J. Lake Sci.(湖泊科学),2012,**24**(6):943-951
http://www.jlakes.org. E-mail:jlakes@niglas.ac.cn
© 2012 by *Journal of Lake Sciences*

广东湖光岩玛珥湖沉积物漫反射光谱数据反映的全新世以来古环境演化*

吴旭东[1,2],沈　吉[1**]
(1:中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室,南京 210008)
(2:中国科学院研究生院,北京 100049)

摘　要:利用漫反射光谱技术得到湖光岩玛珥湖沉积物的叶绿素 a 浓度.通过与 TOC、Sr/Rb 比值和磁化率的对比发现,叶绿素 a 浓度能够忠实地反映湖泊初级生产力的变化,较高的叶绿素 a 浓度代表季风较强、降雨量较高,反之亦然.湖光岩玛珥湖沉积物多环境代用指标分析结果显示,湛江地区早全新世季风强盛,中全新世季风迅速衰退.这种全新世季风演化模式与北半球季风区的很多地质记录以及北纬 30°变化趋势相似,反映了太阳辐射是湛江地区千年尺度季风演化的主要驱动因素,但是湛江地区的季风演化滞后于太阳辐射变化大约 2200 a.叶绿素 a 浓度记录显示 6000 a BP 左右季风迅速减弱,这与其他记录显示的季风渐变模式不同.一方面,太阳辐射渐变激发了湛江地区植被-大气圈的负反馈作用,这可能是造成 6000 a BP 左右气候迅速变干的原因之一;另一方面,沉积速率增加导致的稀释作用放大了叶绿素 a 浓度下降的趋势.3600 a BP 以来的沉积环境可能受到了人类活动的影响.
关键词:全新世;古环境演化;湖光岩玛珥湖;漫反射光谱;沉积物

Paleoenvironment evolution since the Holocene reflected by diffuse reflectance spectroscopy from Huguangyan Maar Lake sediments, Guangdong Province

WU Xudong[1,2] & SHEN Ji[1]
(1: *State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing* 210008, *P. R. China*)
(2: *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *P. R. China*)

Abstract: Chlorophyll-a concentration of Huguangyan Maar Lake sediments were determined by diffuse reflectance spectroscopy. Through comparison with TOC, Sr intensity and magnetic susceptibility we concluded that chlorophyll-a can be taken as a reliable proxy of primary production, higher chlorophyll-a absorption reflects stronger monsoon intensity and higher precipitation, and vice versa. Holocene environment evolution at Zhanjiang area reconstructed by chlorophyll-a, TOC, Sr intensity and magnetic susceptibility of Huguangyan Maar Lake sediments demonstrated that the monsoon intensity in Zhanjiang area was strong in the early Holocene and declined dramatically since 6000 a BP. Holocene climate evolutional pattern at Zhanjiang area is similar with many other records from the monsoonal areas of the North hemisphere and summer isolation at 30°N, implying that solar isolation is the driving force of millennial-scale Holocene monsoon evolution at Zhanjiang area. However, monsoonal evolution lags behind solar isolation by about 2200 a. Monsoon strengthen demonstrated by chlorophyll-a declined significantly since 6000 a BP. Nonetheless, all the other records display gradual weakening process. Negative feedback of vegetation-atmosphere induced by solar isolation might have caused quick droughty trend, on the other hand, dilution effect led by increased sedimentary rate may amplify declining trend of chlorophyll-a around 6000 a BP. Sedimentary environment since 3600 a BP could be impacted by human activities.
Keywords: Holocene; paleoenvironment evolution; Huguangyan Maar Lake; diffuse reflectance spectroscopy; sediment

---

* 国家自然科学基金项目(40872117)资助.2011-11-21 收稿;2012-05-31 收修改稿.吴旭东,女,1982 年生,博士;E-mail:wuxudong2004916@yahoo.com.cn.
** 通信作者;E-mail:jishen@niglas.ac.cn.

全新世的气候变化是在人类活动的影响下形成的,尤其是在全新世后期,人类活动逐渐增强.研究全新世的气候演变,既有助于对未来环境演变趋势进行预测,同时对研究人类的进化、发展也具有重要的理论意义[1].亚洲季风区是全世界人口分布最密集的区域,然而关于全新世亚洲季风演化高分辨率的古气候记录非常有限.作为一种特殊类型的火山口湖,玛珥湖在形成和保存高分辨率地质记录方面具有独特的优势[2],是全球性高分辨率古气候研究的重要补充.

湖光岩玛珥湖位于中国大陆最南端的广东省湛江市,东濒南海,南面琼州海峡,西临北部湾.特有的地理位置和非常小的汇水面积使湖光岩对季风变化具有较高的敏感性,并在最大程度上记载了当地气候的变化.因此,湖光岩是研究全新世亚洲季风演化非常理想的地点.1997 年以来,中外学者已经在湖光岩玛珥湖开展了大量的古气候研究工作[3-9],这些研究都指示全新世早期季风强盛,全新世中期季风开始逐渐衰退[7-9].但是这些研究工作所用的年代标尺是一致的,都缺乏 8300－3800 a BP 的年龄数据,而这一阶段恰恰是全新世早期向中期转化的重要阶段.因此,有高质量的年代标尺控制的湖光岩全新世古气候记录对了解湛江地区全新世的季风演化具有重要的意义.

湖泊沉积物中的色素能够反映湖泊和周围环境的变化[10].叶绿素 a 是湖泊生态系统中最重要的、普遍存在于各种植物中的色素[10-11].叶绿素 a 的含量在一定程度上反映了初级生产力的变化[12].高效液相色谱(HPLC)能精确、定量地测定沉积物叶绿素 a 含量[13-14],但是其往往要消耗大量的人力、物力.漫反射光谱学为我们提供了一种迅速、经济、无样品损失的测定沉积物叶绿素 a 的方法[11-12,15].大部分湖泊沉积物样品的漫反射光谱都有一个中心位于 670 nm 左右、非常显著的凹陷,而这个凹陷就是叶绿素 a 和其衍生物光谱特征[16].

本文根据湖光岩玛珥湖漫反射光谱测定的叶绿素 a,在精确定年的基础上,与其它指标和前人研究结果进行对比分析,深入探讨湛江地区全新世以来的古环境演化.

1 研究区概况与样品采集

湖光岩玛珥湖(21°08′29″~21°09′22″N,110°16′22″~110°17′20″E)位于广东省湛江市的西南方,雷州半岛的北部.湛江市的年平均气温为 23.1℃,年平均降水量约为 1600 mm.受到东南季风和西南季风的共同影响[17],干、湿季变化明显,每年 4－9 月的降雨量占到全年总降雨量的 90%.7－9 月湛江地区的热带风暴频繁,往往带来强降雨[18].目前,湖泊周围的自然植被是半常绿季雨林[19].湖水面积为 2.25 km^2,汇水面积为 3.2 km^2,没有河流汇入或湖水流出,水源补给主要是汇水区内的大气降水和地下水.最大水深为 22 m,平均水深为 12 m.湖光岩四周被火山岩墙所包围,湖泊近似为心形,一条南北走向的浅滩把它分成东西两部分,其中东湖小、西湖大.湖光岩水质营养类型属于亚热带贫营养型,营养元素是湖光岩初级生产力的控制因子[7,20].

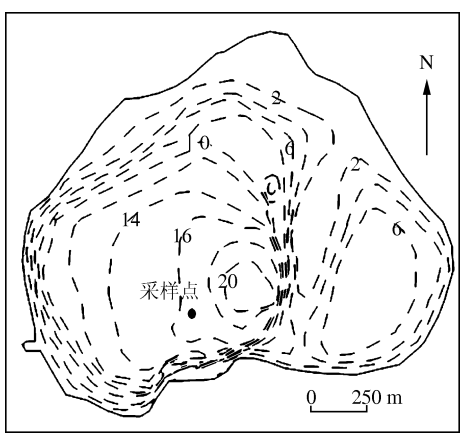


图 1 湖光岩玛珥湖采样点位置及等深线图
(数字代表水深,单位为 m)

Fig. 1 Sampling position and isobaths map of Huguangyan Maar Lake

2009 年 11 月我们用 UWITEC 型水上平台和活塞取芯设备在湖光岩玛珥湖西湖水深 16.2 m 处(图 1)采集了两根长岩芯,分别为 A(855 cm)、B(926 cm),两根岩芯的距离仅为 5.2 m.采集的岩芯在实验室内沿中轴线剖开,并以1 cm 为间隔进行分样.

2 分析方法

2.1 测年

在岩芯 B 选择了 24 个样品送往加州大学进行全有机质的 AMS ^{14}C 测年,年龄结果采用 Intcal 09 曲线校正[21],所用软件为 OxCal 4.0.1 beta[22].

2.2 漫反射光谱

指标分析使用的是岩芯 A. 样品的漫反射光谱分析参照前人已有的步骤[23]:把研磨好的粉末样品放在干净的玻璃薄片上,加蒸馏水使粉末呈泥浆状,并把泥浆均匀涂抹在玻璃薄片上,然后在低温下干燥(<40℃). 漫反射光谱测试是在南京大学表生地球化学研究所完成,所用仪器是美国 Perkin-Elmer 公司生产的 Lambada 900 型分光光度计,测试范围是可见光(400~700 nm),测试间距为 2 nm. 样品的漫反射强度是样品的反射率与标准白板(Spectralon)反射率的比值.

叶绿素 a 的相对含量是通过连续移动的方法测量漫反射光谱 670 nm 左右的吸收深度来决定的[24]. 粒度、岩芯水含量以及沉积物组成等因素都会影响沉积物的光谱形状,连续移动的方法能够排除其他参数且只集中于叶绿素 a 对光谱形状的影响[25]. 这里我们以 670 nm 左右的凹槽最底部的吸收深度为叶绿素 a 和其衍生物的浓度,吸收深度越深表示沉积物的叶绿素 a 含量越高(图 2).

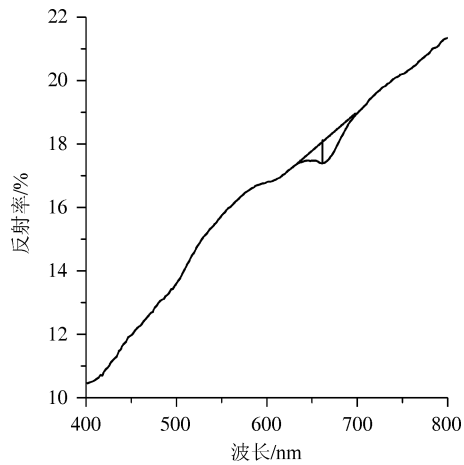


图 2 湖光岩玛珥湖沉积物漫反射光谱图

Fig. 2 Diffuse reflectance spectrum of sediment sampling from Huguangyan Maar Lake

2.3 TOC

总有机碳(TOC)含量在中国科学院南京地理与湖泊研究所用水合热重铬酸钾氧化-比色法测定. 岩芯顶部 4 cm 的样品量太少,TOC 数据缺失.

2.4 元素分析

剖开的岩芯首先在同济大学海洋地质国家重点实验室做元素扫描分析. 测量的仪器为 AVAATECH 公司的 XRF 岩芯元素扫描仪(XRF Core Scanner),有效分辨率为 0.5 cm,以 counts(记数器的记数)为含量单位(cps). 分析间距为 1 cm,岩芯顶部 22 cm 的含水量太高,元素扫描数据缺失,共得到 823 个点的元素强度数据.

2.5 磁化率

磁化率在中国科学院南京地理与湖泊研究所测得,使用的仪器是英国 Bartington 公司生产的 MS_2 型磁化率测量仪. 经过计算得到每个样品的低频质量磁化率(以下简称磁化率),所以结果均以相对 SI 标准表示. 最顶部的四个样品量太少,磁化率数据缺失.

3 结果

3.1 年代

各个年龄点之间采用线性内插的方法计算得到整根岩芯的年代标尺,岩芯年代-深度图显示整个岩芯年代连续,无倒置现象(图 3).

3.2 叶绿素 a 浓度和 TOC 含量

叶绿素 a 浓度在 0.00474~0.13084 之间,平均值为 0.03238. TOC 含量在 0.82%~18.74% 之间,平均值为 7.56%. 叶绿素 a 浓度和 TOC 含量在全新世内的变化趋势相似:6000 a BP 以前,叶绿素 a 浓度和 TOC 含量较高,这一阶段的平均值分别是 0.05382 和 12.95%;6000 a BP 以后,叶绿素 a 浓度和 TOC 含量迅速降低,6000－3600 a BP 的

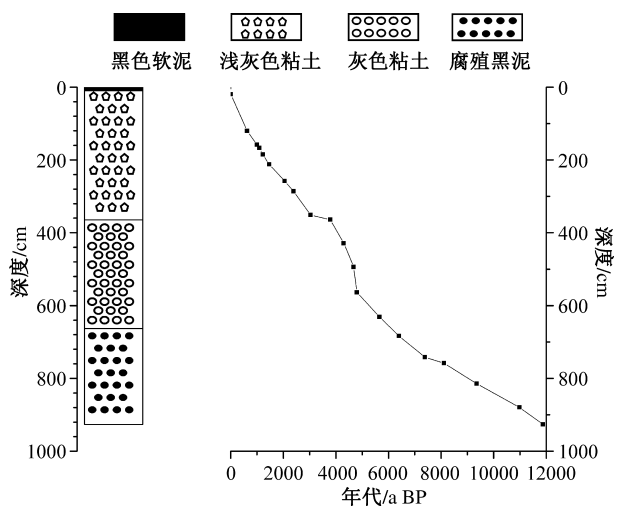


图 3 湖光岩玛珥湖岩芯年代-深度变化以及岩性图

Fig. 3 Age-depth and lithology of Huguangyan Maar Lake

平均值分别是 0.03 和8.36%;全新世晚期,叶绿素 a 浓度和 TOC 含量最低,平均值分别为 0.01734 和 4.06%(图 4).

3.3 Sr/Rb 比值

Sr/Rb 比值在 1.66 ~ 7.19 之间,平均值为 3.21(图 4). 早全新世的 Sr/Rb 比值最高(11400 − 6000 a BP),都高于平均值;6000 a BP 之后,Sr/Rb 比值迅速下降;3600 a BP 之后,Sr/Rb 比值大幅度波动但仍然维持在较低水平. 整个全新世中晚期的 Sr/Rb 比值一直维持在较低的水平,基本上低于平均值.

3.4 磁化率

磁化率值在 20×10^{-8} ~ 1130×10^{-8} m^3/kg 之间,平均值为 315×10^{-8} m^3/kg. 全新世早期(11400 − 6000 a BP),磁化率值最低;一直到全新世中期(6000 − 3600 a BP),磁化率值基本上都低于平均值;3600 a BP 之后,磁化率值大幅度增加(图 4).

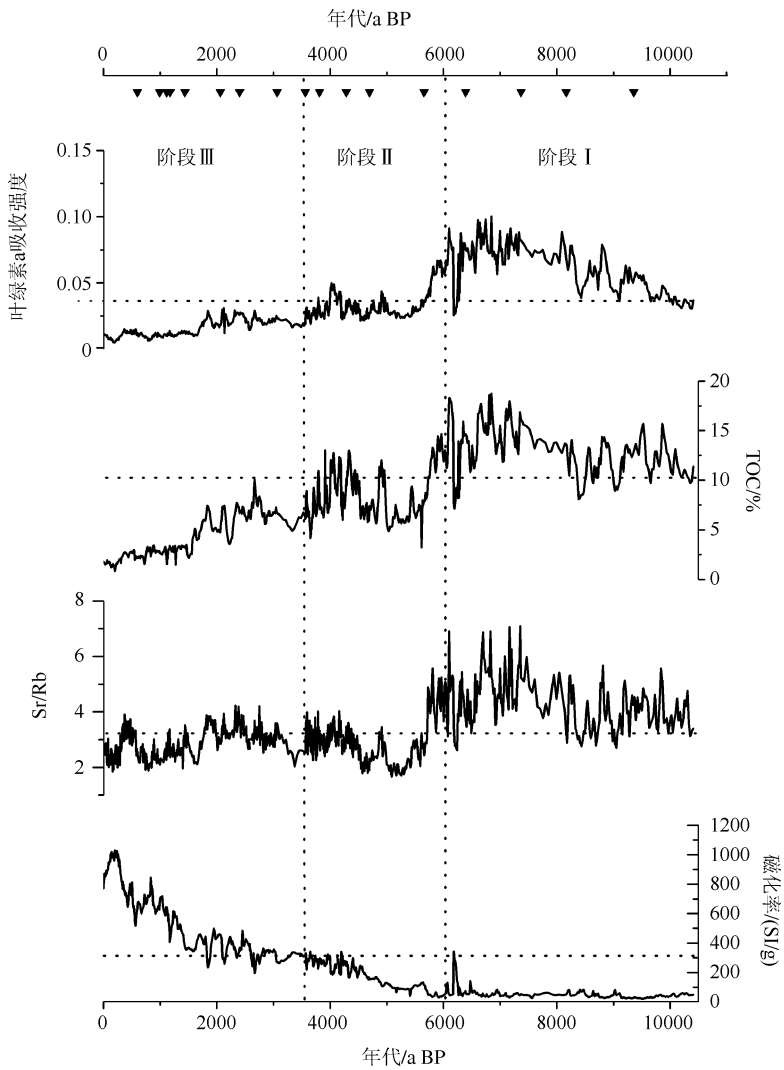


图 4 湖光岩玛珥湖叶绿素 a、TOC、Sr/Rb 比值、磁化率结果
(黑三角代表年代测试样品位置)

Fig. 4 Results of chlorophyll-a, TOC, Sr/Rb and magnetic susceptibility from Huguangyan Maar Lake (Black triangles represent positions of selected dating samples)

4 讨论

4.1 环境指标的意义

4.1.1 叶绿素 a 湖泊沉积物中的叶绿素 a 含量是初级生产力和保存条件的综合反映. 保存在沉积物中之前,叶绿素 a 往往降解为一系列可辨识的衍生物,在某种程度上补偿了由于降解带来的叶绿素 a 损失[26]. 陆地和水生大型植物的降解物可能会对湖泊浅水地区沉积物中叶绿素 a 的衍生物有所贡献[27],但是我们所采的湖光岩岩芯来自于湖心,因此其叶绿素 a 含量的变化主要反映了湖泊中浮游植物色素含量的变化[26]. TOC 和生物硅的变化趋势的相似性进一步证明了湖光岩沉积物的有机质主要是自生藻类[28]. 营养盐输入是湖光岩玛珥湖浮游生物量的限制因子[20],而湖泊中的营养盐主要来自于流域的径流输入. 当降雨量高时,进入湖泊的营养盐增加,湖泊初级生产力水平提高,湖泊沉积物中的叶绿素 a 含量增加,反之亦然.

4.1.2 Sr/Rb 比值 Rb 和 Sr 的表生地球化学行为具有较大的差异. 在风化过程中 Sr 的活动性比 Rb 强,从而造成了风化产物中 Rb 和 Sr 的分离. 风化作用越强,风化产物中 Sr/Rb 比值越低[29-30]. 在湖相沉积物中的 Sr/Rb 比值与风化强度的关系与风化产物中的 Sr/Rb 比值与风化强度的关系是相反的[31-32]. Sr/Rb 比值可以反映湖泊流域的风化作用强度[32].

4.1.3 磁化率 磁化率主要反映了沉积物中风化作用形成的亚铁磁性矿物的变化. 但降雨量在 1000 ~ 1500 mm 之间时,黄土磁化率随降雨量升高而升高[33]. 湖光岩表层沉积物岩石磁学和粒度分析结果表明,沉积物中的磁性矿物与周围火山岩中的磁性矿物性质相似[34]. 因此湖光岩沉积物中磁化率的变化既受到气候变化的影响也受到流域地表过程的影响[35]. 目前,湖光岩的年平均降雨量是 1600 mm,我们认为较干旱的气候才有利于亚铁磁性矿物的生成,进而使磁化率升高. 全新世早期(10406 - 6000 a BP),磁化率非常低,反映气候潮湿,不利于亚铁磁性矿物生成. 6000 - 3600 a BP,磁化率缓慢上升,反映了气候逐渐转干,亚铁磁性矿物增加. 3600 a BP 以来,磁化率值迅速增加并且剧烈波动,一方面反映了气候转干,另一方面也可能受到了人类活动的影响[35].

4.2 全新世以来古气候演化阶段

根据叶绿素 a 浓度、TOC 含量、Sr/Rb 比值和磁化率的变化特征,湖光岩玛珥湖 12000 a BP 以来的气候演化过程可以划分为以下三个阶段(图 4):

阶段Ⅰ:10406 - 6000 a BP;926 ~ 656 cm. 这一阶段的叶绿素 a 浓度、TOC 含量和 Sr/Rb 比值最高、磁化率值最低,反映了夏季风强盛,气候温暖湿润,流域化学分化作用强,湖泊扩张.

阶段Ⅱ:6000 - 3600 a BP;656 ~ 375 cm. 与早全新世相比,叶绿素 a 浓度、TOC 含量和 Sr/Rb 比值都明显下降,磁化率值缓慢升高,反映了夏季风减弱,气候转冷转干,化学风化作用减弱,湖泊水位下降.

阶段Ⅲ:3600 a BP 至现今;375 ~ 0 cm. 3600 a BP 以来,叶绿素 a 浓度和 TOC 含量持续下降,Sr/Rb 比值波动较大但仍然维持在较低水平,指示夏季风强度逐渐减弱,气候持续变冷变干,化学风化作用继续减弱,湖泊逐渐收缩. 大幅度增加的磁化率和波动频繁的 Sr/Rb 比值可能在一定程度上反映了人类活动增强造成的植被破坏和水土流失导致的外源输入增加的影响.

4.3 与湖光岩前人研究工作的对比

以往湖光岩的相关研究把早全新世向中全新世季风迅速减弱的时间定在 7800 a BP[7-8],但是本文的研究结果指示湛江地区夏季风的迅速减弱时间在 6000 a BP 左右,这比以往研究提出时间晚了大约 1700 a. 这主要是因为以往的研究的年代框架控制较差,缺乏 8300 - 3800 a BP 之间的年代控制点. 位于湖光岩东北方向大约 600 km 的定南泥炭记录在全新世内显示了与湖光岩沉积物记录几乎同步的古环境演化过程:定南泥炭记录显示亚洲季风在 10450 a BP 开始增强,直到 6040 a BP 一直保持较强的季风,6040 a BP 之后亚洲季风迅速减弱,气候变冷、变干,而 3800 a BP 之后的沉积序列受到人类活动的影响不适合与其他记录比较[36]. 定南泥炭记录指示的季风迅速减弱的时间与本文的结果在定年误差范围内是一致的,同时也证明湖光岩的研究结果可靠.

4.4 湛江地区全新世以来千年尺度的古气候演化

全新世气候适宜期是全新世气候研究的焦点. 有研究指出中国全新世气候适宜期在空间上具有明显的

穿时性,自东北、华北、长江中下游到华南地区,气候适宜期出现的时间逐渐滞后[37],然而后继研究发现中国全新世气候适宜期,从西到东,出现时间逐渐后移[38].陈发虎等认为亚洲中部西风区与东部季风区的全新世气候适宜期存在反相位关系:季风区的气候适宜期出现在全新世早期,而西风区的气候适宜期出现在全新世中期[39].近年来,越来越多高分辨率的古气候记录显示,千年尺度全新世季风演化不但在亚洲季风区而且在整个北半球都是同步的:早全新世季风最强,中全新世开始,季风逐渐减弱[40-43](图 5B、C、D、E).湛江地

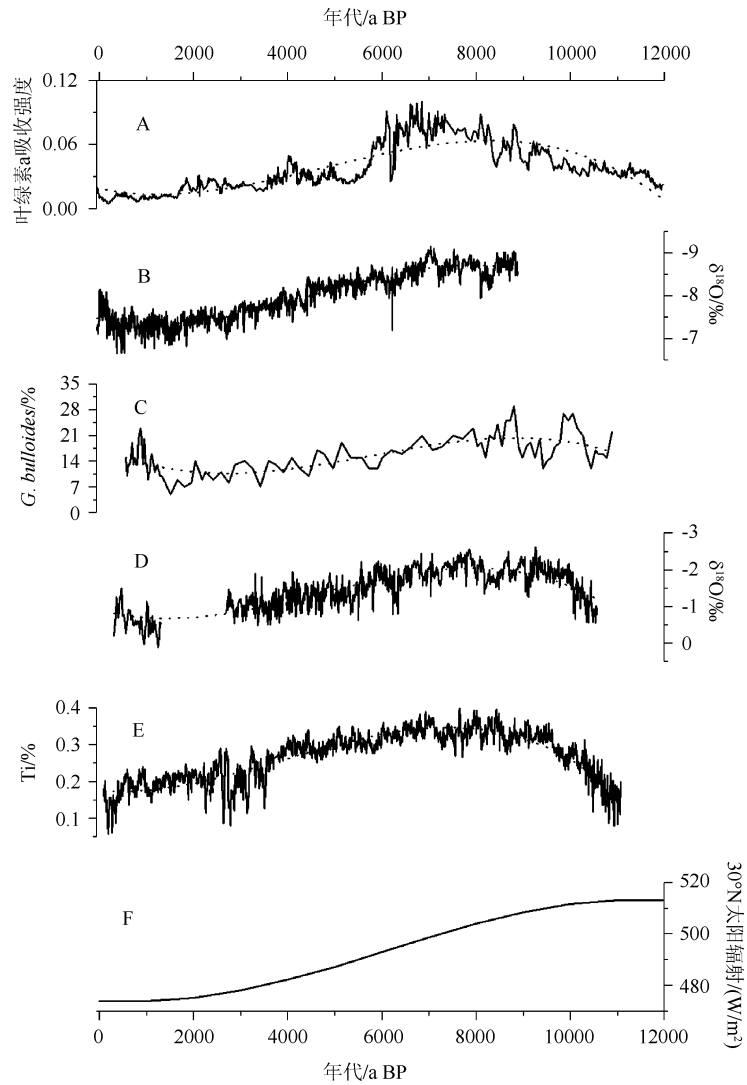


图 5 湖光岩玛珥湖叶绿素 a 与其他记录的对比:(A)叶绿素 a 吸收强度;(B)贵州董哥洞石笋 $\delta^{18}O$[40];(C)阿拉伯 *G. bulloides*%[41];(D)阿曼 Qunf 洞石笋 $\delta^{18}O$[42];(E)北美 Carioca 盆地 Ti%[43];(F)30°N 夏季太阳辐射[44]

Fig. 5 Comparison between chlorophyll-a record from Huguanyan Maar Lake and other records from the monsoon areas: (A) Chlorophyll-a absorption intensity; (B) Stalagmite $\delta^{18}O$ from Dongge Cave[40]; (C) Arabian Sea *G. bulloides*%[41]; (D) Stalagmite $\delta^{18}O$ from Qunf Cave in Southern Oman[42]; (E) Ti% from the Carioca Basin[43]; (F) Summer solar isolation at 30°N[44]

区早全新世季风强盛(11970－6000 a BP),中全新世季风开始减弱,并一直持续到晚全新世,这与北半球的其他记录是一致的.由地球轨道驱动引起的太阳辐射的变化是季风千年尺度演化主要驱动因素的观点已经被广泛认同[40-42].湛江地区全新世季风演化也显示出,早全新世季风强盛、中全新世季风开始减弱的特点,显示出了全新世季风演化的全球性[44].北半球夏季太阳辐射在9000 a BP达到最强[45](图5F),而湛江地区的季风强盛期出现在6800 a BP左右,季风相对于夏季太阳辐射显示出一定的滞后性.季风滞后于太阳辐射的现象在以往的研究中也有发现,但是不同的研究显示的滞后时间不同,例如:阿曼石笋记录显示印度季风相对于太阳辐射的滞后时间是1500 a[46],而关于印度季风区多个记录的综合研究却显示这一滞后时间为3000 a[47](图5).区域性因素、不同研究载体的年代误差以及不同研究者在确定季风最强盛时间时的主观性可能是产生不同滞后时间的原因[44].

湖光岩叶绿素a吸收强度记录显示6000 a BP左右季风迅速减弱.然而,贵州董哥洞石笋记录[40]、阿拉伯(图5)沉积物记录[41]、阿曼石笋记录[42]和北美Carioca盆地Ti%记录[43]却显示6000 a BP左右的季风是逐渐减弱的.这种中全新世气候突然变干的现象不仅仅出现在亚洲季风区,也出现在非洲季风区[48]及南大西洋记录中[49].前人认为轨道作用驱动太阳辐射逐渐减弱,激发了植被-大气圈的负反馈作用,导致了非洲地区6000－5000 a BP气候迅速变干[48,50],这种观点在亚洲季风区可能同样适用.6000 a BP之后,湖光岩沉积物的沉积速率明显增加,外源碎屑物质的稀释作用放大了叶绿素a浓度下降的趋势,这可能也是导致叶绿素a记录显示的季风减弱比其他记录显著的原因之一.

5 结论

湖光岩玛珥湖沉积物漫反射光谱测定的叶绿素a是反映气候变化的可靠指标,叶绿素a可以忠实地反映湖泊初级生产力的变化并进一步反映气候的变化.较高的叶绿素a含量代表夏季风较强、降雨量较高,反之亦然.湛江地区早全新世的季风强盛,6000 a BP以后季风迅速减弱,较弱的季风一直持续到晚全新世,这种全新世季风演化模式与北半球季风区的很多地质记录以及北纬30°变化趋势相似,反映了太阳辐射是湛江地区千年尺度季风演化的主要驱动因素,但是湛江地区的季风演化滞后于太阳辐射变化大约2200 a.湖光岩叶绿素a记录显示6000 a BP左右季风迅速减弱,这与其他记录显示的季风渐变模式不同.一方面,太阳辐射渐变激发了湛江地区植被-大气圈的负反馈作用可能是造成6000 a BP左右气候迅速变干的原因之一;另一方面,沉积速率增加导致的稀释作用放大了叶绿素a浓度下降的趋势.3600 a BP以来的沉积环境可能受到了人类活动的影响.

致谢:感谢中国科学院南京地理与湖泊研究所的张恩楼老师、汪勇老师和袁和忠博士以及南京大学地球科学与工程学院潘银华、王星辰在野外采样中给予的帮助,感谢南京大学地球科学与工程学院季俊峰教授以及中国科学院南京地理与湖泊研究所的隋桂荣老师在实验分析中的指导.

6 参考文献

[1] 温孝胜,彭子成,赵焕庭.中国全新世气候演变研究的进展.地球科学进展,1999,**14**(3):292-298.

[2] 刘东生,刘嘉麒,吕厚远等.玛珥湖高分辨率古环境研究的新进展.第四纪研究,1998,(4):289-296.

[3] Yancheva G, Nowaczyk NR, Mingram J *et al*. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, **445**: 74-77.

[4] Wang WY, Liu JQ, Liu DS *et al*. The two-step monsoon changes of the last deglaciation recorded in tropical Maar Lake Huguangyan, southern China. *Chinese Science Bulletin*, 2000, **45**(16): 1529-1532.

[5] Chu GQ, Liu JQ, Sun Q *et al*. The 'Mediaeval Warm Period' drought recorded in Lake Huguangyan, tropical South China. *The Holocene*, 2002, **12**: 511-516.

[6] Liu JQ, Lu HY, Negendank J *et al*. Periodicity of Holocene climatic variations in the Huguangyan Maar Lake. *Chinese Science Bulletin*, 2000, **45**(18): 1712-1717.

[7] Mingram J, Schettler G, Nowaczyk N *et al*. The Huguang maar lake—a high-resolution record of palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes over the last 78000 years from South China. *Quaternary International*, 2004, **122**: 85-107.

[8] Wang SY, Lu HY, Liu JQ *et al*. The early Holocene optimum inferred from a high-resolution pollen record of Huguangyan

Maar Lake in southern China. *Chinese Science Bulletin*, 2007, **52**(20): 2829-2836.

[9] Fuhrmann A, Mingram J, Lücke A *et al*. Variations in organic matter composition in sediments from Lake Huguang Maar (Huguangyan), south China during the last 68 ka: implications for environmental and climatic change. *Organic Geochemistry*, 2003, **34**: 1497-1515.

[10] Leavitt PR, Hodgson DA. Sedimentary pigments. In: Smol JP, Birks HJB, Last WM eds. Tracking environmental change using lake sediments Vol. 3: Terrestrial, algal, and siliceous indicators. Dordrecht: Kluwer, 2001: 295-325.

[11] Das B, Vinebrooke RD, Rivard B *et al*. Inferring lake sediment chlorophyll concentrations with reflectance spectroscopy: a novel approach to reconstructing historical changes in the lake trophic status of mountain lakes. *Canadian Journal of Fisheries Aquatic Sciences*, 2005, **62**:1067-1078.

[12] Wolfe AP, Vinebrooke RD, Michelutti N *et al*. Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. *Journal of Paleolimnol*, 2006, **36**:91-100.

[13] Mantoura RFC, Llewellyn CA. The rapid determination of algal chlorophyll and carotenoid pigments and their breakdown products in natural waters by reversed-phase high-performance liquid chromatography. *Analytica Chimica Acta*,1983, **151**: 297-314.

[14] Jeffrey SW, Wright SW, Zapata M. Recent advances in HPLC pigment analysis of phytoplankton. *Marine and Freshwater Research*, 1999, **50**: 879-896.

[15] Michelutti N, Wolfe AP, Vinebrooke RD *et al*. Recent primary production increases in arctic lakes. *Geophysical Research Letters*, 2005, **32**: L19715(doi: 10.1029/2005GL023693, 2005).

[16] Das B. Reconstruction of historical productivity using visible-near-infrared (VNIR) reflectance properties from boreal and saline lake sediments. *Aquatic Ecology*, 2007, **41**: 209-220.

[17] Zhang J, Crowley TJ. Historical climate records in china and reconstruction of past climates. *Journal of Climate*, 1989, **2**: 833-849.

[18] 杨彩福,焦新龙,彭 灿. 热带辐合带与南海气候. 海洋通报,2003,**22**(6):83-87.

[19] Zheng Z, Lei ZQ. A 400000 year record of vegetational and climatic changes from a volcanic basin, Leizhou Peninsula, southern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, **145**: 339-362.

[20] 张才学,孙省利,谢少英. 湖光岩玛珥湖的浮游植物. 水生生物学报,2008,**32**(5):620-630.

[21] Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E *et al*. INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0－50000 years cal. BP. *Radiocarbon*, 2009, **51**: 1111-1150.

[22] Ramsey CB. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Review*, 2008, **27**: 42-60.

[23] Ji JF, Shen J, Balsam WL *et al*. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **233**: 61-70.

[24] Clark RN, Roush TL. Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research*, 1984, **89**: 6329-6340.

[25] Carrère V, Spilmont N, Davoult D. Comparison of simple techniques for estimating chlorophyll *a* concentration in the intertidal zone using high spectral-resolution field-spectrometer data. *Marine Ecology Progress Series*, 2004, **274**: 31-40.

[26] Hodgson DA, Wright SW, Tyler PA *et al*. Analysis of fossil pigments from algae and bacteria in meromictic Lake Fidler, Tasmania, and its application to lake management. *Journal of Paleolimnology*, 1998, **19**: 1-22.

[27] Bianchi TS, Findlay S. Decomposition of Hudson Estuary macrophytes: photosynthetic pigment transformtions and decay constants. *Estuaries*, 1991, **14**: 65-73.

[28] 王文远,刘嘉麒,Negendank J 等. 热带湖光岩玛珥湖记录的末次冰消期东亚夏季风两部式的变化. 科学通报,2000, **45**(8):860-864.

[29] 陈 骏,安芷生,汪永进等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. 中国科学:D 辑,1998,**28**(6): 498-504.

[30] Dasch EJ. Strontium isotopes in weathering profile, deep sea sediments and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, **33**: 1521-1552.

[31] Jin ZD, Wang SM, Shen J *et al*. Chemical weathering since the little ice age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2001, **26**:775-782.

[32] Wu YH, Andreas L, Jin ZD *et al*. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record

from Cuoe Lake. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 2006, **234**: 328-340.

[33] Maher BA, Thompson R. Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: comments and reply. *Geology*, 1994, **22**: 857-858.

[34] 韩玉林,谈晓冬,陈 忠等. 湖光岩玛珥湖表层沉积物磁性粒度特征及其来源. 科学通报,2010,**55**(3):261-267.

[35] Oldfield F. Environmental magnetism-A personal perspective. *Quaternary Science Reviews*, 1991, **10**: 73-85.

[36] Zhou WJ, Xie SC, Meyers PA. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Organic Geochemistry*, 2005, **36**:1272-1284.

[37] An ZS, Porter SC, Kutzbach JE *et al*. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 2000, **19**: 743-762.

[38] He Y, Theakstone WH, Zhang ZL *et al*. Asynchronous Holocene climate change across China. *Quaternary Research*, 2004, **61**: 52-63.

[39] Chen Fh, Yu ZC, Yang ML *et al*. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews*, 2008, **27**: 351-364.

[40] Wang YJ, Cheng H, Edwards RL *et al*. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, **308**: 854-857.

[41] Gupta AK, Anderson DM, Overpeck JT. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 2003, **421**: 354-357.

[42] Fleitmann D, Burns SJ, Mudelsee M *et al*. Holocene forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 2003, **300**: 1737-1739.

[43] Haug GH, Hughen KA, Sigman DM *et al*. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, **293**: 1304-1308.

[44] Wang PX. Global monsoon in a geological perspective. *Chinese Science Bulletin*, 2009, **54**(7): 1113-1136.

[45] COHMAP Members. Climate changes of the last 18000 years: observations and model simulations. *Science*, 1988, **241**: 1043-1052.

[46] Fleitmann D, Burns SJ, Mangini A *et al*. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Review*, 2007, **26**: 170-188.

[47] Overpeck J, Anderson D, Trumbore S *et al*. The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Climate Dynamics*, 1996, **12**: 213-225.

[48] DeMenocal P, Ortiz J, Guilderson T *et al*. Abrupt onset and termination of the African humid period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Review*, 2000, **19**: 347-361.

[49] Hodell DA, Kanfoush SL, Shemesh A *et al*. Abrupt cooling of Antarctic surface waters and sea ice expansion in the South Atlantic sector of the Southern Ocean at 5000 cal yr B. P. *Quaternary Research*, 2001, **56**: 191-198.

[50] Gasse F. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 2000, **19**: 189-211.