternary. The summer monsoon in the glacial period weakened and the interglacial period strengthened, which was mainly affected by the insolation of the Northern Hemisphere, the transequatorial action of East Asian Winter Monsoon, the surface sea water temperature of the eastern Indian Ocean, and the fluctuation of global sea level. The Australian monsoon had millennium cycles similarly to climatic events in the high latitude of Northern Hemisphere in the last deglaciation. In the Dansgaard/Oeschger event when the Northern Hemisphere was warm, summer monsoon weakened; In the Heinrich Stadials and the Younger Dryas events when the Northern Hemisphere was cool, the Australian summer monsoon strengthened. On the millennium timescales, the change of summer monsoon rainfall was closely related to the position of the Intertropical Convergence Zone. Moreover, the change of Australian monsoon was in anti-phase with the paleomonsoon records in the same latitude of Africa and South America, responding to the Southern Hemisphere insolation. Australian monsoon obviously responded to the insolation of the Northern Hemisphere. This inverse phased relationship might be related to the transequatorial interaction between the Asian monsoon and Australian monsoon. According to the studies on paleoproductivity of the last glacial period, the Australian monsoon played an important role on the marine biological productivity. The Australian monsoon can control the terrigenous input to the ocean, the structural stability of seawater, and the processes occurring at the sea surface by affecting the current patterns, precipitation, and runoff.

Key words Australian paleomonsoon; evolution; controlling factors; productivity