

②

8-13

太湖水面蒸发量预报模型及其应用^①

毛 锐

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

P332.2

摘要 介绍了几种太湖水面蒸发量的数学模型和预报模型,并用其预测伏旱和夏涝期间旬、月的湖面蒸发量。最后提出应用湖面蒸发量进行太湖水位预报的方法。

关键词 太湖 水面蒸发 预报模型 水位 ✓

太湖地处北亚热带和中亚热带的过渡带,是东南季风盛行地区,降雨量年际变化较大,多雨则涝,无雨则旱。近百年来平均 2.2 年或 2.5 年分别出现一次涝灾和旱灾,由于在夏季出现伏旱及夏涝时,太湖水位变化将与湖面蒸发量关系密切,可从湖泊蒸发量的预报值来预测旱涝时太湖水位变化趋势,供抗旱防汛中湖泊水量调度参考。

太湖是南北长 68.5km、东西平均宽 34km、水面面积为 2338.1km²、平均水深仅 1.89m 的典型浅水湖泊,湖面蒸发量在湖泊水量平衡中占重要地位,中水年占湖泊支出水量的 26%,枯水年占 50%。夏季伏旱时太湖几乎成“蒸发盆”,如 1978 年太湖地区出现大旱(P=98%),6—8 月几乎无雨,其中 8 月,太湖月水面蒸发量高达 4.5×10⁶m³,占太湖总贮水量的 1/10,日蒸发量大于 0.7cm 有 14 天。1990 年 7 月也是干旱高温,太湖月水面蒸发量 4.0×10⁶m³,占太湖总贮水量的 1/11,日蒸发量大于 0.7cm,有 11 天。夏季伏旱时湖面蒸发量很大,对湖泊水位的变化起决定作用。

1991 年前,治理太湖的骨干性排水工程迟迟不能竣工,加上太湖出口和下游省际边界的封堵严重,夏涝时太湖形成“纳而不吐”的“闭口湖。往往造成湖泊水位居高不下。“闭口湖”主要水文特征是蒸发量占湖泊水量总支出的绝大部分,蒸发耗水量将决定湖泊水位的下降速度。

无论伏旱还是夏涝太湖水面蒸发量都是活跃的、有实用价值的湖泊水文要素,因此,正确地计算太湖水面蒸发量以及预测湖面蒸发量是当前急待解决的问题,现将近年来在确定太湖蒸发模型、预报模型及其应用的研究简介如下:

一、太湖蒸发模型

影响太湖水面蒸发的因素很多,现有的测量仪器都不能准确测定湖面蒸发量。现阶段,只有用多种方法来计算湖泊蒸发量,从中筛选出理论基础扎实,又适用于太湖地区的方法,以便推荐作用。

经多年研究,以太湖西岸宜兴湖泊站 100m²、20m² 蒸发池的蒸发资料为基础,提出扩散

① 参加工作的有徐乃煌、丁陶尔、周志岭等同志。

法(气候指数模型)、差值法和修正彭曼综合法的蒸发模型。

(一)气候指数模型

根据 100m² 蒸发池 1964—1969、1988—1990 年观测资料,列出出风速一次方的气候指数模型,即道尔顿定律形式的计算公式:

$$E_x = 0.138(1 + 0.725\bar{W}_{10})[e_0(\bar{t}_{0.1}) - \bar{e}_{1.5}] \quad (1)$$

E_x 为太湖月平均日蒸发量(mm); \bar{W}_{10} 、 $\bar{e}_{1.5}$ 为环太湖的无锡、苏州、东山、吴江、湖州、宜兴六气象站 10m 高处风速的月均值(m/s)及 1.5m 高处水汽压的月均值(hPa); $e_0(\bar{t}_{0.1})$ 为以环湖六站 10cm 深处地温 $\bar{t}_{0.1}$ 的月均值代替太湖水温而查算出的饱和水汽压(hPa)。

(二)池湖蒸发差值模型

差值法是根据湖泊与邻近蒸发池能量平衡各分量的差异建立差值公式^[1],再应用蒸发池蒸发资料来推算邻近湖泊蒸发量的方法,其计算公式为:

$$\Delta E = E_{湖} - E_{池} = \frac{Q(A_{池} - A_{湖}) + \gamma(t_{池} - t_{湖}) - \Delta B}{L(1 + b_{池})} \quad (2)$$

$E_{池}$ 、 Q 、 $A_{池}$ 、 $t_{池}$ 、 $b_{池}$ 分别为蒸发池的蒸发量、总辐射、池水面反射率、表面水温、波文比, $E_{湖}$ 、 $A_{湖}$ 、 $t_{湖}$ 为湖泊蒸发量、湖面反射率,湖面水温, ΔB 为计算时段内湖、池储热量的差值, γ 为系数(详见参考文献[1])。

(三)修正彭曼法蒸发模型

此法也是以能量平衡定律为理论基础,建立计算水面蒸发率的模型,根据太湖实际资料将彭曼公式的总辐射和干燥力 E_s 计算参数进行修正后计算公式为:

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma}H + E_s}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad (3)$$

E 为自由水面最大可能蒸发量(单位 mm/d); H 为辐射平衡,以其热量所能蒸发的水量(单位 mm)表示; $\frac{\Delta}{\gamma}$ 为参数; E_s 为干燥力。

在计算太湖水面蒸发量时,(3)式中 H 项内有效辐射采用澳大利亚学者 Swinbark 经验公式;干燥力 E_s 的计算公式中参数用宜兴蒸发池观测资料确定^[2]。

表 1 列出上述三种方法的计算结果及相应时段的宜兴站 100m² 蒸发池的蒸发量实测值。

表 1 三种计算方法计算结果比较^①

Tab. 1 The comparison of the computed values according to different methods

方 法	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	余年
气候指数法	40.9	38.4	61.4	68.4	114.5	143.8	144.3	172.2	132.7	87.0	64.7	41.7	1110.0
差 值 法	31.2	29.6	62.3	65.8	102.1	135.8	147.7	158.4	131.6	86.3	71.4	45.9	1068.1
彭 曼 法	36.5	39.9	69.3	96.0	118.3	133.6	154.2	153.1	107.6	70.6	50.3	32.6	1062.0
宜兴站 100m ² 池	37.7	34.0	67.7	68.5	104.2	135.8	144.8	155.3	126.5	80.0	66.7	48.3	1069.5

① 本表资料年限为 1964—1965、1967—1969 年。

由表 1 可见,三种方法计算出的太湖水面蒸发量都取得了比较一致的结果。差值法精度

最高,计算值接近宜兴站 100m² 蒸发池的年总蒸发量;差值法则以蒸发池蒸发量为基础,经“差值”订正后,求得湖泊蒸发量,此“差值”是由池、湖热量平衡公式推算出的,理论基础较强,只要资料准确,计算结果一般是可信的;而用气候指数模型计算太湖水面蒸发量往往偏大,这是因为简单地应用陆上蒸发池蒸发关系来代替湖面上的蒸发关系,因而产生的误差偏大。彭曼法计算年总蒸发量虽能得到满意的结果,但该式没有考虑水体储热量的变化对湖面蒸发的贡献,在每年春季湖泊增温期间,彭曼法将用于湖水增温的热量也算作蒸发耗热,这时计算值高于湖面实际蒸发量;而在每年秋季降温期间,该法也没有考虑增温期储蓄在湖水中的热量对湖面蒸发的贡献。这时出现计算值小于湖面实际蒸发量,因此,若计算湖泊年总蒸发量则可相互抵消一部分,得到比较正确的结果。

二、太湖夏季蒸发预报模型

根据太湖西岸宜兴湖泊站大型蒸发池 1964—1969 年、1988—1990 年观测资料,列出夏季 7—9 月蒸发气候指数模型:

$$E_x = 0.116(1 + 0.922\bar{W}_{10})[e_0(\bar{t}_{0.1}) - \bar{e}_{1.5}] \quad (4)$$

式中符号同(1)式。应用差值法检验之,计算出蒸发量的月均值相对误差小于 10%,精度符合要求。

旬、月天气预报中只有气温、雨日及天气形势等项目,因此必须将(4)式中的 $(e_0 - e_{1.5})$ 值进行转换,建立以气温、雨日等预报值的表达式。

$e_0 - e_{1.5}$ 值应用马格努斯(Magnus)公式转换为:

$$e_0 - e_{1.5} \approx D - \frac{de_0}{dT} |_{T_0 - T_{1.5}} = D + d(T_{1.5})(T_0 - T_{1.5}) \quad (5)$$

式中, D 为空气饱和差(hPa); T_0 为水面温度(°C); $T_{1.5}$ 为 1.5m 高度处的气温(°C); de_0/dT 为 $T_{1.5} = T$ 时饱和水汽压曲线的斜率(hPa/°C),可根据气温查表^[3]。

由(5)式可知,水汽压力差可以空气饱和差加上温度层结订正表示。

1. 水面温度(T_0)计算 我国气象站不进行水面温度观测,大部分水文站也不进行河湖水温观测,缺乏水温资料,但可与气温 $T_{1.5}$ 建立关系推求。通常能用直线方程表示

$$T_0 = a + bT_{1.5} \quad (6)$$

还可以下式表示:

$$\Delta T = T_0 - T_{1.5} = T_{1.5}(a - 1) \quad (7)$$

$$a = T_0/T_{1.5}$$

2. 空气饱和差(D)的推算

$$D = E_1 - e \quad (8)$$

$$\gamma = e/E_1 \quad (9)$$

E_1 为干球温度 $T_{1.5}$ 时空气最大水汽张力(hPa); γ 为相对湿度。

$$D = (1 - \gamma)E_1 \approx (1 - \gamma)e_0(T_{1.5}) \quad (10)$$

$$e_0 - e_{1.5} \approx T_{1.5}(a - 1)de_0/dT + (1 - \gamma)e_0(T_{1.5}) \quad (11)$$

$e_0 - e_1$ 可根据(11)式计算,或建立 $e_0 - e_1 = f(D, \Delta T)$ 的经验公式推算。

本区 $(\alpha - 1)$ 值 7 月为 0.053, 8 月为 0.092, 9 月为 0.134, 历年各月 α 值相对稳定。

(11)式中相对湿度 γ 与雨日在夏季也有较好的关系。由旬、月天气预报中的雨日来推算相对湿度 γ , 在一月内 $\geq 10\text{mm}$ 的日降雨量的天数与相对湿度月均值的关系见表 2。

表 2 日降水量($\geq 10\text{mm}$)每月天数与月相对湿度的关系

Tab. 2 Relationship between days with rainfall $\geq 10\text{mm}$ in a month and monthly averaged relative humidity

每月中日降水量 $\geq 10\text{mm}$ 的日数	月相对湿度(%)
< 3.6	75-79
3.7~5.1	80-84
> 5.2	85-

则太湖夏季蒸发预报模型可写成:

$$E_x = 0.116(1 + 0.922\bar{W}_{10})[2.11 + (1 - \gamma)e_0(T_{1.5}) + (\alpha - 1)T_{1.5}] \quad (12)$$

分别以差值法和彭曼法来检验预报模型的精度。在计算中同时应用环太湖的无锡、苏州、东山、吴江、湖州、宜兴等六站有关气象资料均值代入(2)、(3)、(12)式,计算结果列入表 3。可以看出,预报值与差值法、彭曼法计算结果相近,其中只有 1964 年 6 月因雨日较多差值略大,所以(12)式有一定精度,可以应用。

表 3 太湖蒸发量预报模型的检验

Tab. 3 Examination of the forecasting model of evaporation from water surface of the Taihu Lake

月份	1964				1965			
	预报法	差值法	彭曼法	宜兴站 100m ² 池	预报法	差值法	彭曼法	宜兴站 100m ² 池
6 月	149.9	129.3	138.6	125.5	136.0	124.0	125.5	120.4
7 月	208.8	210.7	222.9	198.8	158.4	142.5	151.8	134.4
8 月	174.8	167.9	169.3	156.9	102.1	112.5	125.1	105.1
9 月	114.8	128.8	122.4	117.1	118.4	127.7	123.8	116.1
合计	648.3	636.7	653.2	598.3	514.9	506.7	526.2	476.0

在应用(12)式进行预报时,式所需的气温、雨日都是旬、月天气预报中包含的项目,而 10m 高的风速 W_{10} 并无预报值,可采用多年平均的当月风速值来代替,或根据当时的天气形势加以修正。

三、水面蒸发预报模型在防汛抗旱中的应用

伏旱及夏涝是太湖流域经常发生的灾害。伏旱往往发生在梅雨后的盛夏,若遇空梅、枯梅或旱梅年,则伏旱提前更为严重,如 1978 年江淮流域出现空梅,出现历史上罕见的奇旱酷暑,6—8 月降水量比常年同期少 3—5 成,部分地区少 7—8 成,同时出现大于 35℃ 的高温

10—13天。建国以来伏旱年份还有1966,1971。在表4给出这几年8月份的湖泊水位下降速度,湖面蒸发量。

表4 伏旱期间太湖水位下降率与蒸发量

Tab. 4 Evaporation and lowering of water level of Taihu Lake during hot seasons

日 期	水位下降率 (cm/d)	湖面蒸发量 (cm/d)
1966年8月	0.84	0.64
1971年8月	0.77	0.71
1978年8月	1.10	0.70

在伏旱期间,因降雨量很少,产流量亦很小,出入湖泊水量近于零或倒流出现负值。此时水位势必不断下降,从表4可见水位下降值接近湖泊蒸发量,蒸发耗水成了影响水位下降的主要因素。

根据水量平衡原理,伏旱时若降雨量很小,太湖水位下降值可用下式表示:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = E + \frac{Q - q}{F_h} \quad (13)$$

式中, E 为 Δt 时段湖面蒸发量; Q, q 为 Δt 时段内入湖或出湖流量; F_h 为湖泊水位为 h 时的湖水面积。

伏旱时,太湖水位下降率与湖面蒸发量 E 及出入水量之差 ΔQ 成正比。

可根据太湖有关资料计算出其关系图(图1),因此只要有每日湖泊蒸发量及出、入水量的预报值,即可由图(1)或公式(13)来预测出湖泊水位下降趋势。曾应用1966,1971,1978,1990年7、8月份的实测资料检验该式精度,其预报值与实测值相对误差小于15%。

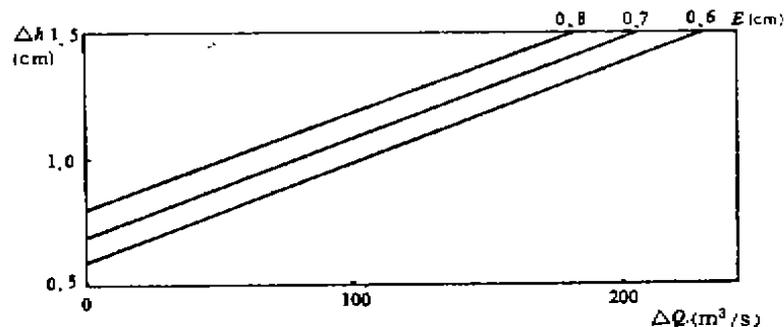


图1 太湖 Δh (日)计算图

Fig. 1 Δh (day) calculating chart of Taihu Lake

当流域性的排水工程未完成之前,夏涝时期,太湖也是“纳而不吐”,湖泊水位下降缓慢,此时,湖面蒸发量仍占湖泊水量总支出的主要部份,湖泊蒸发耗水量决定湖泊水位下降速度。1991年梅雨后退水阶段,太湖水位每日只缓降1cm(表5),所以在夏涝的退水阶段也可

用公式(13)来预测湖泊水位的下降速度。

表 5 1991 年太湖退水阶段水位与蒸发量

Tab. 5 Evaporation and water level during the falling stage of Taihu Lake in July, 1991

项 目	7 月 16 日	7 月 17 日	7 月 18 日	7 月 19 日
湖泊水位(m)	4.79	4.78	4.77	4.76
下降速率(cm/d)	0.0	-1.0	-1.0	-1.0
湖面蒸发(cm/d)	0.5	0.6	0.6	0.6

太湖是太湖流域水位调节的中枢,本流域内 4/6 为平原,1/6 为水面。区内河流湖泊到处相通,水网区河流比降极小(十万分之一)因此,太湖涨水,全区水位抬高,太湖落水,全区水位下降。所以太湖在伏旱缺水及夏涝高水时,水位的高低是关系到全流域人民的安危。本文提出以湖面蒸发量的预报值来预测湖泊水位下降趋势,是一种简便易行的水位预报方法。在伏旱或夏涝期间若能对太湖水位下降趋势进行预报,这对指挥全流域抗旱防汛将起重要作用。

参 考 文 献

- [1] 毛锐. 太湖、团沔湖水面蒸发初步研究. 海洋与湖泊, 1978, 9(1).
 [2] 毛锐. 湖泊年蒸发量及其月分配的计算方法. 中国科学院南京地理研究所集刊, 第 4 号, 北京, 科学出版社, 1986.
 [3] 洪嘉瑞等. 京津唐地区水面蒸发量估算及其分布特征. 地理研究, 1987, 6(1).

FORECASTING MODEL OF EVAPORATION FROM TAIHU LAKE AND ITS APPLICATION

Mao Rui

(*Nanjing Institute of Geography & Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008*)

Abstract

The mathematical model of evaporation from water surface of Taihu Lake is determined in this paper. According to this model, the evaporation from the water surface of the lake is estimated in a ten-day period and months during drought days in hot seasons and flood days in summer. In addition, the author also puts forward the model of forecasting stage according to the forecasting value in the surface of the lake.

Key words Taihu Lake, surface water evaporation, mathematical model