

建立计算水面蒸发量的实用性气候学模式

闵 蹇

(江西省鄱阳湖水文气象实验站)

提 要

本文根据道尔顿模型和彭曼模型,提出了两个利用一般气象(台)站基本气象资料计算水面蒸发量的实用性气候学模式,其精度令人满意。

一、问题的提出

水面蒸发是由于水面活动层与近地气层间的水分和热量的分布不平衡所引起的。水面蒸发量及其时空变化主要取决于周围的气象条件。用气象资料建立气候学模式计算水面蒸发量是一条行之有效的途径。

目前各地建立的计算水面蒸发量的气候学公式很多,绝大多数是水文部门或地理科研单位根据大型蒸发池或漂浮蒸发器实验资料研制的,主要有道尔顿模型和彭曼模型两种类型。几乎所有的水面蒸发经验公式中都需要包含蒸发面附近的风速和用表面水温计算的饱和水汽压差等资料。而气象(台)站没有这两方面的观测资料,同时也没有大型蒸发池或漂浮蒸发器的资料。为此,研究可利用一般气象(台)站基本气象资料,研制水面蒸发量计算的实用性气候模式是十分必要的。这对于拓宽气象资料的实用范围有重要的意义。

本文基于道尔顿模型和彭曼模型,建立了两个计算湖泊、水库等开阔水域水面蒸发量的实用性气候学模式,供参考。

二、模式的建立与检验

建立模式时以文献[1]中提出的(8)式的计算值作为开阔水域的水面蒸发量。

1. 道尔顿模式

道尔顿(Dalton)模型是由空气动力学方程经简化得来的,一般表达式为:

$$E = (e_0 - e_d) \cdot f(w) \quad (1)$$

式中 E 为水面蒸发量; $e_0 - e_d$ 为水面温度对应的饱和水汽压与水面以上 d 高度空气实际水汽压的差值; $f(w)$ 为与风速 w 有关函数。

我国一般采用线性风速函数,风速和空气实际水汽压常在水面(或地面)以上150cm(或200cm)高度观测,即将(1)式改成:

$$E = (e_0 - e_{150})(A + BW_{150}) \quad (2)$$

作者用都昌蒸发实验站漂浮筏上观测的资料建立的经验公式为:

$$E = 0.272n(e_0 - e_{150})(1 + 0.111W_{150}) \quad (3)$$

式中 E 为自然水体的月蒸发量,以mm计; $e_0 - e_{150}$ 为用自然水体表面水温计算的月平均饱和水汽压差,以hPa计; W_{150} 为水面以上150cm高度的月平均风速,以 $m \cdot s^{-1}$ 计; n 为计算月份的天数。

由于一般气象(台)站没有 $e_0 - e_{150}$ 和 W_{150} 资料,所以尽管(3)式的精度很高,却无法直接供气象(台)站引用。

实测风速资料表明,两个高度的风速并不呈对数分布,而且差别较大,主要是受温度层结的影响,只有在超绝热梯度条件下,不同高度的风速才能较好地服从对数分布,

而实际上符合这种条件的 时间是不多的。所以用对数分布计算误差可能较大。

作者认为可以通过建立 水面 W_{150} 与陆地 W_{1000} 的经验关系来解决这个问题。都昌蒸发站 $W_{150}(\text{水})-W_{1000}(\text{陆})$ 相关关系见图1, 经验公式如下:

$$W_{150}(\text{水}) = 0.833W_{1000}(\text{陆}) + 0.23 \quad (4)$$

将(4)式代入(3)式得到:

$$E = 0.279n(e_0 - e_{150})(1 + 0.090W_{1000}) \quad (5)$$

式中的 W_{1000} 为陆地地面以上1000cm高度的风速, 以 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 计。

由于气象(台)站也无水温观测资料, 过去曾有不少人直接用空气饱和差(d)来代替饱和水汽压差($e_0 - e_{150}$), 建立计算水面蒸发量的经验公式 $E = d(A + BW_x)$ 。这种作法实际上是假定水面蒸发在单一中性温度层结条件下进行的。而事实上3种温度层结是交替出现的, 因此用这种经验公式计算水面蒸发量必然会产生很大的误差。

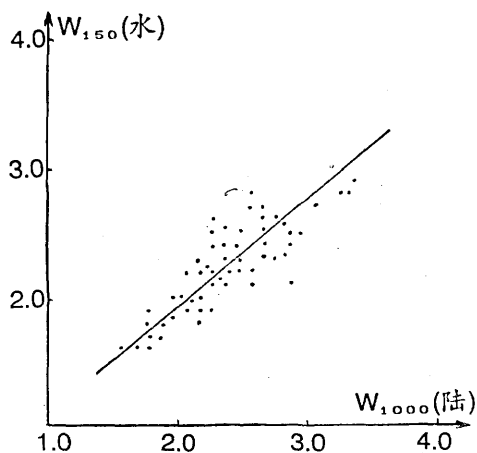


图1 水、陆风速相关图

$$\left. \begin{aligned} 1-4\text{月}: E &= 0.279n \left[d + 0.72 \left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}} (0.021T_{150} + 1.83) \right] (1 + 0.09W_{1000}) \\ 5-7\text{月}: E &= 0.279n \left[d + \left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}} (0.021T_{150} + 1.83) \right] (1 + 0.09W_{1000}) \\ 8-12\text{月}: E &= 0.279n \left[d + 1.08 \left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}} (0.021T_{150} + 1.83) \right] (1 + 0.09W_{1000}) \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

饱和水汽压差与空气饱和差的关系可用马格努斯(Magnus)公式表示成:

$$e_0 - e_{150} \approx d + \left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}} \cdot (T_0 - T_{150}) \quad (6)$$

式中 $\left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}}$ 为 $T = T_{150}$ 处的饱和水汽压曲线的斜率; d 为陆地空气饱和差, 以hPa计; T_0 为水面温度, 以 $^{\circ}\text{C}$ 计; T_{150} 为地面以上150cm高度的气温, 以 $^{\circ}\text{C}$ 计。

由于这里的 d 是陆地空气饱和差, 而 $e_0 - e_{150}$ 是水面饱和水汽压差, 不在同一观测场地, 故应对(6)式作如下修改:

$$e_0 - e_{150} = d + f \cdot \left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}} \cdot (T_0 - T_{150}) \quad (7)$$

式中 f 为不同场地修正系数。

其中的自然水体表面水温 T_0 可通过建立它与地面气温 T_{150} 的经验公式来决定(都昌蒸发实验站资料配制):

$$T_0 = 1.021T_{150} + 1.83 \quad (8)$$

则(7)式变为:

$$e_0 - e_{150} = d + f \cdot \left(\frac{de}{dT} \right)_{T_{150}} \cdot (0.021T_{150} + 1.83) \quad (9)$$

用都昌蒸发实验站的数据反求(9)式中的 f , 并分时段综合, 结果如下:

$$\left. \begin{aligned} 1-4\text{月}: f &= 0.72 \\ 5-7\text{月}: f &= 1.00 \\ 8-12\text{月}: f &= 1.08 \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

最后得到包含陆地月平均气温 T_{150} 、月平均饱和差 d 、月平均风速 W_{1000} 的经验公式:

值得注意的是,我国气象(台)站从1980年起已不统计空气饱和差 d ,需用月平均气温 $T_{1.50}$ 和月平均相对湿度 r 在《湿度查算表》中反查空气饱和差 d' 。比较 d' 与 d ,发现它们之间存在着明显的偏差,但可以采用下式进行订正

$$d = 1.076d' \quad (12)$$

2. 彭曼模式

彭曼(Penman)模型是根据空气动力学方程和能量平衡方程联合求解得到的,形式如下

$$E_0 = \frac{\Delta \cdot R + r \cdot E_a}{\Delta + r} \quad (13)$$

式中 E_0 为水面蒸发量估算值; R 为辐射平衡值; E_a 为空气干燥力; r 为干湿球常数, $r \approx 0.66$ [4]; Δ 为饱和水汽压曲线的斜率(相当于前面的 $\frac{de}{dT}$)。

彭曼曾几次利用英国的观测资料确定了 R 和 E_a 项计算公式中的参数(称为彭曼原式),但由于是在英国特定的海洋性气候条件下确定的,只能供一些与英国气候条件相似的国家使用。在我国季风气候条件下,应对彭曼原式中的一些参数作必要的修正。我国许多学者曾根据各地实验资料建立了许多修正的彭曼模式,主要是对辐射平衡项和空气干燥力项计算公式的修改。

对于空气干燥力的计算,一般通过20 m²蒸发池资料或漂浮蒸发器资料建立如前面(2)式相同的经验公式,本文采用(11)式计算 E_a 值。

R 的计算采用 $Q(1-\alpha)-F$ (α 为水面反射率, F 为水面有效辐射),由于绝大多数测站无 Q 、 F 、 α 观测资料, Q 一般采用辐射测站的经验公式估算, α 由人为估计确定。 F 则采用布朗特公式、别尔良德公式或者邓根云公式[2]计算,含有较大的误差。

作者认为,可以采用以下简单方法计算 R 值,先制作计算太阳辐射总量 Q 的经验公式,例如根据都昌蒸发实验站日射观测资料确定的公式如下(相关图见图2):

$$Q = Q_0 (0.20 + 0.83 \frac{S}{S_0}) \quad (14)$$

式中 Q 为太阳辐射月总量,以mm/month计; Q_0 为碧空条件下的可能辐射总量; $\frac{S}{S_0}$ 为日照率(实际日照时数与可照时数的比值)。

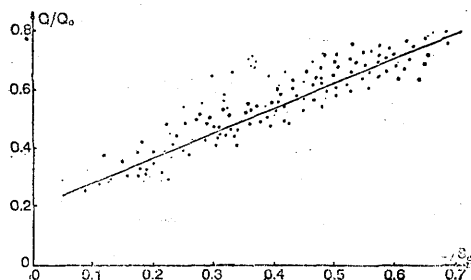


图2 $Q/Q_0 \sim S/S_0$ 相关图

本文所采用的 Q_0 值引自M.N.布德科的计算结果[5],不同著作中所给出的 Q_0 值有所不同,引用时要注意是否与建立经验公式时所用的数值相同。

然后利用文献[3]中提出的下式计算 R 值:

$$R = 0.575Q + 11.456 \quad (15)$$

其中的 R 、 Q 均以mm/month计(mm/month与J/m²·month的换算关系为1mm/month = 2.47 × 10⁶ J/m²·month)。

我国多数学者将(13)式计算的结果直接作为湖泊、水库等自然水体的水面蒸发量,而邓根云则将改正后彭曼公式的计算结果视为蒸发势,对升温季节和降温季节分别建立用蒸发势计算水面蒸发量的一元线性方程[2]。作者认为这一处理方法非常巧妙,可以将整个计算过程中的各种误差(如引用外地经验公式造成的误差、回归模拟中的误差等)进行一次总的修正。

本文确定的 $E-E_0$ 相关公式为:

表 1

小东湖计算蒸发量的比较 (mm)

月 份 计算方法	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
道尔顿模式	29.4	27.4	36.1	58.1	102.9	108.1	153.7	157.8	116.0	85.5	57.5	41.1	973.6
彭曼模式	27.4	26.8	35.2	58.2	90.6	112.7	143.3	165.0	135.9	93.1	46.1	38.6	972.9
标准值	28.0	27.5	34.1	56.0	98.7	107.0	148.4	167.7	132.9	93.4	57.8	41.3	992.7

*标准值指用文献(1)中的(8)式确定的数值。

表 2 两种模式计算的月、年蒸发量误差

计算方法	月蒸发量 计算误差		±i%以内合格率			年相对 误差 (%)
	均方 误差 (mm)	平均相 对误差 (%)	i=10	i=20	i=30	
道尔顿模式	9.7	10.0	71.3	82.5	90.0	1.9
彭曼模式	9.1	9.2	75.0	87.5	90.0	2.0

$$\left. \begin{aligned} 11-5月: E &= 0.933E_0 - 12.8 \\ 6-7月: E &= E_0 \\ 8-10月: E &= 1.195E_0 - 7.6 \end{aligned} \right\} (16)$$

3. 模式的检验与比较

用以上两个模式分别计算江西省都昌县城郊小东湖1980—1987年8年平均蒸发量, 结果见表1, 误差见表2。

表 3

鄱阳湖水面蒸发量计算结果 (mm)

月 份 计算方法	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	年蒸发 量的偏 差
道尔顿模式	35.4	33.5	44.8	62.7	100.0	120.3	157.8	183.7	142.0	99.7	69.6	47.5	1088.5	5.4%
彭曼模式	38.9	40.7	56.4	69.7	91.8	124.6	149.6	183.3	140.8	108.3	53.1	42.9	1100.1	6.6%
折算系数法	31.3	32.9	49.5	53.2	90.1	103.4	134.0	178.9	149.8	109.7	59.2	44.3	1032.3	—

接近, 特别是两个模式计算的年蒸发量仅相差11.6mm (占1.1%), 但月蒸发量的差异比较明显。由于彭曼模式采用了“动力蒸发”(E_a)与“热力蒸发”(R)的加权平均值(权重分别是 $\frac{r}{\Delta+r}$ 和 $\frac{\Delta}{\Delta+r}$), 比道尔顿模式增加了资料信息量, 故可以认为彭曼模式的计算结果比道尔顿模式的计算结果更可靠、更准确些。

四、结语

目前气象部门除采用 $\phi 20\text{cm}$ 小型蒸发

一般认为平均相对误差小于10%, 相对误差在 $\pm 10\%$ 以内的合格率达70%以上的水面蒸发经验公式为优良模式。本文建立的两个模式都达到了这个标准; 年蒸发量的计算相对误差均在2%以内, 其中彭曼模式的精度略高于道尔顿模式, 结果令人满意。

三、模式的应用

用以上两个模式分别计算鄱阳湖区湖口、星子、都昌、柴湖、康山5站1962—1990年水面蒸发量, 用5站蒸发量的算术平均值作为鄱阳湖大湖面的水面蒸发量, 并与用折算系数(R_2)法计算的结果进行比较, 见表3。

从表3中可见, 3种方法计算的结果比较

器观测水面蒸发外, 对水面蒸发中的其它问题缺乏必要的实验研究, 至使大量的气象资料未能在与水面蒸发计算有关的生产中得到应用。建议气象部门今后要加强 $\phi 20\text{cm}$ 蒸发器蒸发与自然水体蒸发之间的关系、自然水体蒸发与基本气象要素之间的关系等多方面的研究工作。

参考文献

- (1) 闵锡, 小型蒸发器蒸发资料的应用及仪器的改进, 气象, 1990年第9期。
- (2) 邓根云, 水面蒸发量的一种气候学计算方法, 气象学报, 1979年第3期。
- (3) 洪嘉瑞等, 华北平原水面蒸发的计算与分析, 刘昌明主编《水量转换》, 科学出版社。
- (4) 陈力, 最大蒸发量的计算, 分析及应用, 气象学报, 1982年第2期。
- (5) M·N·布德科主编, 地球热量平衡, 沈仲译, 气象出版社, 1980年。