

文章编号:1000-0550(2011)03-0552-09

# 河西走廊花海剖面晚冰期以来年代学及沉积特征研究<sup>①</sup>

王乃昂 李卓仑 李育 朱金峰

(兰州大学资源环境学院 兰州大学干旱区水循环与水资源研究中心 兰州 730000)

**摘要** 选择位于河西走廊的花海古湖泊沉积剖面作为研究对象,根据 13 个普通<sup>14</sup>C 和 5 个 AMS<sup>14</sup>C 年代结果,以沉积物岩性特征为主要指标,建立了晚冰期以来花海湖泊沉积的年代框架及环境变化过程。结果表明:花海地区新仙女木期和晚冰期花海湖泊主要以芒硝沉积为主,指示了较低的温度环境。芒硝沉积中的淤泥细线为短暂升温标志,芒硝—淤泥—芒硝的沉积韵律揭示了晚冰期和新仙女木期气候的不稳定性和温度的周期性变化。根据沉积过程和岩性特征,全新世花海湖泊在千年尺度上存在干湿变化特征。10.47 cal ka BP 之前的早全新世气候较为干旱,以冲洪积和风成砂为主的沉积过程,10.47~8.87 cal ka BP 的早全新世湖相沉积所揭示的气候由干到湿的转变期,8.87~5.5 cal ka BP 存在深湖相沉积的气候湿润期,5.5 cal ka BP 至今沉积间断所揭示的中晚全新世气候呈现干旱化趋势,湖泊趋于萎缩干涸。

**关键词** 晚冰期 新仙女木气修事件 年代学 河西走廊 花海

**第一作者简介** 王乃昂 男 1962 年出生 教授 博士生导师 气候变化 E-mail: wangna@lzu.edu.cn

**通讯作者** 李卓仑 E-mail: lizhuolunzl@163.com

**中图分类号** P534.63 **文献标识码** A

位于河西走廊西段的玉门花海古湖泊,以其生态脆弱性和气候敏感性在过去全球变化研究中受到了关注<sup>[1-4]</sup>。由于该区域处于亚洲季风边缘区,受到亚洲季风和中纬度西风带的双重影响,对气候及环境变化相对敏感,是解决全球气候变化研究所关心的“全球与区域变化关系”问题的关键地区之一,所以开展该区域湖泊沉积记录的研究具有重要意义<sup>[5-8]</sup>。

以往对该湖泊沉积记录的研究,是建立在花海剖面 5 个普通<sup>14</sup>C 和 3 个 AMS<sup>14</sup>C 年代结果基础上进行的。王乃昂等<sup>[1]</sup>根据花海剖面芒硝矿黏土夹层中的陆生树枝残条 AMS<sup>14</sup>C 年龄为:(11 181 ± 54) aB.P.,证明芒硝层为末次盛冰期(LGM)和新仙女木期(YD)异常冷干气候的产物,并定量重建了上述时期的温度特征。随后,Wang 等<sup>[5,6]</sup>根据花海芒硝沉积和河西走廊砂楔的形成年代,进一步解释了 LGM 时期的芒硝沉积的环境意义。胡刚等<sup>[2,3]</sup>通过该剖面的粒度指标,发现了该剖面全新世沉积了三次风成砂,指出了其可能对应的时期,但由于年代数据偏少,未给出确切的沉积时期。

上述工作虽然取得了一定的进展,但仍存在许多不足:对新仙女木期(YD)芒硝沉积的机制缺乏详细的解释;由于当时可获得的年代数据偏少,导致整个

剖面的年代序列建立不理想,所以无法进行准确的年代框架构建和地层划分;该剖面沉积特征及其他气候代用指标的研究相对滞后,仅确定了几个特征时期的沉积特征;对风成沉积的时间缺少必要的年代数据,并且缺乏对晚冰期以来整个剖面沉积特征的环境解释;对沉积物岩性的环境指示意义缺乏必要的讨论。近几年的研究表明<sup>[9-13]</sup>,高精度湖泊沉积年代序列的构建和详细的地层划分,对重建过去气候环境变化起到非常关键的作用。并且相对于沉积物理化指标,岩性特征在重建沉积环境的过程中具有直观、准确的优势,并且该方法被广泛运用于沉积学研究中<sup>[14]</sup>。

基于上述原因,本文拟通过最新测得的 10 个<sup>14</sup>C 年代结果,结合原有 8 个<sup>14</sup>C 年代结果,建立花海湖泊沉积地层的年代序列,分析晚冰期以来湖泊沉积特征及其所揭示的环境意义,尝试对芒硝沉积的机理进行进一步的解释。并通过沉积物岩性特征重建全新世以来的沉积环境,为进一步通过理化指标重建河西走廊过去环境变化提供基础。

## 1 区域概况

花海位于河西走廊西段玉门市东北约 90 km 处(图 1),现在的花海湖为一内陆干涸湖盆,已于 1999

<sup>①</sup>高等学校博士点专项基金项目(编号:20090211110025),国家自然科学基金项目(批准号:50879033)和兰州大学中央高校基本科研业务费专项资金(编号:lzujbky-2010-221)联合资助。  
收稿日期:2010-03-18;收修改稿日期:2010-06-11

年彻底干涸。年降水量约 56 mm, 年平均气温 8℃。所在花海盆地东西长约 70 km、南北宽约 40 km, 海拔约 1 150 ~ 1 250 m。在地质构造上属花海—金塔盆地的西部, 盆地南缘属中低山或中山区, 宽滩山及黑山海拔 2 243 ~ 2 799 m。北部属马鬃山区, 呈平缓的中、低山地形, 海拔 1 400 ~ 1 900 m。盆地内坡积洪积平原、洪积冲积平原、湖积平原等呈环带状分布, 历史上曾是疏勒河东支北石河、南石河和石油河及北大河支流断山口河的终端湖。流域岩性除变质岩、火成岩外, 主要为碎屑岩、灰岩以及碎屑岩夹灰岩等。盆地中部的湖积平原大多为红柳灌丛沙堆所占, 地面起伏不平, 发育石膏灰棕漠土、草甸土、沼泽土等。区内除花海乡(营盘堡)和花海农场等地附近有小平灌溉农田外, 盆地大部分为天然牧场。在盆地的最低处(也是古湖泊的最深处)芒硝矿的露天开采, 清楚地显示了晚第四纪湖泊沉积气候地层剖面。

## 2 样品采集和实验方法

样品采集自下至上按 5 cm 间隔系统采样, 自芒硝层中部淤泥细线(8.42 m)开始, 至 40.5 cm 结束, 部分沙层采样间隔为 10 cm。共采集样品 153 组。 $Fe^{3+}$ 测定在兰州大学西部环境教育部重点实验室进行, 实验前处理和测试方法见文献<sup>[15]</sup>。

年代测定通过常规 $^{14}C$ 和 AMS $^{14}C$ 方法。测年物质主要有湖泊沉积物的全岩有机碳和植物残体。植

物残体中水草及草籽经鉴定并与当地现生种对比, 为眼子菜科的川蔓藻(*Ruppia Maritima*)沉水植物。由于流水或地下水作用会将一些放射性很低的老碳和死碳带入湖泊中, 从而使得湖泊沉积物 $^{14}C$ 表观年龄偏老<sup>[16]</sup>, 而水生植物的光合作用所需  $CO_2$  部分由水体中  $HCO_3^-$  所分解,  $HCO_3^-$  则可能来源于碳酸盐岩的溶解或前期沉积的碳酸盐的再溶解, 从而导致水生植物遗体 $^{14}C$ 年龄偏老。同时, 湖泊沉积物中的全岩有机碳也可能因含有水生植物有机遗体而导致 $^{14}C$ 表观年龄偏老<sup>[16]</sup>。因此, 选择合适的方式校正湖泊“硬水效应”造成的测年误差便成为湖泊沉积研究不容忽视的关键问题。

为校正湖泊“硬水效应”带来的测年误差, 我们采集地层中 9.25 m 处保存完好的陆源植物残体作为平行样品, 以校正可能存在的“老碳”导致样品 $^{14}C$ 测年偏老问题。上述样品主要由北京大学考古文博学院科技考古与文物保护实验室和兰州大学西部环境教育部年代学实验室测定。

## 3 剖面描述及年代建立

### 3.1 剖面描述

研究剖面位于花海湖盆最低洼处(如图 1 所示)整个剖面深度为 17.25 m, 剖面岩性主要是通过野外观察和描述进行记录。根据沉积特征, 分以下 12 个层位:

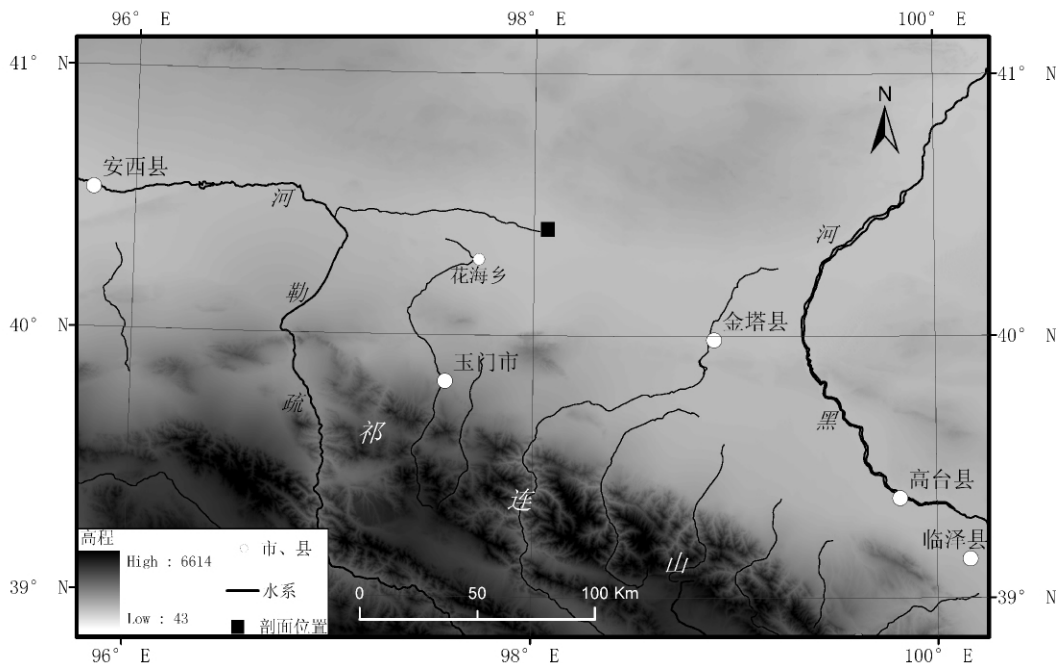


图 1 花海剖面位置示意图

Fig. 1 The sketch map showing the position of the profile and Huahai Lake basin

(1) 0~0.73 m, 浅红色或褐黄色黏土质粉砂, 有胶结, 植物碎屑及昆虫等, 局部上覆现代风沙层。该层系洪泛堆积。

(2) 0.73~3.73 m, 灰色、灰白色黏土质粉砂, 具有水平层理, 胶结性差, 局部有灰色、黄褐色条带。在0.73~2.38 m中含有菱板状石膏和水云母片。石膏产状直立, 直径一般为4~6 cm, 多成条带状。

(3) 3.73~4.53 m, 浅棕色或褐色黏土质粉砂, 泥状结构。

(4) 4.53~5.25 m, 灰黄色风成粉细砂层。

(5) 5.25~6.30 m, 为深棕色、紫褐色黏土质粉砂, 致密块状, 夹有细砂层, 偶见菱板状石膏片, 具程度不同的盐渍化。

(6) 6.30~7.35 m 为灰黄、灰黑色黏土质粉砂, 具水平薄层理, 局部可见白色薄盐层或碱壳;

(7) 7.35~8.05 m 为灰绿色或深灰黑色黏土质粉砂, 泥状结构, 具硫化氢味。薄层状构造。

(8) 8.05~9.15 m, 芒硝层, 纯净透明一半透明晶质块状, 厚度稳定, 层内夹有4条灰黑色腐殖泥层, 顶部局部呈浑圆状溶蚀结构或有尖灭。

(9) 9.15~9.35 m, 灰黑色粉砂质黏土层, 有硫化氢气味, 具水平纹理。该层夹有树枝残条。

(10) 9.35~13.75 m, 芒硝层, 白色透明一半透明冰块状, 厚度稳定, 层内夹有数条灰黑色腐质泥层, 厚0.2~0.5 cm, 底部夹层较密集。

(11) 13.75~14.15 m, 灰黑色亚黏土层, 泥状结构, 薄层状构造, 成分以泥质为主, 含有机质、炭质、芒硝, 具硫化氢气味。

(12) 14.15~17.25 m, 芒硝层, 致密块状, 性脆

局部含杂质, 呈淡蓝色、浅绿色。

### 3.2 年代序列建立

年代序列根据0.38~10.44 m不同深度18个常规<sup>14</sup>C和AMS<sup>14</sup>C测年结果建立, 测年物质和结果见表1。湖泊“硬水效应”的年龄校正参考了9.25 m陆生植物残体与同层位淤泥的年龄差值。测年结果显示, 该层位的硬水效应在2500 a左右, 与Qiang等<sup>[17]</sup>对临近区域的苏干湖硬水效应的报道基本一致。Grosjean等<sup>[18]</sup>指出在长时期相同水文化学条件下, 可以将所有年龄等量减去硬水效应造成的年龄差异, 以得到真正的年龄。0.73 m处为现代洪泛堆积层, 故该层位年代不做“硬水效应”的校正。<sup>14</sup>C年龄结果根据calibration 5.01转换成相应的日历年, 结果如表1所示。其余层位年代采用分段内插求得, 与之对应的地层年代如图2所示(由于10.44 m以下没有测年结果, 故暂不做讨论)。

为尽可能确保测年的准确性, 本文将相同层位的样品曾多次送至相同实验室进行测量, 或分别送至不同实验室进行测量, 以检验测量结果的重复性是否较好。如采集本剖面3.08 m深度的足够数量的草籽分别于2000年、2004年、2006年分别送至北京大学考古文博学院科技考古与文物保护实验室。将10.44 m处的淤泥样品分别送至北京大学考古文博学院科技考古与文物保护实验室和兰州大学西部环境教育部年代学实验室测定。

经过对比测量结果发现, 不同实验室测量结果非常接近(表1), 同种样品多次测量结果也十分吻合, 且层位中没有出现明显的年代倒置现象, 表明上述年代序列建立较为真实可信。

表1 花海剖面测年数据

Table 1 AMS and conventional radiocarbon dating from Huahai Lake sediments

深度/m	测年材料	<sup>14</sup> C 年龄/a BP	剔除硬水效应后年龄/a BP	日历校正年代 2σ/cal a BP	实验室编号
0.38	泛洪堆积物	290 ± 70(普通)		324(145~503)	LUG98-97
0.73	泛洪堆积物	1890 ± 80(普通)		1808(1614~2001)	LUG00-15
0.75	淤泥	7290 ± 165(普通)	4790 ± 165	5476(5049~5903)	LUG-0014
3.08	草籽	10660 ± 40(AMS)	8160 ± 40	9133(9010~9255)	BA04210
3.08	草籽	10520 ± 45(普通)	8020 ± 45	8871(8720~9021)	BA06289
3.08	草籽	10530 ± 70(AMS)	8030 ± 70	8866(8641~9091)	BA00068
3.73	草籽	11800 ± 60(AMS)	9300 ± 60	10470(10282~10658)	BA06288
6.65	水草	11900 ± 340(普通)	9400 ± 340	10691(9673~11708)	LUG99-45
6.73	草籽	11 910 ± 40(AMS)	9410 ± 40	10633(10523~10743)	BA00069
6.8	水草籽	12 200 ± 160(普通)	9700 ± 160	11091(10578~11604)	LUG99-46
6.83	水草	11940 ± 160(普通)	9440 ± 160	10732(10294~11170)	LUG99-116
7.35	水草	12730 ± 155(普通)	10230 ± 155	11963(11326~12600)	LUG98-81
8.63	淤泥	13080 ± 55(普通)	10580 ± 55	12592(12396~12788)	BA06297
9.25	淤泥	13 740 ± 120(普通)	11181 ± 54	13074(12952~13196)	LUG01-42
9.25	树枝	11 181 ± 54(AMS)	11181 ± 54	13074(12952~13196)	Wang等 <sup>[5]</sup>
9.75	淤泥	13970 ± 55(普通)	11470 ± 55	13323(13221~13425)	BA06294
10.44	淤泥	14105 ± 55(普通)	11605 ± 55	13462(13310~13614)	LD0619
10.44	淤泥	14380 ± 250(普通)	11880 ± 250	13847(13205~14489)	BA06293

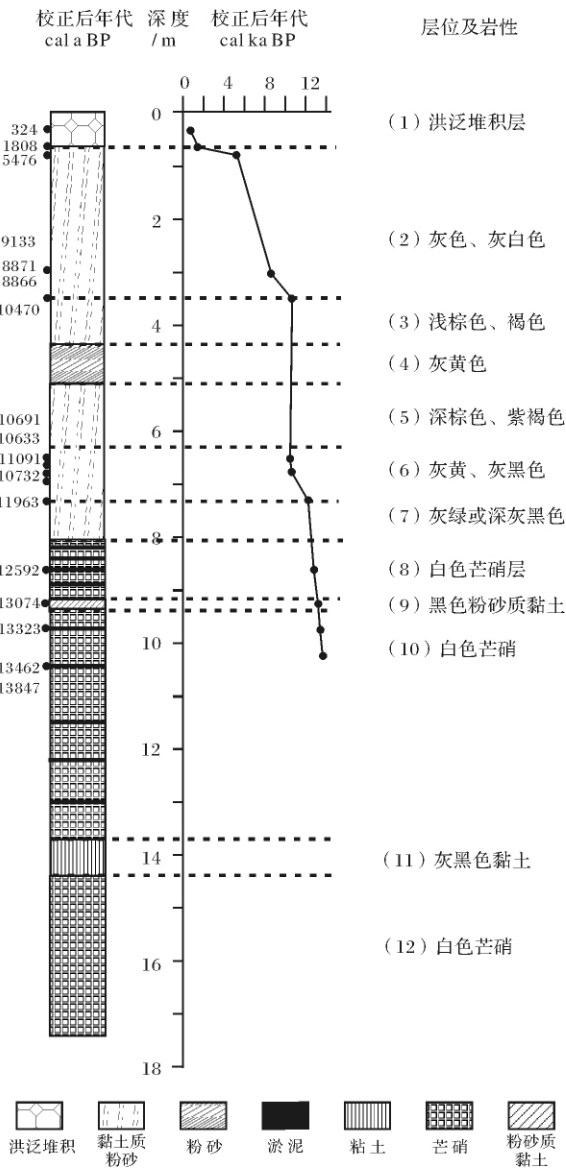


图 2 花海剖面地层和年代

Fig. 2 Lithology and dating at Huahai profile

### 4 结果分析与讨论

#### 4.1 晚冰期至全新世早期沉积及其环境意义

根据年代结果(表 1), 10.44 ~ 7.35 m (13.9 ~ 12.0 cal kaBP) 沉积应属晚冰期和新仙女木早期。石笋和冰芯的测年结果揭示的新仙女木事件结束时间基本一致<sup>[19-23]</sup> 在 11.47 kaBP<sup>[22]</sup> ~ 11.64 kaBP<sup>[19, 20]</sup> 之间。因此, 根据本文的测年结果, 7.35 ~ 6.83 m (12.0 ~ 10.7 cal kaBP) 为新仙女木晚期至早全新世。

9.35 ~ 13.75 m 芒硝沉积为晚冰期沉积<sup>[5, 6]</sup>, 根据芒硝化学组成特征分析, 其主要成分为  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot$

$10\text{H}_2\text{O}$ 。矿质纯洁, 是冷相环境的标志物<sup>[24, 25]</sup>。湖泊水温愈低愈易结晶。由于剖面位置位于湖盆最低洼处,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  含量占到 90% 以上, 其他矿物成分极少, 盐湖干涸应以多种矿物及盐类析出, 而芒硝层中  $\text{NaCl}$  等盐类含量极少, 因此 8.05 ~ 17.25 m 芒硝沉积中夹杂的腐殖质黑色淤泥以及 13.75 ~ 14.15 m 黏土沉积等不可能为湖泊退缩干涸的产物。芒硝沉积指示的当时年平均气温在  $-7 \sim -3^\circ\text{C}$  之间, 而卤化物湖泊底层湖水年均温大致与湖面大气温度相当<sup>[25]</sup>。 $\text{Na}_2\text{SO}_4$ — $\text{NaCl}$ — $\text{H}_2\text{O}$  体系中  $\text{SO}_4^{2-}$  的溶解度曲线表明(图 3), 在低温环境中, 饱和  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  溶液中  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度较低, 单纯的水量增大对芒硝溶解能力较小, 不足以造成芒硝的沉积中断。短暂的升温事件可能是造成芒硝沉积中断的主要原因。 $\text{SO}_4^{2-}$  在温度的升高过程中溶解度变化较大, 会造成对已沉积的芒硝进行溶解, 但由于干旱区水分条件不足以全部溶解已析出的芒硝, 在水中  $\text{SO}_4^{2-}$  达到饱和状态以后, 芒硝溶解过程停止, 转而以腐殖质淤泥的状态进行沉积。当气温再一次降低, 在腐殖质淤泥上层, 芒硝重新析出, 故形成芒硝—淤泥—芒硝的韵律沉积结构。芒硝作为易溶矿物, 在沉积中会随着温度升高而溶解, 该剖面遗留的芒硝实际是原芒硝沉积中的部分芒硝溶解后的残留物, 故整个芒硝层不能作为连续沉积来进行考虑, 但淤泥沉积可以作为每一次芒硝溶解完毕的标志, 两个淤泥层之间的芒硝层可以代表一个降温期, 被淤泥层所分割的两个芒硝层代表两次降温期, 并且不同的芒硝层可以代表不同的沉积阶段, 在时间上有先后顺序。因此, 芒硝—淤泥—芒硝的韵律沉积结构可以显示出温度的周期性变化。

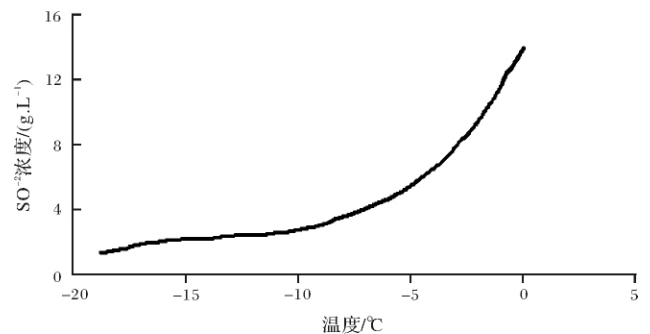


图 3  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ — $\text{NaCl}$ — $\text{H}_2\text{O}$  体系中  $\text{SO}_4^{2-}$  的溶解度曲线 (据文献[26])

Fig. 3 The solubility curves of  $\text{SO}_4^{2-}$  in  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ — $\text{NaCl}$ — $\text{H}_2\text{O}$  System (according to the literature [26])

Wang 等<sup>[6]</sup> 根据该剖面芒硝指示的环境意义和河西走廊的砂楔形成时代等推断晚冰期的温度较今低 13℃。本文的分析表明则更进一步揭示晚冰期期间,河西走廊西部存在多次温度短暂升高事件,并且类似事件可能存在一定周期性。新仙女期的芒硝沉积特征上与晚冰期较为类似,存在着温度旋回波动,但新仙女木晚期及全新世早期的沉积特性变为以粉砂沉积为主。

#### 4.2 全新世沉积及其环境意义

根据年代结果,0.73 ~ 6.83 m 是全新世沉积。6.30 ~ 7.35 m 灰黄、灰黑色黏土质粉砂层中的 5 个测年结果显示该阶段沉积为全新世早期和新仙女木晚期。本剖面无法准确划分全新世起始地层,但全新世早期和中期在该剖面中有很好的体现。全新世早期沉积在 3.08 ~ 6.83 m 8 900 ~ 11 000 cal a BP,沉积速率较快,达到约 3 m/ka。0.75 ~ 3.08 m 沉积主要是在全新世早期和中期 5 500 ~ 8 900 cal a BP,沉积速率约在 0.7 m/ka,远低于全新世早期的沉积速率。

全新世沉积粒度组成以粉砂和黏土为主<sup>[3]</sup>。相对于沉积物理化指标,岩性特征在重建沉积环境的过程中具有直观、准确的优势,并且该方法被广泛运用于沉积学研究中<sup>[14, 27]</sup>,岩性的颜色,往往反映了当时的沉积环境<sup>[14]</sup>,Berner 将沉积环境划分为缺氧环境和氧化环境<sup>[14]</sup>,这种划分方法虽然较为简单,但却非常直观,对判断沉积环境有着重要的指示意义。缺氧环境中,沉积过程主要以还原为主,其沉积颜色往往体现为绿色、深绿色。氧化环境中,沉积过程主要以氧化为主,其沉积颜色往往体现为棕色、褐色等。通过岩性颜色并结合年代序列,可划分以下沉积旋回:

阶段 1: 约 10.6 ~ 10.47 cal ka BP (6.30 ~ 3.73 m), 该阶段主要是层位 (3) ~ (5)。其中层位 (4) 为灰黄色粉砂,胡刚等<sup>[2, 3]</sup> 根据现代及古风成沉积物的粒度分布和概率累计曲线特点,判断该时期为风成砂沉积。层位 (3)、(5) 为棕色、紫褐色黏土质粉砂,是一种典型的氧化环境,这种氧化环境无法在深湖相环境中进行,是较干旱的环境产物<sup>[14]</sup>。较高的沉积速率,暗示了大量外来物质输入的特性,该特性在浅水湖泊和近干涸的湖泊中较为常见,而在深水湖中较少发生。该阶段最终沉积环境是湖水较浅甚至干涸的环境。野外判断,层位 (3) 和 (5) 冲洪积相,即湖泊退缩后,将原湖相沉积物冲积至此,形成了快速堆积,这也符合该段沉积速率较快的特征。并且由于湖泊退

宿,原湖相沉积物裸露出湖面后被风化,形成深棕色、紫褐色沉积。与此同时,Fe<sup>3+</sup> 值含量的高低,不仅可以反映氧化性强弱,还可以间接用于反映湖水深度变化,Fe<sup>3+</sup> 值高,氧化作用增强,湖水较浅甚至干涸<sup>[28]</sup>。实验中测定层位 (3) 和层位 (5) 中 Fe<sup>3+</sup> 含量较高,表明了较强的氧化性,既与野外剖面中直接观察到的深棕色、紫褐色沉积岩性相对应,又更为直接的反应了沉积物强氧化性的特点,表明该阶段最终沉积环境是湖水较浅甚至干涸的环境。因此较快的沉积速率、氧化环境下的岩性特征以及高 Fe<sup>3+</sup> 含量揭示的湖水较浅甚至干涸的特征,均说明该时期并非湖相沉积地层,而是以冲洪积和风成为主,同时风成砂夹在两个冲洪积地层之间,表明该时期风沙活动剧烈,气候干旱。

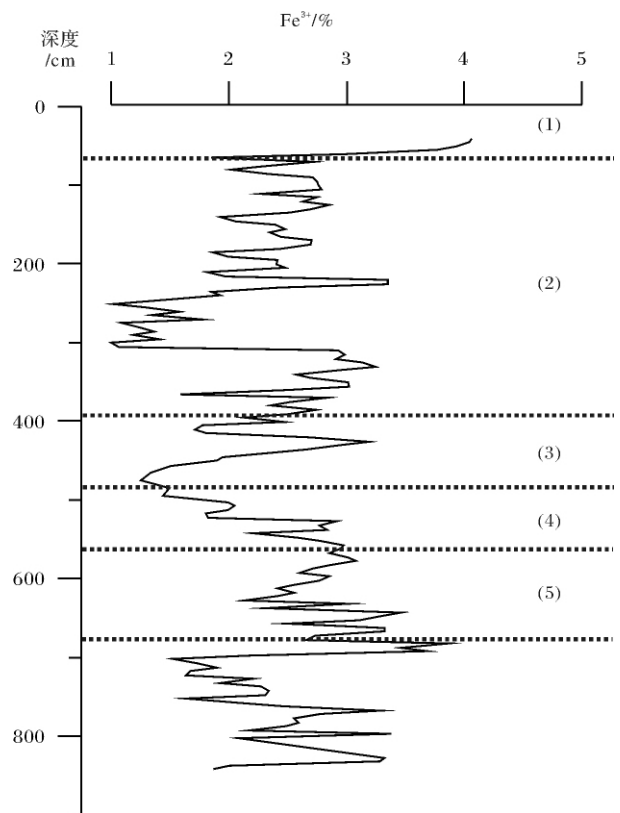


图4 花海剖面 Fe<sup>3+</sup> 含量变化曲线

Fig. 4 The Fe<sup>3+</sup> values plotted against depth in the Huahai profile

阶段 2: 10.47 ~ 5.5 cal. ka BP (3.73 ~ 0.73 m), 该阶段主要为层位 (2), 以灰色、灰白色黏土质粉砂为主, 具有水平层理, 胶结性差, 局部有灰色、黄褐色条带, 是典型的湖相沉积层。其岩性为灰白色的黏土质粉砂, 为一种非氧化环境下形成的, 揭示了深湖相

的特征<sup>[14]</sup>。与此同时,  $Fe^{3+}$  含量在该阶段呈现先下降后上升的趋势(图4), 根据3.08 m的测年结果, 10.47~8.87 cal ka BP(3.73~3.08 m)  $Fe^{3+}$  呈现下降的趋势, 但较后期仍呈现高值, 表明该阶段是湖泊水位回升的过程, 同时可能揭示了在湖泊水位回升过程中, 部分冲积物被流水携带进入湖底形成沉积。3.08~2.30 m中  $Fe^{3+}$  离子含量最低, 表明氧化性最弱, 湖泊水位升高。2.30~0.73 m沉积过程中,  $Fe^{3+}$  离子含量增高, 并且部分层位中含有条带分布的菱板状石膏, 石膏沉积代表着强烈的蒸发环境<sup>[29]</sup>, 表明在5500 cal a BP之前存在干旱事件。隆浩等<sup>[30]</sup>对河西走廊猪野泽研究发现7.8~7.5 cal ka BP出现了显著的百年尺度的干旱事件, 二者是否为同一次干旱事件, 目前暂不能确定。但都揭示了全新世气候的不稳定性, 存在气候快速波动现象, 和近些年来很多研究报道相一致<sup>[31~35]</sup>。

阶段3: 5.5~0 cal ka BP(0.73 m~地表)为现代的洪泛堆积, 缺少晚全新世沉积, 可能是晚全新世干旱化趋势增加, 入湖水量减少, 造成沉积间断所导致。Li等<sup>[36]</sup>和赵强等<sup>[37]</sup>对河西走廊东端猪野泽古湖泊研究发现, 在4.7 cal ka BP至今, 存在着干旱化趋势, 植被覆盖度降低。

花海剖面全新世沉积过程, 反映了千年尺度上, 10.47 cal ka BP之前的早全新世气候较为干旱, 以冲洪积和风成砂为主的沉积过程, 10.47~8.87 cal ka BP的早全新世湖相沉积所揭示的气候由干到湿的转变期, 8.87~5.5 cal ka BP存在深湖相沉积的气候湿润期, 5.5 cal ka BP至今沉积间断所揭示的中晚全新世气候呈现干旱化趋势, 湖泊萎缩干涸。

这种沉积模式与西风模式下博斯腾湖<sup>[38]</sup>、乌伦古湖<sup>[39]</sup>在全新世环境变化模式存在明显差异。根据统计和集成研究发现<sup>[13, 40, 41]</sup>, 西风模式下内陆干旱区的全新世湿度变化框架与最新获得的亚洲季风变化模式存在较大差异, 大约8 cal kaBP以前的早全新世气候干旱, 8~4 cal kaBP的中全新世气候湿润, 从距今5~6 cal kaBP以来湿润程度逐步降低到晚全新世, 但晚全新世比早全新世湿润。早全新世湖泊环境较中全新世干旱, 中全新世出现最湿润期。

与此同时, 与季风区内全新世环境变化模式也存在一定的差异。在季风区内, 青藏高原季风模式下错鄂<sup>[42]</sup>、色林错<sup>[43]</sup>、班公错<sup>[44]</sup>、沉错<sup>[45]</sup>、纳木错<sup>[46]</sup>等所揭示的全新世环境变化模式相同, 均表现出早全新世气候相对湿润的特点。南京葫芦洞的石笋记录<sup>[47]</sup>

显示了亚洲季风全新世变化过程, 自9000 cal aBP左右始逐渐衰退, 在中国的干旱区, 由于东亚季风晚全新世的衰退, 晚全新世气候呈现明显的干旱化趋势, 先后得到了证实<sup>[36, 48, 50]</sup>。Gasse等<sup>[51]</sup>提出的印度季风和东亚季风是在全新世同步变化, 均表现了季风区早全新世亚洲季风增强, 降水增多, 气候较为湿润, 晚全新世则呈现明显的干旱化趋势。

花海这种全新世气候变化模式, 既与西风区存在明显的差异, 同时亦与夏季风强弱存在一定的差别。这种差异有可能是由于该区域地处季风边缘区, 季风强弱的变化和西风强弱的变化对该地区均造成一定的影响。在早全新世, 中国西北季风边缘区并没有达到早全新世的最湿润期, 而是存在着由干到湿的气候转变, Li等<sup>[50]</sup>对河西走廊东端猪野泽的研究也证实了这种转变, 而非早全新世最湿润。该时期东亚季风较为强盛<sup>[52]</sup>, 西风环流相对较弱<sup>[13]</sup>, 季风边缘区主要受控强劲的东亚季风, 形成了由干到湿的转变。而全新世中期, 西风环流增强, 与东亚季风在该区域对其共同影响。晚全新世西风环流存在着一定衰退, 其影响区域开始缩小, 退出河西走廊, 导致晚全新世受到季风控制时呈现的干旱化趋势。

## 5 初步结论

根据河西走廊花海剖面中18个<sup>14</sup>C测年结果, 结合地层特征和岩性特征, 得出如下结论:

(1) 在沉积年代上, 地表~0.73 m为现代洪泛堆积, 0.73~6.83 m是全新世沉积, 6.83~7.35 m沉积为全新世早期及新仙女木晚期, 7.35~10.44 m为晚冰期及新仙女木早期。

(2) 根据沉积过程和岩性特征, 全新世花海湖泊在千年尺度上存在干湿变化特征。10.47 cal ka BP之前的早全新世气候较为干旱, 以冲洪积和风成砂为主的沉积过程, 10.47~8.87 cal ka BP的早全新世湖相沉积所揭示的气候由干到湿的转变期, 8.87~5.5 cal ka BP存在深湖相沉积的气候湿润期, 5.5 cal ka BP至今沉积间断所揭示的中晚全新世气候呈现干旱化趋势, 湖泊趋于萎缩干涸。

(3) 花海湖泊全新世早、中、晚期气候干湿变化模式, 不仅与季风控制区的干湿变化模式<sup>[42~46]</sup>有所不同, 还与西风模式控制下气候干湿变化模式<sup>[13, 38~41]</sup>有明显的差异。这种差异可能是由于花海湖泊地处季风边缘区, 季风强弱的变化和西风强弱的变化对该地区均造成一定的影响。

(4) 新仙女木期和晚冰期花海湖泊主要以芒硝沉积为主, 指示了较低的温度环境。芒硝沉积中的淤泥细线为短暂升温标志, 芒硝—淤泥—芒硝的沉积韵律可以揭示晚冰期和新仙女木期气候的不稳定性和温度的周期性变化。

致谢 两位匿名审稿人对本文提出了宝贵的修改意见, 谨致谢忱!

### 参考文献(References)

- 1 王乃昂, 王涛, 高顺尉, 等. 河西走廊末次冰期芒硝和砂楔与古气候重建[J]. 地学前缘, 2000, 7(增刊): 59-65 [Wang Nai'ang, Wang Tao, Gao Shunwei, et al. The sand wedge and mirabilite of the last ice age and paleoclimatic reconstruction in Hexi Corridor, Gansu, west China[J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7(Supp.): 59-65]
- 2 胡刚, 王乃昂, 高顺尉, 等. 花海湖泊全新世古风成砂的发现及其古环境的解释[J]. 中国沙漠, 2002, 22(2): 159-165 [Hu Gang, Wang Nai'ang, Gao Shunwei, et al. Discovery of Holocene aeolian sand in Huahai Lake and its environmental significance[J]. Journal of Desert Research, 2002, 22(2): 159-165]
- 3 胡刚, 王乃昂, 罗建育, 等. 花海湖泊古风成砂的粒度特征及其环境意义[J]. 沉积学报, 2001, 19(4): 642-647 [Hu Gang, Wang Nai'ang, Luo Jianyu, et al. The grain size characteristics of aeolian sand and its environmental significance[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19(4): 642-647]
- 4 胡刚, 王乃昂, 赵强, 等. 花海湖泊特征时期的水量平衡[J]. 冰川冻土, 2003, 25(5): 485-490 [Hu Gang, Wang Nai'ang, Zhao Qiang, et al. Water balance of Huahai Lake Basin during a special phase[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(5): 485-490]
- 5 Wang N A, Zhang J M, Cheng H Y, et al. The age of formation of the mirabilite and sand wedges in the Hexi Corridor and their paleoclimatic interpretation [J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(14): 1439-1445
- 6 Wang N A, Zhao Q, Li J J, et al. The Sand Wedges of the Last Ice Age in the Hexi Corridor, China: Paleoclimatic Interpretation [J]. Geomorphology, 2003, 51(4): 313-320
- 7 Zhang H C, Ma Y Z, Wunnemann B. et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2000, 169: 389-401
- 8 王乃昂, 王涛, 史正涛, 等. 河西走廊末次冰期砂楔的发现及其古气候意义[J]. 冰川冻土, 2001, 23(1): 46-50 [Wang Nai'ang, Wang Tao, Shi Zhengtao, et al. The discovery of sand wedges of the Last Glaciation in the Hexi Corridor and its paleoclimatic significance [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 23(1): 46-50]
- 9 Hazana N, Steinb M, Agnon A, et al. The late Quaternary limnological history of Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel[J]. Quaternary Research, 2005, 63: 60-77
- 10 Wehrli M, Tinner W, Ammann B. 16 000 years of vegetation and settlement history from Egelsee (Menzingen, central Switzerland) [J]. The Holocene, 2007, 17(6): 747-761
- 11 Yannick G, Annie V, David W, et al. Abrupt resumption of the African monsoon at the Younger Dryas-Holocene climatic transition [J]. Quaternary Science Reviews, 2007, 26: 690-704
- 12 Liu X Q, Dong H L, Yang X D, et al. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai Tibetan Plateau [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 280: 276-284
- 13 Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history [J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 27: 351-364
- 14 Berner R A. A new geochemical classification of sedimentary environments [J]. Journal of Sedimentary Research, 1981, 51: 359-365
- 15 胡刚. 花海晚第四纪古湖泊记录研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2002 [Hu Gang. Study on Lacustrine Records since Late Quaternary in Huahai Paleo-lake [D]. Lanzhou: Lanzhou University 2002]
- 16 Fritz P, Fontes F C. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry [M]. New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1980, 12: 492-500
- 17 Qiang M R, Chen F H, Zhang J W, et al. Climatic changes documented by stable isotopes of sedimentary carbonate in Lake Sugan, northeastern Tibetan Plateau of China, since 2 ka BP [J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(17): 1930-1939
- 18 Grosjean M, Valero B L, Geyh M A, et al. Mid- and late-Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco, Northern Chile, and its palaeoclimatic implications [J]. The Holocene, 1997, 7: 151-159
- 19 Stuiver M, Braziunas T F, Grootes P M, et al. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? [J]. Quaternary Research, 1997, 48: 259-266
- 20 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP  $\delta^{18}\text{O}$  climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes [J]. Quaternary Research, 1995, 44: 341-354
- 21 Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core [J]. Nature, 1993, 359: 311-313
- 22 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon, record from Hulu cave China [J]. Science, 2001, 294: 2345-2348
- 23 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 等. 新仙女木及全新世早中期气候突变事件: 贵州茂兰石笋氧同位素记录 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(1): 69-74 [Qin J iaming, Yuan Daoxian, Cheng Hai et al. The Y. D. and climate abrupt events in the Early and Middle Holocene: Stalagmite oxygen isotope record from Maolan, Guizhou, China [J]. Science in China Series D: Earth Science, 2005, 48(4): 530-537]
- 24 Zheng M P, Zhao Y Y, Liu J Y. Paleoclimatic indicators of China's Quaternary saline lake sediments and hydrochemistry [J]. Acta Geologica Sinica, 2000, 74(2): 259-265
- 25 郑绵平, 赵元艺, 刘俊英. 第四纪盐湖沉积与古气候 [J]. 第四纪研究, 1998, (4): 297-307 [Zheng Mianping, Zhao Yuanyi, Liu Junying. Quaternary saline lake deposition and paleoclimate [J]. Qua-

- ternary Sciences, 1998, (4): 297-307
- 26 张爱群, 杨立斌, 沙作良, 等. 过饱和度对芒硝结晶过程影响分析[J]. 盐业与化工, 2009, 38(3): 51-53 [Zhang Aiqun, Yang Libin, Sha Zuoliang, *et al.* The effect of the degree of supersaturation on the process of sodium sulfate decahydrate crystallization[J]. Journal of Salt and Chemical Industry, 2009, 38(3): 51-53]
- 27 Hakanson L, Lansson M. Principles of Lake Sedimentology [M]. Springer-verlag, 1983: 16
- 28 吴艳宏, 李世杰. 湖泊沉积物色度在短尺度古气候研究中的应用[J]. 地球科学进展, 2004, 19(5): 789-792 [Wu Yanhong, Li Shijie. Significance of lake sediment color for short time scale climate variation[J]. Advance in Earth Sciences, 2004, 19(5): 789-792]
- 29 Jin Z D, Wu Y H, Zhang X H, *et al.* Role of late glacial to mid-Holocene climate in the catchment weathering in the central Tibetan Plateau[J]. Quaternary Research, 2005, 63: 161-170
- 30 隆浩, 王乃昂, 李育, 等. 猪野泽记录的季风边缘区全新世中期气候环境演化历史[J]. 第四纪研究, 2007, 27(3): 371-381 [Long Hao, Wang Nai'ang, Li Yu, *et al.* Mid-Holocene climate variations from lake records of the East Asian monsoon margin: A multi-proxy and geomorphological study [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(3): 371-381]
- 31 Fronval T, Jansen E. Eemian and early Weichselian (140 ~ 60ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic Seas with comparisons to Holocene conditions[J]. Paleoceanography, 1997, 12(3): 443-462
- 32 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, *et al.* Holocene climatic instability: A prominent, wide spread event 8200yr ago [J]. Geology, 1997, 25(6): 483-486
- 33 O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, *et al.* Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core[J]. Science, 1995, 270: 1962-1964
- 34 Bond G, Showers W, Cheseby M, *et al.* A pervasive millennial-scale-cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates [J]. Science, 1997, 278: 1257-1266
- 35 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, *et al.* A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233: 71-86
- 36 Li Y, Wang N A, Morrill C, *et al.* Environmental change implied by the relationship between pollen assemblages and grain-size in N. W. Chinese lake sediments since the Late Glacial [J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 2009, 154: 54-64
- 37 赵强, 王乃昂, 李秀梅, 等. 青土湖地区 9 500 a BP 以来的环境变化研究[J]. 冰川冻土, 2005, 27(3): 352-359 [Zhao Qiang, Wang Nai'ang, Li Xiumei, *et al.* Environmental change around the Qingtu lake since 9500 a BP [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(3): 352-359]
- 38 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例[J]. 第四纪研究, 2006, 26(6): 881-887 [Chen Fahu, Huang Xiaozhong, Yang Meilin, *et al.* Westerly dominated Holocene climate model in arid Central Asia: a case study on Bosten Lake, Xinjiang, China[J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(6): 881-887]
- 39 Jiang Q F, Shen J, Liu X Q, *et al.* A high-resolution climatic change since Holocene inferred from multi-proxy of lake sediment in westerly area of China [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52, 14: 1970-1979
- 40 安成邦, 陈发虎. 中东干旱区全新世气候变化的西风模式——以湖泊研究为例[J]. 湖泊科学, 2009, 21(3): 329-334 [An Cheng-bang, Chen Fahu. The pattern of Holocene climate change in the arid central Asia: a case study based on lakes [J]. Journal of Lake Sciences, 2009, 21(3): 329-334]
- 41 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论[J]. 地学前缘, 2009, 16(6): 23-32 [Chen Fahu, Chen Jianhui, Huang Wei. A discussion on the westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period [J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(6): 23-32]
- 42 吴艳宏, 王苏民, 侯新花. 青藏高原中部错鄂全新世湖泊沉积物年代学研究[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(8): 713-722 [Wu Yanhong, Wang Sumin, Hou Xinhua. Chronology of Holocene lacustrine sediments in Co Ngoin, central Tibetan Plateau [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2006, 49(9): 991-1001]
- 43 Gu Z Y, Liu J Q, Yuan B Y, *et al.* Monsoon variations of the Qinghai-Xizang Plateau during the last 12000 years-Geochemical evidence from the sediments in Siling Lake [J]. Chinese Science Bulletin, 1993, 38(7): 577-581
- 44 Fontes J C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1996, 120: 25-47
- 45 朱立平, 王君波, 陈玲, 等. 藏南沉湖沉积物多指标揭示的 2 万年以来环境变化[J]. 地理学报, 2004, 59(4): 514-524 [Zhu Liping, Wang Junbo, Chen Ling, *et al.* 20000 year environmental change reflected by multidisciplinary lake sediments in Chen Co, Southern Tibet [J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59(4): 514-524]
- 46 朱立平, 王君波, 林晓, 等. 西藏纳木错深水湖芯反映的 8.4ka 以来的气候环境变化[J]. 第四纪研究, 2007, 27(4): 588-597 [Zhu Liping, Wang Junbo, Lin Xiao, *et al.* Environmental changes reflected by core sediments since 8.4ka in Nam Co, central Tibet of China[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(4): 588-597]
- 47 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, *et al.* The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate [J]. Science, 2005, 308: 854-857
- 48 Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, *et al.* Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23: 1669-1679
- 49 Huang F, Kealhofer L, Xiong S, *et al.* Holocene grassland vegetation, climate and human impact in central eastern Inner Mongolia [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2005, 48(7): 1025-1039



- 50 Li Y , Wang N A , Cheng H Y , *et al.* Holocene environmental change in the marginal area of the Asian monsoon: A record from Zhuye Lake , NW China [J]. *Boreas* , 2009 , 38: 349-361
- 51 Gasse F , Fontes J C , Van Campo E , *et al.* Holocene environmental changes in Bangong Co basin ( Western Tibet) . Part 4: Discussion and conclusions [J]. *Palaeogeography , Palaeoclimatology , Palaeoecology* , 1996 , 120 ( 1-2) : 79-92
- 52 An Z , Porter S C , Kutzbach J E , *et al.* Asynchronous Holocene optimum of the East Asia monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews* , 2000 , 19: 743-762

## The Chronology and Characteristics of Sediments Since Late Glacial in Huahai Lake , Hexi Corridor , NW China

WANG Nai-ang LI Zhuo-lun LI YU ZHU Jin-feng

( College of Earth and Environmental Sciences , Center for Hydrologic Cycle and Water Resources in Arid Region , Lanzhou University , Lanzhou 730000)

**Abstract** From the profile which is located in the Hexi Corridor , NW China. 13 samples were collected for conventional  $^{14}\text{C}$  dating and 5 samples were collected for AMS  $^{14}\text{C}$  dating. The materials used for  $^{14}\text{C}$  dating were seeds , mud and wood. Based on the dating results , we reconstructed the age framework of Huahai Lake since the Late Glacial period. And then , we concluded that the sediments between 0.73 ~ 6.83 m were deposited during Holocene. Between 6.83 ~ 7.35 m , the sediments were deposited during the early Holocene and the late Younger Dryas. The sediments of 7.35 ~ 10.44 m were deposited during the Late Glacial and early Younger Dryas. Based on the mineral analysis of the sediments during the Younger Dryas and late glacial , mirabilite was the main component in the sediments , indicating the low-temperature environment. According to the chemical composition analysis , the main ingredient of the pure mirabilite deposition is  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  , which is an indicator of the cold-dry environment; and the lower the temperature is good for the mineral crystallizing processes. The solubility curve of  $\text{SO}_4^{2-}$  in  $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  indicated that , in low surrounding temperature , the concentration of  $\text{SO}_4^{2-}$  was lower in saturation  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  , and simply increasing the lake level could not improve the ability of mirabilite solution , which was not powerful enough to break off the deposition. The main reason of the interruption for mirabilite deposition may be transient warming events. Therefore , the rhythm deposition formation of mirabilite-silt-mirabilite indicated the periodic changes of temperature during the late glacial and the Younger Dryas. According to the characteristics of the sediments and lithology , we reconstructed the millennium-scale effective moisture conditions during the Holocene period. Before 10.47 cal ka BP , the sediments color appears dark brown , purple brown-based , indicating a typical oxidizing environment and this oxidative environment can not appear in the deep lake environment. There are no obvious lacustrine depositions layers at the beginning of Holocene( before 10.4 cal ka BP) , 6.30 ~ 3.73 m , and instead the layers are formed mainly on alluvial and eolian depositions , while the eolian depositions layers sandwiched between two alluvial depositions layers. The climate was relatively arid , and the alluvial and aeolian sediments prevailed during this period. Between 10.47 cal ka BP and 8.87 cal ka BP , the climate changed from arid to humid. During 8.87 ~ 5.5 cal ka BP the lake was relatively deep , and the climate was relatively humid. From 5.5 cal ka BP , there was little sediment in the section , showing that the lake became to dry up since then. This Holocene environmental change in millennium-scale was different from the westerlies in the arid Central Asian areas , but it was not the same as the environmental change in the eastern part of China , which was controlled by Asian monsoon. So the Holocene environment of the Huahai Lake region was affected by the Westerlies and the East Asian monsoon.

**Key words** the Late Glacial; Younger Dryas Event; chronology; Hexi Corridor; Huahai Lake