

太湖、团沔湖水面蒸发的初步研究*

毛 锐

(江苏省地理研究所湖泊室)

湖泊水面蒸发是湖水上层和近水面空气层水、热动力交换的综合结果。水面蒸发是自然水体的水量和热量损失的重要组成,在湖泊和水库的规划利用及工业冷却循环水的设计中,都必须充分考虑。由于自然水体的水面蒸发目前仍难以直接测定,过去多采用面积为20平方米(直径为5.04米,深2米)埋在地下的蒸发池的蒸发量来代表,计算水面蒸发量的折算系数法就直接应用了这个假定。上述方法的依据及其精度究竟如何,我国以往尚未研究。为了探讨这一课题,我所曾对太湖、团沔两湖水面蒸发进行观测试验,并对岸边蒸发池的长期观测资料作了分析,结果如下。

一、试验概况

1. 湖泊和蒸发池的位置

太湖、团沔都是太湖流域的湖泊。太湖位于流域中心,面积为2250平方公里,是我国著名的大湖。团沔是离太湖西岸的大浦口约15公里的小湖,面积为3.4平方公里。两湖水贯通,都是浅水湖泊,水深约2米左右,滨湖四周河网稠密、湖荡成群、地势平坦。

为研究水面蒸发,江苏省水文总站于太湖西岸大浦口观测站(119°57'E, 31°19'N)设置有20平方米蒸发池(以下简称“太湖站”),从1957年即开始进行了观测。原中国科学院南京地理研究所于团沔湖畔(119°50'E, 31°20'N)建立了观测站(以下简称“团沔站”),设置有20、100平方米蒸发池,并于湖中(离北岸0.7公里)安置一边长为17米的等边三

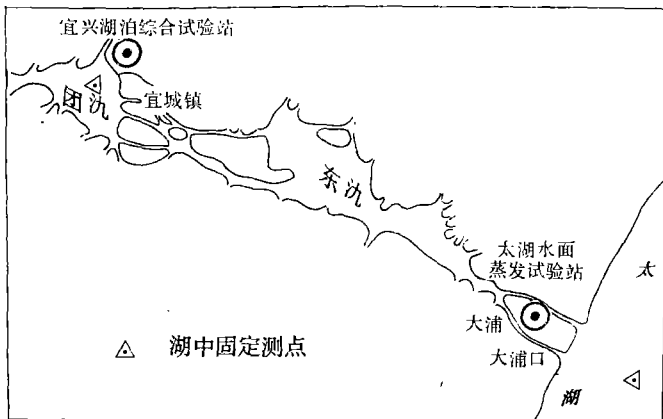


图1 太湖站、团沔站位置图

* 本文在施成熙先生指导下完成的,我所濮培民、区裕雄、顾丁夕、史复祥、陈嘉伦等同志参加资料分析和讨论,均此致谢。

角形漂浮蒸发器进行观测(见图 1)。

2. 湖中代表站的选择

为了对比湖泊和蒸发池的蒸发特性,除岸上建立蒸发池外,还必须在湖中选择代表站进行定点观测。我们分析了团沔两个断面 5 个测点的资料;还分析了太湖从小梅口至鼋头渚,大浦口至渡村两个断面 20 个测点资料,从实测资料看出,团沔因是水浅底平的小湖,易于混合,水文气象要素平面分布均一,湖面平均值可以湖泊木筏一点观测资料来代表。而太湖水面宽广,湖泊水文气象要素的平面分布是有差异的,但因水浅也易于混合,差异不大^[1],并有一定的规律。为了简便观测工作,我们选定大浦口外 2 公里浮标处为湖中代表站,湖面平均值则以大浦口和西山水文站资料来近似代表。

3. 观测项目和方法

无论在太湖、团沔及两湖岸边蒸发池,均进行了太阳总辐射、水面反射率,以及各层水温、地温和 1.5 米高处的气温、风速、水汽压等因素的观测。

湖泊水面反射率和总辐射,是在湖中木筏或测船顶端、伸出水面 2 米远、1.5 高米的支架上安装 AC 3×3 型反射率表——AT-50 型直接辐射表进行观测。

蒸发池的水面反射率,是在池中二分之一半径上空 0.7 米高处安装 AC 3×3 型反射率表进行观测。

用半导体或水银温度计测量水温、地温;以手持风向风速计测量风速;以通风干湿球计测量气温和水汽压;以容积测量器测量蒸发池蒸发量。以上观测项目,均按有关水文、气象观测规范进行定时观测,此外,还进行逐时连续观测。

二、试验结果的分析

(一) 蒸发池的蒸发特性

1. 蒸发量随时间的变化 为了弄清蒸发池的蒸发特性,必须首先分析蒸发量的日变化和年变化特点。

(1) 日变化:若分析逐时蒸发量较大的 6—10 月份资料(如图 2 所示),日蒸发量最大值出现在 16—18 时;最小值出现在 6—8 时或 8—10 时。日最大、最小值出现的时间,一般落于蒸发池最高、最低水温出现时间的 1—2 小时。蒸发池日蒸发量最大值为 $\bar{13.4}$ 毫

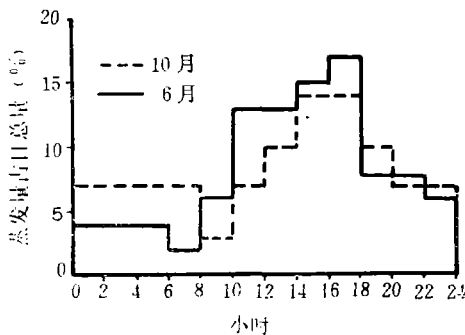


图 2 团沔站 100 平方米蒸发池蒸发量日分配

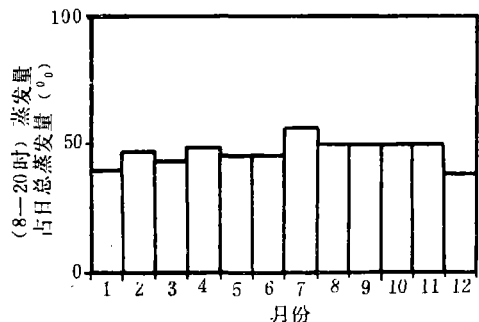


图 3 团沔站 100 平方米蒸发池蒸发量昼夜分配

米(1969年7月27日)。

各月昼(8—20时)、夜(20—8时)蒸发量大致相等,仅在7月、12月份,略有差别(见图3)。这说明蒸发池有一定的储热能力,使夜间仍有较多的热量消耗于蒸发。

(2) 年变化: 蒸发池蒸发量的年变过程,大致与蒸发池水温年变过程相似,一年内以

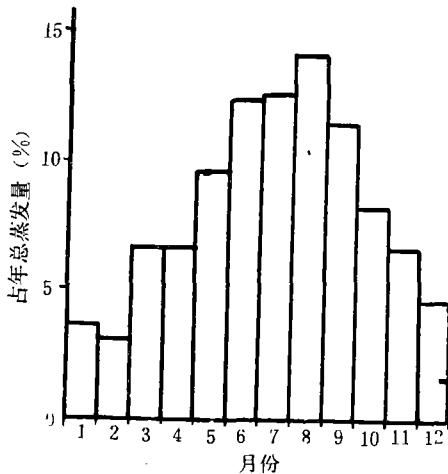


图4 团汊站100平方米蒸发池蒸发量年内分配

8月份蒸发量最大,占年总蒸发量的14—15%,2月份蒸发量最小,占年总量的3—4%(见图4)。在夏季(6—8月)蒸发量占年总量的40%,冬季(12—2月)占年总量的12%,春、秋大致相近。

(3) 年际变化: 经两站共15年的观察资料分析,蒸发池蒸发量的逐年变化不大,变差系数 $C_v = 0.04$ 。两站蒸发池年总蒸发量极为相近,平均年总蒸发量太湖站为1062.9毫米,团汊站为1059.5毫米,这是因为两站气候条件无甚差异,故蒸发量亦相近。

2. 蒸发量和气象要素的关系

国内外、在研究蒸发量和气象要素之间关系的专门论著很多,一般认为风速、水汽压、气温、相对湿度、饱和差等因素是和蒸发量具有密切关系的,但常采用下式:

$$E = (e_0 - e_{150})f(W_{150})$$

$$f(W_{150}) = a + bW_{150} \text{ 或 } a + bW_{150}^n$$

式中: e_0 为水面温度饱和水汽压; e_{150} 为水面上1.5米高处水汽压; W_{150} 为水面上1.5米高处风速; a 、 b 、 n 为参数。

由于上式考虑了水面和近水面空气层水汽压差和风速函数,故能反映水面蒸发的物理过程。根据两站15年的观察资料,我们配制成以上形式的经验公式列在表1中。

表1 水面蒸发经验公式

站 名	蒸发池面积 (米 ²)	公 式 毫米/日	附 注
太 湖	20	$E = 0.14(e_0 - e_{150})(1 + 0.78W_{150})$	曲线式
团 汊	100	$E = 0.14(e_0 - e_{150})(1 + 0.71W_{150})$	
太 湖 地 区	20	$E = 0.22(e_0 - e_{150})\sqrt{1 + 0.35W_{150}^2}$	直线式
太 湖 地 区	20	$E = 0.16(e_0 - e_{150})(1 + 0.61W_{150})$	
武 汉 东 湖	10	$E = 0.19(e_0 - e_{150})(1 + 0.31W_{150})$	
新 安 江 罗 桐 埠	10	$E = 0.153(e_0 - e_{150})(1 + 0.621W_{150})$	

表1式中: E 以毫米/日计; e_0 , e_{150} 以毫巴计; W_{150} 以米/秒计。

其中太湖地区的蒸发公式是用太湖、团汊两站资料配制成的,由图5可见在低风速时 $E/(e_0 - e_{150})$ 和 W_{150} 值之间是曲线关系,所以配制成曲线公式精度比直线公式精度要高。

比较太湖地区蒸发公式和邻近的新安江罗桐埠站蒸发公式,发现其公式系数比较相近(见表1)。

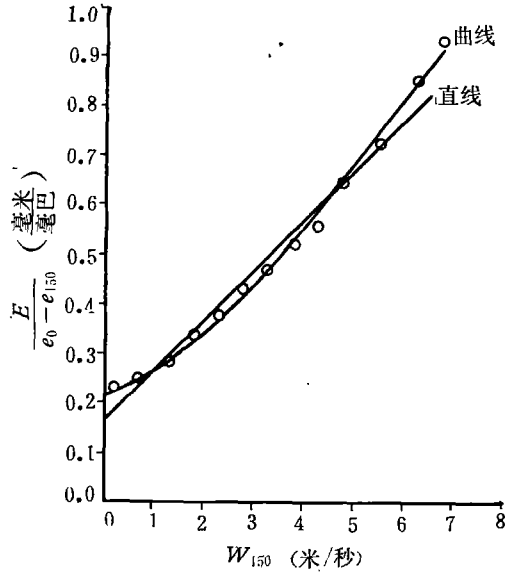


图5 太湖地区20平方米蒸发池蒸发关系线

(二) 湖泊水面蒸发的计算方法

近年来,国外有些蒸发研究者如 Тимофеев^[6] (1963), Chapman^[7] (1974) 提出了湖泊和蒸发池两者蒸发量是有差异的看法,我们就试图找出计算两者蒸发量差值公式,再根据计算出的差值和蒸发池实测蒸发量来推算湖泊水面蒸发量,这种方法可称差值法。此外,还可根据湖、池实测资料建立计算太湖、团沭两湖水面蒸发量的经验公式,经验公式法是水文计算中常用的一种计算水面蒸发量的方法。

1. 差值法

用以下热量平衡公式来分析湖泊和蒸发池两者蒸发量的差值:

湖泊水面蒸发公式为:

$$E_{湖} = \frac{(R - B_T - B_S - B_Q)_{湖}}{L(1 + b_{湖})} \quad (1)$$

蒸发池水面蒸发公式为:

$$E_{池} = \frac{(R - B_T - B_S)_{池}}{L(1 + b)_{池}} \quad (2)$$

式中 R 为水面辐射平衡; B_T 为单位水柱储热量的变量; B_S 为水体和底层土壤热交换量; B_Q 为进出湖泊水量带来或带走的热量差值; b 为 Bowen 比值; L 为蒸发潜热。上述热量平衡各要素均以卡/厘米²·日计。

就月平均值而言,本地区湖、池 Bowen、比值几乎相等,两者差值小于 0.04。此外,两湖月平均进、出水的水量和其水温相近, B_Q 值可忽略,若取月为计算时段,则湖、池蒸发量的差值为:

$$\Delta E = E_{湖} - E_{池} = \frac{\Delta R - \Delta B_T - \Delta B_S}{L(1 + b_{池})} \quad (3)$$

式中 $\Delta R = R_{湖} - R_{池}$; $\Delta B_T = (B_T)_{湖} - (B_T)_{池}$; $\Delta B_S = (B_S)_{湖} - (B_S)_{池}$, 这些差值可应用浅水湖泊热量平衡各要素的计算公式^[2]来推求。

1) ΔR 值对于太湖、团洼可用下式计算

$$\Delta R = Q(A_{池} - A_{湖}) + 4\sigma T_0^3(t_{池} - t_{湖}) \quad (4)$$

式中 Q 为太阳总辐射; A 为水面反射率; t 为水面温度; T_0 为空气绝对温度; σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, $\sigma = 1.188 \times 10^{-7}$ 卡/厘米²·日·度⁴。

2) ΔB_T 是以在计算时段 $\Delta\tau$ 内, 湖、池储热量的差值来表示:

$$\Delta B_T = \frac{c \cdot \rho}{\Delta\tau} \{ \mu_{湖} H_{湖} (t_K - t_H)_{湖} - \mu_{池} H_{池} (t_K - t_H)_{池} \} \quad (5)$$

式中 c 为水的比热, 以卡/克·度计; ρ 为水的密度以克/厘米³计; t_K 、 t_H 为计算时段终了和开始表面水温, 以℃计; H 为计算时段 $\Delta\tau$ (以日计) 的平均水深, 以厘米计; μ 为垂线平均水温与表面水温之比。

本地区湖、池月平均水深相近, $H_{湖} \approx H_{池}$ 、 μ 值相近 $\mu_{湖} \approx \mu_{池}$; 借助直线内插公式^[4]月终了水温可用月平均水温和月初初始水温插补求得, $t_K = 2t - t_H$ 则

$$\Delta B_T = \frac{2c \cdot \rho \mu_{池} H_{池}}{\Delta\tau} \{ [(t_{湖} - t_{池}) - [(t_H)_{湖} - (t_H)_{池}]] \}$$

因本地区蒸发池往往每月初换湖水一次, 还可认为 $(t_H)_{池} \approx (t_H)_{湖}$

$$\Delta B_T = \frac{2 \cdot c \cdot \rho \mu_{池} H_{池}}{\Delta\tau} (t_{湖} - t_{池}) \quad (6)$$

3) ΔB_S 值应包括湖底 $(B_{S_1})_{湖}$ 和池底 $(B_{S_1})_{池}$ 、池壁 $(B_{S_2})_{池}$ 和土壤的热交换量。

$$\Delta B_S = (B_{S_1})_{湖} - (B_{S_1} - B_{S_2})_{池} \quad (7)$$

B_{S_1} 值可用湖、池底土壤导热率 (λ) 乘以湖、池底水、土界面处温度梯度求得。

$$B_{S_1} = -\lambda \left(\frac{dt}{dz} \right)_{z=0}$$

因两湖和岸边蒸发池水深相近, 底层水温年变化过程相近, 应用 Чудновский^[5] 方法计算出的 $(B_{S_1})_{湖} \approx (B_{S_1})_{池}$ 。

B_{S_2} 值可用池壁外土壤热含量变化来计算。在本地区 1.0 米深处的地温已无日变化, 若池壁外 1.0 米深处地温仍有日变, 并波及到一定距离, 这就是由于通过池壁的水、土热交换所致。假定 1.0 米深处的池壁 B_{S_2} 值是接近池壁的平均值, 则计算池壁外 1.0 米深处, 在 $\Delta\tau$ 时段内土壤热含量变化即为池壁的 B_{S_2} 值。

综合以上分析, 若以月平均值计算

$$\Delta E = \frac{Q(A_{池} - A_{湖}) + \gamma(t_{池} - t_{湖}) - \Delta B_S}{L(1 + b_{池})} \quad (8)$$

式中

$$\gamma = 4\sigma T_0^3 + \frac{2c \cdot \rho \mu_{池} H_{池}}{\Delta\tau}$$

若以年平均计算, ΔB_T 、 ΔB_S 均可忽略, 则

$$\Delta E = \frac{Q(A_{\text{湖}} - A_{\text{陆}}) + 4\sigma T_0^3(t_{\text{湖}} - t_{\text{陆}})}{L(1 + b_{\text{湖}})} \quad (9)$$

式中 ΔE 值以克/厘米²·日计,要化为毫米/日时,应乘 10。

2. 经验公式法

经验公式法,就是将湖面上风速、水汽压、水温等因素,代入蒸发池蒸发公式中,来计算湖泊水面蒸发量。

团沭湖面上有实测资料,应用表 1 中的团沭站公式,即可求出湖面蒸发量。而太湖因湖中代表站资料不完整,可应用如下的“水、陆”关系来建立计算湖面蒸发量的经验公式。

就月平均值而言,太湖水、陆 1.5 米高处的水汽压值是相近的;水、陆 1.5 米高处风速比平均为 1.3;湖面水温和陆上气象场 10 厘米深处地温值几乎相近。所以,太湖水面蒸发公式可写成:

$$E = 0.14[e_0(t_{10}) - (e_{150})_{\text{陆}}][1 + 1.01(W_{150})_{\text{陆}}] \quad (10)$$

式中 $e_0(t_{10})$ 为岸边气象场 10 厘米深地温 (t_{10}) 的饱和水汽压,以毫巴计。

比较上述两种计算方法,我们认为差值法是将蒸发池的蒸发量,经“差值”订正后,算为湖泊水面蒸发量,这“差值”是由热量平衡法推算出的,理论基础较强,所以比较合理。而经验公式法,是假定蒸发池和邻近湖泊蒸发经验关系相同,这个假定是有不足之处的。因为,在经验公式中的函数 $f(w)$ 表面上看是风速 w 的函数,但该函数中包含的参数是与地区的自然条件和大气稳定度有关,由于水、陆热状况不同、下垫面粗糙度不同、大气稳定度也不同,因而函数 $f(w)$ 中所包含的参数 a 、 b 值也必然不同,这样,如简单地用陆地蒸发池蒸发关系来代替湖面上的蒸发关系,是会产生一定误差的,从表 2 可看出,在小湖泊团沭这误差较小,两种方法计算值相近;而大湖泊太湖这误差较大,太湖经验公式 (10) 式的计算值一般偏大。

表 2 湖泊水面蒸发量计算值(毫米/日)

蒸发量 项目	月份												平均	资料年限
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
团 沭														
差值法	1.0	1.3	2.0	2.4	3.3	4.6	5.2	5.1	4.6	2.7	2.2	1.4	3.0	1964—1968
经验公式法	0.8	1.6	2.0	2.2	3.2	4.6	5.4	5.3	4.5	2.8	2.2	1.4	3.0	
太 湖														
差值法					2.8	3.8	5.6	5.5	4.1	3.0			4.1	1958—1964
经验公式法					3.1	4.2	5.9	5.8	4.6	3.5			4.5	

(三) 湖面蒸发量和蒸发池蒸发量之间的关系

1. 两者蒸发量的比较

太湖、团沭两湖与岸边蒸发池蒸发量之间的关系及变化特点如下(湖面蒸发量由差值法计算:表 3 中官厅水库是根据 1964—1970 年刊布资料计算;谢凡湖根据文献 6 资料)。

(1) 两湖与岸边蒸发池月蒸发量是有差异的,但和大而深的湖泊、水库相比,其差值

表 3 $E_{湖}/E_{池}$ 值年内变化

名 称	月 份												平均	资料年限
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
太 湖	0.80	0.80	0.85	0.89	0.94	1.03	1.06	1.07	1.10	1.03	1.00	1.00	0.96	1958—1964
团 沕	0.80	0.87	0.91	0.95	1.00	1.02	1.04	1.05	1.07	1.03	1.00	1.00	0.98	1964—1968
官厅水库				0.75	0.85	0.94	1.16	1.21	1.26	1.07			1.03	1967—1970
谢 凡 湖					0.25	0.45	0.66	0.85	1.3	1.6			0.85	1958

不大,见表 3,并且,只是在 1—3 月份或 7—9 月份才有明显的差别。1—3 月份蒸发池的蒸发量大于湖泊蒸发量 9—20%; 7—9 月份湖泊蒸发量大于蒸发池蒸发量 4—10%。

(2) 太湖、团沕两站湖、池蒸发量比值相近,团沕站年内变化为 0.80—1.07,太湖站为 0.80—1.10,太湖站略大。

(3) 两站湖、池年蒸发量比值近于 1,太湖站为 0.96,团沕站为 0.98,年蒸发量湖、池两者相近。

2. 决定湖、池蒸发量差异的主要因素

从差值法公式来看,造成湖、池两者蒸发量不等的主要原因,是两者辐射特性和储热量变量的不同,辐射特性可以水面反射率来代表;储热量的变化可以表面水温来代表。

从经验公式法来看,造成湖、池两者蒸发量不等的主要原因,是两者水汽乱流扩散条件的不同,即风速和水汽压差不同。

太湖、团沕两湖和岸边蒸发池水深相近,都是浅水体,湖、池两者储热量变量差值并不大,但因湖水混浊,湖面反射率要大于蒸发池(清水)的水面反射率,(见表 4)。一年中以冬季湖水最为混浊,透明度为 0.2—0.4 米,这时湖水吸收太阳辐射热量要小于蒸发池水所吸收太阳辐射热量 6% 左右,所以,冬季湖泊水面蒸发量明显小于蒸发池水面蒸发量。

表 4 团沕站湖、池水面反射率、风速比值

项 目	数 值											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
湖泊水面反射率	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.11	0.10	0.09	0.09	0.13	0.14	0.14
蒸发池水面反射率	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09
$(W_{水})_{150}/(W_{陆})_{150}$	—	1.10	1.06	1.25	1.24	1.15	1.24	1.28	1.38	1.27	1.18	1.10

其次,风速也是决定水面蒸发的一个主要因素,往往湖面风速要大于陆面风速,在本地区夏季水、陆风速比值最大可达 1.40,所以,这是造成夏季湖面蒸发量要大于陆面蒸发池蒸发量的一个原因。

表 4 中湖面反射率少数缺测资料,根据本地区经验公式 $A_{湖} = 0.10 - 0.03 \ln h$ 推算,式中 h 为透明度,以米计算。

不同类型湖泊与邻近蒸发池蒸发量的比值也是不同的,如我国官厅水库,面积为 100 平方公里,最大水深 23 米,它的比值年变化为 0.75—1.26(表 3)。又如苏联大型高山湖泊谢凡湖(Северн),面积 1420 平方公里,最大水深 100 米,高程 1916 米,它的比值年内变化可达 0.25—1.6^[6]。可见 $E_{湖}/E_{池}$ 值不是稳定的系数,是随着湖泊尺度地理条件和季节不同

而变化的。

三、试验结果的应用

(一) 太湖水面蒸发量的年内分配

经江苏省水文总站的分析,认为环太湖各站蒸发量是相近的,因此,我们就根据太湖大浦站蒸发池资料,应用差值法,来计算太湖水面蒸发量的年内分配,以供农业、水利部门参考,结果列于表 5。

表 5 太湖水面蒸发量年内分配

蒸发量 项目 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
蒸发量(毫米)	35.9	30.6	52.0	66.6	92.5	113.6	164.3	168.2	128.3	91.2	62.8	44.9	1050.9
蒸发量(亿公方)	0.81	0.69	1.17	1.50	2.08	2.56	3.70	3.78	2.89	2.05	1.41	1.01	23.65
占年总量%	3.4	2.9	4.9	6.3	8.8	10.8	15.7	16.0	12.2	8.7	6.0	4.3	100

太湖水面蒸发量的年际变化不大,年总蒸发量为 23.65 亿立方米,每年汛期(6—9 月)湖面蒸发量为 12.93 亿立方米,占汛期入湖迳流量的一半以上,这些蒸发耗水量可灌溉 300 万亩水田,所以,水面蒸发量在太湖水量平衡中占有较大的比重。

(二) 太湖地区各型蒸发器折算系数

折算系数是指蒸发池与某种蒸发器蒸发量的比值,即 $E_{池}/E_{器}$,折算系数法是将蒸发器的蒸发量乘以折算系数,就作为自然水体水面蒸发量。太湖地区各型蒸发器折算系数列于表 6 中。现因池、湖蒸发量不等,蒸发器折算系数 K 值计算公式应校正为:

$$K = \frac{E_{池} \cdot E_{器}}{E_{池} \cdot E_{器}}$$

经校正后的折算系数,简称校正折算系数列于表 6 中。

表 6 太湖地区各型蒸发器折算系数

数值 器名 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
折算系数 $E_{池}/E_{器}$													
E—601	1.02	0.94	0.90	0.86	0.88	0.92	0.95	0.97	1.01	1.03	1.06	1.09	0.97
φ—80	0.98	0.75	0.71	0.66	0.66	0.70	0.73	0.77	0.88	0.91	1.03	1.08	0.82
φ—20	0.81	0.68	0.63	0.50	0.56	0.62	0.63	0.69	0.79	0.79	0.82	0.72	0.69
校正折算系数 $E_{池}/E_{器}$													
E—601	0.84	0.79	0.79	0.77	0.85	0.92	0.98	1.03	1.11	1.06	1.06	1.09	0.95
φ—80	0.80	0.63	0.62	0.60	0.64	0.70	0.75	0.82	0.97	0.94	1.03	1.08	0.80
φ—20	0.67	0.57	0.56	0.45	0.54	0.62	0.65	0.73	0.88	0.81	0.82	0.72	0.67

表 6 中 E_{20} 为 20 平方米蒸发池蒸发量; E-601 为面积 3000 平方厘米有水圈蒸发器; φ-80 为 80 厘米套盆式蒸发器; φ-20 为 20 厘米小型蒸发器。

由于长江中、下游地区的武汉东湖站、团沔站、太湖站的折算系数相近,这地区湖泊又属同一类型,表6中校正折算系数可在长江中、下游地区试用。

(三) 本地区蒸发散热系数

在工业企业中,通常需要大量的冷却水,供生产设备散热之用,在火力发电站冷却水用以冷凝汽轮机排出的乏气(废气),在化工厂冷却水用于化学产品的液化。

当水源不足时,工业用的冷却水一般采用循环供水系统,在循环供水系统中,广泛应用循环水的蒸发散热冷却的原理,因此,在工业循环水冷却设计中,必须要确定蒸发散热系数,该系数常以下式表示

$$\alpha_2 = \frac{LE}{e_0 - e_{150}}$$

确定蒸发散热系数 α_2 , 须先确定蒸发量, 在冷却池设计中常用经验公式来推求蒸发量, 根据本地区蒸发公式推求出 α_2 公式应为:

$$\alpha_2 = 0.132\sqrt{1 + 0.35W_{150}^2}$$

结 语

据上述分析、讨论,可总结以下几点:

1. 太湖、团沔两站蒸发池的蒸发经验公式和各型蒸发器折算系数,在长江中、下游地区是有一定代表性的。
2. 本文所建议的计算湖泊蒸发量的差值法,理论基础较强,能比较正确的估算太湖、团沔水面蒸发量。
3. 本地区湖泊和岸边蒸发池年蒸发量相近,而月蒸发量是有差异的,其比值年内变化为0.8—1.1。此外,经分析比较,可看出这比值是随湖泊的尺度、地理位置和季节不同而变化的。

文中所介绍的湖泊水面蒸发特性,是有局限性的,仅能代表太湖地区的湖泊,至于和其它类型湖泊有何差异,尚待进一步研究。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院南京地理研究所, 1965. 太湖综合调查初步报告. 科学出版社, 26—32。
- [2] 毛 锐, 1963. 小浅水湖水面蒸发计算方法. 中国海洋湖沼学会学术年会论文摘要汇编. 科学出版社, 33—34。
- [3] 施成熙等, 1964. 陆地水文学原理. 中国工业出版社, 23—30。
- [4] 勃拉斯拉夫斯基, А. П., 1954. 水库表面蒸发标准. 电力工业部水力发电建设总局专家工作室译, 水利电力出版社, 17—22。
- [5] 丘得诺夫斯基, А. Ф., 1959. 测定田间蒸发量简便方法. 北京农业大学农业物理和气象系译自农业物理研究方法、仪器和措施. 人民教育出版社, 246—250。
- [6] Тимофеев М. П., 1963. Метеорологический режим водоемов. стр. 215—228.
- [7] Sokolov, A. A. and T. G. Chapman, 1974. Methods for Water Balance Computations. pp. 40.

PRELIMINARY EXPERIMENTAL STUDY OF EVAPORATION FROM WATER SURFACE OF LAKE TAI AND LAKE TUANGUI, JIANGSU PROVINCE

Mao Rui

(Limnological Division, Institute of Geography, Jiangsu)

ABSTRACT

This paper deals with the experimental observation of evaporation from water surface of Lake Tai and Lake Tuangui, which were sponsored by Experimental Station for Lake Tuangui, the former Nanjing Institute of Geography, Academia Sinica. The Analysis of experimental data from 1957 to 1969 for Lakes and for the evaporation tank (20m²) gives rise to the following points:

1. The empirical formula for evaporation and refined evaporimeter coefficient are derived from the analysis of the evaporation tank data obtained at the experimental stations for Lake Tai and Lake Tuangui, which are representative of the lower and middle reaches of Chang Jiang (Yangtze River) basin.

2. From the principle of heat balance, this paper proposes the difference value method for the computation of evaporation from Lakes. This method is rational by examination and may be applicable to Lakes in Lake Tai region.

3. Annual evaporation from Lake Tai and Lake Tuangui in comparison with the evaporation tank is similar, but monthly evaporation between them is significantly different. The annual variation of these ratios ranges from 0.8 to 1.1. In comparison the ratios for different types of lakes are different, therefore the routine coefficient requires certain refinement.

Discussions are on problems of the annual distribution of evaporation from the surface of Lake Tai, the evaporimeter coefficient and the coefficient of heat exchange etc.