

武汉东湖湖泊地质(第四纪)研究

有关东湖成因和古云梦泽问题的讨论*

蔡述明 官子和

(中国科学院水生生物研究所)

一、地貌轮廓

东湖位于武汉市武昌区东北,形若一斜放的等腰三角形,面积在水位20.5米时为27.899平方公里,平均水深2.21米,流域面积187平方公里。东湖是长江中下游的一个中型浅水湖泊。

湖之南,两列东西向残丘(以瑜家山最高,151.84米),互相平行,断续相连。这两列残丘皆为泥盆系石英砂岩所组成的向斜山,它们之间为志留系页岩所组成的背斜谷地,表现出构造与地形的倒置现象。南北向的老构造断裂使洪山与珞珈山,珞珈山与来旺山,来旺山与瑜家山各各错开,而使山势略向南偏折。向斜山顶面横剖构造,是古剥夷面的残留,发育着硅-铝残积层。在残丘山麓处,红色泥砾呈裙状分布,背斜谷中广泛发育着棕黄色砂质粘土,分别构成第一级阶地(T_1)和第二级阶地(T_2)。东湖湖汉茶叶港、冷水布、瑜家湖或插入于老构造断裂所错开的残丘间,或伸入于一、二级阶地之间。

湖之北,是一宽广的冲积平原。长约15公里,宽约3—4公里,顺长江流向延展。平原地势自江边向湖倾斜,海拔高程从25米逐渐下降至22米。弓形状自然堤扼锁于东湖北侧,隔开平原。堤高2—3米,北陡南缓。平原表层河漫滩相为砂质粘土薄层或透镜体,属河漫滩滞留相。

湖东、湖西阶地广布。东湖正好镶嵌于阶地之中。第一级阶地海拔30—35米,比高10—15米;第三级阶地海拔40—45米,比高20—25米。由于组成阶地的棕黄色粉砂、砂质粘土易遭散流侵蚀,形成许多浅凹地,使阶地地面呈现出波状起伏。

二、第四纪沉积成因类型和地层的划分

有关长江中下游第四纪地层的划分,以往学者已做了大量工作^[1-11]。比较一致地以气候标志作为地层划分的依据,提出了四分法,即下更新统(Q_1)雨花台砾石层和鄱阳泥砾层;中更新统棕红色粘土和大姑泥砾;上更新统棕黄色土;全新统河、湖相沉积。该四分法在长江流域地区具有地层学上的对比意义。东湖湖区第四纪地层的划分也大致相若(图1),但有关第四纪沉积物成因类型的划分,有些地方还值得商榷。我们认为,从侵蚀与堆积的相关性^[30],从湖盆的形成和地质环境的联系^[26,29]来研究湖区第四纪地层和阐明

* 本文写作期间承蒙罗开富教授和刘建康教授斧正、指教。野外调查期间尚有龚伦杰、黄耀桐两同志参加。文中插图由陈联寿、徐伦虎同志清绘。湖北省地质局、湖北省图书馆和有关城建部门等单位,热情提供资料,谨此一并致谢。

本刊编辑部收到稿件日期:1979年6月28日。

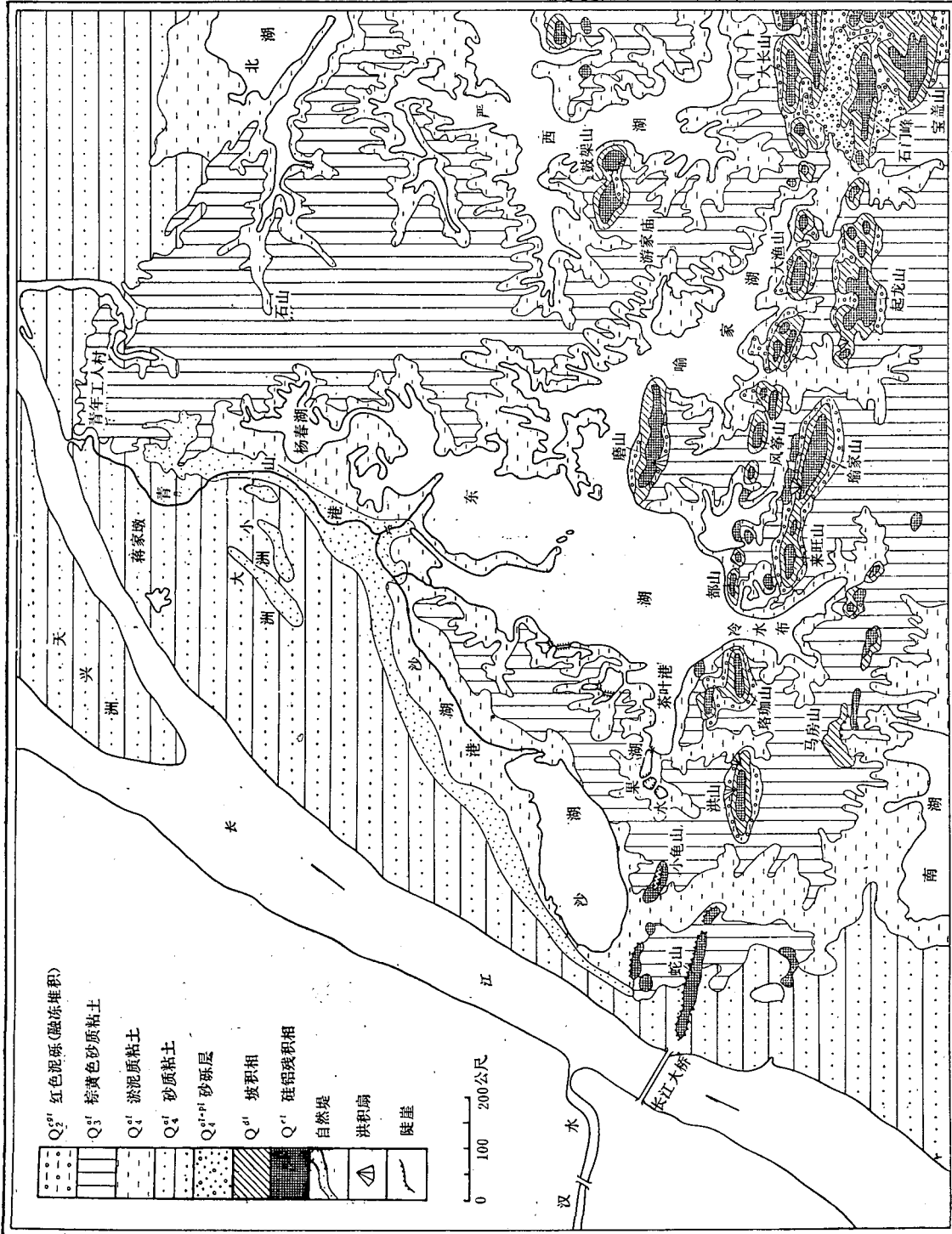


图1 武汉东湖第四纪沉积物分布图

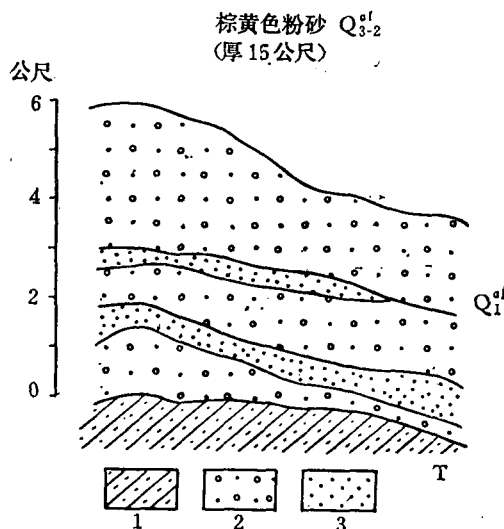
Fig. 1 A distribution map of the Quaternary sediments of Lake Dong Hu

湖区的古地理环境是比较可取的途径。

湖区第四纪地层可划分为：

(一) 下更新统 (Q_1) 砂砾层

出露于湖区东北青山镇武钢第一技工学校操场处(图2)。



1—第三系风化红色砂岩 2—砂砾层 3—砂层

图2 青山技工学校操场陡崖剖面图

Fig. 2 A profile of Quaternary sediments alongside the sports field of Qing Shan Technological School

该处第四系地层如下：

下蜀组 (Q_3)

3. 棕黄色粉砂-砂质粘土层 厚 15 米。

不整合

青山组 (Q_1)

2. 砂砾层 出露于海拔 30 米处, 厚 3 米, 砾石大小以 1—3 厘米、4—6 厘米和 8 厘米为多, 磨圆度 3, 成分为石英岩或石英砂岩。

1. 砾石夹砂层 厚 2.5 米, 砾石大小与上覆砂砾层相若, 最大砾径可达 30 厘米, 磨圆度 2—3, 中夹两层砂层, 呈透镜体状, 厚度由 50 厘米渐变为 20 厘米直至尖灭。

不整合

第三系 (T) 风化砂岩层 呈淡红色、黄色、紫黄色, 为第三系红色细砂岩风化产物。

湖区 Q_1 砂砾层除本处出露外, 还见于东湖北面平原深部, 该砾石层披覆于基岩之上(图3)。本层相当于沿江的宜昌砾石层、九江砾石层和雨花台砾石层。

(二) 中更新统 (Q_2) 红色泥砾层和棕红色粘土

1. 红色泥砾层 主要分布于东湖南面残丘周围, 呈裙状分布, 与残丘以明显的坡折

接触。洪山北麓沿公路开挖的剖面,可见大小混杂的砾石层为棕红色粘土所充填。砾石岩性为石英砂岩,大者 50 厘米,一般 10—15 厘米,小者 4—5 厘米,磨圆度 1—2,呈次稜状,

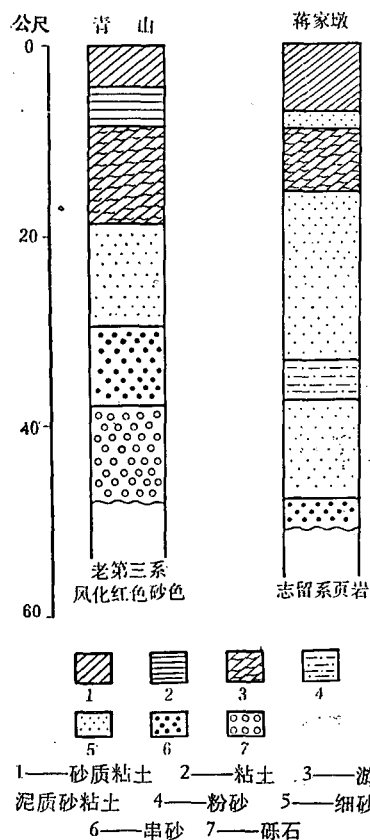


图 3 东湖北面平原钻孔柱状剖面图

Fig. 3 Boring-profile of the plain north to Lake Dong Hu

未发现擦痕。由此往北,棕黄色砂质粘土覆盖于红色粘土和泥砾层之上;再往北,距地表深约 8—10 米处,仍有该泥砾层存在,砾径 3—5 厘米。此泥砾层大约延伸至张家湾附近始消失(图 4)。根据湖区 200 多个钻孔资料及野外考察分析表明:红色泥砾层几乎遍湖区残丘的山麓地带,如洪山、珞珈山、瑜家山等处。这一泥砾层在湖区北面长江冲积平原深处均未发现。

有关长江中下游普遍存在红色泥砾沉积的事实,已为许多地质学者所报道和研究^[1,4,10,11]。他们比较一致地认为:红色泥砾系大姑期冰川堆积,经湿热化而呈红色。有的学者曾经报道在洪山山麓发现冰川擦痕砾石^[4]。我们认为如果以此来解释湖区红色泥砾的成因,就有许多矛盾之处。首先,如果红色泥砾层是冰川沉积的话,那么在湖区应该有较大范围的分布,但事实是,红色泥砾仅限于沿残丘山麓分布,岩性与残丘完全一致,而在湖区北面长江冲积平原深处均未见及,足见其分布的局部性。毫无疑问,湖区残丘高度是无法产生山麓冰川的。其次,如果红色泥砾是冰川沉积的话,那么,其时冰川从何而来?东面的庐山冰川决不能影响及此,西面的鄂西冰川更不能有如此巨大的推动力。从湖区东北方向的大别山,抑或东南方向的幕阜山带来吗?位置似较接近,但大别山是古老的变质岩地区,而幕阜山主要是花岗岩地区,都与泥砾的岩性殊异,足见来源也不在此。

我们认为,此泥砾层的成因类型,应属融冻堆积。红色泥砾的存在,反映了 Q_2 初期,这里气候干冷,物理风化强烈,融冻崩解起着主要作用。石英砂岩崩解形成融冻碎屑,页岩风化成粘土,之后,气候转为湿热,氧化强烈,促进了泥砾红化。而且随着流水作用的加强,岩屑受片状流水的搬运、改造,表现出沉积的分选性。

其实,长江中下游融冻堆积的现象是比较普遍的,有人已经作了报道^[15]。诚然,在世界范围内,特别是北欧和北美地区,有关现代冰缘地貌和冰缘沉积的研究^[21,22,24,25,27,28],都有助于我们认识湖区甚至长江中下游红色泥砾的成因,有利于我们进一步研究这些地区第四纪的冰缘现象。

2. 棕红色粘土和网纹红土 湖区棕红色粘土和网纹红土仅出露于游家庙一带^[14]。钻孔表明(图 5),在棕黄色土下面,普遍存在棕红色粘土。一些钻孔中还可见到棕红粘土下部发育蠕虫状网纹,棕红色粘土与上覆的棕黄土呈不整合接触。据席承藩对湖区游家庙红色粘土层的研究(图 6,表 1),认为该红色粘土层可分为四层,每一层表面色泽较棕红,

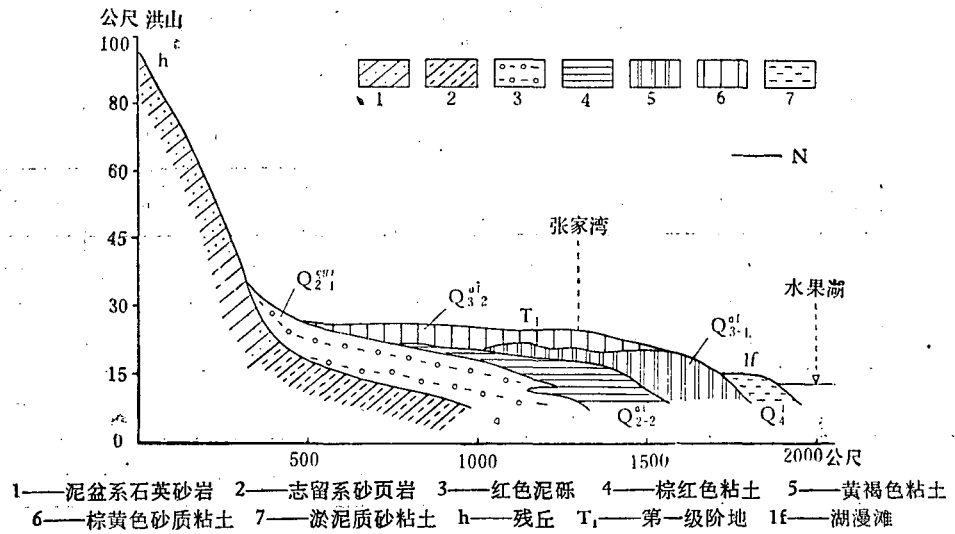


图 4 洪山北麓地貌与第四纪沉积物剖面图

Fig. 4 Profile of geomorphology and Quaternary sediments along the northern slope of Hong Shan Mountain

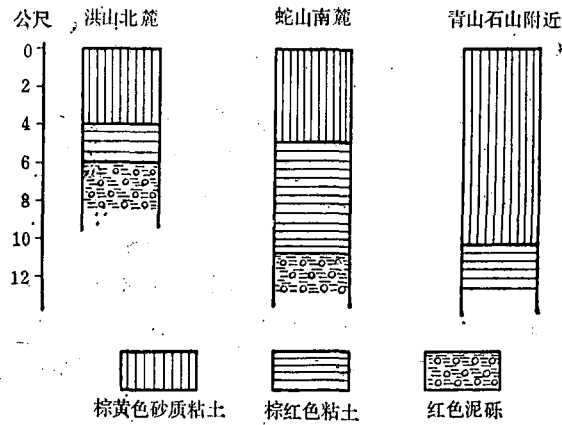


图 5 东湖地区第四纪沉积物钻孔柱状剖面图

Fig. 5 Boring-profile of Quaternary sediments in the watershed of the Lake

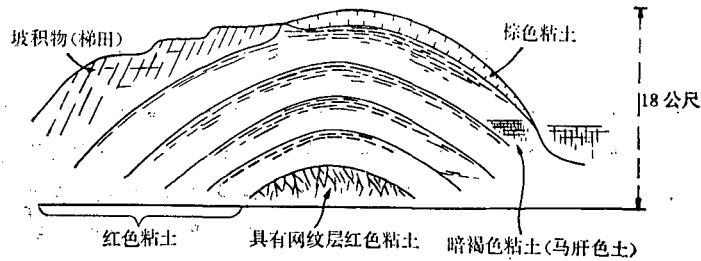


图 6 湖区游家庙第四纪沉积物剖面图

Fig. 6 Profile of Quaternary sediments at You Jia Miao in the watershed of the Lake

表 1 湖区游家庙红色风化壳(红色粘土)全量分析结果 (据席承藩 1965)

Table. 1 Results of total analysis of red weathering crust (red clay)
at You Jiao Maio in the watershed of the Lake

深度 (厘米)	土层	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO+MnO	备注
0—20	表层黄褐色粘土层	76.78	3.20	7.99	1.00	0.106	0.074	2.86	图 6 表层
20—100	有铁锰斑块红色粘土	64.33	6.10	13.71	1.38	0.193	0.062	2.58	图 6 第 2 层
100—180	红色粘土	61.38	7.27	15.22	1.00	0.045	—	2.98	图 6 第 2 层
180—280	红色粘土	62.18	6.33	14.56	1.31	0.077	0.107	2.81	图 6 第 3 层
280—580	红色粘土	61.24	6.80	14.25	1.34	0.063	0.153	2.90	图 6 第 4 层
580—660	红色粘土	59.61	6.74	16.07	0.99	0.045	0.097	2.04	图 6 第 5 层
660—760	红色粘土	62.16	6.14	15.36	1.31	0.114	0.070	2.70	图 6 第 5 层
760	红色网纹粘土	63.03	5.97	15.10	1.20	0.019	0.79	1.56	图 6 第 6 层

逐渐向下,色泽更红,说明每次沉积后均经一定的间隙期,使表层风化情况明显,而且从化学风化程度来看都极相近似,可以设想为近似条件下的富铝化风化产物。这说明在棕红色土形成的过程中,气候的湿热状况有过几次的小波动,而不是一个时期的连续湿热化。从沉积层序和分布的状况看,红色粘土层多见于残丘前缘,覆盖于棕红色泥砾之上,而位于棕黄色粘土之下,可见红色沉积物可划分为上下两部,分属 Q_{2-1} 和 Q_{2-2} ,且红色粘土层为河流相沉积,后经湿热化而呈红色。至于网纹红土,我们认为是棕红色粘土的产物,即其时地下潜水面有一定的变动幅度,在潜水位下,粘土中的硅铝酸盐进行水解作用而形成高岭土网纹。

计算游家庙红色粘土层的硅铝分子比率平均为 2.46 (表 1), 接近于现在中亚热带地区的硅铝比率 (2.3—2.5)。这说明同现在湖区所在的气候带(北亚热带)比较, Q_2 时,我国整个亚热带界线似有北移现象。

(三) 下更新统 (Q_3) 棕黄色土

棕黄色土在湖区分布最广。岩性为粘土、砂质粘土和粉砂。湖区第一、二级阶地(T_1 , T_2) 几乎全为棕黄色土所组成。第一级阶地的岩性多为砂质粘土,个别地方为粉砂,而第二级阶地多为粘土。棕黄色土可分为上、下两部,下部为黄褐色粘土和砂质粘土互层,具铁锰胶膜,有的地方,下部可见白色高岭土网纹(斑纹),同红色粘土网纹比较,数量较少,网纹较细。上部棕黄色粉砂-砂质粘土,其最大特征是不具铁锰胶膜。

这一套地层的厚度明显地受到地形所控制,钻孔表明,在背斜谷地中,谷中央厚度大,两侧较薄。在瑜家山与黄金山间厚 11.20 米,黄金山与铁鸡山间 23 米,珞珈山与马房山

间 15.5 米,洪山与小龟山间 20 米。

棕黄色土在长江中下游地区均有广泛分布。许多学者称之为下蜀粘土。近半个世纪以来,研究者众说纷纭^[1,4,5,7-9,16],有关下蜀粘土的成因,概括各家意见,主要有:风成说(马溶之 1944);以风成为主,伴以坡积、洪积作用(虞志英,梅新安 1960);不同成因说,划分出残积-坡积粘土,风成粘土和长江泛滥粘土(方鸿琪 1961)。关于下蜀粘土层序的划分,则有两分法和三分法之别。前者把下蜀粘土划分为上下两部:下部为棕黄色粘土,具铁锰胶膜和结核;上部为松散的棕黄色亚粘土,其时代分别属于 Q_{3-1} 和 Q_{3-2} (杨怀仁 1960,方鸿琪 1961)。后者把下蜀粘土划分为三层,除上述两层外,又分出棕红色粘土层(下部),时代分别属 Q_{3-1} , Q_{3-2} , Q_{3-3} (夏树芳 1964)。

我们认为,根据棕黄色土同 Q_2 泥砾层,棕红色土的不整合关系,整个棕黄色土分明是代表一个时期的沉积。不应把棕红色土当作下蜀粘土的下部。以两分法为宜。湖区棕黄色土的成因,我们认为是冲积河漫滩相。这是因为,就岩性言,由砂质粘土与粘土所组成的韵律性重复,显示了冲积物多次泛滥沉积的特性。就下蜀粘土分布的广泛性来说,如果不是长江及其支流沉积的话,则难以解释这种现象。棕黄色土沿背斜谷分布,中间厚、两侧薄,正好说明系长江泛滥的结果。

(四) 全新统河、湖相和洪积-冲积相沉积

在湖区主要是东湖的湖相沉积和东湖北面平原地区的冲积层。洪积-冲积相见于石门峰一带。

通过对湖区地貌的分析和第四纪地层的划分以及成因类型的讨论,可以概略地勾划出湖区第四纪以来地貌和气候变迁的轮廓:

燕山运动时,由于受到南北向挤压力的作用,使湖区古、中生代地层发生褶皱,形成东西走向的背斜和向斜,伴之发生 NE—SW 向断裂。由于岩性的差异,侵蚀能力的不同,出现了地形与构造的倒置现象,基本奠定了湖区的地貌骨架。中新世时,经过长期的剥蚀,形成如今残丘顶面的剥夷面。早更新世,长江流水作用加强,长江从上游带来了大量碎屑物质,在湖区沉积了青山砾石层和如今埋藏于平原 40 米深处的砂砾层,其层位应相当于沿长江出露的九江砾石层,安庆砾石层和雨花台砾石层。中更新世时气候干冷,融冻崩解作用进行强烈,在现今的残丘前缘,形成融冻堆积,后经流水搬运而具分选性。在背斜谷即沉积了长江粘土质冲积层,而在湖北平原区则沉积了河床相中砂层。到了晚中更新世,气候逐渐湿热,融冻泥砾和冲积层也逐渐红化。这一时期,湿热时间长,湿热状况虽有过四次小波动,但总的化学风化条件相似,其程度类同于如今的中亚热带地区,其时,红壤化界线北移至北纬 42° 左右^[17],晚更新世时,气候又复趋干冷,地壳和缓下降,长江中下游广泛沉积了下蜀粘土,湖区亦然,其时红壤化界线逐渐南移至北纬 30° 左右^[17],表明了炎热气候带的南移,湖区正位于北纬 32° 偏北处,刚好是北方干冷气候与南方湿热气候的过渡地带,因而在 Q_{3-1} 地层中呈现出黄褐色和具铁锰胶膜。其时,长江河口曾经发生海退¹⁾,长江刷深河槽,形成湖区第二级阶地 (T_2)。晚更新世末,发生海进,侵蚀基准抬升,湖区沉积了河流相的粉砂-砂质粘土。进入全新世时又发生海退¹⁾,形成湖区第一级阶地。

1) 同济大学海洋地质系, 1978。论上海地区的第四纪海侵。打印稿。

长江中下游第一、二级阶地普遍存在,正是由于受到侵蚀基准变化的影响。全新世以来,湖区阶地被分割成为波状起伏的岗地。

在东湖北面平原地区,整个第四纪趋于和缓下降,由于下降幅度为沉积物所补偿,因而未能出现巨大的凹陷湖泊。从沉积物由粗变细来看(图3),反映了第四纪以来长江水量总的趋势似是逐渐减少。全新世初期,由于长江多次泛滥,东湖北面形成了自然堤,拦截自湖区残丘和阶地入注长江的水流,遂雍塞而形成今天的东湖。

三、东湖的成因

有关东湖的成因,以往研究者说法颇多,有的认为“系由断破裂而成”^[18];有的指出,江汉平原一系列湖泊系从统一的古云梦泽分隔开来^[4];有的提出,“南东湖是断裂湖,而北东湖即为雍塞湖”^[19]。我们认为东湖是一个雍塞湖,其理由如次:

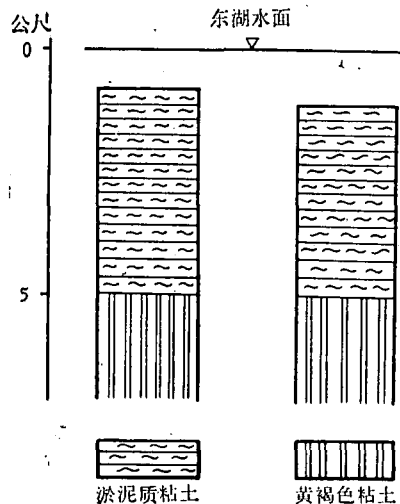


图7 东湖湖盆钻孔柱状剖面图

Fig. 7 Boring-profile of the basin of lake Dong Hu

1. 东湖北面有一断续相连,长达10公里的自然堤存在(图1)。

2. 自然堤南边,湖盆底质为淤泥质粘土层,厚4米覆盖于具铁锰结核的黄褐色粘土层之上(图7),这说明自然堤以南的东湖,并非原先长江河床的所在,东湖并非长江的残留部分,而是先有“堤”,后有湖。

3. 东湖湖汉茶叶港,冷水布,瑜家湖,均有长条形洼地与之相连,谷形依稀可见,足见今日的湖汉,就是早先的小河。湖盆四周,湖汉发育,切割于阶地中,这反映了成湖之前众多沟谷的存在。纵观地貌轮廓,其时似以三小河为主体,周围沟谷为支脉,形成一脉状水流的格局入注长江。一旦长江泛滥,形成自然堤,堵截流水,便在自然堤南洼地储水成湖。由于侵蚀基准抬高了,致使小河变为溺谷。

4. 东湖是一浅盆地,自北而南平均倾斜度 $\text{tg}\alpha$ 为 0.0053, 足见东湖并不是南为断层湖,北为雍塞湖,而应该是同一成因的。

5. 长江流经湖北江段,沿江两岸有不少湖泊,靠江岸线与江平行,且有小河汇注入湖,这些现象反映了沿江自然堤的存在。这又是一个有力的佐证。

东湖既是一个雍塞湖,成湖时代当在自然堤和黄褐色粘土形成之后,应是全新世初期形成的。

东湖形成之后,经历长期变化而成为今天的面貌,总的趋势是湖盆逐渐缩小,淤浅。据江夏县志记载,清同治八年(公元1870年),东湖与沙湖连通,由郭郑湖、余家湖、白洋湖和沙湖四个子湖所组成,如今余家湖已淤没,白洋湖束窄成一小港,各白洋河(即今之沙湖港),东沙湖业已隔开。据地形图量算结果,从1916年到1953年,东湖面积已缩小6平方公里,足见东湖淤积之剧。如今的东湖,由于湖盆北面为砂质粘土岸易受冲刷,南面迫临残丘,多为石质岸,因而北岸淤积比南岸快。现在,由于人为控制了水位,遂使淤积趋于和缓。

四、古云梦泽问题

东湖地处江汉平原东缘,是江汉湖群中的湖泊之一,类似东湖的雍塞湖,沿江比比皆是,如洪湖、白潭湖、张渡湖等,其成湖期较晚(全新世),这说明现在江汉平原的湖泊,绝非是统一古湖的残留体。但据史书记载和某些学者的研究,却认为江汉平原曾经是汪洋一片的古湖,有人甚至推断,古湖曾踰(长)江连贯洞庭,组成统一的云梦泽。可见以往关于古云梦泽的范围位置,说法不一,至于云梦泽的时代,更是众说纷纭,莫衷一是。有的说是地质历史(Q_2, Q_4)的事件,有的说是从 Q_4 以来,延续至历史时期才逐渐缩小的。笔者曾于 1964 年对古云梦泽的存在提出过质疑¹⁾。古云梦泽的存在与否,涉及到江汉、洞庭两盆地的发育历史和水系变迁,对于解释这个地区地球化学景观的特性,以及开发利用水资源和地下资源都有着密切的关系,因此,在讨论东湖湖泊地质的同时,再谈谈我们的一些不成熟的看法。

研究表明,白垩纪末,早第三纪初,长江已从四川盆地贯通三峡地区,切割成大河,流向三峡以东^[20]。而江汉盆地和洞庭盆地也是这一时期形成的两个互相隔开的断陷盆地^[10]。长江从四川盆地东来,必然夺江汉盆地低洼之处流动,就是说其时长江已经在江汉盆地中发育。盆地中未见三峡以西陆源物质的堆积,说明这一时期长江已贯通盆地东去。如果说第四纪以来,曾经有过统一的古云梦泽,那么当时长江流经何处?是绕过盆地东流,抑或成为湖谷河?前者显然不可能,后者倘能成立,又是什么力量使敞开的盆地被封闭,随后又被切开呢?有人指出^[10], Q_1 时江汉、洞庭连成一片,广泛发育湖相沉积, Q_2 时由于气候潮湿,水量增加,切开了汉水盆地东缘的黄石分水岭,使湖水排干,长江东去。这一说法,最大的矛盾在于流水既能切穿分水岭,当应有峡峡谷形态存在,黄石以东哪有峡谷段²⁾?至于说江汉、洞庭两盆地在 Q_1 时连通一气是缺乏充分的地层学证据的。研究表明³⁾,这两个盆地之间的华容地区是一个古老的剥蚀区,第四纪以来呈拱形隆起,有力地证明江汉与洞庭之间是两个各自独立的盆地。

Q_1 时是不是有广泛的湖相发育呢?至少江汉盆地不是这样。据湖北省水文地质大队和长春地质学院的调查,孝感一带第四纪的沉积物中并没有湖相沉积,而是一套河流相的沉积(图 8)。其中,埋藏深度在 29.13 米以下的粘土与砂砾混合层,在皂市、天门、城关、云梦、长江埠一带的钻孔剖面中也可见到。按层位对比,该层似属 Q_1 时的沉积。调查还表明,汉水以北,京广铁路以西,皂市

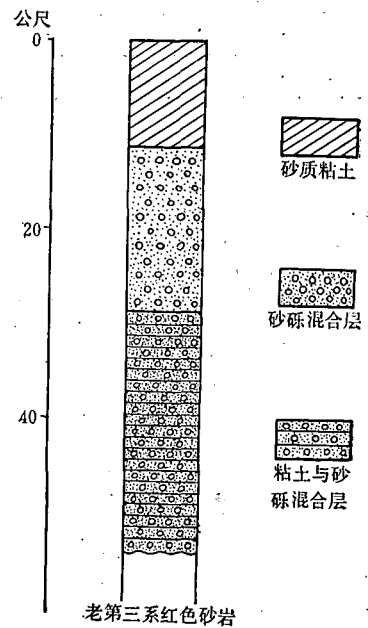


图 8 孝感地区钻孔柱状剖面图

Fig. 8 Boring-profile of Xiao Gan District, Hubei province

1) 蔡述明, 1964。古云梦泽的疑难。曾在 1964 年湖北省地理学会年会上宣读过。(待刊稿)

2) 罗开富, 1978。自然堤和伴生的湖。打印稿。

3) 周国琪等, 1978。洞庭湖及其外围地区的第四纪地层与新构造运动。打印稿。

一天门城关以东,砾石主要成分来自大别山区变质岩系中的石英脉碎屑。还有来自大洪山区的燧石、砂质页岩、砂质灰岩和石英砂岩,它们是经由大富水、漳水、涇水、环水、府河带来的。这说明 Q_1 时统一的云梦泽是不存在的。

在这里,我们有必要弄清一些概念,江汉、洞庭是两个构造盆地,但构造盆地不等于就一定形成湖,即使形成了湖也不一定就充满整个构造盆地。盆地是老的,湖却可能是新的。只要有低洼之地和有水汇入便可成湖。因此盆地里的湖可能是分散的。不能因为在若干地区发现湖相层,就推论有一个统一的古云梦泽存在。

Q_4 时是否有统一的古云梦泽呢?如果有,更难于解释长江的去向。长江两岸广泛发育着比高 10—15 米的两级阶地,时代分属 Q_3, Q_4 , 说明其时长江还是好端端地在盆地内流着。如今江汉盆地上众多的湖泊,很大一部分也同东湖一样,是雍塞而成的,它们连同废弃河道和洼地湖,构成江汉平原上的千湖泽国,有力地说明 Q_4 时统一的古云梦泽也是不存在的。

我们认为,史书记载的古云梦泽,实际上应该是这些湖泊变迁的记述。盖因其时交通条件和地理知识的局限,把众多的湖泊错认为统一古湖的存在,这反映在它们的记述中都十分简单笼统,地名、里程说法各异。诚然,如果能从现代地貌学、水文学和地层学的观点来整理这些古籍资料,对于认识历史时期江汉平原湖泊的演变过程,了解江汉平原开发的历史却是十分有意义的。

江汉盆地第四纪以来的发育过程,也就是汉江三角洲的发育过程,阐明这一演变程序,古云梦泽的问题也就会得到澄清。这将在另文中加以讨论。

参 考 文 献

- [1] 方鸿琪, 1961. 长江下游地区第四纪沉积. 地质学报 41(3—4): 354—366.
- [2] 朱显谟, 1958. 关于黄土层中红层问题的讨论. 中国第四纪研究 1(1): 74—82.
- [3] 任美镛, 杨成, 1957. 湘江流域某些地貌和第四纪地质问题. 地理学报 23(4): 359—378.
- [4] 杨怀仁, 陈钦奎等, 1960. 长江中下游(宜昌—南京)地貌与第四纪地质. 1960年全国地理学术会议论文集(地貌). 科学出版社, 6—44页.
- [5] 马溶之, 1958. 对第四纪地层的成因类型和中国第四纪古地理环境的几点意见. 中国第四纪研究 1(1): 70—73.
- [6] 熊毅, 1952. 由更新统沉积物的胶体矿物分析试论第四纪气候. 地质学报 32(1—2): 26—41.
- [7] 宋达泉, 1950. 南京地区下蜀系古土壤学研究. 中国土壤学会会志 1(3—4).
- [8] 虞志英, 梅新安, 1960. 长江三角洲第四纪地质与新构造运动. 1960年全国地理学术会议论文集(地貌). 科学出版社, 80—95页.
- [9] 夏树芳, 1964. 南京地区新构造运动. 地质论评 22(5): 357—363.
- [10] 黄第藩等, 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): 392—422.
- [11] 李四光, 1947. 冰期之庐山. 前国立中央研究院地质研究所专刊乙种第2号.
- [12] 黄第藩, 杨世倬, 1964. 长江中下游新的有关冰川遗迹的纪录. 科学通报 1964(6): 544—547.
- [13] 裴文中, 周明镇, 1960. 中国的新生界. 1959年全国地层会议学术报告汇编. 科学出版社.
- [14] 席承藩, 1965. 关于中国红色风化壳的几个问题. 中国第四纪研究 4(2): 42—54.
- [15] 杨怀仁, 杨森源, 1958. 长江下游第四纪冰缘现象. 中国第四纪研究 1(2): 141—153.
- [16] 马溶之, 1944. 中国黄土之生成. 地质论评 9(3—4): 207—224.
- [17] 刘东生等, 1964. 中国第四纪沉积物区域分布特征的探讨. 第四纪地质问题. 中国科学院地质研究所集刊. 科学出版社, 1—44页.
- [18] 俞建章, 郭鸿俊, 1948. 武汉三镇地质志略. 前国立中央研究院地质研究所丛刊 8: 173—179.
- [19] 吴保禄, 1963. 东湖的成因. 武汉晚报. 3月25日第三版.
- [20] 沈玉昌, 1965. 长江上游河谷地貌(中国科学院地理研究所编辑). 科学出版社, 154—160页.
- [21] Alfred, J., 1957. Some periglacial problem in Poland. *Biuletyn Peryglacialny. Poland* 4:

- 164—184.
- [22] Black, R. F., 1966. Comments on periglacial terminology. *Biuletyn Peryglacialny, Łódź* 15: 329—333.
- [23] Clark, M., 1976. A sedimentological pattern recognition problem. Proc. 9th Intern. Congr. Sediment. Nice, France. pp. 121—137.
- [24] Dylík, J., 1965. Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. (Translated by M. Abramowice). *Bull. de la Societe des Sciences et des Lettres de Łódź* pp. 1—28.
- [25] Kirk, K., 1946. The study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *J. Sci. Amer.* 244(9): 622—642.
- [26] Kukkonen, E., 1973. Sedimentation and typological development in the basin of the lake Lohjanjärvi, South Finland. *Bull. Geol. Surv. Finland.* 261: 5—67.
- [27] Pinlainen, J. A. and G. H. Johnston, 1963. Field description of permafrost. Proc. 1st Canadian Conf. Permafrost, Ottawa. pp. 156—158.
- [28] Repo, R., 1964. Observations on the Jyväskylä ice marginal formation in central Finland. *Bull. de la comission géologique de Finlande* 215: 147—162.
- [29] Terasmae, J. Karrow, P. E. and A. Dreimanis, 1972. Quaternary stratigraphy and geomorphology of the eastern Great Lakes region of southern Ontario. Excursion, A 42. 24th Intern. Congr. Geol. Montreal, Quebec. pp. 1—75.
- [30] Termier, H. and G. Termier, 1963. Erosion and Sedimentation. (Translated by D. W., and E. E. Humphries). London, pp. 172—177; 335—350.
- [31] Twenhofel, W. H., 1961. Colors of sediments. in: *Treatise on sedimentation*. New York, pp. 769—782.

STUDY ON LAKE GEOLOGY (QUATERNARY PERIOD) OF LAKE DONG HU, WUHAN, HUBEI PROVINCE, CHINA

— WITH COMMENTS ON ITS FORMATION AND ON ANCIENT YUN MENG SWAMP

Cai Shuming and Guan Zihe

(*Institute of Hydrobiology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

The Lake Dong Hu (East Lake) of Wuhan is on the northeastern outskirts of Wuchang District. It has a surface area of 27.9 km² and average depth of water of 2.21 m when its water level is 20.5 m above sea level, and a drainage basin of 187 km². It is a typical shallow lake in the middle and lower basins of Chang Jiang River (Yangtze River).

Field geological investigations and comparison of the 200 boring-profiles of the Lake Dong Hu watershed enable the authors to come to the following conclusions:

(1) Quaternary deposits of the watershed can be subdivided into four formations in ascending order. The lowermost formation is composed of pebble and fine sand of lower Pleistocene. The second formation is composed of frosteracking and melt-water sediments as well as fluvial sediments of middle Pleistocene. Component of the former is red boulder-clay; that of the latter is red clay. These sediments reflect the humid-hot climatic condition. The third formation is fluvial sediments

with brownish-yellow sand clay of upper Pleistocene. The presence of the sand clay indicates that climate was turning dry and cold. Accumulational terrace of the Lake Dong Hu watershed was made up of this material. The fourth formation contains fluvio-lacustrine sediments of Holocene.

Like other catchment basins of Chang Jiang River, changes of sediment's color in the Lake Dong Hu watershed show that the demarcation line of northern subtropical climatic zone was gradually shifting from the north to the south in the Quaternary period.

(2) The Lake Dong Hu is a dammed lake. During the course of field investigation, the authors noticed the presence of a natural levee of about 10 km in length and 2—3 m in height between the lake and the plain. It obstructed the mouths of small tributaries flowing into Chang Jiang River and eventually led to the formation of the Lake. Based on the oozy lacustrine sediments on top of the brownish-yellow clay, it may be concluded that the Lake Dong Hu was formed by the end of upper Pleistocene or early Holocene.

(3) Since dammed lakes scatter here and there on the Jiang-Han plain (alluvial plain of Chang Jiang and Han-Shui Rivers), especially along either bank of Chang Jiang River in this region, the authors consider that the so-called ancient Yun Meng swamp, which was supposed to be merging even with the Lake Dongting Hu (Tungting Lake), had never existed.