

# 关于农作物的旱灾问题

松田昭美

## 一、关于干旱的气候学研究

**1 干旱季节** 一年中无降水持续时间长的季节，通常在夏季和冬季较多。春秋季节由于移动性高气压、低气压频繁地通过，天气变化很大，无降水日持续的时间不太长。

在夏季太平洋高气压异常迅速发展的情况下形成梅雨期无雨，即是有雨，也因为梅雨期短，降水量少，而发生干旱。在梅雨期后，太平洋高气压的势力加强，如无台风袭来便发生盛夏的干旱。1939年及1967年在日本西部出现的大旱灾就是一例。

其次在冬季，西伯利亚高气压势力很强，如果这种气压分布状态持续很久，在太平洋沿岸无降水日也就会持续很久。但是与夏季相比气温较低，而且植物生长活动不旺盛，所以农作物受害也较轻。因此农作物的干旱灾害主要发生在夏季。根据统计和调查，多发生在日本西部。

根据正务等人的调查，图1所表示的无降水持续日数再现期间的地理分布可说



图1 夏季（7—8月）无降水持续日数的地理分布 L: 长的地区, S: 短的地区

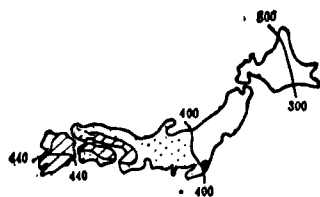


图2 夏季（6—8月）的可能蒸散量（毫米）  
明这点。图2是根据今山的调查，表示可能蒸散的地理分布，从水消耗的观点来看，由于干旱引起水分不足大部分是在日本西部。

**2 夏季干旱与降水量** 根据对降水量和夏季干旱的调查，如果降水量减少到

小，它无论对蒸发过程或热量交换都可能有一定的影响。同样也没有考虑到大气圈内水汽含量和云量的增加，会减弱温度和蒸发增高作用，也未考虑到现在还没有对其影响予以足够正确估价的某些别别的要素。

变暖也可导致在水量交换中其它的一

些重大变化。例如，可能出现南极大陆西部冰盖的瓦解，使世大洋大大到补充，引起大洋水位以每年十厘米的速度猛烈升高。

马瑞俊译自《Метеорология

и гидрология》

1982年第5期，黄大荣校）

常年的60%，作物就开始受灾，据合田对濑户内海地区的夏季干旱和降水量的调查，如果夏季（6、7、8月）降水量在300毫米以下，就容易引起干旱，而与降水形式和蓄水池的效果无关。

濑户内海沿岸地区是旱灾频率高的地方。在香川县因为有大小不等的40,000个蓄水池，农作物的旱灾相对地较少。

根据调查的结果可以看到最大的特征就是位于香川县西部的多度津1—3月的总降水量与夏季干旱之间有密切的关系。表1是其中的一部分。从季节上看，冬季降水量和夏季干旱之间是有规律的，合田作了如下说明：这种规律性不仅只表示蓄水池的贮水的效果，而且也反映了降水方面存在的一种缺陷，如果多度津的冬季降水量少，那么就预示着来年夏季香川县可能出现少雨现象。如上例所述，在对于旱和降水量进行调查时有必要预先掌握调查地区的配置条件和灌溉设施的实际情况。

**3 无降水持续日数和旱灾** 有一种将农作物的干旱与无降水持续日数联系起来进行解析的方法。图3是南九州甘薯和

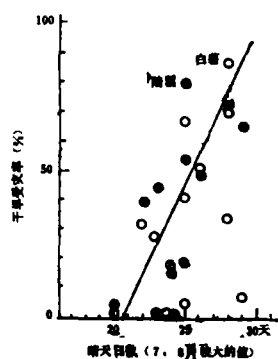


图3 晴天日数与干旱受率

旱稻的调查结果，它表明晴天若持续20天就开始出现旱灾，如果超过20天，灾害将迅速增大。

推算无降水持续日数出现频率的方法

之一是求再现期的方法。这种方法在有关气象和水文的教科书中已有详述，兹概述如下。

一般说如果变量 $x$ 达到某一特定值 $X$ （或超过 $X$ ）平均是以 $T$ 年一遇的比例发生，那么可把 $T$ 年定为 $X$ 的再现期。例如20天以上的无降水持续日数究竟以几年一遇的比例出现？或者以十年一遇的比例出现的无降水持续日数究竟在多少天以上？设无降水持续日数为 $x$ ，假如它的分布密度函数为 $f(x)$ ，则 $x$ 超过某一特定值 $X$ 的概率 $Q$ ，可用下式表示：

$$Q = \int_x^{\infty} f(x) dx \quad (1)$$

在这里假如把一年或者某特定的季节定为时间单位，在这一时间内出现的无降水持续日数的最大值为 $x$ 的话，则特定值 $X$ 的再现期 $T$ 是：

$$T = 1/Q \quad (2)$$

这样对于计算再现期来说，首先有必要确定分布函数。关于分布函数的选择方法和参数的确定方法，在日本有冈贝法，詹金森法，小河原法等。而且把变量 $x$ 作适当的变换（例如，对数，平方根，立方根…）以求正态化的方法也很多。

根据图1（正务调查），进行立方根变换效果最好。又如野村对鸟取县的计算是采用对数变换效果较好。这样，即使是相同的无降水持续日数的分布，也随场所而异，有需要注意。

按照原变量作正态分布，或者把变量进行适当变换而成正态化时，可采用相应的概率纸，描绘累积次数曲线，所得的点大致排列在一条直线上，所以从这条直线上能够简单地推算出再现期（图4）

用气象表来计算无降水持续日数时，一般是以日降水量达到0.1毫米以上作为降水日，在农业上日降水量不足4—5毫米时，对于耕地的供水来说，就是无效

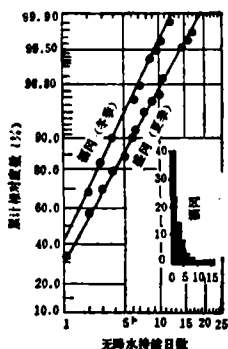


图4 用立方根变换获得正态分布的一例  
的,有许多方法就把它们看作无降水日。

## 二 关于干旱的水文气象研究

**1 降水量和蒸发量** 农作物的旱灾是由于降水量和蒸发量的不平衡,特别要注意蒸发量,现就这个问题试做气候方面的确定。

桑斯威特提出的可能蒸散的概念,其定义是“在地表面复盖密集的绿草地上,水分供给充足的情况下所失掉的蒸散量”。桑斯威特是根据气温越高蒸散量随之增大的假设而导出从月平均气温来求可能蒸发量的经验公式。

$$E_p = 1.6(10t/I)^a \quad (3)$$

式中 $t$ 是月平均气温( $^{\circ}\text{C}$ ),  $I$ 表示热指数,由各个月热指数( $i$ )和气温( $t$ )求出。

$$I = \frac{12}{\sum_{1月} i}, i = (t/5)^{1.514} \quad (4)$$

$a$ 是依据土地而决定的常数,与 $I$ 之间有如下函数关系:

$$a = 6.751 \times 10^{-7} I^3 - 7.710 \times 10^{-5} I^2 + 0.01792 I + 0.49239 \quad (5)$$

这样求得的  $E_p$  中有必要根据月的大小和季节及纬度,对日照对数进行修正,即把表2(从略)所列出的修正值乘以(3)式得出的  $E_p$ ,求出最终的可能蒸散

量。在实际计算时为了之方便,可利用表和图。

这种方法,只从气温的观测值就可以求得,所以在世界各地被广泛地应用。然而气温的变化是与纯辐射量成比例,象温带,气温年变化大的地区与实测值相应的程度比较好,可是在热带地区,与其说是气温变化,还不如说温度和云量的变化控制着蒸散量,这样推算的误差就很大。

图2所表示的是今山等人推算的可能蒸散量。野村等人汇集了以往关于无降水持续日数和可能蒸散的调查结果,并列出于干旱发生频率高的西日本地区的气象特征:(1)夏季无降水持续日数长;(2)夏季的常年雨量多,特别是梅雨期雨量超过200毫米;(3)夏季雨量年变幅大,最大和最小之差,达800毫米以上,变率(最大雨量/最小雨量)达5.5以上。(4)夏季可能蒸散高达400毫米以上;(5)常年有效雨量为正值。

高谷就果园的干旱情况进行了推算,在一般所使用的以月为单位的观测资料中很难显示出土壤水分过剩与不足的情况,使用旬或候的资料时可根据下式进行计算:

$$D = d + \frac{100 - A}{E_p + E_s} \quad (6)$$

这里 $D$ 是从土壤水分(因降雨而形成)最大容水量之日起到土壤干燥果树生长开始遭受干旱止的日数; $d$ 是土壤水分从最大容水量到田间持水量止的日数; $E_p$ 是可能蒸散量(毫米); $E_s$ 是土壤表面蒸发量(毫米),在这里采用了仪器蒸发量的60%。而且,上式右边第二项的分子( $100 - A$ )意味着果树能够有效利用的水量,表示从田间持水量到临界水量( $A$ )之间的水量。这里把土层厚度假定为100厘米,把达到田间持水量时这个土层内所包含的水分量假定为100毫米时,临界水分量( $A$ )

则定为60—70毫米。

以上都是在地面十分湿润的条件下推算干旱时的可能蒸散量的例子。

如果土壤水分减少，随之蒸散量也受到了限制。可能实际上要明确这些关系在目前还有许多困难。

**2 作物消耗水量与蒸散量** 在拟定旱田灌溉计划时必要的基础资料之一就是作物的耗水量。作物耗水量假如从土层外部来的水分忽略不计，就与耕地表面上的蒸散量近似相等。因此通过计算来求耗水量时，可使用上述的桑斯威特法和彭曼法等来推算蒸散量（耗水量）。下面所表示的伯来尼，克里德尔（Blaney, Cridle）法也是其中之一。与实测值较一致，计算简单，所以在日本也被广泛采用。

$$e = kpt/100 (\text{英寸}) = 0.254kpt (\text{毫米}) \quad (7)$$

式中 $e$ 是月消耗水量， $p$ 是各月昼长占全年的百分率， $t$ 是月平均气温(F)， $K$ 是作物系数，随作物不同而略有不同，所以有必要根据实验预先确定。表1是美国所采用的作物系数值。

当然在这里所说的耗水量总是把作物的正常生长作为前提的，不是由于作物水分不足而发生干旱的耗水量。通过降雨或灌水对耕地的供水量，当在消耗水量以下时，作物开始产生水分不足，蒸散量也减少了。

表1 作物系数值

作物	K	作物	K
紫花苜宿	0.85	收 草	0.75
玉 米	0.80	柑 桔	0.60
棉	0.65	马 铃 薯	0.75
稻	1.20	蔬 菜	0.60

### 三 干旱时耕地的水量平衡

耕地蒸散量不仅受大气和地表条件支配，而且受土壤水热性质等条件的支配。所以在土壤保持充分湿润时的蒸散量主要受耕地周围的气象条件所支配，以此作为可能蒸散量（潜势蒸散量）的定义，已在上面说过，可是如果土壤水分不断减少，作物也出现了水分不足的话，蒸散量就逐渐受土壤水分含量的限制。这样，耕地的干燥与从地表面的蒸散量成比例地进行着，另外，蒸散的强度受耕地的干燥化程度扩展的抑制。近年来，关于这些关系的研究进行的很活跃，其实际情况也逐步阐明，在此过程中就产生了关于可能蒸散的概念。下面把与此相关联的问题概括一下。

#### 1 耕地的水量平衡公式

考虑耕地内某一厚度的土层内水分变化时采用了下面的水量平衡公式是很方便的。

$$\Delta W = r - E - f - i \quad (8)$$

式中 $\Delta W$ 是土壤水分变化量，现在，设调查期间起始和末尾的土壤水分含量为 $W_1$ 和 $W_2$ ，则 $\Delta W = W_2 - W_1$ ， $r$ 是降水量（灌水量）， $f$ 是地表径流量， $i$ 是地下径流或浸透量， $E$ 是蒸散量。知道了上式右边的水量平衡各项值及其时间过程，就可以搞清土壤水分状态的变化。水量平衡法是按照水量平衡公式来推算蒸散量的方法之一。在这种情况下，把(8)式换成求 $E$ 的式子( $E = r - f - i - \Delta W$ )，实测或者推算了右边各项， $E$ 就作为余差项而求出。众所周知的土壤渗透仪就是根据实验来确定 $E$ 的有代表性的方法之一。在土壤水分充足的情况下，右边各项，可以用这种方法较正确地测得，所以广泛地用于确定作物的

耗水量和可能蒸散量等。

旱天时而且无灌溉供水时，在(8)式中由于 $r=0$ ， $f=0$ ，水量平衡公式就简化了，但其他各效的确定，也不一定是容易的。

## 2 土壤水分表示的与有效水分量

在表示土壤水分含量时，可以用以下方法。

容积		密度	重量
$V_s$	土	$R_s$	$W_s = R_s V_s$
$V_a$	空气	$R_a = 0$	$W_a = 0$
$V_m$	水	$R_m = 1$	$W_m = V_m$

$V$  重量  $W$

含水比\* (moisture ratio)  $W$

$$W = (W_m / W_s) \times 100 = [(W / W_s) - 1] \times 100 (\%)$$

(对干土比重)

含水率 (moisture percentage)  $W'$

$$W' = (W_m / W) \times 100 = [1 - (W_s / W)] \times 100 (\%)$$

(对湿土比重)

另外，也常常使用含水容积( $V_m$ )对土层的全容积( $V$ )的比例。

容积含水率 (volume percentage of moisture)  $m$ ,

$$m = (V_m / V) \times 100 (\%)$$

容积含水率( $m$ )，例如把在一定厚度土层中所含的水量用水深来表示时，可以简单的表示为 $d = mD/100$ ，所以很方便。其中 $d$ 代表土层所含水量的水深(厘米)， $D$ 是土层厚度(厘米)。

下面是用其它方法表示土壤含水量，而用水分子为土粒所保持的力来表示的方法，即把等于这个力的大小的水柱高定为 $h$ (厘米)，把其中对数值 $\log h$ 称为PF。例如在我国多称为土壤湿度(重量百分比)，后面的容积含水率则称为土壤湿度(容积百分比)——校者

如 $h=1000$ 厘米( $\approx 1$ 气压)时， $PF=3$ 。含水比( $w$ )和PF的关系随土壤种类和性质而异。图5就是其中的一例。

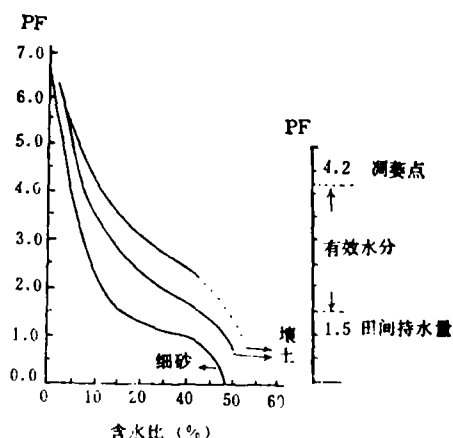


图5. 土壤水分的PF (据Baver)

土壤含水量降到某一临界值时，作物就开始凋萎，把这个含水比叫做作物的暂时凋萎点，若把作物放在湿度高的空气中时，作物又可恢复原状，而当含水比进一步减少，直至不能再恢复时，称作凋萎点。不同作物的凋萎点是相差无几的，而且不同土壤也大体上是一定的。假如用PF表示，暂时凋萎点约等于3.9，凋萎点约等于4.2。

有植物生长的某一土壤中的水分供给充足、有过剩的重力水被排除，在根系范围内水下降运动显著减少时，这时土层所保持的水量叫做田间持水量。在地下水位低的田间，降水和灌水充足时，约在24小时后所保持的水量即与此相当，PF约为1.5—1.7。

对于旱田作物来说，有效的土壤水分是田间持水量和凋萎点之间的水量，若以PF表示，大致相当于1.5—4.2的范围。把这叫做作物的有效水分。考虑到作物的旺盛的生长是靠活泼的蒸散量来维持的，土壤水分有所减少以致蒸散受到抑制，既使是在有效水分的范围内，对作物来说也

难说是理想的水分条件。为了使作物不付地茁壮地成长，有必要使土壤水分保持在PF在3.0以下。

**3 可能蒸散量** 进一步具体地表明桑斯威特所定义的可能蒸散量概念的是苏联使用的蒸发力。据布达哥夫斯基所定义的蒸发力是“蒸发面的空气湿度与表面温度的饱和湿度相等条件下的蒸发量”，可以说，潮湿的植被表面的蒸发力相当于可能蒸散量。从气候的观测资料来推算可能蒸散量的方法，是以上述的桑斯威特的经验方法与彭曼和布迪科所推导的组合法为代表。兹把布迪科的方法概述如下。

假设地表面的纯辐射量为  $R_n$ ，则地表面的热量平衡公式一般由下式可以给出。

$$R_n = B + LE + P \quad (9)$$

式中， $B$ 是地中热通量， $LE$ 是潜热传递量（ $E$ ：蒸发量， $L$ ：蒸发潜热）， $P$ 是感热传递量。这里如果把 $LE$ 和 $P$ 用众所周知的多尔顿式表示的话，则分别可以给出下式。

$$LE = \rho L D_m (dq/dz) \quad (10)$$

$$P = \rho C_p D_a (dt/dz) \quad (11)$$

式中， $\rho$ 是空气密度， $dq/dz$ ， $dt/dz$ 分别是湿度和温度的垂直梯度， $C_p$ 是空气定压比热， $D_m$ ， $D_a$ 分别表示水蒸气和热的扩散系数。假定 $D_m = D_a$ ，把它用  $D$ 表示，把(10)、(11)式分别改写为：

$$LE = \rho L D (q_s - q_a) \quad (12)$$

$$P = \rho C_p D (t_s - t_a) \quad (13)$$

式中， $q$ 是比湿， $t$ 表示温度，注 $s$ 表示地表面， $a$ 表示空气中。于是从(9)、(12)、(13)式得出下式：

$$D = \frac{R_n - B}{\rho [L(q_s - q_a) + C_p(t_s - t_a)]} \quad (14)$$

因此，如果(14)式的右边已经确定，那么把 $D$ 值代入(12)式就可以求出蒸发量

$E$ 。这就表明：土壤水分充足时的蒸散量是由地面上湿度的垂直梯度和扩散系数 $D$ 来决定的。

**4 干燥时的蒸散与土壤的干燥** 如同前述，蒸散量随土壤的干燥而减少。图6就是其中一例。

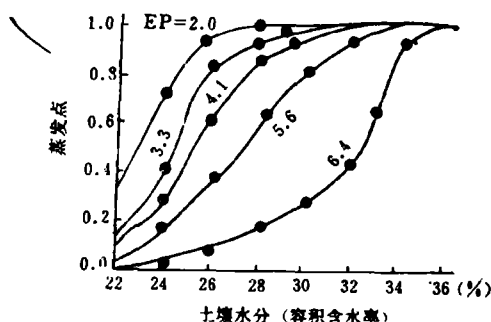


图6 土壤水分与蒸发比  $E/P$ 可能蒸散量（毫米/日）

在图中可以看到蒸发比有随着土壤水分的减少而变小的倾向。并且从蒸发比减少的方式来看是随可能蒸散量（ $E_p$ ）的大小而不同， $E_p$ 越大，蒸发比的减少就开始的越早，减少的比例也进行的越迅速。这里，蒸发比是用可能蒸散量对实际蒸散量（ $E$ ）的比求得的。由此可见，土壤水分的干燥程度是由耕地四周的气象条件和土壤水分的移动速度的平衡来决定的。但是对于这些问题，还未充分阐明。为了查明耕地的水量平衡解析问题，已推导出许多实用的解法，例如布迪科所提出的近似解。即土壤表面的蒸发强度（ $E$ ）可以土壤水分（ $W$ ）的某一临界值（ $W_k$ ）为界，分成两个阶段来处理，把(8)式的水量平衡公式分别写成下式：

第1阶段， $W \geq W_k$  时， $E = E_p$

$$W_2 = W_1 + r - E_p - (f + i) \quad (15)$$

第2阶段， $W < W_k$  时，

$$E = E_p (W/W_k)$$

$$W_2 = [W_1(1 - \frac{E_p}{2W_k}) + r - (f + i)] /$$

$$(1 + \frac{E_p}{2W_k}) \quad (16)$$

在土壤水分充足的第1阶段中,蒸发的速度与土壤水分无关,而是由气象条件来决定,等于可能蒸散量,即蒸发比为1。其次,土壤水分如果进一步减少,比临界值( $W_k$ )还要小时,就进入第2阶段,蒸发速度随着土壤水分的减少而迅速的减小。如图6所示,如果考虑 $W_k$ 是由气象条件与土壤中毛管给水能力的平衡来决定的话,即使在相同的土壤中也有大幅度的变动。因此,当应用此方法时,作为 $W_k$ 值的确定也成问题,内岛认为,在干燥气候条件下,可采用田间持水量的65%。这种方法,不只限于土壤表面蒸发,对于蒸腾也比较适合,在日本也利用着。如果 $W_k$ 预先给出的话,根据(15)、(16)式的逐次计算,就能够知道土壤水分的时间变化,所以预测旱灾的发生,是可能的。

现在,在旱天时而而且深层的水分补给可以忽略不计的话,计算就更为简单。如上述第1阶段( $W \geq W_k$ ),可以把(15)式改写为 $W_2 = W_1 - E_p$ ,所以土壤水分从 $W_1$ 达到 $W_2$ 的日数( $t$ )可由下式得出。其间,土壤水分呈直线性地减少。

$$W_k = W_1 - tE_p \quad (17)$$

其次,在通过 $W_k$ 而进入第2阶段( $W_k < W$ )时,土壤水分是随着日数的推移呈指数函数性的减少。(16)式可以改写成下式:

$$W_2 = [W_1(1 - \frac{E_p}{2W_k})] / (1 + \frac{E_p}{2W_k}) \quad (18)$$

在进行实际计算时,用水深(毫米/D厘米)来表示土壤水分, $W_1$ 和 $W_2$ 分别作为1日的开始和终了,蒸散量为毫米/日,用日的单位来计算 $t$ ,对决定灌水量等很方便。

图7是在南九洲的火山灰地带在干旱期间应用上述方法的例子。从图中可以看到随土壤水分的减少对推算值略为偏大,

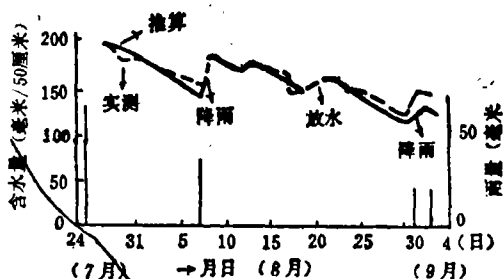


图7 干旱期间土壤水分的变化

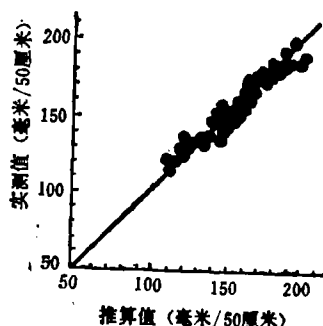


图7 土壤水分实测值与推算值的比较

但总的说来与实测值是一致的。迄今为止的方法对土壤深层的水分补给均可忽略不计。

作物的消耗水量是靠蒸散量与深层水分补给量的差得出的,所以在水分补给量的大小不能忽视的情况下,消耗水量小于蒸散量。

干燥地带在下层土显著干燥的地方,消耗水量和蒸散量,取大体上近似的值,但是在日本那样的湿润地带,即使是在旱天,在许多情况下越是下层水分越多,所以对根际层来说,深层的水分补给是不能忽视的。

贺榴,赵佩心摘译自《农业气象》,1980年,36卷,第二期 郁华校