末次冰盛期以来东亚季风变化历史—— 中国北方的地质记录

杨石岭^{1,2,3,4*}, 董欣欣⁵, 肖举乐^{1,2,3,4}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

3. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044;

4. 中国科学院大学, 北京 100049;

5. 中国科学院办公厅, 北京 100864

* E-mail: yangsl@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2018-02-13; 收修改稿日期: 2018-06-28; 接受日期: 2018-07-23; 网络版发表日期: 2018-09-11

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603403)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB26000000、XDA05120204)和国家自然科学基金项目(批准号: 41672175、41725010)资助

摘要 全球变暖对中国北方气候的影响已经引发了学术界的广泛关注, 地质增温期东亚季风变迁历史可为理解未来气候变化提供重要参考. 文章主要基于中国北方夏季风边缘带的湖泊、黄土等记录的古植被信息, 探讨了末次冰盛期至全新世全球增温过程中东亚季风的变化历史. 地质记录显示, 末次冰盛期东亚冬季风增强, 夏季风减弱, 中国北方气候干冷, 大部分地区呈现荒漠草原或干草原景观, 贺兰山以东沙地的东南边界和现代沙地边界接近或略向东南方向小幅扩张. 在由冷转暖的末次冰消期, 东亚冬季风逐渐减弱, 夏季风逐渐增强, 但在快速变冷的 Heinrich 1(H1)和 Younger Dryas(YD)事件期间, 中国北方气候变干. 全新世冬季风减弱, 夏季风显著增强, 季风雨带向西北推进至少300km, 中国中东部干旱区范围大幅度缩小, 北方喜暖喜湿植物显著增加. 从夏季风边缘带的记录看, 中全新世夏季风最为强盛. 显然, 古增温有利于东亚夏季风的增强, 从而极大改善中国北方的生态环境. 如果全球变暖持续下去, 中国北方将变得湿润. 与轨道尺度记录相比, 高分辨率的古植被记录较为缺乏, 全新世气候突变事件以及百年-十年尺度气候旋回尚需深入研究, 应作为今后研究的重点.

关键词 东亚季风, 末次冰盛期, 全新世, 古植被, 全球变暖

1 引言

季风(monsoon)一词源于阿拉伯语“mawsim”(季节). 至少在公元1世纪前, 阿拉伯的水手已经注意到印

度洋上冬季盛行从印度吹向东非的东北风, 夏季则盛行从东非吹向印度的西南风, 并利用风向变化进行航海贸易. 1686年, 英国天文学家Edmund Halley提出季风是由海陆热力差异驱动的(Halley, 1686). 该理论对

中文引用格式: 杨石岭, 董欣欣, 肖举乐. 2019. 末次冰盛期以来东亚季风变化历史——中国北方的地质记录. 中国科学: 地球科学, 49: 1169–1181, doi: 10.1360/N072018-00056

英文引用格式: Yang S, Dong X, Xiao J. 2019. The East Asian Monsoon since the Last Glacial Maximum: Evidence from geological records in northern China. Science China Earth Sciences, 62: 1181–1192, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9254-8>

300多年来的季风研究产生了深刻影响, 成为传统主流观点. 但是, 近年来的一些研究则强调季风是热带辐合带(ITCZ)季节性推移的结果(Gadgil, 2003; 汪品先, 2009). 无论季风的机理如何, 其基本的定义和特征是公认的, 即季风是大范围地区冬季和夏季盛行风向反转的大气环流, 随着风向变化, 气团的性质也发生根本变化, 从而导致明显的天气变化——冬季寒冷干燥、夏季温暖湿润.

亚洲地区是全球最典型的季风区. 亚洲季风环流对南北半球之间的热量和水汽输送起了至关重要的作用(Webster等, 1998; Ding, 2004), 季风降水养育了全球半数以上的人口, 季风强弱变化导致的洪涝和干旱也给季风区带来了深重灾难, 其重要性不言而喻. 亚洲季风由两个子系统组成, 南亚(印度)季风和东亚季风(图1; 陈隆勋等, 1991; Wang等, 2003). 根据陈隆勋等(1991)的研究, 在南亚季风区, 夏季风主要受热带气候系统控制, 冬季风则由于青藏高原的屏障作用而相对较弱; 在东亚地区, 夏季风不仅受副热带气候系统的影响, 还受到热带气候系统和北方冷气团活动的影响. 由于青藏高原的阻挡作用, 冬季风往往沿着高原东侧的东亚地区和沿海一带南下, 可直达热带地区, 甚至穿过赤道到达南半球(陈隆勋等, 1991).

中国北方为东亚夏季风边缘带, 生态环境较为脆弱, 是全球气候变化的敏感区和影响显著区. 20世纪70年代以来, 东亚夏季风强度持续减弱、季风雨带逐渐南移, 从而导致北方地区旱灾频发(Wang, 2001; Chase等, 2003; Ding等, 2008; Dai等, 2012). 一些学者将此归因于人类碳排放导致的全球变暖(Li等, 2010), 也有学者认为其与青藏高原冬春积雪增加(Ding等, 2009)和类似厄尔尼诺-南方涛动(ENSO-like)的海温异常有关(Yang和Lau, 2004). 由于海洋有很大的热惯性, 海气系统对当前增温的响应尚未达到平衡态(Levitus等, 2000; Back等, 2013). 因此, 地质增温期东亚季风变化历史可为理解未来气候变化提供重要参考.

末次冰盛期至全新世是距离现代最近的一次显著增温期, 可以视为未来气候变化的历史相似型(Quade和Broecker, 2009; Yang S L等, 2015). 多年来, 学术界针对该时段季风变化已开展了大量的多指标分析(Wang等, 2010; 沈吉, 2012; Lu等, 2013; Liu等, 2015; 陈建徽等, 2016). 为避免不同季风降水指标的有效程度和适用范围差异带来的干扰, 本文以中国北方夏季

风边缘带的湖泊、黄土等地质记录为主, 重点从古植被重建结果入手探讨末次冰盛期至全新世全球增温过程中东亚季风的变化历史, 在此基础上讨论了未来全球变暖对中国北方气候的影响.

2 末次冰盛期以来东亚季风变化历史

末次冰盛期以来, 地球经历了从典型冰期至间冰期的剧烈气候变化, 大气CO₂含量从180ppmv(1ppmv=1μL/L)增加到260ppmv(Lüthi等, 2008), 全球平均温度增加5~6℃(Snyder, 2016), 北半球冰盖大幅度融化, 海平面上升约134m(Lambeck等, 2014). 在此背景下, 东亚夏季风随之增强, 冬季风相应减弱. 从末次冰盛期至全新世, 东亚季风演变又可具体分为末次冰盛期、末次冰消期和全新世3个时段, 分述如下.

2.1 末次冰盛期

末次冰盛期(26.5~19ka; Clark等, 2009), 北半球冰盖大幅度增加, 斯堪的纳维亚半岛、巴伦支海、喀拉海发育巨厚冰盖, 称为“巴伦支-喀拉”冰盖(Barents-Kara Ice Sheet)(Svendsen等, 2004), 其南缘可达52°N附近. 根据模型估算, 斯堪的纳维亚半岛冰盖中心厚度可达1800~2100m左右(Siegert等, 1999). 现代气象观测(陈隆勋等, 1991)表明, 冬季西伯利亚高压(图1)对维持东亚冬季风系统至关重要, 而形成西伯利亚高压的冷空气主要来自巴伦支海和喀拉海. 可以设想, 末次冰盛期时, 巴伦支-喀拉冰盖的发育使得西伯利亚高压异常强大, 从而导致冬季风增强、夏季风减弱及季风雨带南撤.

末次冰盛期中国北方气候干冷, 这可以在沙漠/沙地范围和植被记录上得到很好的印证. 前人研究(Dong等, 1996; Sun等, 2009)表明, 贺兰山(图2)以西的沙漠在更新世之前即已形成, 冰期-间冰期旋回中这些沙漠范围的变化不大, 而贺兰山以东的沙地受冰期-间冰期旋回影响非常大(Sun等, 1998; Yang和Ding, 2008; 鹿化煜等, 2013; Ding和Yang, 2017). 贺兰山以东的现代沙地东南缘和400mm年降水量线基本吻合, 依据地质记录重建的末次冰盛期沙地东南边界和现代接近或略向东南方向小幅扩张(图2). 末次冰盛期气候远比现代干冷, 贺兰山以东沙地范围却和现代类似, 主要原因是人类活动导致了末次冰盛期流沙的活化(朱震达, 1998;

图 1 研究点及东亚夏季风边缘带位置

据Xiao等(2004)改编, 虚线为1979~2000年夏季风边缘带的平均位置(Qian等, 2007)

图 2 中国北方末次冰盛期和全新世适宜期沙漠/沙地东南边界分布

据Ding和Yang(2017)改编

Sun, 2000; Ding和Yang, 2017).

末次冰盛期, 中国北方大部分地区为荒漠草原或干草原环境. 黄土高原西北部植被以蒿属、蓝刺头型菊科、藜科、白刺、麻黄为主, 呈现荒漠草原景观; 东南部以禾本科、蒿属、蒲公英型菊科和蓝刺头型菊

科植物为主, 呈现干草原景观(Jiang等, 2013, 2014, 2016; Yang X X等, 2015). 中国东北大兴安岭地区发育亚高山草甸(Wu等, 2016), 兴凯湖地区则发育针阔混交林和草原植被(Ji等, 2015).

随着古气候定性研究的深入, 一些学者在气候参

数量化上作了大量尝试. 依据黄土磁化率和植硅体重建结果, 末次冰盛期黄土高原降水比现代减少大约25~60%(吕厚远等, 1994; Heller等, 1993; Maher等, 1994; Liu等, 1995; Lu等, 2007), 年均温度降低5~7℃(Lu等, 2007; Han等, 1996). 最近几年, 一些学者将古温度重建的新指标——四醚膜类脂物(GDGTs)应用到黄土研究中. 结果显示, 河南邙山末次冰盛期为14℃, 全新世中期22℃, 晚全新世15.5℃(Peterse等, 2014); 蓝田末次冰盛期为15℃, 全新世中期23℃, 晚全新世18℃(Gao等, 2012). 显然, 该温度不能解释为全年平均温度, 可能代表了GDGTs母源细菌的生长季节温度(Gao等, 2012).

2.2 末次冰消期

末次冰消期(19~11.7ka)是末次冰盛期至早全新世的增温时段(图3; Clark等, 2012). 期间北半球太阳辐射增加, 极地冰盖融化导致海平面上升了80m, 海洋和陆地生态系统发生了巨大变化. 在由冷转暖的过程中, 气候系统经历了寒冷的Heinrich事件1(H1, 17.5~16ka)、Bølling-Allerød暖期(BA, 14.7~12.9ka)和Younger Dryas冷期(YD, 12.9~11.7ka)(Alley和Clark, 1999; 图3). 这些冷暖事件的温度波动幅度在中高纬地区达15~20℃(Severinghaus和Brook, 1999; Liu等, 2009), 甚至和冰期-间冰期的反差相当.

H1事件在黄土沉积中有明确的记录(图3; Porter和An, 1995; Ding等, 1998; Yang和Ding, 2014), 表现为黄土颗粒变粗, 说明气候干冷, 沙漠范围有一定程度的扩张. 孢粉记录显示, 东北大兴安岭地区H1时期亦为冷干气候, 但湿度较末次冰盛期略有增加(Wu等, 2016). 从H1事件至早全新世全球增温的过程中, 气候系统发生一次突然、剧烈的降温——YD事件, 为理解未来全球增温背景下的极端气候变化提供了重要地质记录.

关于YD事件东亚地区气候变冷的程度, 多数研究只限于定性解释. 东海沉积物有孔虫定量重建(汪品先等, 1996)显示, YD时期冬季海表温度较BA暖期下降了1.5~3.3℃, 夏季海表温度变化不大. 日本水月湖孢粉定量重建(Nakagawa等, 2006)显示, YD时期最冷月平均气温较BA暖期降低了4℃, 最暖月平均气温降低了3℃. 最近, Wang等(2012)发现YD时期河西走廊湖泊中沉积了芒硝, 并依据现代盐湖芒硝析出和温度的关系推算出YD时期温度比现代低11℃. 这些定量结果

图3 末次冰盛期以来中国黄土粒度集成序列、石笋、格陵兰NGRIP冰芯记录及其与全球平均地表温度变化对比
中国黄土粒度据Yang和Ding(2014), 黄土粒度集成数值变小表明粒度变粗; 石笋据Wang等(2008); 格陵兰冰芯据Andersen等(2004)和Svensson等(2008); 全球平均地表温度据Snyder(2016)

均有待后续研究进一步验证.

YD事件发生时期, 中国北方气候变干. 山西公海孢粉定量重建结果显示, YD时期年降水量比现代减少了约80mm(Chen等, 2015). 黄土高原黄土粒度变粗(图3; Yang和Ding, 2014), 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加(Wang等, 2008; Ma等, 2012)或因干旱缺水而停止生长(Cai等, 2008), 湖泊水位下降(王苏民等, 1994). 湖泊沉积的孢粉记录(Stebich等, 2009; Chen等, 2015; Ji等, 2015; Wu等, 2016)显示, YD时期草本植物扩张, 乔木总体上减少, 但云杉、落叶松、桦属等喜冷植物增多.

早在20世纪70~80年代, 一些学者认为大量冰融水注入北大西洋导致向北输送热量的暖流受阻, 从而导致寒冷的YD事件(Johnson和McClure, 1976; Rooth, 1982). 在此基础上, Broecker等(1985, 1988)进一步发展了该观点, 并于1989年正式提出YD事件的机制, 即大量冰融水注入北大西洋导致表层水盐度降低、密度减小, 大西洋经向翻转环流减弱或关闭, 北半球高纬地区变冷, 海冰扩张. Broecker等(1989)进一步认为, 冰融水主要来自劳伦泰德冰盖西南缘的阿格西湖(Lake Agassiz), YD事件之前, 湖水外流主要向南通过密西西比河排入墨西哥湾, 当湖水改为向东外流(通过圣劳伦斯河谷注入北大西洋)时, 触发了YD事件. 迄今为止,

“温盐环流”理论是解释YD事件成因和机制的主流观点,当然也有其他解释,诸如北极海冰融化驱动说(Bradley和England, 2008)、西风带增强(Brauer等, 2008)、彗星或陨石撞击说(Firestone等, 2007; Kennett等, 2009).

最近,北京苦栗树洞穴石笋研究(Ma等, 2012)表明, YD事件的开始耗时约340年, 而YD事件的结束过程不到38年. 这种非对称性在亚洲季风区的其他石笋记录上都可以观察到, 但是在格陵兰和北大西洋及其他地区的记录上并没有体现(Ma等, 2012). 由于YD事件持续时间短, 限于沉积物分辨率和气候代用指标的局限性, 该事件的特征、区域差异及其对东亚地区的影响程度尚需进一步研究.

2.3 全新世

与末次冰期相比较, 全新世(11.7ka至今)东亚冬季风减弱, 夏季风增强, 东亚地区降水增加, 气候带北移, 干旱区范围缩小(图2; Sun等, 1998; 鹿化煜等, 2013; Ding和Yang, 2017), 喜暖喜湿植物显著增加, 环境格局发生了剧烈变化. 但是对于全新世内部东亚季风的时空变化却有不同认识. 一些学者认为全新世气候适宜期具有显著的穿时性(安芷生等, 1993; 吴锡浩等, 1994; An等, 2000), 即中国北方为早全新世湿润, 长江中下游地区中全新世湿润, 华南则为晚全新世湿润, 呈现出从北向南适宜期时间变晚的趋势. 相反, 另外一些学者认为全新世适宜期的时间表现为从南向北变晚的趋势, 华南早全新世湿润, 东北地区中全新世湿润(Zhou等, 2016).

对于中国北方地区, 随着不同环境单元、不同沉积序列气候代用指标记录的大量涌现, 基本可以确认晚全新世夏季风减弱, 但是夏季风最强盛时期出现在什么时候依然有很大争议. 一些学者认为早全新世夏季风强、降水增加, 中全新世夏季风弱、降水减少(陈发虎等, 2001, 2004; Chen等, 2003, 2008; Zhou等, 2004); 另一些学者则认为早全新世夏季风弱、降水减少, 中全新世夏季风强、降水增加(Xiao等, 2004, 2008; Wen等, 2010a, 2010b, 2017; Chen等, 2015). 造成这一分歧的原因可能很大程度上与研究材料的完整性、连续性和分辨率、气候代用指标的敏感性和适用程度有关.

现代气象学研究表明, 东亚夏季风的强弱变化主

要体现在夏季风前缘深入大陆内部的能力(Tao和Chen, 1987). 夏季风增强, 则季风雨带向北推移, 夏季风减弱则季风雨带向南撤退. 东亚夏季风每年向北推进达到的最北区域称为“夏季风边缘带”(图1; Qian等, 2007; Tang等, 2010), 是一条北东-南西走向的带状区域, 也是干旱区和湿润区的过渡地带. 因此, 夏季风边缘带环境系统对季风降水变化最为敏感. 显然, 夏季风边缘带的湖泊和黄土记录对明确全新世适宜期的时间至关重要.

2.3.1 湖泊记录

夏季风边缘带的岱海(Xiao等, 2004)、呼伦湖(Wen等, 2010a)、达里湖(Wen等, 2017)、公海(Chen等, 2015)和巴彦查干湖(Jiang等, 2006; 图1)的孢粉记录显示, 早全新世(11000~8000a)大部分地区为草原植被, 由禾本科、蒿属、藜科和麻黄属等组成, 说明气候整体偏干; 局部地区生长松属、桦木属、榆属和栎属等木本植物(Xiao等, 2004; Chen等, 2015). 中全新世(8000~3000a)木本花粉含量明显增加, 呈现森林草原景观, 纬度偏南的公海和岱海地区出现较多松属、栎属、桦木属、虎榛子属、榆属等, 纬度偏北的湖区植被则经历了2个时段的变化: (1) 8000~6000a, 达里湖和巴彦查干湖区木本植物主要为桦木属、榆属、栎属、榛属等, 呼伦湖区主要为桦木属和榛属; (2) 6000~3000a, 达里湖、巴彦查干湖和呼伦湖区松属明显增加, 桦木属、榆属、栎属等落叶阔叶树减少. 晚全新世(3000a至今), 草原植被再次扩张, 岱海和巴彦查干湖区的木本植物几乎消失, 公海、达里湖和呼伦湖区仍有松和桦木生长, 但是规模远小于全新世中期.

Xiao等(2008)分析了达里湖岩芯的总有机碳、无机碳以及C/N值, 据此重建了全新世湖面变化历史. 早全新世(11500~7600a)是达里湖湖面最高的时期, 中全新世(7600~3450a)湖面呈现波动特征, 晚全新世(3450a至今)湖水面积逐渐萎缩. 研究进一步显示, 早全新世达里湖湖面较高的原因是受到大兴安岭冰雪融水的补给, 而非季风降水的加强, 中全新世达里湖湖面升降则主要与夏季风降水变化有关.

夏季风边缘带不同研究点重建的温度差异较大, 巴彦查干(Jiang等, 2006, 2010)和呼伦湖(Wen等, 2010b)孢粉重建结果显示早-中全新世温度高于现代, 岱海(Xu等, 2010)孢粉重建结果则显示早全新世温度

低于现代而中全新世温度高于现代. 降水重建结果(Xu等, 2010; Wen等, 2010b; Jiang等, 2006, 2010; Chen等, 2015)相对较为一致, 中全新世为最湿润的时期, 雨量大约比现代高20~40%. 相对而言, 古温度重建结果误差较大, 有待进一步改进.

2.3.2 黄土记录

从黄土记录看, 全新世土壤最发育的部位基本上是粒度最细、磁化率最高的层位, 说明这个层位代表了夏季风最强、沙漠范围最小的时期(Yang和Ding, 2008, 2014). 根据景泰、渭源、庆阳、蓝田、荥阳5个黄土剖面(图1)的放射性碳测年结果(Yang S L等, 2015), 全新世土壤最发育层位的年龄大致为4ka. 沉积物有机质的年龄容易受到年轻有机质的影响, 诸如植物根系向下生长、生物扰动、可溶性有机质的下渗等, 从而使得土壤有机质的年龄比实际沉积年龄要年轻(Geyh等, 1983; Wang等, 1996). 据此, 全新世土壤最发育层位的年龄应该是中全新世, 即夏季风降水最强的时期出现在中全新世.

全新世适宜期, 黄土高原植被仍然以蒿属为主, 与末次冰盛期相比, 蓝刺头型菊科、藜科、白刺、麻黄减少, 禾本科和木本植物显著增加(Jiang等, 2013, 2014, 2016; Yang X X等, 2015). 从西北到东南, 榛属、栎属、松属、禾本科增加, 而蒿属和蒲公英型菊科减少. 整体上看, 黄土高原西北部为干草原景观, 东南部为草甸草原景观(Jiang等, 2014).

末次冰盛期以来, 北半球夏季太阳辐射持续增加, 于早全新世(11ka)达到最大值, 随后逐渐下降. 但是, 根据东亚夏季风边缘带的记录, 到中全新世(8ka)季风降水才达到高峰, 滞后太阳辐射约3000年. 一个可能的原因是: 北半球残余冰盖的存在导致北太平洋冷锋北撤迟缓, 从而阻碍了夏季风的北进(Xiao等, 2008).

2.3.3 千-百年尺度气候变化

传统上认为全新世气候相对稳定, 以地球轨道和全球冰量驱动下的渐变过程为特征. Bond等(1997)在格陵兰和北大西洋记录中发现全新世存在9个冷事件旋回, 周期为1470年. 这些冷事件在西南季风区的石笋(Wang等, 2005)、泥炭(Hong等, 2003)和东亚季风区的湖泊记录(Chen等, 2006; Xiao等, 2009)中均有明确响应. Bond等(2001)认为北大西洋全新世冷事件与太阳

活动有关, 但亦有其他学者提出不同机制, 诸如大洋环流(Bianchi和McCave, 1999; Debret等, 2007)、潮汐作用(Berger和von Rad, 2002)、北大西洋涛动(Girardeau等, 2000)、地磁场变化(St-Onge等, 2003)等.

最近, Xu等(2015)分析了中国东北玛珥湖5000多年来的孢粉记录, 检出了500年的冷暖变化周期. Tan等(2003)重建了北京石花洞石笋记录的2650年(665BC~AD1985)的夏季温度变化, 分辨率高达1年, 检出了206、325、758、900年的周期. 这些短尺度旋回通常被认为和太阳活动有密切联系(Tan等, 2003; Xu等, 2014), 但亦有些学者认为这些周期很大程度上是随机过程所致(Turner等, 2016). 总体上看, 中国北方全新世高分辨率气候变化研究仍十分薄弱.

3 全球温度变化对东亚夏季风的影响及启示

3.1 古增温对东亚夏季风雨带的影响

从末次冰盛期至全新世适宜期, 全球温度升高(图3), 夏季风雨带北进, 东亚地区降水大幅度增加. 季风雨带的推移在干旱区范围和植被带变化上可以很好地体现出来.

如前所述, 末次冰盛期中国北方沙漠、沙地东南边界大致和现代接近(图2; Sun等, 1998; Yang和Ding, 2008; 鹿化煜等, 2013; Ding和Yang, 2017). 至全新世适宜期, 贺兰山以东沙地的流沙基本被草原固定, 发育蒿草原和稀树草原(靳鹤龄等, 2001), 从而形成有机质含量较高的黑色沙层. 黑色沙层中通常夹一层或者数层黄颜色的沙层, 不同沙地甚至同一沙地内部黄沙层的年龄差异很大(李森等, 1995; 靳鹤龄等, 2001; Mason等, 2009; 杨利荣和岳乐平, 2011; 鹿化煜等, 2013), 说明全新世内部沙地的活化基本上为局地性的, 可能与人类活动有关. 孢粉记录(靳鹤龄等, 2001)还显示, 全新世适宜期贺兰山以东沙地自西向东湿度呈增加趋势. 根据已有研究结果(Sun等, 1998; 鹿化煜等, 2013; Ding和Yang, 2017), 从末次冰盛期至全新世适宜期中国北方沙漠环境向北撤退了大约300km, 向西撤退了约1000km. 由于沙漠环境的出现是干旱化的直接后果, 沙漠边界的移动很大程度上受控于季风降水, 因此沙漠边界的移动幅度可以大致视为夏季风雨带的推移幅度.

最近, Yang S L等(2015)分析了黄土高原21个黄土剖面(图4)的有机质碳同位素组成, 重建了末次冰盛期和全新世适宜期C₄植物生物量的空间格局. 结果显示, 无论是冰期还是间冰期, C₄生物量等值线的空间展布方向和现代降雨量等值线非常一致. 因此, C₄生物量分布格局可以视为东亚夏季风雨带的相似型. 以10~20%的C₄生物量等值线位置为参考, 从末次冰盛期至全新世适宜期, 东亚夏季风雨带向西北推进了至少300km(图4). 这一推移幅度和沙漠边界重建结果基本吻合.

3.2 全球变暖对中国北方气候的影响

目前, 全球变暖对气候的影响已经引起了世界各国政府、科学界和社会公众的广泛关注(IPCC, 2013). Held和Soden(2006)提出全球变暖气候效应的范式理论——“干旱区更干旱、湿润区更湿润”(The “Dry Gets Drier, Wet Gets Wetter” Paradigm). 该理论的基本逻辑为: 温度增加使得大气中水汽含量增加, 大气环流系统(三圈环流)中水汽的辐散和辐合增强, 从而导致干旱区降水进一步减少、湿润区降水进一步增加. 但是, Broecker和Putnam(2013)认为, 由于北半球大陆

比南半球大洋的增温速度快, 南北半球的热力不对称将使地球热赤道(热带辐合带)向北推移, 从而导致亚洲季风区变湿润.

值得注意的是, 20世纪70年代以来东亚夏季风减弱导致中国北旱南涝的现象和Held和Soden(2006)的模型是一致的. 但是, 从上述最近2万年的古增温地质记录看, 全球温度增加将导致东亚夏季风增强、季风雨带北进. 更早的地质温暖期, 诸如第四纪间冰期(Ding等, 1999; Yang和Ding, 2008)、上新世(Ding等, 2001; Yang等, 2018)和中中新世(Liu等, 2011; 邓涛, 2016), 中国北方降水均显著增加, 为典型的湿润时期. 显然, 地质记录支持Broecker和Putnam(2013)的观点. 反观Held和Soden(2006)的范式理论, 如果增温没有引发大气环流格局的调整, 的确会使干的地区更干旱, 湿的地区更湿润; 但是, 如果增温导致大气环流格局发生调整(比如季风环流及其雨带的位置变化), 那么干的地区将可能变湿, 湿的地区可能变干(Allan, 2014). 最近的研究(Rehfeld和Laepplé, 2016)表明, 温度和季风降水的关系与观测的时间尺度密切相关, 在大于30~50年的时间尺度上, 东亚季风降水与温度呈现正相关, 而在小于30年的时间尺度上, 东亚季风降

图4 末次冰盛期至全新世适宜期东亚夏季风雨带的位置变化

据Yang S L等(2015)改编

水与温度呈现负相关。鉴于目前的干旱化已持续近半个世纪, 我们有理由相信, 如果全球变暖持续下去, 中国北方将变得湿润。事实上, 这种逆转的征兆可能已经显现(Ding等, 2014)。

4 结语

总的说来, 从末次冰盛期至全新世, 轨道尺度东亚季风变化的研究材料和数据比较丰富, 季风变迁的宏观框架以及增温与夏季风加强的对应关系较为明了。但是, 高分辨率的东亚季风记录非常缺乏, 尤其是千、百年尺度和更高分辨率的古植被记录。另一方面, 全新世气候突变事件以及百年-十年尺度气候旋回在空间上的表现形式、气候参数定量化、区域对比性及其动力机制尚需进一步研究。这些工作对探究东亚季风的时空演变及其机制、预估未来气候变化以及评估全球变暖的生态效应均十分重要, 应将其作为今后地质记录及古气候模拟研究的重点。

致谢 感谢两位审稿人的宝贵意见。温锐林提供了部分古植被资料, 黄晓芳和王永达编排了部分图件和文献, 谨致谢忱。

参考文献

- 安芷生, 波特 S, 吴锡浩, 库茨巴赫 J, 王苏民, 刘晓东, 李小强, 王建, 周卫健, 肖家仪, 刘俊峰, 陆继军. 1993. 中国中、东部全新世气候适宜期与东亚夏季风变迁. 科学通报, 38: 1302-1305
- 陈发虎, 吴薇, 朱艳, Holmes J A, Madsen D B, 金明, Oviatt C G. 2004. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究. 科学通报, 49: 1-9
- 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 施祺, 靳立亚, Wunemann B. 2001. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化. 科学通报, 46: 1414-1419
- 陈建徽, 饶志国, 刘建宝, 黄伟, Feng S, 董广辉, 胡玉, 许清海, 陈发虎. 2016. 全新世东亚夏季风最强盛期出现在何时?——兼论中国南方石笋氧同位素的古气候意义. 中国科学: 地球科学, 46: 1494-1504
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 何金海, 董敏, 冯志强. 1991. 东亚季风. 北京: 气象出版社. 362
- 邓涛. 2016. 中国北方哺乳动物群在中中新世气候适宜期的记录和表现. 第四纪研究, 36: 810-819
- 靳鹤龄, 董光荣, 苏志珠, 孙良英. 2001. 全新世沙漠-黄土边界带空间

- 格局的重建. 科学通报, 46: 538-543
- 李森, 孙武, 李孝泽, 张勃. 1995. 浑善达克沙地全新世沉积特征与环境演变. 中国沙漠, 15: 323-331
- 鹿化煜, 弋双文, 徐志伟, 周亚利, 曾琳, 朱芳莹, 冯晗, 东丽娜, 卓海昕, 俞凯峰, Mason J A, 王晓勇, 陈英勇, 卢琦, 吴波, 董治宝, 屈建军, 王训明, 郭正堂. 2013. 末次冰盛期和全新世大暖期中国沙漠沙地的空间格局. 科学通报, 58, doi: 10.1007/s11434-013-5919-7
- 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 郭正堂. 1994. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. 中国科学B辑, 24: 1290-1297
- 沈吉. 2012. 末次冰盛期以来中国湖泊时空演变及驱动机制研究综述: 来自湖泊沉积的证据. 科学通报, 57: 3228-3242
- 汪品先, 卞云华, 李保华, 黄奇瑜. 1996. 西太平洋边缘海的“新仙女木”事件. 中国科学D辑: 地球科学, 26: 452-460
- 汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 54: 535-556
- 王苏民, 吉磊, 羊向东, 薛滨, 马燕, 胡守云. 1994. 内蒙古扎赉诺尔湖泊沉积物中的新仙女木事件记录. 科学通报, 39: 348-351
- 吴锡浩, 安芷生, 王苏民, 刘晓东, 李小强, 周卫健, 刘俊峰, 陆继军, Porter S C, Kutzbach J E. 1994. 中国全新世气候适宜期东亚夏季风时空变迁. 第四纪研究, 14: 24-37
- 杨利荣, 岳乐平. 2011. 浑善达克沙地末次冰期晚期到全新世的环境转型. 地球环境学报, 2: 301-306
- 朱震达. 1998. 中国土地荒漠化的概念、成因与防治. 第四纪研究, 18: 145-155
- Allan R P. 2014. Dichotomy of drought and deluge. *Nat Geosci*, 7: 700-701
- Alley R B, Clark P U. 1999. The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 27: 149-182
- An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, Wu X H, Wang S M, Liu X D, Li X Q, Zhou W J. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quat Sci Rev*, 19: 743-762
- Andersen K K, Azuma N, Barnola J M, Bigler M, Biscaye P, Caillon N, Chappellaz J, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Fischer H, Flückiger J, Fritzschke D, Fujii Y, Goto-Azuma K, Grönvold K, Gundestrup N S, Hansson M, Huber C, Hvidberg C S, Johnsen S J, Jonsell U, Jouzel J, Kipfstuhl S, Landais A, Leuenberger M, Lorrain R, Masson-Delmotte V, Miller H, Motoyama H, Narita H, Popp T, Rasmussen S O, Raynaud D, Rothlisberger R, Ruth U, Samyn D, Schwander J, Shoji H, Siggard-Andersen M L, Steffensen J P, Stocker T, Sveinbjörnsdóttir A E, Svensson A, Takata M, Tison J L, Thorsteinsson T, Watanabe O, Wilhelms F, White J W C, White J W C. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431: 147-151
- Back L, Russ K, Liu Z, Inoue K, Zhang J, Otto-Bliesner B. 2013. Global hydrological cycle response to rapid and slow global warming. *J Clim*, 26: 8781-8786

- Berger W H, von Rad U. 2002. Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: Hypothesis of tidal origin. *Glob Planet Change*, 34: 313–325
- Bianchi G G, McCave I N. 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397: 515–517
- Bond G, Kromer B, Beer J, Muscheler R, Evans M N, Showers W, Hoffmann S, Lotti-Bond R, Hajdas I, Bonani G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136
- Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, deMenocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257–1266
- Bradley R S, England J H. 2008. The Younger Dryas and the sea of ancient ice. *Quat Res*, 70: 1–10
- Brauer A, Haug G H, Dulski P, Sigman D M, Negendank J F W. 2008. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nat Geosci*, 1: 520–523
- Broecker W S, Andree M, Wolfli W, Oeschger H, Bonani G, Kennett J, Peteet D. 1988. The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3: 1–19
- Broecker W S, Kennett J P, Flower B P, Teller J T, Trumbore S, Bonani G, Wolfli W. 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341: 318–321
- Broecker W S, Peteet D M, Rind D. 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315: 21–26
- Broecker W S, Putnam A E. 2013. Hydrologic impacts of past shifts of Earth's thermal equator offer insight into those to be produced by fossil fuel CO₂. *Proc Natl Acad Sci USA*, 110: 16710–16715
- Cai B G, Edwards R L, Cheng H, Tan M, Wang X, Liu T S. 2008. A dry episode during the Younger Dryas and centennial-scale weak monsoon events during the early Holocene: A high-resolution stalagmite record from southeast of the Loess Plateau, China. *Geophys Res Lett*, 35: L02705
- Chase T N, Knaff J A, Pielke R A, Kalnay E. 2003. Changes in global monsoon circulations since 1950. *Nat Hazards*, 29: 229–254
- Chen C T A, Lan H C, Lou J Y, Chen Y C. 2003. The dry Holocene Megathermal in Inner Mongolia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 193: 181–200
- Chen F H, Cheng B, Zhao Y, Zhu Y, Madsen D B. 2006. Holocene environmental change inferred from a high-resolution pollen record, Lake Zhuyeze, arid China. *Holocene*, 16: 675–684
- Chen F H, Xu Q H, Chen J H, Birks H J, Liu J B, Zhang S R, Jin L Y, An C B, Telford R J, Cao X Y, Wang Z L, Zhang X J, Selvaraj K, Lu H Y, Li Y C, Zheng Z, Wang H P, Zhou A F, Dong G H, Zhang J W, Huang X Z, Bloemendal J, Rao Z G. 2015. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Quat Sci Rev*, 27: 351–364
- Chen F H, Yu Z C, Yang M L, Ito E, Wang S M, Madsen D B, Huang X Z, Zhao Y, Sato T, Birks H J B, Boomer I, Chen J H, An C B, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Sci Rep*, 5: 11186
- Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, Carlson A E, Clark J, Wohlfarth B, Mitrovica J X, Hostetler S W, McCabe A M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325: 710–714
- Clark P U, Shakun J D, Baker P A, Bartlein P J, Brewer S, Brook E, Carlson A E, Cheng H, Kaufman D S, Liu Z, Marchitto T M, Mix A C, Morrill C, Otto-Bliesner B L, Pahnke K, Russell J M, Whitlock C, Adkins J F, Blois J L, Clark J, Colman S M, Curry W B, Flower B P, He F, Johnson T C, Lynch-Stieglitz J, Markgraf V, McManus J, Mitrovica J X, Moreno P I, Williams J W. 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: E1134–E1142
- Dai X G, Wang P, Zhang K J. 2012. A decomposition study of moisture transport divergence for inter-decadal change in East Asia summer rainfall during 1958–2001. *Chin Phys B*, 21: 119201
- Debret M, Bout-Roumazielles V, Grousset F, Desmet M, McManus J F, Massei N, Sebag D, Petit J R, Copard Y, Trentesaux A. 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Clim Past*, 3: 569–575
- Ding Y H. 2004. Seasonal march of the East-Asian summer monsoon. In: Chang C P, ed. *East Asian Monsoon*. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. 3–53
- Ding Y H, Si D, Sun Y, Liu Y J, Song Y F. 2014. Inter-decadal variations, causes and future projection of the Asian summer Monsoon. *Eng Sci*, 12: 22–28
- Ding Y, Sun Y, Wang Z, Zhu Y, Song Y. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes. *Int J Climatol*, 29: 1926–1944
- Ding Y, Wang Z, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 28: 1139–1161
- Ding Z L, Rutter N W, Liu T S, Sun J M, Ren J Z, Rokosh D, Xiong S F. 1998. Correlation of Dansgaard-Oeschger cycles between Greenland ice and Chinese loess. *Paleoclimates*, 2: 281–291
- Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, Yang S L, Gu Z Y, Liu T S. 1999.

- Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 152: 49–66
- Ding Z L, Yang S L. 2017. Plio-Pleistocene changes in the arid and semi-arid regions of northern China on geological time-scales. In: Fu C, Mao H, eds. *Aridity Trend in Northern China*. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. 5–26
- Ding Z L, Yang S L, Sun J M, Liu T S. 2001. Iron geochemistry of loess and red clay deposits in the Chinese Loess Plateau and implications for long-term Asian monsoon evolution in the last 7.0 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 185: 99–109
- Dong G, Wang G, Chen H, Hasi. 1996. The formation and evolution of deserts in China. In: Geological Society of China, ed. *Progress in Geology of China (1993–1996): Papers to 30th IGC*. Beijing: China Ocean Press. 1001–1005
- Firestone R B, West A, Kennett J P, Becker L, Bunch T E, Revay Z S, Schultz P H, Belgia T, Kennett D J, Erlandson J M, Dickenson O J, Goodyear A C, Harris R S, Howard G A, Kloosterman J B, Lechler P, Mayewski P A, Montgomery J, Poreda R, Darrah T, Hee S S Q, Smith A R, Stich A, Topping W, Wittke J H, Wolbach W S. 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *Proc Natl Acad Sci USA*, 104: 16016–16021
- Gadgil S. 2003. The Indian monsoon and its variability. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 31: 429–467
- Gao L, Nie J S, Clemens S, Liu W G, Sun J M, Zech R, Huang Y S. 2012. The importance of solar insolation on the temperature variations for the past 110 kyr on the Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 317–318: 128–133
- Geyh M A, Roeschmann G, Wijmstra T A, Middelorp A A. 1983. The unreliability of ^{14}C dates obtained from buried sandy Podzols. *Radiocarbon*, 25: 409–416
- Giraudeau J, Cremer M, Manthé S, Labeyrie L, Bond G. 2000. Cocolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 257–268
- Halley E. 1686. An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. *Phil Trans*, 16: 153–168
- Han J M, Lu H Y, Wu N Q, Guo Z T. 1996. The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. *Stud Geophys Geod*, 40: 262–275
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J Clim*, 19: 5686–5699
- Heller F, Shen C D, Beer J, Liu X M, Liu T S, Bronger A, Suter M, Bonani G. 1993. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 114: 385–390
- Hong Y T, Hong B, Lin Q H, Zhu Y X, Shibata Y, Hirota M, Uchida M, Leng X T, Jiang H B, Xu H, Wang H, Yi L. 2003. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 211: 371–380
- IPCC. Climate Change. 2013. The Physical Science Basis. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. *Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press
- Ji M, Shen J, Wu J, Wang Y. 2015. Paleovegetation and paleoclimate evolution of past 27.7 cal ka BP recorded by pollen and charcoal of Lake Xingkai, Northeastern China. In: Kashiwaya K, Shen J, Kim J Y, eds. *Earth Surface Processes and Environmental Changes in East Asia: Records from Lake-catchment Systems*. Tokyo: Springer. 81–94
- Jiang W Y, Chen Y F, Yang X X, Yang S L. 2013. Chinese Loess Plateau vegetation since the Last Glacial Maximum and its implications for vegetation restoration. *J Appl Ecol*, 50: 440–448
- Jiang W Y, Guiot J, Chu G Q, Wu H B, Yuan B Y, Hatté C, Guo Z T. 2010. An improved methodology of the modern analogues technique for palaeoclimate reconstruction in arid and semi-arid regions. *Boreas*, 39: 145–153
- Jiang W Y, Guo Z T, Sun X J, Wu H B, Chu G Q, Yuan B Y, Hatté C, Guiot J. 2006. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. *Quat Res*, 65: 411–420
- Jiang W Y, Yang S L, Yang X X, Gu N. 2016. Negative impacts of afforestation and economic forestry on the Chinese Loess Plateau and proposed solutions. *Quat Int*, 399: 165–173
- Jiang W Y, Yang X X, Cheng Y F. 2014. Spatial patterns of vegetation and climate on the Chinese Loess Plateau since the Last Glacial Maximum. *Quat Int*, 334–335: 52–60
- Johnson R G, McClure B T. 1976. A model for northern hemisphere continental ice sheet variation. *Quat Res*, 6: 325–353
- Kennett D J, Kennett J P, West A, Mercer C, Hee S S Q, Bement L, Bunch T E, Sellers M, Wolbach W S. 2009. Nanodiamonds in the Younger Dryas boundary sediment layer. *Science*, 323: 94
- Lambeck K, Rouby H, Purcell A, Sun Y, Sambridge M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 15296–15303
- Levitus S, Antonov J I, Boyer T P, Stephens C. 2000. Warming of the world ocean. *Science*, 287: 2225–2229
- Li J, Wu Z, Jiang Z, He J. 2010. Can global warming strengthen the

- East Asian summer monsoon? *J Clim*, 23: 6696–6705
- Liu J, Chen J, Zhang X, Li Y, Rao Z, Chen F. 2015. Holocene East Asian summer monsoon records in northern China and their inconsistency with Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records. *Earth-Sci Rev*, 148: 194–208
- Liu X M, Rolph T, Bloemendal J, Shaw J, Liu T S. 1995. Quantitative estimates of palaeoprecipitation at Xifeng, in the loess plateau of China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 113: 243–248
- Liu Y S C, Utescher T, Zhou Z, Sun B. 2011. The evolution of Miocene climates in North China: Preliminary results of quantitative reconstructions from plant fossil records. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 304: 308–317
- Liu Z, Otto-Bliesner B L, He F, Brady E C, Tomas R, Clark P U, Carlson A E, Lynch-Stieglitz J, Curry W, Brook E, Erickson D, Jacob R, Kutzbach J, Cheng J. 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming. *Science*, 325: 310–314
- Lu H Y, Wu N Q, Liu K B, Jiang H, Liu T S. 2007. Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China II: Palaeoenvironmental reconstruction in the Loess Plateau. *Quat Sci Rev*, 26: 759–772
- Lu H, Yi S, Liu Z, Mason J A, Jiang D, Cheng J, Stevens T, Xu Z, Zhang E, Jin L, Zhang Z, Guo Z, Wang Y, Otto-Bliesner B. 2013. Variation of East Asian monsoon precipitation during the past 21 k.y. and potential CO_2 forcing. *Geology*, 41: 1023–1026
- Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola J M, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K, Stocker T F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650000–800000 years before present. *Nature*, 453: 379–382
- Ma Z B, Cheng H, Tan M, Edwards R L, Li H C, You C F, Duan W H, Wang X, Kelly M J. 2012. Timing and structure of the Younger Dryas event in northern China. *Quat Sci Rev*, 41: 83–93
- Maher B A, Thompson R, Zhou L P. 1994. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach. *Earth Planet Sci Lett*, 125: 461–471
- Mason J A, Lu H, Zhou Y, Miao X, Swinehart J B, Liu Z, Goble R J, Yi S. 2009. Dune mobility and aridity at the desert margin of northern China at a time of peak monsoon strength. *Geology*, 37: 947–950
- Nakagawa T, Tarasov P E, Kitagawa H, Yasuda Y, Gotanda K. 2006. Seasonally specific responses of the East Asian monsoon to deglacial climate changes. *Geology*, 34: 521–524
- Peterse F, Martínez-García A, Zhou B, Beets C J, Prins M A, Zheng H, Eglinton T I. 2014. Molecular records of continental air temperature and monsoon precipitation variability in East Asia spanning the past 130000 years. *Quat Sci Rev*, 83: 76–82
- Porter S C, An Z S. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375: 305–308
- Qian W H, Lin X, Zhu Y F, Xu Y, Fu J L. 2007. Climatic regime shift and decadal anomalous events in China. *Clim Change*, 84: 167–189
- Quade J, Broecker W S. 2009. Dryland hydrology in a warmer world: Lessons from the Last Glacial period. *Eur Phys J Spec Top*, 176: 21–36
- Rehfeld K, Laepple T. 2016. Warmer and wetter or warmer and dryer? Observed versus simulated covariability of Holocene temperature and rainfall in Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 436: 1–9
- Rooth C. 1982. Hydrology and ocean circulation. *Prog Oceanography*, 11: 131–149
- Severinghaus J P, Brook E G. 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, 286: 930–934
- Siebert M J, Dowdeswell J A, Melles M. 1999. Late weichselian glaciation of the Russian high arctic. *Quat Res*, 52: 273–285
- Snyder C W. 2016. Evolution of global temperature over the past two million years. *Nature*, 538: 226–228
- Stebich M, Mingram J, Han J T, Liu J Q. 2009. Late Pleistocene spread of (cool-)temperate forests in Northeast China and climate changes synchronous with the North Atlantic region. *Glob Planet Change*, 65: 56–70
- St-Onge G, Stoner J S, Hillaire-Marcel C. 2003. Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: Centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth Planet Sci Lett*, 209: 113–130
- Sun J M. 2000. Origin of eolian sand mobilization during the past 2300 years in the Mu Us Desert, China. *Quat Res*, 53: 78–88
- Sun J M, Ding Z L, Liu T S. 1998. Desert distributions during the glacial maximum and climatic optimum: Example of China. *Episodes*, 21: 28–31
- Sun J M, Zhang Z Q, Zhang L Y. 2009. New evidence on the age of the Taklimakan Desert. *Geology*, 37: 159–162
- Svensden J I, Alexanderson H, Astakhov V I, Demidov I, Dowdeswell J A, Funder S, Gataullin V, Henriksen M, Hjort C, Houmark-Nielsen M, Hubberten H W, Ingólfsson Ó, Jakobsson M, Kjær K H, Larsen E, Lokrantz H, Lunkka J P, Lyså A, Mangerud J, Matisoff A, Murray A, Möller P, Niessen F, Nikolskaya O, Polyak L, Saarnisto M, Siebert C, Siebert M J, Spielhagen R F, Stein R. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat Sci Rev*, 23: 1229–1271
- Svensson A, Andersen K K, Bigler M, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Davies S M, Johnsen S J, Muscheler R, Parrenin F, Rasmussen S O, Röthlisberger R, Seierstad I, Steffensen J P, Vinther B M. 2008. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim Past*,

- 4: 47–57
- Tan M, Liu T S, Hou J Z, Qin X G, Zhang H C, Li T Y. 2003. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophys Res Lett*, 30: 1617
- Tang X, Chen B D, Liang P, Qian W H. 2010. Definition and features of the north edge of the East Asian summer monsoon. *Acta Meteorol Sin*, 24: 43–49
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian Summer Monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford University Press. 60–92
- Turner T E, Swindles G T, Charman D J, Langdon P G, Morris P J, Booth R K, Parry L E, Nichols J E. 2016. Solar cycles or random processes? Evaluating solar variability in Holocene climate records. *Sci Rep*, 6: 23961
- Wang B, Clemens S C, Liu P. 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: Implications on geologic timescales. *Mar Geol*, 201: 5–21
- Wang H. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 18: 376–386
- Wang N A, Li Z, Li Y, Cheng H, Huang R. 2012. Younger Dryas event recorded by the mirabilite deposition in Huahai lake, Hexi Corridor, NW China. *Quat Int*, 250: 93–99
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, Kong X G, Shao X H, Chen S T, Wu J Y, Jiang X Y, Wang X F, An Z S. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 451: 1090–1093
- Wang Y, Amundson R, Trumbore S. 1996. Radiocarbon dating of soil organic matter. *Quat Res*, 45: 282–288
- Wang Y, Liu X, Herzschuh U. 2010. Asynchronous evolution of the Indian and East Asian Summer Monsoon indicated by Holocene moisture patterns in monsoonal central Asia. *Earth-Sci Rev*, 103: 135–153
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, Shukla J, Tomas R A, Yanai M, Yasunari T. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451–14510
- Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D Y, Xu Q H, Li Y C, Itoh S, Lomtatidze Z. 2010a. Holocene climate changes in the mid-high-latitude-monsoon margin reflected by the pollen record from Hulun Lake, northeastern Inner Mongolia. *Quat Res*, 73: 293–303
- Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D Y, Xu Q H, Li Y C, Itoh S. 2010b. Holocene precipitation and temperature variations in the East Asian monsoonal margin from pollen data from Hulun Lake in northeastern Inner Mongolia, China. *Boreas*, 39: 262–272
- Wen R L, Xiao J L, Fan J W, Zhang S R, Yamagata H. 2017. Pollen evidence for a mid-Holocene East Asian summer monsoon maximum in northern China. *Quat Sci Rev*, 176: 29–35
- Wu J, Liu Q, Wang L, Chu G Q, Liu J Q. 2016. Vegetation and climate change during the last deglaciation in the Great Khingan Mountain, Northeastern China. *Plos One*, 11: e0146261
- Xiao J L, Chang Z G, Wen R L, Zhai D Y, Itoh S, Lomtatidze Z. 2009. Holocene weak monsoon intervals indicated by low lake levels at Hulun Lake in the monsoonal margin region of northeastern Inner Mongolia, China. *Holocene*, 19: 899–908
- Xiao J L, Si B, Zhai D Y, Itoh S, Lomtatidze Z. 2008. Hydrology of Dali Lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability. *J Paleolimnol*, 40: 519–528
- Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, Yang X L, Liang W D, Inouchi Y. 2004. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: A direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quat Sci Rev*, 23: 1669–1679
- Xu D K, Lu H Y, Chu G Q, Wu N Q, Shen C M, Wang C, Mao L M. 2014. 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record. *Sci Rep*, 4: 3611
- Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, Tian F, Nakagawa T. 2010. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai Lake area, Inner Mongolia, China. *J Clim*, 23: 2856–2868
- Yang F, Lau K M. 2004. Trend and variability of China precipitation in spring and summer: Linkage to sea-surface temperatures. *Int J Climatol*, 24: 1625–1644
- Yang S L, Ding Z L. 2008. Advance-retreat history of the East-Asian summer monsoon rainfall belt over northern China during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet Sci Lett*, 274: 499–510
- Yang S L, Ding Z L. 2014. A 249 kyr stack of eight loess grain size records from northern China documenting millennial-scale climate variability. *Geochim Geophys Geosyst*, 15: 798–814
- Yang S L, Ding Z L, Feng S H, Jiang W Y, Huang X F, Guo L C. 2018. A strengthened East Asian Summer Monsoon during Pliocene warmth: Evidence from 'red clay' sediments at Pianguan, northern China. *J Asian Earth Sci*, 155: 124–133
- Yang S L, Ding Z L, Li Y Y, Wang X, Jiang W Y, Huang X F. 2015. Warming-induced northwestward migration of the East Asian monsoon rain belt from the Last Glacial Maximum to the mid-Holocene. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 13178–13183
- Yang X X, Jiang W Y, Yang S L, Kong Z C, Luo Y L. 2015. Vegetation and climate changes in the western Chinese Loess Plateau since the Last Glacial Maximum. *Quat Int*, 372: 58–65
- Zhou W J, Yu X F, Jull A J T, Burr G, Xiao J Y, Lu X F, Xian F. 2004.

High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18000 years.

[Quat Res](#), 62: 39–48

Zhou X, Sun L G, Zhan T, Huang W, Zhou X Y, Hao Q Z, Wang Y H,

He X Q, Zhao C, Zhang J, Qiao Y S, Ge J Y, Yan P, Yan Q, Shao D, Chu Z D, Yang W Q, Smol J P. 2016. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region. [Earth Planet Sci Lett](#), 456: 39–46

(责任编辑: 李小强)