

文章编号: 1006-6616(2003)02-0176-07

# 长江中游砂山形成的年代及成因研究

杨超<sup>1</sup>, 黄长生<sup>2</sup>, 李长安<sup>1</sup>, 赵欣<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学, 武汉 430074; 2. 江西环境地质监测总局, 南昌 330000)

**摘要:** 经野外考察、资料整理分析及实验数据测试等工作, 并与有关研究对比, 较全面地分析论证了长江中游砂山沉积的风成特征。本次研究首次发现南昌附近的梁家渡古埋藏砂丘剖面, 并佐证了武昌青山、湖南岳阳等地的砂层沉积。在此基础上通过年龄测试、扫描电镜观察等确证了砂山的形成时代和风成微观特征, 与相关研究综合分析, 较深入地论证了长江中游砂山的风成成因。

**关键词:** 砂山; 长江中游; 扫描电镜; 晚更新世

中图分类号: 534.63

文献标识码: A

## 1 砂山概况

长江中游的砂山散布于湖北的青山、湖南的岳阳, 但主体在江西省(图1)。由于其出



图1 长江中游砂山的研究剖面位置图

Fig.1 Sand-dune profiles in Yangtze River and their location

露部位高, 地貌上常组成垄状岗丘或小孤山, 海拔标高 85 ~ 165m, 相对高程可达 80 ~ 90m, 所以称之为“砂山<sup>[1]</sup>”, 区域地质研究将其命名为柘矶沙层(黄德彭 1976 年创名于湖口县柘

收稿日期: 2003-03-27

基金项目: 本文由国家自然科学基金(编号: 40172061)和国土资源部区调项目“长江中游水患区环境地质调查”项目资助(编号: 19991230003014)。

作者简介: 杨超(1970-), 男, 中国地质大学(武汉)在读硕士生, 主要从事第四纪环境与全球变化研究。

矾<sup>[2]</sup>。至今为止，有关的研究主要集中于江西湖口的柘矾、彭泽的红光等地<sup>[3-5]</sup>，而砂山分布较广的鄱阳湖周边区域<sup>[6,7]</sup>，则研究较少，缺乏较高水平的研究成果。

以往的研究<sup>[3,4]</sup>表明，砂山最早开始形成于 20~30kaB. P，为晚更新世沉积，但在其成因方面存在水成与风成两种观点，水成说<sup>[1]</sup>认为，砂山是古长江河床、河漫滩相沉积，被后期构造抬升、风成改造形成的，其主要证据是砂层上部发育的淤泥层、水平层理及淡水动物贝壳化石等；风成说<sup>[3,4]</sup>则认为，砂山是在特征性的冰期气候条件下，季节性出露的河漫滩砂被强风吹扬至近岸堆积而成，因而砂层发育了水成说难以解释的大型板状斜层理、风成交错层理，以及同一年龄的砂层出露于不同的地形高度之上等。二者的形成机理存在很大的差别。由于无法解释可能的强风吹蚀作用，水成说现也认同砂山上部的风成堆积作用<sup>[1]</sup>。砂山成因之争，主要原因在于以往研究点多位于长江干流近岸区域，处于长江中部东西向构造隆起带上，且物源复杂等，从而形成的野外地质现象反映了多种多期主导外营力作用的影响，因而显得复杂难辨，难以下结论。

## 2 考察过程及重点研究剖面的确定

在近两年的时间里考察了长江流域各地的砂丘（图 1），包括以往砂山研究的典型区域：江西湖口的柘矾、彭泽的红光，在武汉的青山镇发现了明显出露的风成砂层沉积，在湖南岳阳的两个剖面发现了可沿层追索的 5 层弱风化古土壤，并在鄱阳湖之南—南昌县向塘镇的梁家渡村附近，发现了可与红光砂层相比较的砂层—弱风化古土壤层剖面，在较充分的野外考察及室内资料分析整理的基础上，认为南昌附近的砂山具有较特殊的区域地质特点：新构造运动表现不明显、物源较易于确定，并且位置偏南，所处点的高程一般较高，较少有复杂难辨的水动力环境影响，可能会突出反映其形成时占主导作用的外营力。由此我们最后确定梁家渡剖面作为重点研究剖面，进行了剖面描述、样品采集等。

## 3 梁家渡剖面

梁家渡砂山位于南昌县向塘之南，接近于区域砂山分布的南界，处于赣江与抚河之间，距抚河约 1 公里。剖面位于砂丘北侧，高约 20 多米，主要由黄沙组成，其间夹明显可见的 10 层古土壤。剖面由下向上描述如下：

- (1) 黄褐色中细砂； 0~60cm
- (2) 棕红色细砂，古土壤层； 60~80cm
- (3) 黄褐色中细砂，成份为长石、石英，有网状分布铁质物； 80~260cm
- (4) 黄褐色，干燥后成铁红色，古土壤层，粘粒成份显著增加，含量达 50%，较湿润，硬塑性； 260~360cm
- (5) 灰白色砂层，成份为石英、长石，含少量暗色矿物和白云母，上部为网状铁质条带增多，网状宽度为 1~2 毫米； 360~480cm
- (6) 黄褐色古土壤层，粘粒成份增加，含量达 40~60%，砂粒矿物主要为石英、白云母，可见黑色铁锰质、碳质斑点，大小 2~4 毫米，含量局部达 20%； 480~560cm
- (7) 灰白色中砂层，成份为石英、长石、白云母，白云母含量达 15%，网纹状铁质条

- 带发育, 条带宽一般为 3~6 毫米, 个别达 1 厘米, 条带发育频数为 每 20 厘米 6~8 条;  
560~760cm
- (8) 弱土壤化, 粘粒含量较高, 有铁锰质斑点; 760~800cm
- (9) 灰白色中砂; 长石, 少量白云母和暗色矿物, 发育铁质条带; 800~840cm
- (10) 弱土壤化; 840~880cm
- (11) 灰白色中砂层, 成份为石英; 880~900cm
- (12) 棕红色古土壤层, 粘粒含量为 30~40%, 砂粒成份为石英、长石、白云母 岩屑, 颗粒较粗, 个别达 1 毫米, 又可进一步划分为两层: 0~18 厘米为黄褐色、棕红色土壤层; 18~30 厘米, 为棕红色土壤层, 铁质含量显著增加; 900~930cm
- (13) 灰白色中砂, 成份为石英、长石、白云母, 见少量岩屑, 铁锰质条带不发育; 930~970cm
- (14) 古土壤层, 1000~1010cm 为黄褐色浅黄色混质粘土层, 1010~1050cm 为棕红色古土壤层, 粘粒成份较低, 30%, 砂粒成份: 石英、长石、白云母, 白云母含量为 15~20%; 970~1050cm
- (15) 灰白色中细砂, 铁锰质条带较不发育, 白云母含量 5~10%; 1050~1150cm
- (16) 黄褐色灰黄色弱土壤层, 粘粒含量 40%, 砂粒为中细砂, 成份为石英、长石、白云母, 含极少量铁锰质斑点; 1150~1200cm
- (17) 灰白色中砂, 成份为石英、长石、白云母, 发育网纹状铁锰质条带, 上部较发育; 1200~1350cm
- (18) 褐红色古土壤层, 粘粒含量 30%, 砂粒成份: 白云母、长石、石英等, 含少量岩屑; 1350~1430cm
- (19) 灰白色细砂, 成份为石英、长石、岩屑, 磨圆度(球度)较差, 发育网纹状条带, 条纹条带宽度 3~5 毫米; 1430~1550cm
- (20) 古土壤层, 铁红色红褐色, 粘粒含量较少, 为 20%, 砂粒含量为石英、长石、岩屑, 极少量白云母, 50~60 厘米处为一层亚粘土层; 1550~1690cm
- (21) 灰白色中细粒砂, 成份为长石、石英、云母, 含少量岩屑; 1690~1740cm
- (22) 弱土壤化层(现代); 1740~2200cm
- 现在土壤层。 2200~2350cm

在砂丘顶部第 20 层、底部第 2 层中分别取热释光年龄样两个, 在第 8 层弱风化古土壤、第 17 层砂, 第 20 层弱古土壤中分别取 3 个扫描电镜样, 样品经处理, 送做相应的测试。其中弱风化古土壤层的年龄数据由国家地震局地壳应力研究所热释光实验室测定, 砂丘中第 20 层(顶部)的年龄为  $16.47 \pm 1.41\text{kaB. P}$ , 第 8 层(底部)的年龄为  $36.16 \pm 3.07\text{kaB. P}$ ; 扫描电镜由中国地质大学测试中心扫描电镜实验室测试。

## 4 研究分析

### 4.1 宏观沉积特征

梁家渡砂山在不同位置出露了不同的风成成因特征, 如大型板状斜层理、交错层理, 在剖面上明显发育了具显著特征的二级风成界面(图 2, 图 3), 具鲜明的风成成因特性: 如界面的波状起伏, 呈上凸的发散状等, 与红光剖面能较好地进行比较。古土壤层可能代表了当

时的古地貌，其往往横向延伸不远，有起伏，其中第四层明显为一起伏较大的古砂丘表面（风成一级界面）。砂层中结构松散，粒度偏粗，局部发育风成斜层理、砂波界面、砂透镜体等，而在砂层上部有时发育明显的网纹状结构及铁锰质条带；而红色古土壤层结构密实，颗粒明显偏细，底部有时发育有铁锰质胶结，有机质缺乏。

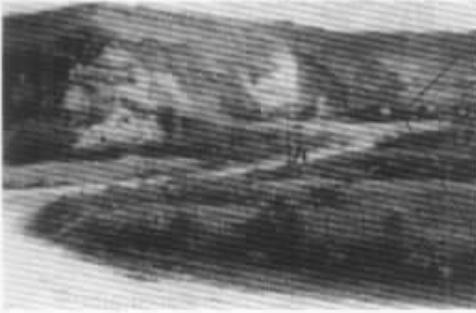


图 2 梁家渡剖面

Fig.2 Liangjiadu profile



图 3 砂层中的微细层理

Fig.3 Minute layers in sand

#### 4.2 扫描电镜研究

(1) 对砂粒（主要是石英）表面特征的研究是确定沉积物成因特征的重要方法，从扫描电镜结果上可以看出，在石英砂表面明显可见较模糊状的河流相沉积特征，如 V 形坑（图 4，图 5）、断理等，但也明显可见后期风成特征：如上翻解理薄片、蝶形坑、撞击痕、不规则的小麻坑表面、蝶形坑，以及后期风化的硅质沉淀等（图 6，图 7），且其磨圆较好。经综合分析，我们认为，梁家渡剖面的石英砂既不同于典型的河流冲积成因的漫滩砂、河床砂，也有别于内陆沙漠中形成的石英砂，显示砂山物质来源是古赣江、古抚河冲积而成的漫滩砂、河床砂，经后期风扬作用搬运堆积而成。

(2) 以往的研究：据江西省地调院研究，一般构成砂山的砂层属长石石英砂，扫描电镜观察反映了暖湿气候江河湖水流沉积的特征，老爷庙一带层顶部松散的淡黄色砂，则普遍认为是后期风积成因，但对其成因是以河湖沉积为主还是风扬为主尚存在不同意见<sup>[2]</sup>。在彭泽的红光，吴锡浩等采用微分干涉差偏光显微镜的方法进行研究，分析结果是<sup>[3]</sup>，典型流水成因的形态特征，如 V 形坑和磨光面，略有显示（3% ~ 16%）；流水和风力都可能形成形态，如高的凸起和次圆状颗粒，具有最大的峰值（56% ~ 85%）；在流水成因的形态上，以明显叠加了风成的特有形态，如蝶形坑、撞击痕、不规则的小麻坑表面、不规则的撞击坑等，尤以后两项更为突出（大多数约 11% ~ 30%）；在上述两种成因的形态上，还普遍叠加了化学成因的形态特征，如片状剥落、硅质球、硅质鳞片等（3% ~ 100%）。这与本次研究可较好地对照比较。

## 5 砂山形成的年代及环境

以往多数研究<sup>[3,5]</sup>所测砂山的形成年代为距今约 2 ~ 3 万年到 1.3 万年前（不包括现代活动砂丘），一般把 3 万年作为砂山最早开始形成的时间，而本次研究，经剖面系统采样、送样测年，梁家渡砂山的底界年龄约为 36kaB.P，是目前砂山研究中年龄数据最大的。我们认



图 4 V形坑内溶蚀

Fig.4 Corrosion in V-shaped pit

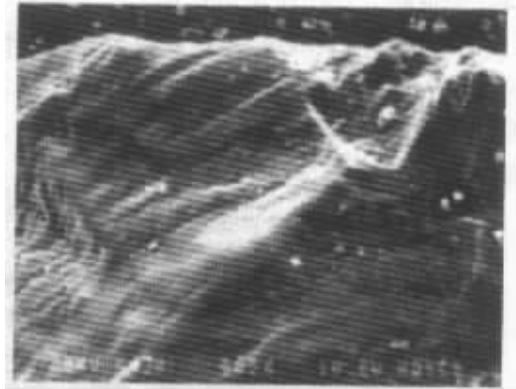


图 5 V形坑

Fig.5 V-shaped pit



图 6 风月型坑

Fig.6 Aeolic pit.

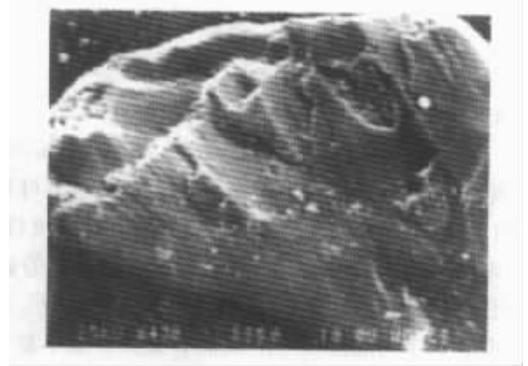


图 7 撞击坑

Fig.7 Impacted pit.

为，这应代表了较早的砂山沉积与形成时间，这与所研究点处的地形地貌有关：梁家渡古砂丘位于一缓坡坡脚处，其底部的砂层自堆积后未发生过移动，应标证了最初的砂山发育期，即最迟于约 3.6 万年前后，江西区域内就已经是风沙肆虐，开始了砂山的广泛发育堆积。

梁家渡剖面具有典型的风成砂丘特征，与相距不远的红光剖面比较，其形成时可能未受到较明显的构造运动的影响，并且高程较高，也未受到水环境的改造作用，因而影响因素较为单一，突出地显示风力应为区域内砂山形成的主导外营力。红光剖面与梁家渡剖面相距仅一、二百公里，属同一区域环境，由梁家渡剖面也可推测红光砂山形成时多风的环境，有关研究也表明，长江中游地区在未次冰期时可能属冷干多风的环境<sup>[8,9]</sup>，风力应为砂山形成的主导营力。至于红光砂层上部的淤泥夹层可能是砂丘间低地在暖期中的湖沼相沉积，湖沼分布在丘顶的现象，实际上是差异侵蚀的结果<sup>[4]</sup>。对于砂层中的淡水动物贝壳化石，我们认为在未次冰期环境之下，极有可能是河漫滩上沉积的水生动物化石，在强风蚀作用下，重又被移动，堆积于砂层中而形成（图 8）。

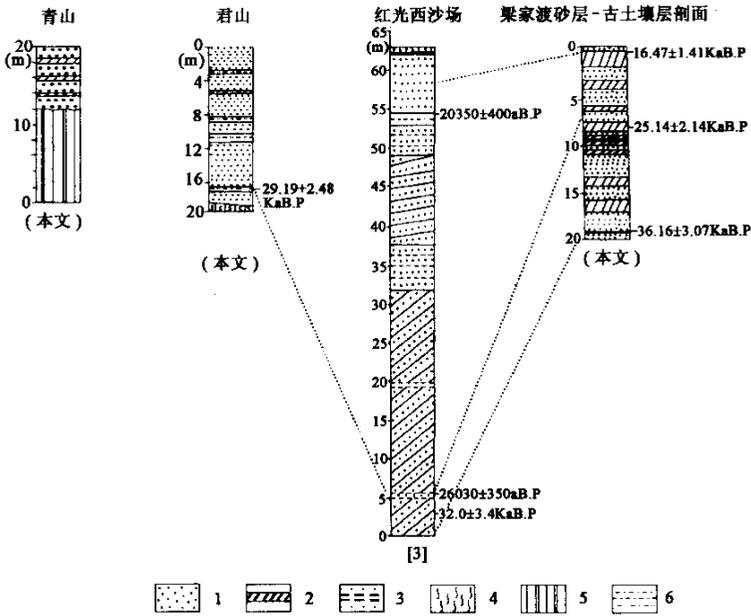


图 8 砂山剖面柱状对比图

Fig. 8 Contrast histogram of sand-dune profiles

1 砂层 ; 2 弱风化古土壤层 ; 3 亚砂土 ; 4 网状红土 ; 5 下蜀土 ; 6 亚粘土。

## 6 结论

(1) 据宏观的砂山沉积所形成的二级风成界面及扫描电镜观察分析, 可确定梁家渡砂山的风成成因。

(2) 年龄测试数据显示, 早在约 3.6 万年, 砂山已经在江西区域广泛发育、堆积。

(3) 通过本次调查, 并与有关的研究对比、综合, 认为长江中游的砂山均应是风成成因。

## 参 考 文 献

[ 1 ] 张兰庭. 鄱阳湖区“沙山”时代及其成因问题初步研究 [ A ]. 第四纪冰川与第四纪地质论文集 [ C ]. 1995, 8 : 89 ~ 98.

[ 2 ] 江西省地质矿产局. 《江西地质》[ M ]. 北京: 地质出版社, 1981 年.

[ 3 ] 吴锡浩, 徐和聆, 殷伟德, 等. 彭泽红光沙山成因和年代的初步研究 [ J ]. 中国海陆第四纪对比研究, 1991, 26 : 2 ~ 269.

[ 4 ] 吴艳宏, 等. 九江—彭泽一带沙山研究存在问题探讨 [ J ]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20 ( 2 ): 103 ~ 106.

[ 5 ] 刘健. 江西彭泽末次冰期风沙沉积序列的磁学特征及其古气候意义 [ J ]. 中国科学 D, 2000, 31 ( 8 ): 626 ~ 633.

[ 6 ] 丁汉文. 鄱阳湖湖湖演变的初步研究 [ A ]. 第四纪冰川与第四纪地质论文集 [ C ]. 1995, 8 : 60 ~ 71.

[ 7 ] 朱海虹, 张本, 等. 鄱阳湖——水文·生物·沉积·湿地·开发整治 [ M ]. 合肥: 中国科学技术出版社, 1997. 11 ~ 32.

- [ 8 ] 安芷生. 最近 130kaB.P 中国的古季风 [ J ]. 中国科学 D , 1991 , 22 ( 10 ) : 1076 ~ 1081 .  
[ 9 ] 杨怀仁. 中国东部第四纪自然环境的演变 [ J ]. 南京大学学报 , 1980 , ( 1 ) : 121 ~ 140 .

## TIMES AND CAUSE OF FORMATION OF SAND-DUNE IN MIDDLE REACHES OF THE YANGTZE RIVER

YANG Chao<sup>1</sup> , HUANG Chang-sheng<sup>2</sup> , LI Chang-an<sup>1</sup> , ZHAO Xin<sup>1</sup> ,

( 1 . Faculty of Earth Science , China University of Geosciences , Wuhan 430074 ;

2 . The main monitoring office of environmental geology in Jiangxi province , Nanchang 330000 , China )

**Abstract** : By field research , data analysis and experiment data test as well as comparing with other studys , we determined the aeolic feature of the sand-dune in the middle reaches of the Yangtze River . It is the first time in discovering the profile of Paleoburial sand-dune in Liangjiadu near Wuchang and corroborating sedimentary of sand-layer in Qingshan of Wuchang and in Yueyang of Hunan province . The time and aeolic micro-feature of sand-dune are also proofed by chronometry and scanning electron microscope .

**Key words** : sand-dune ; the middle reaches of Yangtze river ; scanning electron microscope ; late Pleistocene