

第四讲 农田土壤水分预报

张 宏 铭

(北京农业大学)

一、开展土壤水分预报服务的意义

农田土壤水分是农作物正常生长发育的重要农业气象条件之一，它对各项田间工作能否顺利进行和能否取得良好作业质量也有密切关系。土壤水分状况，俗称墒情。在自然条件下旱作农田的水分供应，往往与作物需水有矛盾，特别是在干旱和半干旱的农业区，如我国北方各省区，由于降水量少、变率大，这种矛盾更为突出。土壤含水量常不能满足作物生长的要求。尤其是春季，群众素有“十年九春旱”之说，有的年份春夏连旱，严重影响作物生长发育和收成。如北京地区小麦生育期间除自然降水外，还要灌溉2—3次才能得到较好的产量。而在多雨的南方，雨多固然对水稻生育有利，然而对小麦又往往由于土壤含水量持续偏高而形成湿害。

土壤水分状况除直接影响农作物生长发育外，还直接影响田间工作。如机耕时，土壤过干过湿都会增加机具的阻力，增大油耗并且产生大的土块和泥条，影响耕作和播种的质量。

因此，农业部门经常需要了解土壤水分的动态。特别在干旱发生时，气象台站的墒情报道，就成为动员抗旱和采取措施的依据。在干旱地区，有灌水条件时，水仍是宝贵的，而且也不是灌水越多越高产，所以在灌区就有一个经济用水和合理灌溉的问题。这时的土壤水分预报服务，可帮助农业生产部门，根据作物状况和实际土壤含水量，科学地确定灌溉期和灌溉量，为农田水利部门的计划给水提供必要的参考材料。

二、土壤水分预报重点服务时期和地点的确定

一个地方的土壤水分状况，是当地气候、地貌、土质、植被及农业生产活动等条件综合决定的。在上述诸因素中，气候因素对土壤水分变化的影响最大。因为大气降水是土壤水分最基本的来源，温度、湿度和风又直接影响土壤水分的消耗速度。其次就是地貌水文特征的影响，它决定着一个地区土壤水分空间分布状况。分析研究这些影响土壤水分变化的因素及特点，对于确定本地区土壤水分预报服务的内容和重点时间是很重要的。

在季风气候条件下，土壤水分的周年变化一般有如下阶段：

1. 土壤水分增蓄阶段：它与雨季相对应，由于这时降水充沛，农田土壤水分收入大于支出，土壤内含水量显著增加。

2. 秋季缓慢失墒阶段：雨季后降水减少，这时秋风小，气温逐步下降到15—10℃以下，这时土壤水分变化平稳。

3. 土壤水分内部调整阶段：在冬季土壤冻结，除表层少量失墒外，上下层的土壤水分均向冻层集聚。

4. 土壤水分损耗阶段：这阶段内的前半段，气温回升达0℃左右，土层从上下层先后开始解冻，在冻层化通前土壤表层可以表现出“返浆”或返潮。当气温进一步升高达10℃以上，土壤水分转入急速损耗，干土层加厚。这一阶段的失墒可一直持续到雨季来临前。

在这最后一阶段内，正是北方广大地区

春播作物播种出苗时期，也是夏熟作物大量需水阶段，而这时又是自然降水极少，即群众所谓的“春雨贵如油”的时期，所以农业部门对这个阶段的土壤水分变化极为关注。因此就北方广大地区而言，这时正是开展水分预报服务的重要时期。通过分析一个地方气候资料和相应的土壤水分观测资料，不难找出当地土壤水分的时间变化规律，并确定其服务的主要阶段。

就土壤水分条件的空间变化看：在相同的气候条件下，由于地区内各地点所处地貌单元不同，便可产生不同的土壤水分类型。以北京为例，结合地区的地势、地下水位等可分为如下几种类型：

1. 土壤水分经常保持较多的类型：地下水位处于1m左右，干旱时地下水有补水作用。这类型多分布在洪积扇的扇缘或三角洲平原。

2. 土壤水分随雨水多寡变化较大的类型：地下水位处于2—4m，土层厚保水强。毛管水在雨水充足的年份，春季尚可达到地表。这一类型多分布在山麓平原洪积扇的上部。

3. 土壤水分较少的类型：地下水位在10m以下且地势起伏、土质较差。这一类型多处在第二类型的以上的山地或丘陵。

上述土壤水分类型的划分，可以使我们明确墒情服务的重点应放在第2、3两种类型地区。

三、常用的土壤水分预报方法

影响土壤水分变化的因素是多方面的，有气象条件、土壤水文特性及植被情况等。而目前的预报方法还不能完全把各方面条件都加以考虑，在这种情况下，现行的土壤水分预报方法，多是采取简化条件、以实际观测资料为基础的经验统计方法。因此目前的各种预报方法，都有它的局限性。

1. 土壤水分损耗速度的简易计算法

此方法主要是以求得某段时间内、某特

定土层中平均每日失墒量为依据。当测墒时知道了现存墒情，如果再求得了每日平均失墒量，便可以推算经过多少天以后，墒情将要下降到何种水平。

平均每日失墒量的求法，可以根据过去几年某些固定时段内多次测墒资料，求其前后测墒的差值，除以间隔日数，即为平均每日失墒量。例如，第一步：整理本站历史土壤水分观测资料，求出无雨条件下两次观测的土壤湿度差并登记在表上，注明其间隔日数（台站资料一般为10天），如附表。第二步：求平均日失墒量。即

$$\frac{\sum \Delta M}{D} = \bar{M} \quad (1)$$

式中 $\sum \Delta M$ 为累积失墒量，D 为间隔日数， \bar{M} 为平均每日失墒量。当某旬初测得土壤湿度值为A，则旬末土壤湿度 $B = A - 10\bar{M}$ 。

附表 土壤湿度资料统计表

年 份	月、日	土壤含水量 (%)	失墒量 ΔM (%)	历 时 (T)
1957	4. 8	18.0		
	4.18	13.0	5.0	10
1958	3.28	21.0		
	4. 8	14.0	7.0	11
:	:	:	:	:

如当预报期间有降雨时，可利用历史资料点绘的降雨增墒图来查算即可。降雨增墒图的制作方法同一般点聚图，确定好时段，收集该时段内的有降水条件下的土壤湿度资料，并求出不同墒情水平和不同降雨量下的增墒量。从降水量、土壤湿度大小和增墒量点绘成图，如图1。

在同一天气条件下，含墒水平不同时，失墒速度是不同的。所以如原始资料多时，可把墒情水平分成等级来求各等级下的平均日失墒量用之预报，这将进一步提高预报的准确率。

2. 统计经验模式的预报方法

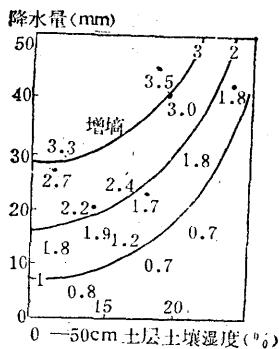


图1 某农田冬小麦拔节—开花时段降水增墒图

它是在分析出影响土壤水分变化的主要因子基础上，运用统计学中的回归分析来建立预报模式的。为简化条件，它多是按季节或按作物不同生育阶段，统计有关资料分别来建立预报模式。其最一般的预报模式形式是：

$$y = a + bx_1 + cx_2 + dx_3 \quad (2)$$

式中 y 是计算层内土壤湿度的旬变化量, x_1 是旬初土层含水量, x_2 是旬平均气温, x_3 是旬降雨量, a 、 b 、 c 、 d 是常数项和系数。当土壤水分观测资料比较系统(观测点稳定、观测时间持续不变等),且资料年代较长时,此方法是比较实用的。因模式中影响土壤水分变化因子的物理意义明确,预报结果比较稳定;且模式确立后,在应用时可把它变成计算图表,这样使用很方便。

在苏联，由于水文气象站的土壤水分观测资料比较正规系统，所以他们的土壤水分预报，主要是以这类模式的计算结果来编制的。在建立预报模式时，分成不同土壤类型、不同作物种类及同一作物的不同生育阶段来分别求出适用于各种条件下的土壤水分预报模式系列。例如专门适用于黑钙土土壤、秋播谷类作物（小麦）、秋季生育阶段的预报模式：

(1) 预报 0—20cm 土层水分变化式
为

$$y = -0.19x_2 + 0.44x_3 - 0.23x_1 + 1.60 \quad (3)$$

(2) 预报 0—100cm 土层水分变化式
为

$$y = -0.05x_2 + 0.79x_3 - 0.025x_4 - 5.8 \quad (4)$$

式中符号含义同前。为了方便计算未来的土壤水分贮存量，通常是根据上述方程式绘制成为计算图表进行查算，如图 2。图 2 中横坐标代表所计算时期（旬）开始时的土壤水分贮存量，纵坐标代表所计算的该旬未来总降水量，等值线（图中斜线）相当计算时期（旬）内水分贮存量的变化值。图 2 中的表，是根据计算时期（旬）内的温度来订正由图上取得的水分贮存量的变化值。在具体计算

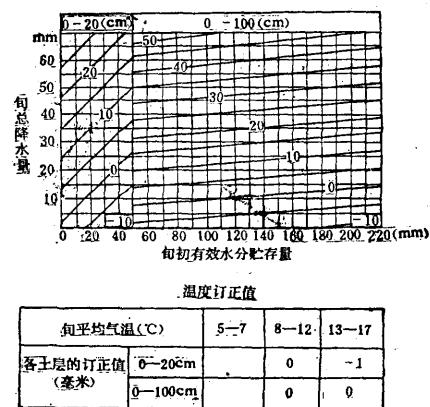


图 2 黑钙土地带秋季生长期间冬小麦田间 0—20cm 和 0—100cm 土层中有效水分贮存量的变化 (mm/旬)

水分贮存量的变化时，只要在图 2 上找到两条垂直线的交点，就可确认该交点位于哪一条贮存量变化的等值线上。图中贮存量变化的间距是 5mm，所以中间的数值可以用目测来估计，准确到 1mm。从图上所取得的数值，还需用图 2 下方的表进行温度订正。把旬初原有的水分贮存量加上（或减去）预报旬内的水分贮存的变化量，便可得出预报旬末的土壤水分贮存量。

在具体分析时，还可以根据预报的不同时段，选取其它因子来建立预报模式。如建立预报春播时期的土壤湿度模式，有的台站

只用两个因子，形式为：

$$z = A + Bx + Cy \quad (5)$$

式中 z 为预报期间（3月中旬—4月中旬）0—30cm土层的含水量， x 为前1年秋季9—11月的总雨量和0.3倍8月雨量之和， y 为冬前土层的贮水量， A 、 B 、 C 为相应的常系数。

3. 用水分平衡方法来预报土壤湿度：常用的是简化后的水分平衡式：

$$W = W_1 + R + ET_a \quad (6)$$

式中 W 为某旬末所要预报土层内的含水量， W_1 为旬初实测的土壤含水量， R 为旬内降水量（或灌水量）， ET_a 为旬内实际蒸发量或蒸散量。 ET_a 的值目前多是采用联合国粮农组织推荐的彭曼方法来计算的。实际计算时，只要按所要求的条件，对照有关查算图表进行简单的计算，就可以求得所需的数值。故该方法使用起来较方便。

作物从土壤中吸取水分的速度与其最大蒸散速度有关，而这是由土壤中的有效水分是否充足决定的。

要确定实际蒸散（ ET_a ），必须考虑有效土壤水分。当供给作物的有效土壤水分很充足时，则实际蒸散等于最大蒸散，即 $ET_a = ET_m$ 。在灌水或大雨之后， $ET_a = ET_m$ 的过程会维持一段时间，只有当土壤水分慢慢下降到一定程度时才会发生 $ET_a < ET_m$ 的耗水过程。那么在此过程出现前所损耗的那部分总有效土壤水分，是用它与总有效土壤水分（ S_a ）的百分比（ P ）来表示的。 P 值取决于作物、 ET_m 和土壤。该方法根据作物耗水特性，把各种作物共分成4种类型。对 ET_a 与 P 、 ET_m 之间的关系，制定了数值查算表。在知道了 ET_m 、 P 和 S_a 值之后，便可从查算表中确定 ET_a 的值了。

最大蒸散（ ET_m ）值，可根据标准蒸散（ ET_0 ）值与作物系数（ K_c ）来计算，即

$$ET_m = K_c \cdot ET_0$$

标准蒸散（ ET_0 ）系指：高度为8—15cm的绿色草被、生长茂密、完全覆盖且不缺水

的广阔地面的蒸发速度。按彭曼方法，它由下式计算：

$$ET_0 = c [W' \cdot R_m + (1 - w') \cdot f(u) \cdot (e_a - e_d)] \quad (7)$$

式中 c 为日夜风速比值 ($u_{\text{日}}/u_{\text{夜}}$)、最大相对湿度 (RH_{max}) 和平均辐射 (R_s) 的调整因子； w' 为温度和高度因变量权重因子； R_n 为净辐射； $f(u)$ 为风速函数， $f(u) = 0.27(1 + u/100)$ ； u 为风速 (km/日)； $(e_a - e_d)$ 为饱和差。

举例：

1. 用查表法

例如，已知作物为玉米，在7月份 $ET_m = 1.01 \text{ mm/day}$ ，土壤中等结构 $S_a = 140 \text{ mm/m}$ 。在灌溉间隔为10天的条件下，查表得 $ET_a = 9.4 \text{ mm/day}$ 。

2. 按(7)式计算

如已知某地位于 30°N ，海拔高度为95m，该地区7月份平均气温(T)为 28.5°C ，平均相对湿度 (RH) 为 55%，平均风速 (u) 为 232 km/day ，平均实际日照时数 (n) 为 11.5 小时/日， RH_{max} 为 80%， $u_{\text{日}}$ 为 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ， $u_{\text{夜}}$ 为 $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可根据查表和计算，分别得出(7)式各因子的值，代入(7)式得：

$$\begin{aligned} ET_0 &= 1.01 \times [0.77 \times 6.6 + (1 - 0.77) \\ &\quad \times 0.9 \times 17.5] \\ &= 8.8 \end{aligned}$$

各种计算表格和详细计算方法，可参看世界粮农组织（FAO）出版的《产量对水分的反应》（罗马 Rome, 1979）这份材料。

