

## 高度对彭曼蒸发公式二因子 $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$ 与 $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$ 的影响\*

王 懿 贤

(中国科学院地理研究所)

水利工程设计, 农、林、牧业等的土壤改良、土壤水分的调节、灌溉定额的制定以及研究作物的水分状况、制定农业气候区划等均需要蒸发的资料; 蒸发过程的机制又联系到近地层中涡动交换的规律。因此, 蒸发研究在生产实践上及学术研究上都具有重要的意义。计算蒸发的公式甚多, 但可概括为空气动力学方法、能量平衡法和经验公式法三类。彭曼 (Penman, H. L.)<sup>[1]</sup> 联系了空气动力学方法与能量平衡法而创造了综合法。他的公式建立在可靠的物理学基础上, 又消去了蒸发面的测量值, 使得数据易测而且精确度高。尤其是他的公式经过许多学者在各地的检验<sup>[2-5]</sup>, 均认为比桑斯威特 (Thornthwaite, C. W.) 公式精确。所以, 他的公式被世界许多国家广泛采用<sup>[6-7]</sup>, 我国也有一些学者<sup>[8-10]</sup> 用彭曼公式计算了蒸发力, 并且分别提出了研究蒸发的途径、干湿地区的气候区划和应用于公路设计之中。由于文献 [1] 的作者未考虑高度对蒸发的影响, 所以这对于高海拔地区会削弱计算的精度。为此, 本文讨论了高度对彭曼公式中  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  和  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  因子的影响问题。

### 1. 彭曼公式概述

彭曼计算自由水面蒸发势  $E_0$  的公式为

$$E_0 = (\delta R_n + \gamma E_a) / (\delta + \gamma)^{1.7} \quad (1)$$

(1) 式中  $E_0$  为水面蒸发势 (单位为毫米/日);  $R_n$  为辐射平衡 (单位为卡/日);  $E_a$  为空气干燥力 (单位同  $E_0$ );  $\delta$  为气温等于  $T_a$  时饱和水汽压曲线的斜率;  $\gamma$  为干湿球常数 ( $\delta$  和  $\gamma$  的单位均为毫巴  $\cdot$   $^{\circ}\text{C}^{-1}$ )。 (1) 式中  $\frac{\delta}{\delta+\gamma} R_n$  项称为能量平衡项,  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma} E_a$  项称为空气动力学项。而  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  及  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  被称为转换成水蒸汽能量的“加权因子”(以下简称因子), 它们都为无量纲。绝大多数作者均认为这二个因子仅为平均温度的函数, 而忽略了高度 (即大气压力) 对它们的影响。但在黎普列 (Riply)<sup>[11]</sup> 与友人的通信中指出: “这二个因子对高度 (即大气压力) 有显著的依赖关系”。冯巴维尔 (Van Bavel, C. H. M.) 1966 年给出  $P=1000$  mb、温度为  $0-40^{\circ}\text{C}$ 、间隔为  $\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$  时  $\delta/\gamma$  的值, 并且指出如果计算高于海

\* 本文于 1980 年 3 月 3 日收到, 1980 年 10 月 8 日收到修改稿。

1) 该式的得出可见 [1] 或 [8]。

平面高度时, 应考虑压强的影响<sup>[12]</sup>。文献 [11] 给出, 在海拔 0—3000 公尺范围内、高度间隔为 500 公尺、温度自 5°C 至 35°C 的各海拔高度上  $(1-\gamma)\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  和  $(1-\gamma)\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  的数值。其中  $\gamma$  为自由水面的反射率。因文献 [11] 的海拔高度及温度的取值范围均甚小, 不适于我国采用, 而  $(1-\gamma)\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  和  $(1-\gamma)\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$ , 除了自由水面外其它蒸发面均不能用, 况且在 [11] 中对计算方法也未交待清楚。我们则给出了海拔高度 0—5000 公尺 (其中高度间隔 500 公尺)、温度 -20°C—40°C (温度间隔为 1°C) 范围内,  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  和  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  的数值, 这对我国的应用来说是足够的和方便的。

二个因子由  $\delta$  及  $\gamma$  组成, 其中  $\delta = \frac{de_w}{dT_0}$  ( $e_w$  为饱和水汽压), 它仅是温度的函数;  $\gamma$  为干湿球常数 (如  $T_0$  以 °F 计, 压力以汞柱高 mm 计, 则  $\gamma = 0.27^{[1,8,9]}$ ,  $\gamma$  名为常数, 实际上  $\gamma = C_p P / \epsilon L^{[11]}$ , 其中  $C_p$  为干空气的定压比热, 单位为卡·克<sup>-1</sup>·°K<sup>-1</sup>;  $P$  为压强, 单位为 mb;  $\epsilon$  为水汽分子量对干空气分子量的比;  $L$  为水的汽化潜热, 单位为卡·克<sup>-1</sup>。显然, 在  $\gamma = C_p P / \epsilon L$  中,  $\gamma$  是  $P$  的函数而不能认为是常数了。故由  $\gamma$  及  $\delta$  组成的因子  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  和  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  乃是温度及高度 (即压强) 的函数。

## 2. $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$ 和 $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$ 值的计算

由上节讨论可知,  $\delta$  为温度的函数, 不同温度的  $\delta$  数值, 可查 Smithsonian 气象表<sup>[13]</sup> 的 103 表;  $\gamma$  可由  $\gamma = C_p P / \epsilon L$  来计算。其中  $\epsilon = 0.622$ ,  $C_p$  随温度的变化很小, 可视为常数 (取值 0.24),  $L$  随温度虽有些变化, 但一般也都取为常数, 我们取为 58.6。因此, 由站压  $P$  即可容易地求出  $\gamma$  值。

在不同海拔高度和不同温度情况下, 求二个因子值的问题, 归结为从测站高度及气温求测站的站压的问题。它由下式求出<sup>[14]</sup>

$$Z = 18400(1 + \alpha t) \lg P_0 / P \quad (2)$$

(2) 中  $Z$  为测站高度, 以公尺为单位;  $\alpha$  为气体膨胀系数,  $\alpha = 1/273$ ;  $t$  为测站温度, 单位为 °C;  $P_0$  与  $P$  分别为海平面高度上及测站高度上的大气压力, 以 mb 为单位。需加说明的是: (2) 式中的  $t$  本应为测高平均气温  $T_m$ , 由于用  $t$  代替 (2) 式中的  $T_m$  的影响不大, 我们也把  $t$  直接用于 (2) 式<sup>[14]</sup> 以求得  $P$  值。求站压的公式成为

$$P = 1013 / 10^{2/18400(1+\alpha t)} \quad (3)$$

其中, 1013 为海平面标准大气压 (单位: mb)。由测站气温  $t$ °C, 根据文献 [13] 的表 103, 查取  $\delta$  值, 再把测站高度  $Z$  及温度  $t$  代入 (3) 式算出站压  $P$ , 再由  $\gamma = C_p P / \epsilon L$  算出  $\gamma$  值。有了  $\delta$  及  $\gamma$  的值以后, 则该高度  $Z$  及温度  $t$  的二个加权因子就容易求出了。为了便于应用, 我们给出了海拔 0—5000 公尺、温度 -20°—40°C 范围内、高度每隔

500 公尺的各温度的  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  值(图1)。因  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma} = 1 - \frac{\delta}{\delta+\gamma}$ ，故有了各高度及温度的  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  值以后， $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  值也就容易得出了。

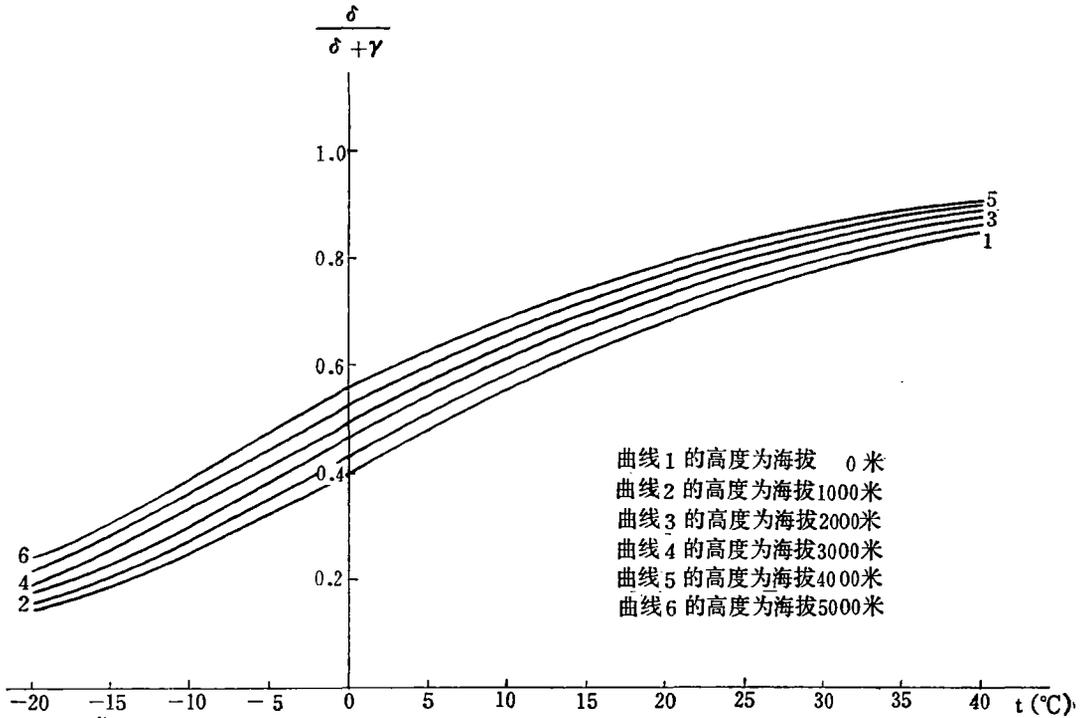


图 1 不同海拔高度及不同温度的  $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  数值图

### 3. 结 束 语

当温度一定时， $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$  值随高度增高而增加；而  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$  却随高度增加而减小。彭曼<sup>[1]</sup>曾强调辐射平衡项对蒸发的重要性，文献[7]也指出彭曼方程的二项对蒸发的贡献主要来自能量项。即(1)式的  $\frac{\delta}{\delta+\gamma} R_n$  项比  $\frac{\gamma}{\delta+\gamma} E_a$  项的数量要大得多。故考虑了高度对二个因子的影响后，随着高度的增加，能量项对于蒸发量的增大超过空气动力学项对蒸发的减小，就整个蒸发量而言，数量是增加的。

本文承黄秉维教授指导，特此致谢。

### 参 考 文 献

- [1] Penman, H. L., Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil And Grass, *Proc. Roy. Soc. (London)*, 193, A, 120—145, 1948.
- [2] Pruitt, W. O. And D. E. Angus, Large Weighing Lysimeters for Measuring Evapotranspiration, *Trans., Amer. Soc. of Agricultural Engineers*, 3, 13—15, 18, 1960.
- [3] Stanhill, G., A Comparison of Methods Calculating Potential Evapotranspiration from Climatic

- Data, *Israel Journal of Agricultural Research*, 11, 159—171, 1961.
- [4] Chapas, L. C., And A. R. Rees, Evaporation And Evapotranspiration in South Nigeria, *Quar. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 90, 313—319, 1964.
- [5] Chang, Jen-hu., Microclimate of Sugarcane, *Hawaii Planter's Record*, 56, 195—223, 1961.
- [6] Wallén, C. C., Global Solar Radiation And Potential Evapotranspiration in Sweden, *Tellus*, XVIII, 4, 786—800, 1966.
- [7] Padmanabhamurty, B., A Preliminary Study of Potential Evapotranspiration by Penman's Method, *Indian J. of Meteorol. And Geophys.*, 21, No. 4, 607—612, 1970.
- [8] 朱岗崑、杨级章, 气象记录在经济建设中的应用(II), 中国各地蒸发量的初步研究, *气象学报*, 26 卷, 1—2 期, 1—24 页, 1956 年 6 月。
- [9] 钱纪良, 林之光, 关于中国干湿区划的初步研究, *地理学报*, 31 卷, 1 期, 1—13 页, 1956 年 3 月。
- [10] 耿大定, 陈傅康、杨香扬、江美球, 论中国公路自然区划, *地理学报*, 33 卷, 1 期, 49—62 页, 1978 年。
- [11] McCulloch, J. S. G., Tables for The Rapid Computation of The Penman Estimate of Evaporation, *East African Agricultural And Forestry Journal*, 30, No.3, 286—295, 1965.
- [12] Van Bavel, C. H. M., Potential Evaporation: The Combination Concept And Its Experimental Verification, *Water Resources Research*, 2, No.3, 455—467, 1966.
- [13] List, R. J., *Smithsonian Meteorological Tables*, 6th Edition, Washington, U. S. A., 1951.
- [14] 气象常用表(第三号), 中央气象局编印, 1975 年 6 月。