论文

南黄海中部泥质区 7200 年以来东亚冬季风变化的沉积记录

胡邦琦^{①②③}, 杨作升^{③*}, 赵美训^④, Yoshiki SAITO^⑤, 范德江^③, 王利波^①

① 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室, 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071;

② 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

③ 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100;

④ 中国海洋大学海洋化学理论与工程技术教育部重点实验室, 青岛 266100;

⑤ Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan

* 联系人, E-mail: zshyang@ouc.edu.cn

收稿日期: 2011-10-27; 接受日期: 2012-05-13

国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB428901)、国家自然科学基金(批准号: 40676032, 40976036)和黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金(编号: SKLLQG1107)资助

摘要 对南黄海中部泥质区的三个柱样(ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔)进行了 AMS ^{14}C 测年、沉积层序以及沉积物敏感粒级的分析. 结果表明此三孔的岩性上下均一旦沉积连续, 均为黏土质粉沙, 是全新世高海平面以来的沉积产物. ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的粒度垂向变化特征基本一致, 主要受控于现代黄海环流体系中冬季风驱动的黄海近岸海流的强弱, 间接反映了东亚冬季风强弱变化. 利用 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的沉积物敏感粒级获得了近 7200 年来高分辨率的东亚冬季风替代指标, 发现在 7.2~4.2 ka 期间东亚冬季风强盛且波动大, 4.2~1.8 ka 期间东亚冬季风表现为中等强度且比较稳定, 东亚冬季风强度在 1.8~0 ka 期间虽较弱, 但在此阶段后期略有上升. 中全新世以来, 南黄海中部泥质区所记录的东亚冬季风变化趋势在千年尺度上与已报道的东亚夏季风强度变化趋势基本一致, 主要受控于轨道驱动的太阳辐射量冬、夏季季节性变化差异; 但在百年尺度上东亚冬季风增强事件则与夏季风减弱事件相对应, 呈现反向变化, 可能是对太阳活动减弱的敏感响应.

关键词东亚冬季风
南黄海中部泥质区
敏感粒级
太阳活动
中全新世

东亚季风受欧亚大陆和太平洋之间海陆热力差异及青藏高原的强烈影响, 是欧亚大陆和邻近大洋之间热量和水汽的传输通道, 是全球气候系统非常重要的一个组成部分^[1], 其显著变化会对区域气候乃至全球大气循环产生直接的影响, 认识东亚季风长期变化机制对理解全球气候变化有重要的意义^[1~3]. 东亚夏季风具有显著的水文响应, 前人研究利用湖

泊沉积物^[4,5]、泥炭^[6,7]、石笋^[8~11]、冰芯^[12,13]以及黄土^[14,15]中的诸多指标揭示了东亚夏季风长期高分辨率的变化趋势及其影响因素, 获得了一系列重要成果.

与夏季风信息相比, 从地质记录中提取的用于指示东亚冬季风信息的替代性指标相对不足^[16], 黄土粒度作为东亚冬季风替代指标在研究大尺度东亚

英文引用格式: Hu B Q, Yang Z S, Zhao M X, et al. Grain size records reveal variability of the East Asian Winter Monsoon since the Middle Holocene in the Central Yellow Sea mud area, China. *Sci China Earth Sci*, 2012, 55: 1656–1668, doi: 10.1007/s11430-012-4447-7

冬季风演化中取得了众多研究成果^[17-20], 但受沉积速率低、测年难等因素的制约, 很难用于研究百年或者更短尺度的高分辨率东亚冬季风的演化. Yancheva 等^[16]通过对广西湖光岩玛珥湖沉积物分析发现在 B/A 暖期之前、YD 冷期和中晚全新世期间, 东亚冬季风很强, 而夏季风很弱, 由此得出了两者强度反相变化的结论, 并将其解释为赤道热带辐合带(ITCZ)的南北迁移. 但 Zhang 和 Lu^[21]随后撰文对东亚冬、夏季风反相变化之说进行了反驳. Zhou 等^[22]和韩玉林等^[23]指出湖光岩玛珥湖的沉积物主要来源于湖四周火山岩的风化产物, 而不是 Yancheva 等^[16]认为的主要来自黄土, 与冬季风没有直接的相关性, 因此湖光岩玛珥湖沉积物的磁学参数和钛含量作为东亚冬季风强弱变化的替代指标很可能存在问题.

最近, Tian 等^[24]利用南海南部 MD05-2896 孔的浮游有孔虫 Mg/Ca-SST 和 $\delta^{18}\text{O}$ 重建了过去 23 ka 年东亚冬季风变化历史, 也对东亚夏、冬季风的反向变化之说^[16]提出了质疑, 指出末次冰期以来赤道热带辐合带(ITCZ)的变化可能并不是东亚季风唯一或控制性的因素. 末次冰盛期以来, 南海上层水体结构变化趋势也表明, 在冰期和冰消期, 东亚夏、冬季风反向变化; 而在中、晚全新世期间, 两者可能同步减弱^[25,26], 与数值模拟的结果类似^[27]. Huang 等^[28]对南海多个钻孔的海水表层温度进行了综合研究, 发现在南海南部海域其“东-西”海水表层温度梯度变化受控于东亚冬季风驱动的冬季“冷舌”扩张范围, 进而揭示了过去 26 ka 以来东亚冬季风的强弱变化, 结果表明东亚冬季风在亚轨道尺度上与北大西洋翻转流、太阳辐射量和高纬度冰盖变化密切相关. 南海的诸多研究成果对东亚冬季风在不同特征时期的变化特征有了一定的认识, 但样品分辨率均较低, 因此, 要弄清楚东亚夏、冬季风在不同特征时期之间相互关系, 迫切需要获得更多的高分辨率东亚冬季风替代记录.

近年来, 利用在中国东部陆架边缘海泥质区获取的高分辨率沉积物记录进行东亚冬季风的研究获得了重要进展. 目前, 东海内陆架^[29-32]和济州岛西南泥质区^[33,34]沉积物的敏感粒级已被广泛用于东亚冬季风的替代性指标, 取得了良好的效果. 但也有学者对利用东海内陆架泥质区的沉积物敏感粒级作为东亚冬季风替代指标持有不同看法, 如王可等^[35]认为在东海内陆架地区, 不仅冬季风控制的沿岸流强弱影响沉积物粒度, 夏季风也会对河流入海物质供

应和搬运产生影响. 因此, 在利用泥质区沉积物敏感粒级作为东亚冬季风替代指标时, 应注意充分了解物质来源和形成时的沉积动力条件.

众多学者发现渤海和山东半岛沿岸沉积物在冬季强海洋动力条件下发生再悬浮后, 被冬季风驱动的近岸海流所携带向黄海输送^[36-40], 并在向岸向海双向传输的机制下形成了独特的“Ω”型沉积体^[41](图 1). 现代实测^[42-44]和卫星遥感数据^[45-47]表明黄、东海悬浮体的浓度在冬季要显著大于夏季, 而且夏季悬浮体高浓度区集中于近岸海域, 冬季则向外扩散, 呈明显的“夏储冬输”格局^[48]. 最近, Yang 等^[49]利用实测数据对黄河口毗邻海域冬、夏季悬浮体输运模式进行了研究, 指出尽管夏季黄河入海水沙量均远大于冬季, 但黄河沉积物向外海扩散主要发生在冬季, 冬季外海水体中的悬浮体浓度最高为夏季 100 倍以上. Bi 等^[50]则依据冬、夏季渤海海峡实测水文数据, 并结合卫星遥感图像(MODIS)进一步指出, 通过渤海海峡南部海域向黄海输出泥沙主要发生在冬季(为夏季的 4 倍), 受控于冬季强海洋动力导致的沉积物再悬浮和强盛的近岸海流. 黄海 ^{210}Pb 沉积速率的空间分布特征^[51]与全新世高海平面以来的泥质沉积体厚度^[41]基本一致, 表明近 7000 年来此海区沉积作用可能一直处于类似现代沉积环境下, 其物质来源主要是冬季风驱动的黄海近岸海流所携带的悬浮物质. 因此, 从本海区沉积物粒度变化中有望提取出指示东亚冬季风的替代指标.

本文对位于南黄海“Ω”型沉积体末端的三根柱样(ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔)沉积物粒度、沉积层序和 AMS ^{14}C 测年进行了分析, 通过整合此三孔作为东亚冬季风替代指标的沉积物敏感粒级, 重建了过去 7200 年以来高分辨率的东亚冬季风变化趋势. 我们发现, 中全新世以来南黄海中部泥质区所记录的东亚冬季风变化趋势, 在千年尺度上与已报道的东亚夏季风强度变化趋势基本一致, 主要受控于轨道驱动的太阳辐射量冬、夏季季节性变化差异; 但在百年尺度上, 东亚冬、夏季风表现为反向变化, 可能是对太阳活动减弱的敏感响应.

1 研究材料和方法

于 2006 年由中国海洋大学“东方红 2 号”海洋调查船以锤击方式在南黄海中部泥质区取得三根柱样,

图 1 南黄海中部泥质区 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔地理位置、研究区域、冬季海洋流系示意图
YSWC: 黄海暖流; LBCC: 鲁北沿岸流; SBCC: 苏北沿岸流; KCC: 朝鲜沿岸流; 实线为全新世泥质沉积等厚线^[41]

分别为 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔(图 1), 水深分别为 70.3, 68.5 和 56 m, 柱样长度分别为 395, 342 和 378 cm. 在实验室中, 对其按 1 cm 间隔进行分样.

在粒度测试预处理过程中, 对样品先加 10%的 H_2O_2 浸泡 24 小时后, 再用浓度为 1 mol/L 的盐酸浸泡 24 h. 样品经预处理后, 用超声波震荡 30 秒, 以保证测量时颗粒充分分散. 每份样品连续测量两次, 若两次所得粒度频率分布曲线不重合, 则需将该份样品重新测试. 粒度测试工作在国家海洋局第一海洋研究所海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室完成, 所用仪器为英国 Malvern2000 型激光粒度仪, 该仪器的测量范围为 0.02~2000 μm , 粒径分辨率为 0.01 Φ , 重复测量的相对误差<3%. 粒度参数依据根据福克-沃德公式计算得出.

挑选若干层位的底栖有孔虫进行了加速器质谱 (AMS)¹⁴C 年代测试. 实验流程如下: 将样品过 63 μm 的湿筛, 筛上部分送青岛海洋地质研究所进行有孔虫鉴定, 并挑选 15 mg 左右的混合有孔虫样品送往北京大学加速器质谱实验室和美国 Beta Analyses 公司

进行 AMS ¹⁴C 测年, 所得原始数据经过 Calib5.0.2 软件转换为日历年龄(表 1). 年龄转换时采用 Marine04

表 1 南黄海中部泥质区 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔测年数据^{a)}

钻孔	样品号	深度 (cm)	¹⁴ C 年龄 (a BP)	日历年龄 (cal a BP)	2 σ (cal a BP)	实验室编号
ZY-1	ZY-1-1	45	1500±40	1049	948~1159	271482
	ZY-1-2	155	2750±40	2466	2337~2614	271483
	ZY-1-3	275	3820±40	3768	3643~3883	271484
	ZY-1-4	375	5270±50	5632	5518~5750	271485
ZY-2	ZY-2-1	68	1825±30	1360	1287~1457	BA09250
	ZY-2-2	129	2345±40	1964	1861~2089	BA081342
	ZY-2-3	238	3955±40	3947	3831~4072	BA081343
	ZY-2-4	273	4450±45	4633	4499~4792	BA081344
	ZY-2-5	330	5555±40	5941	5857~6082	BA09252
ZY-3	ZY-3-1	26	2670±40	2364	2270~2502	271486
	ZY-3-2	65	3480±40	3364	3253~3458	271487
	ZY-3-3	168	4860±40	5166	5029~5286	271488
	ZY-3-4	359	6500±50	7010	6875~7149	271489

a) ZY-1 和 ZY-3 孔测年在 Beta Analyses 公司完成, ZY-2 孔在北京大学加速器质谱实验室完成. 测试材料为混合底栖有孔虫

曲线^[52], 区域碳储库年龄数据采用大洋平均碳库年龄 400 年, 已由程序自动减去. 各个测定年代之间的年龄由线性内插方法获得. 本文所使用的年龄如无特别指出均为日历年龄(cal ka BP, Before 1950 AD).

2 岩性特征及沉积速率

ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的岩性均为灰色、深灰色粘土质粉砂(图 2~4), 平均沉积速率分别为 67, 56 和 51 cm/ka(图 5). 粗砂含量在三孔中只有少数几个层位超过 2.5%, 其余均在 1% 以下. 各孔的粒度参数特征见表 2.

ZY-1 孔中粉砂含量在 55%~68% 之间, 平均为 60%, 粘土含量在 31%~44% 之间, 平均为 40%. ZY-1 孔的平均粒径具有两头粗(0~80 和 315~395 cm), 中间细(80~315 cm)的整体趋势, 分选系数、偏态系数

和峰态系数变化范围都很小, 沉积物分选较差, 呈对称分布且峰态较尖锐(图 2).

ZY-2 孔中粉砂含量在 60~72% 之间, 平均为 65%, 粘土含量在 27~39% 之间, 平均为 34%. ZY-2 孔大致可分为两段: 底部(262~342 cm)粒径比上段(0~262 cm)明显要粗, 平均为 7.20Φ, 各粒度参数变化幅度也比上段要大(图 3).

ZY-3 孔中粉砂含量在 57~78% 之间, 平均为

表 2 南黄海中部泥质区 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的粒度参数特征^{a)}

站位	平均粒径(Φ)	分选系数	偏态系数	峰态系数
ZY-1	7.27~7.85 (7.66)	1.30~1.69 (1.45)	-0.02~0.12 (0.07)	1.04~1.12 (1.08)
ZY-2	7.03~7.67 (7.42)	1.33~1.77 (1.48)	-0.01~0.13 (0.06)	0.98~1.15 (1.10)
ZY-3	6.84~7.76 (7.21)	1.35~1.59 (1.48)	0.04~0.15 (0.10)	1.02~1.12 (1.07)

a) 括号内为均值

图 2 ZY-1 孔岩性和粒度参数变化
右侧为代表性粒度频率曲线

图3 ZY-2孔岩性和粒度参数变化

右侧为代表性粒度频率曲线

71%, 粘土含量在 22~43% 之间, 平均为 29%。ZY-3 孔平均粒径有自下向上逐渐变细的趋势, 在 25~40 cm 处出现一 15 cm 厚的薄泥夹层, 分选系数突增, 偏态、峰态系数都大幅减少(图 4)。

3 南黄海中部沉积环境演变

南黄海海洋环境在 8.47~6.63 ka BP 期间逐渐转变为更加开放和高盐, 从而标志着现代黄海环流体系的建立^[53]。YE-2 孔的底栖有孔虫组合、氧碳同位素和海水表层温度也表明此海区海洋环境演化可分为 8.4~6.9 ka 的低盐近岸环境、6.9~6.5 ka 的低盐浅海环境和 6.5 ka 至今的现代海洋环境^[54,55]。在海洋环境的逐步演化过程中, 南黄海海区广泛发育细粒沉积层, 如南黄海北部 YA131 孔顶部的 0.56 m^[56]、CC02 孔顶部的 1.15 m^[53]、南黄海中部 EY02-2 孔顶部的 1.8 m^[57]、YE-2 孔顶部的 4.7 m^[55]以及南黄海东北部的

YSDP102 孔顶部的 13.5 m^[58]。这些细粒沉积层被认为是海平面波动幅度小、沉积环境稳定, 加上持续的物源供应的环境下形成, 但是对这些细粒沉积层的物质来源、形成时间及机制还存在争议, 如刘健等^[56, 58]认为 YA131 孔和 YSDP102 顶部细粒沉积物是全新世最大海泛面(6~7 ka)之后的沉积产物, 而庄丽华等^[57]则认为 EY02-2 孔上部细粒涡旋泥在 9.7 ka 就开始形成。

ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的岩性均为粘土质粉砂, 为典型的细粒沉积层, 过孔浅地层剖面图像则显示三孔均未打穿底部反射界面^[41](图 6), 表明此海区至少在 7000 年前就开始发育泥质沉积。三孔的泥质层序连续无间断, 沉积速率最高可达 100 cm/ka 以上, 平均沉积速率自西向东略有降低趋势, 大致在 50~70 cm/ka 之间(图 5), 远远高于 CC02 孔 5.72 ka 以来的 16 cm/ka^[53]和 EY02-2 孔 7.9 ka 以来的 13.3 cm/ka^[57], 而与邻近 YE-2 孔 8 ka 以来的 59 cm/ka(不

图 4 ZY-3 孔岩性和粒度参数变化
右侧为代表性粒度频率曲线

考虑风暴沉积)接近^[55], 同时粒度频率曲线均表现为单峰(图 2~4), 表明此海区沉积物供应充足且沉积环境稳定。

在南北向上, ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔位于南黄海中部“Ω”型沉积体^[41]末端(图 1)。在东西向上, ZY-1 和 ZY-2 孔位于“Ω”型沉积体向海延伸部分, 而 ZY-3 孔则位于其顶部(图 6), 正是由于这种不同导致各孔顶部的沉积速率差异较大, ZY-3 孔顶部的沉积速率仅有 11 cm/ka。ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的平均粒径自西向东变细趋势可能与取样位置水深加大, 逐渐靠近南黄海冷涡中心有关^[59], 但它们的粒度参数垂向变化特征基本一致, 说明此三孔的沉积动力环境可能相似。ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的年代最老为 7 ka 左右, 考虑到 7 ka 年以后海平面变化幅度有限, 取样位置又远离河口, 故此三孔的粒度变化应主要受冬季黄海近海海流所携带沉积物的影响。

4 东亚冬季风替代指标的提取

主成分因子分析被广泛用于从大量实测数据中提取出几个不相关的因子, 并以此来指示在众多变量中起控制作用的因子, 采用主成分因子分析对 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔沉积物粒度进行敏感级数分析。以 ZY-2 孔为例: ZY-2 孔沉积物粒径分布集中在 0.3~74.1 μm 之间, 按对数区间将 0.34~74.1 μm 划分为 45 个粒级。将 ZY-2 孔 342 个样品的 45 个粒级百分含量作为变量, 利用 SPSS(Statistical Package for the Social Science)软件对其进行了主成分因子分析, 采用最大方差旋转法获得三个主控因子 F1, F2 和 F3, 其中 F1 和 F2 分别控制了 42%和 39%的粒度变化信息, 这 2 个主控因子基本上控制了 ZY-2 孔沉积物粒度变化特征。主控因子 F1 主要由 2.7~9.3 和 21.9~74.1 μm 两部分组成, 其中细粒级部分(2.7~9.3 μm)为正载荷, 而较粗的部分(21.9~74.1 μm)为负载荷; 主控因

图 5 南黄海中部泥质区 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔沉积速率对比
最上方图示为三孔的平均沉积速率

图 6 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的过孔浅地层剖面图像^[41]
表明此三孔均未打穿底部反射界面

子 F2 也有类似情况, 正载荷由细部分($0.3\sim2.4\ \mu\text{m}$)组成, 而较粗部分($10.5\sim19.4\ \mu\text{m}$)则构成 F2 的负载荷(表 3). 采用与 ZY-2 孔同样的分析方法, 对 ZY-1 和 ZY-3 孔粒度数据进行主成分因子分析(表 4 和 5).

比较三孔沉积物粒度主控因子 F1 和 F2 的组成, 发现 F1 因子正、负载荷粒级均粗于 F2. 考虑到该海区沉积环境(如物源供应、沉积动力条件等)呈现明显的季节性差异, 我们认为 F1 代表了冬季强盛黄海近

表 3 ZY-2 孔 45 个粒级的百分含量对主控因子 F1 和 F2 的载荷值

粒级(μm)	因子 F1	因子 F2	粒级(μm)	因子 F1	因子 F2
0.34	-0.11	0.50	5.71	0.92	-0.04
0.39	-0.17	0.93	6.45	0.94	-0.19
0.44	0.04	0.98	7.29	0.92	-0.35
0.50	0.05	0.98	8.23	0.84	-0.51
0.56	0.09	0.98	9.30	0.68	-0.65
0.63	0.13	0.97	10.51	0.45	-0.73
0.72	0.15	0.97	11.87	0.18	-0.74
0.81	0.18	0.96	13.42	-0.08	-0.70
0.91	0.21	0.95	15.16	-0.29	-0.63
1.03	0.25	0.93	17.12	-0.47	-0.56
1.17	0.29	0.90	19.35	-0.61	-0.48
1.32	0.33	0.87	21.86	-0.72	-0.42
1.49	0.38	0.83	24.70	-0.80	-0.36
1.68	0.42	0.79	27.90	-0.87	-0.31
1.90	0.47	0.74	31.53	-0.92	-0.26
2.15	0.52	0.69	35.62	-0.95	-0.23
2.43	0.57	0.63	40.24	-0.97	-0.19
2.74	0.62	0.56	45.47	-0.98	-0.17
3.10	0.67	0.49	51.37	-0.99	-0.15
3.50	0.73	0.41	58.04	-0.98	-0.13
3.96	0.78	0.31	65.58	-0.97	-0.12
4.47	0.83	0.21	74.09	-0.94	-0.12
5.05	0.88	0.09			

岸海流所携带沉积物的影响, 而 F2 则可能体现了该海区夏季沉积动力较弱、物源供应匮乏条件下沉积作用的影响. 本研究区域在冬季时处于东亚冬季风的控制之下, 冬季风增强, 不但会加剧沉积物的再悬浮, 使得悬浮体浓度增加、粒度变粗, 同时冬季风增强也会导致黄海近岸海流搬运悬浮体的能力增强, 所搬运的悬浮体粒度也会变粗. 在 ZY-2 和 ZY-3 中, F1 因子中粗粒级表现为负载荷, 故 F1 得分系数越低, 指示粗粒级沉积物的影响越大, 即东亚冬季风越强盛; 而 ZY-1 孔的 F1 因子的粗粒级物质表现为正载荷, 故 ZY-1 孔的主控因子 F1 得分系数越高, 表明粗粒级物质的影响越大, 也就是东亚冬季风越强盛. 此外, 我们也利用粒级-标准偏差法^[33]对三孔沉积物敏感粒级进行了提取, 得到的结果与各孔 F1 因子得分系数变化一致(图略). 综上, 本文采用此三孔沉积物粒度的 F1 因子得分系数作为东亚冬季风替代指标.

ZY-, ZY-2 和 ZY-3 孔的 F1 因子得分系数呈现基本一致的变化趋势, 但是 ZY-1 孔的阶段转折点要提前于其他两孔 200 年左右(图 7), 推测是由 AMS ¹⁴C

表 4 ZY-1 孔 45 个粒级的百分含量对主控因子 F1 和 F2 的载荷值

粒级(μm)	因子 F1	因子 F2	粒级(μm)	因子 F1	因子 F2
0.34	-0.18	0.76	5.71	-0.95	-0.29
0.39	-0.18	0.77	6.45	-0.88	-0.46
0.44	-0.18	0.84	7.29	-0.76	-0.63
0.50	-0.16	0.91	8.23	-0.59	-0.78
0.56	-0.13	0.95	9.30	-0.36	-0.90
0.63	-0.10	0.97	10.51	-0.11	-0.94
0.72	-0.06	0.99	11.87	0.13	-0.93
0.81	-0.03	0.99	13.42	0.33	-0.88
0.91	-0.01	0.98	15.16	0.49	-0.81
1.03	-0.01	0.98	17.12	0.61	-0.74
1.17	-0.02	0.97	19.35	0.71	-0.66
1.32	-0.06	0.97	21.86	0.79	-0.58
1.49	-0.12	0.97	24.70	0.85	-0.50
1.68	-0.21	0.95	27.90	0.89	-0.42
1.90	-0.33	0.92	31.53	0.93	-0.35
2.15	-0.46	0.87	35.62	0.95	-0.28
2.43	-0.61	0.77	40.24	0.96	-0.21
2.74	-0.74	0.64	45.47	0.96	-0.14
3.10	-0.84	0.48	51.37	0.95	-0.07
3.50	-0.92	0.31	58.04	0.92	-0.01
3.96	-0.96	0.16	65.58	0.87	0.06
4.47	-0.98	0.01	74.09	0.80	0.12
5.05	-0.97	-0.14			

测年误差引起的. 考虑到 ZY-2 孔测年点较多, 因此主要依据 ZY-2 孔的测年数据来确定事件年代, ZY-3 孔顶部 2.3 ka 以来样品分辨率很低, 故只做参考.

总体来看, 近 7200 年来东亚冬季风整体变化趋势是由高频向低频波动变化, 经历了强盛-稳定-减弱-增强-稳定的过程(图 7), 同时伴随着多次东亚冬季风增强事件, 尤以 7.2~4.2 ka 期间最为明显, 持续时间长达 200~400 年(如 7.2~6.9, 5.9~5.5, 5.0~4.7 和 4.4~4.2 ka). 在 4.2 ka 以后, 仅记录到几次小规模增强事件(2.4~2.6, 3.1~3.2 ka), 持续时间较短(100~200a). 发生在 1.1~1.4 ka 期间的最弱期可与“隋唐温暖期”(600~900 AD)^[60]相对应.

5 中全新世以来东亚冬、夏季风的对比: 长期变化和短期事件

本质上, 东亚季风的季节性变化是由于陆地-海洋季节性温度差异, 导致欧亚大陆和太平洋地区的

表 5 ZY-3 孔 45 个粒级的百分含量对主控因子 F1 和 F2 的载荷值

粒级(μm)	因子 F1	因子 F2	粒级(μm)	因子 F1	因子 F2
0.21	0.00	0.78	3.50	0.75	-0.61
0.24	0.15	0.97	3.96	0.43	-0.86
0.27	0.14	0.97	4.47	0.03	-0.96
0.30	0.15	0.97	5.05	-0.30	-0.93
0.34	0.18	0.97	5.71	-0.52	-0.83
0.39	0.20	0.97	6.45	-0.66	-0.74
0.44	0.23	0.96	7.29	-0.75	-0.65
0.50	0.27	0.96	8.23	-0.81	-0.58
0.56	0.30	0.95	9.30	-0.86	-0.51
0.63	0.33	0.94	10.51	-0.88	-0.46
0.72	0.37	0.93	11.87	-0.90	-0.41
0.81	0.42	0.91	13.42	-0.91	-0.37
0.91	0.46	0.88	15.16	-0.91	-0.33
1.03	0.52	0.85	17.12	-0.89	-0.29
1.17	0.58	0.81	19.35	-0.85	-0.24
1.32	0.65	0.75	21.86	-0.75	-0.14
1.49	0.72	0.68	24.70	-0.52	0.01
1.68	0.80	0.59	27.90	-0.30	0.09
1.90	0.87	0.47	31.53	-0.15	0.05
2.15	0.94	0.32	35.62	-0.07	0.00
2.43	0.98	0.15	40.24	-0.08	-0.02
2.74	0.98	-0.06	45.47	-0.10	-0.04
3.10	0.93	-0.32			

温度和气压梯度存在季节性差异(图 8(a)). 在轨道尺度上, 太阳辐射的岁差周期(~23 ka)对东亚夏季风起控制作用, 而高纬度冰盖(100 ka 周期)只在太阳辐射

量低于某个阈值时, 才会成为东亚季风变化的主动力^[8,61]. 全新世中期(7~8 ka)以来, 随着劳伦德冰盖的最终消融, 北美冰盖体积趋于稳定, 与现代情形接近^[63], 因此北半球高纬度冰盖此阶段影响较小. 中全新世以来, 30°N 夏季(6~8 月)太阳辐射量逐步减少^[62], 欧亚大陆和北太平洋地区的夏季温度同步降低, 但由于欧亚大陆的热容小于北太平洋地区, 欧亚大陆的夏季降温幅度要大于北太平洋地区, 导致夏季温度梯度降低(图 8(b)), 此阶段东亚夏季风应逐步减弱, 已被前人研究所证实^[9]; 而 30°N 冬季(12~2 月)太阳辐射量在中全新世以来逐步增加^[62], 欧亚大陆和北太平洋地区冬季温度同步升高, 但欧亚大陆升温幅度大于北太平洋地区, 使得两者间的温度梯度也降低(图 8(b)), 此阶段东亚冬季风也应减弱, 与本文结果吻合.

上述中全新世以来北半球太阳辐射量季节性变化对陆地-海洋温度的影响差异已被数值模型所证实^[27,64]. 全新世中期(7~8 ka)以来, 利用孢粉数据重建的北半球纬向温度差异(LTG)与轨道驱动的纬向太阳辐射量差异(LIG)季节性变化同步, 冬、夏季均表现为逐步减弱^[65]. 对比南黄海中部泥质区所记录的东亚冬季风(图 9(a)) and 董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的东亚夏季风^[9](图 9(b))可以看出, 近 7200 年来两者在长期变化趋势上存在明显的正相变化关系: 在 7.2~4.2 ka. 期间, 东亚冬、夏季风均表现为 7200 年来最强盛期, 随后两者又同步减弱(尽管存在波动), 在 1.5 ka 前后

图 7 南黄海 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔主控因子 F1 得分系数所反映的东亚冬季风演化历史

图 8 东亚季风的季节性差异及其影响因素

(a) 欧亚大陆和西北太平洋地区季节性温度差异^[61]; (b) 中全新世以来 30°N 太阳辐射量变化趋势的季节性差异^[62]. ΔT_w 和 ΔT_s 分别为冬、夏季欧亚大陆与西北太平洋的温度差异, 在夏季, 欧亚大陆的温度要高于北太平洋区域, 太平洋气流向北流动, 形成东亚夏季风; 在冬季, 北太平洋温度高于欧亚大陆, 西伯利亚气团向南移动, 形成东亚冬季风

同时达到最弱期, 随后两者均表现为增强趋势. 西北太平洋珊瑚骨骼的 Sr/Ca 和 $\delta^{18}\text{O}$ 也指示中全新世时期 (6180, 7010 a BP) 的东亚冬季风比现今更为强盛^[68]. 这表明, 在中全新世以来, 东亚冬、夏季风受轨道驱动的北半球太阳辐射量变化季节性差异的影响, 两者在长期演化趋势上呈现出同步减弱, 支持周波涛和赵平^[27]和 Steinke 等^[25,26]的观点, 而与 Yancheva 等^[16]的结论相悖.

在百年尺度上, 南黄海中部泥质区所记录的东亚冬季风增强事件(图 9(a)), 在测年误差范围内可与东亚夏季风减弱事件^[9](图 9(b)), 北大西洋浮冰事件中的“Bond event 0~5”^[66](图 9(c)), 太阳总辐照度的减弱^[67](图 9(d))一一对应. 尽管太阳总辐照度在十年-百年尺度上, 只发生了微小变化(0.1%~0.3%), 但是

地球气候系统对太阳能输出的极弱扰动都非常敏感, 太阳辐射的微小变化有可能通过大气或海洋环流得以放大^[69,70], 两者之间的密切关系已被众多学者所证实^[9,11,66,71~73]. Xiao 等^[32]发现 7600 年来东亚冬季风强弱与太阳黑子数存在明显的反相关系, 并推测太阳辐照度减少可能通过大气-海洋耦合机制导致冬季陆地-海洋温差增大, 从而使得东亚冬季风增强. 青藏高原北部库赛湖沉积物的有机碳、沉积物粒度变化指示 3770 年来太阳活动减弱引起东亚冬、夏季风三次反相变化^[74]. 我们的结果表明中全新世以来, 百年尺度的太阳活动减弱可能也是东亚冬季风增强事件的内在驱动力.

大西洋经向翻转环流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 是大洋温盐环流的“开关”, 在全球气候突变事件中扮演着重要角色^[75,76]. 在千年尺度上, AMOC 减弱或停顿可能是 Heinrich 和 Younger Dryas(YD), 8.2 ka 等全球变冷事件的诱因, 同时对东亚季风气候也存在显著影响, 造成在这些事件中东亚夏季风减弱^[77,78]而冬季风增强^[17,18,25,28,79]. 数值模拟结果进一步表明, AMOC 强弱在年代际尺度^[80,81]和百年尺度上^[82]都会影响东亚季风气候, 并且亚洲季风气候对北大西洋数十年振荡(AMO)(主要反映 AMOC 的自然波动)的响应具有季节性差异, AMO 负相位(AMOC 减弱)引起东亚夏季风减弱而冬季风增强^[83,84]. Hong 等^[7]指出北大西洋融冰水的注入和太阳活动减弱均会引起 AMOC 的减弱或停顿, 对全球气候变化的影响具有一致性, 而赤道太平洋的厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)则可能是全球气候变化对太阳活动响应的“调节器”^[73,85]. 结合本文的结果, 我们推测中全新世以来, 东亚冬、夏季风在百年尺度上的反相变化, 与太阳活动减弱导致 AMOC 减弱密切相关, 百年尺度的太阳活动减弱通过大气-海洋-陆地耦合机制最终影响到东亚季风系统, 使得东亚夏季风减弱而冬季风增强, 其内在机制可能与千年尺度的全球变冷事件类似, 只是变化幅度较小.

6 结论

南黄海中部泥质区 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔岩性为黏土质粉砂, 上下较均一旦沉积连续, 平均沉积速率在 50~70 cm/ka 之间, 是全新世高海平面以来的沉积

图9 南黄海中部泥质区记录的东亚冬季风变化趋势(ZY-2 和 ZY-3 孔)(a)、董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的东亚夏季风变化趋势^[9](b)、北大西洋赤铁矿颗粒含量(HSG)^[66](c)和太阳总辐照量变化^[67](d)
数字代表北大西洋浮冰事件(Bond event)

产物. ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的粒度垂向变化特征基本一致, 主要受控于东亚冬季风驱动的冬季黄海近岸海流的强弱变化. 采用主成分因子分析法对 ZY-1, ZY-2 和 ZY-3 孔的沉积物粒度进行了提取, 获得了指示东亚冬季风演化的敏感组分. 结果表明近 7200 年来东亚冬季风可大致划分为三个阶段, 分别为 7.2~4.2 ka 的东亚冬季风波动强盛期、4.2~1.8 ka 的东

亚冬季风的中等稳定期和 1.8~0 ka 的东亚冬季风较弱期. 我们发现轨道驱动的北半球太阳辐射量季节性变化决定了 7200 年来东亚季风变化的长期趋势, 驱动东亚冬、夏季风在长时间尺度上呈同步变化, 而百年尺度的太阳活动减弱可能导致 AMOC 减弱, 通过大气-海洋-陆地耦合机制最终影响到东亚季风系统, 使得东亚夏季风减弱而冬季风增强.

致谢 对审稿专家提出的修改意见和建议表示衷心感谢. 国家海洋局第一海洋研究所刘炎光研究员在粒度测试工作中给予了很大帮助, 中国海洋大学海洋地球科学学院孙晓霞、毕乃双、王燕等协助完成了粒度测试工作, 特此感谢. 感谢德国 Alfred Wegener Institute 邹昊博士在查阅文献中提供的帮助.

参考文献

- 1 汪品先. 全球季风的地质演变. 科学通报, 2009, 54: 535-556
- 2 An Z. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quat Sci Rev, 2000, 19: 171-187

- 3 Wang P, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: State of the art and outstanding issues. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 595–629
- 4 Peng Y, Xiao J, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth Planet Sc Lett*, 2005, 233: 467–479
- 5 Jiang W Y, Liu T S. Timing and spatial distribution of mid-Holocene drying over northern China: Response to a southeastward retreat of the East Asian Monsoon. *J Geophys Res*, 2007, 112: D24111
- 6 Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B, et al. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a $\delta^{13}\text{C}$ time series from peat cellulose. *Earth Planet Sc Lett*, 2001, 185: 111–119
- 7 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years. *Quat Sci Rev*, 2009, 28: 840–849
- 8 Yuan D X, Cheng H, Eewards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575–578
- 9 Wang Y J, Cheng H, Eewards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854–857
- 10 Wang Y J, Cheng H, Lawrence E R, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090–1093
- 11 Zhang P Z, Cheng H, Eewards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322: 940–942
- 12 Thompson L G, Yao S T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core. *Science*, 1997, 276: 1821–1825
- 13 姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去 5 ka 温度变化. *中国科学 B 辑*, 1992, 22: 1089–1093
- 14 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
- 15 Porter S C. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. *Earth-Sci Rev*, 2001, 54: 115–128
- 16 Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, 445: 74–77
- 17 An Z S, Porter S C. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. *Geology*, 1997, 25: 603–606
- 18 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305–308
- 19 Ding Z L, Liu T, Rutter N, et al. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years. *Quat Res*, 1995, 44: 149–159
- 20 Sun Y B, Chen J, Clemens S C, et al. East Asian monsoon variability over the last seven glacial cycles recorded by a loess sequence from the northwestern Chinese Loess Plateau. *Geochem Geophys Geosy*, 2006, 7: Q12Q02
- 21 Zhang D E, Lu L. Anti-correlation of summer/winter monsoons? *Nature*, 2007, 450: E7–E8
- 22 Zhou H Y, Wang B S, Guan H Z, et al. Constraints from strontium and neodymium isotopic ratios and trace elements on the sources of the sediments in Lake Huguang Maar. *Quat Res*, 2009, 72: 289–300
- 23 韩玉林, 谈晓冬, 陈忠, 等. 湖光岩玛珥湖表层沉积物磁性粒度特征及其来源. *科学通报*, 2010, 55: 261–267
- 24 Tian J, Huang E Q, Pak D K. East Asian winter monsoon variability over the last glacial cycle: Insights from a latitudinal sea-surface temperature gradient across the South China Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2010, 292: 319–324
- 25 Steinke S, Mohtadi M, Groeneweld J, et al. Reconstructing the southern South China Sea upper water column structure since the Last Glacial Maximum: Implications for the East Asian winter monsoon development. *Paleoceanography*, 2010, 25: PA2219
- 26 Steinke S, Glatz C, Mohtadi M, et al. Past dynamics of the East Asian monsoon: No inverse behaviour between the summer and winter monsoon during the Holocene. *Glob Planet Change*, 2011, 78: 170–177
- 27 周波涛, 赵平. 古东亚冬季风和夏季风反位相变化吗? *科学通报*, 2009, 54: 3136–3143
- 28 Huang E Q, Tian J, Steinke S. Millennial-scale dynamics of the winter cold tongue in the southern South China Sea over the past 26 ka and the East Asian winter monsoon. *Quat Res*, 2011, 75: 196–204
- 29 刘升发, 石学法, 刘焱光, 等. 全新世以来东亚冬季风的东海内陆架泥质沉积记录. *科学通报*, 2010, 55: 1387–1396
- 30 肖尚斌, 李安春, 蒋富清, 等. 近 2 ka 来东海内陆架的泥质沉积记录及其气候意义. *科学通报*, 2004, 49: 2233–2238
- 31 肖尚斌, 李安春, 陈木宏, 等. 近 8 ka 东亚冬季风变化的东海内陆架泥质沉积记录. *地球科学—中国地质大学学报*, 2005, 30:

- 573–581
- 32 Xiao S B, Li A C, Liu J P, et al. Coherence between solar activity and the East Asian winter monsoon variability in the past 8000 years from Yangtze River-derived mud in the East China Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 237: 293–304
- 33 向荣, 杨作升, Satio Y, 等. 济州岛西南泥质区近 2300 a 来环境敏感粒度组分记录的东亚冬季风变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 654–662
- 34 Qiao S Q, Yang Z S, Liu J P, et al. Records of late-Holocene East Asian winter monsoon in the East China Sea: Key grain-size component of quartz versus bulk sediments. *Quat Int*, 2011, 230: 106–114
- 35 王可, 郑洪波, Prins M, 等. 东海内陆架泥质沉积反映的古环境演化. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28: 1–10
- 36 Qin Y S, Li F. Study of influence of sediment loads discharged from the Huanghe River on sedimentation in the Bohai Sea and Huanghai Sea. In: *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea*, Hangzhou, China. Beijing: China Ocean Press, 1983. 91–101
- 37 Milliman J D, Qin Y S, Ren M E, et al. Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. *J Geol*, 1987, 95: 751–762
- 38 Milliman J D, Qin Y S, Park Y. Sediments and sedimentary processes in the Yellow and East China Seas. In: Taira A, Masuda F, eds. *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin* Tokyo. Terra: Scientific Publishing Company, 1989. 233–249
- 39 Alexander C, Demaster D, Nittrouer C. Sediment accumulation in a modern epicontinental-shelf setting: The Yellow Sea. *Mar Geol*, 1991, 98: 51–72
- 40 Martin J M, Zhang J, Shi M C, et al. Actual flux of the Huanghe (Yellow River) sediment to the Western Pacific ocean. *Netherlands J Sea Res*, 1993, 31: 243–254
- 41 Yang Z S, Liu J P. A unique Yellow River-derived distal subaqueous delta in the Yellow Sea. *Mar Geol*, 2007, 240: 169–176
- 42 Milliman J D, Li F, Zhao Y Y, et al. Suspended matter regime in the Yellow Sea. *Prog Oceanogr*, 1986, 17: 215–227
- 43 秦蕴珊, 李凡, 徐善民, 等. 南黄海海水中悬浮体的研究. *海洋与湖沼*, 1989, 20: 101–111
- 44 Bian C W, Jiang W S, Song D H. Terrigenous transportation to the Okinawa Trough and the influence of typhoons on suspended sediment concentration. *Cont Shelf Res*, 2010, 30: 1189–1199
- 45 孙效功, 方明, 黄伟. 黄、东海陆架区悬浮体输运的时空变化规律. *海洋与湖沼*, 2000, 31: 581–587
- 46 Wang W, Jiang W S. Study on the seasonal variation of the suspended sediment distribution and transportation in the East China Sea based on SeaWiFS data. *J Ocean Univ China*, 2008, 7: 385–392
- 47 Yuan D L, Zhu J R, Li C Y, et al. Cross-shelf circulation in the Yellow and East China Seas indicated by MODIS satellite observations. *J Mar Syst*, 2008, 70: 134–149
- 48 杨作升, 郭志刚, 王兆祥, 等. 黄东海陆架悬浮体向其东部深海区输送的宏观格局. *海洋学报*, 1992, 14: 81–90
- 49 Yang Z S, Ji Y J, Bi N S, et al. Sediment transport off the Huanghe (Yellow River) delta and in the adjacent Bohai Sea in winter and seasonal comparison. *Estuar Coast Shelf Sci*, 2011, 93: 173–181
- 50 Bi N S, Yang Z S, Wang H J, et al. Seasonal variation of suspended-sediment transport through the southern Bohai Strait. *Estuar Coast Shelf Sci*, 2011, 93: 239–247
- 51 胡邦琦, 李国刚, 李军, 等. 黄海、渤海铅-210 沉积速率的分布特征及其影响因素. *海洋学报*, 2011, 33: 125–133
- 52 Hughen K, Baille M, Bard E, et al. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26–0 ka BP. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1059–1086
- 53 Kim J M, Kucera M. Benthic foraminifer record of environmental changes in the Yellow Sea (Hwanghae) during the last 15000 years. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 1067–1085
- 54 Xiang R, Yang Z S, Satio Y, et al. Paleoenvironmental changes during the last 8400 years in the southern Yellow Sea: Benthic foraminiferal and stable isotopic evidence. *Mar Micropaleontol*, 2008, 67: 104–119
- 55 王利波, 杨作升, 赵晓辉, 等. 南黄海中部泥质区 YE-2 孔 8.4 ka BP 来的沉积特征. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29: 1–11
- 56 刘健, 王红, 李绍全, 等. 南黄海北部泥质沉积区冰后期海侵沉积记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24: 1–10
- 57 庄丽华, 常凤鸣, 李铁刚, 等. 南黄海 EY02-2 孔底栖有孔虫群落特征与全新世沉积速率. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22: 7–14
- 58 刘健, 李绍全, 王圣洁, 等. 末次冰消期以来黄海海平面变化与黄海暖流的形成. *海洋地质与第四纪地质*, 1999, 19: 13–24
- 59 石学法, 申顺喜, Yi H I, 等. 南黄海现代沉积环境及动力沉积体系. *科学通报*, 2001, 46: 1–6
- 60 竺可桢. 中国近 5000 年来气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, 2: 168–89
- 61 Nakagawa T, Okuda M, Yonenobu H, et al. Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms. *Geology*, 2008, 36: 491–494
- 62 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297–317

- 63 Peltier W R. Ice age paleotopography. *Science*, 1994, 265: 195–201
- 64 Lorenz S J, Kim J H, Rimbu N, et al. Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends: Evidence from alkenone data and climate modeling. *Paleoceanography*, 2006, 21: PA1002
- 65 Davis B, Brewer S. Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. *Clim Dynam*, 2009, 32: 143–165
- 66 Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, 294: 2130–2136
- 67 Steinhilber F, Beer J, Fröhlich C. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L19704
- 68 Morimoto M, Kayanne H, Abe O, et al. Intensified mid-Holocene Asian monsoon recorded in corals from Kikai Island, subtropical northwestern Pacific. *Quat Res*, 2007, 67: 204–214
- 69 Gray L J, Beer J, Geller M, et al. Solar Influences on Climate. *Rev Geophys*, 2010, 48: 2009RG000282
- 70 Shindell D T, Schmidt G A, Mann M E, et al. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 2001, 294: 2149–2152
- 71 Neff U, Burns S J, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 2001, 411: 290–293
- 72 Hu F S, Kaufman D, Yoneji S, et al. Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan Subarctic. *Science*, 2003, 301: 1890–1893
- 73 Marchitto T M, Muscheler R, Ortiz J D, et al. Dynamical response of the Tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 2010, 330: 1378–1381
- 74 Liu X, Dong H, Yang X, et al. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 280: 276–284
- 75 Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, et al. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 2002, 415: 863–869
- 76 Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120000 years. *Nature*, 2002, 419: 207–214
- 77 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345–2348
- 78 Cheng H, Fleitmann D, Edwards R L, et al. Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, 2009, 37: 1007–1010
- 79 Xiang R, Chen M H, Li Q, et al. Planktonic foraminiferal records of East Asia monsoon changes in the southern South China Sea during the last 40000 years. *Mar Micropaleontol*, 2009, 73: 1–13
- 80 Lu R, Dong B. Response of the Asian summer monsoon to weakening of Atlantic thermohaline circulation. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 723–736
- 81 于雷, 郇永祺, 王会军, 等. 北大西洋淡水扰动试验中东亚夏季风气候的响应及其机制. *科学通报*, 2010, 55: 798–807
- 82 程军, Liu Z Y, Feng H, 等. 温盐环流在百年尺度上影响中国气候的一个数值模拟证据. *科学通报*, 2010, 55: 2406–2412
- 83 Li S, Bate S G. Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the winter climate of East China. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24: 126–135
- 84 Wang Y, Li S, Luo D. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic Multidecadal Oscillation. *J Geophys Res*, 2009, 114: D02112
- 85 Emile-Geay J, Cane M, Seager R, et al. El Niño as a mediator of the solar influence on climate. *Paleoceanography*, 2007, 22: PA3210