

论干湿气候指数

黄润本 黄伟峰 沈雪苹
(气象学系)

一、前言

本世纪以来,提出了许多表征地面干湿状况的经验指标。这些指标,一般表示为蒸发力与降水量的比值,或降水量与蒸发力的比值,前者称为“干燥指数”,后者称为“湿润指数”。蒸发力的计算,大多采用气温或空气饱和差资料,晚近则采用辐射平衡或热量平衡资料。采用气温资料的例如R.莱格(Lang)的雨量指数⁽¹⁾和E.德马东(de Martonne)的干燥指数⁽²⁾等;采用饱和差资料的例如Θ·M奥里杰柯普(ольдекоп)的计算方法⁽³⁾和A.梅伊尔(Meyer)的NS系数⁽⁴⁾等;采用辐射平衡或热量平衡资料的有H.L.彭门(Penman)⁽⁵⁾和M.N.布德科(Будько)⁽⁶⁾的计算公式等。但是,这一类气候指数,在计算蒸发力时,因为没有充分考虑地面水分平衡的变化,对于年内不同季节或不同月份的干湿情况均无法正确表示。本文根据我们近年来从事野外工作比较熟悉的地区水分平衡年变化的研究结果,探讨了更为合理的能反映地面实际干湿情况的气候指数。

二、地面水分平衡

地面的干湿状况,应决定于它的水分平衡的变化,地面水分平衡简单方程式为

$$r = E + f + \Delta w \quad (1)$$

式中 r 为降水量, E 为蒸发量, f 为径流量, Δw 为土壤水分含量改变值;当土壤含水量增加时, Δw 为正值,减少时为负值。降水量和径流量可根据水利部门的实测资料,蒸发量可借理论或经验公式算出,土壤水分含量改变值作为方程式的余项得到。

蒸发量的计算,这里采用L·特克(Turc)公式⁽⁷⁾:

$$E = \frac{r + a + v}{\sqrt{1 + \left(\frac{r + a}{E_0} + \frac{v}{2E_0} \right)^2}} \text{毫米/旬} \quad (2)$$

式中 E_0 为蒸发力, v 为考虑植物对蒸发影响的植物因子,须根据植物生长过程中土壤水分动态、植物需水量和植物干物质重等来决定; a 为可供蒸发的土壤水分,它由某旬开始时田间持水量与土壤实际含水量之差 Δ 决定,当

$$(35 - \Delta) > 10 \text{时}, \quad a = 10$$

$$(35 - \Delta) < 1 \text{ 时, } a = 1$$

$$1 \leq (35 - \Delta) \leq 10 \text{ 时, } a = 35 - \Delta$$

计算蒸发量时可根据明显看出降水量远大于蒸发量的旬(其旬末 $\Delta = 0$),从后一句起算,则 $a = 10$,连同 r, v 和 E_0 各值代入式(2)便求得后一句的蒸发量。后一句末的 Δ 则根据该旬的渗透量 f' 来确定,对于 $r > E$ 的旬,

$$f' = r - E - \Delta (\text{前旬末})$$

若 f' 为正数,则该旬末的 $\Delta = 0$;若 f' 为负数,其绝对值即为该旬末的 Δ ,而 f' 为0。对于 $r \leq E$ 的旬, $f' = 0$,该旬末的 Δ 为该旬 $E - r$ 差额与前旬末的 Δ 之和。其余逐旬末的 Δ 值依此类推算出。L.特克应用式(2)计算了地球上许多地点的蒸发量,与实测值比较结果颇为满意。J.C.J.莫尔曼(Mohrmann)等计算欧洲农业水分亏缺^[8]及M.S.阿马迪(Ahmad)计算巴基斯坦奎泰(Quetta)谷地的植物水分需要量^[9]亦采用这个公式,都得出满意的结果。

从式(2)的结构看到,其中蒸发力 E_0 的大小影响蒸发量 E 的计算结果要比降水量 r 或植物因子 v 为大。由于我们缺乏植物因子 v 的资料,乃取 $v = 0$,式(2)变为

$$E = \frac{r + a}{\sqrt{1 + \left(\frac{r + a}{E_0}\right)^2}} \text{ 毫米/旬} \quad (3)$$

这就是L.特克计算裸露土壤蒸发量的公式。但是,式中的 E_0 ,我们采用地面热量平衡方程式计算,这就可以认为已考虑了植物因子在内,因为地面热量平衡方程表征包括植被在内的地面与大气,以及地面与下层土壤之间的热量、水分交换过程。在华南地区曾经用这样的处理方法利用式(3)计算过若干地点的旬蒸发量累计得到的年蒸发量,与根据降水和径流实测资料的差值得到的年蒸发量作了比较,相对误差一般都小于5%^[10],而所计算的若干地点降水年变化是显著不同的,因而有充分理由认为利用式(3)所计算的蒸发量是相当可靠的。本文的计算结果,相对误差不超过7%,同样可靠。为了使利用公式(3)计算的年蒸发量与按水分平衡方程求得的年蒸发量完全不同,应将二者的差值根据逐旬蒸发量的大小按比例分配,从而得出各旬订正蒸发量。

用热量平衡方程计算蒸发力 E_0 是根据^[6]

$$E_0 = \rho D (q_s - q) \quad (4)$$

式中 ρ 为空气密度,取值 1.293×10^{-3} 克/厘米³; D 为外扩散系数,取平均值0.63厘米/秒; q_s 为蒸发面温度下饱和空气比湿; q 为空气比湿。因为

$$q = 0.82 \times 10^{-3} e \text{ 克/克}$$

式中 e 为水汽压,将此关系,以及 ρ 和 D 值代入式(4),并化为以毫米计的月蒸发力,则得

$$E_0 = 17.5 (e_s - e) \text{ 毫米/月} \quad (5)$$

式中 e_s 为蒸发面温度下的饱和水汽压,要求算 e_s ,首先须确定蒸发面温度 θ'_w ,而 θ'_w 可用

地面热量平衡方程式

$$R = LE_0 + P + A \quad (6)$$

来确定。式中 R 为地面辐射平衡，可写成

$$R = R_0 - 4s\sigma\theta^3 (\theta'_w - \theta) \quad (7)$$

$$R = J(1 - \alpha') - I_0(1 - cn^2) \quad (8)$$

式(7)中 s 为说明自然表面辐射与黑体辐射区别的系数，可取值0.95； σ 为斯蒂芬—波尔兹曼(stefan—Boltzmann)常数，取值 0.816×10^{-10} /厘米²·分·度⁴； θ 和 θ'_w 分别为空气温度和湿润地面温度。式(8)中 J 为太阳总辐射量，根据有关数据计算⁽¹¹⁾， α' 为湿度表面反射率，取值0.18； I_0 为碧空条件下的有效辐射，利用气温和水汽压求得⁽¹²⁾(有表可查)； n 为平均总云量(以十分数表示)； c 为说明云对有效辐射影响的系数，各纬度带 C 的平均值有表可查。

式(6)中 P 为湍流热通量，用下式计算：

$$P = \rho C_p D (\theta'_w - \theta) \quad (9)$$

其中 C_p 为空气定压比热，取值 0.24×10^{-3} 千卡/克·度。将 ρ 、 C_p 和 D 的平均值代入式(9)，可得

$$P = 0.51 (\theta'_w - \theta) \text{千卡/厘米}^2 \cdot \text{月} \quad (9')$$

取蒸发潜热 $L = 0.6$ 千卡/克，则式(6)中

$$LE_0 = 1.05(e_s - e) \text{千卡/厘米}^2 \cdot \text{月} \quad (10)$$

式(6)中 A 为地面与下层土壤间的热量转换，其月平均值根据各深度土壤逐月湿润变化和土壤热容量等资料来计算，亦可根据气温年变幅来推求。气温年变幅小的地区， A 的月平均值与平衡方程其余各基本项相比是非常小的，可以忽略。本文所选各点气温年变幅小，故未计及 A 。

现将式(7)、(9')和(10)代入式(6)，并忽略 A ，可得

$$R_0 - 1.05(e_s - e) = (4s\sigma\theta^3 + 0.51) (\theta'_w - \theta) \quad (11)$$

式(11)中除 θ'_w 和 e_s 外，其余的量都可用独立方法求得。利用饱和水汽压与温度的关系〔马格奴斯(Magnus)公式〕由方程(11)便可算出 θ'_w 和 e_s ，从而根据式(5)算出蒸发力 E_0 。

若将式(5)中 e_s 乘以系数 β ，计算结果会更好些⁽¹³⁾，这是考虑饱和水汽压和温度之间成非线性关系的情况下， e_s 值在植被带内平均化而作的订正。这个系数的大小取决于植物种类和生长状态，平均取 $\beta = 1.15$ ，于是式(5)变为

$$E_0 = 17.5(1.15e_s - e) \text{毫米/月} \quad (12)$$

同时,式(11)变为

$$R_0 - 1.05(1.15e_s - e) = (4s\sigma\theta^3 + 0.51)(\theta'_w - \theta) \quad (13)$$

利用上述方法,我们选取海南岛西部自北到南的昌江、东方、莺歌海三地水分平衡的计算为例,来说明地面干湿状况是如何决定于水分平衡变化的。从图1看到,上述三地由于年中降水以夏、秋季热雷雨和台风雨占优势,故降水高度集中在夏、秋季,土壤水分含量改变值为正,即土壤水分积累期;土壤水分含量改变值为负的时期主要出现在冬、春季,也就是土壤水分消耗期。

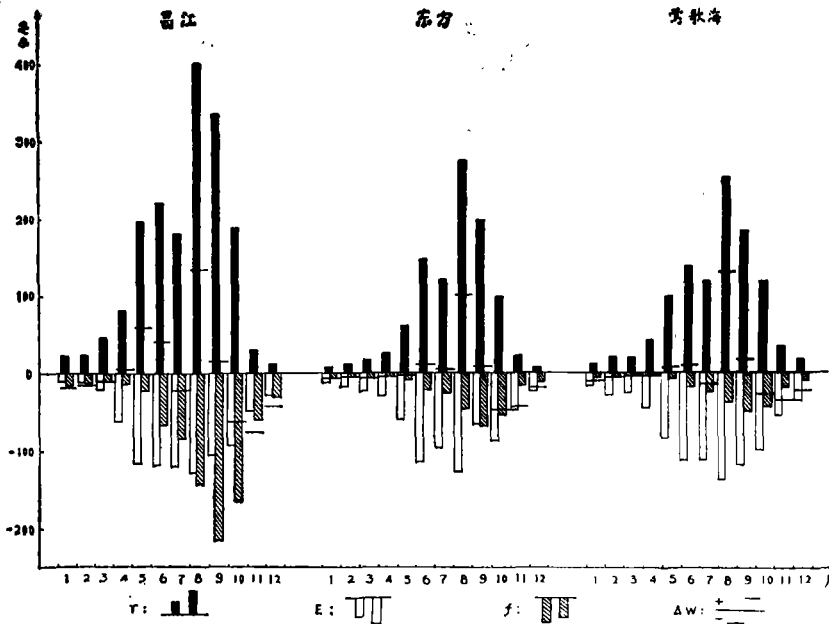


图1 水分平衡年变化

由于三地高温期和多雨期一致,所以蒸发量的年变化基本上和降水量的年变化一致。径流量的年变化与降水量的年变化比较有明显的阻尼现象,径流量最大的时期落后于降水量最多的时期,这就是在某些场合估算径流量时往往考虑径流延滞系数^[14]的缘故。在多雨期,降水供给蒸发和径流的水分支出绰有余裕,有盈余的水分贮存于土壤中;在少雨期,降水不足蒸发和径流的水分支出,必须从以往月份土壤中积累下来的水分提供补充。

显然,研究地面的干湿情况,不能不充分考虑地面水分平衡,其着重点是要考虑土壤的水分动态。在各个时期的水分交换过程中,水分的收入部分应当是 $(r - \Delta w)$ 而不单纯是 r 。当 Δw 为正值时,说明该时期降水量中有相当于 Δw 的水分贮存在土壤中,不参加水分交换;当 Δw 为负值时,说明该时期要从土壤中提取 Δw 的水分,参加水分交换。

三、干湿气候指数的讨论

根据地面水分平衡年变化情况,可知土壤水分含量改变值为负的末期,土壤水分贮量应为最小,这一最小值称为“消极的”水分^[15],因为它是不参与年中水分交换的,超过最小值的土壤水分贮量,则称为“积极的”水分。由于积极水分贮量是累计到每一时期末尾的,前一时期末尾的积极水分贮量,也就是后一时期开头的积极水分贮量,因此,代表每一时期的积极水分贮量应当取该时期首尾积极水分贮量的平均值(\overline{AW})。 \overline{AW} 最大就是最湿时期,最小就是最干时期,如图2中直方柱所示。

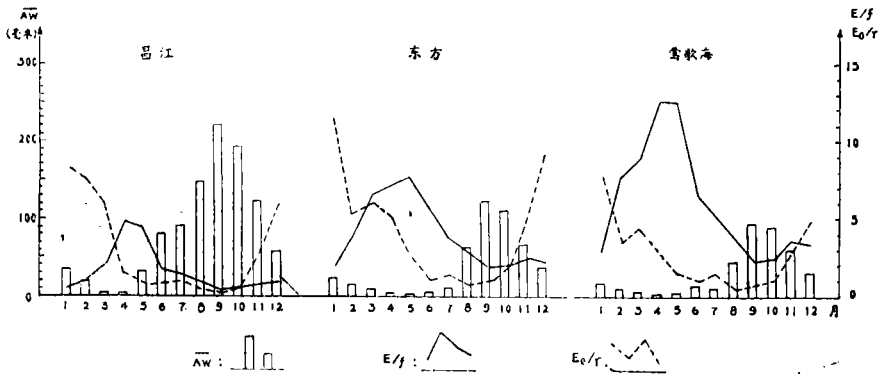


图2 积极水分贮量平均值(\overline{AW}),蒸发径流比(E/f)及蒸发力降水比(E_0/r)干燥指数年变化

为了找出一个与实际情况符合又可资互相比较的代表地面干湿程度相对数值的指标,我们提出蒸发量与径流量之比(E/f)为干燥指数,或径流量与蒸发量之比(f/E)为湿润指数。 E 和 f 是水分交换过程中水分支出部分方向不同的两个分量。随着水分交换过程收入部分($r - \Delta w$)不断增长, f 也随着不断增长(参见图3); E 的情况则不完全相同,起初,随着($r - \Delta w$)不断增长, E 也随着不断增长,其后($r - \Delta w$)继续增长, E 达到了极限(此时 E 接近于蒸发力 E_0)便不再增长;如果其后($r - \Delta w$)继续增长是在气温趋于下降的时期,则由于热力条件的减弱, E 不但不增长,而且还趋于减小,本文所讨论的昌江地区正是这样。

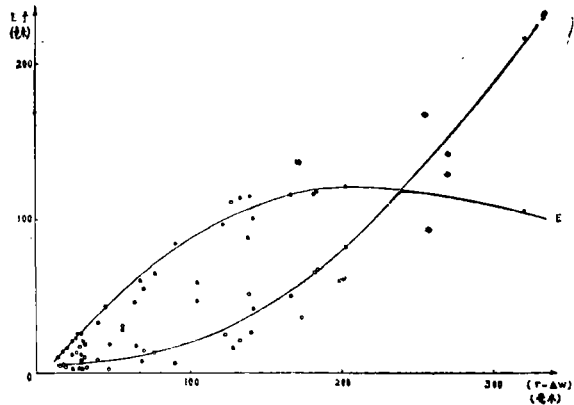


图3 蒸发(E)、径流(f)与水分交换过程收入部分($r - \Delta w$)的关系

在 E 增长到极限之前, E 一般大于 f , 即 E/f 大于1, 在极限之后, E 一般小于 f , 即 E/f 小于1, 冬季月份里, E 虽未到达极限, 但由于热力条件大为减弱, 此时如果 $(r - \Delta w)$ 并不过小, E 也可以小于 f , 使 E/f 小于1 (见图3左下方个别点子)。

地面干湿程度, 应当是热力水分条件的综合。根据以上所述, 干燥指数 E/f (或湿润指数 f/E) 是比较能客观地反映这种综合的。前面指出, 地面干湿情况, 具体表现在土壤积极水分贮量平均值(\overline{AW})的年变化中, 如图2所示, E/f 与 \overline{AW} 的年变化是颇为符合的。因此, 我们认为 E/f (或 f/E) 是一个很好的干湿气候指数。

作为表征地面干湿状况的干湿气候指数, 在揭示自然地理规律方面具有重要意义。例如, 在《中国气候区划》一书中, 作者采用干燥指数

$$(K = \frac{E_0}{r} = \frac{0.16 \sum t(\geq 10^\circ\text{C 稳定期})}{r(\geq 10^\circ\text{C 期间})})$$

作为气候区划的水分分类指标, 以表征不同区域的气候特征^[17]。若以 E/f 来代替 E_0/r , 根据我国各地年蒸发量和径流量实测资料, 并考虑到我国自然地理条件, 则干燥指数 E/f 的主要级别和意义如下:

干燥指数 (E/f)	干湿状况	代表性的景观
>14.00	干 旱	荒漠
$4.00 - 13.99$	半 干 旱	草甸、草地、干草原、荒漠草原
$2.00 - 3.99$	半 湿 润	森林草原
<2.00	湿 润	森林

为了比较旧的干燥指数蒸发力与降水量之比(E_0/r)的准确程度, 我们也把它绘在图2中。可以看到, 昌江 E_0/r 所表示的最湿月份和实际情况是符合的, 因为最湿时期 E 接近于 E_0 , 降水的大部分成为径流, 即 E_0/r 和 E/f 的作用一致; 东方和鶯歌海两地, 水分条件较差, E_0/r 所表示的最湿月份在8月而实际情况在9月, 相差1个月, 因为该两地即使在最湿月份, E 比 E_0 亦小得多, 降水大部分供给蒸发, E_0/r 和 E/f 的作用有明显差别; E_0/r 所表示的最干月份和实际情况差别最大, 相差竟达3—4个月之多, 因为干季 E 和 E_0 相差很大, 降水远不能满足蒸发的需要, 径流趋于最小, E_0/r 和 E/f 的作用有最明显的差别。

参 考 文 献

- [1] Lang, R., Versuch einer exakten klassifikation der Böden in Klimatischer und geologischer Hinsicht, *Inter. Mitt. f. Bodenkunde*, 5, 1915.
- [2] Martonne, E. de, Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Mét.*, 1926.
- [3] Ольдекоп, Э. М., Об испарение с поверхности речных бассейнов., Юрьев, 1911.
- [4] Meyer, A., Über einige zusammenhänge zwischen klima und böden in Europa, *Chemie der Erde*, 2, 1926.
- [5] Penman H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc.*, A193, 1948.
- [6] Будыко М. И., Тепловой баланс земной поверхности, Гидрометеиздат, 1956.
- [7] Тюрк Л. (Turc L. 1955), Баланс почве нной влаги, Гидрометеиздат, 1958.

- [8] Mohrmann J. C. J., Kessler J., Water deficiencies in European agriculture, Int. Inst. Land Reclamation and Improvement, pub.5, 1959.
- [9] Ahmad M. S., Water requirements of plants in the Quetta Valley, Pakistan, Arid zone research —XVI, Paris, UNESCO, 1961.
- [10] 邓汉增, 韩江流域热量、水分平衡及其在自然地理过程中的作用, 中山大学学报(自然科学版), 1965, 3.
- [11] 刘森元, 海南岛热量平衡, 地理学报, 29 (1963), 3.
- [12] Берлянд, М. Е., Берлянд, Т. Г., Определение эффективного излучения земли с учетом влияния облачности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1952. 1.
- [13] Будаговский А. И., Основные закономерности суммарного испарения. В сб. биологические основы орошаемого земледелия, Изд. АН СССР, 1957.
- [14] Thornthwaite C. W., Mather J. R., The Water Balance, Drexel Institute of Technology, Publications in climatology, V. 8, NO.1. Centerton, New Jersey, 1955.
- [15] Исаченко А. Г., Основные вопросы физической географии, Изд. ЛГУ. Л., 1953.
- [16] 中国科学院地球物理研究所等, 中国气候区划, 科学出版社, 1959.

On the Representation of Dryness or Wetness by Climatic Indices

Huang Runben Huang Weifeng Shen Xueping

Abstract

The problem applied the climatic indices to exactly represent dryness or wetness of the earth's surface remains unsolved.

In this paper, the "active water capacity", or the soil water capacity accumulated next to the last period of the minus soil water capacity in the course of the year, is found as an objective criterion for dryness or wetness on the basis of water budget of the earth's surface. The ratio of the natural evaporation to runoff (E/f) is proposed simultaneously as an aridity index for the earth's surface, it conforms with the active water capacity very well.

With regard to the geographic landscapes, the following are the primary classifications of the aridity index E/f :

aridity index E/f	moisture conditions	landscapes
≥ 14.00	arid	desert
4.00—13.99	semi-arid	prairie, meadow, steppe, desert—steppe
2.00—3.99	semi-humid	forest—steppe
< 2.00	humid	forest