

淮北砂薑土(砂薑黑土)水分性質的一些特点*

袁从禧 袁一琴

(中国农业科学院江苏分院)

江苏、安徽两省淮北平原是以旱作为主的农区。平均年降雨量740毫米(据安徽宿县資料),一年中降雨的分布很不均匀,主要集中于7、8两月,在平坦低洼地区就形成积涝,9月以后正是小麦整地播种时期,往往又少雨而形成秋旱。旱涝灾害成为当地农业生产中急待解决的问题之一,而在粘重而结构性差的砂薑黑土上尤感严重。

砂薑黑土一詞是当地农民习用的名称,1961年全国土壤普查暂定土壤分类(第二稿)中亦定名为砂薑黑土;1955年淮河流域规划的土壤調查工作中称为潛育褐色土,1959年中国土壤区划初稿中称为:砂薑土、潛育褐土或淋溶褐土型的潛育土。

前华东农业科学研究所于1954—1955年期间,对安徽宿县地区小麦整地保墒問題进行了研究^[1]。认为当地秋播整地经常存在着一定程度的困难,其困难程度主要因当年降雨量及其分配,土质和前作而异。

为了探明旱涝灾害出现频繁这一問題的土壤学实质及其解决的途径,1955—1956年我們在安徽宿县淮北农区試驗站場地上进行了土壤含水率的季节动态观测,研究指出:土壤耕层的含水率变动很大,随降水而明显地升降,既容易受旱,又容易积涝;耕层以下的土层在小麦生长季中变化较为缓和。降水主要貯于0—27厘米土层中,27厘米以下的土层受渗漏水的影响较小,而经常保持着充足的有效土壤水分。我們认为这种土壤水分状况与該土壤的不良透水性有关,而27—45厘米土层可能是一弱透土层。

为了进一步从土壤的水分性質来查明易涝易旱的原因,我們在1956—1957年除了繼續土壤含水率的季节动态观测外,并进行了土壤透水性研究,蒸发条件下土壤水分运动的研究,和土壤紧实度对土壤水分蒸发影响的研究。

研究經過及方法

供研究的土壤为发育于黄淮老冲积母质上的湖地砂薑黑土,土壤剖面的形态学特征如下:

- 0—15 厘米 耕作层。灰棕色中粘壤土,細团粒及屑粒构造,蚯蚓孔及草根很多。
- 15—25 厘米 老冲积复盖层,犁底层。灰棕色重粘壤土,湿时结构不显,干时呈中块状及小块状构造。与下层黑土层的界限不明显,并有土粒沿裂縫冲洗至下层。此层与耕作层发育自同一冲积复盖层,年代較久,石灰的淋洗較强,但尚无新生体出现。

* 陈錫鵬、张錦、王业敬等同志曾参加部分研究工作,特此致謝。

- 25—40 厘米 原始黑色土层。棕灰色重粘壤土,干时容易裂成小稜块状构造。含有少量細小鉄子。此层为原始的腐殖质层,向下顏色轉淡,逐渐过渡到下层。
- 40—55 厘米 过渡层。暗灰棕色輕粘土,稜块状构造,边面极明显,土层中有少量的砂薑。此层为腐殖质层向淀积层的过渡层。
- 55—75 厘米 淀积层。湿时呈灰棕夹黄色,干时呈灰黄色的輕粘土,表明还原性鉄存在。鉄錳淀积物較多,小而密,砂薑不多,构造同上层。
- 75—100 厘米 湿时呈灰黄夹灰色,輕粘土。砂薑自 78 厘米往下呈一水平层,至 100 厘米处較密集,砂薑大小 1 厘米左右,以軟质的居多。构造同上层。
- 100—155 厘米 同上层,重粘壤土,砂薑減少。
- 地下水出現深度: 155 厘米。
- 土壤的主要理化性状載于表 1。

表 1 土壤的主要理化性質*

土壤深度 (厘米)	pH	有机质 (%)	全氮 (%)	比重	容重	机 械 組 成 % (毫 米)								
						>0.2	0.2— 0.05	0.05— 0.02	0.02— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.002	0.002— 0.001	<0.001	<0.01
0—15	7.3	1.15	0.085	2.704	1.20	1.45	7.17	33.94	18.86	10.92	10.68	5.64	11.34	38.58
15—25	7.3	0.45	0.039	2.705	1.50	0.65	7.17	28.52	22.48	8.60	12.72	5.36	14.50	41.18
30—35	7.3	1.14	0.084	2.715	1.45	1.35	9.27	26.80	16.04	8.88	11.72	8.16	17.78	46.54
42—52	7.3	0.77	0.046	2.715	1.51	1.15	9.31	20.20	18.40	7.44	15.20	7.40	20.90	50.94
60—70	7.2			2.734	1.52	0.95	9.79	25.48	13.08	9.20	14.52	8.96	18.02	50.70
80—90	7.2	0.26	0.027	2.727	1.53	3.75	7.99	21.08	16.12	12.08	15.76	9.08	14.14	51.06
130—140	6.8			2.730	1.55	1.85	10.69	24.16	16.68	7.78	9.98	8.38	20.48	46.62

* pH 为 NKCl 溶液浸出,指示剂比色;有机质按丘林法;全氮按克达尔法;容重用 100 厘米³切土筒測定;比重为比重瓶法;机械組成吸管法。

1956—1957 年土壤含水率的季节动态观测地种植冬小麦—夏大豆。每隔 10 天用土钻逐层取土測定土壤含水率(烘箱法),取样深度一般至 1 米深,在每月中有一次至 2 米,取样时同时在邻近的水井中測定地下水位。

土壤透水性用两种方法来研究。一种是田間灌水測定^[2,4,9],一种是逐层采取不扰动土样(用 100 厘米³鋼筒),在室內測定渗漏系数^[2,5]。

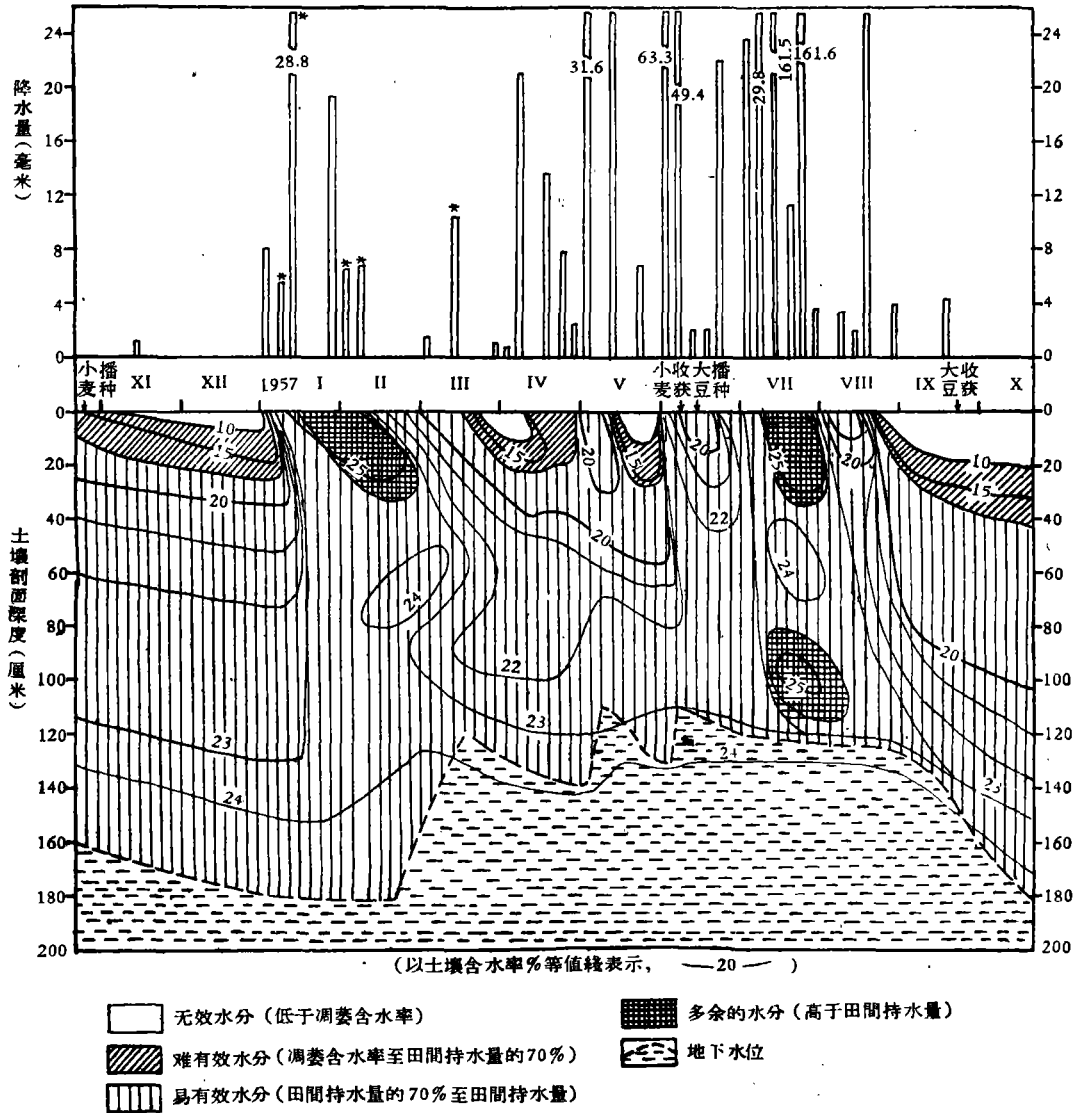
为了研究在蒸发条件下土壤水分的运动,用 1 米²或 2.25 米²的隔离土柱(用不透水紙包裹土柱至 1.5 米深),灌水使土壤飽和后,然后任其自然蒸发,定期分层采取土样,观测土壤含水率的变化^[3]。

为了研究土壤紧实度对土壤水分蒸发的影响,在盆钵內装入不同含水率的土壤,控制不同的土壤紧实度,在自然条件下蒸发,經過一段时間后,測定盆钵中土壤含水率,由此計算出土壤水分蒸发損失量。

研究 結 果

(一) 土壤水分季节动态

砂礓黑土在 1956 年 10 月至 1957 年 10 月間土壤 2 米深剖面內水分动态和同一时期
的降水量及地下水位均繪于图 1 中。



1956 年秋季干旱,自 10 月中旬以后一直无雨,至 1957 年 1 月初才开始降雨雪。在这
一段无雨期间,土壤逐渐变干,各层土壤含水率均有所降低,但由于地面蒸发量较小,小麦
又处于幼苗期间,耗水不多,因而土壤的干旱过程进行得相当缓慢。0—8 厘米土壤含水率
低至凋萎含水率以下,为无效水分状态;10—22 厘米的土壤含水率由凋萎含水率至田间

持水量的 70%，处于难有效状态；而 22 厘米以下土层中的水分则一直在田间持水量的 70% 以上，为易有效状态。可以看出，在这一段期间土壤水分的蒸发损失较少，对小麦幼苗还没有明显的伤害。自 1957 年 1 月初旬降雨雪后，耕层土壤含水率即上升；中旬降雪较多以后，最初全剖面的土壤含水率都上升至 23% 以上，保持易有效水分状态，而后融雪引起了表层土壤的过湿，含水率达 25% 以上，形成多余的土壤水分（超过田间持水量）。2—3 月降水虽少，但由于冬季地面蒸发量小，而小麦又处于越冬期，耗水较少，因而土壤含水率虽缓慢降低，但仍保持着易有效状态水分。这期间地下水位逐渐升高，底土亦渐潮湿，这可能与土壤重力水向下排除有关。3 月中至 4 月初的二十余天中，雨量稀少而小麦又迅速返青恢复生长，因而土壤很快就干旱到和去年秋季相近的程度。在 4 月中至 5 月中的三十多天中，时有小雨和中雨，土壤得以保持适宜的湿度。但在 5 月下半月中雨量稍为稀少，立即又形成一次土壤干旱，且干的程度较前二次为深。可是，此时 50 厘米以下土层虽也受到一定程度的影响，但极其微弱。6 月收获小麦、播种大豆以后，即时常有雨，而以 7 月雨量最多，此时全剖面受到影响，不但在表层 40 厘米内呈过湿状态，而且在 1 米以内的剖面中由于透水性弱，也积聚有过多的水分。8 月以后雨量显著减少，9 月无雨，土壤干旱再度形成，这对大豆的后期生长发育造成极为不利的影晌。这一次秋旱由于开始得早，加上大豆的蒸腾耗水，因而干旱程度远较去年同一时期为严重。大豆收获后，干旱继续进行到 10 月下旬才解除，延误了小麦的适时整地及播种。

总的看来，土壤表层 30 厘米以内的水分状况是不稳定的，时而旱，时而涝，旱涝的次数相当频繁。本地区一般在晚秋都是少雨的，往往造成秋旱，而砂礓黑土较其他土壤（如冲积母质上发育的雨合土、砂土等）受旱的机会更多，受旱的程度也较深。在晚秋能够及时整地播种小麦的情况下，播种以后的土壤干旱往往并不严重（如 1956 年秋），而旱秋就开始的持续性干旱，其威胁性则特别大（如 1957 年秋），以致夏作收获后不能及时整地，板花土壤并且会继续干旱下去。春季的土壤干旱过程虽然较秋旱进行得快些，但因春季经常有雨，因而形成春旱的机会较少。冬季由于融雪可能造成土壤表层的过湿，而 6—8 月雨季中在多量降雨后，不但引起土壤表层过湿，而且使整个土壤剖面的湿度都普遍增高。30—100 厘米土层的水分状况较为稳定，一年中含水率变动于 20—25%，只有在 1957 年 9 月严重秋旱以后才降至 17—19%，此层土壤水分在观测期间一直处于易有效状态。1 米以下土层的水分状况更为稳定，土壤含水率在 23—24%，始终保持着充足的有效水分或有多余的水分。地下水位变动自 190—110 厘米，对作物根系发育没有伤害作用。

（二）土壤的透水性

砂礓黑土的一般水分性质载于表 2 并绘于图 2 中。土壤的机械组成是粘重的，而以 25—75 厘米尤甚，土壤的几个水分常数也以这几层为高，即说明土壤的持水力是相当强的。从土壤的孔隙通气性（即土壤水分达田间持水量的情况下，未被水所充满的土壤孔隙%）来看，耕层还是较高的，至犁底层陡然下降，黑土层略有回升，以下继续下降，而以第一淀积层 55—65 厘米为最低值。这表明了土壤剖面，特别是犁底层和第一淀积层的不良通气性的特征。

我们在田间进行了土壤透水性的实测，结果绘于图 3 中。图中以灌水时间 T 的对数为横坐标，以土壤吸水速度 K_T （积累的土壤吸水总量，毫米/灌水时间，分）的对数为纵坐标。

表 2 土壤的水分性質

土壤層次及深度 (厘米)	容重	比重	最大吸濕量	離萎含水率	田間持水量 ⁽¹⁾	有效水分範圍 ⁽²⁾	孔隙率 (%)	最大吸濕量	離萎含水率	田間持水量	孔隙通氣性 ⁽³⁾						
			占土壤重量%					占土壤體積%									
耕作層 { 0—5	1.10	2.70	6.21	10.02	26.2	16.2	59.3	6.32	11.0	28.8	30.5						
	5—15	1.30	2.70			23.8	13.8	52.0	8.08	13.0	31.0	21.0					
犁底層 15—25	1.50	2.70	6.32	10.64	23.0	12.4	44.5	9.50	16.0	34.5	10.0						
黑土層 25—34	1.45	2.72	7.62	12.78	23.5	10.7	46.5	11.00	18.5	34.0	12.5						
過度層 { 34—45	1.50	2.72	8.49	13.96	23.8	9.8	44.8	12.7	21.0	35.8	9.0						
	45—55											1.52	24.8	10.8	44.2	37.8	6.4
淀積層 { 55—65	1.52	2.73	8.93	15.51	26.4	10.9	45.2	13.6	23.6	40.1	5.1						
	65—80											1.53	25.0	9.5	44.2	38.3	5.9
	80—100											1.55	23.7	10.4	43.2	12.0	20.6

- (1) 測定時地下水位在 2 米左右，因而在剖面下層可能包含有毛管上升水。
- (2) 有效水分範圍 = 田間持水量 - 離萎含水率。
- (3) 孔隙通氣性 = 孔隙率 - 田間持水量(體積%)，即在田間持水量濕度時，土壤空氣%。
- (4) 容重用 100 厘米³切土筒測定；比重用比重瓶法；最大吸濕量用飽和硫酸鉀溶液法；離萎含水率用向日葵幼苗法；田間持水量在田間灌水測定。

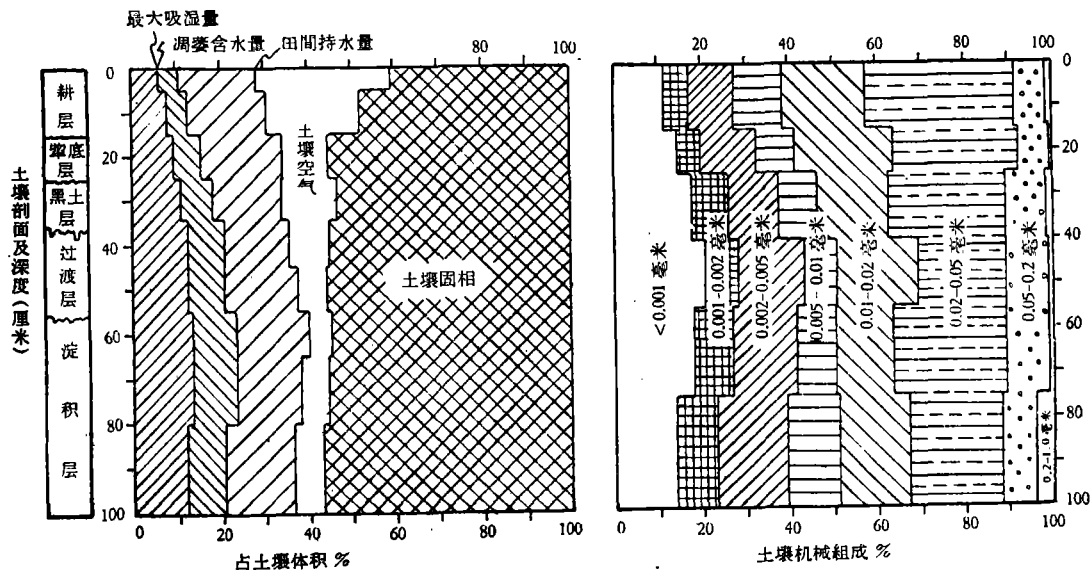


图 2 土壤的水分性質

标。此一吸水速度曲線大体上符合 Костяков 公式^[8]：

$$K_T = \frac{K_1}{T^\alpha}$$

按实测情形， $K_1^* = 14.2$ 毫米/分， $\alpha^{**} = 0.42$

* K_1 的单位为 10 分钟，即灌水 10 分钟后的吸水速度。

** α 为吸水速度曲線的坡度。

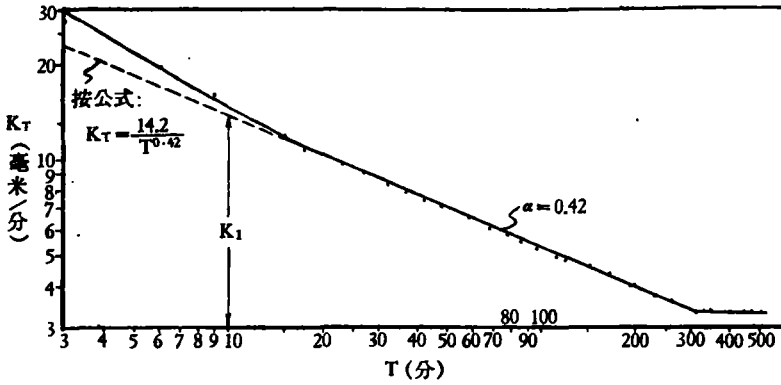


图3 土壤的吸水速度

代入上公式得：

$$K_T = \frac{14.2}{T^{0.42}}$$

进行试验时的土壤湿度适中，0—18 厘米土壤含水率 19%，0—100 厘米土壤平均含水率 23.5%。按以下公式计算灌水后第一小时的平均吸水速度：

$$K_{cp} = \frac{1}{t} \int_0^t \frac{K_1}{t^\alpha} dt = \frac{K_1}{1-\alpha} \cdot \frac{1}{t^\alpha} = \frac{14.2}{1-0.42} \cdot \frac{1}{6^{0.42}} = 11.5 \text{ 毫米/分}$$

按 C. B. Астахов^[4]，第一小时平均吸水速度小于 50 毫米/分的土壤为透水性弱，则这一砂壤黑土应评定为透水性极弱。

此外，又逐层测定了土壤的渗漏系数，结果载于表 3 中。18—34 厘米犁底层及 60—80 厘米淀积层的渗漏系数最低，分别为 0.11 和 0.15 毫米/分，而 34—45 厘米及 45—55 厘米两层土壤的渗漏系数则显然较其他各层要大得多，它们分别为 0.75 和 0.83 毫米/分。据田间观察，这两层土壤（黑土层及黑土过渡层）为稜块状构造，构造间的裂隙很发达，垂直的根孔和虫道又很多，因而渗漏系数高。但土壤沿水平方向的裂隙仍然是很少的，土壤依然十分紧密。由表 3 中最后两个数字可以看出，同是这两层土壤，如按水平方向取样测

表 3 各个土层的渗漏系数*

土壤深度(厘米)	V(毫米/分)	T(°C)	i	K _T (毫米/分)	K ₁₀ (毫米/分)
18—34	2.2	23	15	0.15	0.11
34—45	15.0	22	15	1.0	0.75
45—55	17.0	21	15	1.1	0.83
60—80	3.0	22	15	0.20	0.15
80—100	7.2	22	15	0.48	0.36
水平方 35—45	3.2	21	15	0.21	0.16
向测定 45—55	2.8	21	15	0.19	0.14

* 用 100 厘米³钢筒取土 (断面积 20.0 厘米²，高 5 厘米)，土柱于抽气后使之毛管吸水达饱和。土柱表面水层 2 厘米，并于下方加以 5 厘米汞柱的负压，测定水分渗透速度 V，水力梯度 $i = \frac{2 + 5 + 5 \times 13.6}{5} = 15$ 。

按 $K_T = \frac{V}{i}$ ，计算出渗透系数 K_T，将测定的 K_T 按下式换算为 10°C 时的渗透系数：

$$K_{10} = \frac{K_T}{0.7 + 0.03T}$$

定滲漏系数,則下降为 0.16 及 0.14 毫米/分。羣众称此种土壤为“堅土”,意即指此。

以上結果,一致說明了土壤是緊密的,透水性極弱,而土壤剖面中又有两个弱透水层存在,一个是耕作层下的犁底层,一个是 55—75 厘米的淀积层。

(三) 蒸发时的土壤水分运动

将 1.5 米深的隔离土柱灌水达饱和后,分別:(1)复盖地面,不使蒸发;(2)不复盖地面,使之自由蒸发。这两种情况下的土壤水分变化繪于图 4 中。

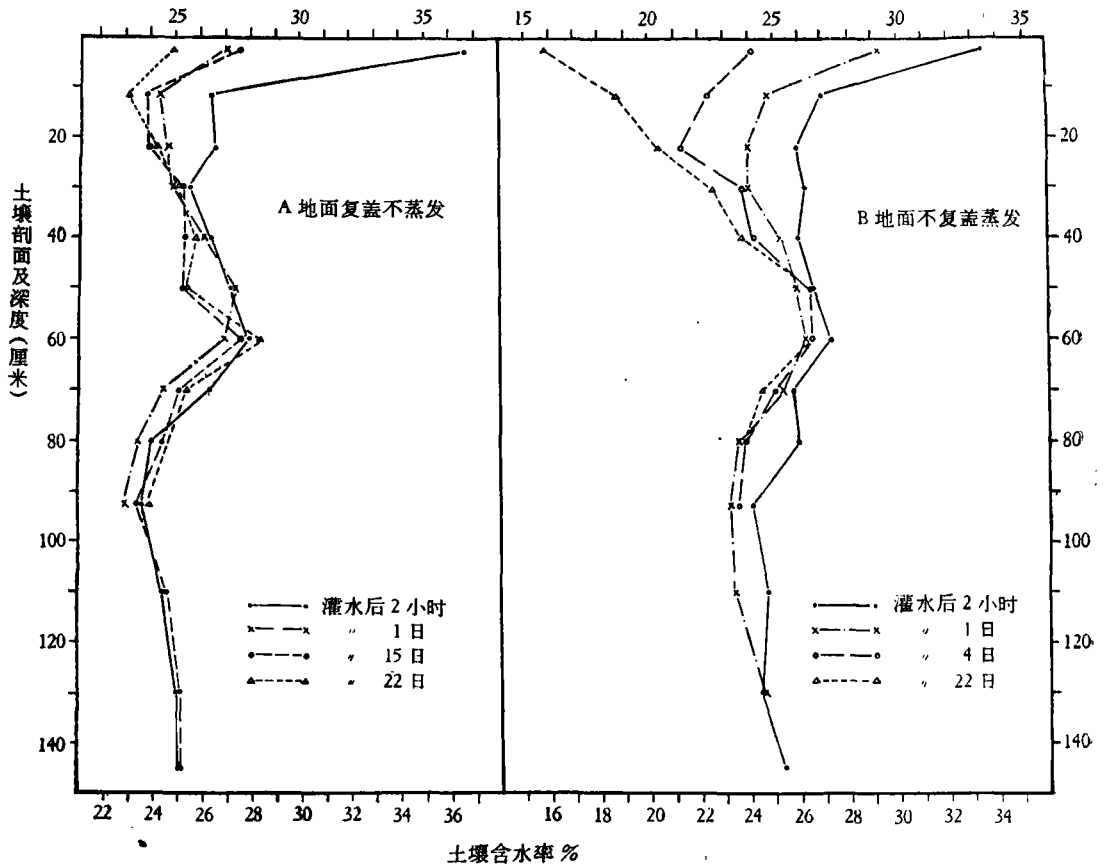


图 4 隔离土柱的水分变化

从图 4 A 中可以看出,当地面复盖隔絕蒸发时,在灌水渗完后的一日内,50 厘米以上的各层土壤含水率均有所降低,这表明土壤重力水的排除。但在第 1—22 天期間,整个土壤剖面的水分均无大的变化,这說明在重力水排除以后,其余的水分被相当牢固地保持于土壤中,沒有显著的移动(表层水分略有降低,系复盖不严密及采取土样时水分蒸发所致)。此时的土壤水分即相当于田間持水量。

图 4 B 表明在地面不复盖而自然蒸发 22 天的期間,土壤水分損失得相当迅速,但主要是 50 厘米以上的土层中水分損失得較多,以下土层中水分的損失驟然減少。在 22 天蒸发期間,各层土壤蓄水量減少的数值如下: 0—15 厘米土层——15 毫米; 15—45 厘米土层——20 毫米; 45—100 厘米土层——5 毫米。这說明,在地面自然蒸发时,0—45 厘米

土层中的水分损失相当快,而45厘米以下土层中的水分向蒸发面运动的能力是很弱的。

以后又重做了这一试验,结果绘于图5中。图5A为隔离土柱,不灌水,为任其自由蒸发的土壤含水率变化曲线,图5B为隔离土柱灌水达饱和后,蒸发40天期间的土壤含水率变化曲线。

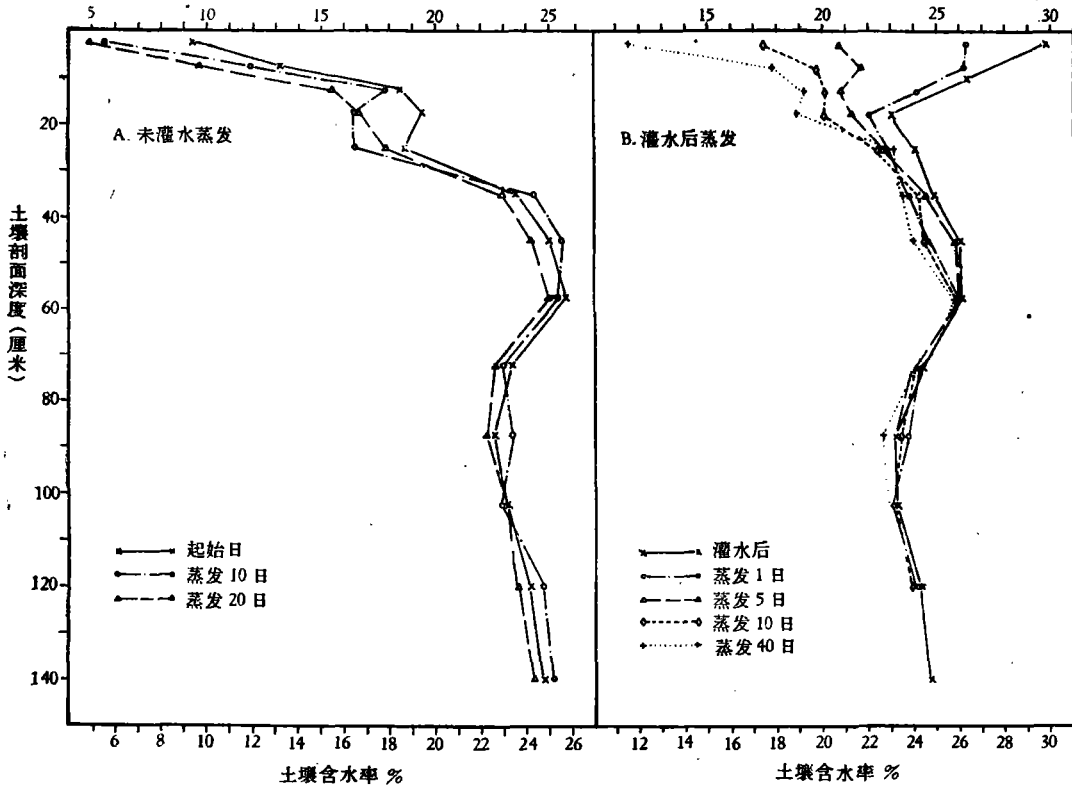


图5 隔离土柱在蒸发时水分变化

图5B中可見到,在40天蒸发过程中,0—20厘米土层的水分变动最大,20—60厘米土层的水分变动較小,60厘米以下土层中的水分則几乎没有变化。土壤剖面的含水率曲线的变迁呈一漏斗形。不仅是图5B中60厘米以下土层的含水率在灌水后蒸发40天的变动不大(保持在23%左右),而且在图5A中未灌水并且继续蒸发20天后的土壤含水率也仍然保持在22—23%。此一事实说明这部分土层所保持的水分在地面蒸发过程中是极难活动性的。30—60厘米土层的土壤含水率,在蒸发40天后,由24—26%降至22—25%,差异仍很小。而20—30厘米土层含水率的变化就显著不同了,蒸发40天后,土壤含水率由23—24%下降至19—22%。至于0—20厘米土层在蒸发过程中的水分损失就更加可观了。

隔离土柱在蒸发期间土壤水分损失量的计算结果列于表4及表5。如表4中所載,0—5厘米土层的蓄水量在蒸发10天后的损失量为1.9毫米,而蒸发20天后的损失为2.3毫米,也就是说,在第二个10天中,水分损失减少至0.4毫米。再如表5中所載,0—5厘米土层的蓄水量损失在蒸发5天后为5.1毫米,5—10天則降为1.8毫米,10—40天仅为3.3毫米。可見,在地面蒸发期间,土壤的水分蒸发损失量随着土壤逐渐干燥的程度而急

表 4 未饱和土柱在蒸发时水分损失(说明图 5A)

土壤深度 (厘米)	开始蒸发	蒸发 10 天后		蒸发 20 天后	
	蓄水量(毫米)	蓄水量(毫米)	水分损失(毫米)	蓄水量(毫米)	水分损失(毫米)
0—5	5.0	3.1	1.9	2.7	2.3
0—15	25.7	22.5	3.2	19.2	6.5
0—30	67.4	58.4	9.0	57.5	9.9
0—50	140.5			128.3	12.2
0—110	358.9			341.6	17.3
0—150	511.7			491.4	20.3

表 5 饱和土柱在蒸发时水分损失(说明图 5B)

土壤深度 (厘米)	开始蒸发	蒸发 5 天后		蒸发 10 天后		蒸发 40 天后	
	蓄水量 (毫米)	蓄水量 (毫米)	水分损失 (毫米)	蓄水量 (毫米)	水分损失 (毫米)	蓄水量 (毫米)	水分损失 (毫米)
0—5	16.5	11.4	5.1	9.6	6.9	6.3	10.2
0—15	49.5	39.1	10.4	35.5	14.0	30.4	19.1
0—30	101.6	88.2	13.4	83.1	18.5	78.3	23.3
0—50	178.0	163.9	14.1	156.2	21.8	149.7	28.3
0—110	401.7			377.2	24.5	371.5	30.2
0—150	554.7					522.7	32.0

地减少。从表 4 中还可以看到,蒸发 20 天后,0—5 厘米土层的水分损失为 2.3 毫米,而 0—15 厘米土层的水分损失为 6.5 毫米,即 5—15 厘米土层的水分损失为 4.2 毫米。依此计算,15—30 厘米土层的水分损失为 3.4 毫米,30—50 厘米为 2.3 毫米,50—110 厘米为 5.1 毫米,110—150 厘米为 3.0 毫米,即各层土壤的水分损失随着距地面的深度而急剧减少。

综上所述,在地面蒸发过程中,耕层(0—15 厘米)及老冲积复盖层(15—25 厘米)所保持的土壤水分是容易向蒸发面运动的,黑土层及黑土过渡层(25—55 厘米)所保持的水分在长期蒸发过程中,较少地运动补给至蒸发面,而淀积层中所保持的水分实际上不能补给至蒸发面。

(四) 土壤紧压与保墒

土壤紧实度对土壤水分蒸发影响的试验结果列于表 6。该试验是在直径为 15 厘米(净面积 167 厘米²)、高 20 厘米的盆中进行的。供试土壤为以上研究的同一砂礓黑土的耕层。土块大小分为两级:2—0.5 厘米,小于 0.5 厘米。土壤湿度分为三级:重量含水率 19%左右(为田间持水量的 70%左右),12%(雕萎含水率的 1.2 倍),9%(雕萎含水率的 90%)。土壤紧实度分为三级:全层松(装土入盆时不加压力),全层紧(逐分装土入盆并压紧),5—10 厘米压紧而上下均为松土。以上共计 18 个处理,重复 4 次。盆子在自然条件下蒸发 20 天,然后分层测定土壤含水率,并计算出土壤水分损失量。

所有小土块(<0.5 厘米)各处理中,不论土壤湿度如何,土壤压紧后,水分蒸发损失以重量(克)来计算都增加了一些,压紧较未压的处理,水分损失量大约高 10%;但各层土壤

表6 不同土壤緊实度下土壤水分的蒸發

I. 大土块(直径 2—0.5 厘米)

II. 小土块(直径 <0.5 厘米)

深度 (厘米)	容重	起始含水 率(%)	蓄水量 (克)	蒸发后含 水率(%)	蓄水量 (克)	水分損 失(克)	深 度 (厘米)	容重	起始含水 率(%)	蓄水量 (克)	蒸发后含 水率(%)	蓄水量 (克)	水分損 失(克)
0—5	0.95	19.2	161	6.0	50	111	0—5	6.94	18.6	154	7.1	59	95
5—10	0.95	19.2	161	12.0	101	60	5—10	6.94	18.6	154	12.2	101	53
10—20	0.95	19.2	322	14.1	236	86	10—20	6.94	18.6	308	13.8	228	80
0—20						257	0—20						228
0—5	1.16	19.2	197	7.8	80	117	0—5	1.18	18.6	194	8.7	91	103
5—10	1.16	19.2	197	12.6	129	68	5—10	1.18	18.6	194	12.5	130	64
10—20	1.16	19.2	394	14.6	297	97	10—20	1.18	18.6	388	15.2	316	72
0—20						282	0—20						239
0—5	1.01	19.2	171	6.5	58	113	0—5	6.96	18.6	158	6.8	58	100
5—10	1.36	19.2	230	12.0	144	86	5—10	1.61	18.6	264	12.7	181	83
10—20	6.96	19.2	325	14.2	240	85	10—20	0.91	18.6	300	14.2	229	71
0—20						284	0—20						254
0—5	2.96	11.9	101	4.9	42	59	0—5	1.02	12.1	109	5.8	52	57
5—10	2.96	11.9	101	7.1	60	41	5—10	1.02	12.1	109	9.1	82	57
10—20	2.96	11.9	202	8.4	142	60	10—20	1.02	12.1	218	10.8	195	23
0—20						160	0—20						107
0—5	1.08	11.9	114	5.5	53	61	0—5	1.14	12.1	122	6.3	64	58
5—10	1.08	11.9	114	8.4	80	34	5—10	1.14	12.1	122	9.5	96	26
10—20	1.08	11.9	228	10.0	191	37	10—20	1.14	12.1	244	11.0	222	22
0—20						132	0—20						106
0—5	0.95	11.9	100	5.0	42	58	0—5	0.99	12.1	106	5.5	48	58
5—10	1.22	11.9	128	7.7	83	45	5—10	1.43	12.1	153	9.1	115	38
10—20	0.96	11.9	202	10.0	170	32	10—20	0.95	12.1	204	10.7	180	24
0—20						135	0—20						120
0—5	0.92	8.6	70	4.3	35	35	0—5	0.98	10.2	88	5.3	47	41
5—10	0.92	8.6	70	5.5	45	25	5—10	0.98	10.2	88	7.5	66	22
10—20	0.92	8.6	140	6.8	110	30	10—20	0.98	10.2	176	9.1	161	15
0—20						90	0—20						78
0—5	1.03	8.6	80	4.5	42	38	0—5	1.16	10.2	104	5.4	55	49
5—10	1.03	8.6	80	6.4	59	21	5—10	1.16	10.2	104	7.7	79	25
10—20	1.03	8.6	160	7.8	146	14	10—20	1.16	10.2	208	9.6	196	12
0—20						73	0—20						86
0—5	1.02	8.6	78	4.3	39	39	0—5	0.97	10.2	87	5.5	48	39
5—10	1.10	8.6	84	5.7	55	29	5—10	1.35	10.2	119	7.9	94	25
10—20	0.92	8.6	140	7.5	122	18	10—20	1.00	10.2	180	9.1	160	20
0—20						86	0—20						84

注：土壤的田间持水量(于耕作层自然状态下)=26%，

田间持水量×70%=18%，

萎萎含水率=10%，

以上均按重量%計。

的含水率%則以压紧处理的稍高一些。也就是說，水分損失如按土壤的重量%計算而不按蒸发面积計算，則土壤压紧后損失量減少。在大土块各处理中，有两种不同的情况。湿度最高(超过田间持水量的70%)的一組处理中，经过蒸发后，镇压較未压的处理，土壤含水率%为高，但蒸发損失以重量(克)計則要多些。在所有紧密的土层中，水分損失都比松的土层为高。如0—20厘米全层紧的处理中，0—20厘米全层土壤水分都相当强烈地向上运行；而在5—10厘米紧密間层的处理中，10—20厘米的疏松土层中水分損失就減少了。这說明在土壤湿度超过田间持水量的70%时，压紧土壤則增加单位面积上的水分蒸

发量。另一种情况是,在較低湿度(稍高于萎萎含水率和低于萎萎含水率)的两組处理中,增加土壤紧实度,均使得水分蒸发損失(无论按土壤重量計或按蒸发面积計)减少。

討 論

1. 从土壤水分季节动态来看,在一般气候条件下,所謂土壤易旱或易涝,主要是土壤表层 30 厘米以內的問題。因而当人們調节土壤水分状况,消除土壤旱涝不利影响时,主要考虑 30 厘米以內土层的水分状况。30 厘米以下土层的水分状况在一年之中都是比較稳定的,而且多半处于易有效水分状态,很少需要补充水分,需要排除水分的时候也不多。

2. 砂薑黑土常易出現涝害与土壤的透水性不良是分不开的。在一定時間內有較集中的降水时,一方面由于土壤下层經常維持着接近田間持水量的湿度,无法容納多量的降水;另一方面,土壤透水性不良,在过多的降水以后,出現土壤重力水而不能很好地渗透入地下水,以致造成土壤上层滯水或地表积水。在这种情况下,必須依靠良好的排水沟来排除地面水,涝害就可能較少发生。除了地势低洼的情况,一般不需要特別采取措施来降低地下水位。

如前节所述,砂薑黑土的透水性极弱,尤其是犁底层和第一淀积层最差。从表 2 中可見,除耕层外,其余的各层土壤的孔隙率一般都在 44—45%,并不算很低,犁底层和第一淀积层与其余各层相比,亦无明显差异。因此,孔隙率低并不是土壤透水性弱的决定因素,而孔隙的大小則可能是更为重要的原因。从孔隙通气性的数值来看,除耕层外,其余各层在 5—12%,只占孔隙率的 1/9—1/4,是比較低的,而第一淀积层为 5.1%,犁底层为 10.0%,与上下邻层相比,正好是极低值,与土壤透水性測定值的趋势相同。由此可以間接說明,正是由于土壤孔隙小,小的孔隙較多,因而持水力也強,在保持了自由水以后,留下的孔隙(即孔隙通气性)就不多了,重力水的排除自然也就受到阻碍。这一假設性的解释尙有待进一步实验証明。

从图 1 中可以看到一个現象,地下水位在冬季降雪后迅速升高,以后一直維持較高水位,直至秋季随着土壤干旱一齐降低,在此期間底层土壤的含水率只是稍微增高。这个現象同样也可以用以上的假設来解释:即由于底层土壤孔隙性低而且孔隙小,即使处于接近地下水水面,或在地下水浸淹的情况下,也只有很少的水分能够增添到土壤孔隙中去。

3. 关于土壤水分在蒸发过程中的运动机制,目前还不能作出什么結論。从現象上看,表层土壤所保持的水分在蒸发过程中是能够逐渐地向上运动的。这些水分在最初大概是以毛管方式运动为主的,而后轉为膜状运动。下部土层中的水分在长期地面蒸发过程中未有明显的移动,說明这部分水分被保持得十分牢固。奇怪的是,砂薑黑土下层經常保持着接近于田間持水量湿度的水分,而在这种湿度下的土壤水分應該是运动性很高的,为何实际上这些水分却正好是运动性极低的呢?我們假設土壤孔隙是很小的,在充滿了水的小孔隙之間,如果存在一些充滿空气的孔隙(可以称为閉蓄空气),那么,这些閉蓄空气势必将水分禁閉于断断续續的孔隙中而阻隔了毛管水的正常运行,从而大大地降低了土壤水分的运动性。

4. 为了改善砂薑黑土的不稳定的水分状况,需要从两方面着手,即进行灌溉排水和耕作熟化土壤。灌溉排水措施的必要性已經在前面論述过了,而归根結底,要改善土壤的水

分状况,还必须从耕作熟化改良土壤做起。通过深耕以松动犁底层土壤,輪种綠肥作物以改善土壤結構性。这样就一方面改善了耕层以及犁底层土壤的結構性,保水性及透水性,扩大了土壤的有效水分范围,使得土壤能够容纳更多的降水和更好地向上向下运行;另一方面,加厚了熟化土层后,作物根系也就扎得更深,分布更广,能够更好地利用土壤貯水。这样就能在一定程度上減輕土壤受旱涝灾害的威胁。

5. 耕作保墒措施的应用对于抗旱有其积极的治标的意义。除了耙地保墒等羣众传统經驗外,本文中的研究結果指出:鎮压也可能成为砂薑黑土上的一项保墒技术措施。当整地后土壤湿度較高时(高于田間持水量的70%,对于供試驗的中粘壤土來說,在含水率18%以上),不宜鎮压。此时鎮压将湿的土块粘結,促进毛管作用而使单位面积上的土壤水分蒸发加速。当土壤湿度低于田間持水量的70%,而在雕萎含水率的附近时,則鎮压可以压碎和压紧土块,减少土块之間的大孔隙。在这一湿度范围,土壤水分运动以汽态扩散方式为主,减少土壤之間的大孔隙,将降低水汽扩散速度,从而能够較多地保持土壤水分。整地后如果土块細碎,則土壤本来的保墒能力就較高,因而鎮压的保墒效果就不那么突出。

看起来田間持水量的70%是一个界限。Роде^[9]称田間持水量的70%为毛管断裂含水率,低于此水分界限則水分的毛管連續性运动停止而轉为汽态方式运动,蒸发速率因而大大降低。Колясев^[6,7]认为土壤含水率低于植物生长延滞含水率时(按其数值接近于Роде所称的毛管断裂含水率),水分的毛管状况即告結束,而轉为膜状一弯月面的,在他們的土壤干燥曲綫上出現第一个蒸发速率減緩的轉折点。我們所获試驗結果与以上說法頗为吻合。

結 論

1. 砂薑黑土的水分状况是不稳定的,一年之中土壤过干与过湿交互出現,但在一般气候条件下,需要人工調节土壤水分状况的土层,主要考虑30厘米以上的表层。

2. 土壤容易过湿的原因在于土壤透水性极弱,而土壤剖面中有两个弱透土层存在,即犁底层与第一淀积层。

3. 下层土壤(30厘米以下)中水分运动向蒸发面的速度极低,通常是来不及补給上层土壤因蒸发而造成水分亏缺,因而容易变干。

4. 土壤湿度低于“毛管断裂含水率”(相当于田間持水量值的70%)时,使土壤紧实度适当增大,則在表面蒸发时能减少水分損失;土块細,鎮压保墒的效果亦降低。

参 考 文 献

- [1] 蔡修邦等: 安徽宿县地区小麦整地保墒問題的初步研究。华东农业科学通报, 1955年8月号, 7—12。
- [2] 中国农业科学院江苏分院: 土壤肥料分析法(增訂本)。1960。
- [3] Абрамова, М. М., Большаков, А. Ф., Орешкина, Н. С., Роде, А. А.: Испарение из почвы подвешенной Влаг. Почвоведение, 1956, № 2, 27—41。
- [4] Астапов, С. В.: 土壤改良土壤学实习。1947, 中譯本 90—92, 94—95。
- [5] Гольдштейн, М. Н.: 土壤的力学性質。1952, 中譯本 62。
- [6] Колясев, Ф. Е., Мельникова, М. К.: К теории дифференциальной влажности почвы. Почвоведение, 1949, № 3, 148—156。

- [7] Колясев, Ф. Е.: О подвижности воды в почве и путях её регулирования. Почвоведение, 1957, № 4, 53—62.
- [8] Костяков, А. Н.: 土壤改良原理。1951, 中譯本 133—134。
- [9] Роде, А. А.: Почвенная влага, 1952.

ON THE CHARACTERISTICS OF MOISTURE STATUS OF THE SHAJIANG DARK SOIL IN DISTRICTS NORTH OF HUAI RIVER

C. I. YUAN AND I. C. YUAN

(Kiangsu Branch, Agricultural Academy of China)

Owing to the periodically dry and wet climate in the year, the moisture status of the surface 30 cm. of the Shajiang dark soil occurring in districts north of Huai river is variable. The soil has a water table varying from 110 to 190 cm. throughout the year, and a rather constant moisture content in 30—100 cm. layer.

The rate of percolation of the soil is low, about 4.0 mm/min, with an average infiltration of 12.2 mm/min. in the first hour. The presence of impermeable plow-pan layer and glied B layer induces the poor drainage condition of the soil profile.

The rate of movement of soil water from subsoil to surface 30 cm. is very low, and the surface soil is apt to dry out in dry seasons. In case when the soil moisture drops below 70% of the field capacity, repressing the soil to a more compact state reduce the rate of evaporation and consequently retains more moisture in surface layer.