

鄱阳湖在第四纪的演变*

杨 达 源

(南 京 大 学)

提要 鄱阳湖的显著特征之一是水位年变幅大达 9—13m 余, 主要受附近长江水位的控制, 它形成于全新世期, 因海面及长江中下游水位的上升所致, 至今才不过几千年。

据湖区第四系钻孔剖面, 分出了至少 7 个中更新世以来形成的湖沼相或河漫滩相夹层, 将其与同时期世界海面曲线相比较, 上述夹层与高海面在时代上相当, 但高度上不完全对应, 因湖区的第四系已遭受不同程度的侵蚀。

鄱阳湖位于长江南侧的江西省境内, 为我国目前的第一大淡水湖。其平面呈南北向拉长的歪颈葫芦形。它汇集赣江、修水、信江、抚河、饶河等河流的来水来沙, 经星子—湖口“葫芦颈”段泄入长江。

鄱阳湖的水文特征之一是: 年内水位变幅大达 9—13m 余, 且湖区北部水位的年变幅比南部大; 之二是高水位持续时间长(从 4 月到 9 月), 前期是由于入湖水量的增多, 后期是由于长江高水位的雍塞(见下表)。

鄱阳湖水位变化及其与人湖水量、长江水位的关系表

对 比 项 目		一月平均	四月平均	七月平均	十月平均
赣江等五条河的人湖水量(m ³ /s)		701.23	7688.7	2924.4	1619.7
鄱阳湖水位 (m)	南部(康山站)	12.60	15.20	17.87	16.18
	中部(棠荫站)	11.53	14.23	17.96	16.23
	北部(星子站)	7.76	12.99	18.03	16.26
长江水位 (m)	湖口(站)	6.86	12.01	17.99	16.20
	九江(站)	7.86	12.57	18.62	19.92

鄱阳湖底的高程, 南部为 16—12m, 北部为 12—7m, 其高程差比湖面水位差大得多。这一特征反映了长江对鄱阳湖区水位、流量及蚀、积变化的控制作用。

一、冰后期长江中下游水位的变化

距今 18,000 年前后冰期时代, 世界海面要比现在低 120—130m 左右, 我国东部陆架

* 本文为中国科学院科学基金资助项目研究成果的一部分。

这项研究是在杨怀仁教授指导下进行的, 工作中曾得到江西省地质部门、水利部门、工程部门的大力支持和俞序君副教授、陆中光高级工程师的指教, 图件由南京大学地理系制图室同志清绘, ¹⁴C 样由南京大学地理系实验室分析, 特此致谢。

收稿日期: 1984 年 11 月 15 日。

曾几乎全部出露为陆^[3]。当时,大陆架上长江河段的地面坡度要比现今长江中下游水面比降大 10 倍左右,它导致长江中下游的溯源深切,形成基本上贯连的深槽。于今长江口北侧,深槽底达-60m 以下^[9],芜湖、九江附近分别达-50, -40m 左右(图 1)。九江附近江北岸与江槽中标高-23——24m 左右,有一层厚度不足 1m 的钙质胶结砂砾石层,在芜湖附近它出现在标高-42——44m 以下。这样的钙质胶结(砂)砾石层,于今宜昌—益都红花套附近的长江之滨分布比较普遍,为略高于常年平水位或一般洪水位的冲积砂砾,之后由于富碳酸钙的水蒸发,钙质淀积物的充填、胶结而形成的。宜昌万寿桥附近长江边胶结砾石层上部胶结物样品的¹⁴C 测年为距今 $13,400 \pm 400$ 年,相当于晚冰期干寒的最老仙女木 (Oldest Dryas) 时期。据此推测,当时芜湖、九江附近长江的一般洪水位或常年平水位当在 -42m 与 -23m 以下。又据镇江江边标高 -25.6m 的灰黑色亚粘土样品的¹⁴C 年代为距今 $10,850 \pm 200$ 年,其上为含有孔虫的沉积层^[4],也说明全新世以前长江中下游水位确实比较低。

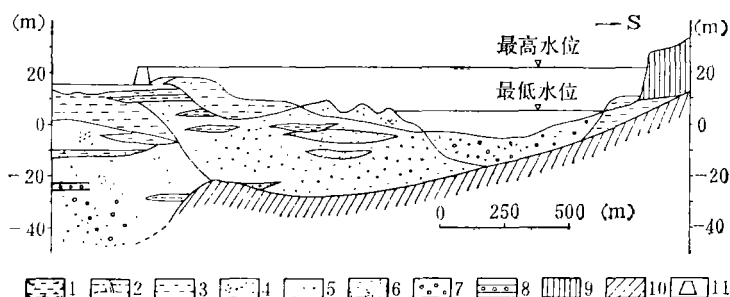


图 1 九江附近长江河谷剖面图

1. 淤泥质粘土; 2. 砂质粘土; 3. 粘土质砂; 4. 粉砂; 5. 中砂;
6. 粗砂; 7. 砂砾石; 8. 胶结砂砾石层; 9. 晚更新世粉砂粘土;
10. 基岩; 11. 人工堤。(据有关工程部门资料)

全新世以来,由于海面上升而出现长江中下游水位自下而上地上涨,并发展溯源性的床底加积。长江口附近,江苏如东一钻孔标高-33m 左右的沉积¹⁴C 年代为距今 9680 ± 500 年;镇江附近标高-11.6m 的深灰粘土为距今 9730 ± 200 年。安徽安庆官洲东南侧比现今水位低 20m 左右的漫滩沉积层中的古树层树木为距今 4890 ± 100 年^[6]。湖北鄂城附近标高-1.76——3m 左右漫滩沉积层中的朽木为距今 4945 ± 105 年¹⁾。可见至距今 5000 年左右以前,长江中游水位普遍要比今低 15—20m 左右。另外,如鄂城、九江等地的一些长江洲滩,表部为厚 2—3m 多的砂、粘土层并夹有砖瓦碎块,这表明历史时期,长江中游水位又上升了几米(图 3)。

二、鄱阳湖区的全新世沉积

关于现代鄱阳湖的成因及湖区的全新世沉积,许多科学工作者作过研究^[4,7]。湖区的全新世沉积以西南部赣江三角洲地段较厚,一般达 20—23m 左右,最厚超过 25m;南部一

1) 据湖北省水利部门资料。

般厚 10—15m; 东部仅几米; 有些地方甚至没有晚更新世以来的沉积分布。

湖滨地带的全新世沉积, 掩覆在全新世以前不同时代的沉积或基岩之上, 但其底面标高差别较大, 少数地方标高高达 0—4m 以下, 楔在前全新世沉积或基岩之中(图 2)。

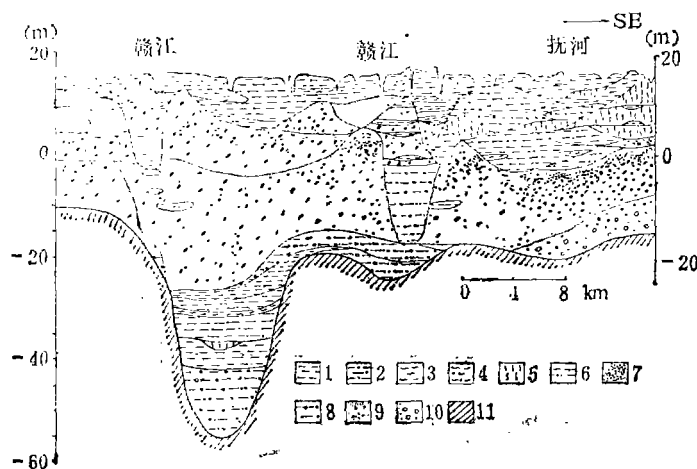


图 2 赣江-抚河三角洲横剖面图

1. 粘土层; 2. 含砂或砂质粘土层; 3. 淤泥或淤泥质粘土层; 4. 淤泥粉砂层; 5. 网纹状红粘土或似网纹状棕黄、黄褐砂质粘土层; 6. 含粘土或粘土质砂层; 7. 砂层; 8. 含粘土或粘土质砾石层、或砂砾层; 9. 含砾或砾质砂层; 10. 砂砾石层; 11. 基岩。

(据江西水文队水文地质与工程地质报告改编)

鄱阳湖滨全新世沉积可分为四种亚相, 即主流线相或蚀余相粗砂、砾石堆积; 浅滩边滩相砂质堆积; 河漫滩相粘土质堆积与湖沼相淤泥质堆积。分布高度与组合类型在不同地貌单元、部位上均有一定的差别(图 3)。

把鄱阳湖区的全新世沉积的分布高度及其垂直方向的相变特征, 与九江附近长江一般洪水位的变化相对照, 可以得出以下几点结论:

1. 鄱阳湖成湖以前, 为河网切割的低洼平原, 湖滨地带遭受较强的侵蚀切割。

2. 末次冰期以来, 鄱阳湖的成湖, 主要是由于长江中下游水位的上升所致, 它导致湖盆洼地积水, 入湖河流河口地段的经常泛滥, 发育比较广的河漫滩相沉积以及河道位置的横向迁移、改道等。

3. 全新世以来鄱阳湖的发展变化, 最初为河川型狭长的湖泊。在距今 4000 年前后, 湖泊范围已伸及现今三角洲中段的河道。其后, 湖水位的上升速度有波动, 湖岸位置有多次进退变化; 距今 3000—2000 年前, 湖泊规模达到最大, 之后水位虽仍有上升, 但由于入湖江河三角洲的发展, 湖面日趋缩小。

三、鄱阳湖区的更新世沉积与湖侵—湖退序列

鄱阳湖区的更新世沉积, 保存不够完整也不相连续, 图 2 表明鄱阳湖滨较新的更新世沉积对于较早的沉积呈镶嵌或内迭关系。这一现象说明, 更新世期间鄱阳湖区曾发生过多次遭受侵蚀与接受沉积的交替。这种遭受侵蚀—接受沉积的交替, 使之很难据一、两个

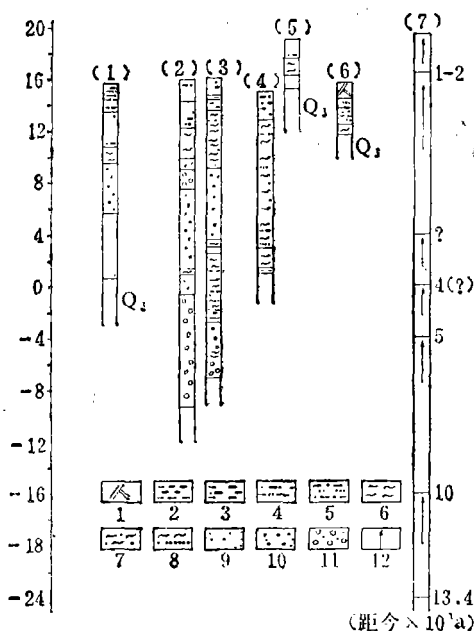


图3 鄱阳湖区的全新世沉积与九江附近长江水位上升的关系

(1)余干晚湖(三角洲后缘)钻孔剖面; (2,3)新建联圩与象山附近(三角洲中段)钻孔剖面; (4,5)余干梅溪嘴与南昌滁槎(三角洲前缘)钻孔剖面; (6)南昌程婆湖(湖汉)钻孔剖面; (7)近万年来九江附近长江一般洪水位的上升过程;

1.人工堆填, 2.粘土层, 3.含砂粘土层, 4.砂质粘土层, 5.砂粘土层, 6.淤泥或淤泥质粘土层, 7.含砂淤泥或砂质淤泥层, 8.淤泥粉砂层, 9.砂层, 10.含砾砂层或砂砾层, 11.砾石层, 12.表示一般洪水位的上升。

(钻孔剖面据江西地质部门、水利部门资料)

钻孔剖面来建立完整的更新世鄱阳湖区的湖侵—湖退序列。但距今 18,000 年冰期时代以来,鄱阳湖区由遭受侵蚀到接受沉积的变化以及它与长江水位—海面变化的关系,则清楚地显示了鄱阳湖区遭受侵蚀—接受沉积与其湖侵—湖退的关系,亦即它遭受侵蚀时期为湖退时期,接受沉积时期为湖侵时期。

鄱阳湖区更新世沉积的分层及其时代,目前还不够确切,我们主要根据钻孔剖面中的层位关系及其各层的色、相特征,并与邻区相比较,来建立本地区的更新统地层顺序,其自新至老依次如下:

淡黄或褐黄色,有时具铁质斑点的粉砂粘土或砂质粘土。它相当于下蜀黄土顶层,是以风积为主的陆生堆积⁹⁾。

棕黄或棕色砂质粘土层。它相当于下蜀组中下部的浅红色砂质粘土层,并已经受成土作用。

微网纹化或似网纹状的褐黄或棕色偏红的砂质粘土层。它相当于下蜀组的底层,并已经受轻度湿热化作用。

1) 杨怀仁、周旅复、杨达源, 1984。第四纪冰期环境与黄土。

红色粘土层。这种土层偶有稀少白色条纹,并已经受成土与湿热化作用。

网纹状红粘土层。它已经受较强湿热化作用,其下有砂层、砂砾层。

暗红色铁质粘土层。其表面的白色网纹多风化脱落而成蜂窝状,并已经受强烈的湿热化作用。

灰白或表面铁褐色的砂砾层与砾石层。其砂、砾多已发生再风化。

以上多是经侵蚀后的残留堆积层,虽然它们不一定是原生在陆面上的堆积,但它们都曾在地面经受过不同程度的湿热风化、淋滤或成土作用。因此,若在这些残留堆积层之间出现湖沼相,即便是河漫滩相沉积,就足以说明该地发生过低水位、遭受侵蚀—高水位、接受沉积的转变。尤其在本研究区,因为新、老更新世堆积多呈镶嵌或内迭关系,所以高水位—低水位的转变,可视为相当于湖侵—湖退的转变。事实上,沿海地带的海侵—海退顺序也是这样建立起来的。

据上述原则,在已有鄱阳湖区的大量钻孔剖面中,至少可识别出 9 个时代各别的湖侵沉积层。从全新世(第 1)湖侵层往下,有:

第 2 湖侵层 以南昌阎家村钻孔剖面为例,它出现在褐黄具铁质斑点的粘土层之下,标高 $+11.10 - +8.71\text{m}$ 左右。据安徽芜湖附近采样测年资料与鄱阳湖区第二湖侵层相当的灰色淤泥质粉砂粘土,其时代为距今 $20,600 \pm 850$ 年与 $31,500 \pm 2500$ 年之间。

第 3 湖侵层 以南昌尤口巷口万村附近的钻孔剖面为例,它出现在棕黄或棕红色粉砂粘土与棕黄色铁质胶结的砂砾层之下,标高在 $+15.29 - +14.27\text{m}$ 之间。

第 4 湖侵层 以江西蚕桑八分场附近的钻孔剖面为例,它贴在似网纹状富高岭土的灰黄色粉砂质粘土与黄白色网纹状粉砂质粘土之上,标高在 $+12.54 - +11.74\text{m}$ 之间。

第 5 湖侵层 以余干东风乡的钻孔剖面为例,它位于似网纹状灰褐粘土层之下,三个薄层青灰色淤泥粘土或淤泥粉砂,位于标高 $+8.50\text{m}$, $+0.8\text{m}$, -1.75m 左右,其间为灰黄或灰白色粉细砂层或细砾层。

第 6 湖侵层 以南昌北联闸附近的钻孔剖面为例,它位于夹砖红粘土团块的浅色粘土层下的砂质粘土层之中,标高在 $-0.57 - -2.25\text{m}$ 之间。

第 7 湖侵层 以南昌新联附近的钻孔剖面为例,它位于微网纹化肉红色砂质粘土层之下,紧贴着网纹状砖红色砂质粘土层,标高 $+6.9 - +6.2\text{m}$ 左右。

第 8 与第 9 湖侵层 以南昌吉里万家附近的钻孔剖面为例,它们位于网纹状砖红色粘土层之下,标高分别为 $+6.1\text{m}$ 与 $+4\text{m}$ 左右,其间有棕黄色砾质中砂层与粘土层相隔。在南昌滁槎赵围村附近钻孔中,网纹状棕红粘土层标高在 $+10\text{m}$ 左右,其下几层之后出现湖沼相沉积层,标高在 $-1.45 - -2.35\text{m}$ 间,高度较低一些,也许是更老的湖侵层。

更早的湖侵层就更难识别了。

上述第 1—第 7 湖侵层,都位于网纹状红粘土层形成之后。鄱阳湖滨庐山山麓的网纹状红色泥砾,有人认为是大姑冰期时代的堆积物,形成于距今 70 多万年前^[8],泥砾与其它堆积物的湿热网纹化,当发生在中更新世中期。因此,上面的 7 个湖侵层都是中更新世中期以来形成的。

四、更新世鄱阳湖的湖侵—湖退与海面—长江中下游水位的变化

长江东流始于新第三纪,其中下游的古槽底多在一90m以下¹⁾。迄今所知鄱阳湖区第四系的最大厚度不过70—80m,早更新世沉积多残留在线状槽谷中。所以,第四纪中鄱阳湖水位的变化(湖侵与湖退)与长江水位关系密切。

长江中下游水位的升降,又与海面变化有非常密切的关系。

对第四纪海面变化的研究,近30年来已取得比较多的成果。1974年,Chappell 据新几内亚海岸阶地的级数及其高度与时代的不同,结合巴巴多斯、加利福尼亚、佛罗里达、巴哈马、东京和地中海沿岸海面变化研究的成果,消除了构造运动、冰—水均衡对古海面遗迹分布的影响之后,得出了一条距今10—40万年间的海面变化曲线^[10]。1975年,Butzer 在摩洛哥沿海进行研究后,也提出了一条近几十万年来海面曲线^[9]。Cronin^[11]于1981年提出的近20万年来美国西海岸的海面变化曲线与上述成果也基本相符^[9]。

我们把近几十万年中鄱阳湖湖侵层的分布与海面曲线相对照(图4),从而建立了鄱阳湖湖侵与高海面海侵之间的联系。但在高度上不一致,这是因为鄱阳湖区的湖侵沉积层,是受后期侵蚀之后的残余部分。

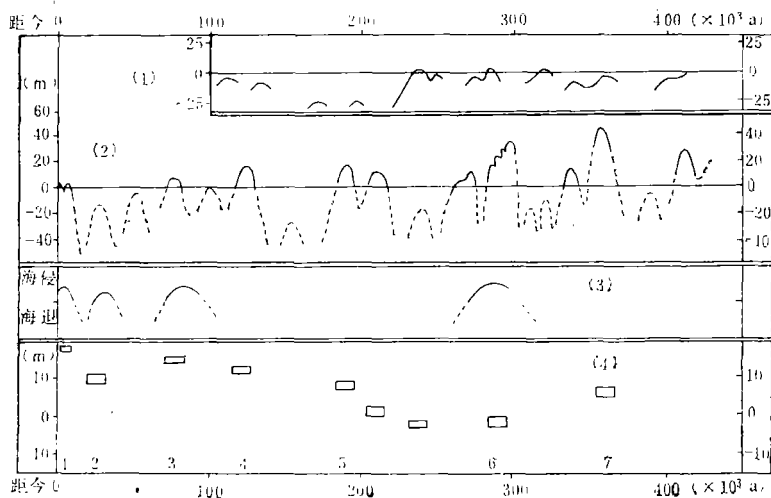


图4 近几十万年来海面变化与鄱阳湖湖侵

- (1) Chappell (1974) 的海面曲线^[10]; (2) Butzer (1975) 的海面曲线^[9];
(3) 中国东部沿海最近的四次海侵^[2]; (4) 鄱阳湖第四纪湖侵层的分布,图中
1—7 编号为文中湖侵层的序号。

参 考 文 献

- [1] 朱海虹、苏守德、王云飞等,1983。鄱阳湖的成因、演变及其三角洲沉积。中国科学院南京地理研究所集刊 1: 28—39。
[2] 汪品先、闵秋宝、卞云华等,1981。我国东部第四纪海侵地层的初步研究。地质学报 55(1): 1—13。
[3] 徐家声、高建西、谢福缘,1981。最末一次冰期的黄海—黄海古地理若干新资料的获得及研究。中国科学 5:

1) 杨达源,1984。长江东流的时代与原因。(刊于南京大学学报(自然科学),1985年1期 155—165页)。

605—613。

- [4] 徐馨、朱明伦, 1984。镇江地区 15,000 年以来古植被与古气候变化。地理学报 **39**(3): 275—284。
- [5] 郭著民, 1983。长江河口地区晚更新世晚期以来沉积环境的变迁。地质科学 **4**: 402—408。
- [6] 黄赐璇、梁玉莲, 1981。安庆古树的古土壤孢粉分析及其古地理环境。地理集刊 **13**: 133—140。
- [7] 黄第藩, 1965。长江下游三大淡水湖泊地质及其形成与发展。海洋与湖沼 **7**(4): 398—426。
- [8] 蒋志, 1983。古温度脉动与第四纪冰期。第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第一集。地质出版社, 165—173。
- [9] Butzer, K. W., 1975. Geological and ecological perspectives on the Middle Pleistocene. *In*: After the Australopithecines. (eds. by K. W. Butzer and G. L. Isaac), The Hague. pp. 857—874。
- [10] Chappell, J. M. A., 1974. Geology of coral terraces. Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. *Bull. Geol. Soc. Am.* **85**: 553—570。
- [11] Cronin, Th. M., B. J. Szabo, and Th. A. Ager, et al., 1981. Quaternary climates and sea levels of the U. S. Atlantic Coastal Plain. *Science* **211** (4479): 233—240。

THE EVOLUTION OF THE POYANG LAKE IN QUATERNARY

Yang Dayuan

(Nanjing University)

ABSTRACT

Poyang Lake, the largest fresh water lake in China, lies to the south of the Changjiang (Yangtze) River in northern Jiangxi Province. One of its characteristics is that the annual amplitude in water level reaches to 9—13 meters or more and is mainly controlled by the seasonal river flow. The present Poyang Lake was formed by the rise in the water level of the Changjiang River since Holocene.

Based on the study of the Quaternary cores in the Poyang Lake region, the author recognized that there have been seven limnetic layers in existence since the Middle Pleistocene. Comparing the limnetic layers in the Poyang Lake region with the heights of the world sea level in the same period, the limnetic layers can be correlated with the world high sea level period, but are not consistent with the height of the world sea level because the limnetic layers had been more or less eroded by river, wind and other factors.