

# 巢湖形成演变与现代沉积作用\*

张琛 孙顺才\*\*

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 210008)

**提要** 通过地质调查, 钻孔样品分析及历史资料对比, 得出: 1. 巢湖位于在中新生代形成的巢湖断陷盆地南部, 形成于更新世发育的河谷平原上, 由于全新世受气候及相应海平面变化和长江河道演变等三者共同影响而积水成湖。成湖历史大约 2000 年左右, 属河成型浅水湖。2. 湖底沉积物平均中值粒径 5-6 $\phi$ , 并形成有三角洲沉积, 开阔湖沉积等五种沉积类型, 东、西、中三湖区的沉积速率分别为 0.21, 0.37, 0.14cm/a, 全湖年淤积总量为  $93 \times 10^4 \text{t/a}$ 。3. 湖泊污染加重起始于 70 年代, 磷除来自外源外, 内负荷引起的释放量达 220.56t/a, 这对巢湖富营养化亦有着重要的影响。

**关键词** 形成演变 现代沉积 水土界面 巢湖

巢湖是我国长江中下游五大淡水湖之一, 水域面积约 800km<sup>2</sup>, 储水量达  $17.7 \times 10^8 \text{m}^3$ , 是合肥市及周围数百万人的重要水源地, 也是安徽省重要的农业、渔业生产基地。

对于巢湖的形成演变及其沉积作用, 不少学者已作过论述, 有的认为是一个构造湖<sup>①</sup>, 即在构造盆地基础上充水成湖, 它的历史至少在更新世或更早时期, 也有认为是形成于晚更新世末, 即 10000 年以前<sup>②</sup>。近年来有些学者曾提出<sup>③</sup>, 巢湖现代沉积速率接近 2-3cm/a, 要不了 200 年将消亡, 因而引起人们的关注。本文对巢湖的形成演化、现代沉积速率及湖泊富营养化过程中营养盐类的来源、沉积与释放量及其对富营养化的影响作了初步研究, 对湖泊地质、地貌也作了调查研究, 在野外工作中, 先后在湖中 34 个点位上采集底质样品及打浅钻采柱状样品进行测定分析, 现将初步认识提供如下。

## 一、湖泊的形成与演变

巢湖位于巢湖盆地之中, 盆地北起吴山至章广集江淮分水岭, 南到大别山北麓, 西至六安, 东达江淮褶皱山地。郯庐断裂带呈北东——南西向穿过盆地, 直至江西九江。由于受到深断裂带影响, 盆地内大小断层纵横交错(图 1)。除北东方向断裂外, 还包括有北西方向断裂。因而使盆地和湖泊形态具有呈两菱形相交的形态。

湖区出露的地层: 东部及南部为古生代地层, 包括震旦纪砂页岩, 含磷矿, 南部为石

\* “七五”攻关课题(756002015)。

\*\* 本项工作曾得到屠清瑛、顾丁锡同志的指导, 韩晓钟、隋桂荣同志协同工作, 在此深表感谢。

① 马武华等, 巢湖、石臼湖、丹阳湖底质初步研究, 1963。

② 文汇报, 救救巢湖, 1984.4。

炭、二迭系石灰岩, 中西部为中生代砂砾岩及火山凝灰岩等。第四纪沉积物覆盖在基岩上。根据湖区钻孔资料<sup>(1)</sup>, 第四系中、下更新统以河流沉积为主, 包括两侧山地边缘的山前洪积物、残坡积物等。至晚更新世时, 整个盆地及周围为黄土复盖。对湖底部大范围内所打浅钻表明, 在湖底现代淤泥层之下, 均为坚硬的黄土质组成, 中部则有一条宽广的河道自西而东穿过湖底。因此至晚更世未及全新世初期, 整个盆地在地形上四周为山地环抱, 中部则为一宽广的黄土所复盖的冲积平原。据<sup>14</sup>C测定, 黄土年代为 10000 年左右<sup>(2)</sup>, 这就是说, 在全新世早期巢湖盆地中部乃是一个河谷冲积平原区, 此时尚无湖泊, 也没有发现有早期湖相沉积物和古湖泊痕迹。

现在巢湖呈东西长条状, 湖泊长 54.5km, 均宽 15.1km, 最大宽 21.0km, 湖岸线总长 184.66km, 湖泊发育系数 1.8, 平均水深 3m, 最大水深 5m, 是一个浅水湖泊。主要入湖河流有杭埠河、南淝河、拓皋河、白石山河、派河等, 通过湖泊东部的裕溪河注入长江。年迳流量  $48 \times 10^8 \text{m}^3$ , 交换系数 2.7, 即巢湖为一典型的吞吐型湖泊, 湖水每年可得到更新。

从方志记载中可进行考证其形成年代, 如嘉庆合肥县志载:“巢一作巢又作焦 以音通 本古历阳之都 亦古巢国之地 淮南子云 一夕反而为湖”“汉无巢湖名, 后汉明帝纪云, 巢湖出黄金得名……”, 忠庙志也记载, 巢湖过去为巢州(焦县)所在地, 一日大水猛涨, 水淹巢州城, 从而形成巢湖。民间对巢湖的传说及故事很多, 如“长庐州, 陷巢湖”等。这些材料都说明它的形成时间并不长, 是形成于历史时期, 据地方志中查询汉代时尚无湖泊记载, 汉代以后才出现, 其形成时代应在汉代以后, 距今约 2000 年的历史, 史料中记载曾为洪水泛滥淹没成湖。巢湖原是古历阳城和古巢州城址所在地。

根据对湖底所打的大量浅钻资料, 在湖底坚硬的黄土层中发现有较多淋溶形成的铁锰结核, 湖底中部有埋藏河道自西向东穿过, 与现代湖泊出口裕溪河相连。湖底黄土层之上的淤泥厚度一般在 20-30cm 以内, 淤泥层下部还见有大量河滩地环境的现代螺壳。表明巢湖形成前这里原是一个河流穿过的冲积平原区, 湖水直接复盖在冲积平原上。这与历史记载, 河水扩展泛滥成湖是较吻合的。

对于巢湖的形成, 可从两个方面来推论。一是气候变化引起的洪水泛滥, 巢湖汇集了 33 条大小河流入湖, 而出口仅一条, 历史上曾有洪水淹没的多次记载<sup>①</sup>; 另一是自全新世以来, 随着气候变化, 冷暖交替, 东部海平面也经历了数次海浸与海退, 巢湖地处长江下游, 距河口不远, 海面波动, 长江口位置的变化, 是巢湖积水成湖的重要因素。

据考证<sup>(4)</sup>, 两千年前长江口类似于现今之钱塘江口, 江口顶端在扬州、镇江一带。每当大潮, 海潮上溯形成涌潮, 历史上称为“广陵潮”, 潮波影响范围极大, 在 1600 年前的晋

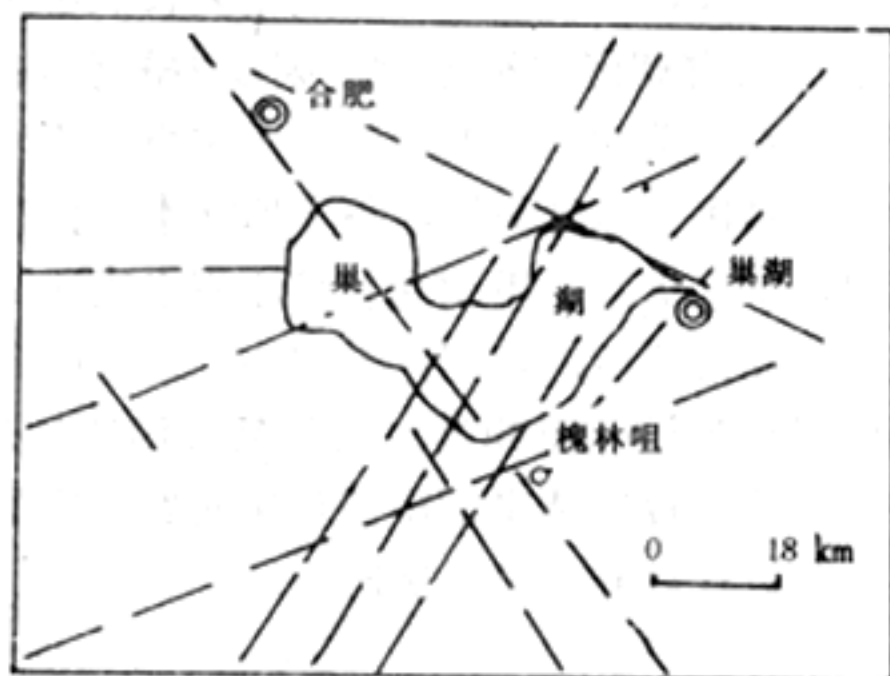


图 1. 巢湖地区断裂构造

Fig.1 Fault structure of Chaohu Lake area  
(据 1:20 万合肥幅地质报告修改)

①徐近之, 安徽气候历史记载初步整理, 1976, .

朝时，湖区界在九江附近，而现今湖区界已下移至扬州附近。因此可设想长江水位涨落直接影响巢湖排泄。

据近代巢湖建闸前水位动态资料可知，汛期巢湖水位低于长江水位，如长江芜湖段每年高水位时达 12.8—13.8m，而巢湖同期高水位为 9—10m，因而汛期发生猛烈倒灌。年倒灌天数达半月之久，倒灌水量约  $13.8 \times 10^8 m^3$ ，占巢湖总容积的 78% 以上。全新世早、中期的高海面时，长江水位抬升，必然增大长江水倒灌量，阻止巢湖盆地排泄入江。同时大量泥沙在江水进入巢湖河谷平原时，因动力的衰降而沉积于东关至巢县河段，使沙洲增长，河道束窄。江水下落时，巢湖平原河水位也下落，但因排泄不畅，泥沙同样暂存于巢县至东关河道中。正是因为这种巢湖河谷平原河水与长江水相互的沉积作用和促淤过程，使河道束窄排洪雍阻，洪水极易于巢湖河谷平原积水成湖。从历史记载看，最终成湖不过 2000 年的历史。

巢湖形成后，范围并未缩小，且有逐步扩大的趋势。从现今调查来看，盆地中并未发现湖区以外的湖相沉积层。解放后巢湖闸的建立，抬高了其水位，湖滩地也被淹，有近 60% 的湖岸成为侵蚀陡岸。岸带陡崖随处可见由于岸线受侵蚀退后而一半立于湖岸上，一半崩塌入湖的近代废弃砖窑、民房等。

## 二、现代湖泊沉积

### 1. 沉积特征及类型

巢湖为一宽浅湖泊，按形态通常划分为东西两大湖区。湖水受风的作用强烈，在东南风过境时，风的吹程长近 40km，从而湖面浪大。在 7—8m/s 的风速作用下，底流速度可达 8—10cm/s，湖滨侵蚀强烈。由于巢湖是一吞吐型湖泊，各支流入湖总水量通过巢湖排往长江，每年迳流量最高达  $78 \times 10^8 m^3$ ，而巢湖容积仅有  $17.7 \times 10^8 m^3$ ，湖水更新系数为 2.7，即每年可更新近 3 次。在这种条件下，整个湖区为一大的吞吐流带，很少有静水沉积区，并在湖泊中部从西至东，在老河道的基础上形成了一条类似于河道型沉积带。

根据对湖底表层 34 个采样点的样品分析，除北岸和东南沿岸地带为砂砾石分布外，其他湖滨地区主要是粉细砂，而湖泊中部则为粉砂质淤泥。沉积物粒度组分中，粉砂含量 50—60%，粘粒 10—40%，中值粒径 5—6Φ (图 2 和图 3)。总体上悬移质比例大，达 40—60%，悬移与跃移质粒度界线多在 6—7Φ，反映风浪扰动强烈，湖水混浊，



图 2. 巢湖表层沉积物中值粒径分布图(Φ)  
Fig.2 Distribution of mid-size of grain (Φ) in surface sediment of Chaohu Lake



图 3. 巢湖沉积物 6—8 Φ 粉砂含量分布图  
Fig.3 Silt Size from 6—8 Φ distribution (%)

湖水平均动量大。

根据沉积物分布及沉积结构特征, 可划分出五种沉积类型: 河口三角洲沉积、滨湖沉积、开阔湖沉积、闸下堆积及湖底水道沉积。

三角洲沉积仅限于几条大的人湖河口, 如杭埠河口、丰乐河口、南淝河口、派河口等。杭埠河位于巢湖西南, 源自山地来水, 同时携带大量泥沙入湖, 且多为细砂及粗粉砂。从而河口不断向前推进, 形成河流作用为主的河控建设型三角洲。河口沙坝淤涨, 形成分汊河道, 现在河口部分沙洲已被围垦而固定。南淝河、派河位于湖西北, 处于东南季风的迎风面, 受风浪作用强烈, 河水来自平原, 枯水季节水量极少, 泥沙量少, 粒细、多为悬移质, 形成以浪控为主的破坏型三角洲。由于形成时代新, 河口地形平坦, 以至巢湖三角洲发育不完整。

## 2. 沉积速率及现代沉积过程

运用 $^{210}\text{Pb}$ 方法对巢湖5个点的样品进行了沉积速率测定, 这5个点分别位于湖泊的东、中、西三个地区, 因此分为三片分别计算出平均沉积速率如表1。各湖区沉积速率在不

表 1. 巢湖泥砂及元素沉积通量

Tab.1 Sediment flux of material and elements in Chaohu Lake

湖区	时期	沉积速率 (cm/a)	泥沙沉积通量 (t/a.km <sup>2</sup> )	平均含量(%)			沉积通量(t/a.km <sup>2</sup> )			沉积物容重 (g/cm <sup>3</sup> )
				C	N	P	C	N	P	
东区	平均	0.21	1522.5	0.75	0.081	0.059	11.42	1.23	0.90	1.53
	1960-1980	0.12	630.0	0.73	0.104	0.058	4.59	0.65	0.36	
	1960以前	0.41	2152.5	0.78	0.079	0.059	16.78	1.70	1.27	
中区	平均	0.14	1015.0	0.23	0.018	0.023	2.33	0.18	0.23	1.4
	1960-1980	0.08	420.2	0.22	0.017	0.024	0.92	0.07	0.10	
	1960以前	0.20	1450.0	0.23	0.18	0.023	3.33	2.61	0.33	
西区	平均	0.37	2682.5	1.39	0.08	0.054	37.28	2.14	1.45	1.6
	1960-1980	0.46	2415.0	1.95	0.11	0.065	43.09	2.65	1.57	
	1960以前	0.28	2030.0	1.32	0.08	0.053	26.79	1.62	1.07	

同时期有很大差别, 这些变化与巢湖自然环境的演化、人为因素的干扰有密切关系。1960年巢湖闸的建立, 在一定程度上改变了其自然状况。从图4可以看出, 东西湖区对此项工程的反应是不一致的。东湖区建闸前沉积速率为  $0.41\text{cm/a}$ , 建闸后为  $0.21\text{cm/a}$ 。这种变化是因为江水倒灌量减少, 而这一区域在建闸前主要的泥沙来源是长江泥沙。中部与东部相似

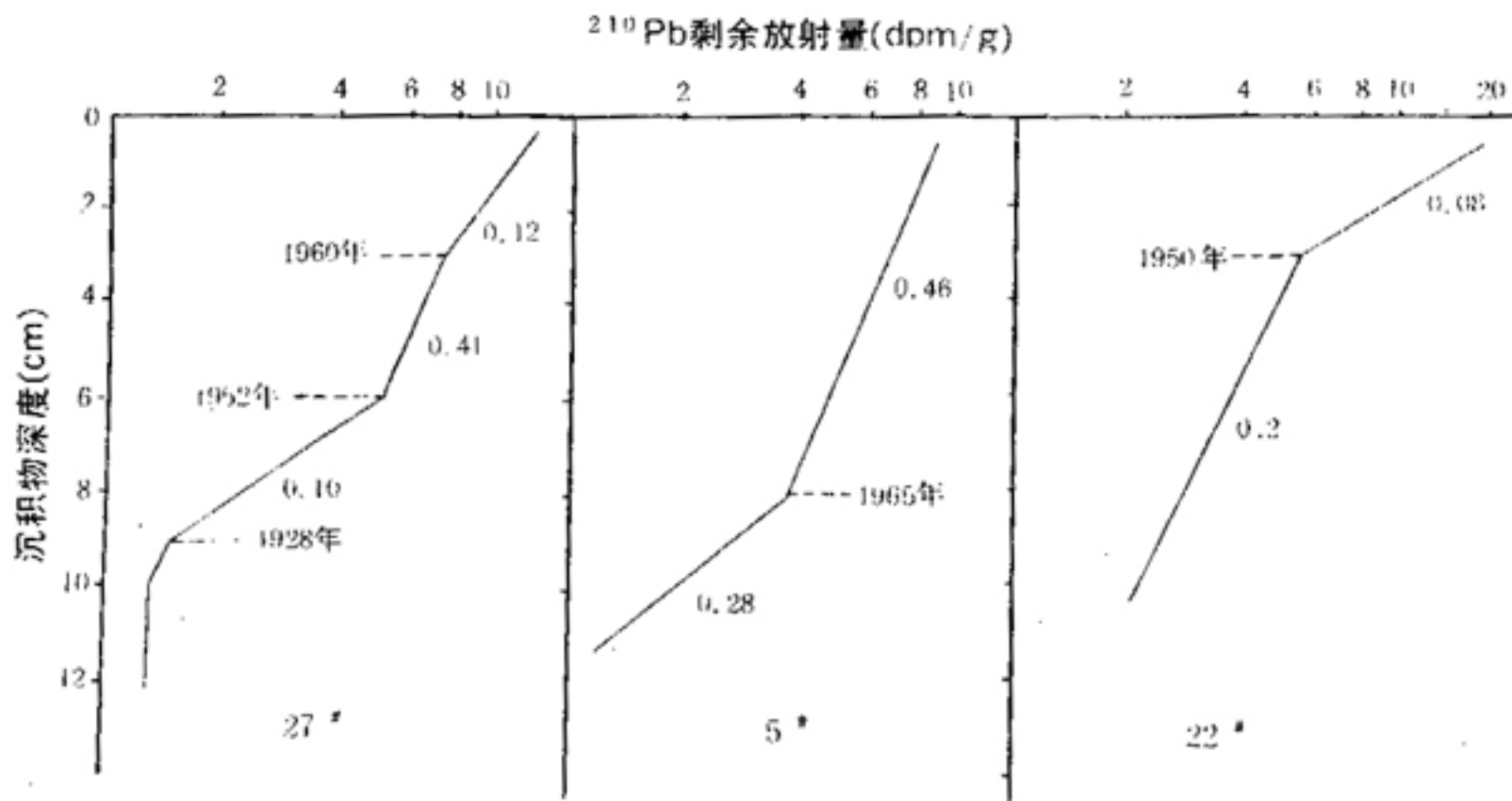


图4. 不同点位 $^{210}\text{Pb}$ 曲线 ( $\text{cm/a}$ ) (27#, 5#, 22#, 分别代表东, 西, 中部湖区)

Fig.4  $^{210}\text{Pb}$  Dating result ( $\text{cm/a}$ ) (27#, 5# and 22# represent western, middle and eastern parts of the lake)

, 西湖区则相反。建闸前  $0.28\text{cm/a}$ , 建闸后  $0.46\text{cm/a}$ , 一方面是由湖水位抬升, 另一方面由于近年来上游地区水土流失加重, 河流来沙量增大, 造成这种速率增大的情形。

按沉积速率计算, 东湖区现代沉积通量为  $1.52 \times 10^3\text{t/a} \cdot \text{km}^2$ , 总沉积量为  $1.7 \times 10^5\text{t/a}$ 。西湖区通量  $2.68 \times 10^3\text{t/a} \cdot \text{km}^2$ , 总沉积量  $6.5 \times 10^5\text{t/a}$ 。中部通量和总沉积量分别为  $1.0 \times 10^3\text{t/a} \cdot \text{km}^2$ ,  $1.13 \times 10^5\text{t/a}$ 。这样全湖每年淤积泥沙约  $9.35 \times 10^5\text{t}$ 。

按照各湖区不同时期的有机 C、总 N、总 P 浓度进行计算得湖泊沉积物中营养盐类沉积通量如表 1, 全湖年均沉积有机 C 为  $10539.5\text{t}$ , 总 N 为  $2649.76\text{t}$ , 总 P 为  $903.98\text{t}$ 。

### 三、水土界面交换的分析

#### 1. 界面元素分布

巢湖每年沉积泥沙量达  $9.35 \times 10^5\text{t}$ , 其中沉积有机 C、总 N、总 P 等自 80 年代开始明显增加 (见图 5)。西湖区沉积量高于东湖区, 尤其在施口湾地区营养元素含量最高, 沉积量也最大。从曲线上看, 有机 C 自 70 年代增加了一倍, 而总 P 增加 0.5 倍, 总 N 增加 1 倍, 这表明巢湖明显受到营养盐污染起始于 70 年代以后, 明显富营养化起始于 80 年代。

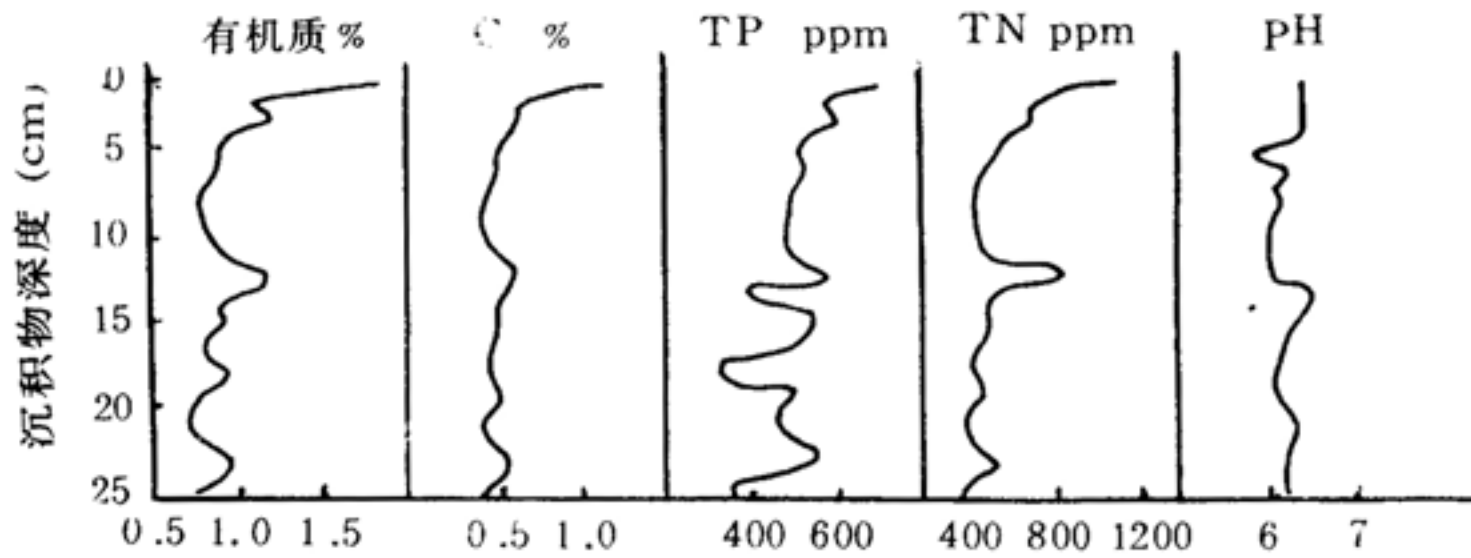


图 5. 巢湖沉积物柱样化学元素分布图

Fig.5 Diagram of chemical elements distribution along sedimentation column

## 2. 营养盐的释放条件

营养盐沉积湖底后在一定地球化学环境下将释放出来, 这是加剧湖泊富营养化的一个重要原因<sup>(8)</sup>, 成为潜在的污染源。通过对水土界面研究, 营养盐的释放主要有两种类型, 一是分子扩散释放, 另一是机械释放, 如水流动、气体向上运动、生物扰动等。释放过程明显受到湖水运动、底质 pH、Eh 及温度等的影响。Eh = 200mv 是 N、P 释放的临界值, 当大于此值时, P 易吸附于 Fe、Mn 的氢氧化物上, 而小于此值时易溶解释放<sup>(9)</sup>。温度较低, 不利于释放, 当水温为 5℃ 时, 释放量仅为 25℃ 时的 5% 左右<sup>(10)</sup>。上层水体动荡程度是一个很重要的因素, 动荡越强烈, 释放量越大, 生物扰动也可起一样的作用。

除在夏季中湖区局部地区及秋季西湖区局部地区外, 巢湖底部广大的区域在四季中 Eh 小于 200mv, 这对 N、P 的释放是个很有利的因素。沉积物柱样间隙水中总 P 及总 N 浓度在表层分别为 2-10ppm, 和 6-30ppm (见图 6), 与上覆湖水 (0.2ppm 与 1.6ppm) 相比, 浓度差极大。间隙水浓度分布明显存在一个向上的浓度梯度。可以说只要在合适的温度下, N、P 的释放是不可避免的。

## 3. 释放估算

1975 年 Berner<sup>(7)</sup> 根据 Fick 定律建立了一维 Mn、P 等元素在沉积物间隙水中浓度分布与释放的微分方程。John A Robbin 和 Edward Callender 得到了一维稳定解, 其计算方法, 即释放量为:

$$W = \varphi_0 D_0^{sed} \left. \frac{dc}{dx} \right|_{x=0}$$

$W$ ——为元素的释放量 ppm / cm<sup>2</sup>.s;

$D_0^{sed}$ ——界面处沉积物中元素的扩散系数;

$\left. \frac{dc}{dx} \right|_{x=0}$ ——界面处水质中元素的浓度梯度。

扩散系数  $D_0^{sed}$  由 Edward Callender 和 Douglas E. Hammond 确定为  $D_0^{sed} = \frac{D_0}{\varphi_0 F}$ 。

$D_0$  为与溶液、溶质有关的在无限稀释条件下的扩散系数, 实验得到对  $\text{NH}_4^+$ , 其  $D_0 = 17.6 \times 10^{-6} \text{cm}^2 / \text{s}$ , 对  $\text{HPO}_4^{-2}$  为  $7.0 \times 10^{-6} \text{cm}^2 / \text{s}$  (25℃ 时),  $F = 1.28\varphi^{-2}$ 。  $\varphi$ ——表层以下沉积物

中的孔隙度。  $\phi_0$  为表层沉积物孔隙度。

巢湖资料及计算结果如表 2，释放时间为春、夏、秋三季，冬季由于水温太低（湖区底层水温低于 10℃），释放量极少，可忽略不计，释放面积由四季中  $Eh < 200mv$  圈定（图 7）， $Eh > 200mv$  面积为非释放区。由计算结果，三个区域春、夏均为大量 N、P 释放期，西湖区三季释放量均较大，每年全湖界面释放磷 220.38t，氮 1705.16t。这些营养盐进入水体后，必将加剧湖泊的富营养化过程。

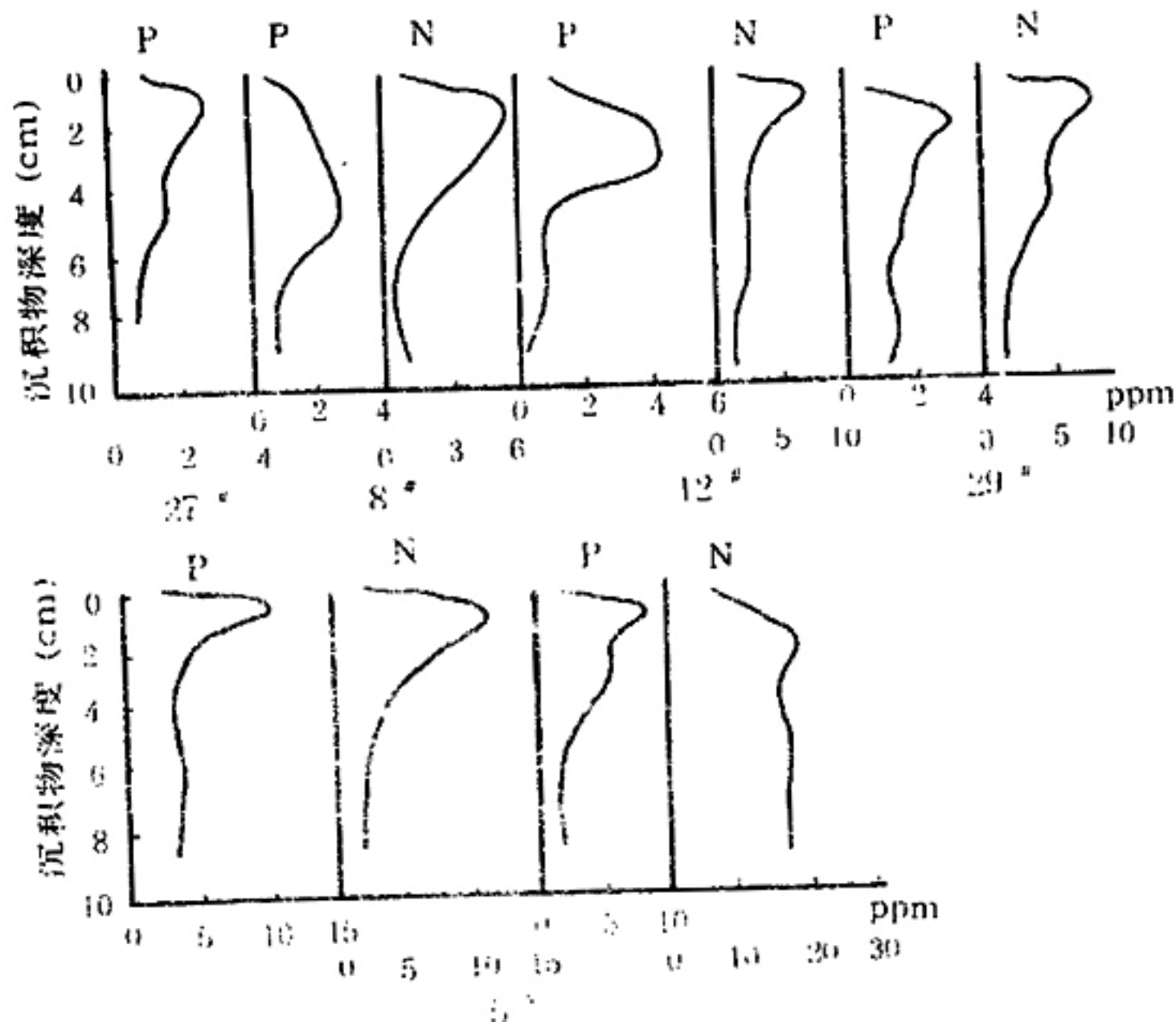


图 6 各点位沉积物柱间隙水 N、P 浓度分布曲线

fig. 6 Diagram of N, P concentration in pore water of column in Chaohu Lake.

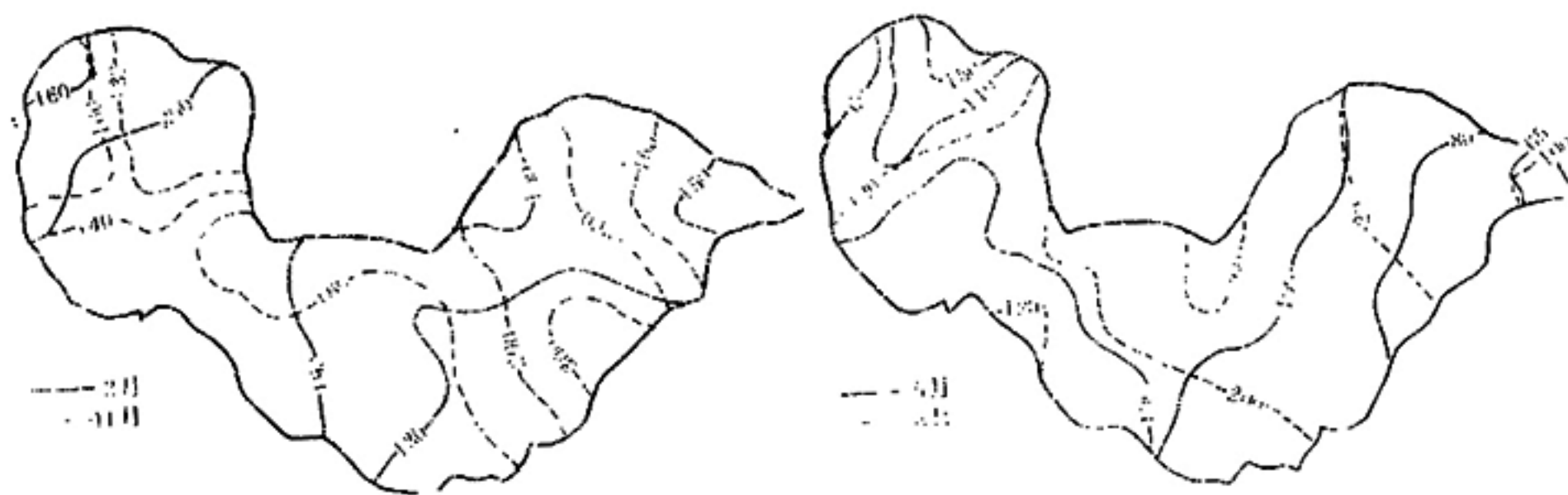


图 7 巢湖水土界面 Eh 值分布 (mv)

fig. 7 Eh value distribution in water / sediment interface in Chaohu Lake during four seasons.

表 2. 巢湖水土界面 N,P 释放计算结果

Tab. 2 Calculation result of N, P releasing from water / sediment interface in Chaohu Lake during four seasons

测点号		27 <sup>#</sup>	29 <sup>#</sup>	12 <sup>#</sup>	8 <sup>#</sup>	5 <sup>#</sup>
含水量	W <sub>0</sub> (%)	60	60	60	60	60
	W(%)	36.2	49.7	33.2	34.6	44.7
孔隙度	$\phi_0$	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79
	$\phi$	0.56	0.71	0.55	0.56	0.67
$\frac{dc}{dz}$ (ppm/cm)	N		4.6	3.0	3.0	6.0
	P	0.79	1.61	0.96	0.41	4.93
$D_0^{nd}$ (cm <sup>2</sup> /s)	N	$5.86 \times 10_{-6}$	$7.73 \times 10_{-6}$	$5.24 \times 10_{-6}$	$5.45 \times 10_{-6}$	$7.78 \times 10_{-6}$
	P	$2.33 \times 10_{-6}$	$3.08 \times 10_{-6}$	$2.09 \times 10_{-6}$	$2.17 \times 10_{-6}$	$3.1 \times 10_{-6}$
释放程度 (t/km <sup>2</sup> .a)	N		10.03	3.68	4.04	11.6
	P	0.46	1.4	0.47	0.22	3.8
释放时间 (a)	春	0.12		0.12		0.12
	夏	0.25		0.25		0.25
	秋	0.12		0.12		0.12
释放面积 (km <sup>2</sup> )	春	266		266		266
	夏	133		66		250
	秋	88		150		266
代表区域		东湖区		中部		西湖区
N 释放量(t/a)		759.56		244.42		701.18
P 释放量(t/a)		70.42		31.39		118.75
总量(t/a)		N   1705.16		P		220.38

#### 四、结 语

巢湖为一典型的河成湖泊, 位于中、新生代巢湖盆地中, 巢湖的形成曾经历了更新世河谷平原时期, 至全新世后期, 在气候、海面变动及长江河道变迁的三重作用下, 于全新世末积水成湖。巢湖形成后面积并未见明显缩小, 以至后期及建闸后岸线侵蚀强烈。

自 80 年代后, 巢湖污染及富营养化日趋严重, 而造成富营养化的氮、磷除来自外源, 底质的释放亦占相当大的比例, 在对巢湖富营养化治理过程中, 必须给予足够重视。

#### 参 考 文 献

[1] 安徽省地质局, 合肥. 定远幅 1: 20 万地质报告, 地质出版社, 1982.



- [2] 安徽环保所, 巢湖水域环境的生态评价及对策研究, 安徽科技出版社, 1986.
- [3] 孙顺才、伍始范、董本凤, 太湖湖泊地貌及现代沉积, 南京地理研究所集刊, 第四号, 科学出版社, 1987.
- [4] 陈吉余, 南京吴淞间长江河槽的演变过程, 地理学报, 25 (3), 1959.
- [5] B.R.多伊, 铅同位素地质, 贵阳地球化学研究所同位素室译, 科学出版社, 1975.
- [6] R.W.Durham and S.R.Joshi, Lead-210 Dating of Sediment from Some Northern Ontario Lakes, Quaternary Dating Methods, P.75. Elsevier Science Publishing Company Inc., 1984.
- [7] Edward Callender and Douglas E.Hammond, Nutrient Exchange across the Sediment-water Interface in the Potomac River Estuary, Coastal and Shelf Science, Nov., 1982.
- [8] S.O.Ryding and C.Forsberg, Sediments as Nutrient Source in Shallow Polluted Lakes. Interaction Between Sediments and Fresh Water, Centre for Agricultural Publishing and Documentation Wageningen, 1976.
- [9] J.Schwoerbel, Sediment and The Material Budget. Handbook of Limnology, p.86. 1987.
- [10] P.Keldermen and A.M.Van de Rene. Temperature Dependence of Sediment-water Exchange in Lake Grevelingen SW Netherlands. Sediment/water Interaction, Centre for Agricultural Publishing and Documentation Wageningen, 1982.

## Formation and Evolution of Chaohu Lake and Its Recent Sedimentation

Zhang Chen      Sun Shuncaï

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, 210008)

### Abstract

Chaohu Lake, situated in Anhui Province, is one of the five largest fresh water lakes in the middle and lower reaches of the Changjiang River with a total area of 800 km<sup>2</sup>. The Chaohu Lake basin was formed in Mesozoic era and early Kainozoic era, then developed into an alluvial plain in the age of Pleistocene. Under the joint influences of climate, the corresponding changes of sea level and evolution of the channel of the Changjiang River, the basin began to be filled with water and became a lake in Late Holocene. The lake was formed about 2000 years ago. So Chaohu Lake is a typical riverine one with intense water body exchange. The sediments range from 5 to 6  $\phi$  in medium size and five major sedimental types can be found in this lake, such as lake-cuspat delta, open lake deposition, etc. The sedimentation rate is different in three parts of the lake, i.e. 0.21cm/a. in the east, 0.37 cm/a. in the west and 0.14cm/a. in the middle of the lake. Total mass accumulation of the sediments in this lake is about 0.93 million ton/a. Sediment dating shows that serious pollution began in the 1970s. Sources of phosphorus are both from allochthonous and inner loading(sediment), with about 220.56 ton/a releasing from the sediments, which has a great influence on the eutrophication of Caohu Lake.

**Key Words:** Formation and Evolution, water / sediment Interface, elements exchange, Chaohu Lake