

文章编号: 1000-5862(2017)03-0319-07

鄱阳湖沙山高分辨率沙质地层及其冬季风气候 信息记录的初步探究

洪祎君 蒋梅鑫* 贾玉连 凌超豪 徐传奇

(江西师范大学地理与环境学院 鄱阳湖湿地与流域研究教育部重点实验室 江西 南昌 330022)

摘要: 位于鄱阳湖流域的长江、赣江等河谷、河漫滩的下风方向,由于处于冬季风强烈的东亚季风区,在高频出现的大风、强风天气情况下,受风力吹蚀作用,常形成区域性的沙山堆积。沙山纵向垄状地形发育,其上风方向槽、沟与碟形坑等侵蚀地貌发育,其下风方向纵向沙垄发育。通过对样品的光释光年代测试和粒度频数分析,浅析星子PBL剖面的小冰期风积地层,揭示了小冰期晚期持续近60年左右的一次冷期,这个冷期以突变开始,以渐变结束,其清晰程度在其它地质记录中是不曾发现的。研究发现鄱阳湖沙山纵向沙垄往往具有缓倾斜的前积与侧积,层理(薄层与细层)往往较稳定,对揭露冬季风气候信息具有重要的意义。

关键词: 鄱阳湖沙山; 超高分辨率; 气候突变

中图分类号: P 931. T **文献标志码:** A **DOI:** 10.16357/j.cnki.issn1000-5862.2017.03.20

0 引言

全球变化研究的焦点之一是通过地层的高分辨率甚至是超高分辨率的分析,以揭示历史过程中气候环境演化的过程和规律。本文介绍了一种新的高分辨率地层,并通过光释光测年以及粒度测试等研究方法对此种类型地层进行研究,探索该类高分辨率地层在揭示冬季风气候环境信息方面的价值。

鄱阳湖流域($N 24^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 、 $E 113.5^{\circ} \sim 118.5^{\circ}$)年均温度 $16 \sim 20^{\circ}C$,年降雨量 $1400 \sim 1800\text{ mm}$,属于典型的中亚热带温暖湿润气候。然而,在此湿润气候条件下,一系列特殊的风成沙质堆积分布于赣江、抚河沿岸,以及鄱阳湖入江水道两侧和长江沿岸。当地人称之为“沙山”。此类风成堆积高度不一,堆积体表面长有稀疏灌木丛,但大多数地表裸露。多与河道水文系统呈密切的伴生关系,为冰期冬季风活动加强,近地面气流搅动河道、河漫滩沉积物,在下风向形成的堆积地貌^[1-3]。年代测试表明,现代格局的沙山堆积始于深海氧同位素4阶段(MIS4),末次冰消期前后停滞发育^[4],近2000年特别是小冰期以来再度活跃^[5]。

现代气象监测结果表明,与同纬度的其他地区相比,九江和南昌的冬季风都更加强盛^[4],每年都会出现几次强风暴天气,有时一年内强风暴天气出现高达十几次;通过查阅现代气候图集,可以看出鄱阳湖与洞庭湖流域地区,由于地势较周边地理环境平坦,又受狭管效应影响,东亚冬季风在这2个区域强烈向南舌状延伸^[6]。强风、大风天气频发,扬起下风向冬季干露的河漫滩、河道沉积,在河道下游方向堆积起一系列沙山,在长江中游局部地区,形成了在中亚热带湿润地区特有的沙质荒漠化现象。

近平行排列的垄状地形是沙山地貌的特点,杨达源等^[1]因该地貌形态与纵向沙垄相似,称之为纵向沙垄。韩志勇等^[5]从地貌学、沉积学和年代学的角度,提出鄱阳湖星子县沙岭沙山一侧的垄状地形属于风蚀地貌的观点。笔者经过近3年的野外调查,认为湖相淤泥地层处于丘顶的现象,或者是风蚀地貌发育的最有力证据(见图1)。但是,风蚀作用突出表现在沙山的上风方向上,沙山末端则发育堆积地貌,且由于区域风向稳定、沙源地单一等特点,沙山下风方向上常发育低矮的纵向沙垄,沙垄的脊线平直、形态浑圆,侧积与前积缓倾斜。整个沙垄外形呈不对称弓形,上风向较陡,下风向较缓(见图1)。受

收稿日期: 2016-11-20

基金项目: 国家自然科学基金(41262007),江西省重大生态安全问题监控协同创新中心课题(JXS-EW-00)和鄱阳湖湿地与流域研究教育部重点实验室(江西师范大学)开放基金(ZK2013003)资助项目。

通信作者: 蒋梅鑫(1961-),男,江西泰和人,教授,主要从事自然地理方面的研究。E-mail: jiangmx610519@126.com

当地主风作用影响,其前积层上层接近水平,但越往下,层理面越倾向南或西南,底部倾角一般较大。

野外观察表明,由于如下 2 个因素可使沙质地层停止发育: 1) 物源区消失,沙山的最初物源地是赣江与长江的河谷漫滩,沙山形成后,局地沙丘可 2 次起沙; 2) 冬季风减弱,搬运能力降低。由于地处湿润气候区,无论哪种情况,沙质碎屑停积后,植被会很快发育;表层沙质层理随之被根系破坏,变得模糊不清,据此判断地层的连续性。

本文基于这套堆积地层,为进行气候环境变化的研究探索一种新的高分辨率地层做出有益的尝试。



图 1 星子沙岭沙山垄状地形的外形轮廓及丘顶湖相淤泥地层

1 剖面采样与测试

泊头李剖面(PBL 29°33' N, 116°02' E)位于泊头李村旁,是星子县东部一道走向 NE15°的纵向沙垄(见图 2),由于当地人工采沙活动,暴露出层理清晰的整个剖面(表层约 30 cm 受到人工扰动)。层理面不存在角度不整合接触关系,层理面角度由翼部向沙垄脊部增大,以 3°~10°向西南倾斜,这套地层与纵向沙垄的形状基本相同,可初步判断为同属于一个层系的沙垄的侧积。

在该露头的左右 2 侧,各采集了一个剖面,以验证不同沉积部位粒度指示的稳定性(见图 2),分别称为 PBL01、PBL02。两剖面相距约 10 m,通过地层延伸对比,两剖面约有 5.2 m 的层理相同,将 2 者按层理衔接,组成的连续剖面接近 16.0 m。

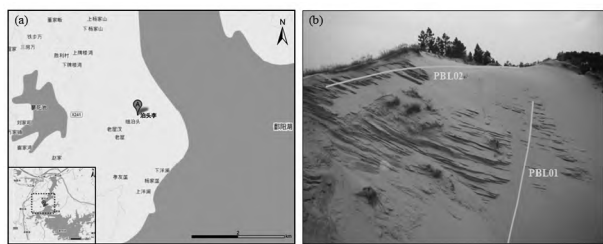


图 2 星子沙岭泊头李剖面图

剖面的层理主要为细层与薄层,厚度一般为几厘米到十几厘米(见图 3)。对剖面的采样,以 1 cm

为间隔,由上至下,平行于层理,连续进行,不穿层采集;PBL01 采集样品 1 070 个,PBL02 采集样品 1 072 个,同时,在剖面以不等间距采集 8 个光释光(OSL)年代样品。整个剖面层理清晰,初步判断地层连续。

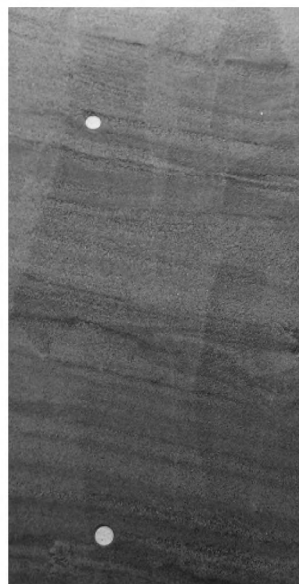


图 3 泊头李剖面地层层理(局部)

粒度测试。取样品 30~40 g 左右,采用四分法分样,大致经过 2 次四分,取一份约 3~5 g 进行测试。样品首先浸泡,加少许稀盐酸去除碳酸钙、加双氧水去除有机质。于临沂师范学院使用英国 Malvern 公司生产的马尔文 2000 激光粒度分析仪(量程范围 0.01~2 000 μm)完成前处理后样品测试。

OSL 年代测试。首先对样品进行前处理,挖出释光管内两端(约 2 cm)可能存在污染的样品,在红光暗室内取中段未被污染和曝光的样品进行等效剂量和年计量测定。将 300 g 左右样品浸泡于质量浓度 30% 的 H_2O_2 溶液中,以去除有机质,待样品不再反应后,加入 $1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ HCl,以去除碳酸盐类化合物,将反应充分的样品以湿筛法对粒度进行分选(见表 1)。OSL 测年需要提取样品中高纯度的石英,混合样品中的长石以 40% H_2SiF_6 溶蚀 21 d 以上去除,之后用 10% HCl 去除附着于样品上的氟化物。使用红外检测长石释光信号,若信号较强,则需再次使用 40% H_2SiF_6 溶液对样品进行溶蚀,直到检测不出长石信号或长石信号弱至可忽略。在烘干样品后,还需对样品进行长石检测,以确保用于测试的样品未受长石污染。从完全处理好的样品中取矿物颗粒,以硅油将其单层置于不锈钢载片中心 3~4 mm。以上为等效剂量的前处理步骤。

经等效剂量前处理后的样品,在中国科学院青海盐湖研究所释光实验室完成测试,使用 Risø TL/

OSL-20 全自动释光仪. 年剂量率的测试在中国原子能研究所进行, 测年结果如表 1 所示. 测出的年代框架虽然粗糙, 但是仍能揭示泊头李剖面的沉积年代, 应处于小冰期晚期.

表 1 星子泊头李剖面 OSL 年代测试及相关信息

样品编号	样品深度/m	测试粒径/ μm	$K/\%$	$T_h/\times 10^{-6}$	$U/\times 10^{-6}$	含水量/ $\%$	等效剂量 D_e/Gy	剂量率/ $(\text{Gy}\cdot\text{ka}^{-1})$	OSL 年代/a
LS-02	15.80	200~250	1.460 ± 0.041	2.670 ± 0.127	0.763 ± 0.065	6 ± 2	0.62 ± 0.04	1.75 ± 0.09	357 ± 29
LS-01	15.10	200~250	1.760 ± 0.044	2.920 ± 0.117	0.800 ± 0.071	6 ± 2	0.71 ± 0.09	1.99 ± 0.12	361 ± 50
LS-03	13.00	200~250	1.853 ± 0.067	2.910 ± 0.151	1.869 ± 0.447	6 ± 2	0.74 ± 0.08	2.29 ± 0.17	324 ± 40
LS-04	12.00	38~63	1.810 ± 0.045	3.410 ± 0.136	0.729 ± 0.059	6 ± 2	0.61 ± 0.09	2.04 ± 0.12	300 ± 46
LS-05	11.00	38~63	1.870 ± 0.065	3.230 ± 0.130	0.711 ± 0.059	6 ± 2	0.66 ± 0.04	2.14 ± 0.10	309 ± 24
LS-06	9.00	38~63	1.710 ± 0.040	2.868 ± 0.111	0.710 ± 0.072	6 ± 2	0.49 ± 0.04	2.04 ± 0.11	245 ± 20
LS-07	6.00	38~63	1.535 ± 0.060	2.604 ± 0.120	0.785 ± 0.126	6 ± 2	0.42 ± 0.18	1.90 ± 0.12	227 ± 96
LS-08	4.00	38~63	1.456 ± 0.051	2.800 ± 0.112	0.646 ± 0.120	6 ± 2	0.24 ± 0.10	1.83 ± 0.11	132 ± 56

2 结果

2.1 粒度分析及其环境意义

根据样品的粒度测试结果, 沙山沉积以中、粗砂 (200~800 μm) 为主, 极细砂、粉砂含量低, 粉尘 (<20 μm) 含量也较低. 这种粒度分布与沙漠沙的粒度组成相似^[7]. 剖面的粒度频数曲线多存在 3 个独立的粒度总体 (见图 4). 由粗端向细端, 分别称为第 1 粒度总体、第 2 粒度总体以及第 3 粒度总体, 其中第 1 粒度总体为主峰, 粒径跨度 160~2 000 μm , 占粒度频数的 90% 以上; 第 2、第 3 粒度总体粒径跨度分别为 20~100 μm 及 0~20 μm , 这 2 个粒度总

体一般不成峰. 部分样品缺失第 2 或 (和) 第 3 粒度总体.

通过野外监测可知, 第 1 粒度总体的平均粒径 Md_{fp} 是冬季风的强度指示指标, 作为跃移与滚动组分, 用于显示冬季风近地面气流的强度. 其中最大的搬运力信息可以从频数曲线由粗端累计至 5% 对应的粒径指示, 即 $C_{5\%}$ 值. $C_{5\%}$ 值及 Md_{fp} 指标常被用于河流沉积物研究^[8], 本文作为指示冬季风强度指标. 目前尚不知道第 3 粒度总体的环境指示意义. 由于 0~20 μm 粒径在风成沉积中是典型的大气粉尘组分, 而大气粉尘的含量与气候的干湿具有一定联系. 故本文也提取了第 3 粒度总体的含量 (C_{tp}), 以考察它是否具有明确的环境意义.

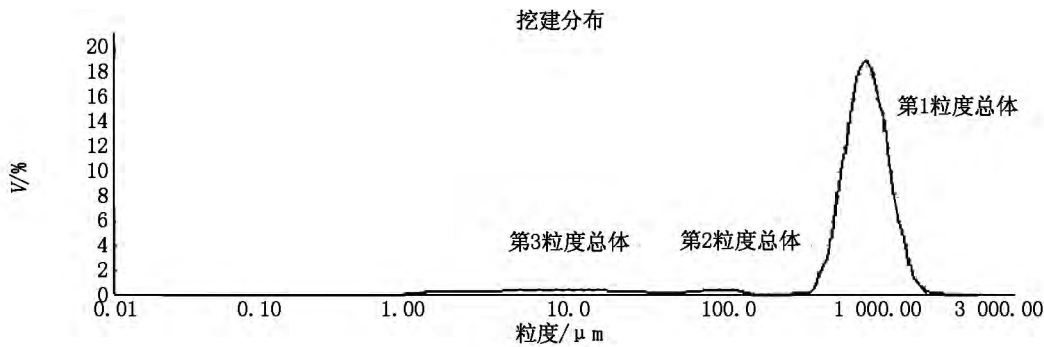


图 4 泊头李剖面典型粒度频数曲线

通过 C_{tp} 与 $C_{5\%}$ 、 Md_{fp} 记录对比 (见图 5) 可知: 1) Md_{fp} 与 $C_{5\%}$ 基本呈线性关系, 相关性分析 $R^2=0.988$. 2) 两者的变化具有一致性; 3) 剖面揭示的小冰期晚期记录 Md_{fp} 、 $C_{5\%}$ 与 C_{tp} 在不同阶段具有不同的对应关系, 在 16.00~13.20 m 与 9.50~5.00 m 深度上, 为较粗的颗粒粒径对应较高的粉尘含量, 表现为正相关. 在 13.20~9.50 m 深度上, 则为较细 (粗) 的颗粒粒径对应较高 (低) 的粉尘含量, 表现为负相关关系.

近 50 多年来, 南昌、庐山以及鄱阳 3 个气象站的

记录显示, 赣北冬季风平均风速与平均气温相关系数为 -0.78, 呈显著负相关关系, 即当冬季风增强时, 冬季气温降低; 当冬季风减弱时, 冬季气温升高. 基于该负相关关系, 在沙山, 有理由认为冬季风加强 (粗颗粒粒径) 的气候期就是冷期.

2.2 小冰期晚期冬季风演化特点

基于 OSL 年代, 初步认为泊头李剖面记录了小冰期晚期 (从约 1650—1920 年) 的环境演化, 大致可分为 3 个时期: 1) 较强的冬季风气候期 (约 1650—

1700 年) 样品的 $C_{5\%}$ 与 Md_{fp} 值均较低, 但有数次达到全剖面最大值, 指示极强的冬季风事件发生于整体相对较弱的冬季风气候期; 2) 弱冬季风气候期(约 1700—1810 年) $C_{5\%}$ 与 Md_{fp} 值均较低, 明显降低的峰

值指示了此时相对偏弱的冬季风; 3) 强冬季风气候期(约 1810—1920 年) $C_{5\%}$ 与 Md_{fp} 的极值与均值都显著上升。

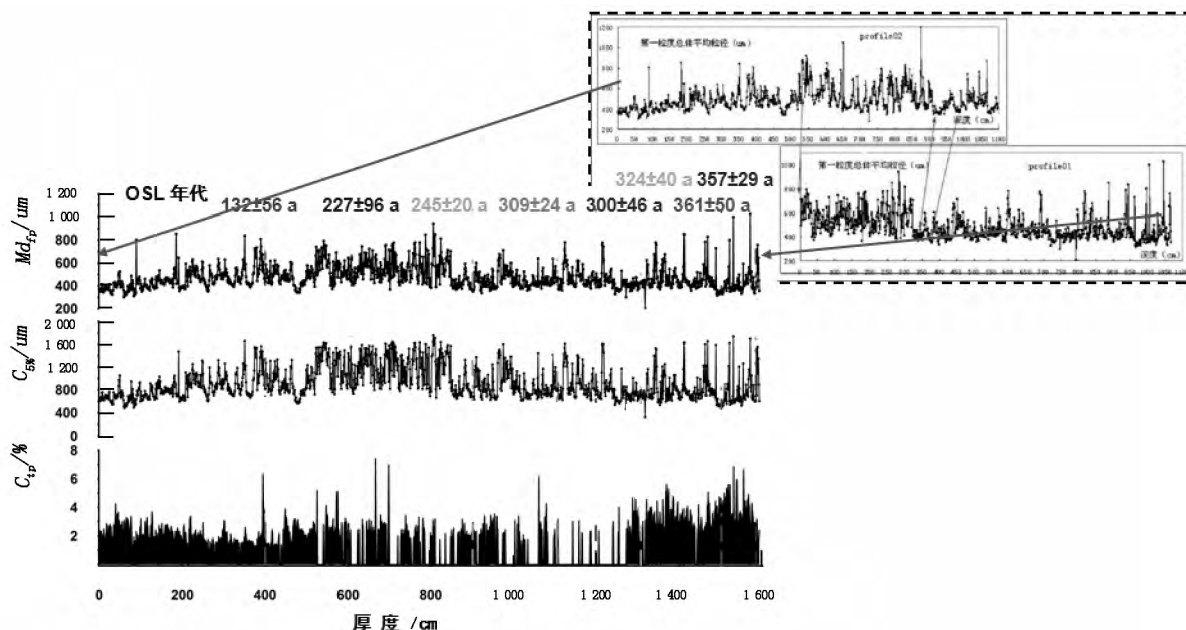


图5 泊头李剖面 Md_{fp} 、 $C_{5\%}$ 、 C_{ip} 变化、OSL 年代控制

强冬季风气候期又可进一步分为前后 2 个亚阶段: 1) 极强冬季风气候期(约 1810—1870 年). 在这个气候期中 $C_{5\%}$ 与 Md_{fp} 均从一个低值状态, 骤升至峰值, 并维持在该水平, 指示冬季风以突变形式进入此次冷期. 此次突变可通过 PBL01 中一个层理面的上下 2 个样品的粒度加以区分(见图 5), 同时, 在 PBL02 剖面中可通过 3 个样品区分(见图 5 和图 6). 由图 6 中可知 3 个样品分属 2 层, 上下 2 层颜色稍有差异. 若地层是连续的, 则位于突变点上下的样品分属于不同层的现象可以从 2 个方面解读: (i) 样品由于在同一年内时间上前后发生的 2 次尘暴事件沉积而成; (ii) 在不同年内, 由前一年最后一次尘暴堆积与后一年初次尘暴堆积而成. 2 种情况都反映了此次冬季风突变完成的时间在 1a 以内, 即冬季风由弱转强, 达到本次冷期的均值水平发生于相邻 2 次冬季风现象, 这或许是由地层记录所揭示的目前能辨识的最短的突变效应了. 2) 约 1870—1920 年 $C_{5\%}$ 与 Md_{fp} 均有所降低, 指示冬季风开始减弱, 在约 1900 年前后, 这个冷期逐渐趋于结束, 与冷期开始以突变的方式不同, 冷期结束是以渐变的方式完成。

将泊头李剖面记录与王绍武集成的华中和华北地区的温度距平记录进行对比(见图 7), 可以发现, 在误差范围内, 强冬季风气候期确实对应寒冷期. 不

过, 泊头李剖面所指示的 1650—1700 年冷期, 以零星的极强冬季风事件为特点, 而 1810—1870 年冷期, 似乎是以密集的(极)强冬季风事件为特点, 这是沙山所表现的这 2 个冷期的特点。

3 讨论

3.1 气候突变点的年代

由于剖面的 OSL 年代存在 5% ~ 10% 左右的误差, 目前还无法确定这个突变点的精确时代, 不过可以结合已有的研究记录, 考察 1700—1870 年的气候突变记录, 从而为突变点的年代提供更多的信息。

首先必须明确: 1) 这个突变点是在 1700—1870 年; 2) 这次突变是暖期向冷期的突变。

1810—1850 年被认为是过去 500 ~ 1 000 年以来北美以及欧洲即使不是最寒冷, 也或是次寒冷的时段^[9-11]. 多名学者称 1816 年为“一个没有夏季的年份(the year without a summer)”, 在欧美, 出现冷夏, 并发生了大规模的饥荒^[12]. 许多研究认为, 该时段的冷夏现象与太阳黑子的 Dalton 极小期、印尼火山喷发有关^[9-12]. 1815 年 4 月份发生的 Tambora 火山爆发, 其火山喷发物较其他火山喷发高出 1 ~ 3 个数量级, 被认为是全新世有记录以来最大的一次火山爆发^[13-15].

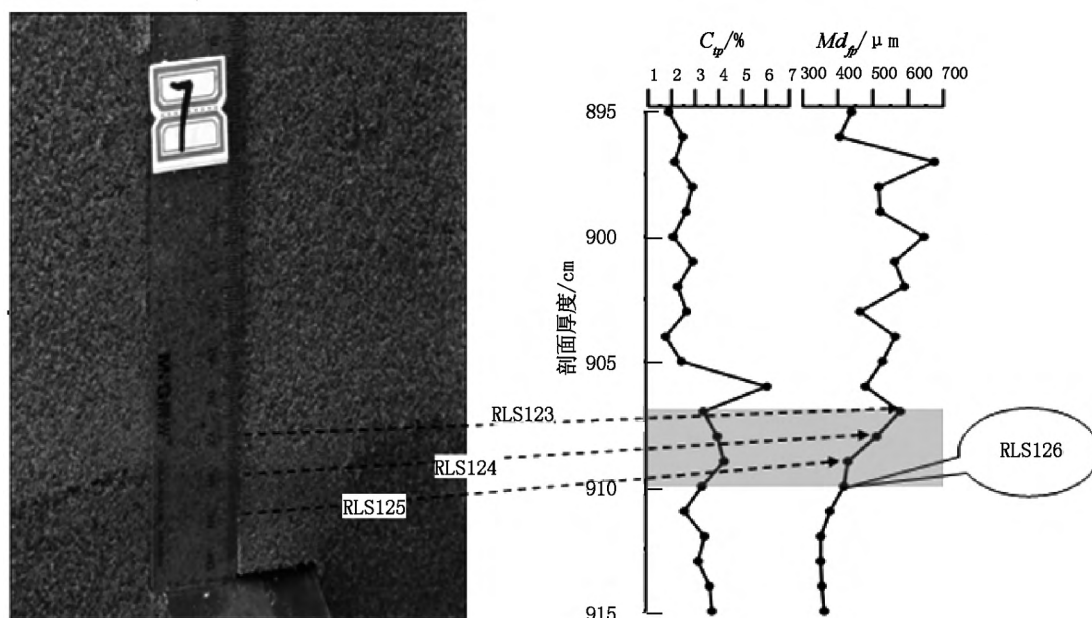


图6 PBL02 突变点的样品组成与地层分层

在东亚季风区,这个冷期的地质记录并不显著,尤其在中国北方^[16]。但是,也有学者的研究显示该冷期的地质记录明显。如刘健^[17]通过全球海气耦合气候模式 ECHO-G 对小冰期进行气候模拟;方修琦^[18]通过分析该时期难民的行为变化,认为社会不稳定性的增大是由该冷期内由相对温暖转为寒冷的显著降温及极端水旱事件增多为特征的气候变化引起的。就全国范围来看,冷期表现最显著的地区位于长江中下游、西南地区以及华南地区,华北与东北次之,其他地区表现不明显,该冷期的显著性存在明显区域差异^[19]。

王铮等^[20]通过分析 1730—1920 年北京、天津、保定、太原、郑州、开封、南阳等 7 个地方的故宫档案的农业收成与雨雪分寸资料记录,认为以上地区在 1816 年发生过一次气候突变,该突变在经过 15 年左右的过渡期之后,以一次降水与温度变化为特征,显示在记录中。文献[20]进一步分析了基于历史资料所重建的山东冬温指数序列,发现在 1816 年存在气候突变,温度急剧降低。施雅风^[21]认为中国在 1816 年前后发生了气候突变,北半球普遍降温,气候突变在全球的表现一致,此次气候突变后 15 年内,气候起伏不定,直到 1830 年,气候开始向湿冷状态发展,并逐渐趋稳,张丕远的研究显示 1816 年海南岛冬季霜冻天气引起了大规模的作物损失;安徽“东流六月雨雪”,气候极端异常,这表明当年为严重的冷冬天气^[22]。更有学者研究认为 1816—1853 年是 600 多年来中国最寒冷的时期^[23-24],这一时期

的黄渤海鲱鱼的物候及生态学记录显示,该冷水型鱼的产量激增,到 1875 年后,气候回暖,黄渤海鲱鱼的分布区域开始缩小。1816—1875 年的冷湿气候,很可能与 1815 年 Tambora 火山爆发有关。

与一般意义上的气候波动不同,从系统学上来说,气候突变是整个气候系统状态的改变,可能与大范围内的海气重组有关;面对这种海气重组,温度与降水都可能存在明显的变化,气候系统的相空间状态会因此而发生根本性的改变。

鉴于上述原因,结合测年结果,初步认为泊头李剖面记录的冬季风突变点可能为 1815 年或 1816 年。

3.2 第3 粒度总体的环境意义

为了考察第 3 粒度总体的环境含义,基于《中国近五百年旱涝分布图集》^[25]读取了赣北鄱阳湖地区、长江中游、长江下游 3 个区域 1650—1920 年的旱涝记录与王绍武^[19]重建的华中地区、华北地区气温距平记录(这些资料都是年代准确、气候信息记录确凿的信息),将其与泊头李剖面进行对比。《中国近五百年旱涝分布图集》中的旱涝主要指的是夏季降水,实质是区域干湿记录^[26]。

由图 7 可以发现如下几个现象:1) 1650—1700 年、1816—1870 年冬季风(较)强盛的冷期,包括赣北鄱阳湖在内的上述 3 个区域,旱涝事件显著加剧,气候具有极不稳定的特点,降水变幅大;2) 上述 3 区域的旱涝变化记录具有较为一致的关系,相关系数均大于 0.4,显著相关($k=271$ $\alpha=0.05$);它们与 C_p (第 3 粒度总体含量)存在如下的对应关系:旱涝

变幅较大的 1650—1700 年、1770—1800 年、1816—1870 年间与 1900 年前后,第 3 粒度总体含量增加,其他时段,第 3 粒度总体含量减小。也就是说,旱涝加剧,粉尘颗粒含量较高。干旱情况下,河谷漫滩产尘高,粉尘含量高,这是容易理解的,而在大降水的洪涝年,粉尘含量高,似乎指示粉尘的含量不仅与区域气候干燥程度有关,还与河谷漫滩面积规模有关,面积大,同样的气候条件下,产尘高。大洪水扩展了区域漫滩规模,使产尘区扩大,粉尘含量也就高。如果是这种情况,也是可以理解的。不过,这仅仅是基于对比情况所做的合理的推断,实际情况是否如此,有待于更多的记录去验证。

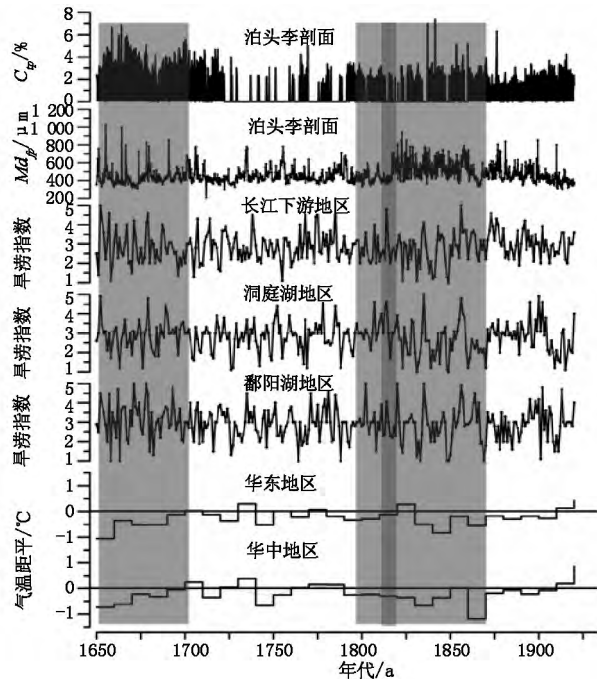


图 7 长江中下游 1650~1920a 间旱涝记录与华中地区、华北地区气温距平记录与泊头李剖面 C_{sp} 与 Md_{fp} 对比

4 结论

1) 鄱阳湖沙山下风方向上,纵向沙垄发育。纵向沙垄往往具有缓倾斜的前积与侧积,地层层理清晰而稳定,这是冬季风气候信息的高分辨率甚至是超高分辨率地质记录。

2) 泊头李剖面清晰记录了小冰期晚期持续近 60 年左右的一次冷期,第 1 粒度总体的中值粒径记录揭示,这个冷期以突变开始,以渐变结束,或者说这个冷期的冬季风以突变开始,以渐变结束。这在已有的地质记录中是不曾发现的。

3) 初步的气候对比揭示,沙山地层记录具有特殊的对气候环境信息的记录方式,值得进一步研究。

5 参考文献

- [1] 杨达源. 江南的晚更新世风成沙丘 [J]. 中国沙漠, 1985, 5(4): 36-43.
- [2] 胡亚萍, 贾玉连, 张智, 等. 粒度揭示的末次间冰期以来长江中游风沙-风尘体系 [J]. 中国沙漠, 2013, 33(5): 1324-1332.
- [3] 徐传奇, 贾玉连, 刘倩, 等. 赣北鄱阳湖地区第四纪黄土的粒度特征及环境意义 [J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(9): 104-108.
- [4] 庄检平, 贾玉连, 马春梅, 等. 末次冰期间冰阶晚期长江中游风尘堆积及环境意义 [J]. 沉积学报, 2007, 25(3): 424-428.
- [5] 韩志勇, 李徐生, 张兆干, 等. 鄱阳湖湖滨沙山垄状地形的成因 [J]. 地理学报, 2010, 65(3): 331-338.
- [6] 中华人民共和国气候图集编委会. 中华人民共和国气候图集 [M]. 北京: 气象出版社, 2002: 89-100.
- [7] Chen Chen-Tung A, Lan Hsin-Chi, Lou Jiann-Yoh, et al. The dry holocene megathermal in inner monglia [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2003, 193(2): 181-200.
- [8] Xiao Shangbin, Li Rui, Chen Muhong. Detecting sedimentary cycles using autocorrelation of grain size [J]. Scientific Reports, 2013(3): 1-8.
- [9] Kaplan Y, Wake C P, Germani M S. A 100-year record of North Pacific volcanism in an ice core from Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2003, 108(1): 1-12.
- [10] Mann M E, Jones P D. Global surface temperatures over the past two millennia [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(15): 1820.
- [11] McDonald K, Nixon L. Previously unknown volcanic eruption helped trigger cold decade [C/OL]. [2011-07-14]. <http://www.physorg.com/news176049231.html>.
- [12] Trigo R M, Vaquero J M, Alcoforado M J, et al. Iberia in 1816, the year without a summer [J]. International Journal of Climatology, 2009, 29(1): 99-115.
- [13] Sadler J P, Geattan J P. Volcanoes as agents of past environmental change [J]. Global and Planetary Change, 1999, 21(1): 181-196.
- [14] Raible C C, Brönnimann S, Auchmann R, et al. Tambora 1815 as a test case for high impact volcanic eruptions: Earth system effects [M]. Wiley: Wiley Interdisciplinary Reviews Climate Change, 2016.
- [15] Wood G D. Tambora: the eruption that changed the world [M]. Princeton: Princeton University Press, 2014.
- [16] 王苏民, 刘健, 周静. 我国小冰期盛期的气候环境 [J]. 湖泊科学, 2003, 15(4): 369-376.

- [17] 刘健, 陈星, Storch H, 等. 中国近 500 年来的气候模拟与重建资料对比 [J]. 地球科学进展, 2006, 21(4): 401-408.
- [19] 王绍武, 闻新宇, 罗勇, 等. 近千年中国温度序列的建立 [J]. 科学通报, 2007, 52(4): 957-964.
- [18] 方修琦, 萧凌波, 魏柱灯. 18~19 世纪之交华北平原气候转冷的社会影响及其发生机制 [J]. 中国科学: 地球科学, 2013(5): 825-838.
- [20] 王铮, 张丕远, 刘啸雷, 等. 19 世纪上半夜的一次气候突变 [J]. 自然科学进展, 1995, 5(3): 323-329.
- [21] 施雅风, 张丕远. 中国气候与海面变化及其趋势和影响: 中国历史气候变化 [M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1996: 24-31.
- [22] Zhang Piyuan, Wang Wei-Chyung, Hammed S. Evidence for anomalous cold weather in China [M]. Ottawa: Canadian Museum of Nature Ottawa, 1992: 534-539.
- [23] 李尚玉. 黄海鲱的丰歉与 1816 年之后的气候突变: 兼论印尼坦博拉火山爆发的影响 [J]. 学术界, 2009, 138(5): 42-55.
- [24] 李文涛, 李文琪, 裴丹华. 1815 年到 1875 年运城气候初探 [J]. 前沿, 2014(5): 203-204.
- [25] 中央气象局科学研究院. 中国近五百年旱涝分布图集 [M]. 北京: 地图出版社, 1992.
- [26] 张德二, 李小泉, 叶有梁. 中国近五百年旱涝分布图集的再续补(1993—2000) [J]. 应用气象学报, 2003, 14(3): 379-387.

The High-Resolution Sandy Stratigraphy and Its Record of Climate Change During the Late Little Ice Age in Poyang Lake Region

HONG Yijun, JIANG Meixin*, JIA Yulian, LING Chaohao, XU Chuanqi

(Key Laboratory of Poyang Lake Wetland and Watershed Research, Institute of Geography and Environment, Jiangxi Normal University, Nanchang Jiangxi 330022, China)

Abstract: With OSL dating and grain size analysis, ca. 270 years of proxy records of climate change during the late Little Ice Age are developed based on Botou Li profile1 and profile2 in sand hills in Xingzi County. Comparison of some proxy records from Botou Li profile, dryness/wetness record from Meteorological Research Institute of the central weather bureau (1981) and records of mean temperature anomaly in the mid and east of China after Wang (2007), it is concluded that the content of the third grain size totality (dust particle) ($C_p(\%)$) in sand hills indicated the regional humidity and/or probably is a proxy of regional flood flat area, average grain size of the first totality (Md_{fp}) is a proxy record of winter monsoon intensity. Sediment consequences of Botou Li section, with ultrahigh-resolution, clearly record a cold interval (ca. 60 years) in the late Little Ice age. The cold period, timely corresponding to the stage of Dalton minimum of sun spot number, start abruptly and end gradually indicated by the record of median grain size of the first totality (Md_{fp}).

Key words: Poyang Lake sand hills; ultrahigh-resolution; abrupt climate change

(责任编辑: 曾剑锋)