刘建伟,孙丽,李志文,等.九江市蓼花剖面末次冰期中晚期沉积物的地球化学特征及环境意义[J].中国沙漠,2026,46(5):391-402.

九江市蓼花剖面末次冰期中晚期沉积物的地球化学特征及环境意义

刘建伟[1a],孙 丽[1b],李志文[1b,2],钟 颖[3],杨妙文[1a],张晓晴[1a]

(1.佛山大学 a.环境与化工学院,b.建筑与规划学院,广东 佛山 528225;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,陕西 西安 710061;3.东华理工大学 地球与行星科学学院,江西 南昌 330013)

摘要:鄱阳湖地区晚第四纪风沙沉积物分布广泛,存在多种沉积相叠覆堆积的地层序列,详细记载了环境演变过程。本文选取九江市星子县蓼花剖面(LH)的沙丘砂-古土壤-湖相沉积序列为研究对象,分析了地质年代、粒度、化学元素含量等指标,探讨了该区域末次冰期中晚期的环境变化特征。结果显示:(1)蓼花剖面常量化学元素以SiO_2、Al_2O_3为主,各沉积相存在较大差异。SiO_2含量在沙丘砂层最高,Al_2O_3、Fe_2O_3含量在古土壤层最高,CaO、MgO、Na_2O含量在湖相层最高。(2)化学蚀变指数(*CIA*)和A-CN-K三角图指示蓼花剖面整体处于中等化学风化阶段,硅铝铁率(*Saf*)、淋溶系数(*ba*)、*CIA*和Rb/Sr值揭示各沉积相的风化程度为古土壤层>湖相层>沙丘砂层。(3)蓼花剖面形成于末次冰期中晚期(51.7~15.1 ka),气候特征呈阶段性变化:LH11(51.7~42.1 ka)为寒冷干燥期,冬季风增强,对应深海氧同位素MIS3b阶段;LH10-LH6(42.1~27.0 ka)转为温暖湿润期,夏季风增强,对应MIS3a阶段;LH5-LH2(27.0~15.1 ka)再次进入寒冷干燥期,冬季风增强,但存在短暂的暖湿波动,对应MIS2阶段。这些变化与Yangzi洞石笋$\delta^{18}O$、洛川剖面>32 μm颗粒含量记录的冬季风强度和6月30°N太阳辐射总量具有较好的对比性,为探索亚热带季风气候区的环境演变提供了参考价值。

关键词:蓼花剖面;沙丘砂-古土壤-湖相沉积序列;地球化学;风化程度;环境演变

文章编号:1000-694X(2026)05-391-12 **DOI**:10.7522/j.issn.1000-694X.2026.00061

中图分类号:P532 **文献标志码**:A

0 引言

沙丘砂-古土壤-湖相沉积物蕴含着丰富的理化性质变化过程,有效记录了过去的环境演变信息,是良好的地质载体。沙丘砂是风力作用主导下多种地貌过程共同作用的产物[1],其发展变化取决于物源数量、风速和植被覆盖度[2]。因此,沙丘活化或固定可以指示干湿交替的气候变化[3-4]。冷干气候条件下风力作用盛行,风化作用较弱,风沙活动加强,利于沙丘活化与迁移,可以通过粒度、化学元素含量揭示沉积过程和风沙活动强度[5]。古土壤是化学风化和成壤过程改造的产物,蕴含着矿物分解和化学元素迁移—聚集过程,可以反映成壤过程中的气候条件[6-7]。湖泊是封闭或半封闭的汇水盆地,接受周边源区的物质供给,形成连续和高分辨率的湖相沉积,是重建区域古环境演变的重要手段[8-9],尤其是化学元素组成和富集特征反映了物源特征及水动力条件[10-11]。

鄱阳湖地处中国亚热带季风气候区,受冬季风和夏季风交替盛行的影响,发育着由多种沉积相叠覆堆积组成的风沙沉积序列,成为研究气候变化的理想载体。前人对该区域风沙沉积物的粒度、色度、磁化率及有机质等指标进行了系列研究,详细揭示了末次冰期的气候变化规律[12-14]和平行砂层层理的成因[15],但对于化学元素的迁移-聚集规律及其气候意义的研究较少。元素的迁移-聚集过程较为复杂,受气候环境和地形条件等因素的综合影响。因此,作者在鄱阳湖地区进行了多次野外考

收稿日期:2026-03-11;**改回日期**:2026-05-06

资助项目:国家自然科学基金项目(41201006,41571007);黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目(SKLLQG2406)

作者简介:刘建伟(2001—),男,广东湛江人,硕士研究生,主要从事流域资源可持续与生态环境治理研究。E-mail:liujw_2001@163.com

通信作者:孙丽(E-mail:sllzw@163.com)

察，在星子县蓼花村发现了许多由沙丘砂、古土壤、湖相等组成的地层剖面，野外观测各沉积相的粒度和颜色等物理特征存在显著差异，前述的前人研究结果也显示其形成环境存在显著差异，是重建该区域季风演变的良好载体。因此，选择由沙丘砂-古土壤-湖相组成的蓼花剖面进行工作，在地质年代、粒度、化学元素测试的基础上，探索不同稳定性的化学元素在各沉积相的迁移-聚集特征，并据此探讨末次冰期中晚期的气候变化规律。

1 研究区概述与剖面描述

1.1 研究区概述

星子县(29°08′—29°36′N，115°48′—116°10′E)位于江西省九江市东部，西北为庐山，东南为鄱阳湖，地势西北高、东南低，由高山向鄱阳湖倾斜(图1)。该地区广泛分布着元古界地层和新生界第四系地层，古生界、中生界及新生界古近系地层仅有零散出露。大地构造位置属于扬子板块东段的彭(山)庐(山)地体，赣江深断裂的北端西侧。属于亚热带季风湿润气候，夏季炎热湿润而冬季寒冷干燥，四季分明且雨热同期。光照充足，年均日照1 806.1 h，年均气温13~18 ℃，年均无霜期263 d，年均降水量1 460.7 mm。多大风，多年平均风速3.5 $m\cdot s^{-1}$，17 $m\cdot s^{-1}$(8级)以上风力年平均32.6 d。多年平均蒸发量1 726.5 mm，多年平均相对湿度为75%。夏季盛行南风和东南风，冬季多偏北风和东北风。鄱阳湖毗邻长江以北的北东向郯庐断裂带[16]，发育形成广阔平原，缺乏地形屏障，自北向南形成Y型通道，产生明显的狭管效应[17]，使得冬季风增强，为湖滨沙地的形成提供了动力条件。水文资源丰富，河流的集水范围主要分布在北部庐山南部及中部丘陵一带，属鄱阳湖水系。生物资源丰富，有裸子植物9科34属95种，被子植物154科864属2 015种，共计2 110种；境内原始森林植被属亚热带常绿落叶阔叶混交林类型，次生林以马尾松为主。自然土壤有山地草甸土、山地黄棕壤、山地黄壤、红壤、黄棕壤、沙丘土及草甸土等[18]。

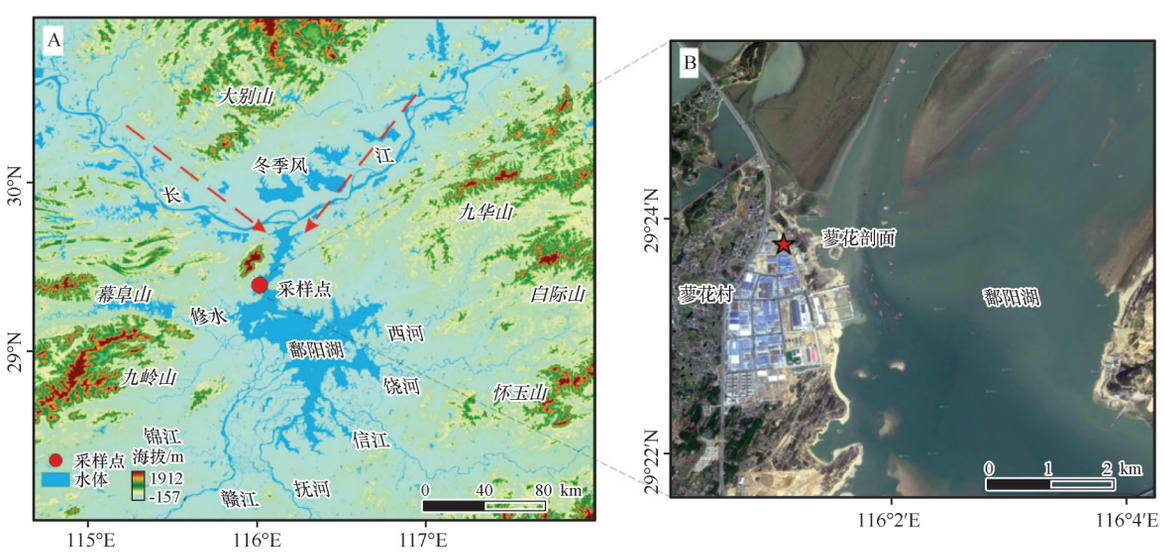


图1 研究区地理位置及采样点

Fig.1 Geographical location of the study area and sampling points

1.2 剖面描述与采样

蓼花剖面位于九江市星子县的蓼花村(后文根据首字母缩写为LH)，由沙丘砂、古土壤和湖相组成，出露厚度约为9.90 m。自上到下分为11个地层单元，各层的深度、沉积特征和年代学样品见表1，LH1、LH2、LH10和LH11层位以2 cm间距采样，其余层位以1 cm间距采样，共采集698个样品进行粒度分析，每隔10 cm采集一个样品进行化学元素分析。

2 方法

2.1 年代测试

在LH1顶部、LH2顶部、LH3顶部、LH5顶部及底部和LH11下部各采集一个光释光(Optically Stimulated Luminescence，简称OSL)样品。测试仪器为

表 1　蓼花剖面的地层沉积特征

Table 1　Stratigraphic sedimentary characteristics of the Liaohua section

地层	深度/m	沉积特征	测年样品
LH1	0~2.92	浅黄色，沙丘砂层，局部分布有雨痕面，有明显层理	OSL（顶）
LH2	2.93~3.42	浅棕红色，沙丘砂层，可见钙质结核体，未见明显层理	OSL（顶）
LH3	3.43~3.62	灰黄色，古土壤层，细砂质颗粒，含有黏土矿物	OSL（顶）
LH4	3.63~4.74	浅黑色，湖相层，粉砂淤泥质地，无明显层理	—
LH5	4.75~5.04	浅黄色，沙丘砂层，顶部发育有铁盘层	OSL（顶/底）
LH6	5.05~5.78	深黄色，古土壤层，散布有黄红色砂质体	—
LH7	5.79~6.08	灰白色，湖相层，粉砂质地，未见明显层理	—
LH8	6.09~6.48	深灰色，湖相层，粉砂质为主，质地均匀，无层理	—
LH9	6.49~7.37	浅黑色，湖相层，粉砂淤泥质地，未见层理	AMS-^{14}C（底）
LH10	7.38~7.94	棕黄色，古土壤层，散布有灰黄色钙质斑块	—
LH11	7.95~9.90	棕红色，沙丘砂层，中砂质颗粒，未见底	OSL（下部）

Day-break 2200 光释光测定仪，采用石英单多片再生法。在 LH9 底部采集 1 个 AMS-^{14}C 测年样品，在美国 Beta 实验室完成测试，实测年龄为 35.01±0.25 ka，校正后年龄为 39.2±4.3 cal. ka。

2.2　粒度

测试仪器为 Mastersizer 2000 激光粒度仪。使用 Konert 等[19]的实验方案：将样品过 10 目筛，取适量样品，加入浓度为 10% 的 H_2O_2 去除有机质，再加 10% 的 HCl 去除碳酸钙，等待样品完全反应后，在容器中注满蒸馏水静置 48 h，抽除上部液体，重复 3 次，稀释溶液酸度；最后加 1 mol·L^{-1} 的 $(NaPO_3)_6$ 使颗粒分散。每个样品测 3 次取平均值。运用 Folk 等[20]提出的公式计算平均粒径（M_z）。

$$M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \tag{1}$$

2.3　化学元素

测试仪器为 Axios 顺序式波长色散型 X 射线荧光光谱仪，采用粉末压片法制样。将风干土样在 105 °C 下烘 24 h，研磨过 200 目筛，称 4 g 土样放入模具，用硼酸镶边垫底，压成镶边外径为 32 mm 的样片，然后放入干燥器中待测。以 GB/T14506.28-93（硅酸盐岩石化学分析方法 X 射线荧光光谱法）为标准，相对偏差和相对误差均小于 5%。

为了揭示剖面的风化程度，选取硅铝铁率（*Saf*）、淋溶系数（*ba*）和化学蚀变指数（*CIA*）等指标进行判别。

Saf 表征土壤风化程度及物质迁移规律，低值表明 SiO_2 淋失而 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 相对富集，对应强淋溶环境，高值则指示弱淋溶环境[21]。

$$Saf = SiO_2/(AlO_2O_3 + Fe_2O_3) \tag{2}$$

ba 通过活泼性元素 Ca、Na、K 相对于稳定性元素 Al 的淋溶迁移程度来判断沉积环境及风化强度[22-23]。

$$ba = (CaO + Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 \tag{3}$$

CIA 定量反映了相对于新鲜母岩，长石风化和转化为次生黏土矿物的程度，指示沉积物化学风化强度[24]。

$$CIA = AlO_2O_3/(AlO_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100 \tag{4}$$

式中：元素含量为摩尔含量，其中 CaO^* 为硅酸盐矿物中的钙含量，通常采用 McLennan 等[25]的方法对 CaO 进行校正：当 $n(CaO) \leqslant n(Na_2O)$ 时，采用 CaO 的摩尔数作为 CaO^* 的摩尔数；当 $n(CaO) > n(Na_2O)$ 时，采用 Na_2O 的摩尔数作为 CaO 的摩尔数。

3　结果

3.1　年代学框架

蓼花剖面的 OSL 和 AMS-^{14}C 测年结果见表 2，利用贝叶斯年龄-深度模型[26]构建蓼花剖面的年代学框架（图 2）。LH11 下部年龄为 51.7 ka，接近深海氧同位素（Marine oxygen-isotope stages，简称 MIS）[27]MIS3b 早期；LH2 顶部年龄为 15.1 ka，处于

表 2 蓼花剖面的 OSL 测年结果

Table 2 OSL dating results of the Liaohua section

样品位置	深度/m	U/10^{-6}	Th/10^{-6}	K/%	等效剂量/Gy	剂量率/(Gy·ka^{-1})	年龄/ka
LH1 顶	0.10	0.76	3.41	2.25	2.31±0.10	3.09±012	0.7±0.0
LH2 顶	2.93	1.55	5.37	2.20	49.90±2.45	3.45±0.14	14.5±0.9
LH3 顶	3.43	2.53±0.04	11.67±0.29	2.16±0.02	71.60±3.10	4.18±0.17	17.1±1.0
LH5 顶	4.75	2.27±0.09	10.48±0.33	2.31±0.03	105.53±4.86	4.22±0.17	25.0±1.5
LH5 底	5.04	1.22±0.07	4.85±0.15	2.31±0.02	91.52±1.86	3.25±0.13	28.1±1.3
LH11 下部	9.42	0.95	4.27	2.18	142.96±8.48	3.04±0.12	47.0±3.4

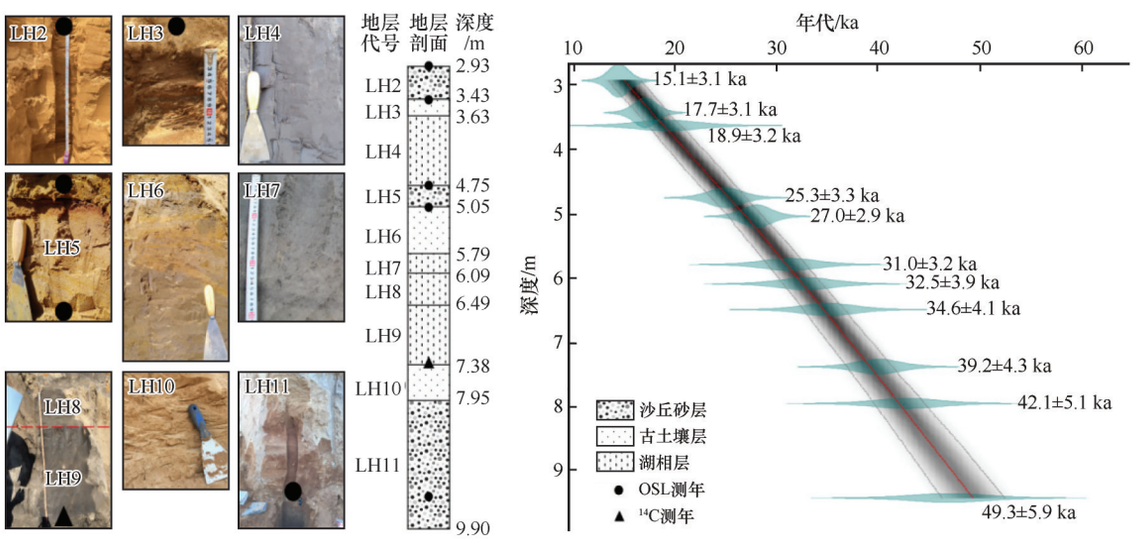


图 2 蓼花剖面地层序列与 Bacon 年代-深度模型

Fig.2 Stratigraphic sequence and Bacon age-depth model of the Liaohua section

MIS2 时期内，LH1 顶部所测年代为 0.7 ka，为浅黄色近现代砂质堆积。由于 LH1 与 LH2 之间存在明显的间断，故不参与本文讨论。因此确定蓼花剖面 LH2–LH11 的沉积时期为 15.1~51.7 ka，属于末次冰期中晚期的沉积物。

3.2 粒度特征

平均粒径（M_z）指示沉积物的粒径和集中趋势，反映沉积物的平均状况。M_z 大表明样品颗粒偏细，反之则表明颗粒较粗。黄土高原黄土的粒级组分与季风强度相关[28]，如黏粒（<2 μm）含量与风化成壤作用正相关，含量越高，指示气候越暖湿，夏季风越强盛[29-30]。

在 LH 剖面中，M_z 的分布范围和平均值分别为 0.90~6.47 Φ、4.18 Φ（表 3），属细砂粒级。不同沉积相的 M_z 存在较大差异，呈现明显的粗细交替变化，沙丘砂层（平均值为 2.47 Φ）最粗，其次是湖相层（4.84 Φ），古土壤层（4.88 Φ）最细。黏粒含量古土壤层（8.86%）最高，其次是湖相层（7.70%），沙丘砂层（3.36%）最低。粒度特征详细分析见参考文献[14]。

3.3 常量化学元素特征

3.3.1 常量元素在各沉积相的含量变化

蓼花剖面常量元素含量以 SiO_2、Al_2O_3 为主，平均含量依次为 81.03%、7.82%（表 4、图 3）。其他常量元素氧化物含量依次为 K_2O（2.50%）>Fe_2O_3（2.03%）>Na_2O（0.62%）>MgO（0.49%）>CaO（0.33%）。在各层位的标准差为 0.14~4.22，K_2O（0.14）最小，SiO_2（4.22）最大，CaO、MgO 和 Na_2O 的标准差均<0.31，Al_2O_3、Fe_2O_3 的标准差均>1.27，表明各沉积相的元素组成存在差异性。

沙丘砂层、古土壤层和湖相层的常量元素含量存在显著差异。沙丘砂层（LH2、LH5、LH11）含量最高的常量元素依次为 SiO_2（83.08%）、Al_2O_3（6.05%）和 K_2O（2.48%）；其他元素含量依次为 Fe_2O_3（1.26%）>Na_2O（0.32%）>MgO（0.21%）>CaO

表 3　蓼花剖面的平均粒径和<2 μm 颗粒含量

Table 3　Average particle size and content of particles <2 μm of the Liaohua section

地层	M_z范围(平均值)	<2 μm范围(平均值)	地层	M_z范围(平均值)	<2 μm范围(平均值)
LH2	1.28~1.76(1.49)	0.22~1.68(1.01)	LH8	4.17~5.27(4.85)	5.90~9.08(7.67)
LH3	2.90~6.30(5.15)	3.49~13.52(10.32)	LH9	4.26~5.28(4.73)	6.09~9.03(7.18)
LH4	3.97~6.21(5.35)	5.55~10.22(8.36)	LH10	3.83~5.16(4.62)	6.47~9.56(7.98)
LH5	2.75~4.47(3.28)	3.16~7.24(4.77)	LH11	0.90~4.36(2.65)	0.88~8.65(4.02)
LH6	3.52~6.47(4.86)	6.32~11.82(8.86)	全剖面	0.90~6.47(4.18)	0.22~13.52(6.63)
LH7	3.11~5.06(4.42)	4.08~9.08(6.77)			

表 4　蓼花剖面不同地层单元的常量元素平均含量(单位:%)

Table 4　Average content of major elements in different stratigraphic units of the Liaohua section (Unit:%)

地层	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3^*$	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
LH2	83.43	5.09	0.81	0.10	0.16	2.43	0.39
LH3	67.62	11.61	7.53	0.49	0.93	2.56	0.84
LH4	77.92	9.91	2.18	0.62	0.88	2.55	1.03
LH5	84.71	5.39	1.30	0.16	0.23	2.39	0.44
LH6	77.94	9.72	3.46	0.46	0.74	2.44	0.79
LH7	83.11	7.96	1.92	0.36	0.55	2.36	0.73
LH8	81.41	8.97	1.99	0.47	0.74	2.46	0.90
LH9	81.91	8.36	1.89	0.53	0.66	2.60	0.94
LH10	81.19	8.18	2.57	0.28	0.43	2.50	0.46
LH11	82.63	6.67	1.50	0.15	0.24	2.52	0.26
平均值	81.03	7.82	2.03	0.33	0.49	2.50	0.62
标准差	4.22	2.11	1.27	0.20	0.29	0.14	0.31
UCC	66.00	15.20	5.00	4.20	2.20	3.40	3.90
PAAS	62.80	18.90	7.22	1.30	2.20	3.70	1.20

注:*全铁含量用Fe_2O_3表示(TFe_2O_3=Fe_2O_3+FeO);上陆壳(UCC)、陆源页岩(PAAS)数据来自参考文献[31]。

(0.14%)。古土壤层(LH3、LH6、LH10)含量最高的常量元素依次为SiO_2(78.07%)、Al_2O_3(9.28%)和Fe_2O_3(3.58%),其他元素含量依次为K_2O(2.48%)>Na_2O(0.65%)>MgO(0.63%)>CaO(0.38%),除SiO_2和K_2O外,其他元素含量均高于沙丘砂层,Fe_2O_3含量占比增大。湖相层(LH4、LH7、LH8、LH9)含量最高的常量元素依次为SiO_2(80.34%)、Al_2O_3(9.04%)和K_2O(2.53%),其他元素含量依次为Fe_2O_3(2.03%)>Na_2O(0.95%)>MgO(0.75%)>CaO(0.54%),除SiO_2减少外,其他元素含量均高于沙丘砂层。

3.3.2　常量化学元素迁移特征

为了探讨常量元素的迁移和聚集程度,将各地层含量同上陆壳(upper continental crust, UCC)含量进行对比(图4),发现除SiO_2相对富集外,Al_2O_3、Fe_2O_3、CaO、MgO、K_2O、Na_2O等元素均处于相对亏损状态。不同的是,LH3(古土壤层)中的Fe_2O_3相对富集,且SiO_2含量较UCC差别不大,各地层中的K_2O亏损含量变化相似。

由于物源的差异性,元素绝对含量的变化难以准确表征风化过程中的地球化学行为。较为活泼的元素易发生迁移淋失,造成稳定性元素的相对富集,以致掩盖化学风化过程中元素迁移和富集的真实情况[32]。为获取真实的变化率,通常选取化学性质稳定的元素(如Al、K、Ti等)作为参照,通过计算样品中其他元素的变化率来获知元素的迁移和富集程度[33]。

$$\Delta(\%)=\left[\left(X_s/I_s\right)/\left(X_p/I_p\right)-1\right]\times 100\% \quad (5)$$

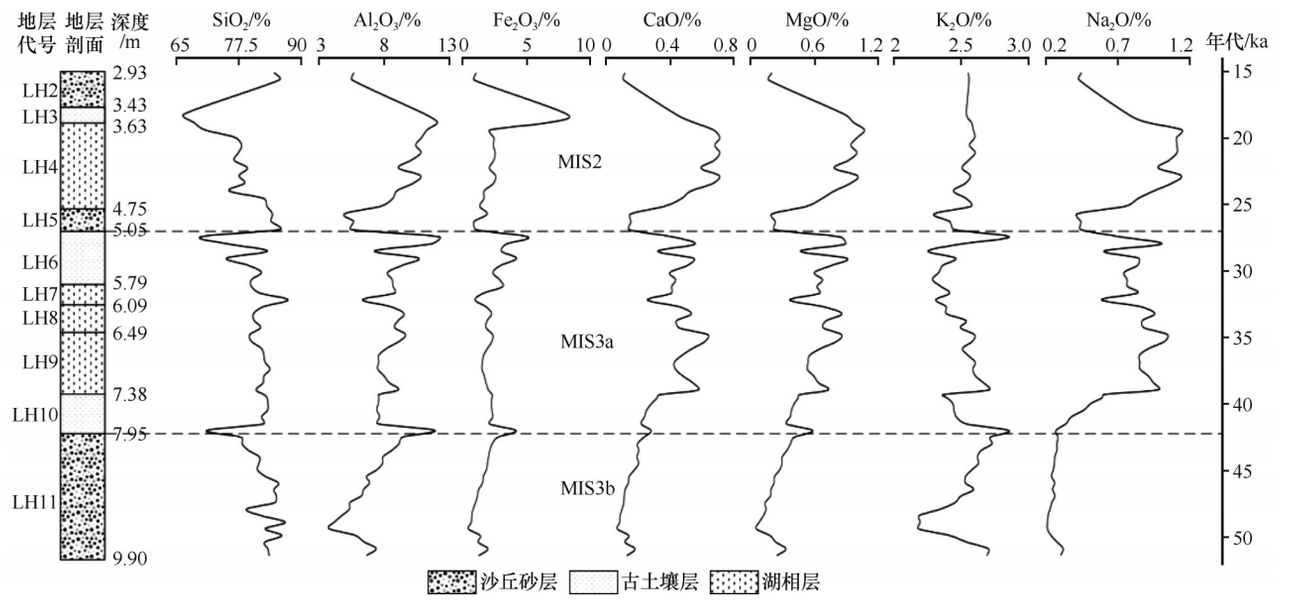


图3 蓼花剖面常量元素变化曲线

Fig.3 Curves of major elements change of the Liaohua section

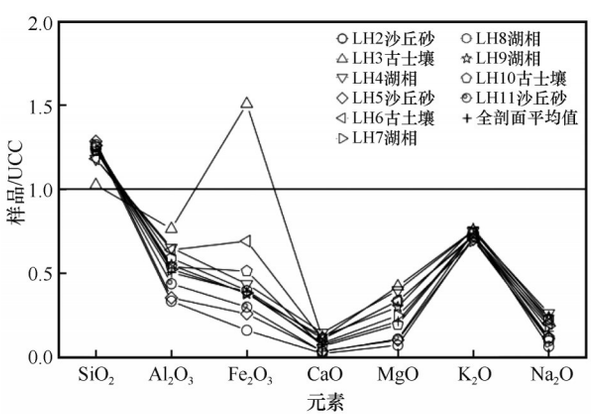


图4 蓼花剖面常量元素的UCC标准化曲线

Fig.4 UCC normalized pattern of major elements in the Liaohua section

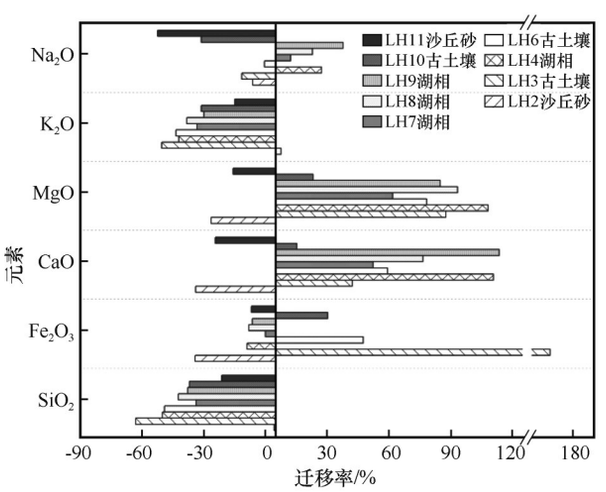


图5 蓼花剖面常量元素含量相比于Al的迁移率

Fig.5 Migration ratios of major elements of the Liaohua section relative to aluminium

式中：X_s、I_s表示元素X和参比元素I的实测含量；X_p、I_p是指在成土母质中的含量。当Δ<0时，表明元素X相对于参比元素I发生迁移；Δ>0，则反映元素X相对富集。

鉴于LH剖面成土母质的不确定性，选取风化最弱的地层来替代。综合剖面地层的颜色、粒径粗且黏粒含量少和CIA低值等变化特征，确定LH5（沙丘砂层）风化程度最弱，故以其作为原始母质层。采用化学性质稳定的Al元素作为参比元素[23,32-33]，计算剖面各元素相对Al的迁移变化率（图5）。结果显示，K、Si元素的Δ<0，表明这两种元素相对于Al元素发生了迁移淋失现象。不同沉积相的元素迁移特征存在差异：古土壤层与湖相层中K、Si的迁移强度大于沙丘砂层，而Na、Mg、Ca、Fe元素普遍存在富集现象。不同的是，沙丘砂层中的Na、Mg、Ca、Fe元素相对于其他沉积相表现出较为活跃的迁移行为；古土壤层中的Fe元素发生明显的富集；湖相层中的Na、Mg、Ca元素的富集程度高于古土壤层。

4 讨论

4.1 A-CN-K、A-CNK-FM三角图指示的化学风化阶段

A-CN-K三角图由Nesbitt等[24]提出，用于判断

沉积物的化学风化趋势以及风化过程中主成分和矿物学变化[34-35]。A-CN-K图能更直观地反映大陆风化过程，在早期，斜长石优先分解形成以伊利石、高岭石和蒙脱石等矿物为组合特征的风化产物，与A-CN连线平行（图6）；进入中期后，以伊利石和钾长石的风化为主导，转为与A-K连线平行；至晚期阶段，矿物组合演变为以高岭石–石英–三水铝石–铁氧化物为主的稳定残余相，其风化产物趋近于端点A。

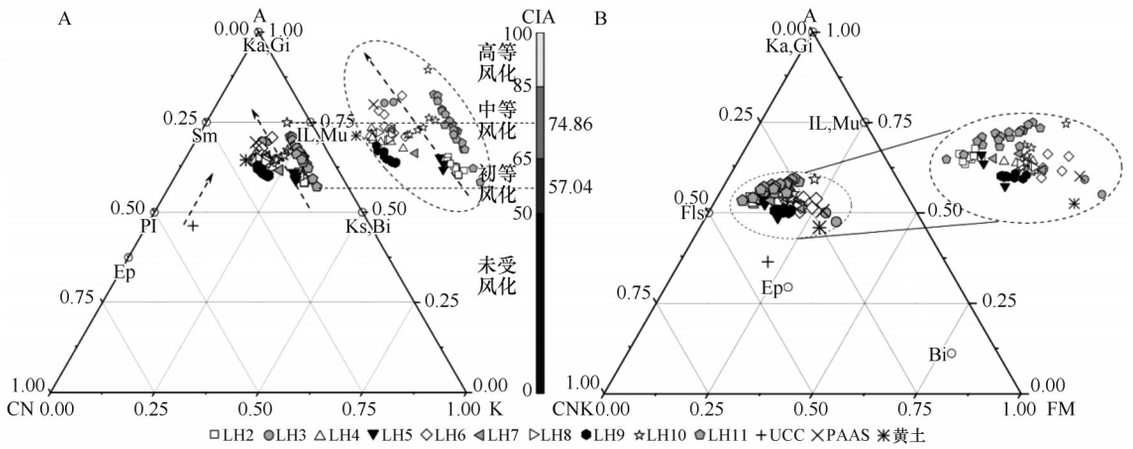


图6　蓼花剖面沉积物A-CN-K和A-CNK-FM三角图

Fig.6　A-CN-K and A-CNK-FM ternary diagram of the Liaohua section sediment

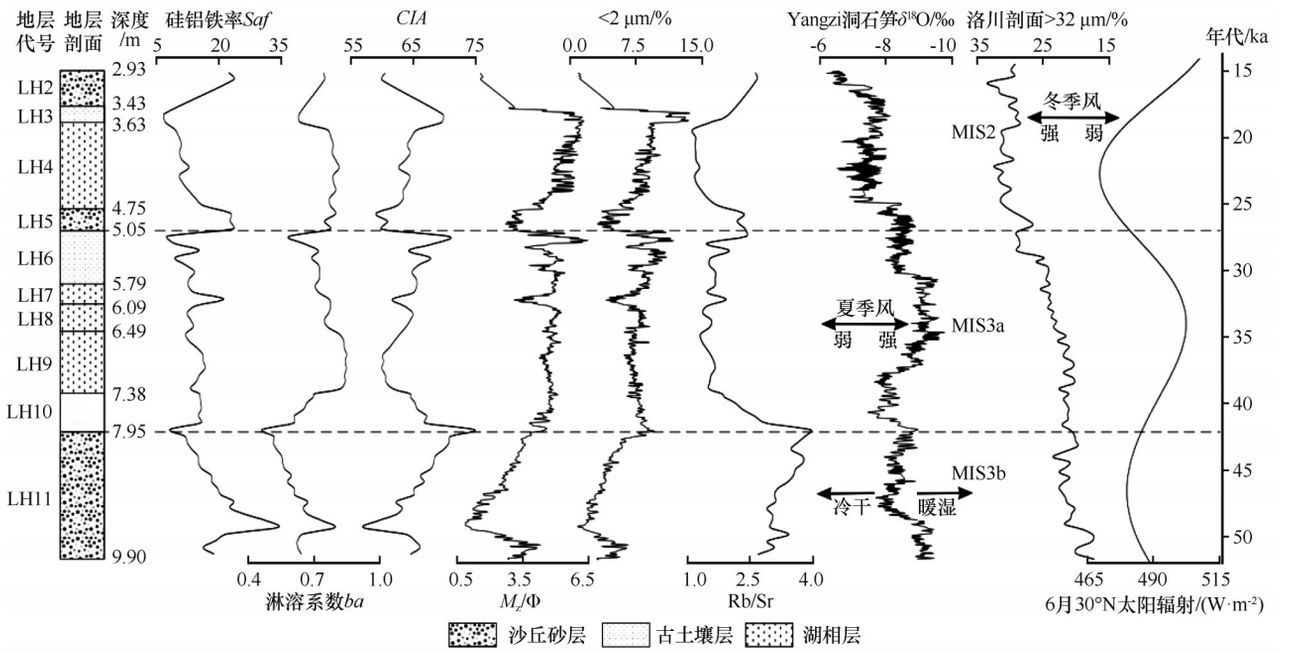
LH剖面样品点呈现带状分布特征，平行于A-K连线，与典型大陆风化中期的去K阶段演化趋势基本吻合，剖面沉积物以钾长石和伊利石的风化为主，斜长石几乎完全消失。通过对比发现，LH剖面的整体风化趋势与大陆风化壳的演化路径具有相似性，表明其沉积物化学组成与上陆壳平均组成类似，反映了沉积物质来源的均质化特征。不同沉积相的沉积物样点与A-K连线的距离不同，沙丘砂层（LH2、LH5、LH11）<古土壤层（LH3、LH6、LH10）<湖相层（LH4、LH7、LH8、LH9），且各层沉积物分布在明显不同的投影区。古土壤投影区更靠近A，说明钾长石风化分解形成次生黏土矿物的程度更高，即受到更加强烈的成壤改造作用，其次为湖相层，而沙丘砂层最低，反映出不同沉积相的物质组成与风化强度差异，这主要受物源供给和沉积环境影响。古土壤和湖相沉积物因经历长距离搬运和风化成壤过程，粒度组成较细，其化学组成及风化特征与PAAS、黄土相近似。

A-CN-K图通过Al和碱金属元素含量组合反映化学风化程度和矿物组成变化，无法反映其他金属元素的迁移特征和风化过程[36]。A-CNK-FM图通过解析Fe、Mg组分差异来指示风化过程中含铁镁矿物的分解强度及流失方向。A-CNK-FM图解分析表明，3种沉积相在A-CN-K坐标轴上的投影点分布较为集中，指示Na、K、Al的化学稳定性较高，含量基本稳定；而FM轴投影点呈现离散特征，反映铁镁质矿物在表生环境下表现出较强的地球化学活动性，在搬运—沉积过程中由于摩擦和碰撞后发生破裂，经分选后更易风化，优先富集于粉砂和黏土中，而颗粒较粗的物质因缺少铁镁矿物，导致Fe、Mg等元素相对亏损。沙丘砂层气候干旱，粒径最粗，黏粒含量最少，粒度组分较均匀，Fe、Mg含量较少；湖相层气候较湿润，河流水位上涨，沉积物经过长期的河流搬运与沉积过程，河流底部堆积细颗粒物质，黏粒含量增加，因此沉积物中Fe、Mg含量高于沙丘砂层；古土壤层气候湿润，风化程度强，沉积物的淋失作用强烈，使得Fe、Mg元素相对富集。因此，气候环境、物质来源和粒径差异也是影响元素迁移和矿物分解的重要因素，尤其在干旱环境下，风力的搬运和堆积作用对元素含量的影响显著。

4.2　地球化学指标表征的风化成壤程度

本文采用硅铝铁率（*Saf*）、淋溶系数（*ba*）、化学蚀变指数（*CIA*）及Rb/Sr比值等气候代用指标探讨风化程度和沉积环境。LH剖面各指标变化趋势见图7。

*Saf*值为6.91~34.30，平均16.82。古土壤层最低（平均12.29），且出现SiO_2极小值和Al_2O_3、Fe_2O_3极大值（图3），说明形成于温暖湿润时期，易溶元素淋



注：*Saf*、*ba*低值指示强淋溶环境，高值指示弱淋溶环境；*CIA*值指示土壤化学风化强度；M_z、<2 μm含量低值指示冷干环境，高值指示暖湿环境；Rb/Sr值指示环境干湿程度；石笋$\delta^{18}O$记录夏季风强弱；洛川剖面>32 μm颗粒含量指示冬季风强弱。

图7 蓼花剖面*Saf*、*ba*、*CIA*、M_z、<2 μm、Rb/Sr值变化曲线与其他古气候记录对比

Fig.7 Curve changes in *Saf*, *ba*, *CIA*, M_z, <2 μm, Rb/Sr of the Liaohua section and compared with other paleoclimate records

失导致Al、Fe元素相对富集，指示土壤经历强烈脱硅富铝化过程，风化程度最高；其次为湖相层（13.53）；沙丘砂层的*Saf*值最高（21.86），尤其是SiO_2含量最高，但其他元素含量明显低于古土壤层和湖相层，这表明沙丘砂层形成于化学风化作用较弱的冷干季节，风化程度最低。

*ba*值为0.47~0.85，平均0.72。古土壤层最低，平均0.66，表明形成于暖湿时期，化学风化程度高，Ca、Na、K淋溶作用增强，Al、Fe化学性质稳定，含量相对富集；湖相层的*ba*值最高，为0.79，可能是因为形成于暖湿季节，降水丰富，河湖水位较高，地层长期处于水位以下，由于流水的搬运作用，大量Ca、K、Na元素在此沉积汇集，CaO和Na_2O含量极大值出现在湖相层，导致*ba*值偏高。沙丘砂层*ba*值较低，为0.68，沙丘砂主要成分是Si，Ca、Na含量少且是化学性质相对活泼的碱金属元素，在风化过程中极易被淋失，导致*ba*值偏低。

Fedo等[37]认为，*CIA*<50表示未受化学风化作用，*CIA*为50~60表示初等化学风化水平，*CIA*为60~80表示中等化学风化水平，*CIA*在80~100表示高等化学风化水平。LH剖面*CIA*值为57.04~74.86（平均值为63.93），高于黄土高原的洛川黄土（*CIA*=62.50）[32]，处于中等化学风化阶段。沙丘砂层*CIA*为57.04~70.94（62.05），湖相层*CIA*为59.99~65.62（63.02），古土壤层*CIA*为64.24~74.86（67.24）。古土壤的*CIA*值最高，说明形成时气候较温暖湿润，风化成壤作用较强。总体而言，各沉积相的风化程度依次为：古土壤层>湖相层>沙丘砂层。

Dasch[38]关于风化壳Rb、Sr元素迁移规律的研究表明：Rb易被土壤中黏土矿物或有机物吸附，而Sr化学性质活泼，易被淋失。因此，Rb/Sr值可以很好地指示当时环境的干湿程度[39]。LH剖面Rb/Sr值为1.12~3.94（平均值为2.23）。沙丘砂层的Rb/Sr值最高（2.98），其次为古土壤层（2.09），湖相层最低（1.43），其变化规律与黄土高原Rb/Sr值指示的气候意义并不完全相同[40]。鄱阳湖地势低平且接受多条河流汇入，为Rb、Sr元素迁移提供了动力条件和稳定的物源供给。地处亚热带季风区，气候较黄土高原湿润，导致元素迁移的外力条件有所不同。冬季风盛行期，加上地形的作用，鄱阳湖不仅是汇水盆地，更是风沙物质的沉降区域，造就了不同的Rb/Sr值变化规律。形成于冷干多风环境下的沙丘砂，进入温暖湿润期后，流水侵蚀与搬运作用强烈，导致流域内更多的Sr通过淋溶作用被带入河流湖泊等洼地沉积下来，从而使得湖相沉积物中的Rb/Sr值变小[41]。古土壤发育时强烈的风化淋溶作

用导致Sr淋失较多，Sr含量降低[42]，导致Rb/Sr值高于湖湘层。沙丘砂主要来自于附近的河流湖泊沉积物[2,43]，其沉积物Rb含量较多，加上沙丘砂Sr含量大多被淋失，故Rb/Sr值最大。总而言之，LH剖面Rb/Sr值的旋回变化指示期间气候发生冷干−暖湿交替，说明不同沉积序列的形成主要是古气候波动的结果。

4.3　元素地球化学指标记录的气候变化

LH剖面LH2−LH11的化学元素、粒度呈现明显的峰谷交替，与中国Yangzi洞石笋$\delta^{18}O$记录[44]、洛川剖面>32 μm颗粒含量[45]和6月30°N太阳辐射总量[46]变化存在一致性（图7）。根据深海氧同位素阶段[27]将LH剖面沉积时期划分为3个阶段，气候变化特征如下：

阶段I（51.7~42.1 ka）：地层LH11为沙丘砂沉积，与MIS3b相对应。*Saf*为19.79，显著高于全剖面平均值（16.82），呈现峰值，与*ba*变化一致。LH11的*Saf*和*ba*峰值、*CIA*和Rb/Sr谷值对应寒冷干燥的气候环境，风化程度较低。M_z和<2 μm含量分别为2.65 Φ和4.02%，说明该阶段的粒径较粗且黏粒含量较少，低于全剖面平均值（4.18 Φ和6.63%），指示此阶段冬季风加强，降水较少，风化程度减弱。这些变化对应Yangzi洞石笋$\delta^{18}O$记录的夏季风减弱期、洛川剖面>32 μm颗粒含量记录的冬季风强盛期和6月30°N太阳辐射总量谷值，表明该时期处于寒冷干燥的气候环境，主要受冬季风影响，夏季风影响减弱。

阶段II（42.1~27.0 ka）：包括地层LH10−LH6，为古土壤和湖相沉积，与MIS3a相对应。*Saf*为13.89，明显低于全剖面平均值（16.82），总体呈现低值，与*ba*变化几乎一致。*CIA*为64.50，整体偏高，Rb/Sr值峰谷交替。M_z和<2 μm含量分别为4.73 Φ和7.78%，高于全剖面平均值（4.18 Φ和6.63%），说明该阶段沉积物以细颗粒组分为主且黏粒含量较多，反映气候条件趋于暖湿，风化成壤作用增强。石笋$\delta^{18}O$值呈增加趋势，说明降水和气温有所增加，以湖相沉积发育为主，可能与MIS3晚期长江三角洲出现古海平面异常升高现象有关[47]。该区域处于海侵阶段，河流水位有所增加，地层处于河流活跃水位中，受流水作用的影响，湖相风化成壤作用较古土壤减弱。LH6较LH9-LH7风化程度有所增加，表明该时期夏季风强度增强，与MIS3晚期存在特强夏季风事件对应，其驱动机制与65°N太阳辐射波动密切相关[48]。该阶段对应Yangzi洞石笋$\delta^{18}O$记录的夏季风强盛期、洛川剖面>32 μm颗粒含量记录的冬季风减弱期和6月30°N太阳辐射总量峰值。

阶段III（27.0~15.1 ka）：包括地层LH5-LH2，为沙丘砂、古土壤和湖相沉积，与MIS2相对应。*Saf*和*ba*分别为18.02和0.76，明显高于全剖面平均值（16.82和0.72）。*CIA*和Rb/Sr值分别为62.18和1.96，低于全剖面平均值（63.93和2.23）。M_z和<2 μm含量分别为4.10 Φ和6.41%，低于全剖面平均值（4.18Φ和6.63%）。*Saf*、*ba*和Rb/Sr值早、晚期较高但在中期出现谷值，*CIA*、M_z及<2 μm含量早、晚期较低但中期出现峰值，指示不同的气候环境。LH5和LH2（沙丘砂层）发育时期，石笋$\delta^{18}O$出现低值而洛川剖面>32 μm颗粒含量出现高值，说明为寒冷干燥的气候环境，冬季风增强，降水减少，河流及湖泊水位下降，河漫滩裸露，风沙活动增强，为沙丘砂的形成提供了大量物源。中期LH4的湖相沉积表明气候转暖变湿，石笋$\delta^{18}O$值也增加，说明降水和气温上升，周边流水携带大量细沙在此形成湖相沉积，形成易溶元素富集和细颗粒丰富的现象，随后降水减少，发育LH3的古土壤层。LH5-LH2的沉积相交替说明该阶段经历了冷干−暖湿−冷干的气候变化。萨拉乌苏流域的研究表明，29~23 ka和20~17 ka，至少存在两次湖沼相和古土壤发育期，表明该时期气候较为温暖湿润[49]；LH5、LH2与寒冷事件H3（28 ka）、H1（14.3 ka）[50−51]也有很好的对应关系。

5　结论

LH剖面古土壤和湖相层中黏粒含量最高，沙丘砂层粗砂含量较多。常量元素在沙丘砂和湖相以SiO_2、Al_2O_3和K_2O为主，其他元素为Fe_2O_3>Na_2O>MgO>CaO；古土壤层以SiO_2、Al_2O_3和Fe_2O_3为主，其他元素为K_2O>Na_2O>MgO>CaO。风化过程中Si、K较Al元素发生不同程度的淋溶，除沙丘砂层外，Na、Mg、Ca、Fe元素较Al元素都存在不同程度的富集。

化学蚀变指数*CIA*、A-CN-K及A-CNK-FM三角图指示LH剖面处于中等化学风化阶段，硅铝铁率*Saf*、淋溶系数*ba*、*CIA*和Rb/Sr值揭示各沉积相的风化程度依次为古土壤层>湖相层>沙丘砂层。

LH 剖面中 LH11（51.7~42.1 ka）和 LH5-LH2（27.0~15.1 ka）发育时期冬季风增强，夏季风减弱，气候相对寒冷，对应 MIS3b 和 MIS2 时期。LH10-LH6（42.1~27.0 ka）夏季风增强，冬季风减弱，气候相对温暖，对应 MIS3a 时期。这些变化与中国亚热带石笋 $\delta^{18}O$ 记录、洛川剖面>32 μm 颗粒含量和 6 月 30°N 太阳辐射总量存在较好的相关性，反映了鄱阳湖地区的环境演变主要受东亚季风强弱变化的影响。

参考文献：

[1] 杨小平，师长兴，李炳元，等.从地球系统科学角度浅析中国地貌若干问题研究的新进展[J].第四纪研究，2008，28(4)：521-534.

[2] Li Z W，Du J H，Song Y G，et al.Formation mechanisms of typical aeolian landforms across different ages in the lower reaches of Ganjiang River，subtropical China[J].Catena，2025，261：109572.

[3] 党淑青.沙岭沙山风蚀地貌特征与成因分析[D].南京：南京大学，2013.

[4] 董光荣，李森，李保生，等.中国沙漠形成演化的初步研究[J].中国沙漠，1991，11(4)：23-32.

[5] 董苗，严平，王晓旭，等.青藏高原不同气候带爬坡沙丘沉积物特征及其环境指示[J].地理学报，2023，78(7)：1825-1846.

[6] 毛沛妮，庞奖励，黄春长，等.汉江上游黄土常量元素地球化学特征及区域对比[J].地理学报，2017，72(2)：279-291.

[7] 李绪龙，张霞，林春明，等.常用化学风化指标综述：应用与展望[J].高校地质学报，2022，28(1)：51-63.

[8] 周慧，吴立，马春梅，等.巢湖杭埠河流域湖相沉积物多指标揭示的全新世以来环境演变[J].湖泊科学，2020，32(6)：1869-1881.

[9] Liu J B，Rühland K M，Chen J H，et al.Aerosol-weakened summer monsoons decrease lake fertilization on the Chinese Loess Plateau[J].Nature Climate Change，2017，7(3)：190-194.

[10] 沈吉，薛滨，吴敬禄，等.湖泊沉积与环境演化[M].北京：科学出版社，2010：191-195.

[11] 李晨晨，吴立，马春梅，等.巢湖湖相沉积物元素地球化学揭示的全新世以来水文气候演变[J].地理科学，2024，44(9)：1653-1665.

[12] 任黎秀，和艳，杨达源.鄱阳湖湖滨十万年来沙山的演化[J].地理研究，2008，27(1)：128-134.

[13] 李世乾，李志文，周万蓬，等.九江市蓼花剖面末次冰期中晚期沉积的粒度端元特征与气候变化[J].热带地理，2023，43(1)：135-143.

[14] 钟颖，李志文，陈琼，等.南昌市厚田沙地末次冰期风沙沉积的磁化率特征及其环境意义[J].地质论评，2024，70(4)：1366-1376.

[15] 李琦炜，龚志军，罗明，等.鄱阳湖沙山两处具有平行层理砂层的粒度分析及其对沉积环境的指示意义[J].中国沙漠，2023，43(3)：152-159.

[16] 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.

[17] Jia Y L，Lai Z P，Zhang J R，et al.Chronology and provenance of aeolian sediments from Poyang Lake area in the middle reaches of the Yangtze River in China[J].Quaternary Geochronology，2012，10(3)：44-49.

[18] 星子县地方志编纂委员会.星子县志(1986-2005)[M].北京：方志出版社，2010：77-85.

[19] Konert M，Vandenberghe J E F.Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis：a solution for the underestimation of the clay fraction[J].Sedimentology，1997，44(3)：523-535.

[20] Folk R L，Ward W C.Brazos River bar[Texas]：a study in the significance of grain size parameters[J].Journal of Sedimentary Research，1957，27(1)：3-26.

[21] 刘俊延，陈林，慈恩，等.巫山黄土成因及其发育土壤特征研究[J].土壤通报，2022，53(2)：262-269.

[22] 赵锦慧，王丹，樊宝生，等.延安地区黄土堆积的地球化学特征与最近 13 万年东亚夏季风气候的波动[J].地球化学，2004，33(5)：495-500.

[23] 杨宇哲，岳大鹏，赵景波，等.陕西横山地区 L3 黄土与 S3 古土壤元素地球化学特征与环境变化[J].地理科学进展，2023，42(2)：364-379.

[24] Nesbitt H W，Young G M.Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J].Nature，1982，299(5885)：715-717.

[25] McLennan S M，Hemming S，McDaniel D K，et al.Geochemical approaches to sedimentation，provenance and tectonics[J].Geological Society of America，1993，284：21-40.

[26] Blaauw M，Christen J A.Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process[J].Bayesian Analysis，2011，6(3)：457-474.

[27] Lisiecki L E，Raymo M E.A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records[J].Paleoceanography，2005，20(1)：1-17.

[28] 鹿化煜，安芷生.洛川黄土粒度组成的古气候意义[J].科学通报，1997，42(1)：66-69.

[29] 孙东怀，鹿化煜，David Rea，等.中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义[J].沉积学报，2000，18(3)：327-335.

[30] 李徐生，杨达源，鹿化煜.镇江下蜀黄土粒度特征及其成因初探[J].海洋地质与第四纪地质，2001，21(1)：25-32.

[31] Taylor S R，Mclennan S M.Continental Crust：Its Composition and Evolution[M].London，UK：Blackwell Press，1985：277.

[32] 陈骏，季峻峰，仇纲，等.陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J].中国科学(地球科学)，1997，27(6)：531-536.

[33] 李徐生，韩志勇，杨守业，等.镇江下蜀土剖面的化学风化强度与元素迁移特征[J].地理学报，2007，62(11)：1174-1184.

[34] 陈骏，安芷生，刘连文，等.最近 2.5Ma 以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化[J].中国科学(D 辑：地

球科学），2001，31（2）：136-145.

［35］ Honda M，Shimizu H.Geochemical，mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands［J］.Sedimentology，1998，45（6）：1125-1143.

［36］ 罗万银，董治宝，钱广强，等.戈壁表层沉积物地球化学元素组成及其沉积意义［J］.中国沙漠，2014，34（6）：1441-1453.

［37］ Fedo C M，Nesbitt H W，Young G M.Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols，with implications for paleoweathering conditions and provenance［J］.Geology，1995，23（10）：921-924.

［38］ Dasch E J.Strontium isotopes in weathering profiles，deep-sea sediments，and sedimentary rocks［J］.Geochimica et Cosmochimica Acta，1969，33（12）：1521-1552.

［39］ 熊平生，刘沛林，王鹏.衡阳盆地红土剖面的磁化率、Rb/Sr值及其古气候指示意义［J］.地理科学，2018，38（2）：300-306.

［40］ 程夏丽，安福元，李善禄，等.察尔汗盐湖沉积中磁化率、Rb/Sr值的异常相关性及其环境意义［J］.地球环境学报，2025，16（2）：166-177.

［41］ 李中轩，朱诚，闫慧，等.静水沉积地层中Ti含量变化对干湿环境的响应：以重庆中坝遗址为例［J］.海洋地质与第四纪地质，2010，30（5）：137-143.

［42］ 刘宇飞，李保生，杨艺，等.末次间冰期我国半干旱盆地Rb、Sr的迁移聚集规律与环境演变：以萨拉乌苏河流域米浪沟湾剖面研究结果为例［J］.中国沙漠，2006，26（3）：341-344.

［43］ 龙进，贾玉连，张智，等.末次冰期以来鄱阳湖东北缘下蜀黄土常量元素地球化学特征及其物源指示［J］.沉积学报，2015，33（05）：932-940.

［44］ Wu Y，Li T Y，Yu T L，et al.Variation of the Asian summer monsoon since the last glacial-interglacial recorded in a stalagmite from southwest China［J］.Quaternary Science Reviews，2020，234：106261.

［45］ Hao Q Z，Wang L，Oldfield F，et al.Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400，000-year minima in insolation variability［J］.Nature，2012，490（7420）：393-396.

［46］ Berger A，Loutre M.F.Insolation values for the climate of the last 10 million years［J］.Quaternary Science Reviews，1991，10（4）：297-317.

［47］ 杨达源，陈可锋，舒肖明.深海氧同位素第3阶段晚期长江三角洲古环境初步研究［J］.第四纪研究，2004，24（5）：525-530.

［48］ 冯慧文.重庆羊口洞石笋记录的MIS3时期（51.3ka BP~37.8ka BP）古气候事件［D］.重庆：西南大学，2013.

［49］ 张成君，张菀漪，张丽，等.末次冰期MIS2阶段沙漠-黄土过渡带萨拉乌苏河流域环境演变记录［J］.地球科学与环境学报，2017，39（4）：551-562.

［50］ Bond G，Broecker W，Johnsen S，et al.Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice［J］.Nature，1993，365（6442）：143-147.

［51］ Heinrich H.Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130，000 years［J］.Quaternary Research，1988，29（2）：142-152.

Characteristics of geochemical and environmental significance in the mid-late of the Last Glacial Period sediments in Liaohua section of Jiujiang, Jiangxi Province

Liu Jianwei[1a], Sun Li[1b], Li Zhiwen[1b,2], Zhong Ying[3], Yang Miaowen[1a], Zhang Xiaoqing[1a]

(1.a.*School of Environment and Chemical Engineering* / b.*School of Architecture and Planning*, *Foshan University*, *Foshan* 528225, *Guangdong*, *China*; 2. *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology*, *Institute of Earth Environment*, *Chinese Academy of Sciences*, *Xi'an* 710061, *China*; 3. *School of Earth and Planetary Sciences*, *East China University of Technology*, *Nanchang* 330013, *China*)

Abstract: Late Quaternary aeolian deposits are widely distributed in the Poyang Lake region, forming multilayer stratigraphic sequences with interbedded sedimentary facies that provide detailed archives of environmental evolution. This study focuses on the dune sand-paleosol-lacustrine sedimentary sequence from the Liaohua section in Xingzi County, Jiujiang City. By analyzing geochronology, grain size, and chemical element content, this research investigates the environmental evolution during the mid-late of the Last Glacial Period in the region. The results show that: (1) Major chemical elements in the Liaohua section are dominated by SiO_2 and Al_2O_3, with significant variations among different sedimentary facies. SiO_2 content is highest in the dune sand layer; Al_2O_3 and Fe_2O_3 contents peak in the paleosol layer; CaO, MgO, and Na_2O are most abundant in the lacustrine layer. (2) The Chemical Index of Alteration (*CIA*) and A-CN-K ternary diagram indicate that the overall moderate chemical weathering stage of the Liaohua section. The silica-alumina-iron ratio (*Saf*), leaching coefficient (*ba*), *CIA*, and Rb/Sr ratio further indicate that the weathering intensity of different sedimentary facies follows the sequence: paleosol > lacustrine > dune sand. (3) The Liaohua section was formed during the mid-late of the Last Glacial Period (51.7−15.1 ka), with climate conditions displaying phased variations: LH11 (51.7−42.1 ka) was a cold and dry phase with enhanced winter monsoon, corresponding to MIS3b in marine oxygen isotope records; LH10-LH6 (42.1−27.0 ka) transitioned to a warm and humid phase with enhanced summer monsoon, corresponding to MIS3a; LH5-LH2 (27.0−15.1 ka) returned to a cold and dry climate with reinforced winter monsoon, though intermittent warm and moist fluctuations occurred, corresponding to MIS2. These variations show good consistency with winter monsoon intensity inferred from the $\delta^{18}O$ of Yangzi Cave stalagmites, the >32 μm grain-size fraction in the Luochuan section, and June solar radiation at 30°N, providing valuable references for exploring environmental evolution in the subtropical monsoon region.

Key words: Liaohua section; dune sand-paleosol-lacustrine sedimentary sequence; geochemistry; chemical weathering degree; environmental evolution