第37卷 第3期　　气 象 学 报　　Vol. 37, No. 3
1979 年 11 月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　Nov. 1979

水面蒸发量的一种气候学计算方法*

邓 根 云**

(北京市农科院)

提　　要

用北京日射站和官厅蒸发站的辐射和蒸发资料对彭曼公式进行订正，得出修正公式

$$E_0=\frac{\Delta H_0+\gamma E_a}{\Delta+\gamma}$$

$$H_0=\frac{1}{59}\left[0.95\,Q_A\left(0.167+0.583\frac{n}{N}\right)-\sigma T_a^4\left(0.32-0.026\sqrt{e_a}\right)\left(0.30+0.70\frac{n}{N}\right)\right]$$

$$E_a=0.13(e_a-e_d)(1+0.77\,u),$$

其中 H_0 是表示为蒸发量单位的辐射平衡，E_a 是由风速和饱和差决定的"干燥力"。

自由水面的蒸发量 E 可用下式表示

$$E=E_0-\frac{F}{L},$$

其中 F 是水面向下的热通量，在升温季节为正值，在降温季节为负值。由于缺少水温梯度观测资料，F 不能直接计算。本文建议，对升温或降温季节分别建立水面蒸发 E 倚蒸发势 E_0 的回归方程。得出北京地区各月蒸发量的计算公式如下

$$E=\begin{cases}0.963\,E_0-7.0 & 4\text{—}7\text{ 月}\\ 0.902\,E_0+26.0 & 9\text{—}10\text{ 月}\\ E_0 & 8\text{ 月}\end{cases}$$

一、引　　言

自然条件下的蒸发包括水面的、土壤的和植被的蒸发，是大气中一个重要的物理或物理-生物过程，这对气象学以及各门有关学科均有重要意义。关于蒸发量的测定方法，曾经提出过器测法、经验公式法、乱流交换法、热量平衡法和水分平衡法等。已有的各种方法未曾区分影响蒸发过程的普遍原因与特殊原因，故不同的方法只用于解决不同的具体问题，而未能把各种下垫面的蒸发问题联系起来研究。本文从"矛盾的特殊性和普遍性及其互相联结"(«毛泽东选集»294 页)的观点出发，提出用蒸发势作为控制各种下垫面的蒸发过程的共同原因，并研究了一种用蒸发势计算水面蒸发量的方法。

二、蒸发势的概念

自然界的各种蒸发过程，不论是水面、土壤或植被的，其控制的机制都可以区分为

* 本文 1978 年 7 月 12 日收到。
** 刘洪顺、李淑华同志参加部分资料统计工作。

两部分。一部分是由大气状况决定的，例如同是水面的蒸发，在不同的天气或气候条件下差别很大。另一部分是由下垫面自身的状况直接决定的，例如在同样的天气或气候条件下，水面、土壤或植被的蒸发量就各不相同。即便是同一种下垫面例如水面，水体的大小、蓄热的多少对蒸发量都有明显影响，更不用说土壤的潮湿程度、导水能力、地下水埋深以及植被根系的深浅、气孔对水汽阻力的大小等等对于土壤蒸发和植被蒸腾的巨大影响了。由此可以得出一个概念：大气中存在一种控制各种下垫面蒸发过程的能力，这种能力可称之为蒸发势(potential evaporation)。它是由大气状况决定的，是一个重要的天气、气候特征。这种特征是各种蒸发过程的共同原因或根据，而任一种具体的蒸发过程则是由蒸发势和下垫面自身状况所共同决定的。

蒸发势一词前人也曾用过，但未曾给它下过明确的定义。通常把它当作水面蒸发量的同义语，但这是不确切的。首先，水面蒸发量与水体面积有关，水体面积越小蒸发量越大，而气象站使用蒸发器测定的蒸发量要比自由水面的蒸发量大得多。文献[1]指出，水体面积增大至 20 米^2 以上，蒸发量才趋于稳定而接近于自由水面的蒸发量。其次，即便是自由水面的蒸发量，仍有与下垫面状况有关的水面下的热传导和水土间热交换问题。因此，把蒸发势与水面蒸发等同起来是不适当的。

如何确定蒸发势？“就人类认识运动的秩序说来，总是由认识个别的和特殊的事物，逐步地扩大到认识一般的事物”(«毛泽东选集» 284 页)。我们从水面蒸发过程出发，写出能量平衡方程

$$H=LE+K+F, \tag{1}$$

其中H是辐射平衡，L 是蒸发潜热，E 是蒸发量，K 是乱流热通量，F 是水面向下的热通量(包括水体蓄热的变化和水体与土壤间的热交换)。把上式改写为

$$LE=H-K-F \tag{1}a$$

由上式可以看出，蒸发量可以分成两部分。一部分属于大气的条件，包括辐射平衡H和乱流热通量 K；另一部分则属于下垫面自身的状况，即水面下的热通量 F。按照上述蒸发势的概念，可用辐射平衡与乱流热通量之差来定义蒸发势 E_0，即

$$LE_0=H-K \quad 或 \quad E_0=\frac{1}{L}(H-K) \tag{2}$$

人们通常把(2)式作为计算蒸发量的简化热量平衡方程。其实，比较(2)式和(1)a式就可看出蒸发势和蒸发量并不相等，其差值决定于 F 的方向和大小。在春夏升温季节，热量往下传递，$F>0$，所以 $E_0>E$；而在秋冬降温季节，$F<0$，因此 $E_0<E$。只有在由升温到降温或由降温到升温的转折时期，或者是以一年为单位时，水面下的热通量 F 才等于 0，蒸发势 E_0 才和蒸发量 E 相等。

三、计算蒸发势的彭曼公式

(2) 式具体应用时，可以写成以下形式

$$E_0=\frac{1}{L}\cdot\frac{H}{1+\beta}=\frac{H_0}{1+\beta}, \tag{3}$$

其中 $H_0=\frac{H}{L}$，即辐射平衡的单位用蒸发量的毫米数表示，β 为波文比

$$\beta=\gamma\frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\frac{\partial e}{\partial z}}$$

其中 γ 为干湿表常数，等于 $\frac{c_p p}{0.622\,L}\approx 0.65$ 毫巴/℃；T 为气温；e 为水汽压。(3)式含有温度梯度和水汽压梯度，因此单有普通的气候资料还不能算出蒸发势。为了克服这个困难，彭曼(Penman)[2,3]引入一个称为"干燥力"(drying power)的参数 E_a

$$E_a=(e_a-e_d)f(u). \tag{4}$$

上式是利用计算蒸发量的道尔顿经验公式：

$$E=(e_s-e_d)f(u) \tag{5}$$

用饱和差(e_a-e_d)代替水面与百叶箱高度间的水汽压差(e_s-e_d)作出来的。(4)式和(5)式中：e_a 是百叶箱高度的饱和水汽压，e_d 是百叶箱高度的水汽压，u是百叶箱高度的风速，e_s 是水面的饱和水汽压。由(4)式和(3)式联合解得出

$$E_0=\frac{\Delta H_0+\gamma E_a}{\Delta+\gamma}, \tag{6}$$

此即计算蒸发势的彭曼公式，其中 $\Delta=\frac{de}{dT}$ 为饱和水汽压-温度曲线的斜率。(6)式不包含专门的梯度观测项目，而且辐射平衡 H_0 可以和温度、日照、水汽压三个要素建立很好的经验关系，因此，只要有普通的气候资料便可算出蒸发势 E_0。

四、辐射平衡和"干燥力"的计算公式

写出辐射平衡公式

$$H=(1-\alpha)Q-B_l \tag{7}$$

其中 Q 是太阳总辐射；α 是反射率，对于水面平均取 0.05；B_l 为地面有效辐射。彭曼[2,3]根据英国和瑞典的资料，得出计算 Q 和 B_l 的经验公式

$$Q=Q_A(0.18+0.55\,n/N), \tag{8}$$

$$B_l=\sigma T_a^4(0.56-0.08\sqrt{e_d})(0.10+0.90\,n/N), \tag{9}$$

其中 Q_A 为理论太阳辐射，n/N 为日照百分率，σ 为斯捷藩-波尔兹曼常数，T_a 为气温，e_d 为水汽压(单位用毫巴)。

彭曼给出的计算"干燥力"E_a 的公式为

$$E_a=0.26(e_a-e_d)(1+0.5\,u) \tag{10}$$

其中风速 u(百叶箱高度的)的单位用米/秒。将以上一组计算辐射平衡和"干燥力"的经验关系用于公式(6)中，我们简称为彭曼原式。文献[4，5]曾用此计算过我国各月蒸发势并进行干湿区划。由于过去没有辐射平衡和大型蒸发池的实测资料，对用彭曼原式的计算结果尚未进行过检验。目前已有这方面的资料，可进行检验并建立适于我国的计算辐射平衡和"干燥力"的经验关系。

1．计算太阳总辐射的经验公式

太阳总辐射的经验关系，通常取以下形式：

$$Q=Q_A(a+bn/N)\text{或}$$
$$Q=Q_0(a_0+b_0n/N),$$

其中，Q_0 是晴天可能总辐射。由于 Q_0 需用统计方法确定，比较繁琐，且两次统计会增大误差，所以我们用前一种形式。用北京日射站 1959—1968 共 10 年的总辐射资料（此 10 年内站址固定，其余时间站址有变迁），求出 Q/Q_A 依 n/N 的回归方程为(见图 1)

$$\hat{Q}/Q_A=0.167+0.583\,n/N, \qquad (11)$$

相关系数 $r=0.928^{***}$(***表示信度水平为 0.1%)，剩余标准差 S. E.=0.025。理论太阳辐射 Q_A 由下式计算[6]

$$Q_A=\frac{2S_0}{\omega}\cdot\frac{1}{\rho^2}(\Omega_0\sin\varphi\sin\delta+\cos\varphi\cos\delta\sin\omega t_0),$$

S_0 为太阳常数，取 2.0 卡/厘米^2·分；ρ 为以平均距离为单位的日地距离；ω 为地球自转速度；t_0 为日出时间；$\Omega_0=\omega t_0$ 为日出时角；φ 为纬度；δ 为赤纬。算出北京地区(40° N)各月 Q_A 值，如表 1 所示。

表 1 40°N 各月理论太阳辐射 Q_A[卡/厘米^2·日]

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Q_A	380	505	670	840	965	1015	990	890	738	562	409	334

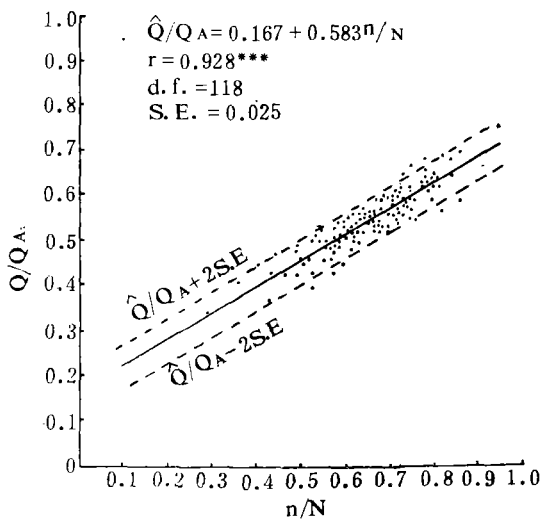


图 1 太阳总辐射与日照百分率相关图

比较(11)式和(8)式可以看出，我们的结果与彭曼的经验公式很接近。左太康等[7]曾用 1957—1960 三年半的资料统计过太阳辐射经验公式，结论是全国不同气候区的公式都相近似，北京地区的公式为：

$$Q=Q_0(0.220+0.720\,n/N). \qquad (12)$$

用该文给出的各月晴天可能辐射Q_0和理论辐射 Q_A(见表 2)相比，其值变化于0.75—0.84，平均为 0.78。按此比值代入(12)式得出：

$$Q=Q_A(0.17+0.56\,n/N)。 \qquad (12)a$$

比较式(8)、(11)和(12)a，可见三式都比较接近。

表 2 40°N 各月晴天可能辐射 Q_0 与理论辐射 Q_A[千卡/厘米^2·月]

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Q_0	9.4	11.9	16.0	19.5	22.6	23.6	23.2	20.7	16.9	13.5	10.2	8.2
Q_A	11.8	14.1	20.8	25.2	29.9	30.5	30.7	27.6	22.1	17.4	12.3	10.4
Q_0/Q_A	0.80	0.84	0.77	0.78	0.76	0.78	0.76	0.75	0.76	0.78	0.83	0.79

翁笃鸣[8]也曾用 1957—1960 年的资料统计过太阳总辐射的经验关系，认为不同气

候区差别较大。华北地区的公式为

$$Q=Q_A(0.105+0.708\,n/N). \tag{13}$$

考虑到该文采用太阳常数为 1.9 卡/厘米^2·分，为了便于比较，把它折算成太阳常数为 2.0 卡/厘米^2·分。则(13)式应改写为

$$Q=Q_A(0.100+0.673\,n/N). \tag{13}$$a

上式与式(8)、(11)、(12)a 比较起来，系数 a 显著偏小，系数 b 则显著偏大。表 3 汇集了各国计算太阳辐射的经验公式的系数 a 和 b，以供分析比较。

表 3　各国使用的经验系数 a,b 值

a	b	地　区	参考文献
0.22	0.54	美国，弗吉尼亚	[9]
0.25	0.54	澳大利亚，堪培拉	[10]
0.18	0.55	英国，罗森斯特德	[2]
		瑞典，斯德哥尔摩	[11]
		日本，东京	[12]
0.23	0.48	由雅加达(6° S)到费尔班克(65°N)共 32 个站的平均结果	[13]

2．计算地面有效辐射的经验公式

用北京日射站 1964—1965 两年资料，按布朗特公式[11]

$$B_l=\sigma T_a^4(a-b\sqrt{e_d})\,(c+dn/N)$$

建立经验关系。由于资料缺测较多，用累计 10 天的资料作为一个样本点，得到回归方程为

$$\hat{B}_l/\sigma T_a^4\,(0.30+0.70\,n/N)=0.32-0.026\sqrt{e_d}, \tag{14}$$

相关系数 $r=-0.744^{***}$(见图 2)。

由式(11)和(14)得出，计算辐射平衡的经验公式为

$$H_0=\frac{1}{59}[0.95\,Q_A(0.167+0.583n/N)-\sigma T_a^4(0.32-0.026\sqrt{e_d})(0.30+0.70\,n/N)] \tag{7}$$a

3．“干燥力” E_a 的计算公式

用官厅蒸发站 20 米^2 蒸发池 1964—1970 年的月蒸发量 E，水汽压差 e_s-e_d，风标高度的风速 u，建立回归方程(见图 3)

$$\hat{E}/e_s-e_d=0.13+0.10\,u, \tag{15}$$

相关系数 $r=0.894^{**}$。由此得“干燥力”E_a 的计算公式为

$$E_a=0.13\,(e_a-e_d)(1+0.77\,u) \tag{16}$$

彭曼用以计算 E_a 的(10)式中，u 为百叶箱高度的风速。为了和(16)式相比较，按风速随高度变化的关系取

$u_1/u_2=\left(\frac{z_1}{z_2}\right)^{1/7}$，则百叶箱高度的风速约等于风标高度的风速的 3/4 。所以用风标高度的风速，则(10)式应改变为

$$E_a=0.26\,(e_a-e_d)(1+0.38\,u). \tag{10}$$a

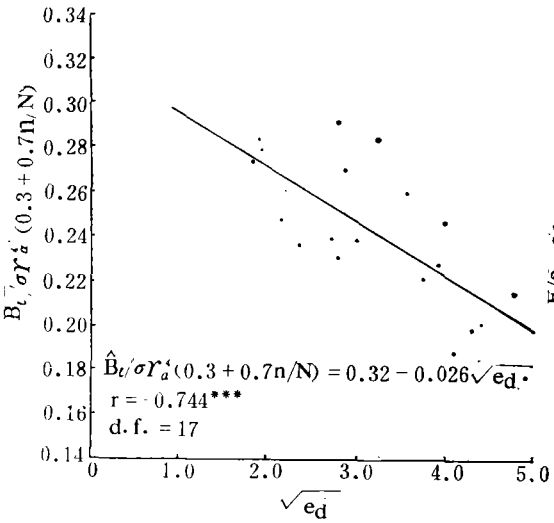


图 2 有效辐射与温、湿、日照百分率相关图

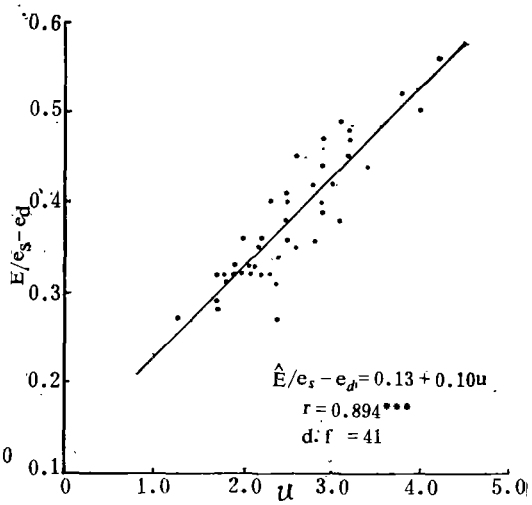


图 3 蒸发量经验公式

比较(10)a式和(16)式得出，在风速小于 50 米/秒的范围内，(10)a 式计算的结果都偏大，风速越小偏差越大；在风速为 2—3 米/秒时，(10)a 式计算的 E_a 偏大约 30%—40%。

综合以上结果，我们得到修正后的蒸发势计算公式包括以下一组方程

$$\begin{cases} E_0=\dfrac{\Delta H_0+\gamma E_a}{\Delta+\gamma} \\ H_0=\dfrac{1}{59}[0.95\,Q_A(0.167+0.583\,n/N)-\sigma T_a^4(0.32-0.026\sqrt{e_d})(0.30+0.70n/N)] \\ E_a=0.13\,(e_a-e_d)(1+0.77\,u). \end{cases}$$

五、蒸发势计算结果比较

用官厅蒸发站 1965 年的蒸发量资料（见表 4），和彭曼原式及我们作出的修正式计算的蒸发势相比较。由图 4 看出，不论原式或修正式在 8 月以前蒸发势均大于蒸发量，8 月以后则小于蒸发量。这与前面论述过的升温季节蒸发势应大于蒸发量，降温季节应小于蒸发量的规律相符。原式与修正式计算结果相比，在秋季非常接近，春夏季则原式计算结果显著偏高。从 4—10 月的总和来看，原式计算的蒸发势比蒸发量大 6.6%，而修正后计算的蒸发势只比蒸发量大 0.2%。由于 11—3 月主要是冰冻期，蒸发量很小，因此 4—10 月的蒸发量接近于年蒸发量。而全年的总蒸发势应与年蒸发量相等，所以修正后的公式比原式的准确度有显著提高。容易看出，原式的误差主要是春季结果偏大，而春季偏大的原因则是空气干燥，饱和差大。因而原式计算的"干燥力"E_a 偏大，夸大了影响蒸发的动力因子。

用湿润气候地区的重庆蒸发站的资料比较(图 5 和表 5)，结果表明，原式算出的年总蒸发势比年蒸发量大 15%，而修正后的公式计算结果比年蒸发量小 4.9%，也比原式准确。

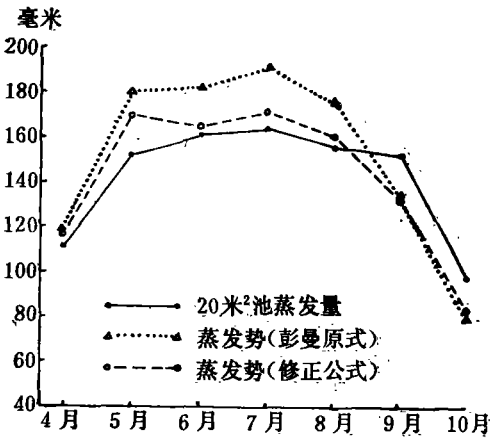


图 4　各月蒸发量与蒸发势比较
(1965 年，官厅)

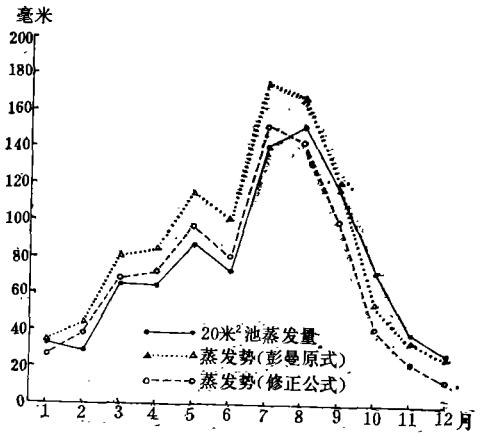


图 5　各月蒸发量与蒸发势比较
(1960 年，重庆)

表 4　官厅 1965 年 4—10 月的蒸发势与蒸发量 (毫米)

月	4	5	6	7	8	9	10	合　计
E	110.5	152.3	161.0	164.1	155.5	152.7	97.5	993.6
E_0(原式)	118	180	182	191	176	133	79	1059
E_0(修正式)	117	170	164	171	160	132	82	996

表 5　重庆 1960 年各月的蒸发势和蒸发量 (毫米)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
E	33.0	29.3	65.1	65.4	87.7	72.6	140.9	151.5	117.6	72.5	39.5	27.9	903.0
E_0(原式)	34	44	81	85	115	101	175	167	121	55	35	26	1039
E_0(修正式)	27	39	69	73	98	81	152	143	100	41	23	13	859

六、蒸发量的气候学计算方法

前面讨论了影响各种下垫面蒸发过程的共同原因即蒸发势的概念，并由水面蒸发过程出发探讨了蒸发势的计算方法。这是由特殊到一般的认识过程。“当着人们已经认识了这种共同的本质以后，就以这种共同的认识为指导，继续地向着尚未研究过的或尚未深入地研究过的各种具体的事物进行研究，找出其特殊的本质，……”(«毛泽东选集» 285 页)。由(1)a 式和(2)式得到

$$E=E_0-\frac{F}{L}, \qquad (1)b$$

即蒸发量等于蒸发势减去水面向下的热通量。由于 F 是依季节有规律的变化的，在升温季节 $F>0$，降温季节 $F<0$，温度转折的月份（1 月和 8 月）$F=0$。所以，解决蒸发量的计算问题可以有两条途径：一是直接测定 F，但这最少要有两个深度的水温观测，而目前还缺乏此项资料；二是不直接计算 F，只把它当作随机项，用统计方法分别建立升温季节和降温季节 E 和 E_0 的经验关系。我们用官厅 1964—1970 年 20 米^2 蒸发池的资料，分别作出 4—7 月，9—10 月以及 8 月的 E 倚 E_0 的回归方程及其相关系数（见图 6,7）

$$4—7\text{ 月}\quad \hat{E}=0.963\,E_0-7.0\quad r=0.951^{***}$$
$$9—10\text{ 月}\quad \hat{E}=0.902\,E_0+26.0\quad r=0.957^{***}$$
$$8\text{ 月}\quad \hat{E}=E_0\quad r=0.960^{***}$$

用上式计算 1964—1970 年各月的蒸发量（用 E_{est} 表示），和 20 米^2 池的实测值 E 相比较（图 8），相关系数提高到 0.967^{***}。用上述方法计算水面蒸发量的精度，由图 8 的剩余标准差估计，算出 $S.E=6.9$ 毫米，相对误差 5%。

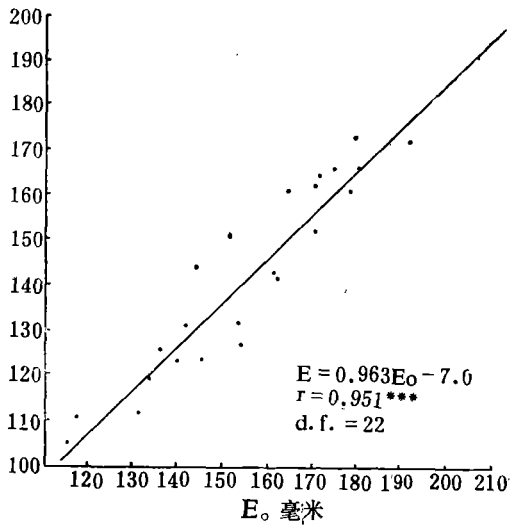


图 6 春季各月蒸发量(E)与蒸发势(E_0)相关图

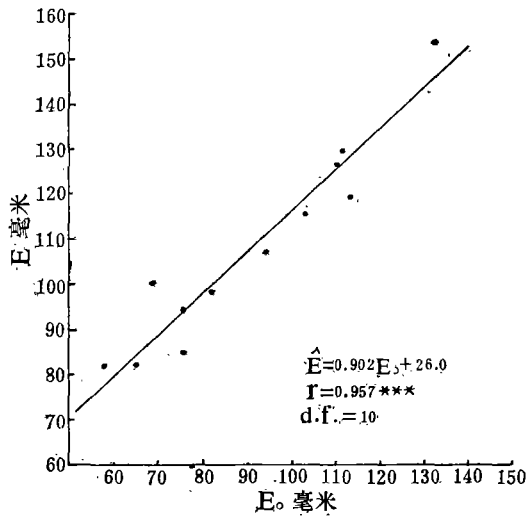


图 7 秋季各月蒸发量(E)与蒸发势(E_0)相关图

比较图 8 和图 3 可以明显看出，用上述方法即先算出蒸发势再计算蒸发量的方法，比简单的经验公式——道尔顿公式的准确度有显著的提高。

七、结 果 讨 论

1．蒸发势是支配不同下垫面蒸发过程的共同原因或根据是一个重要的气候特征。蒸发势虽不能用仪器简单的直接测定，但可以用气温、湿度、日照、风速等普通的气候资料计算出来。我们用官厅蒸发站的资料，修正了计算蒸发势的彭曼公式，提高了计算精度。建议把蒸发势作为常规的气候要素之一进行整编计算。

2．目前气象台、站使用的小型蒸发皿观测的资料比自由水面的实际蒸发大得多，而要能够代表自由水面的蒸发量，则蒸发池面积要增大到 20 米^2。但设置 20 米^2 蒸发池进

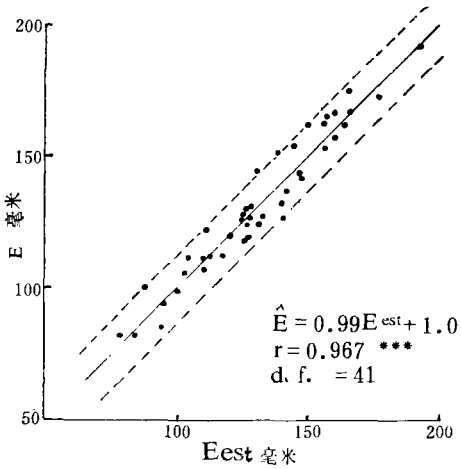


图 8　月蒸发量实测值(E)与计算值(E_{est})的比较

行蒸发观测，不论建造、维修和日常测定都比较困难，因而建立有相当密度的大型蒸发池的观测网实际上不易办到。建议采取大型蒸发池直接测定和相关公式计算法两种方法点面结合：(1) 在每个大的气候区域选有代表性的台站设置 20 米^{2}蒸发池作为一级蒸发观测网，其观测资料并用以建立和校正该气候区的用蒸发势计算蒸发量的公式；(2) 普通台站用蒸发势与蒸发量的相关公式计算当地的水面蒸发量。

3．土壤蒸发和植被蒸发都受蒸发势的支配，因此农田蒸发的研究应该和蒸发势联系起来，才能进一步揭示作物需水量的规律性。

参 考 文 献

[1] Константинов, А. Р. и Пушкарев, В. Ф., 1961, 热水平衡及其在地理环境中的作用问题(译文集), 第二辑, 科学出版社, 140.
[2] Penman, H. L., *Proc. Roy. Soc. A*, **193** (1948), 120.
[3] Penman, H. L., *Neth. Journ. Agr. Sci.*, **4** (1956), 9.
[4] 朱岗昆、杨纫章，气象学报 **26**(1955), 1.
[5] 钱纪良、林之光，地理学报 **31**(1965), 1.
[6] Кондратьев, К. Я., 1962, Лучистая энергия солнца (太阳辐射能，李怀瑾等译)，科学出版社.
[7] 左大康等，气象学报，**33** (1963)，79.
[8] 翁笃鸣，气象学报，**34** (1964)，304.
[9] Kimball, H. H., *Mon. Weath. Rev., Wash.*, **42** (1914), 474.
[10] Prescott, J. A., *Trans. Roy. Soc. S. Aust.*, **64** (1940), 114.
[11] Brunt, D., 1939, Physical and dynamical meteorology, Camb. Univ. Press.
[12] 八锹利助，农业物理学 (中国科学院地理研究所译)，上海科技出版社 1965.
[13] Black, J. N., Bonython, C. W. and Prescott, J. A., *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **80** (1954), 231.

A CLIMATIC CALCULATIVE METHOD OF EVAPORATION FROM OPEN WATER

Deng Gen-yun
(Beijing Academy of Agriculture)

Abstract

Based on the data of radiation and evaporation from Beijing Solar Radiation Station and Quanting Evaporation Station, the Penman's formula is corrected as

$$E_0=\frac{\Delta H_0+\gamma E_a}{\Delta+\gamma}$$

$$H_0=\frac{1}{59}[0.95\,Q_A\,(0.167+0.583\,n/N)-\sigma T_a^4\,(0.32-0.026\sqrt{e_d})$$
$$(0.30+0.70\,n/N)]$$
$$E_a=0.13(e_a-e_d)(1+0.77\,u)$$

where H_0 is the radiation balance expressed in evaporation units, E_a is the "drying power" determined from windspeed and the vapour-pressure deficit.

Evaporation from open water may be expressed by equation

$$E=E_0-\frac{F}{L}$$

where F is heat flux downward from water surface. During the increasing temperature season its sign is plus, and in decreasing temperature season minus. Since we lack the data of water temperature gradiant, F cannot be directly calculated. In this paper it is suggested that the regressive equations of E depending on E_0 may be respectively established during increasing or decreasing temperature season. Thus, the monthly values of evaporation in warm season in Beijing may be estimated by following formulas

$$E=\begin{cases}0.963E_0-7.0 & \text{Apr.—July,}\\ 0.902E_0+26.0 & \text{Sep.—Oct.,}\\ E_0 & \text{August.}\end{cases}$$