

# 亚热带季风区湖沼流域表生地球化学元素研究 ——以江西定南大湖为例

魏志强, 钟巍\*, 陈永强, 谭玲玲

(华南师范大学地理科学学院, 广州 510631)

**摘要:**湖沼沉积物地球化学元素对地球气候环境变化敏感性强。本文以江西定南大湖湖沼沉积物地球化学元素为研究对象,使用主成分分析法,并结合总有机碳(TOC)、有机碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )、中值粒径(Md)、化学蚀变指数(CIA)等相关气候代用指标,以元素组对的形式阐释不同地化元素响应不同气候环境下的地球化学行为和迁移规律。研究结果显示:第一主成分(PC1)包括 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{SiO}_2$ 、Nb、Rb、Ga、Ba、S等元素,曲线变化与CIA相似,指示湖泊流域的化学风化强度,气候暖湿,PC1含量高;第二主成分(PC2)包括Co、Zr、Hf元素,曲线变化与中值粒径较为一致,指示湖泊流域的水动力条件,气候冷干,PC2含量高;第三主成分(PC3)包括Sc、Cu、U、V元素,曲线变化与TOC、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量变化一致。大湖沉积物的物质来源为:在气候暖湿、流域化学风化作用强的条件下,地表径流冲刷流域周边花岗岩风化壳物质并搬运至湖盆沉积,但不排除在冷干时期,风力携带粉尘物质堆积的影响,粉尘物质可能主要源于周边的风化碎屑物。

**关键词:**定南大湖;地化元素;主成分分析;气候变化;沉积物源

## 1 引言

江西定南大湖位于南岭东部,之前学者使用多种气候代用指标(包括孢粉、总有机碳、有机碳同位素、粒度、腐殖化度、磁化率、干密度、化学元素比值等),较好地揭示了南岭地区晚更新世后期和全新世时期的气候环境变化特征(萧家仪等, 2007; 薛积彬等, 2007; Zhong et al, 2010, 2012; 欧阳军等, 2010),仙女木事件、B/A暖事件、全新世适宜期、8.2 ka冷事件等在此地区都有不同程度的响应。大湖沉积物地球化学元素众多,不同沉积环境下元素发生地球化学分异,不同气候阶段有不同化学元素组成。目前,在已知大湖气候环境演变条件下,对湖泊沉积物地球化学元素组成及其地球化学行为尚未见研究。

湖泊沉积物中不同化学元素具有不同的地球化学行为,反映的气候信息往往有较大差异,单个元素反映气候环境变化会显得不够清晰(陈敬等, 1999)。主成分因子分析方法可以将数据量庞大、复杂的元素变量进行有效归类,在综合辨识和提取湖沼流域环境变化的主控因子信息方面得到大量成功的应用(陈敬安等, 1999; Bakke et al, 2013; Kylander et al, 2013; 杨艺等, 2014; Røthe et al, 2015)。因此,本文以江西定南大湖湖沼沉积物为研究对象,使用主成分因子分析法对其元素进行分析和提取,研究低纬度季风区湖盆流域表生地球化学元素响应气候环境变化的侵蚀、迁移、搬运、沉积等过程,对湖沼沉积物物质来源作进一步尝试性探讨,有助于更好地揭示亚热带季风区湖沼流域表生地球化学元素对不同气候环境变化过程的响应及其

收稿日期:2014-11;修订日期:2015-04。

基金项目:国家自然科学基金项目(40671189);广东省自然科学基金项目(06025042, 031522, 2014A0303-13435);教育部霍英东基金项目(91021)。

作者简介:魏志强(1989-),男,广东梅州人,硕士生,主要从事全球变化与环境信息系统研究,E-mail: 15626457088@163.com。

通讯作者:钟巍(1967-),男,四川人,教授,博士生导师,从事全球变化与区域响应研究,E-mail: dl06@scnu.edu.cn。

引用格式:魏志强,钟巍,陈永强,等. 2015. 亚热带季风区湖沼流域表生地球化学元素研究:以江西定南大湖为例[J]. 地理科学进展, 34(7): 909-917.  
[Wei Z Q, Zhong W, Chen Y Q, et al. 2015. Supergene geochemical elements of swampy basin in the subtropical monsoon region: a case study of Dingnan Dahu in Jiangxi Province[J]. Progress in Geography, 34(7): 909-917.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2015.07.012

环境指示意义。

## 2 研究区域概况

定南大湖盆地(图1)地处江西省定南县城西南约2 km处,面积约0.8 km<sup>2</sup>。盆地四周低山环绕,形成封闭性湖盆,无河流汇入,全年基本只接受大气降水,物质来源稳定,发育了典型的湖沼相沉积,对气候变化的响应敏感性强(薛积彬等, 2007; Zhong et al, 2012)。野外调查发现,盆地中部海拔约250~260 m,湖盆流域基岩主要为花岗岩,发育了约20~60 m的红色风化壳。该区域处于中国中亚热带与南亚热带的分界线,深受季风气候的影响,多年均温约18℃,多年平均降雨量约1600 mm,降水多集中于5~9月。现代植被以樟科、壳斗科、山茶科等乔木为建群种组成的常绿阔叶林为主(欧阳军等, 2010)。

## 3 材料与方法

K02孔(图1)长348 cm,于2006年12月使用活塞取样器取得岩芯剖面,按1 cm间距连续取样,取得样品348个。在流域东南附近采集花岗岩风化壳物质,除去最上面的枯枝落叶层(约5 cm),钻取约8.6 cm的风化壳物质,作为流域表层风化壳的背景值。并现场对岩芯进行拍照和岩性描述,划分其沉积层位。

K02孔测年样本为12个,详细测年材料与方法参照已发表文献(欧阳军等, 2010),年代序列图的建立参照Zhong等(2012)的研究成果(图2),测年结果显示K02孔底部年龄约为16.0 cal ka BP。

岩芯样品在实验室研磨压粉后,每个样品一式两份,其中一份使用VP-320 X射线荧光光谱分析仪(XRF)分析样品主要元素和微量元素,发现主要元素分析精度为0.2%,微量元素含量为0.05 ppm。另外一份样品在550℃高温下燃烧1个小时,测出烧失量(LOI),用来校正元素的分析值(Sun et al, 2010)。对于采集的风化壳物质作相同的地化元素分析实验。

## 4 结果与分析

### 4.1 元素主成分分析结果

使用SPSS Statistics 20.0对沉积物32种地球化学元素进行主成分分析。根据主成分输出的初始特征值及累积解释总方差(表1),得到主成分元素组。第一主成分元素组(PC1)包括:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TiO<sub>2</sub>、SiO<sub>2</sub>、Nb、Rb、Ga、Ba、K<sub>2</sub>O、S等,占方差总贡献率的44.206%;第二主成分元素组(PC2)包括:Zr、Hf、Co、W、La、Ce,占方差总贡献率的18.200%;第三主成分元素组(PC3)包括:Sc、Cu、U、V,占方差总贡献率的13.256%;第四主成分元素组(PC4)主要为Na<sub>2</sub>O,占方差总贡献率的5.927%;第五主成分元素组(PC5)主要为Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,占方差总贡献率的3.964%。

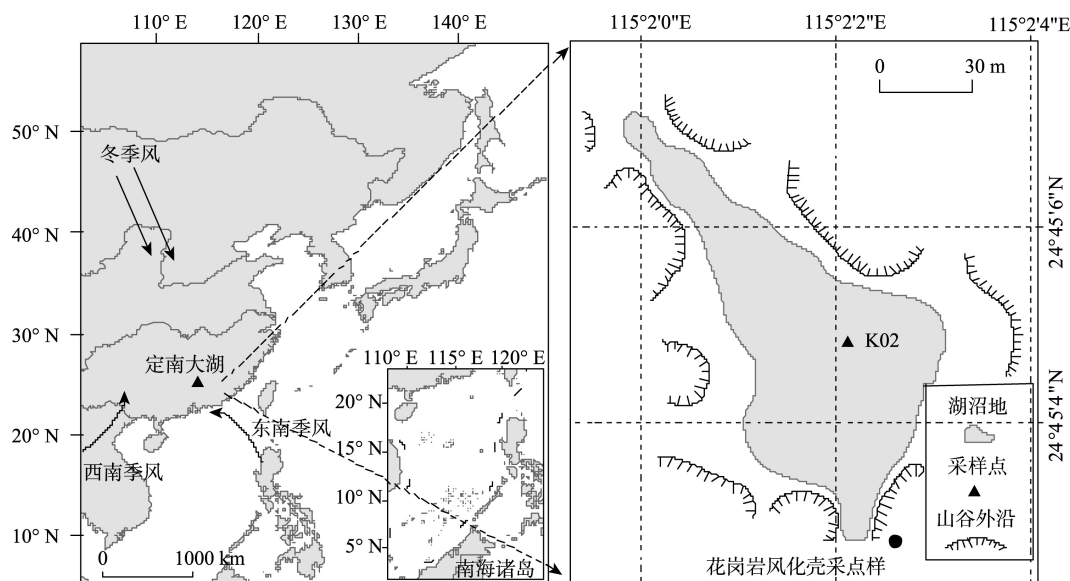


图1 研究区域及K02孔采样位置示意图(据Zhong等(2012)底图修改)

Fig.1 The study area and the location of core K02(Modified after Zhong et al, 2012)

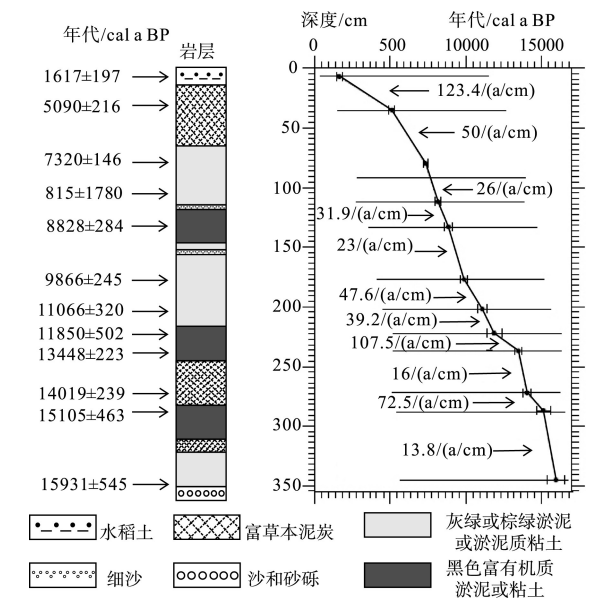


图2 大湖盆地K02孔岩性特征与年代—深度关系  
(相邻校正年龄沉积速率单位为a/cm,据Zhong等(2012)底图修改)  
Fig.2 Stratigraphy and the relationship between age and depth  
of core K02 in the Dingnan Dahu swamp  
(Sedimentation rates between two adjacent calibrated ages are presented  
in yeas per cm, Modified after Zhong et al, 2012)

表1 特征值及主成分贡献率  
Tab.1 Eigen value and component loadings

主成分	特征值	贡献率/%	累积贡献率/%
PC1	14.146	44.206	44.206
PC2	5.824	18.200	62.407
PC3	4.242	13.256	75.662
PC4	1.897	5.927	81.589
PC5	1.269	3.964	85.553

前3个主成分因子占元素方差总贡献率的75.662%，基本反映大部分沉积环境信息。PC4和PC5可能反映了流域的盐分条件和沉积环境酸性条件,但分别所占的沉积信息并不多,因此本文着重讨论PC1、PC2、PC3元素组分的地球化学行为及其环境指示意义。

#### 4.2 各主成分元素组随岩芯的差异变化

PC1、PC2、PC3主成分元素组在16000 cal a BP以来曲线变化有明显的不同(元素较多,且组内元素相关系数高(表2),各主成分内部元素曲线变化较为一致,限于篇幅未将全部元素列出)(图3),表明各元素组对气候环境变化响应存在显著差异。

在16.0-15.1、14.2-13.7、12.1-11.7、6-4 cal ka BP期间(图3,阴影部分),PC1元素组分总体呈下降趋

势,在14.2-13.7P和6-4 cal ka BP表现尤为明显,元素组分达到剖面的最低值;PC1与化学蚀变指数(CIA)曲线变化非常一致。PC2元素组分(Co、Zr、Hf等)则在这些时段内总体呈现高值,且曲线变化与中值粒径(Md)较为一致;PC3元素组分在这些时段内也都呈现明显峰值分布,元素组分与总有机碳(TOC)、有机碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )变化趋势相似。而在15.1-14.2、13.7-12.1、11.7-6.0 cal ka BP期间,PC1正载荷元素组分总体处于剖面高值状态,尤其在11.7-6 cal ka BP,元素组分达到剖面的最高值;PC2元素组分则在剖面呈低值分布;PC3元素组也呈相对低值状态。

## 5 讨论

### 5.1 各元素组响应不同气候环境条件的内部机制及其指示意义

根据之前学者使用的相关气候代用指标(包括TOC、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、粒度、腐殖化度、磁化率、干密度等(薛积彬等, 2007; Zhong et al, 2010, 2012; 欧阳军等, 2010)可知,大湖在16.0-15.1、14.2-13.7、12.1-11.7、6-4 cal ka BP(图3,阴影部分)分别对应最老仙女木(Oldest Dryas, OSD)、中仙女木(Older Dryas, ORD)、新仙女木冷事件(Younger Dryas, YD)三次仙女木冷事件以及中全新世冷干事件,而15.1-14.2、13.7-12.1、11.7-6.0 cal ka BP则对应Bølling、Allerød暖期和全新世适宜期。在不同气候条件下,定南大湖沉积物元素组呈现出不同的响应差异,结合区域气候环境变化,对各元素组响应气候变化的内部机制及其指示意义进行探讨。

第一主成分元素组(PC1),主要包括在地球表生条件下,抗风化作用强,难以溶解的惰性元素(如 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{SiO}_2$ 、Nb等)(Mackereth et al, 1966)(图3),这些惰性化学组分通常赋存于陆源碎屑残余物中,颗粒以粉砂、细砂为主。定南大湖为封闭性小湖盆,四周为低山丘陵,在暖湿气候条件下,化学风化作用强,地表径流发育,大量陆源风化碎屑残余物被冲刷迁移至湖泊,直接以物理方式沉淀至湖底;而在干冷气候条件下,湖区物理搬运作用较弱,赋存于碎屑矿物的惰性组分难以通过机械搬运的形式迁移至湖泊(陈敬安等, 1999)。而在暖干气候条件下,由于水动力条件较弱,流域化学风化碎屑物难以进入湖盆;在冷湿条件下,温度低,不利于化

表2 定南大湖主成分元素的相关系数表  
Tab.2 Correlation statistics results of the principal component elements in core K02 at Dahu Swamp

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Rb	Ga	Ba	Pb	CaO	S	Co	Zr	Hf	Ce	Nb	Sc	V	U
SiO <sub>2</sub>	0.853**																
TiO <sub>2</sub>	0.897**	0.770**															
Rb	0.880**	0.765**	0.757**														
Ga	0.970**	0.791**	0.912**	0.791**													
Ba	0.852**	0.696**	0.690**	0.753**	0.851**												
Pb	0.824**	0.715**	0.771**	0.856**	0.738**	0.546**											
CaO	-0.958	-0.937**	-0.863**	-0.874**	-0.905**	-0.780**	-0.820**										
S	-0.892	-0.938**	-0.816**	-0.783**	-0.828**	-0.665**	-0.780**	0.938**									
Co	-0.311**	-0.315**	-0.262*	0.060	-0.428**	-0.563**	0.130	0.297*	0.257*								
Zr	-0.280*	-0.19096	-0.15842	-0.10613	-0.388**	-0.465**	0.143	0.219	0.067	0.560**							
Hf	0.081	0.206	0.158	0.258*	-0.0648	-0.15021	0.447**	-0.16507	-0.274*	0.495**	0.884**						
Ce	0.254*	0.125	0.023	0.363**	0.117	-0.016	0.481**	-0.21747	-0.236*	0.554**	0.185	0.293*					
Nb	0.907**	0.768**	0.940**	0.738**	0.949**	0.809**	0.690**	-0.862**	-0.806**	-0.462**	-0.264*	0.042	-0.06211				
Sc	-0.14804	-0.450**	-0.16594	-0.19791	-0.08929	-0.07828	-0.257*	0.253*	0.371**	0.040	-0.336**	-0.468**	0.059	-0.16283			
V	0.084	-0.243*	0.012	0.040	0.072	0.002	0.079	0.026	0.136	0.170	-0.11625	-0.1431	0.463**	-0.00411	0.627**		
U	-0.285	-0.573**	-0.252*	-0.385**	-0.19924	-0.349**	-0.255*	0.410**	0.487**	0.160	-0.19129	-0.468**	0.166	-0.307**	0.569**	0.500**	
Cu	-0.21993	-0.416**	-0.294*	-0.279*	-0.17426	-0.11907	-0.390**	0.328**	0.449**	0.020	-0.418**	-0.481**	0.070	-0.269*	0.573**	0.506**	0.488**

注:\*\*表示在0.01水平(双侧)上显著相关;\*表示在0.05水平(双侧)上显著相关。



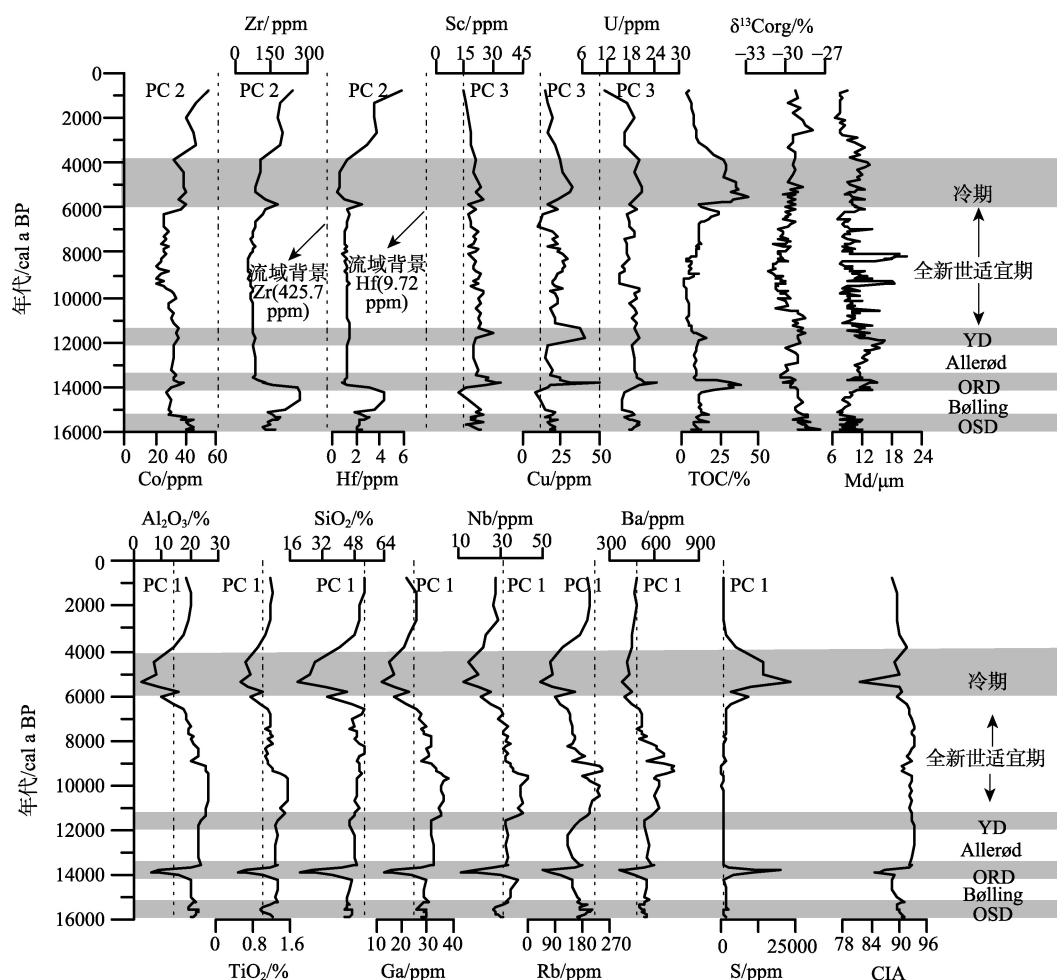


图3 定南大湖K02孔地化元素年代—含量关系图

(虚线为湖盆流域花岗岩风化壳上覆土壤地化元素均值;  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + K_2O + Na_2O)] \times 100$ , 本文  $CaO > Na_2O$ , 取  $CaO^* = Na_2O$  (McLennan, 1993))。

Fig.3 Variations of the elements in core K02 at the Dingnan Dahu swamp

(The dotted line represents the average values of the granitoid weathering crust in the surrounding area of the Dingnan Dahu swamp.

$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + K_2O + Na_2O)] \times 100$ , here  $CaO > Na_2O$ ,  $CaO^* = Na_2O$  (McLennan, 1993))。

学风化的进行,流域陆源风化碎屑物较少。PC1元素曲线与化学蚀变指数(CIA)变化趋势也非常相似,CIA指数越高,化学风化作用越强,气候较为暖湿;反之,其值越低,则化学风化作用越弱,气候较为冷干(李徐生等, 2007; Feng et al, 2003)。值得注意的是,PC1负载荷组分S等元素与其余稳定性元素曲线变化明显相反,相关系数普遍 $< -0.78$ (表2),说明负载荷组分与稳定性元素化学性质不同。S元素化学性质活泼,在湿热条件下,湖泊水位升高,沉积物处于缺氧还原条件,S在还原条件下容易生成 $H_2S$ 而损失(杜晨等, 2012),所以在B/A暖期及全新世适宜期,大湖沉积物S元素都含量甚微(图3)。但PC1元素组分主要以稳定性元素为主,因此,PC1元素组主要反映了流域内陆源化学风化残余物通过

地表径流冲刷搬运至湖泊的物质,指示流域的化学风化作用强度,相对暖湿气候条件下,PC1含量高,冷干气候条件下,PC1含量低。

第二主成分元素组(PC2),主要包含Co、Zr、Hf等元素。Zr在风化过程中极为稳定,主要赋存于锆石、土壤、风化产物中,以较粗颗粒碎屑状态形式出现(Kylander et al, 2013),Zr和Hf元素离子半径非常接近(分别为8.4和8.3 nm)(Jochum et al, 1986),具有非常相似的地球化学行为,且常伴随而生(Shannon, 1976)。本文中,Co、Zr与Hf两两之间相关系数都在0.49以上(表2),表明三者化学性质较为相似。大湖处于暖湿气候时(如11.7-6 cal ka BP),PC2处于低值;而在冷干时期(如14.2-13.7 ka BP)则处于高值。PC2元素组曲线变化与沉积物中值粒径

(Md)变化比较相似,说明PC2元素组与粒度相关,粒度则可反应流域水动力条件(Menking et al, 1997; Wang et al, 2001)。通常在气候较为暖湿条件下,流域水热条件好,有助于亚热带植被大量生长,可有效阻止地表径流对土壤表层尤其是粗颗粒物质的侵蚀,进入湖盆的粗颗粒物质则变少。大量研究也表明,在长时间尺度范围内,沉积物粒径增大反映采样点离湖岸距离减小、湖泊水位下降,粗颗粒物质易于到达,指示气候干旱;反之,沉积物粒径减小反映采样点离湖岸距离增大、湖泊水位上升,此时深水弱动力条件有利于细颗粒物质沉降,指示气候湿润(Finney et al, 1991; Shuman et al, 2001)。因此,PC2元素组与地表侵蚀进入湖泊的碎屑物质颗粒大小有关,反映了湖泊流域的水动力条件。PC2含量较高,指示气候较为冷干;含量较低,指示暖湿气候。值得注意的是,YD事件以及8.2 ka冷事件在Md曲线上有明显反映,PC2元素组则无明显变化;在6-4 cal ka BP期间Zr均值为475.35 ppm,虽有下降趋势,但仍比整个剖面均值(111.02 ppm)高,不过Hf元素则在6-4 cal ka BP期间整体表现为低值。说明在指示湖泊流域水动力条件方面,仍需更多的代用指标结合使用。

第三主成分元素组(PC3),主要包含Sc、U、Cu、V元素,这些元素易受湖泊有机质的影响。实验证明,有机物质的络合作用对铀的地球化学行为有着重大影响,如腐殖酸能强烈地络合铀及其他金属,形成铀酰有机络合物,而腐殖酸在沼泽泥炭发育中较为丰富。有机质的存在对Cu的搬运也起重要作用,如腐殖酸的高分子易于与Cu等金属形成有机络合物,搬运至湖盆沉淀。生物及有机质对Cu等金属的富集作用也不可忽略(张虎才, 1997)。本文PC3元素组与TOC和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化趋势较为一致(图3)。Zhou等(2004)指出,定南大湖在气候冷干时期,湖泊水体收缩,泥沼地发育,草本植被向湖泊周边扩展,由于气候干冷,大量植物残体未能完全分解,TOC含量较高;而暖湿气候条件下,湖泊水体扩展,草本植被相应收缩,而流域周边植物残体容易分解,导致TOC含量较低。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 主要指示植被类型,在沼泽相沉积时值偏正,指示冷干气候,在湖相沉积时值偏负,指示暖湿气候(Zhong et al, 2010)。因此,流域有机质含量可能对PC3元素组分的U、Cu等金属元素络合富集作用起重要影响,TOC含

量高时,PC3元素组含量高,反之,TOC含量低时,PC3元素组含量低。

值得指出的是,气候的组合并非单一、绝对的暖湿、冷干变化,元素组的波动幅度一定程度上反映了流域气候组合的差异。例如在ORD及6-4 cal ka BP期间(图3),PC1元素组呈现明显的谷值,PC2、PC3则呈明显的峰值,元素组变化幅度大,指示相对冷干气候。而在OSD及YD期间,PC1、PC2无明显变化,PC3略有上升,TOC也有小幅度上升,此时气候可能相对凉干。全新世适宜期间,PC1值高且稳定,PC2、PC3值较低,指示相对暖(温)湿气候。受东亚季风影响的华南地区,气候组合通常以暖湿或者冷干状况出现(Porter et al, 1995; Herzschuh, 2006; Xue et al, 2014)。当然,暖湿、冷干、暖干、冷湿的气候组合是相对的,在不同地区有不同的衡量标准,也需要有更多的代用指标作辅助研究。

## 5.2 沉积物源探讨

曾有学者通过研究Ti元素,指出在历史时期,当冬季风强盛时,湛江湖光岩玛珉湖曾受到来自黄土高原粉尘物质的影响(Yancheva et al, 2007a, 2007b),这一观点虽然存有多种争议(Zhou et al, 2007, 2009),但也说明在现今沙尘暴天气频发的背景下,学者对历史时期中国北方粉尘物质迁移距离的重视程度。定南大湖纬度位置较湖光岩玛珉湖更靠北,那么,黄土高原粉尘物质在冬季风强盛时期有没有可能进一步影响至南岭地区?

本文将在14.2-13.7、6-4 cal ka BP明显冷干时期的元素比值与相近时期黄土高原地化元素(Jahn et al, 2001)进行对比(图4),以探讨定南大湖在冷干时期的物质来源。稀土元素地球化学行为稳定,在示踪粉尘物源中得到广泛应用(Kylander et al, 2007; Marion et al, 2012)。Zr/Hf值则通常对含Zr矿物起指示作用(汪海斌等, 2008)。Wei等(2012)使用 $\text{TiO}_2/\text{Nb-La}$ 元素的二维曲线与黄土高原相应元素对比,排除了云南宝秀盆地泥炭沉积物受黄土高原粉尘物质的影响,指出盆地周边风化碎屑物才是粉尘物质的主要来源。从图4可以看出,定南大湖与黄土高原相关元素比值明显地分离出来,如果有粉尘活动,可基本判定粉尘物质并不是黄土高原的物质经冬季风搬运而来。定南大湖数据较于黄土高原比较分散,其值都在流域母岩风化壳值附近变动,因此,如果有粉尘物质,也主要来源于流域附近

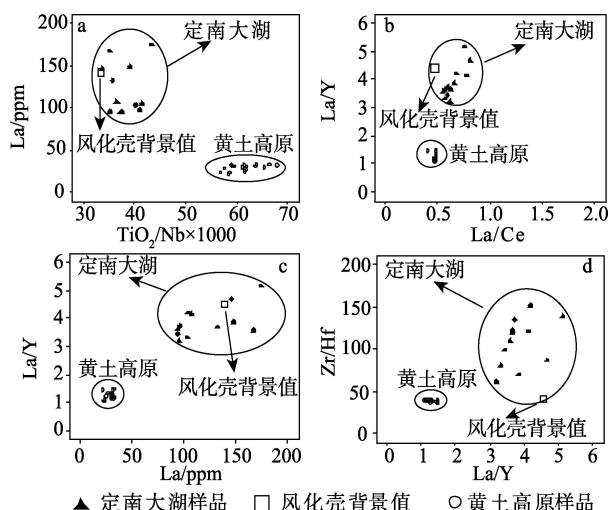


图4 定南大湖与黄土高原  $\text{TiO}_2/\text{Nb} \sim \text{La}$ 、 $\text{La}/\text{Y} \sim \text{La}/\text{Ce}$ 、 $\text{La}/\text{Y} \sim \text{La}$ 、 $\text{La}/\text{Y} \sim \text{Zr}/\text{Hf}$  元素比值二维图

Fig.4 Bivariate plots of  $\text{TiO}_2/\text{Nb}$  versus  $\text{La}$ ;  $\text{La}/\text{Y}$  versus  $\text{La}/\text{Ce}$ ;  $\text{La}/\text{Y}$  versus  $\text{La}$ ;  $\text{La}/\text{Y}$  versus  $\text{Zr}/\text{Hf}$ , showing the composition of the Dingnan Dahu swamp samples and the samples from the Chinese loess plateau

的风化碎屑物质,且源地较为分散。

## 6 结论

本文以元素组对的形式,在已知江西定南大湖近 16000 年来气候环境演变的基础上,解释了大湖沉积物不同地化元素组响应不同气候环境下的表生地球化学行为,并探讨了湖沼地的沉积物源。研究得出以下结论:

(1) 第一主成分元素组(PC1),主要包括了  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Nb}$ 、 $\text{Rb}$ 、 $\text{Ga}$ 、 $\text{Ba}$ 、 $\text{S}$  等元素,曲线变化趋势与 CIA 一致,指示了流域的化学风化作用强度,值越高,流域气候越暖湿;第二主成分元素组(PC2)主要包括了  $\text{Co}$ 、 $\text{Zr}$ 、 $\text{Hf}$ ,元素变化与沉积物中值粒径变化相似,值越高,流域气候越冷干,在一定程度上指示了湖泊流域的水动力条件,但还需结合更多的指标辅助。第三主成分元素组(PC3)主要包括金属元素  $\text{Sc}$ 、 $\text{Cu}$ 、 $\text{U}$ 、 $\text{V}$ ,这些元素与 TOC 变化密切相关,受有机质络合富集作用影响较大。

(2) 大湖沉积物主要来源于流域周边的陆源碎屑物或粘土物质,通过地表径流冲刷搬运至湖盆以物理形式沉淀下来,尤其是在气候暖湿,降雨量大,化学风化作用强的时期。但不排除在冷干时期,由风力搬运携带的粉尘物质堆积的影响,本文研究表

明,如果有风尘物质输入,可能主要来源于流域周边的风化碎屑物质。

## 参考文献(References)

- 陈敬安,万国江,陈振楼,等. 1999. 洱海沉积物化学元素与古气候演化[J]. 地球化学, 28(6): 562-570. [Chen J A, Wan G J, Chen Z L, et al. 1999. Chemical elements in sediments of Lake Erhai and palaeoclimate evolution[J]. Geochimica, 28(6): 562-570.]
- 杜晨,张兵,张世涛,等. 2012. 浅谈湖泊沉积环境演变中元素地球化学的应用及原理[J]. 地质与资源, 21(5): 487-492. [Du C, Zhang B, Zhang S T, et al. 2012. Application and principle of element geochemistry in the evolution of lake sedimentary environment[J]. Geology and Resources, 21(5): 487-492.]
- 李徐生,韩志勇,杨守业,等. 2007. 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, 62(11): 1174-1184. [Li X S, Han Z Y, Yang S Y, et al. 2007. Chemical weathering intensity and element migration features of the Xiashu loess profile in Zhenjiang[J]. Acta Geographica Sinica, 62(11): 1174-1184.]
- 欧阳军,钟巍,薛积彬,等. 2010. 我国低纬季风区晚冰期以来水文变化: 南岭东部高分辨率湖沼沉积记录[J]. 地质学报, 84(12): 1839-1853. [Ouyang J, Zhong W, Xue J B, et al. 2010. Hydrological variation of monsoon-dominated low latitude region since late glacial: high-resolution lake sedimentary record from East Nanling Mountains, China[J]. Acta Geologica Sinica, 84(12): 1839-1853.]
- 汪海斌,刘连友,冯兆东. 2008. 末次间冰期古土壤的  $\text{Zr}/\text{Rb}$  值时空分布特征及其影响因素[J]. 科学通报, 53(2): 238-246. [Wang H B, Liu L Y, Feng Z D. 2008. Spatial and temporal distribution characteristic of the paleosol's  $\text{Zr}/\text{Rb}$  values and it's influence factors in the last interglacial[J]. Chinese Science Bulletin, 53(2): 238-246.]
- 萧家仪,吕海波,周卫健,等. 2007. 末次盛冰期以来江西大湖孢粉植被与环境演变[J]. 中国科学: 地球科学, 37(6): 789-797. [Xiao J Y, Lv H B, Zhou W J, et al. 2007. Sporopollen vegetation and environmental evolution since last glacial maximum in Dahu swamp, Jiangxi[J]. Science China: Earth Sciences, 37(6): 789-797.]
- 薛积彬,钟巍,彭晓莹,等. 2007. 南岭东部大湖泥炭沉积记录的古气候[J]. 海洋地质与第四纪地质, 27(5): 105-113. [Xue J B, Zhong W, Peng X Y, et al. 2007. Pleaeoclimate significance for the past 12 ka BP revealed by Dahu peat record in the eastern south mountain[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 27(5): 105-113.]
- 杨艺,王汝建,刘建,等. 2014. 新疆罗布泊 45 ka BP 以来沉积物元素地球化学特征及其环境指示意义[J]. 海洋地



- 质与第四纪地质, 34(4): 133-144. [Yang Y, Wang R J, Liu J, et al. 2014. Element geochemistry of lacustrine sediments in Lop Nur and their environmental significance over the past 45 ka BP[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 34(4): 133-144.]
- 张虎才. 1997. 元素表生地球化学特征及理论基础[M]. 兰州: 兰州大学出版社: 27-37. [Zhang H C. 1997. *Yuansu biao sheng diqu huaxue tezheng ji lilun jichu*[M]. Lanzhou, China: the Press of Lanzhou University: 27-37.]
- Bakke J, Trachsel M, Kvisvik B C, et al. 2013. Numerical analyses of a multi-proxy data set from a distal glacier-fed lake, Sørsendalsvatn, western Norway[J]. *Quaternary Science Reviews*, 73: 182-195.
- Feng L J, Chu X L, Zhang Q R, et al. 2003. CIA and its applications in the Neoproterozoic clastic rocks[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 539-544.
- Finney B P, Johnson T C. 1991. Sedimentation in Lake Malawi (East Africa) during the past 10000 years: a continuous paleoclimatic record from the southern tropics[J]. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85(3-4): 351-366.
- Herzschuh U. 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 25: 163-178.
- Jahn B M, Gallet S, Han J M. 2001. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka[J]. *Chemical Geology*, 178(1): 71-94.
- Jochum K P, Seufert H M, Spettel B et al. 1986. The solar-system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6): 1173-1183.
- Kylander M E, Muller J, Wüst R A J, et al. 2007. Rare earth element and Pb isotope variations in a 52 kyr peat core from Lynch's Crater (NE Queensland, Australia): proxy development and application to paleoclimate in the Southern Hemisphere[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(4): 942-960.
- Kylander M E, Bindler R, Cortizas A M, et al. 2013. A novel geochemical approach to paleorecords of dust deposition and effective humidity: 8500 years of peat accumulation at Store Mosse (the "Great Bog"), Sweden[J]. *Quaternary Science Reviews*, 69: 69-82.
- Mackereth F J H. 1966. Some chemical observations on post-glacial lake sediments[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series B: Biological Sciences*, 250: 165-213.
- Marion F, Dominik J W, Baruch S, et al. 2012. The inorganic geochemistry of a peat deposit on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau and insights into changing atmospheric circulation in Central Asia during the Holocene[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 91: 7-31.
- McLennan S M. 1993. Weathering and global denudation[J]. *Journal of Geology*, 101(2): 295-303.
- Menking K M, Bischoff J L, Fitzpatrick J A, et al. 1997. Climatic/hydrologic oscillation since 155000 yr BP at Owens Lake, California, reflected in abundance and stable isotope composition of sediment carbonate[J]. *Quaternary Research*, 48(1): 58-68.
- Porter S C, An Z S. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciations [J]. *Nature*, 375: 305-308.
- Røthe T O, Bakke J, Vasskog K, et al. 2015. Arctic Holocene glacier fluctuations reconstructed from lake sediments at Mitrahålvøya, Spitsbergen[J]. *Quaternary Science Reviews*, 109: 111-125.
- Shannon R D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides [J]. *Acta Crystallographica, Section A*, 32(5): 751-767.
- Shuman B, Bravo J, Kaye J, et al. 2001. Late Quaternary water-level variations and vegetation history at Crooked Pond, Southeastern Massachusetts[J]. *Quaternary Research*, 56(3): 401-410.
- Sun Q L, Wang S M, Zhou J, et al. 2010. Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: implications for catchment weathering and climate change during the Holocene[J]. *Journal of Paleolimnology*, 43(1): 75-87.
- Wang H, Liu H, Gui H, et al. 2001. Terminal Plesitocene/Holocene palaeoenvironmental changes revealed by mineral magnetism measurements of lake sediments for Dali Nor area, southeastern Inner Mongolia Plateau, China[J]. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170(1): 115-132.
- Wei G J, Xie L H, Sun Y G, et al. 2012. Major and trace elements of a peat core from Yunnan, Southwest China: implications for paleoclimatic proxies[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 58: 64-77.
- Xue J B, Zhong W, Cao J Y. 2014. Changes in C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plant abundances reflect climate changes from 41000 to 10000 yr ago in northern Leizhou Peninsula, South China[J]. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396: 173-182.
- Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. 2007a. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon[J]. *Nature*, 445: 74-77.



- Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. 2007b. Reply to comment "Record of winter monsoon strength" by Zhou et al[J]. *Nature*, 450: E11.
- Zhong W, Xue J B, Zheng Y M, et al. 2010. Variations of monsoonal precipitation over the last 16000 years in the eastern Nanling Mountains, South China[J]. *Journal of Paleolimnology*, 44(1): 177-188.
- Zhong W, Xue J B, Zheng Y M, et al. 2012. Sediment geochemistry of Dahu swamp in the Nanling Mountains, South China: implication for catchment weathering during the last 16000 years[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 101(2): 453-462.
- Zhou H Y, Guan H Z, Chi B Q, 2007. Record of the winter monsoon strength[J]. *Nature*, 450: E10-E11.
- Zhou H Y, Wang B S, Guan H Z, et al. 2009. Constraints from strontium and neodymium isotopic ratios and trace elements on the sources of the sediments in lake Huguang Maar[J]. *Quaternary Research*, 72(2): 289-300.
- Zhou W J, Yu X F, Timothy J A J, et al. 2004. High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-holocene dry event during the past 18000 years[J]. *Quaternary Research*, 62(1): 39-48.

## Supergene geochemical elements of swampy basin in the subtropical monsoon region: a case study of Dingnan Dahu in Jiangxi Province

WEI Zhiqiang, ZHONG Wei\*, CHEN Yongqiang, TAN Lingling

(School of Geography Science, South China Normal University, Guangzhou 510631, China)

**Abstract:** Geochemical elements of the lacustrine-swamp sediments are very sensitive to climate change. This study focused on the geochemical elements of the Dingnan Dahu swamp, Jiangxi Province and extracted three main component groups by using the principal component analysis method combined with related climate proxies, such as total organic carbon (TOC), organic carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ), median grain size (Md) and chemical index of alteration (CIA). Base on these element groups, we interpret how different geochemical elements respond to variant climate conditions and their behavior patterns. The result shows that the first principal component (PC1), includes the elements of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ , Nb, Rb, Ga, Ba, S, and so on, indicates the weathering intensity of the lake basin; the second principal component (PC2), includes the elements of Co, Zr, and Hf, indicates hydrodynamic conditions of the Dingnan Dahu swamp; and the third principal component (PC3), includes the elements of Sc, Cu, U, and V, is heavily affected by the organic matter of the marshland. The curve of PC1 is similar to CIA, and higher loadings of PC1 suggests a warm and wet climate. The variation trends of PC2 and PC3 are similar to Md and TOC (and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ), respectively, and the higher loadings of PC2 and PC3 both suggest a cold and dry climate. The origin of this lacustrine deposit was mainly the local weathered products washed by surface runoff under the condition of warm and wet climate and strong chemical weathering. However, during the cold and dry periods, strong winter monsoon might have carried dust from local weathered products and deposited to the basin as well.

**Key words:** Dingnan Dahu; geochemical elements; principal component analysis; climate change; sedimentary source