中国北方近500年沙尘暴活动及机制

张爽¹, 徐海^{1*}, 蓝江湖², Yonaton GOLDSMITH³, Adi TORFSTEIN³, 张贵林¹, 张金¹, 宋云平¹, 周慷恩², 谭亮成², 徐胜¹, Xiaomei XU⁴, Yehouda ENZEL³

1. 天津大学表层地球系统科学研究院, 天津大学地球系统科学学院, 天津 300072;

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 710061;

3. Institute of Earth Sciences, the Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem 91904, Israel;

4. Department of Earth System Science, University of California, Irvine, CA 92697-3100, USA

* 通讯作者, E-mail: xuhai@tju.edu.cn

收稿日期: 2020-08-05; 收修改稿日期: 2021-01-10; 接受日期: 2021-01-25; 网络版发表日期: 2021-04-07

国家自然科学基金项目(批准号: U20A2078)和国家自然科学基金中以国际合作项目(中方基金号: 41761144070, 以方基金号: 2487/17)资助

摘要 由于缺乏可靠的、长时间、高分辨率沙尘暴地质记录, 中国北方沙尘暴的历史及机制迄今尚未完全澄清. 本研究基于内蒙古岱海准确定年的沉积物粗粒度组分($>63\mu\text{m}$)重建了中国北方过去~500年沙尘暴活动历史. 高分辨率数据显示岱海地区沙尘暴频发期主要集中在AD1520~1580、AD1610~1720、AD1870~2000三个阶段. 该区的沙尘暴活动与其他典型的历史资料及地质档案所记录的中国北方沙尘暴事件基本同步, 且尘暴事件频发期大致对应于寒冷时段. 我们认为受温度变化调控的西伯利亚冷高压强度变化以及西风强度变化可能是沙尘暴活动的主控因素. 一个重要的特征是, 尽管沙尘暴活动在近代全球变暖时期呈系统性增强, 但在该时段内却呈现出明显的减弱趋势. 近现代沙尘暴活动的增强可能与因人类活动增强而导致的粉尘供应量增加有关, 而该时段内沙尘暴减弱趋势可能与近现代全球变暖导致的平均风速降低有关.

关键词 沙尘暴, 岱海, 温度, 风速, 人类活动

1 引言

东亚夏季风较弱的中国北方干旱/半干旱地区分布有大面积的沙地和沙漠, 这些地区的强风卷携着大量粉尘造成频繁的沙尘暴活动, 对区域气候(Shao等, 2011)、经济(Middleton, 2017)和人类健康(Middleton和Sternberg, 2013)产生重要影响. 沙尘暴粉尘可被传输数千公里, 进而影响全球气候过程(Shao等, 2011)、大气化学(Middleton, 2017)和生物地球化学循环(Falk-

owski等, 1998). 例如, 研究表明亚洲粉尘可以在13天左右的时间绕地球传输一周以上, 从而影响全球辐射收支和海洋生态系统(Uno等, 2009).

掌握沙尘暴活动的历史、机制及预测未来沙尘暴事件具有重要意义. 气象观测资料可以提供准确的高分辨率的沙尘暴数据, 甚至可以到日或月尺度. 然而, 在20世纪50年代以前, 中国北方地区的气象观测资料十分有限. 相比之下, 历史文献和地质档案可以用来追溯更长时间尺度的沙尘暴历史. 如张德二

中文引用格式: 张爽, 徐海, 蓝江湖, Goldsmith Y, Torfstein A, 张贵林, 张金, 宋云平, 周慷恩, 谭亮成, 徐胜, Xu X, Enzel Y. 2021. 中国北方近500年沙尘暴活动及机制. 中国科学: 地球科学, 51(5): 783–794, doi: 10.1360/N072020-0257

英文引用格式: Zhang S, Xu H, Lan J, Goldsmith Y, Torfstein A, Zhang G, Zhang J, Song Y, Zhou K, Tan L, Xu S, Xu X, Enzel Y. 2021. Dust storms in northern China during the last 500 years. Science China Earth Sciences, 64(5): 813–824, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9730-2>

(1984)从历史文献中提取了近1700年来1156条与尘降有关的历史记录。然而, 历史文献对沙尘暴活动一般为描述性记载, 其强度难以量化。湖泊沉积物和冰芯等地质档案可以提供更长时间尺度的沙尘暴活动历史(Yang等, 2006; Chen等, 2013; Qiang等, 2014; He等, 2015; Zhang等, 2015; Liu等, 2019; Chen F等, 2020), 因此被广泛地用于沙尘暴历史研究(He等, 2015; Chen F等, 2020; Zhang等, 2020)。封闭湖泊的沉积物粒度对沙尘暴活动的变化尤为敏感, 已被广泛地用于历史沙尘暴事件的重建。如Huang等(2011)利用咸海沉积物粒度比值($6\sim 32/2\sim 6\mu\text{m}$)及Ti含量的变化恢复了过去2000年的沙尘暴活动历史。Chen等(2013)利用苏干湖沉积物粗粒度组分($56\sim 282.5\mu\text{m}$)重建了青藏高原北部近2000年的沙尘暴历史。基于夏日淖尔湖沉积物粒度分析, Xu等(2018)重建了中国北方全新世风尘活动变化历史, 并提出亚洲粉尘远距离输送与干旱气候间的解耦关系。Qiang等(2014)以青藏高原东北部更尕海沉积物砂质组分($>63\mu\text{m}$)为沙尘暴代用指标, 重建了当地全新世高分辨率风尘活动历史。然而, 以往对沙尘暴历史的研究大多集中在沙源广布的青藏高原和西北地区, 中国北方地区的沙尘暴历史及活动规律仍不明朗。

此外, 对沙尘暴发生机制的认识仍存在一些分歧。降水能影响土壤湿度和植被覆盖, 是影响沙尘暴活动的重要因素(Liu等, 2004)。然而, Qian等(2002)认为中国东部的沙尘天气与气温而非降水存在显著的相关关系。高温或低温是否会增强沙尘暴活动尚未达成共识(Chen等, 2013; Liu等, 2015; He等, 2015)。另外, 人类活动和自然因素哪个是控制沙尘暴发生频率、强度和覆盖范围的主要因素, 目前仍无定论。例如, Neff等(2008)研究了美国西部过去5000年的沙尘活动变化, 并将20世纪早期沙尘沉降的急剧增加归因于人类活动。最近, Chen F等(2020)通过研究公海沙尘暴历史, 认为至少2000年前人类活动可能已经超越自然因素, 成为沙尘暴发生的主导因素; 然而, 该文作者也认为不同地区的沙尘暴活动对人类活动和自然气候变化存在差异性响应(Chen S等, 2020)。因此, 需要更多可靠的、长时间尺度、高分辨率的沙尘暴记录来探讨这些问题。

岱海是中国北方东亚夏季风边缘区的一个大型封闭湖泊, 其周围分布有大面积沙地、沙漠, 因此有潜力

捕捉中国北方沙尘暴活动历史。本文从岱海沉积岩芯提取了该区过去~500年高分辨率沙尘暴演化历史, 在此基础上讨论了包括自然因素和人类活动在内的沙尘暴发生机制。

2 区域概况

岱海($40^{\circ}29'07''\sim 40^{\circ}37'06''\text{N}$, $112^{\circ}33'31''\sim 112^{\circ}46'40''\text{E}$)位于黄土高原北缘, 其周边分布多个沙漠/沙地, 如巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、库布齐沙漠和毛乌素沙地(图1a), 上述沙漠/沙地也是中国北方重要的粉尘源区。岱海湖面面积约为 133km^2 (王苏民和窦鸿身, 1998), 近20年来湖面呈明显萎缩趋势; 流域面积约 2290km^2 (王苏民和窦鸿身, 1998)。湖盆北部、南部分布有山地和丘陵, 西部地势平坦, 主要有5条季节性河流入湖, 东侧为目花河、西侧为弓坝河, 南侧为3条间歇性小支流(Xiao等, 2013)(图1b)。

受西伯利亚高压和西风的影响, 岱海地区春季多强风天气(图1; 网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>); 夏季, 来自低纬海洋的暖湿气流到达湖区并带来降水。湖区年平均气温 5°C , 7月平均气温 20.5°C , 1月平均气温 -13.1°C (王苏民和窦鸿身, 1998)。结冰期为12月至次年3月。年平均降水量为 423mm , 年平均蒸发量 1162mm (Xiao等, 2004; Xiao等, 2013)。湖区现代植被从旱生森林灌丛草原逐渐过渡到半干旱草原(凉城县《凉城县志》编纂委员会, 1993)。

岱海周边5个气象站的观测资料表明(大同、达尔罕茂明安联合旗、集宁、呼和浩特、太原; 附图S2、附图S3、附表S1): 沙尘暴主要发生在3~5月, 4月频率最高, 8月最低(图1c); 风速与沙尘暴频次呈显著正相关(图1c; $r=0.89$, $p<0.01$)。

3 材料与方法

3.1 样品采集

2018年8月在岱海深水区采用重力取芯器取得岱海沉积物岩芯DH18-3($40^{\circ}35'06''\text{N}$, $112^{\circ}40'54''\text{E}$; 海拔 1205m , 水深 6.9m , 岩芯长 $\sim 1.87\text{m}$; 取芯率100%)(图1b)。水-沉积物界面清晰, 表明取芯过程中未发生强扰动。岩芯0~35.0cm为黑色沉积物, 35.0~169.5cm为青灰色, 169.5~186.5cm为偏黑色。岩芯表层50cm按0.5cm间

图1 岱海及本研究中提及的其他沙尘暴记录点位及沙漠位置(a)、岱海及取芯点位置(b)和岱海周边5个气象站(c) AD1954~2007累积沙尘暴频数和平均风速的月际分布

5个气象站分别在大同、达尔罕茂明安联合旗、集宁、呼和浩特和太原。1: 岱海, 2: 公海, 3: 喀拉库勒湖, 4: 古里雅冰芯, 5: 东绒布冰芯, 6: 巴丹吉林沙漠, 7: 腾格里沙漠, 8: 库布齐沙漠, 9: 毛乌素沙地。图(a)中箭头显示了ERA-Interim再分析数据中的春季平均风场(AD1979~2008, 850hPa; Dee等, 2011)。湖泊等深线根据Xiao等(2004)重新绘制。更多信息请参见网络版附图S2和附表S1(<http://earthcn.scichina.com>)

隔分样, 其余部分(51~187cm)按1cm间隔分样, 共获得237个样品。

3.2 年代序列

冻干的沉积物样品用Ortec高纯锗井型探测器(GWL-250-15)测定 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 活度。从岩芯中挑选出3个植物残体和1枚植物种子(图2), 并在加州大学尔湾分校完成 ^{14}C 年龄测定。

3.3 粒度分析

沉积物粒度采用激光粒度仪测定(Malvern Mas-

tersizer 2000)。取1g左右的冻干样品, 用10%的 H_2O_2 去除有机物, 再用10%的HCl去除碳酸盐, 再加入 0.05mol L^{-1} $(\text{NaPO}_3)_6$ 溶液在超声波振荡器上超声振荡10min, 之后转移到激光粒度仪上进行沉积物粒度测定。

4 结果

4.1 年代模型

岩芯DH18-3的 ^{137}Cs 活度分布模式与全球大气 ^{137}Cs 沉降模式(Bergan, 2002) (图3a) 相似。虽然 ^{137}Cs

图2 从岩芯DH18-3中选取用于 ^{14}C 年龄测定的样品

核素在沉积物中的扩散可能会影响 ^{137}Cs 峰的幅度和形状,但 ^{137}Cs 峰值的中心位置并不会改变(Xu H等, 2010; Lan等, 2020),因此, ^{137}Cs 核素浓度峰可以作为可靠时标。全球地面核试验开始于20世纪50年代初,大致从AD1952开始可以在湖泊沉积物中检测到大气 ^{137}Cs 沉降(Zhou等, 2020)。因此,将 ^{137}Cs 活度开始增加的点标记为AD1952,作为 ^{137}Cs 的第一个时标,基于这一时标,计算得出沉积速率为 $0.48\text{g cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ 。 ^{137}Cs 最高峰位于

49.5cm处(DH18-3-99),对应于AD1964前后全球大气 ^{137}Cs 沉降峰值(图3a) (Xu H等, 2010),由这一时标计算得出的沉积速率为 $0.46\text{g cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ 。由以上两个独立的 ^{137}Cs 时标所计算出的沉积速率相似,表明岱海湖心深水现代沉积速率相对稳定(至少在~AD1952以后)。基于 ^{137}Cs 两个时标进行线性插值,建立了岩芯上部63cm的年代模型(图3c)。过剩 ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$)活度表现出良好的指数衰变模式(图3b)。采用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 恒定通量模式(constant rate of supply, CRS) (Appleby和Oldfield, 1978)计算的年代模式与 ^{137}Cs 年代模式基本一致(图3c)。

植物残体加速器 ^{14}C 测年结果见表1。样品DH18-3-102的 ^{14}C 浓度 (108.91pMC)高于AD1950时的大气 ^{14}C 浓度(<100pMC),故推断样品DH18-3-102为现代植物残体。与Ely等(1992)的方法类似,通过比较样品DH18-3-102的 ^{14}C 浓度与现代大气 ^{14}C 浓度曲线(<http://calib.org/CALIBomb/>)(图4a),判断该样品对应的年代可能为~AD1958或~AD2000。由于样品DH18-3-102位于两个 ^{137}Cs 时标(DH18-3-113, AD1952; DH18-3-99, AD1964)之间,所以将样品DH18-3-102的年龄定为~AD1958 (图4a)。基于2个 ^{137}Cs 时标和4个 ^{14}C 年龄,通过线性插值建立了岩芯DH18-3的年代模型,整个岩芯年代覆盖了AD1517~2018约500年的时间(图4b)。岩芯上部50cm的平均时间分辨率为~0.56年/样品(按0.5cm间隔分样),其余部分的平均时间分辨率为~3.25年/样品(51~187cm;按1cm间隔分样)。

图3 ^{137}Cs 活度(a)、 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度(b)、岩芯 DH18-3上部63cm ^{137}Cs 年代模型(c)和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ CRS年代模型

图 4 样品DH18-3-102的 $F^{14}\text{C}$ 值(绿线)、大气 ^{14}C 浓度(黑线)、 ^{137}Cs 活度(红线)(a), 以及基于2个 ^{137}Cs 时标(红点)及4个 ^{14}C 年龄线性插值建立的岩芯DH18-3年代模型(b)

(a) 大气 ^{14}C 浓度数据来自<http://calib.org/CALIBomb/>; ^{137}Cs 活度数据来自本研究; ^{137}Cs 时标的年代分别为AD1952和AD1964. (b) 黑点和蓝点分别表示AMS ^{14}C 年龄早于和晚于AD1950的年代标志点(详见正文和表1); ^{14}C 年龄含误差线, 数据详见表1

表 1 岩芯DH18-3植物残体样品AMS ^{14}C 测年结果^{a)}

实验室编号	样品编号	深度(cm)	测年材料	AMS ^{14}C 年龄(a BP)	误差 (a)	校正 ^{14}C 年龄 (2σ) (cal a BP) ^{a)}
UCIT38691	DH18-3-102	52	植物残体	现代		
UCIT38693	DH18-3-187	137	植物种子	145	15	177
UCIT38694	DH18-3-197	147	植物残体	240	15	293
UCIT38695	DH18-3-228	178	植物残体	295	15	399

a) * 校正程序CALIB7.0.4 (Stuiver等, 2017)

4.2 粒度

岩芯DH18-3大部分样品的粒度频率分布曲线为单峰型, 只有少数样品具有双峰分布特征(图5). 岱海沉积物粒度可以划分为3个组分: 黏土($<4\mu\text{m}$)、粉砂($4\sim 63\mu\text{m}$)和砂($>63\mu\text{m}$), 其体积百分比变化范围分别为13~45vol%、54~87vol%和0~6vol%; 平均粒径变化范围为6.0~14.8 μm (图5a). 粉砂组分与黏土组分呈高度负相关($r^2=0.98$, $p<0.001$), 砂质组分与黏土组分、粉砂组分均无相关性($r^2=0.004$, $p<0.31$; $r^2=0.04$, $p<0.002$). 岩芯DH18-3沉积物粒度端元分析结果表明沉积物可统计为3种主要组分(详见附图S4、S5, 附表S2、S3). 端元(end member, EM) 1、EM 3具有相似的

变化趋势, 且分别与黏土组分、粉砂组分的体积百分比变化相对应; EM 2对应于砂质组分体积百分比变化(附图S5). 岱海另一长岩芯(Peng等, 2005)粒度分析表明, 在整个全新世阶段, 岱海砂与黏土、粉砂组分都缺乏相关性, 表明与黏土、粉砂组分相比, 砂质组分可能形成于不同的动力过程.

5 讨论

5.1 沙尘暴代用指标及其与气象记录的对比

沉积物一般通过河流搬运和风力搬运的方式入湖. 通过岩芯粒度数据来区分这两种过程较为复杂, 而且需要详细了解与点位相关的影响沉积物搬运入湖的

图5 岩芯DH18-3所有沉积物样品的粒度组分变化(a)和粒度分布频率曲线(b)

过程。本研究首先分析了现代沉积物碎屑的入湖特征,之后利用现代认识重建了过去500年的沙尘暴活动。

在过去的50年内,湖中黏土和粉砂组分的变化较为显著(图5)。为了判断上述组分的变化是气候变化的产物还是湖泊水位变化的结果,我们将不同粒度组分与岱海东北60km处集宁气象站的降雨量、风速数据及现代湖泊水位变化进行了比较(附图S6)。近50年来岱海水位下降了近10m(附图S6),而这一变化与50年来的气候过程并不一致,所以岱海水位下降很可能与河道截流等人类活动增强有关。假设岱海岩芯中砂质组分是由河流搬运入湖,而由于湖泊水位下降引起河口与取芯点距离缩短,会导致取芯点粗颗粒增多,这与我们观察到的砂质组分减少的趋势相反(图6e),所以这一假设是不成立的。而诸如4~63μm等较细的组分可以通过跃移、悬移的方式被带到湖心区域(Xiao等, 2013),当湖泊水位下降时,这一组分可能会有所增加。如图5a所示,4~63μm组分含量在AD1950后大幅增加,也支持了这一推论。另一种假设是风速的变化影响湖泊不同粒度组分的变化。然而,在近50年风速下降~50%(附图S6)的情况下,粉砂组分应当有所减少,黏土组分相应增加,但这也与观测结果相反。因此,我们认为黏土组分和粉砂组分含量与湖泊大小和离岸距离有关。砂质组分由于与较细组分完全分离,它很可能不是由径流和湖泊大小的变化控制的,而风力输送就成了砂质组分来源的最合理解释。Xiao等(2013)详细研究了岱海沉积物粒度的现代分布特征,结果表明,砂

质组分(原文中C4和C5组分; Xiao等, 2013)随离岸距离增加而减少;在离岸1.5km以上的湖区,现代岩芯顶部几乎不存在砂质组分。岩芯DH18-3取芯点位于岱海深水区,距离最近的一条小型季节性入湖河流河口约2.4km(图1b),所以径流搬运的粗颗粒组分(>63μm)在现代难以到达取芯点位置,更没有理由认为在岱海水位较高、湖区面积加大的时期(如50年前),砂质组分能够被径流带到取芯点位置。因此,必须考虑其他输送机制来解释湖中心砂质组分的来源。Xiao等(2013)的研究还表明,冬春季节冻结的岱海湖面上粉尘的粒度(粒度众数50μm)要比湖中心沉积物中悬浮组分的粒度大得多(粒度众数16~32μm),这也表明湖心沉积物的粗粒度组分来自风力搬运而非径流输送。

此外,我们整理了岱海周边9个气象站的现代沙尘暴观测资料(大同、达尔罕茂明安联合旗、集宁、呼和浩特、化德、太原、兴县、四子王旗和北京;详见附图S2、S3和附表S1),这些观测记录与岱海岩芯DH18-3粗粒度组分显示出大致相同的变化趋势(参见图6d、6e、6f)。经过以上分析和验证,我们认为岱海湖心沉积物中的砂质组分是由风力搬运而非河流/地表径流输送,砂质组分可以作为沙尘暴活动的代用指标。

5.2 中国北方沙尘暴历史的重建

根据岩芯DH18-3砂质组分的变化,中国北方沙尘暴高发期主要分为三个阶段: AD1520~1580、AD1610~1720和AD1870~2000(图7e)。与

图6 岩芯DH18-3粗粒度组分与AD1954~2007现代观测资料的对比

(a) 集宁年平均降水量; (b) 集宁3~5月平均风速; (c) 集宁年平均气温。注意: 气温纵坐标为倒序。 (d) 9个气象站的平均沙尘暴次数(大同、达尔罕茂明安联合旗、集宁、呼和浩特、化德、太原、兴县、四子王旗和北京; 详见附图S1、S2和附表S1)。 (e) $>63\mu\text{m}$ 粗粒度组分。 (f) 化德沙尘暴频次。虚线框表示多个记录在~AD1965、~AD1988及~AD2000出现的相似沙尘暴活动时间段

AD1870~2000相比, 沙尘暴活动在AD1520~1580和AD1610~1720频率、强度均较小。然而, 尽管沙尘暴活动在AD1870~2000期间系统性增强, 在该时段内沙尘暴强度却呈现出明显的减弱趋势。同时在观测记录和其他地质记录中也可以看到类似的近现代沙尘暴强度的下降趋势(Zhang等, 2020)(图7)。公海沉积物沙尘暴记录是一个例外, 在该记录中沙尘暴在近100年来呈总体增强趋势(Chen F等, 2020)。由于公海是一个相对较小的湖泊, 而且近几十年来该湖泊流域内发生了强烈的人类活动, 如森林砍伐、道路修建等, 湖泊沉积物很可能受到人类活动的干扰。倘若不绘制20世纪70年代以后的公海粒度数据, 仍可以看到近代沙尘暴的总体下降趋势(图7)。

湖泊沉积物捕获的沙尘暴记录与历史文献记录基本一致(图7a、7b), 但两者在变化幅度上存在明显的差异(图7)。我们认为, 历史文献在记录沙尘暴的发生

时间和频率方面可能更为准确, 但由于历史记录难以量化, 其记录的沙尘暴的强度可靠性相对较弱。图7中多个基于地质档案重建的沙尘暴记录还存在一些时间上的细微差异, 这可部分归因于不同地质档案捕获沙尘暴的过程差异。例如, 湖泊沉积物主要通过捕获局部的粗颗粒来记录沙尘暴, 而冰川则通过封存远距离传输的细颗粒来记录沙尘暴。另外, 不同地质档案、不同定年方法所建立的年代模型也可能包含一些误差。此外, 图7中多个记录代表了不同地区的沙尘暴历史, 存在一定的空间差异也是合理的。岱海近100年来捕获的沙尘暴记录与喀拉库勒湖(Zhang等, 2020)、东绒布冰芯(Xu J等, 2010)、古里雅冰芯(Thompson等, 1995)、公海(Chen F等, 2020)重建的沙尘暴历史有很高的相似性(图7)。这些大尺度区域范围内相似的记录进一步证明了岱海沉积物砂质组分($>63\mu\text{m}$)为沙尘暴指标而非局域径流强度的指示指标。

5.3 沙尘暴活动的驱动机制

沙尘暴的爆发受气温、降水、风速和人类活动等综合影响。粉尘来源和大风是影响沙尘暴的两个主要因子, 两者都受到气候、环境和人类活动的影响。总体而言, 气温对风速有显著影响, 降水对区域植被生物量有重要影响, 而人类活动既能影响植被覆盖, 也会影响粉尘供应。由于不同地区的气候概况、植被覆盖、区域地貌和人类活动的影响等方面存在差异, 沙尘暴对气候变化和人类活动的响应模式也不尽相同(如Chen S等, 2020)。

5.3.1 气候驱动

(i) 气温。在过去的几个世纪里, 中国不同地区的温度变化趋势基本相同(王绍武等, 2007; Ge等, 2011), 本研究使用中国东部冬半年气温序列(Ge等, 2011)来代表中国北方的气温状况。从图8可以看出, 近500年沙尘暴基本爆发于寒冷期(图8d~8f), 现代沙尘暴活动频次也与气温呈负相关(图6c~6f)。其他地质档案的沙尘暴记录也表明寒冷期的粉尘排放量更多。例如, 南极冰芯(EPICA Dome C)记录表明冰期的粉尘沉积速率要比间冰期高~25倍(Lambert等, 2008); 海洋沉积记录表明冰期粉尘沉积速率是间冰期的3~5倍(Rea, 1994)。Huang等(2011)研究发现咸海沉积物记录的沙尘暴与温度和西伯利亚高压高度相关, 强风活动对应于低温、强

图7 岱海沙尘暴与其他沙尘暴记录的比较

(a) 历史文献记录的华北地区沙尘暴频率10年滑动平均曲线(邓辉和姜卫峰, 2006). (b) 历史文献记录的中国降尘频率曲线(张德二, 1984). (c) 公海沉积物19~78 μm 组分(Chen F等, 2020). 注意: 该曲线在20世纪70年代以后的数据并未绘制, 因为近几十年来, 该湖周围强烈的森林砍伐和道路建设可能对沙尘暴信息造成干扰(见正文). (d) 喀拉库勒湖沉积物>64 μm 组分(Zhang等, 2020). (e) 岱海沉积物>63 μm 组分(本文). (f) 东绒布冰芯 Ca^{2+} 浓度10年滑动平均曲线(Xu J等, 2010). (g) 古里雅冰芯微粒浓度(MPC; $\geq 2\mu\text{m}$) 10年滑动平均曲线(Thompson等, 1995). 灰色阴影表示沙尘暴高发期

西伯利亚高压, 反之亦然. Qiang等(2014)研究发现青藏高原东北部更羧海沉积物砂质组分指代的风尘活动也与冷事件有关. Liu等(2019)重建了塔里木盆地东缘罗布泊古湖~40000年的沙尘活动记录, 并认为冷事件可能是沙尘暴爆发的主控因素. 历史文献记载的AD1464~1913沙尘暴序列与冬、春气温序列存在显著的负相关关系(邓辉和姜卫峰, 2006). 中国338个观测站AD1950~1998的观测数据也表明沙尘天气与气温之间存在明显的负相关性($r=-0.677$) (Qian等, 2002).

(ii) 风速. 研究表明强风是控制沙尘暴爆发的主要因素(Lee和Sohn, 2009; Roe, 2009; Lee和Kim, 2012). 触发沙尘暴的最小风速随下垫面条件的不同而变化, 6.5 m s^{-1} 是数值模型中常用的临界风速(Tegen和Fung,

1994; Roe, 2009). 西伯利亚高压和西风强度的变化都会直接影响风速, 进而影响中国北方沙尘暴的爆发. Roe(2009)认为春季低纬热量向北传播破坏了西伯利亚高压系统并导致大气扰动, 带来强风速和大区域沙尘暴等现象. 苏干湖地区频发且强烈的沙尘暴活动与西伯利亚高压加强有关(Chen等, 2013). Xu等(2018)认为西伯利亚高压在亚洲粉尘颗粒的远距离输送中发挥了重要作用. 如图6和8所示, 现代沙尘暴主要爆发于高风速期(图6b、6d、6e、6f), 且历史文献记载的沙尘暴活动也基本对应于风灾频发年份(图8a).

除西伯利亚高压外, 寒冷期增强的西风也可能引起沙尘暴活动强度和频率的增强. 气象资料表明, 在沙尘暴活动强烈的年份, 中国北方地区西风带有南移

图 8 中国北方沙尘暴活动及其潜在影响因素

(a) 内蒙古风灾年份(沈建国, 2008). (b) 中国中北部降水指数(Yi等, 2012). (c) GISP2非海盐离子(nssK⁺)记录, 指示西伯利亚高压的变化(Mayewski和Maasch, 2006). (d) 岱海DH18-3沉积物>63 μm 砂质组分含量(本研究). (e) 中国东部冬半年温度距平(葛全胜等, 2002). (f) 北半球温度距平(Mann等, 2009). 注意温度纵坐标为倒序. 灰色阴影表示沙尘暴高发期. 1ppb=1ng g⁻¹

和加强的趋势(钟海玲和李栋梁, 2005). 如图7所示, 岱海、公海、喀拉库勒湖、古里雅冰芯和东绒布冰芯(位置见图1)具有相似的沙尘暴变化趋势, 这也支持了西风作为沙尘暴驱动力之一这一解释. 其中, 东绒布冰芯纬度较低, 可能受到西风南支的影响.

(iii) 降水. 沙尘暴包括远源和局地颗粒物. 总的来说, 近源颗粒物供应量与土壤含水量、植被覆盖等地表条件密切相关. 降水是影响当地土壤含水量和植被覆盖的重要因素. 但如图6和8所示, 研究区沙尘暴活动与降水之间并无显著相关关系. 根据气象资料, 中国北方大部分地区的干燥度指数(干燥度指数=年降水量/潜在蒸发量)在0.5以下(杨建平等, 2003). 岱海地区年平均蒸发量大约是年平均降水量的3倍(Xiao等, 2004), 因此降水的变化对当地湿度的影响可能较小(相对于蒸发量而言). 另外, 近600年来岱海地区花粉组合中的蒿、藜是最主要的成分(张丽艳, 2009), 虽然降水的变化会

影响当地草原生物量, 但对植被覆盖度的影响可能并不显著, 因而对该区沙尘暴活动的调节作用有限. 已有研究表明, 年降水量介于100~200mm时, 沙尘暴发生频率与降雨量相关性较高, 而年降水量大于200mm时, 两者的相关性较弱(Goudie, 1983). 类似地, 在干旱的新疆地区, 降水与沙尘天气存在显著的负相关关系; 但在中国东部地区两者并无显著相关性(Qian等, 2002). 总而言之, 研究区降水量并未多到足以抑制沙尘暴的发生, 也未少到活化沙尘暴. 因此, 我们认为降水对研究区短尺度沙尘暴的影响相对较弱.

5.3.2 潜在粉尘源与人类活动的影响

中国北方的沙尘暴源自远源和近源. Zhang和Gao(2007)发现AD2000~2002影响中国的沙尘暴约70%来自蒙古. 监测资料表明, 塔克拉玛干沙漠、河西走廊和敦煌地区、毛乌素沙地、浑善达克沙地和科尔沁沙地

等中国北方高风蚀干旱区可能是沙尘暴粉尘的潜在源区(Wang等, 2015). 岱海的水汽后向轨迹(附图S1)也表明沙尘暴粉尘很可能来自上述地区. 除了远源粉尘供应外, 当地的近源粉尘颗粒也可能占有相当大的比例. 例如, Zhao等(2007)分析了北京的一次沙尘暴事件并发现北京当地的粉尘为该沙尘暴重要物源之一. Enzel等(2010)也指出, 类似于砂质黄土, 细砂(如 $>63\mu\text{m}$)主要起源于当地. 因此, 岱海湖中心沉积的粗粒组分($>63\mu\text{m}$)很有可能主要来源于湖区局地起沙.

如前文所述, 在最近的变暖时期沙尘暴活动总体较强, 这似乎与上文分析的沙尘暴活动与气温呈负相关的解释相矛盾. 这一矛盾可能是由于人类世时期粉尘颗粒供应量的增加所造成的. 19世纪以来, 人口持续增长, 晚清出现了大规模移民屯耕, 特别是天山南北麓、河西走廊、鄂尔多斯高原、科尔沁地区的土地被进一步开发(胡金明等, 1999). 废弃耕地、退化草场、重新活化的沙丘扩大了北方沙漠化面积, 为沙尘暴提供了丰富的物质来源. 据文献记载, 19世纪较高级别的沙尘暴达17次(胡金明等, 1999), 与图7和8所示的AD1870~1920急剧增加的沙尘暴活动基本同步. 根据实地调查和遥感数据分析, 中国北方由于过度耕作、过度放牧和过度砍伐森林造成的沙漠化面积分别占沙漠化总面积的25.4%、28.3%和31.8%(Wang, 2004). 沙漠化面积年均发展速率20世纪50年代末至70年代中期为 1560km^2 , AD1976~1988提高到 2100km^2 , AD1988~2000达到 3600km^2 , AD2000沙漠化土地已达到 $38.57\times 10^4\text{km}^2$ (Wang, 2004). 大面积沙漠化土地为沙尘暴提供了潜在的粉尘颗粒.

虽然近期的人类活动可能引起粉尘供应量的增加, 但强沙尘暴事件仍然与冷事件基本对应(Zhang等, 2020). 此外, 近一个世纪以来, 沙尘暴呈减弱趋势(图6~8), 这与上文分析的气候变冷引起风速增大, 从而导致沙尘暴活动加剧的自然规律是一致的. 在过去的100年里, 中国和北半球的气温总体上呈上升趋势(图8e、8f). 近期全球变暖可能降低了冬半年海陆温差和温度梯度, 导致西伯利亚高压和西风减弱(Grigholm等, 2015), 进而引起沙尘暴活动减弱.

6 结论

基于岱海沉积岩芯砂质组分($>63\mu\text{m}$)含量的变化,

我们重建了过去500年中国北方高分辨率沙尘暴活动历史. 沙尘暴高发期可以分为3个阶段: AD1520~1580、AD1610~1720和AD1870~2000. 其中AD1870~2000沙尘暴强度和频率均较大, 但在该时段内却呈现出明显的降低趋势. 研究表明, 与气温变化密切相关的西伯利亚高压和西风强度的变化是影响中国北方沙尘暴的主要因素. 近期全球变暖降低了冬半年的温度梯度, 导致平均风速下降, 沙尘暴趋势减弱. 人类活动对沙尘暴粉尘供给有重要影响, 尤其是近一个世纪以来, 人类活动为沙尘暴提供了丰富的物质来源. 在全球持续变暖预期下, 中国北方沙尘暴活动可能将进一步减弱或维持在较低水平.

参考文献

- 陈圣乾, 刘建宝, 陈建徽, 陈发虎. 2020. 过去2000年中国东西部沙尘暴的不同演化模式及其驱动机制讨论. 中国科学: 地球科学, 50: 1316–1318
- 邓辉, 姜卫峰. 2006. 1464–1913年华北地区沙尘暴活动的时空特点. 自然科学进展, 16: 86–93
- 葛全胜, 张学珍, 郝志新, 郑景云. 2011. 中国过去2000年温度变化速率. 中国科学: 地球科学, 41: 1233–1241
- 葛全胜, 郑景云, 方修琦, 满志敏, 张雪芹, 张丕远, 王维强. 2002. 过去2000年中国东部冬半年温度变化. 第四纪研究, 22: 166–173
- 胡金明, 崔海亭, 唐志尧. 1999. 中国沙尘暴时空特征及人类活动对其发展趋势的影响. 自然灾害学报, 8: 49–56
- 凉城县《凉城县志》编纂委员会. 1993. 凉城县志. 呼和浩特: 内蒙古人民出版社. 100
- 沈建国. 2008. 中国气象灾害大典内蒙古卷. 北京: 气象出版社. 138–165
- 王苏民, 窦鸿身. 1998. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社. 325–327
- 王绍武, 闻新宇, 罗勇, 董文杰, 赵宗慈, 杨保. 2007. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报, 8: 958–964
- 杨建平, 丁永建, 陈仁升, 刘连友. 2003. 近40a中国北方降水量与蒸发量变化. 干旱区资源与环境, 17: 8–13
- 张德二. 1984. 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析. 中国科学B辑, 14: 278–288
- 张丽艳. 2009. 利用孢粉资料定量恢复岱海盆地近600年的植被和气候变化. 硕士学位论文. 石家庄: 河北师范大学. 25
- 钟海玲, 李栋梁. 2005. 中国北方4月沙尘暴与西风环流的关系. 高原气象, 24: 104–111
- Appleby P G, Oldfield F. 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. Catena, 5: 1–8
- Bergan T D. 2002. Radioactive fallout in Norway from atmospheric

- nuclear weapons tests. *J Environ Radioact*, 60: 189–208
- Chen F, Chen S, Zhang X, Chen J, Wang X, Gowan E J, Qiang M, Dong G, Wang Z, Li Y, Xu Q, Xu Y, Smol J P, Liu J. 2020. Asian dust-storm activity dominated by Chinese dynasty changes since 2000 BP. *Nat Commun*, 11: 992
- Chen F, Qiang M, Zhou A, Xiao S, Chen J, Sun D. 2013. A 2000-year dust storm record from Lake Sugan in the dust source area of arid China. *J Geophys Res Atmos*, 118: 2149–2160
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M A, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars A C M, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer A J, Haimberger L, Healy S B, Hersbach H, Hólm E V, Isaksen I, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally A P, Monge-Sanz B M, Morcrette J J, Park B K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc*, 137: 553–597
- Ely L L, Webb R H, Enzel Y. 1992. Accuracy of post-bomb ^{137}Cs and ^{14}C in dating fluvial deposits. *Quat Res*, 38: 196–204
- Enzel Y, Amit R, Crouvi O, Porat N. 2010. Abrasion-derived sediments under intensified winds at the latest Pleistocene leading edge of the advancing Sinai-Negev erg. *Quat Res*, 74: 121–131
- Falkowski P G, Barber R T, Smetacek V. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, 281: 200–206
- Goudie A S. 1983. Dust storms in space and time. *Prog Phys Geography-Earth Environ*, 7: 502–530
- Grigholm B, Mayewski P A, Kang S, Zhang Y, Morgenstern U, Schwikowski M, Kaspari S, Aizen V, Aizen E, Takeuchi N, Maasch K A, Birkel S, Handley M, Sneed S. 2015. Twentieth century dust lows and the weakening of the westerly winds over the Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 42: 2434–2441
- He Y, Zhao C, Song M, Liu W, Chen F, Zhang D, Liu Z. 2015. Onset of frequent dust storms in northern China at ~AD 1100. *Sci Rep*, 5: 17111
- Huang X, Oberhänsli H, von Suchodoletz H, Sorrel P. 2011. Dust deposition in the Aral Sea: Implications for changes in atmospheric circulation in central Asia during the past 2000 years. *Quat Sci Rev*, 30: 3661–3674
- Lambert F, Delmonte B, Petit J R, Bigler M, Kaufmann P R, Hutterli M A, Stocker T F, Ruth U, Steffensen J P, Maggi V. 2008. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 452: 616–619
- Lan J, Wang T, Chawchai S, Cheng P, Zhou K, Yu K, Yan D, Wang Y, Zang J, Liu Y, Tan L, Ai L, Xu H. 2020. Time marker of ^{137}Cs fallout maximum in lake sediments of Northwest China. *Quat Sci Rev*, 241: 106413
- Lee E H, Sohn B J. 2009. Examining the impact of wind and surface vegetation on the Asian dust occurrence over three classified source regions. *J Geophys Res*, 114: D06205
- Lee J J, Kim C H. 2012. Roles of surface wind, NDVI and snow cover in the recent changes in Asian dust storm occurrence frequency. *Atmos Environ*, 59: 366–375
- Liu J, Wang R, Zhao Y, Yang Y. 2019. A 40,000-year record of aridity and dust activity at Lop Nur, Tarim Basin, northwestern China. *Quat Sci Rev*, 211: 208–221
- Liu X, Yin Z Y, Zhang X, Yang X. 2004. Analyses of the spring dust storm frequency of northern China in relation to antecedent and concurrent wind, precipitation, vegetation, and soil moisture conditions. *J Geophys Res*, 109: D16210
- Liu X, Yu Z, Dong H, Chen H F. 2015. A less or more dusty future in the Northern Qinghai-Tibetan Plateau? *Sci Rep*, 4: 6672
- Mann M E, Zhang Z, Rutherford S, Bradley R S, Hughes M K, Shindell D, Ammann C, Faluvegi G, Ni F. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and medieval climate anomaly. *Science*, 326: 1256–1260
- Mayewski P A, Maasch K A. 2006. Recent warming inconsistent with natural association between temperature and atmospheric circulation over the last 2000 years. *Clim Past Discuss*, 2: 327–355
- Middleton N J. 2017. Desert dust hazards: A global review. *Aeolian Res*, 24: 53–63
- Middleton N J, Sternberg T. 2013. Climate hazards in drylands: A review. *Earth-Sci Rev*, 126: 48–57
- Neff J C, Ballantyne A P, Farmer G L, Mahowald N M, Conroy J L, Landry C C, Overpeck J T, Painter T H, Lawrence C R, Reynolds R L. 2008. Increasing eolian dust deposition in the western United States linked to human activity. *Nat Geosci*, 1: 189–195
- Peng Y J, Xiao J, Nakamura T, Liu B L, Inouchi Y. 2005. 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 Sci Lett*, 233: 467–479
- Qian W, Quan L, Shi S. 2002. Variations of the dust storm in China and its climatic control. *J Clim*, 15: 1216–1229
- Qiang M, Liu Y, Jin Y, Song L, Huang X, Chen F. 2014. Holocene record of eolian activity from Genggahai Lake, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Geophys Res Lett*, 41: 589–595
- Rea D K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev Geophys*, 32: 159–195
- Roe G. 2009. On the interpretation of Chinese loess as a paleoclimate indicator. *Quat Res*, 71: 150–161
- Shao Y, Wyrwoll K H, Chappell A, Huang J, Lin Z, McTainsh G H,

- Mikami M, Tanaka T Y, Wang X, Yoon S. 2011. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Res*, 2: 181–204
- Stuiver M, Reimer P J, Reimer R W. 2017. CALIB 7.0.4 [WWW program] at <http://calib.org>
- Tegen I, Fung I. 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J Geophys Res*, 99: 22897–22914
- Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, Lin P N, Dai J, Bolzan J F, Yao T. 1995. A 1000 year climate ice-core record from the Guliya ice cap, China: Its relationship to global climate variability. *Ann Glaciol*, 21: 175–181
- Uno I, Eguchi K, Yumimoto K, Takemura T, Shimizu A, Uematsu M, Liu Z, Wang Z, Hara Y, Sugimoto N. 2009. Asian dust transported one full circuit around the globe. *Nat Geosci*, 2: 557–560
- Wang H, Jia X, Li K, Li Y. 2015. Horizontal wind erosion flux and potential dust emission in arid and semiarid regions of China: A major source area for East Asia dust storms. *Catena*, 133: 373–384
- Wang T. 2004. Progress in sandy desertification research of China. *J Geogr Sci*, 14: 387–400
- Xiao J, Fan J, Zhou L, Zhai D, Wen R, Qin X. 2013. A model for linking grain-size component to lake level status of a modern clastic lake. *J Asian Earth Sci*, 69: 149–158
- Xiao J, Xu Q, Nakamura T, Yang X, Liang W, 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 B, Wang L, Gu Z, Hao Q, Wang H, Chu G, Jiang D, Liu Q, Qin X. 2018. Decoupling of climatic drying and Asian dust export during the Holocene. *J Geophys Res Atmos*, 123: 915–928
- Xu H, Liu X Y, An Z S, Hou Z H, Dong J B, Liu B. 2010. Spatial pattern of modern sedimentation rate of Qinghai Lake and a preliminary estimate of the sediment flux. *Chin Sci Bull*, 55: 621–627
- Xu J, Hou S, Qin D, Kaspari S, Mayewski P A, Petit J R, Delmonte B, Kang S, Ren J, Chappellaz J, Hong S. 2010. A 108.83-m ice-core record of atmospheric dust deposition at Mt. Qomolangma (Everest), central Himalaya. *Quat Res*, 73: 33–38
- Yang M, Yao T, Wang H. 2006. Microparticle content records of the Dunde ice core and dust storms in northwestern China. *J Asian Earth Sci*, 27: 223–229
- Yi L, Yu H, Ge J, Lai Z, Xu X, Qin L, Peng S. 2012. Reconstructions of annual summer precipitation and temperature in north-central China since 1470 AD based on drought/flood index and tree-ring records. *Clim Change*, 110: 469–498
- Zhang J, Xu H, Lan J, Ai L, Sheng E, Yan D, Zhou K, Yu K, Song Y, Zhang S, Torfstein A. 2020. Weakening dust storm intensity in arid central Asia due to global warming over the past 160 years. *Front Earth Sci*, 8: 284
- Zhang K, Gao H. 2007. The characteristics of Asian-dust storms during 2000–2002: From the source to the sea. *Atmos Environ*, 41: 9136–9145
- Zhang Y, Kang S, Zhang Q, Grigholm B, Kaspari S, You Q, Qin D, Mayewski P A, Cong Z, Huang J, Sillanpää M, Chen F. 2015. A 500-year atmospheric dust deposition retrieved from a Mt. Geladaindong ice core in the central Tibetan Plateau. *Atmos Res*, 166: 1–9
- Zhao X, Zhuang G, Wang Z, Sun Y, Wang Y, Yuan H. 2007. Variation of sources and mixing mechanism of mineral dust with pollution aerosol—Revealed by the two peaks of a super dust storm in Beijing. *Atmos Res*, 84: 265–279
- Zhou K, Xu H, Lan J, Yan D, Sheng E, Yu K, Song Y, Zhang J, Fu P, Xu S. 2020. Variable late Holocene ¹⁴C reservoir ages in Lake Bosten, Northwestern China. *Front Earth Sci*, 7: 328

(责任编辑: 肖举乐)