中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 8 期: 1293 ~ 1307
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 两万年来的中国气候与环境专题

中国东部沙漠/沙地全新世地层序列及其古环境

杨小平[1*], 梁鹏[2,3], 张德国[1], 李鸿威[1], Patrick RIOUAL[2], 王旭龙[4], 许冰[2], 马志邦[2], 刘倩倩[5], 任孝宗[6], 胡凡根[7], 何毓新[8], 饶刚[8], 陈宁华[8]

1. 浙江大学地球科学学院地理科学系, 杭州 310027;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;
3. 中国科学院大学, 北京 100049;
4. 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 710061;
5. 复旦大学中国历史地理研究所, 上海 200433;
6. 太原师范学院地理学院, 太原 030619;
7. 宜春学院师范教育学院, 宜春 336000;
8. 浙江大学地球科学学院地质系, 杭州 310027
* E-mail: xpyang@zju.edu.cn

收稿日期: 2018-03-12; 收修改稿日期: 2018-10-22; 接受日期: 2018-11-09; 网络版发表日期: 2019-02-22
中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA05120502)和国家自然科学基金项目(批准号: 41672182)资助

摘要 通过对比中国东部沙漠/沙地典型地层序列的年代和古环境代用指标, 文章揭示了中国东部沙漠-沙地全新世以来的地表环境变化特征及其对古气候变化的响应. 风沙-古土壤沉积序列中一系列的古环境代用指标和光释光测年数据显示: (1) 库布齐沙漠大规模现代沙丘景观形成于全新世时期; 并在4~2ka期间普遍发育古土壤, 指示了该时段区域降水量或有效湿度增加并促进了植被生长, 风沙活动减弱, 进而导致有机质累积、土壤发育; 最近2ka沙丘大规模的扩张除了受自然因素影响, 还与人类活动密不可分, 丰富的沙源和人类活动共同促成了该沙漠现代景观的形成. (2) 浑善达克沙地现代沙丘景观可能形成于12ka左右, 而在此之前浑善达克沙地西部应是一个大湖; 在9.6~3ka期间, 浑善达克沙地比现代明显湿润, 普遍发育古土壤, 然而风沙活动并未完全停止; 全新世湿润期在该沙地可能具有穿时性, 沙地东部气候条件的转好早于西部. (3) 呼伦贝尔沙地的古土壤早在14.5ka便开始发育, 可能一直延续到最近2ka. 中国东部各个沙地的古土壤发育具有高度的空间异质性, 甚至各个沙地内部不同地点的古土壤发育时间也不一致, 但是总体上中全新世(尤其是在7.5~3.5ka)各个沙地趋于固定, 风沙活动强度显著减弱. 近十年来中国东部沙地的古环境记录数量迅速增长, 但是已经发表的数据数量与中国东部沙地广大的空间范围仍然不匹配, 要全面理解中国北方风沙活动与气候变化的关系还需对更多的风沙沉积剖面进行深入研究.

关键词 沙漠, 沙地, 环境演变, 库布齐沙漠, 浑善达克沙地, 呼伦贝尔沙地

中文引用格式: 杨小平, 梁鹏, 张德国, 李鸿威, Rioual P, 王旭龙, 许冰, 马志邦, 刘倩倩, 任孝宗, 胡凡根, 何毓新, 饶刚, 陈宁华. 2019. 中国东部沙漠/沙地全新世地层序列及其古环境. 中国科学: 地球科学, 49: 1293–1307, doi: 10.1360/N072018-00073
英文引用格式: Yang X, Liang P, Zhang D, Li H, Rioual P, Wang X, Xu B, Ma Z, Liu Q, Ren X, Hu F, He Y, Rao G, Chen N. 2019. Holocene aeolian stratigraphic sequences in the eastern portion of the desert belt (sand seas and sandy lands) in northern China and their palaeoenvironmental implications. Science China Earth Sciences, 62: 1302–1315, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9304-y

© 2019 《中国科学》杂志社

1 引言

约占全球陆地总面积~6%的沙漠-沙地(Pye和Tsoar, 2009)是干旱-半干旱区最主要的地貌景观. 风沙沉积物是干旱-半干旱区特殊的地质环境记录载体, 直接记录了沙漠-沙地环境变化及其对全球气候变化和人类活动的响应(Goudie, 2002; Lancaster等, 2013, 2016; Williams, 2014). 在中国, 约有566000km^{2}的土地被沙丘覆盖, 其中以流动沙丘为主的沙漠景观主要分布在年均降水量小于200mm的干旱区, 而以半固定-固定沙丘为主的沙地景观主要分布在年平均降水量为200~400mm的半干旱区(朱震达等, 1980).

近年来, 与全球变暖和极端事件增加密切相关的温室气体排放等科学问题引起了各国科学家和政府的广泛关注(IPCC, 2013). 中国科学院战略性先导科技专项"应对气候变化的碳收支认证及相关问题"之"影响与适应任务群"的关键任务之一就是评估典型地质历史时期中国环境格局和生态系统对气候变化的响应, 为未来人类适应气候变化提供"历史相似型"(郭正堂等, 2016). 模型预测表明在CO_2排放增加、全球变暖的气候背景下, 全球旱区的面积将会迅速增大, 土地退化加剧(Cherlet等, 2018), 在RCP8.5情景下, 21世纪末全球旱区面积将会增至陆地表面的56%(Dai, 2013; Huang等, 2016), 作为旱区主要地表景观的沙漠/沙地如何响应这种气候变化是人类社会面临的紧迫环境问题(Cherlet等, 2018). 另外, 近年来的研究显示沙漠生态系统是陆地上植物、土壤之外的第三个活动碳库, 在调节大气CO_2和全球气候变化过程中起到了关键作用(Wohlfahrt等, 2008; Stone, 2008; Evans等, 2014; Li等, 2015; Liu等, 2015). 然而, 要确定沙漠/沙地对气候变化的响应模式, 首先必须从沙丘发育的机理出发, 以沙漠内部古环境记录为载体, 以沉积学、年代学为手段, 综合研究地质历史时期沙漠/沙地的时空变化特征及其与古气候的联系.

但是由于沙漠地区面积广大, 交通不便, 加之缺乏可靠的高精度定年手段, 沙漠地区风沙的流动性及古环境代用指标的多解性, 相较于其他地区, 中国沙漠古环境研究尚不充分. 早期对沙漠沉积地质记录的研究多集中在沙漠边缘, 通过风成沙-黄土沉积间接推测沙漠环境形成历史(朱震达等, 1980), 而来自沙漠内部的直接证据相对较少. 近些年来, 随着释光定年技术在风成沙沉积中的广泛应用, 使得对风成沙直接定年成为可能, 来自沙漠内部的沉积记录逐渐增多(例如, Yang等, 2003, 2006, 2013, 2015; Lu等, 2005, 2013; 周亚利等, 2008; Mason等, 2009; Stauch等, 2012; Gong等, 2013; 范育新等, 2013; Qiang等, 2016; Stauch, 2016; Yang等, 2017; Guo等, 2018), 为认识沙漠演化历史与机制提供了一些直接证据. 光释光测年在风沙沉积物中的成功应用促进了沙漠环境演化的研究, 中国北方沙漠已经发表光释光年龄记录超过300个, 并且绝大部分集中在东部地区(Li和Yang, 2016). 研究显示, 中国东部沙地自末次冰盛期以来经历了显著的环境变化, 在全新世中期绝大多数沙地的沙丘都被植被固定并广泛发育古土壤(Zhu等, 1988; Lu等, 2005; Mason等, 2009; Yang等, 2013). 毛乌素沙地在早全新世(11.5~8ka)风沙活动频繁, 在8ka以后, 随着季风减弱温度降低减少了水分蒸发, 从而沙丘被固定(Mason等, 2009). 对浑善达克沙地的研究发现该地区在9.6~3ka沙丘基本被植被固定, 仅有少量的沙丘在沙地西部仍然活动(Yang等, 2013). 来自科尔沁沙地的研究表明, ~10ka以前, 这里的活动沙丘广泛存在; 8~3ka沙丘基本被固定; 3ka以来, 经历了多次沙丘固定与活化(Zhao等, 2007; Yang等, 2010, 2012). 但这些研究都是通过个别剖面反映区域环境和景观状态变化, 沙地内部的空间异质性使得这些剖面的区域代表性还有不确定性(Liang和Yang, 2016).

在碳专项项目十二"大暖期中国环境格局"支持下, 我们对中国东部沙地/沙漠进行了考察研究(图1). 本文主要拟对项目执行期间开展的关于东部沙区最西端的库布齐沙漠和浑善达克沙地、呼伦贝尔沙地典型地层序列的年代学、地貌学以及古气候学研究给予梳理和总结, 对全新世以来中国北方沙带东部的沙漠-沙地演化历史及时空变化进行讨论并探讨其古气候意义.

2 区域概况

中国北方沙漠/沙地基本上以贺兰山(~106°E)为界, 东部主要是以固定、半固定沙丘为主的沙地景观(位于黄河南岸的库布齐沙漠除外), 西部是以流动沙丘为主的沙漠景观(朱震达等, 1980; Yang等, 2011). 在古环境记录的表现形式上, 东西部地区也显著不同.

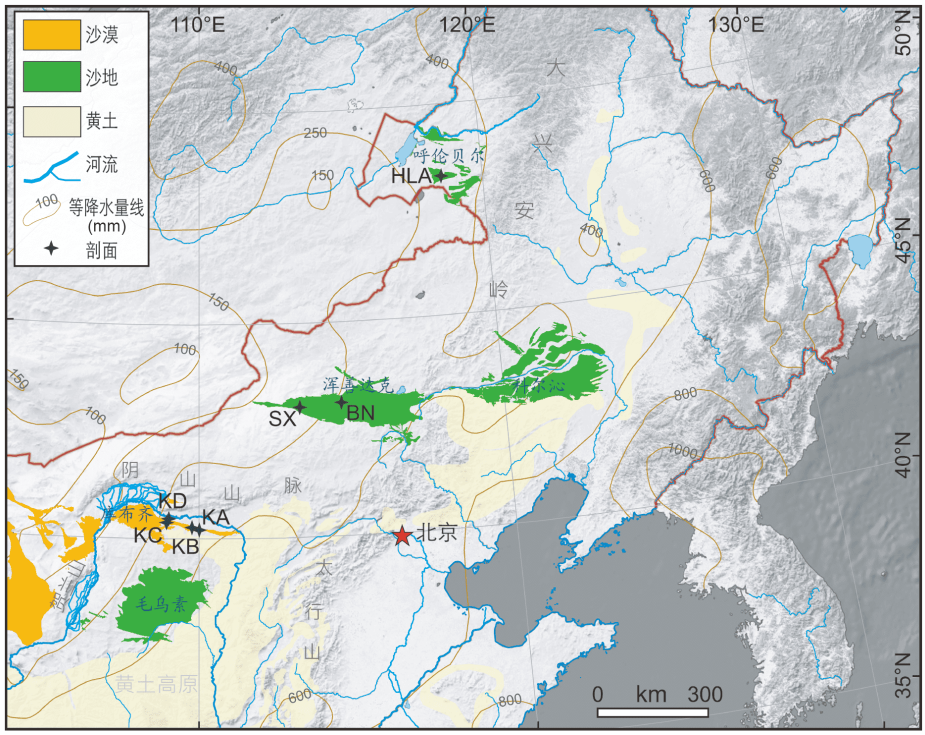

图 1　中国东部沙漠/沙地及剖面分布图

沙漠/沙地边界通过利用Google Earth影像目视解译获得. 多年平均等降水量线数据来源于WorldClim(v2.0)数据集(Fick和Hijmans, 2017)

西部沙漠主要是代表湿润时期的钙质胶结层和代表高湖面时期的湖相沉积(杨小平, 2000; 张虎才等, 2002; 陈发虎等, 2004; Yang等, 2003, 2006, 2011), 而东部沙地则主要表现为指示植被繁盛的埋藏古土壤和指示风沙活动的风沙层交替出现(Lu等, 2005; Mason等, 2009; Yang等, 2011, 2013; Guo等, 2018). 中国北方东部沙漠/沙地主要有库布齐沙漠、毛乌素沙地、浑善达克沙地、呼伦贝尔沙地、科尔沁沙地等(朱震达等, 1980; 图1).

库布齐沙漠位于鄂尔多斯高原北部、黄河南岸(图1), 东西长约300km, 南北宽从西部的100km向东部的20~30km逐渐递减. 发源于鄂尔多斯高原北部山地的十大孔兑(蒙语, 意为河流)从沙漠的东部和中部横穿后向北汇入黄河. 库布齐沙漠位于东亚夏季风边缘区, 受东亚夏季风影响, 年均降水量从沙漠东部的~400mm递减到西部的~150mm(图1). 虽然有较高的降水量, 但是库布齐沙漠80%以上的沙丘为流动沙丘(朱震达等, 1980), 成为中国唯一分布在半干旱地区且被流动沙丘覆盖的沙漠. 高达100m的横向沙丘上覆于黄河支流的冲洪积阶地, 并与北西西(NWW)主导风向垂直(Yang等, 2016).

浑善达克沙地位于内蒙古中部锡林郭勒草原南端, 东临大兴安岭, 南依阴山山脉, 向西一直延伸到二连盆地中部, 北部为平坦的干草原(图1). 浑善达克沙地地处东亚夏季风北缘, 属于温带半干旱气候, 受东亚夏季风影响, 年均降水量从东部的~450mm减少到西北部的~150mm(Yang等, 2013; 图1). 沙地西部植被少, 以流动和半固定沙丘为主, 流动的新月形沙丘及新月形沙丘链零星分布, 沙丘高度可达数米至数十米; 沙地东部植被较为茂盛, 沙丘发育受植被影响较大, 多属抛物线形、线形及格状沙丘(朱震达等, 1980; Yang等, 2008).

呼伦贝尔沙地位于大兴安岭西麓的呼伦贝尔高平原, 是中国纬度最高的沙地(图1). 其年均降水量从东部350mm向西部280mm递减(图1), 年均温−1℃. 发源于大兴安岭的海拉尔河、辉河、伊敏河、哈拉哈河穿过沙地汇入呼伦湖, 为呼伦贝尔沙地带来了充足的沙源. 总体来说, 呼伦贝尔沙地植被覆盖度较高, 大多数沙丘植被覆盖度高达30%, 部分高达50%. 呼伦贝尔沙

地主要由从北向南共三条沙带组成: 北部沙带位于海拉尔河左岸阶地上, 东西长约110km, 流动沙丘、风蚀坑、半固定沙丘广泛分布; 中部沙带主要分布于新巴尔虎左旗, 可见已被完全固定的抛物线型沙丘以及风蚀作用下再次活化的风蚀沙丘, 沙丘高度5~15m; 南部沙带已经基本被固定, 零星分布一些仍有风沙活动的风蚀坑(朱震达等, 1980).

3 材料与方法

通过野外考察, 我们在库布齐沙漠、浑善达克沙地、呼伦贝尔沙地共选择了7个典型的风沙-古土壤沉积剖面(图1). 在野外根据新鲜剖面的沉积物颜色、粒度、层理、纹理、沉积结构等沉积相特征进行详细的沉积相判读, 并采集年代学样品及常规古环境代用指标样品. 利用光释光定年手段建立了沉积剖面的年代框架, 在沉积地层判读的基础上, 又进行了沉积物粒度、磁化率等环境代用指标分析, 以期对这些剖面所反映的古环境信息进行解读.

本文库布齐沙漠、浑善达克沙地6个剖面年代数据来自Yang等(2013, 2016). 呼伦贝尔沙地的沉积剖面年代数据在中国科学院地球环境研究所释光年代实验室采用石英单测片再生剂量法进行测定(Murray和Wintle, 2000, 2003). 等效剂量测量在Daybreak 2200自动测量系统上完成. 环境剂量率根据样品中U、Th、K的含量计算得出(Guérin等, 2011), 并以样品含水量来校正, 同时考虑了宇宙射线对环境剂量率的贡献.

呼伦贝尔沙地沉积物样品粒度在Malvern Mastersizer 3000激光衍射粒度分析仪上测得. 沉积物平均粒径(Mz)和标准偏差(σ)采用Folk和Ward(1957)公式计算获得. 样品磁化率采用Bartington MS2磁力仪分别测量其低频磁化率(465Hz, χ_{lf})和高频磁化率(4650Hz, χ_{hf}), 以此计算频率磁化率$\chi_{fd}(\%)=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times100\%$(Heller等, 1991). 上述代用指标分析均在中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室完成.

4 结果

4.1 库布齐沙漠地层沉积序列

沙漠最东部的剖面KA(40°14′N, 109°57′E)出露于黄河支流高出现代河床100m的河流阶地上. 整个剖面厚4.4m, 由上下两层风成沙和中间一期古土壤组成(图2). 剖面最底部的风成沙(4.4~3.4m)可分为两部分: 底部(4.4~4m)为中等分选程度的浅黄棕色(10YR 6/4)细沙, 碳酸钙和总碳含量较高, 样品光释光年龄为(6060±810)a; 顶部(4~3.4m)为分选程度中等到良好的黄棕色(10YR 6/6)细沙-中沙, 相比底部, 粒度明显偏粗(图2). 剖面中间部分(3.4~1.5m)为古土壤, 主要由分选较差的棕色(10YR 5/3)粉沙和细沙构成, 在这期古土壤的顶部有一层约10cm厚的文化层, 其沉积物主要为分选中等的粉沙, 夹有少量的黑色碳屑(图2). 古土壤相比底部风成沙, 粒度明显偏细, 分选偏差(图2). 古土壤底部、中间和顶部的光释光年龄分别为(3850±440)a、(1900±195)a、(905±125)a(图2), 表明这期古土壤大约发育于4000~1000a. 剖面最顶部为1.5m厚的风沙层, 有发育很好的沙丘斜层理(图2), 主要为浅黄棕色(10YR 6/4)细沙, 分选程度由中等至良好, 该层1m处沉积物的光释光年龄为(235±35)a(图2).

剖面KB(40°17′N, 109°47′E)出露于高出黄河支流现代河床20m处的河流阶地上. 该剖面厚3.2m, 与剖面KA类似, 也是由两层风成沙和一期埋藏古土壤组成(图2). 剖面底部(3.2~2.4m)为浅黄色(10YR 6/4)、分选程度中等到良好的细沙, 2.9m处沉积物光释光年龄为(7870±745)a(图2). 古土壤(2.4~0.35m)由深灰色(10YR 4/2)、分选差的极细沙和少量粉沙组成; 与底部的古土壤不同, 顶部0.4m厚的古土壤发育更弱, 具有微弱的块状结构, 颜色偏棕色(10YR 5/3), 粒径更粗, 但分选程度更好(图2). 该层的光释光年龄表明古土壤的成壤时间大约介于(2870±320)~(2175±290)a. 古土壤被剖面顶部约为0.4m厚的风成沙所覆盖, 该风成沙为浅黄色(10YR 6/4)、分选极好的中细沙(图2).

剖面KC(40°22′N, 108°55′E)位于毛布拉孔兑一级阶地的顶部, 阶地高出现代河床22m. 整个剖面厚3.7m. 底部风成沙(3.7~0.7m)为浅黄棕色(10YR 6/4)、分选极好的细沙(图2). 顶部(0.7~0m)的冲洪积物为浅棕色(7.5YR 6/3)、分选差的黏土质粉沙(图2), 碳酸钙含量高达15%(Yang等, 2016). 同时, 在该剖面0.6m处左右还发现了两层非常坚硬的钙质胶结层, 其厚度约2cm, 主要由白色(5YR 8/1)粉沙构成. 该层指示了最新一期、河床曾位于这一高度的洪水过程. 年代学结果指示在(7520±590)~(3875±460)a期间河床处于准稳定状态, 而风沙沉积很可能出现在河道附近. 位于剖面

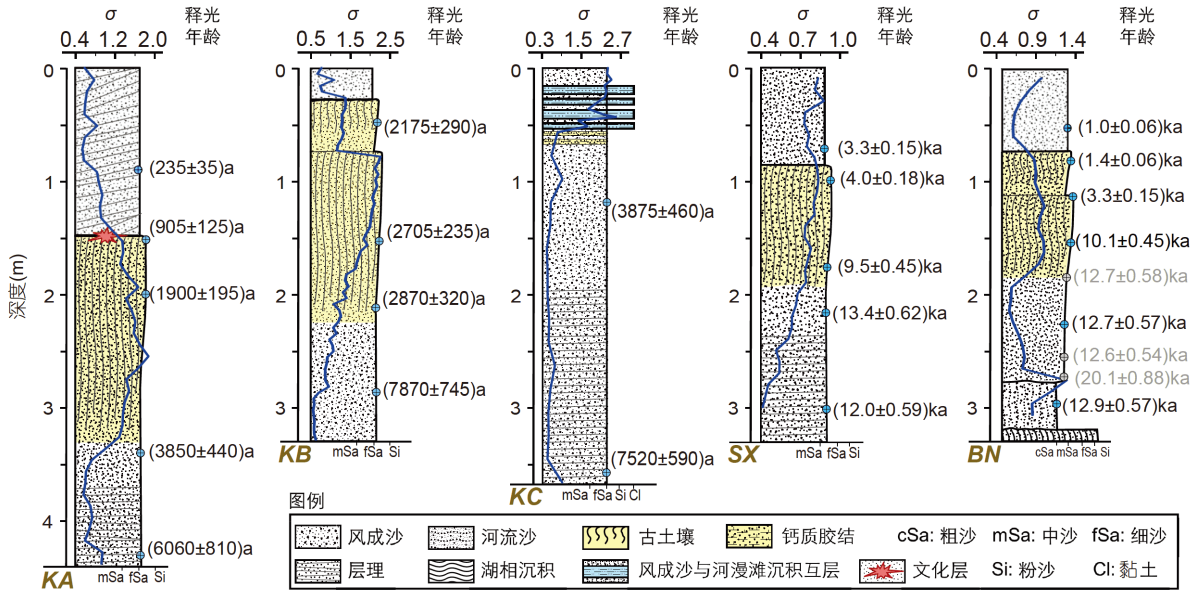

图 2　**库布齐沙漠(KA、KB、KC)及浑善达克沙地(SX、BN)剖面图、光释光年龄及粒度分选变化(蓝色曲线)**

顶部的风沙与河漫滩相沉积的快速转换表明河流可能在(3875±460)a之后发生了多次侧向摆动，从而形成了冲洪积物与风成沙的互层(图2).

我们测到最老的风沙沉积物出现在KD剖面(40°24′N, 108°59′E; 图1)底部, 该剖面近水平层理的沉积物中夹杂风成沙沉积, 近水平层理沉积物为白色(5YR 8/1)、分选差的中沙，碳酸盐胶结程度高，含有直径2~3mm的次圆形砾石. 其中风成沙石英颗粒的光释光年龄为(16240±1410)a. 该剖面出露于靠近黄河主河道的低洼区, 并被支流切割, 结合沉积相特征, 我们认为该部位原本是早期河道的一部分，沙质沉积物以河岸风沙沉积物的形式堆积形成.

这4个剖面中有3个剖面的底界年龄均为全新世, 而一个含较老风成沙的剖面位于河滨区域. 风成沙层与古土壤中的环境代用指标，如平均粒径、分选、碳酸钙含量、磁化率、总碳和总有机碳均有较大差异(Yang等, 2016). 风成沙粒度要明显粗于古土壤，分选也要好于古土壤(图2).

4.2　浑善达克沙地地层沉积序列

我们对浑善达克沙地中部和西部进行了详细的野外考察, 并在沙地西部选择了两个剖面, 这两剖面周围都有较好的植被覆盖，使得剖面不至于受到强列风蚀. 赛罕锡林剖面(SX, 43°04′N, 113°31′E)位于一较大的丘间低地内, 而巴彦淖尔剖面(BN, 43°08′N, 114°29′E)位于一大的四周被固定沙丘所包围的湖相沉积盆地(巴彦淖尔湖)的西侧. 该湖泊大部已干涸，现仅存一个规模很小的浅水湖泊, BN剖面高出现代湖泊水面约20m.

在野外考察中，根据剖面沉积物颜色、粒度、层理和碳酸盐含量，我们将SX剖面划分为3个单元(图2), 顶部(0.8~0m)和底部(3.1~2m)分别为两层浅黄色(4~9Y 7~9/6~8)和白-黄色(0~3.5Y 8~9/4~8)的风成沙沉积; 中间部分为一期颜色偏深(9.5~9.7YR 5~7/4~8)的古土壤. 我们分别在剖面底部和不同单元过渡位置获得了5个光释光年龄，最底部风成沙样品的年龄为12~13ka. 虽然底部两个样品年龄倒转(图2)，但是考虑到两样品的年龄误差范围，我们可以认为剖面底部风成沙年龄在13ka左右，也说明底部风成沙具有较快的沉积速率. 古土壤的形成始于约(9.5±0.45)ka而结束于约(4.0±0.18)ka (图2). 基于光释光年龄计算的平均沉积速率显示, 古土壤形成时期的沉积速率约为12~15cm kyr^{-1}，比风沙层沉积速率(30~75cm kyr^{-1})小得多.

从沉积相变化来看，BN剖面与SX剖面十分相似(图2)，也表现为中间一期古土壤将上下两层风成沙隔开, 所不同的是BN剖面底部风成沙的下面还有一层约0.5m厚的河湖相沉积层. 河湖相沉积顶部0.4m为分选

较差的暗黄色(9YR 7/6)粗沙, 与风成沙有显著差别, 指示其可能为湖岸或河流沉积; 河湖相沉积底部0.1m为胶结较好的黏土质粉沙(图2). BN剖面深棕色(6~7YR 2~7/2~7)古土壤出现在剖面的上部, 根据光释光年龄结果, 其开始发育于约(10.1±0.45)ka, 并持续到(3.3±0.15)ka. 在深色古土壤和最顶部黄色(5~7YR 4~7/6~8)风成沙之间有一个过渡层, 发育了较弱的古土壤, 表明风沙活动逐渐增强, 植被逐渐退化. 剖面最顶部和底部的风成沙年龄分别为1ka和13ka左右. 考虑到整个剖面年代的一致性, 在这里我们暂不考虑BN剖面倒数第二个光释光样品的年龄, 因为它指示的光释光年龄与整个剖面年代学框架矛盾(图2).

4.3 呼伦贝尔沙地地层沉积序列

呼伦贝尔沙地HLA剖面(48°19′N, 118°58′E)位于中部沙带东端(图1), 高于现代辉河河床约40m. 该剖面出露于一风蚀沙丘的南面, 包含两期发育较好的古土壤(图3), 剖面总厚度3.5m. 剖面底部(3.5~2.9m)为分选良好、有微弱近水平层理、呈浅褐色(10YR 8/2.5)的风成沙. 其上覆0.45m厚的弱成壤作用的古土壤(2.9~2.45m), 其母质为呈现棕色(7.5YR 4/4)的细沙. 2.45~2.0m为发育较好的古土壤, 呈现深棕色 (10YR 4/3), 并有微弱的土壤块状结构. 最上层(2.0~0m)为分选较好、黄褐色(10YR 6/4)的风成沙. 该层底部0.4m有微弱近水平层理, 上部无层理, 可见现代植被根系. 我们在该剖面沉积相发生变化处采集了3个释光年龄并对其进行了石英光释光测年. 结果显示: 底部风沙层顶部的石英释光年龄为(14.53±0.73)ka, 深色古土壤上部的释光年龄为(5.86±0.30)ka, 最上部的风沙层底部年龄为(0.53±0.04)ka(图3). 该剖面反映的古土壤成土时段约从14.5ka开始, 在中全新世经历了显著的成壤作用. 然而, 由于无法判断古土壤顶部是否有过沉积间断或遭受过剥蚀, 土壤发育的结束时间仍然无法厘定, 尽管上部风沙层底部的年龄为0.53ka左右. 但是可以确定, 顶部约2m厚的风沙沉积均是近500年以来发生的. 该剖面0.8m深度处有一层连续的枯枝落叶层(图3), 其AMS ^{14}C测年结果表明该落叶层是公元1950年以后的沉积, 该层上部0.8m厚的风沙是近60年来堆积的.

总体来看, 整个HLA剖面的沉积物都是分选良好的细沙, 但是古土壤发育阶段的细颗粒(<63μm)显著增高, 并具有较高的磁化率, 与沉积地层表现出很好的一致性(图3). 野外实验观测表明半干旱区植被覆盖度的增加能促进捕获大气粉尘, 而这正是土壤中细颗粒的主要来源(Yan等, 2011). 来自毛乌素沙地不同植被覆盖度下的表沙样品粒度分析表明: 固定沙丘和半固定沙丘具有显著增加的<63μm颗粒(Liu等, 2017). 这些现代环境观测分析说明古土壤中细颗粒成分的增加应该与植被恢复、沙丘固定有着密切联系.

5 讨论与结论

5.1 库布齐沙漠地层沉积序列所指示沙漠景观的年龄及全新世环境变化

如前所述, 在库布齐沙漠的4个剖面中, 虽然最老的风成沙(年龄约为16ka)出现在河道附近的KD剖面中, 但是它并不能作为大规模沙漠景观出现的直接证据. 河岸与湖滨区域经常是沙源的富集区, 极易在风力的作用下出现风沙活动, 并形成湖滨沙丘或河岸沙丘(Maroulis等, 2007; Cohen等, 2010; Halfen等, 2016). 因此, 我们认为用这些地貌部位的风沙沉积作为干旱沙漠出现的证据会有一定的不确定性. 我们判断该剖面中的风沙可能代表的是河岸近源沙丘的发育, 其形成主要与可利用的松散沙源供应增多有关, 而并非源于干旱的气候条件. 范育新等(2013)对库布齐沙漠风成沙沉积剖面测得的大部分光释光年龄都在全新世时期, 大致与我们的结果相一致. 但是, 由于库布齐沙漠的特殊性, 现有的剖面对全面认识该沙漠的形成历史还远远不足, 目前的证据还无法确定全新世以来沙漠内部的风沙堆积事件反映的是来自黄河(Liu和Yang, 2018)的沙源增多, 还是多源的下覆沙质沉积物的翻新和活化.

剖面KA、KB、KC均出露于河流阶地之上, 光释光年龄表明约4m厚的风成沙沉积于最近8ka以来的某些时段. 如图2所示, 在KA、KB剖面中都有一期埋藏古土壤, 这表明在约4~2ka的某个百年-千年尺度的时段内气候环境转好. 通常来说, 半干旱区古土壤的出现通常对应于干草原或森林-干草原植被类型, 而沙丘沙的出现则对应于荒漠景观(Zhu等, 1988; Yang和Eitel, 2016). 在KA和KB两个剖面中, 埋藏古土壤的总有机碳含量和频率磁化率要显著高于风成沙(Yang等, 2016), 指示了较强的成壤作用. 因此可以推断, 库布齐

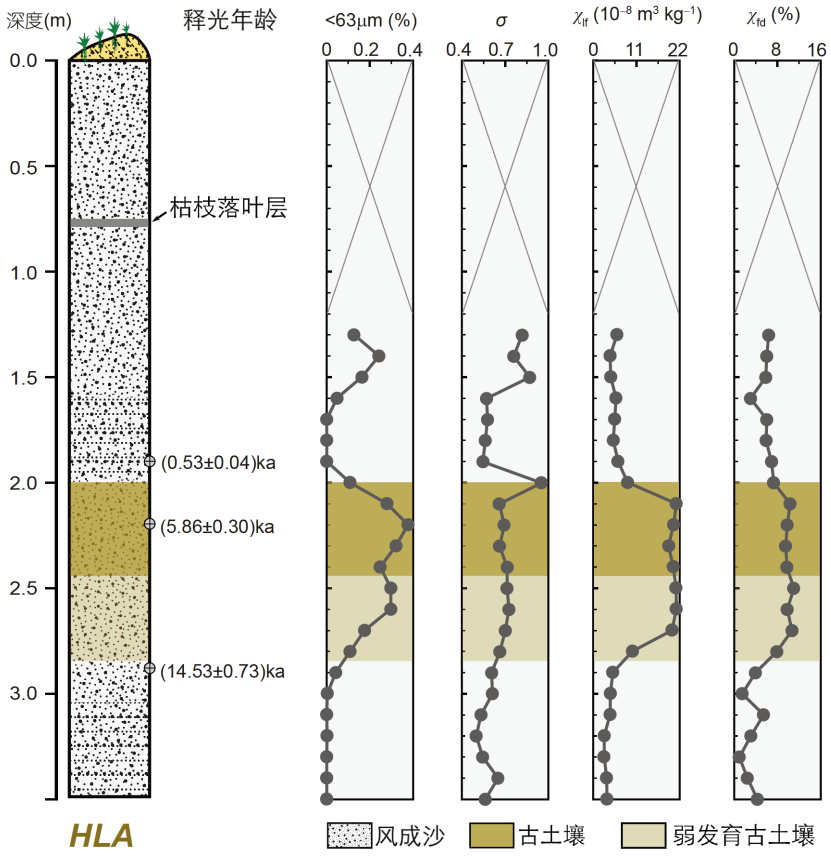

图 3　剖面HLA沉积序列、释光年龄及环境代用指标变化

沙漠在约4~2ka期间可能为一个降水或有效湿度增高、有利于植被生长、土壤发育以及有机质累积的时期. 位于偏西的KC、KD剖面未出现类似于东部两个剖面的埋藏古土壤, 这与库布齐沙漠东西现代环境格局及现代气候背景一致. 对位于库布齐沙漠南部的毛乌素沙地现代环境监测表明, 在风力减小、人类活动减弱、降水略有增加的背景下, 毛乌素沙地东西部地区植被恢复能力是不同步的; 东部地区优先响应, 而西部地区有赖于气候环境的持续转好(Liang和Yang, 2016). 这暗示了库布齐沙漠东西部地区对气候变化的响应也可能是不同步的. 在气候转好的背景下, 东部可能优先响应, 沙丘固化, 并逐渐发育古土壤, 而西部地区可能风沙活动仍然继续, 至少未形成土壤发育的环境条件.

如图2所示, 在KA、KB剖面中, 古土壤都被风沙层所覆盖, 指示了在距今1~2ka左右, 库布齐沙漠风沙活动增强, 沙丘活化. 这一沙丘活化期大致与该地区汉代(公元前202BC~公元220年)和唐代(公元618~907年)人类活动扩张相对应, 说明其可能与人类活动增强有关. 历史地理研究和现代观测均表明放牧和农业活动都可以导致半干旱地区的景观退化和沙丘活化(朱震达和刘恕, 1981; Forman等, 2008; Williams, 1994; Li和Yang, 2014; Liang和Yang, 2016; Cherlet等, 2018). 据历史文献记载, 库布齐沙漠地区在历史时期曾出现过多个县级的人口聚集地或城市(王北辰, 1991; 图4). 秦汉时期, 出现了向库布齐沙漠的大量移民. 例如, 汉朝军队于公元前127年(元朔二年)占领了黄河南部地区, 并建立了管辖十余个县的行政中心朔方郡(班固, 公元前206~公元220年; 郦道元, 公元439~534年. 引自王北辰, 1991; 图4). 该中心的出现, 激励了那个时期中国西北边疆的经济发展.

在现在的库布齐沙漠地区, 早至3000年前就已经出现人口聚居点(图4). 秦汉以后, 在移民实边政策的驱动下, 大量人口在现今库布齐沙漠地区从事农业活

动并引水灌溉(王北辰, 1991). 黄河及其支流水的大量消耗可能导致部分河床干涸, 进而这些暴露地表的干河床沉积物为沙丘-沙漠的发育提供了充足的沙源(Liu和Yang, 2018), 这种现象在当今中国西北干旱地区尤其普遍(Yang等, 2006a). 因此, 我们认为, 全新世晚期库布齐沙漠的环境恶化以及沙丘建造可能与该地区人类活动增强有着密切的联系.

5.2 浑善达克沙地风沙-古土壤沉积序列反映的全新世环境变化

浑善达克沙地拥有大量被固定沙丘包围的浅湖盆, 它们的存在暗示该地区水文条件曾发生过显著变化. 我们在浑善达克沙地西部海拔约1090m的位置曾发现湖相沉积物, 结合数字高程模型(DEM), 我们认为浑善达克沙地西部地区在晚第四纪时期可能存在一个统一的大湖(Yang等, 2011). 虽然还没有海拔1090m处湖相沉积物确切的年代数据, 但是根据BN剖面底部沉积物所呈现的河湖相特征(图2), 我们推测这个大湖的存在时间应该在12~13ka之前, 即在末次冰消期, 发源于南部山区的河流可能给这个随后形成的大湖提供了大量水源. 我们判断大湖的形成时期要早于沙丘景观的形成, 目前出现在浑善达克沙地西部的沙丘景观应是晚更新世以来形成的. 李孝泽和董光荣(1998)先生提出的浑善达克沙地在上新世就已形成的观点还需商榷. 在浑善达克沙地以南发现的沙楔等沉积证据表明末次冰盛期中国北方广泛发育连续多年冻土, 多年冻土南界可能延伸到38°N(Vandenberghe等, 2004; Zhao等, 2014), 这说明整个浑善达克沙地地表在末次冰盛期可能被冻结, 潜在沙源被控制, 风沙活动不活跃.

风沙沉积中古土壤的出现意味着气候环境的逐渐转好, 并使得植被稳定生长从而抑制风沙活动. 根据光释光年龄结果, SX剖面古土壤形成的起始时间略晚于BN剖面(图2), 这可能是因为这两个地区的多年平均降水量存在一定差异(目前浑善达克沙地东、西地区的降水量差约为300mm). 我们认为, 浑善达克沙地晚更新世环境变化可能具有穿时性, 在早全新世, SX剖面所在地区气候条件的转好略晚于BN剖面所属区域. 浑善达克沙地南部的沉积剖面古土壤下界为(9.36±0.27)ka (Yang等, 2008), 也与沙地西部的结果基本一致. 然而, 由于我们所获得的光释光年龄的差异都在误差范围内, 所以, 即使不考虑地区差异, 浑善达克地区湿度的显著增强的时间也不会晚于9ka. 在沙地东部, 这一时期以河湖密集和高湖面为主要标志, 也指示了水分条件优越、植被覆盖良好和风沙活动较弱的环境(Yang等, 2015; Goldsmith等, 2017). 另外, 浑善达克沙地南部发现的古鱼鳞云杉残体的^{14}C年龄为(10040±100)a BP (崔海亭等, 1997), 表明该地区在10~9ka BP左右为较湿润的森林景观. 这与我们发现的古土壤开始发育年龄较为吻合. 虽然风沙释光测年方法难以提供准确、高分辨率的古环境记录时间标尺, 但是我们可以归纳为有效湿度的增加是从大约9ka开始, 一直持续到3ka左右. 结合古环境代用指标及数值模拟结果, Yang等(2013)推测早中全新世时期浑善达克沙地的年降水量可能增加30~140mm. 然而, 也有学者认为浑善达克沙

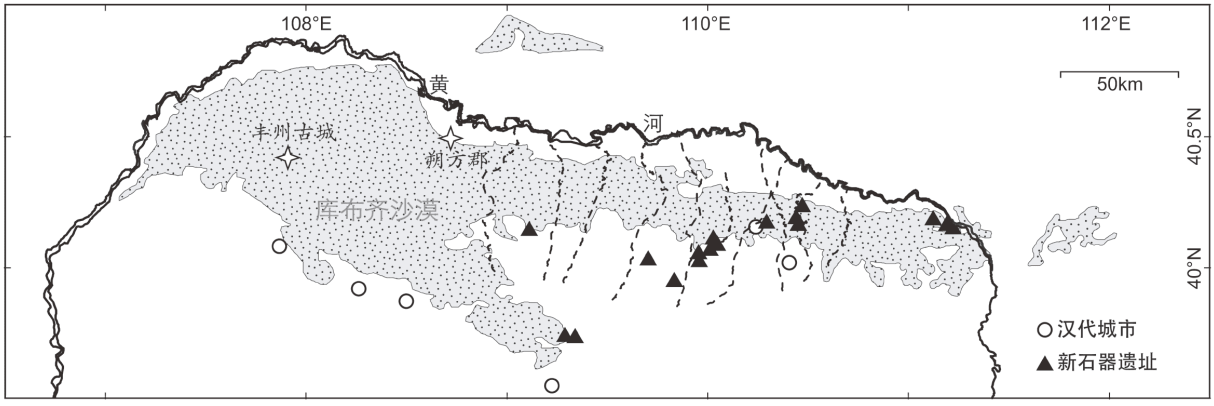

图 4 库布齐沙漠新石器时代及汉代遗址分布图

遗址分布据国家文物局(2003); 唐丰州城、汉朔方郡根据王北辰(1991)恢复

地在距今9.9~8.2ka期间沙丘风沙活动仍在进行，而在8.2~2.7ka才逐渐被固定(周亚利等, 2008).

BN剖面平均粒径的变化表明古土壤较风成沙稍细, 但这种趋势在SX剖面并不明显(Yang等, 2013). 这意味古土壤形成时期风沙沉积过程并未完全停止. 这也是半干旱区成壤过程的共性, 即成壤作用的同时, 风沙活动仍然会进行, 随着植被生长, 沙丘被固定, 有机质逐渐累积, 并形成这种很厚的加积型土壤(Randall和Sharon, 2005).

5.3 中国东部沙地全新世风沙活动的时空变化

总体来看，中国东部沙地在晚更新世时期都有沙丘活动，而在中全新世时出现了大规模的沙丘固定过程，并发育古土壤(图5)，其模式类似于之前讨论的浑善达克沙地. 但是，更长的沙丘固定状态出现在浑善达克沙地以东地区, 如科尔沁沙地和呼伦贝尔沙地(图3和5). 多个沉积剖面及其释光年龄显示科尔沁沙地于7.5~2.0ka被完全固定并发育黑钙土，而在10~7.5ka该地区的沙丘可能处于半固定状态(Zhao等, 2007). 后来的多个研究剖面也呈现出类似的模式(Yang等, 2010, 2012)，尽管古土壤的确切发育时间有所差异. 呼伦贝尔沙地的沉积特点是古土壤中夹杂着很薄的风成沙沉积，前期风沙沉积剖面研究表明呼伦贝尔北部沙带古土壤发育从12.4ka一直持续到4.4ka(Li和Sun, 2006)甚至更晚(Li等, 2002). 位于中部沙带的HLA剖面表明早至14.5ka左右，部分地区环境已经开始转好并发育古土壤了, 并且到全新世中期, 成壤作用增强, 可能一直持续到约两千年前(图3). 在毛乌素沙地，有证据表明沙丘活动的时期为13~6ka(Mason等, 2009)，而该沙地东部地区古土壤发育的年代介于7.0~2.4ka(Lu等, 2005)，有些剖面则显示毛乌素沙地较为湿润阶段介于9~5.6ka(Sun等, 2006). 综合前人研究, 我们认为在东部所有的沙地中，呼伦贝尔沙地经历了最长的沙丘固定期(图5)，这可能和该地相对较高的年均降水量和处于较高纬度低温导致的潜在蒸发较低有关(图6).

需要注意的是，即使在同一个沙地不同地点的沉积剖面所记录的湿润阶段也会有所差异(图5). 从不同的研究剖面难免会归纳出相矛盾的结论，显示出空间异质性对沙地古环境重建的影响. 这也说明了利用沙丘记录进行古环境重建的复杂性. 例如，与我们SX、BN、HLA剖面的记录不同，Mason等(2009)报道中国东部沙地在全新世早期(11.5~8ka)仍然处于活动状态, 甚至在8~6ka左右的全新世大暖期，风沙活动仍很常见. 为了减少空间异质性影响并能构建大尺度的环境变化框架，Li和Yang(2016)利用已公开发表的剖面及年代数据，统计了代表沙丘固化过程的古土壤年龄在整个年龄数据库中所占比例. 结果显示，中全新世中国北方沙漠/沙地古土壤年龄记录占比超过60%(图5)，表明中国北方沙地在中全新世应基本处于稳定状态，风沙活动强度显著减弱. 然而, 由于古土壤存在着广泛的生物扰动，其释光年龄有一定的不确定性(Yang等, 2013; Hesse, 2016). 为了减少这种不确定性，我们又分析研究了公开发表于同行评审期刊、 有详细地层描述、来自风沙层且周围基本无生物扰动痕迹，且有详细的释光测年原始数据可信度评价的释光年龄数据，利用其释光年龄和误差进行累积概率密度统计(Hesse, 2016; Stauch, 2016). 结果显示: 截止2018年3月, 已发表的中国东部沙地风沙释光年龄(不包含古土壤年龄)共135个，主要分布在早于7.5ka或3.5ka以来，而7.5~3.5ka仅有少量的风沙沉积记录(图5). 这暗示着在这段时间, 可能整个中国东部沙地被全面固化, 风沙活动基本偃旗息鼓. 即使有个别剖面记录, 也是区域性的风沙活动.

为了更好地理解中国东部不同沙地对气候变化的响应差异，我们对中国东部沙地现代气候背景按照沙区范围进行了随机抽样分析(图6). 从夏季NDVI所反映的现代沙地植被覆盖状况来看，位于最东部的科尔沁沙地以及最北部的呼伦贝尔沙地最高(图6d). 中国东部各沙漠/沙地的年降水量各有差异，总体上介于200~500mm, 其中以浑善达克沙地的区域差异最大(图6a). 综合温度因素导致的潜在蒸散量(Zomer等, 2006; 图6b)，我们计算了各个沙地的有效湿度(年降雨量/年潜在蒸散量)，结果显示植被覆盖度(本文用NDVI表示)和有效湿度分布模式一致(图6d和6e). 流动沙丘广布的库布齐沙漠最为干旱, 其有效湿度<0.3; 植被覆盖最好的呼伦贝尔沙地和科尔沁沙地较为湿润，有效湿度>0.4(图6e). 我们对1979~2017年的风况进行分析并根据Fryberger和Dean(1979)提供的方法计算了各个沙地的潜在输沙势, 统计分析表明, 除了浑善达克沙地处于中高风能区，其余沙漠/沙地的总输沙势均低于200vu，属于低风能环境(图6c). 现代环境的区域差异和古环境记录表现出良好的一致性，解释了大尺度上

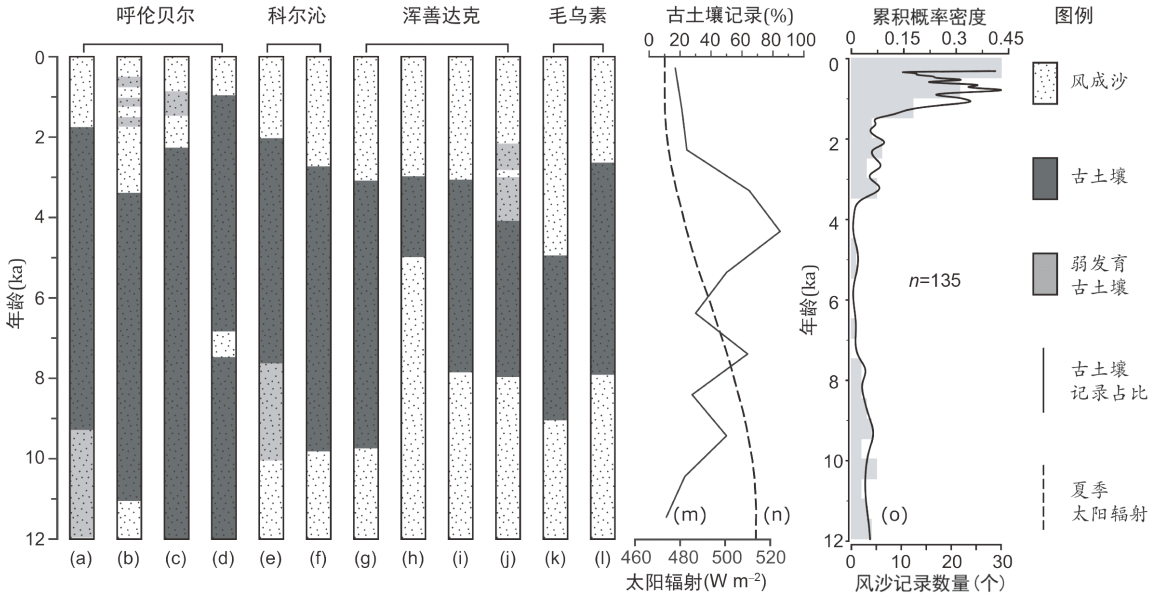

图 5　全新世以来中国东部沙地风沙活动变化特征及其与30°N夏季太阳辐射量变化对比

(a)~(l)为不同来源典型风沙古土壤序列对比; (m)为中国东部沙地代表沙丘固定的古土壤记录占总记录的百分比(Li和Yang, 2016); (n)为30°N夏季太阳辐射(Berger和Loutre, 1991); (o)为本文搜集的所有中国东部沙地风沙沉积释光数据及其概率密度分布图, 本数据集仅收录已发表文献中有详细地层描述并确定是风成沙层的释光年代数据. (a)~(l)数据来源: (a) 本文; (b) Li和Sun(2006); (c) Li等(2002); (d) Lu等(2013); (e) Zhao等(2007); (f) Yang等(2010); (g) 本文; (h) Yang等(2008); (i) Mason等(2009); (j) Gong等(2013); (k) Sun等(2006); (l) Lu等(2005)

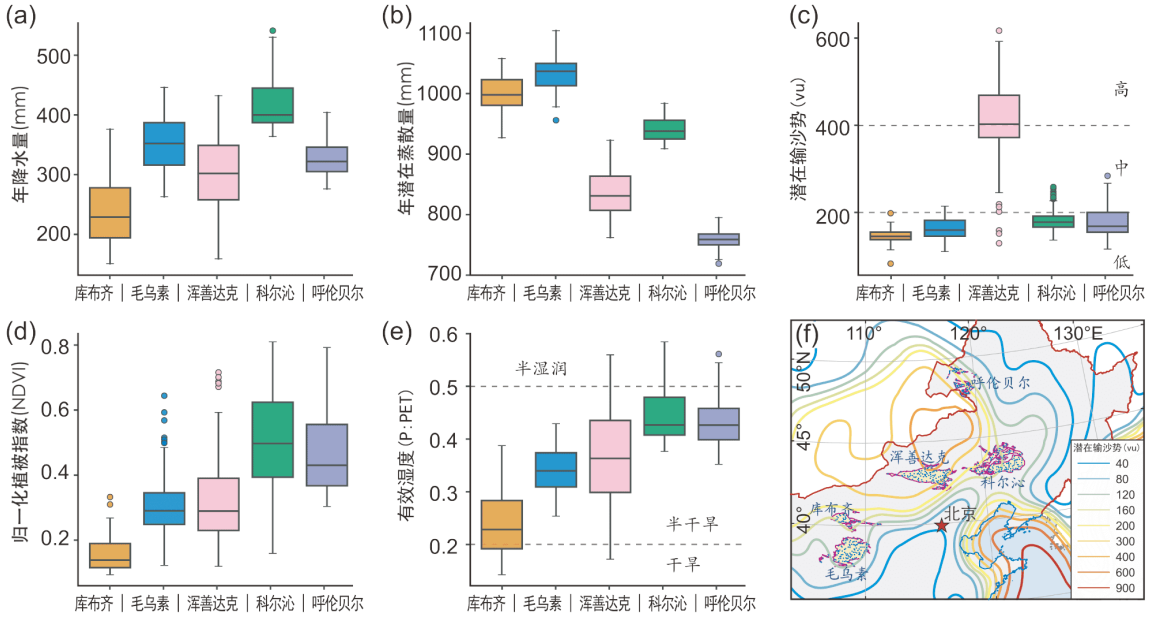

图 6　中国东部沙地现代气候环境对比

(a) 多年平均降水量(数据来自Fick和Hijmans, 2017); (b) Hargreaves多年平均潜在蒸散量(数据来自Zomer等, 2006); (c) 1979~2017年潜在输沙势(根据ECMWF数据计算); (d) MODIS夏季归一化植被指数; (e) 多年平均降水量与多年潜在蒸散量比值, 干旱程度划分方法根据UNEP (1997); (f) 各个沙地随机样点(蓝色圆点)分布图及中国东部潜在输沙势等值线图

不同沙地沙丘固定与活化的不同时性. 处于东部的呼伦贝尔沙地和科尔沁沙地相对优越的自然气候条件(较高的有效湿度)促使其对气候变化优先响应, 更容易固定. 而处于西部的毛乌素沙地、库布齐沙漠则需要更高的降水量、更适宜的气候才能开始固化并发育古土壤. 这与浑善达克沙地内部BN和SX剖面表现出的穿时性类似. 这也启示我们现代气候格局对研究古环境有极重要的参考价值.

5.4　中国北方沙漠/沙地古环境记录及其沉积序列的多解性问题

最近几年, 随着沙漠沉积地层光释光年龄的增多, 风沙年龄本身也成为了反应风沙活动强弱的代用指标(Li和Yang, 2016; Hesse, 2016; Stauch, 2016). 在国际第四纪研究联合会(INQUA)的推动下, 利用区域大量沉积剖面而非单个剖面的沉积状态以及对应的年龄重建区域沙丘活动历史及其对气候变化的响应成为沙漠古环境研究的趋势(Lancaster等, 2016; Thomas和Bailey, 2017). Li和Yang(2016)按照全球第四纪沙漠-沙地年代数据库(INQUA Dunes Atlas Chronologic Database)数据标准(Lancaster等, 2016)搜集、整理前人已发表的相关文献资料, 共获得了中国沙漠、沙地331个风沙沉积年代数据, 这其中大部分数据为释光年龄, 仅25个为^{14}C年龄. 从目前的数据库视角来看, 中国沙漠/沙地风沙沉积年龄记录时空分布不均衡. 在时间分布上, 绝大多数年龄记录集中在末次冰盛期以来, 其中又有约85%的年龄记录来自全新世(Li和Yang, 2016). 相较于其他地区, 沙漠/沙地所在的干旱-半干旱区风蚀强烈, 搬运、沉积过程迅速, 风沙沉积记录保存较为困难, 表现为随着年龄的变老, 风沙沉积记录数量急剧减少(Li和Yang, 2016). 在空间分布上, 中国东部沙地虽然规模较小, 但年龄记录数量明显高于西部沙漠, 作为中国面积最大的沙漠塔克拉玛干仅有零星的年龄记录. 虽然东部沙地数据较多, 但记录的时间尺度普遍较短, 这可能与沙量的多寡有关(Li和Yang, 2016). 即使如此, 中国东部沙地现有的古环境记录数量仍然不足以精细刻画中国东部沙地环境变化历史, 其记录数量与中国广大的沙地空间范围很不匹配. 2016年出版的全球第四纪沙漠-沙地年代数据库中, 非洲南部沙漠和澳大利亚沙漠的释光年龄数据均超过600条, 而北美沙漠年龄数据接近1000条(Lancaster等, 2016; Hesse, 2016; Halfen等, 2016), 可见中国沙漠地区古环境记录与世界其他沙漠研究仍有很大差距.

在沉积记录匮乏的干旱与半干旱地区, 风沙沉积在古环境重建方面有着不可替代的作用. 然而, 对其进行古环境解读时, 以下几点常常难以在短时间内确定:

(1) 沙漠植被覆盖的空间异质性问题在北方沙区(尤其是沙地)比较突出. 同一区域内, 沙丘与丘间地景观迥异; 流动沙丘与半固定沙丘常常共存; 即便是同一个沙丘, 其迎风坡与背风坡的植被覆盖也会有巨大差别. 由此导致不同地点沉积序列并不一致. 因此, 在重建沙漠古环境时, 应获取尽可能多的沉积记录, 以减小空间异质性带来的影响.

(2) 年代样品的取样位置影响古环境的解读. 光释光技术最适合风成沙沉积物的定年(Rhodes, 2011), 所以在风成沙-古土壤/湖相沉积序列中, 为了便于定年, 大多释光样品分布在风成沙层位, 而分布在古土壤/湖相沉积层的释光样品较少. 全新世中期年龄数量显著降低即与这一因素有关(Li和Yang, 2016). 因此, 仅从年龄数据的数量对比上探讨沙漠环境变化, 会导致沙丘活动/稳定状态被高/低估, 解读古环境时应考虑这一因素. 另外, 风沙沉积常常因为翻新活化, 导致较老的沉积物被保存的概率降低(Kocurek, 1998), 而样品年龄集中在最近的某些时段(图5). 虽然老的沉积物还是能够保存在较低的层位, 但是取样方式可能导致样品总体向年轻倾斜(Thomas和Bailey, 2017). 因此, 最近两千年来的风沙释光年龄显著增多并不能完全说明风沙活动比早全新世更强.

(3) 风沙活动强弱与气候条件关系复杂. 早期的沙漠古环境研究中, 古土壤的出现被认为是气候适宜、植被发育、沙漠收缩的标志, 风成沙的出现则是气候干旱、风沙活动频繁、沙漠扩张的标志(Thomas等, 2005; Mason等, 2009; Yang和Eitel, 2016). 然而, 来自青藏高原共和盆地的研究发现风沙景观的出现主要受制于沉积物供应的变化, 而风沙活动和气候干湿之间并非简单对应的关系(Qiang等, 2016). Muhs和Holliday (2001)在美国南部高平原的研究也指示了该地区全新世晚期的沙丘固定主要与沉积物有效性减弱有关系, 其次才是降水的变化. 来自浑善达克沙地的研究表明, 发生于4200年前的河流溯源侵蚀和地下水水文过程造成的沙地内部水文网变化是浑善达克沙地突发性沙漠

化的直接触发原因, 而不仅仅是气候干旱化(Yang等, 2015). 发生在南非的沙丘移动也无法用“沙丘出现-干旱化增强”这种简单的线性关系完全解释(Chase, 2009). 这些研究挑战了之前认为风沙活动指示气候干旱的认识, 也展示了地貌与地表过程研究在沙漠古环境重建中的重要作用.

不同于黄土、石笋等陆相沉积记录, 风沙沉积具有显著的间歇性和瞬时性(张德国和杨小平, 2017). 尽管风沙沉积的出现可以指示风沙活动事件, 但是在风成系统中, 不仅存在着沙丘建造这种风积过程, 风蚀对沉积记录的擦除也是风沙地貌过程的一重要环节(Williams, 2014; Thomas和Bailey, 2017). 因此, 单纯利用风沙沉积年代数据建立“高分辨率”环境变化框架, 并使其与全球其他地区高分辨率古气候记录进行比对, 精细刻画沙漠环境对百年/十年际气候波动的响应的研究方法还需商榷.

致谢 感谢项目首席科学家郭正堂院士、项目办在本子课题执行中给予的大力帮助和指导. 感谢编委和两位匿名审稿人给本文提出的宝贵修改意见. 在本稿撰写期间地球科学的一代宗师孙枢先生不幸逝世, 作者以此文表示对孙老师的深切怀念.

参考文献

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

崔海亭, 刘鸿雁, 腰希申. 1997. 浑善达克沙地古云杉木材的发现及其古生态学意义. 中国科学D辑: 地球科学, 27: 457–461

范育新, 陈晓龙, 范天来, 金明, 刘建宝, 陈发虎. 2013. 库布齐现代沙漠景观发育的沉积学及光释光年代学证据. 中国科学: 地球科学, 43: 1691–1698

国家文物局. 2003. 中国文物地图集(内蒙古卷). 西安: 西安地图出版社

郭正堂, 任小波, 吕厚远, 高星, 刘武, 吴海斌, 张春霞, 张健平. 2016. 过去2万年以来气候变化的影响与人类适应——中国科学院战略性先导科技专项“应对气候变化的碳收支认证及相关问题”之影响与适应任务群研究进展. 中国科学院院刊, 31: 142–151

李孝泽, 董光荣. 1998. 浑善达克沙地的形成时代与成因初步研究. 中国沙漠, 18: 16–21

王北辰. 1991. 库布齐沙漠历史地理研究. 中国沙漠, 11: 33–41

杨小平. 2000. 近3万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化. 科学通报, 45: 428–434

张德国, 杨小平. 2017. 沙丘形态动力学数值模拟: 以真实空间元胞自动机模型(ReSCAL)为例. 第四纪研究, 37: 368–379

张虎才, 马玉贞, 李吉均, 曹继秀, 祁元, 陈光杰, 方红兵, 穆德芬, 冯兆东, 彭金兰, Pachur H J, Wünnemann B. 2002. 距今42~18ka腾格里沙漠古湖泊及古环境. 科学通报, 24: 1847–1857

周亚利, 鹿化煜, Mason J A, 苗晓东, Swinehart J B, Goble R J. 2008. 浑善达克沙地的光释光年代序列与全新世气候变化. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 452–462

朱震达, 吴正, 刘恕, 邸醒民. 1980. 中国沙漠概论(修订版). 北京: 科学出版社

朱震达, 刘恕. 1981. 中国北方地区沙漠化过程及治理区划. 北京: 中国林业出版社

Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat Sci Rev, 10: 297–317

Chase B. 2009. Evaluating the use of dune sediments as a proxy for palaeo-aridity: A southern African case study. Earth-Sci Rev, 93: 31–45

Cherlet M, Hutchinson C, Reynolds J, Hill J, Sommer S, von Maltitz G. 2018. World Atlas of Desertification. 3rd ed. Luxembourg: Publication Office of the European Union

Cohen T J, Nanson G C, Larsen J R, Jones B G, Price D M, Coleman M, Pietsch T J. 2010. Late Quaternary aeolian and fluvial interactions on the Cooper Creek Fan and the association between linear and source-bordering dunes, Strzelecki Desert, Australia. Quat Sci Rev, 29: 455–471

Dai A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. Nat Clim Change, 3: 52–58

Evans R D, Koyama A, Sonderegger D L, Charlet T N, Newingham B A, Fenstermaker L F, Harlow B, Jin V L, Ogle K, Smith S D, Nowak R S. 2014. Greater ecosystem carbon in the Mojave Desert after ten years exposure to elevated CO_2. Nat Clim Change, 4: 394–397

Fick S E, Hijmans R J. 2017. WorldClim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. Int J Climatol, 37: 4302–4315

Folk R L, Ward W C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. J Sediment Res, 27: 3–26

Forman S L, Sagintayev Z, Sultan M, Smith S, Becker R, Kendall M, Marìn L. 2008. The twentieth-century migration of parabolic dunes and wetland formation at Cape Cod National Sea Shore, Massachusetts, USA: Landscape response to a legacy of environmental disturbance. Holocene, 18: 765–774

Fryberger S, Dean G. 1979. Dune forms and wind regime. In: McKee E, ed. A Study of Global Sand Seas, Washington: United States Geological Survey Professional Paper 1052. 137–169

Gong Z, Li S H, Sun J, Xue L. 2013. Environmental changes in Hunshandake (Otindag) sandy land revealed by optical dating and multi-proxy study of dune sands. J Asian Earth Sci, 76: 30–36

Goudie A. 2002. Great Warm Deserts of the World: Landscapes and Evolution. New York: Oxford University Press

Guérin G, Mercier N, Adamiec G. 2011. Dose-rate conversion factors: Update. Ancient TL, 29: 5–8

Guo L, Xiong S, Yang P, Ye W, Jin G, Wu W, Zhao H. 2018. Holocene environmental changes in the Horqin desert revealed by OSL dating and δ^{13}C analyses of paleosols. Quat Int, 469: 11–19

Halfen A F, Lancaster N, Wolfe S. 2016. Interpretations and common challenges of aeolian records from North American dune fields. Quat Int, 410: 75–95

Heller F, Liu X, Liu T, Xu T. 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. Earth Planet Sci Lett, 103: 301–310

Hesse P P. 2016. How do longitudinal dunes respond to climate forcing? Insights from 25 years of luminescence dating of the Australian desert dunefields. Quat Int, 410: 11–29

Huang J, Yu H, Guan X, Wang G, Guo R. 2016. Accelerated dryland expansion under climate change. Nat Clim Change, 6: 166–171

IPCC. 2013. Climate Change 2013—The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press

Kocurek G. 1998. Aeolian system response to external forcing factors—A sequence stratigraphic view of the Saharan region. In: Alsharan S, Glennie W, Whittle L, Kendall C, eds. Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: A.A. Balkema. 327–337

Lancaster N, Yang X, Thomas D. 2013. Spatial and temporal complexity in Quaternary desert datasets: Implications for interpreting past dryland dynamics and understanding potential future changes. Quat Sci Rev, 78: 301–302

Lancaster N, Wolfe S, Thomas D, Bristow C, Bubenzer O, Burrough S, Duller G, Halfen A, Hesse P, Roskin J, Singhvi A, Tsoar H, Tripaldi A, Yang X, Zárate M. 2016. The INQUA Dunes Atlas chronologic database. Quat Int, 410: 3–10

Li S H, Sun J M, Zhao H. 2002. Optical dating of dune sands in the northeastern deserts of China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 181: 419–429

Li S H, Sun J. 2006. Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir Desert, northeastern China. Holocene, 16: 457–462

Li H, Yang X. 2014. Temperate dryland vegetation changes under a warming climate and strong human intervention—With a particular reference to the district Xilin Gol, Inner Mongolia, China. Catena, 119: 9–20

Li H, Yang X. 2016. Spatial and temporal patterns of aeolian activities in the desert belt of northern China revealed by dune chronologies. Quat Int, 410: 58–68

Li Y, Wang Y G, Houghton R A, Tang L S. 2015. Hidden carbon sink beneath desert. Geophys Res Lett, 42: 5880–5887

Liang P, Yang X. 2016. Landscape spatial patterns in the Maowusu (Mu Us) Sandy Land, northern China and their impact factors. Catena, 145: 321–333

Liu B, Jin H, Sun L, Sun Z, Zhang C. 2017. Grain size and geochemical study of the surface deposits of the sand dunes in the Mu Us desert, northern China. Geol J, 52: 1009–1019

Liu J, Fa K, Zhang Y, Wu B, Qin S, Jia X. 2015. Abiotic CO_2 uptake from the atmosphere by semiarid desert soil and its partitioning into soil phases. Geophys Res Lett, 42: 5779–5785

Liu Q, Yang X. 2018. Geochemical composition and provenance of aeolian sands in the Ordos Deserts, northern China. Geomorphology, 318: 354–374

Lu H, Miao X, Zhou Y, Mason J, Swinehart J, Zhang J, Zhou L, Yi S. 2005. Late Quaternary aeolian activity in the Mu Us and Otindag dune fields (north China) and lagged response to insolation forcing. Geophys Res Lett, 32: L21716

Lu H Y, Yi S W, Xu Z W, Zhou Y L, Zeng L, Zhu F Y, Feng H, Dong L N, Zhuo H X, Yu K F, Mason J, Wang X Y, Chen Y Y, Lu Q, Wu B, Dong Z B, Qu J J, Wang X M, Guo Z T. 2013. Chinese deserts and sand fields in Last Glacial Maximum and Holocene optimum. Chin Sci Bull, 58: 2775–2783

Maroulis J C, Nanson G C, Price D M, Pietsch T. 2007. Aeolian-fluvial interaction and climate change: Source-bordering dune development over the past ~100 ka on Cooper Creek, central Australia. Quat Sci Rev, 26: 386–404

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

Muhs D R, Holliday V T. 2001. Origin of late Quaternary dune fields on the Southern High Plains of Texas and New Mexico. Geol Soc Am Bull, 113: 75–87

Murray A S, Wintle A G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat Meas, 32: 57–73

Murray A S, Wintle A G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. Radiat Meas, 37: 377–381

Pye K, Tsoar H. 2009. Aeolian Sand and Sand Dunes. Berlin: Springer

Qiang M, Jin Y, Liu X, Song L, Li H, Li F, Chen F. 2016. Late Pleistocene and Holocene aeolian sedimentation in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: Variability, processes, and climatic implications. Quat Sci Rev, 132: 57–73

Randall JS, Sharon A. 2005. Soils: Genesis and Geomorphology. New

York: Cambridge University Press

Rhodes E J. 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200000 years. Annu Rev Earth Planet Sci, 39: 461–488

Stauch G. 2016. Multi-decadal periods of enhanced aeolian activity on the north-eastern Tibet Plateau during the last 2 ka. Quat Sci Rev, 149: 91–101

Stauch G, IJmker J, Pötsch S, Zhao H, Hilgers A, Diekmann B, Dietze E, Hartmann K, Opitz S, Wünnemann B, Lehmkuhl F. 2012. Aeolian sediments on the north-eastern Tibetan Plateau. Quat Sci Rev, 57: 71–84

Stone R. 2008. Have desert researchers discovered a hidden loop in the carbon cycle? Science, 320: 1409–1410

Sun J, Li S H, Han P, Chen Y. 2006. Holocene environmental changes in the central Inner Mongolia, based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 233: 51–62

Thomas D S G, Bailey R M. 2017. Is there evidence for global-scale forcing of Southern Hemisphere Quaternary desert dune accumulation? A quantitative method for testing hypotheses of dune system development. Earth Surf Process Landforms, 42: 2280–2294

Thomas D S G, Knight M, Wiggs G F S. 2005. Remobilization of southern African desert dune systems by twenty-first century global warming. Nature, 435: 1218–1221

UNEP (United Nations Environment Programme). 1997. World Atlas of Desertification. 2nd ed. London: UNEP

Vandenberghe J, Zhijiu C, Liang Z, Wei Z. 2004. Thermal-contraction-crack networks as evidence for late-Pleistocene permafrost in Inner Mongolia, China. Permafrost Periglac Process, 15: 21–29

Williams M. 1994. Some implications of past climatic changes in Australia. T Roy Soc South Aust, 118: 17–25

Williams M. 2014. Climate Change in Deserts: Past, Present and Future. New York: Cambridge University Press

Wohlfahrt G, Fenstermaker L F, Arnone III J A. 2008. Large annual net ecosystem CO_2 uptake of a Mojave Desert ecosystem. Glob Change Biol, 14: 1475–1487

Yan Y, Xu X, Xin X, Yang G, Wang X, Yan R, Chen B. 2011. Effect of vegetation coverage on aeolian dust accumulation in a semiarid steppe of northern China. Catena, 87: 351–356

Yang L H, Zhou J, Lai Z P, Long H, Zhang J R. 2010. Lateglacial and Holocene dune evolution in the Horqin dunefield of northeastern China based on luminescence dating. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 296: 44–51

Yang L H, Wang T, Zhou J, Lai Z P, Long H. 2012. OSL chronology and possible forcing mechanisms of dune evolution in the Horqin dunefield in northern China since the Last Glacial Maximum. Quat Res, 78: 185–196

Yang L H, Wang T, Long H, He Z. 2017. Late Holocene dune mobilization in the Horqin dunefield of northern China. J Asian Earth Sci, 138: 136–147

Yang X, Eitel B. 2016. Understanding the interactions between climate change, landscape evolution, surface processes and tectonics in the earth system: What can the studies of Chinese deserts contribute? Acta Geol Sin-Engl Ed, 90: 1444–1454

Yang X, Liu T, Xiao H. 2003. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31,000 years. Quat Int, 104: 99–112

Yang X P, Preusser F, Radtke U. 2006. Late Quaternary environmental changes in the Taklamakan Desert, western China, inferred from OSL-dated lacustrine and aeolian deposits. Quat Sci Rev, 25: 923–932

Yang X, Dong J, White P D. 2006a. The key role of water resources management in ecological restoration in western China. Geogr Res, 44: 146–154

Yang X, Zhu B, Wang X, Li C, Zhou Z, Chen J, Wang X, Yin J, Lu Y. 2008. Late Quaternary environmental changes and organic carbon density in the Hunshandake Sandy Land, eastern Inner Mongolia, China. Glob Planet Change, 61: 70–78

Yang X, Scuderi L, Paillou P, Liu Z, Li H, Ren X. 2011. Quaternary environmental changes in the drylands of China—A critical review. Quat Sci Rev, 30: 3219–3233

Yang X P, Wang X L, Liu Z T, Li H W, Ren X Z, Zhang D G, Ma Z B, Rioual P, Jin X D, Scuderi L. 2013. Initiation and variation of the dune fields in semi-arid China-with a special reference to the Hunshandake Sandy Land, Inner Mongolia. Quat Sci Rev, 78: 369–380

Yang X P, Scuderi L A, Wang X L, Scuderi L J, Zhang D G, Li H W, Forman S, Xu Q H, Wang R C, Huang W W, Yang S X. 2015. Groundwater sapping as the cause of irreversible desertification of Hunshandake Sandy Lands, Inner Mongolia, northern China. Proc Natl Acad Sci USA, 112: 702–706

Yang X P, Forman S, Hu F G, Zhang D G, Liu Z T, Li H W. 2016. Initial insights into the age and origin of the Kubuqi sand sea of northern China. Geomorphology, 259: 30–39

Zhao H, Yanchou Lu H, Yin J. 2007. Optical dating of Holocene sand dune activities in the Horqin sand-fields in inner Mongolia, China, using the SAR protocol. Quat Geochronol, 2: 29–33

Zhao L, Jin H, Li C, Cui Z, Chang X, Marchenko S S, Vandenberghe J, Zhang T, Luo D, Guo D, Liu G, Yi C. 2014. The extent of permafrost in China during the local Last Glacial Maximum (LLGM). Boreas, 43: 688–698

Zhu Z, Zou B, Di X, Wang K, Chen G, Zhang J. 1988. Desertification

and rehabilitation—Case study in Horqin Sandy Land. Lanzhou: Institute of Desert Research, Chinese Academy of Sciences. 113

Zomer R, Trabucco A, van Straaten O, Bossio D. 2006. Carbon, land and water: A global analysis of the hydrologic dimensions of climate change mitigation through afforestation/reforestation. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute. 44

(责任编委: 鹿化煜)