

# 鄱阳湖地区晚更新世古环境变迁

吴艳宏 羊向东 王苏民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊沉积与环境开放实验室)

**摘要** 晚更新世期间鄱阳湖北部地区, 九江、湖口、彭泽一带发育风沙-黄土-湖沼相交叠地层序列。本文通过对该序列 5 个露头剖面多环境代用指标分析, 研究了该地区晚更新世环境变迁和季风变化过程。研究表明: 约 147-129.6kaBP, 以较强的冬季风控制的气候为主, 季风降水很少, 气候偏冷干; 129.6-76kaBP, 早期, 夏季风逐渐增强, 至 120kaBP 后, 夏季风进入强盛阶段, 103kaBP 后, 夏季风较弱, 97kaBP 后, 夏季风又一次增强, 这一时段内古气候阶段性非常清楚, 早中期暖湿程度较高, 后期较弱, 在暖湿的背景上存在 110-106-103-92kaBP 等冷事件; 76-55kaBP, 为强盛的冬季风时期, 气候冷干; 55-25kaBP, 夏季风又一次增强, 气候温暖湿润, 中间有冷波动; 25-16kaBP, 气候变冷干, 后期冬季风有所减弱; 16kaBP 后, 夏季风明显增强, 气候变温湿, 13.0kaBP 后, 气候有变干的趋势。

**关键词** 晚更新世 古气候 古季风 鄱阳湖地区

## 0 前言

鄱阳湖北部地区, 九江、湖口、彭泽一带 ( $29^{\circ}37' - 29^{\circ}55'N$ ,  $116^{\circ}00' - 116^{\circ}33'E$ ) 为低山丘陵地带。区内年均温  $16.6^{\circ}C$ , 年降水量 1400mm, 地处东南季风区中亚热带北部, 自然植被类型为常绿阔叶及落叶阔叶混交林, 主要建群种为壳斗科的植物种类。晚更新世期间, 该地区发育风沙-黄土-湖沼相地层交互序列, 所反映的冬、夏季风的强弱变化更为明显, 但是迄今为止, 该地区古气候、古环境研究资料仍较少<sup>[1-4]</sup>。

本文对九江长虹大道剖面 (CH剖面)、彭泽红光砖瓦厂剖面 (PHZ剖面)、湖口柘矶剖面 (HZ剖面)、彭泽红光通江大道剖面 (PH剖面) 以及昌九公路剖面 (CJ剖面) 进行了野外采样和实验室多指标分析 (图 1),

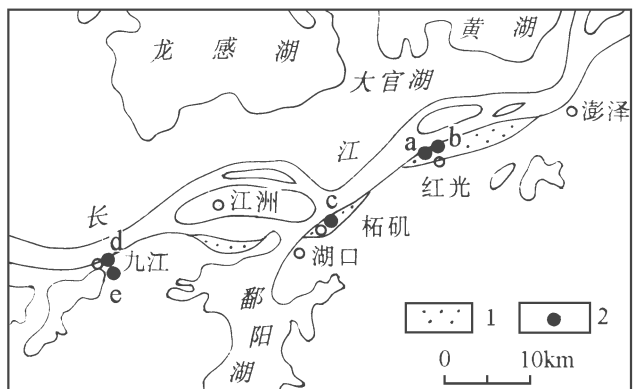


图 1 剖面位置

Fig. 1 Location of the sections

1. 沙山; 2. 剖面位置; a. PH剖面; b. PHZ剖面; c. HZ剖面;
- d. CH剖面; e. CJ剖面

系统地对该地区晚更新世期间古环境进行了研究。这一成果对沙山成因、古湖沼形成机制、重新认识鄱阳湖地区的古地理环境以及湖区沙山的合理开发和利用,都有着十分重要的意义。

# 1 地层

对 5 个剖面进行了  $^{14}\text{C}$  和热释光 (TL) 测年, 并对其它点对比层位和相应的泥炭标志层中出现的古树木化石也进行了年代测定, 共 6 个  $^{14}\text{C}$  和 14 个 TL 测年数据 (表 1)。从年代结果可以看出: PH 剖面 and PHZ 剖面基本代表了该区晚更新世地层, 出现包括 3 次黄土, 2 次明显的厚沙层, 3 次泥炭层, 较详细地反映也各个不同时期季风区气候环境变迁特点。HZ 剖面 and PHZ 剖面对应, 大致相当于末次冰期沉积, CH 剖面 and C 剖面形成年代与 PH 剖面上部相对应。因此, 本文重点讨论 PHZ 剖面 and PH 剖面, 其它剖面作为补充和印证 (图 2)。

表 1 剖面测年结果

Table 1 Dating results of sections

剖面	深度 (m)	岩性	测年方法	年代 (kaBP)
HZ	0.3-0.4	泥炭	$^{14}\text{C}$	13. $\pm$ 0.19
HZ	0.4-0.5	泥炭	$^{14}\text{C}$	13. $\pm$ 0.3
HZ	0.9-1.0	泥炭	$^{14}\text{C}$	16. $05 \pm 0.5$
HZ	3.1-3.2	中粗砂	TL	19. $5 \pm 1.3$
PHZ	0.4-0.5	粗砂	TL	19. $5 \pm 2.5$
HZ	11.5-11.6	中粗砂	TL	22 $\pm 2$
HZ	15.7-15.9	砂质古土壤	TL	25 $\pm 2.1$
HZ	24.0-24.1	泥炭	$^{14}\text{C}$	25. $86 \pm 0.55$
HZ	27.5-28.0	黄土	TL	28 $\pm 3$
HZ	28.4-28.5	黄土	TL	33 $\pm 3$
HZ	30.1-30.2	中粗砂	TL	4 $\pm 3.5$
PHZ	3.9-4.0	黄土	TL	44. $8 \pm 4.5$
PHZ	5.7-5.8	黄色砂	TL	67. $7 \pm 8.3$
CH	3.6-3.7	含 Fe-Mn 胶膜黄土	TL	100 $\pm 11$
CH	4.0-4.1	红土	TL	102 $\pm 10$
PHZ	下伏黄土层顶部	黄土	TL	103. $3 \pm 11$
PHZ	下伏黄土层中部	砂透镜体	TL	106 $\pm 11$
PH	6.1-6.2	黄土	TL	147 $\pm 16$
红光西沙场	相当于 HZ 层 4 中部	泥炭中的树干	$^{14}\text{C}$	26. $03 \pm 0.35$
PHZ 所在沙山北部	相当于 PH 层 4 顶部	泥炭	$^{14}\text{C}$	26. $65 \pm 0.47$

## 1.1 彭泽红光通江大道剖面 (PH 剖面) 岩性特征

剖面位于红光镇北通江大道东侧, 总厚 6.2m, 由上至下分为 4 层:

上覆地层 黄色砂层, 厚度不详

(1) 0-0.4m 为棕色与灰色细砂互层, 顶底均见锈黄色 Fe 质淋溶条带;

(2) 0.4-2.0m 黑色泥炭层;

(3) 2.0-3.6m 灰黑色泥炭, 底部为 10cm 厚的 Fe 质淋溶条带;

(4) 3.6-6.2m 灰黄色黄土, 坚硬, 底部逐渐过渡为浅黄色黄土

下伏地层 (6.2m 以下) 棕褐色黄土, 无层理, 结构紧密。

### 1.2 彭泽红光砖瓦厂剖面 (PHZ剖面) 岩性特征

剖面位于镇北通江大道剖面东侧 500m 处, 地层总厚 6.8m, 由上至下分 6 层:

- 上覆地层 黄色砂层
- (1) 0- 0.4m 灰黑色粉砂质壤土;
  - (2) 0.4- 3.1m 黄色粗砂, 疏松, 上部呈浅红色, 粘土含量增多;
  - (3) 3.1- 3.3m 锈黄色 Fe 质淋溶条带;
  - (4) 3.3- 3.6m 灰黑色粉砂质淤泥;
  - (5) 3.6- 4.8m 浅黄色黄土;

(6) 4.8- 6.8m 黄色砂层, 较疏松, 层位上与 PH 剖面之上的黄色砂层相接

下伏地层 淡黄色黄土, 不显层理, 结构较紧密, 无 Fe-Mn 胶膜, 与 PH 剖面层 (2) 泥炭层呈相变接触关系, 底部为起伏的侵蚀面。

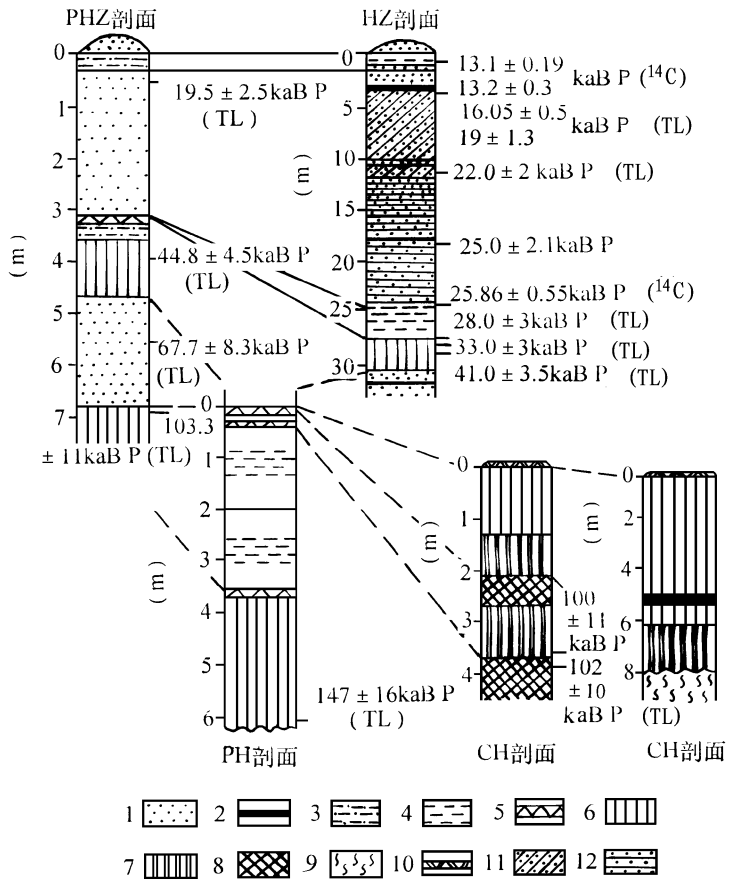


图 2 剖面地层对比

Fig. 2 Stratigraphic correlation in the sections  
 1. 砂层; 2. 古土壤条带; 3. 砂质粘土或砂质壤土; 4. 泥炭; 5. Fe 质条带;  
 6. 黄土; 7. 含 Fe-Mn 胶膜黄土; 8. 红土; 9. 网纹红土; 10. 人工填土;  
 11. 具斜层理的砂层; 12. 具水平层理的砂层

## 2 环境指标分析

对各剖面分别进行了粒度  $W^3 C_{org}$  和孢粉等多项环境指标的测定和分析, PH 剖面 and PHZ 剖面环境指标特征简述如下:

### 2.1 PH 剖面 (图 3)

剖面  $W^3 C_{org}$  值变化明显分 3 段: 6.2- 3.5m 段  $W^3 C_{org}$  值偏负, 在 - 23‰ 左右, 3.5- 2.0m 段在 - 23.0 - - 21.3‰ 之间, 2.0- 0.3m 为 - 20 - - 17.5‰。根据孢粉百分比及浓度图式, 划分为 4 个孢粉组合带: 3.5m 以下 (孢粉带 1) 为蒿 (*Artemisia*) 藜科 (*Chenopodiaceae*) 松 (*Pinus*) 榆 (*Ulmus*) 组合, 以草本花粉占优势 (55.2- 92.2%), 藜科含量在整个剖面呈峰值段, 尤以 5.0m 以上含量最高, 蒿含量变化大, 禾本科 (*Graminea*) 等偏低。木本中以榆、桦 (*Betula*) 及

松为主,个别层段松的含量高达 40%,栎 (*Quercus*) 胡桃 (*Juglans*) 均有少量,栗 (*Castanea*) 及常绿阔叶树属种没有出现,蕨类孢子仅有少量卷柏 (*Selaginella*)。孢粉浓度极低 ( $< 100$  粒 /  $\text{cm}^3$ )。3.5-2.0m(孢粉带 2)为水龙骨科-胡桃-蒿组合,蕨类孢子含量迅速增加,为水龙骨科 (*Polypodiaceae*)含量峰值阶段,木本花粉中胡桃增多,榆、桦及松明显减少,草本中藜科含量骤减,孢粉浓度虽有所增多 ( $100-300$  粒 /  $\text{cm}^3$ ),但仍很低。2.0-0.4m(孢粉带 3)为栗-禾本科-青冈栎 (*Cyclobalanopsis*) 栎组合,木本及草本含量均增加,喜暖的青冈栎、栲 (*Castanopsis*) 等开始出现并有少量分布,栗的含量猛增 (高达 20%),榆、桦、松、胡桃偶见,蒿含量在下部较高,上部偏低,藜科极少出现,禾本科明显增多。蕨类孢子含量剧减。本带孢粉浓度剧增 ( $2500-40000$  粒 /  $\text{cm}^3$ ),其中木本浓度高达  $6000$  粒 /  $\text{cm}^3$ 。0.4m 以上(孢粉带 4)为蒿-藜科组合,木本含量减少仅有少量榆和松等,草本含量迅速上升,以蒿、藜科占绝对优势,孢粉浓度极低。

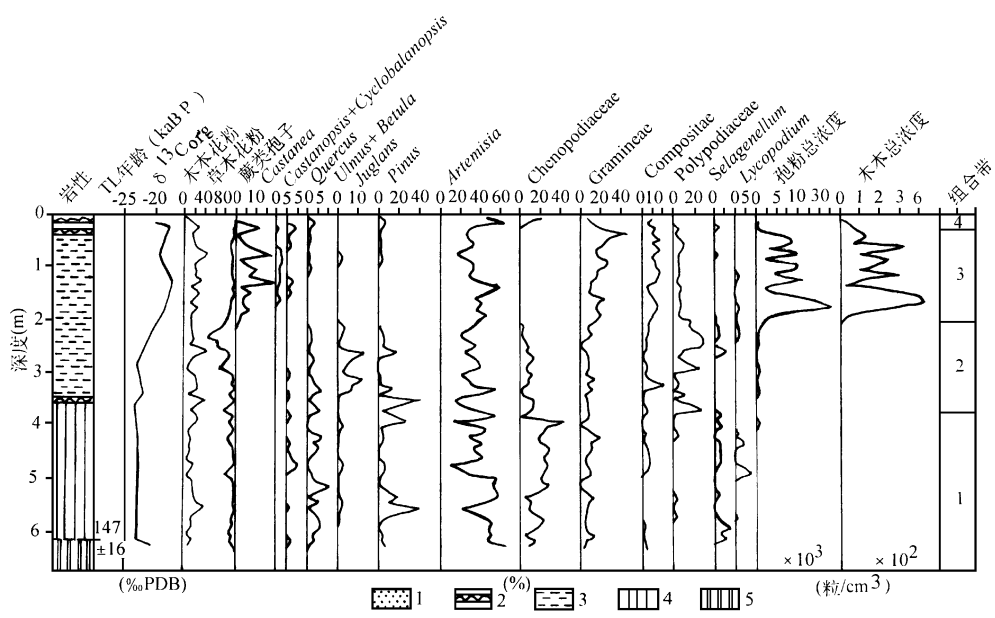


图 3 PH剖面  $W^3C_{org}$  和孢粉图式

Fig. 3 Variance of  $W^3C_{org}$  and spore pollen pattern in the section PH

1. 砂层; 2. Fe质条带; 3. 泥炭; 4. 黄土; 5. 褐黄色黄土

## 2.2 PHZ剖面 (图 4 5)

剖面下部 6.8-4.8m 与 PH剖面黄砂层相接,本文仅对 4.8m 以上进行了环境指标分析。

粒度特征明显分 3 大段: 4.8-3.1m 段以粘土和 4-8 $\phi$  的粉砂含量为主, < 4 $\phi$  的粗颗粒含量为明显的谷值段,平均粒径 ( $M_s$ ) 大多在 6 $\phi$  左右变化。3.1-0.4m 则以粗颗粒成分为主 (> 75%), 其中 1.3m 以下粘土和细粉砂含量几乎为 0, 粗颗粒含量在 92% 以上,  $M_s$  在 2.5 $\phi$  左右, 1.3-0.4m 粘土及粉砂含量的有所增加, 粗颗粒含量略有减少 (92%-75%),  $M_s$  在 2.5-3.5 $\phi$  之间。0.4m 以上灰色粉砂质壤土中, 粘土及粉砂成分迅速增多, 而粗颗粒含量则下降,  $M_s$  在 2.5-6.25 $\phi$  之间。

4.7-3.0m 段稳定同位素  $W^3C_{org}$  值在 -25% - -20% 之间, 其中粉砂质泥层 (3.6-3.3m) 中  $W^3C_{org}$  值偏正 (-20‰ PDB), 顶部 Fe 质淋溶条带其值偏负, 黄土层中  $W^3C_{org}$  值偏负,

在  $-23\%$ — $-21\%$  之间。剖面顶部 0.4m 以上  $W^3 C_{org}$  值为  $-23.5\%$

剖面的孢粉分析,在下伏风沙层中,选做两个样品,孢粉检出很少,未作含量计算,主要是藜科等。4.7—3.0m 段划分出 4 个孢粉组合。4.7—4.4m (第 1 带) 为落叶阔叶属种 松 蒿 禾本科组合,木本花粉含量及浓度 ( $250-2000$  粒  $/cm^3$ ) 均较高,以大戟科 胡桃 桦为主,少量栎 榆等,草本花粉浓度较低,主要为蒿 藜科 禾本科等,其含量为底部高上部低; 4.4—3.6m (第 2 带) 孢粉浓度降低,但草本花粉浓度及含量有所增多,藜科含量高达 1%,木本花粉含量偏低,为少量榆 桦 胡桃等; 3.6—3.3m (第 3 带) 木本含量再次增高,但浓度的增加较少,以栎 松等为主,少量栗等; 3.3—3.0m (第 4 带) 变化与第 2 带相似,蒿 藜科又有所增加,木本浓度明显下降。剖面顶部 0.4m,孢粉浓度很高 ( $3000-45000$  粒  $/cm^3$ ) 木本由少量栎 大戟科 栗 桦 松等组成,各草本含量迅速减少,蕨类孢子很丰富,以水龙骨科、石松 蕨属为主。

与 PHZ 剖面顶部砂质壤土层对应的 HZ 剖面顶部黄土和泥炭层 (年代大约为 15.0—

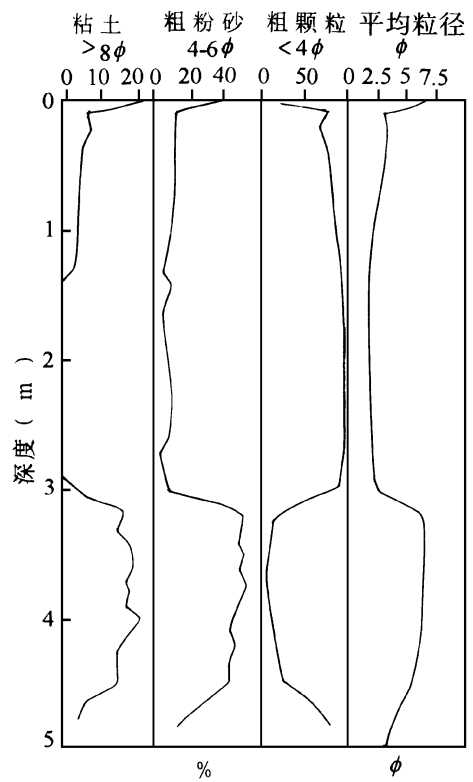


图 4 PHZ 剖面粒度特征

Fig. 4 Grain size feature in the section PHZ

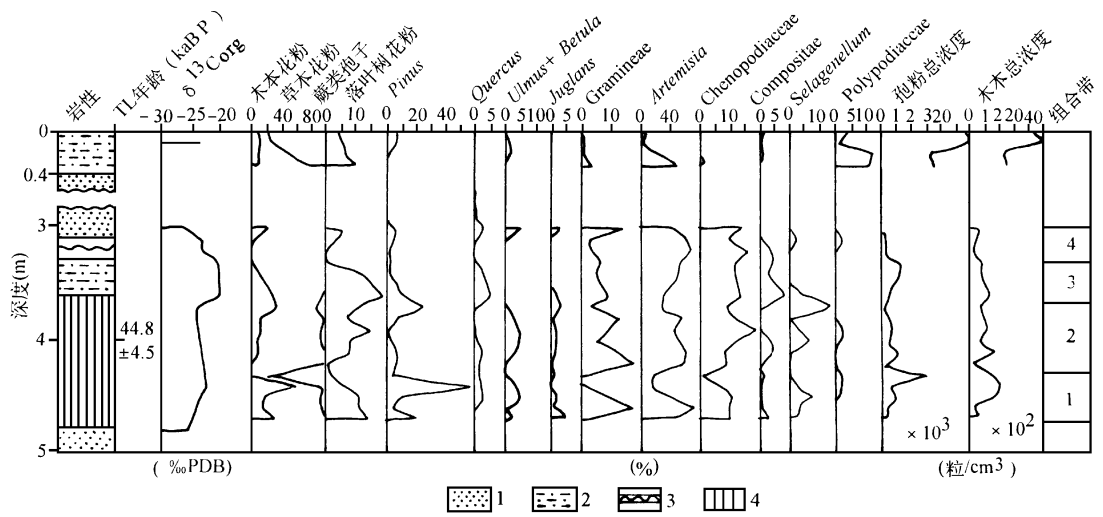


图 5 PHZ 剖面  $W^3 C_{org}$  和孢粉图式)

Fig. 5 Variance of  $W^3 C_{org}$  and sporopollen pattern in the section PHZ

1. 砂层; 2. 砂质粘土或砂质壤土; 3. Fe 质条带; 4. 黄土

13. 0kaBP),内部的孢粉含量变化也较明显,0.5m以下,以栗、蒿为主,落叶阔叶林发育,其上木本中栗开始减少,而榆、栎则略有增多,草本中藜科含量剧增,反映阔叶林面积有所减少,草本植被较发育。HZ剖面下部泥炭层(24.0—27.5m),形成于28.0—25.0kaBP,在PHZ剖面中尖灭,其孢粉组合可细分为两个组合带:27.5—26.3m,为栗、水龙骨科组合,孢粉浓度较小(150—550粒/cm<sup>3</sup>),木本含量较低,以栗和少量栎为主,草本以蒿等为主,上部蕨类孢子含量达到最大(60%),为落叶阔叶林发育阶段,草本和蕨类植物也很丰富;26.3—24.0m,孢粉浓度明显增加(500—10000粒/cm<sup>3</sup>),木本含量呈逐渐上升趋势,栗在上部较高(10%—2%),栎、榆较少,但少量常绿属种栲和青冈栎也较常见,草本中以蒿、禾本科、菊科等为主,蕨类孢子含量迅速下降。当时的植被类型,为含常绿属种的落叶阔叶混交林。

### 3 结果与讨论

根据各剖面综合指标分析及实测年龄推算沉积速率,建立年代序列,晚更新世期间该区古季风气候及其古环境演替分以下几个阶段:

约14.7—129.6kaBP,对应于PH剖面6.2—3.5m,相当于中更新世末期,氧同位素6阶段后期,孢粉组合中以耐旱藜科等草本植物为主,木本中仅有少量温带落叶阔叶乔木栎、榆、栎等树种, $W^{3}C_{org}$ 值也偏负。表明当时为疏林草原植被类型,且覆盖率极低,以较强的冬季风控制的气候为主,季风降水很少,气候偏冷干。

129.6—76kaBP,为末次间冰期,氧同位素5阶段。早中期地层对应于PH剖面3.5—0.4m泥炭层,晚期则以CH剖面3.7m以上黄土-古土壤为代表。在泥炭层中,3.5—2.0m $W^{3}C_{org}$ 值较下部层位偏正,暖温带属种胡桃等增加;2.0m以上 $W^{3}C_{org}$ 值明显偏正,青冈栎、栲出现,栗成为主要建群种,草本植物也较丰富,植被覆盖率很高。反映末次间冰期早期,夏季风逐渐增强,至120kaBP后,夏季风进入强盛阶段,夏季降水增加,局部低洼地带形成湖泊或沼泽环境,沼泽植被发育,而地势较高部位,仍为黄土堆积,其中局部出现的砂层透镜体,暗示了106kaBP曾有过一次变冷事件。103kaBP后,该区常绿属种消失,亚热带植被退出该区,草本植物增多,九江一带,含Fe—Mn胶膜黄土发育,粗粉砂含量增多,夏季风较弱,气候变凉干,中期一度发育云杉林,为一次冷湿事件。92kaBP后,该区发育弱古土壤,从 $W^{3}C_{org}$ 值偏正、粒度变细、落叶阔叶乔木增多来看,夏季风又一次增强,气候变温湿,但增温幅度不如早中期,此后,夏季风强度呈逐渐减弱的趋势。可见末次间冰期在本区表现出的阶段性非常清楚,早中期暖湿程度较高,后期较弱,在暖湿的背景上存在110—106、103—92kaBP等冷事件。

76—55kaBP,相当于末次冰期早冰阶,氧同位素4阶段,风沙堆积在湖口、彭泽一带普遍出现,HZ剖面磁化率值很低,孢粉反映森林消失,干草原发育,植被稀疏,为强盛的冬季风时期,气候冷干。而在九江(CH剖面、CJ剖面)表现为黄土堆积,前期略偏湿,后期冷干。

55—25kaBP,为末次冰期间冰阶,氧同位素3阶段。早中期以黄土堆积为主,晚期沼泽泥炭发育。55—28kaBP,HZ剖面磁化率值增高,细颗粒含量也明显增加,孢粉特征表明疏林草原发育,木本中以落叶阔叶乔木为主,并相继出现两次含量增加阶段,表明气候转暖的过程中仍有波动,先后出现2次温偏干与凉干的旋回波动。28kaBP后,该区沼泽植被发育,森林中主要建群种为栎、栗、青冈栎、栲等,中-北亚热带植被再次迁移到本区,森林面积又一次扩大。孢粉分析结果与磁化率值、 $W^{3}C_{org}$ 值在该层段出现的峰值段相一致,表明自末次间冰期以来,夏季风又一次强盛,气候温暖湿润。3阶段后期的环境特征具有间冰期特性,联系到东部沿海地区

的大规模海水的侵进,西北干旱地区大规模成湖,是晚第四纪历史上值得重视特征时段<sup>[5-7]</sup>。

25-16kaBP,为末次冰期晚冰阶风沙堆积期,相当于氧同位素 2阶段。砂层中磁化率值极低,粗颗粒含量增加,风力的作用加强,气候变冷干,但内部次级波动较明显,在 HZ剖面,先后出现 3层砂质古土壤条带。此外,在 PHZ剖面 1.3m 以上,粘粒含量和磁化率值开始增加,表明冰盛期末期,冬季风有所减弱,气候开始转变<sup>[8-10]</sup>。

16kaBP后,该区进入晚冰期,早期 HZ剖面黄土层发育,15-13kaBP古土壤发育,局部低洼部位形成湖沼环境, $W^3 C_{org}$ 值偏正,磁化率值和粘土含量再次呈峰值段,落叶阔叶树种栎、胡桃等增多,森林面积扩大,夏季风明显增强,气候变温湿。由于本时段森林常绿阔叶树种没有出现,温度的上升幅度不如前两个泥炭发育时期。泥炭层之上,即 13.0kaBP后,该区普遍出现残留风沙堆积层,磁化率值和细颗粒含量迅速降低,气候有变干的趋势。

综上所述,研究区 147-13kaBP间,经历了多次冷暖交替变化,其结果与深海氧同位素记录、黄土高原黄土古土壤序列及郑州邙山黄土剖面所反映的冬、夏季风变化特征可以比较<sup>[11]</sup>。但也存在明显的差异:本区 5阶段早期夏季风是逐渐增强的,暖湿气候一直延续到 5e亚阶段,至 120kaBP后才进入强盛阶段;而邙山地区,129.8kaBP后夏季风迅速增强,夏季降水增量最大出现在 5e亚阶段。末次间冰阶晚期本区泥炭层发育,为又一次气候适宜时期,夏季降水的增加比邙山地区、黄土高原地区要明显得多,而与东部沿海地区出现的大规模海浸(30kaBP前后)相对应<sup>[7]</sup>。本区晚冰期冬季风减弱开始于 16kaBP,15kaBP夏季风显著增强,夏季降水增多,形成湖沼环境,与江苏固城湖 15kaBP成湖期一致<sup>[12-13]</sup>,但显然要早于邙山及黄土高原地区,后者与东北呼伦湖比较接近<sup>[14-15]</sup>,反映出晚冰期夏季降水具有从南往北推进的穿时性,这进一步证实了湖面波动受季风降水带穿时性的控制。

薛滨、夏威岚等同志参加野外采样,胡春华同志完成粒度分析实验,张平中同志测定  $W^3 C_{org}$ ,谨致谢意!

## 参 考 文 献

- 1 《鄱阳湖研究》编辑委员会著,鄱阳湖研究。上海:上海科学技术出版社,1988,44-72
- 2 丁汉文,鄱阳湖河湖演变的初步研究。第四纪冰川与第四纪地质论文集(8),北京:地质出版社,1995,60-71
- 3 张兰庭,鄱阳湖区“沙山”时代及其成因问题初步研究。第四纪冰川与第四纪地质论文集(8),北京:地质出版社,1995,89-98
- 4 吴锡浩、徐和聆、殷伟德等,澎泽红光沙山成因和年代的初步研究。中国海陆第四纪对比研究,北京:科学出版社,1991,262-269
- 5 王建,中国东部晚第四纪的两次大地水准面型海面变化。第四纪沉积与环境变迁,东南文化杂志社,1991,76-81
- 6 王建,晚冰期中国东部大地水准面的变化及其对海面变化的影响。科学通报,1990,14:1093-1095
- 7 秦蕴珊、赵松龄,中国陆架海的沉积模式与晚更新世以来的陆架海侵问题。中国海平面变化,北京:海洋出版社,1986,1-14
- 8 许清海、吴忱、王子惠等,25000年以来渤海湾两岸古环境探讨。植物生态学与植物学报,1993,17(1):20-32
- 9 王永吉、李善如,青岛胶州湾地区 20000年以来的古植被与古气候。植物学报,1983,25(4):385-392
- 10 孔昭宸、杜乃丘,北京地区距今 30000-10000年的植物群发展和气候变迁。植物学报,1980,22(4):330-380
- 11 Wu Xiaho, Wang Sumin, et al, 1995, Manshan loess and its prospects for study of past Globe Change, Scientia Geologica Sinica, (增刊) 365-370.
- 12 王苏民、羊向东、马燕等,江苏固城湖 15ka来的环境变迁与古季见关系探讨。中国科学(D辑),1996,26(2):137-141
- 13 羊向东、王苏民、薛滨等,晚更新世以来呼伦湖地区孢粉植物群发展与环境变迁。古生物学报,1995,34(5):647-656
- 14 王苏民、吉磊等,呼伦湖古湖泊学研究。合肥:中国科学技术大学出版社,1995,100-108

## ENVIRONMENTAL CHANGE IN THE POYANG LAKE AREA DURING LATE-PLEISTOCENE

Wu Yanhong Yang Xiangdong Wang Sumin

(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences*)

**Abstract** During Late-Pleistocene, a stratigraphic sequence of alternating wind-drift sand, loess and limnetic facies developed in the northern Poyang Lake area. In this paper, environmental change and course of monsoon change during Late-Pleistocene have been studied based on the analysis of the environmental proxies collected from five exposure profiles in Jiujiang, Hukou and Pengze. As a result, we have found that there was a cold and dry climate controlled by stronger winter monsoon during 147-129.06kaBP. There was an obvious periodicity of climate during 129.6-76kaBP it was warm and wet in the early and middle stage and became attenuated in the late stage with some intervening cold events. Moreover this period began with an increasingly strong summer monsoon until 120kaBP, when it began to decline, and became strong again after a weak period of 103-92kaBP. In the stage of 76-55kaBP, it was cold and dry, as a result of severe winter monsoon. The summer monsoon became strong again during 55-25kaBP, leading to a warm and wet climate with cold fluctuations. The climate tended to become dry after 13kaBP.

**Key words** Late-Pleistocene, paleoclimate, monsoon, Poyang Lake area

### 第一作者简介

吴艳宏,男,1969年生,硕士,助理研究员。主要从事湖泊沉积和第四纪地质学研究。通讯地址:南京市北京东路73号南京地理与湖泊研究所。邮政编码:210008