

杨凌区浅层土壤水分与深层土壤水分的关系研究

杨静敬, 蔡焕杰*, 王松鹤, 谢恒星

(西北农林科技大学农业水土工程教育部重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘 要: 通过测定陕西杨凌区不同灌水条件下冬小麦的土壤水分变化, 研究了浅层土壤水分与深层土壤水分的关系。结果表明: 土壤含水量随土层深度的加深, 呈先上升, 后下降, 又上升的变化趋势。在自然降水或灌溉条件下, 土壤水分的变化程度随土层深度的增加, 呈剧烈—缓和—剧烈—缓和的趋势。表层 20、30、40、50 cm 各土层含水量分别与 0~150 cm 各土层含水量的相关性较好, 并且土层相邻越近, 其相关性越好, 说明由表层土壤含水量来推算深层土壤含水量是可行的。基于 Biswas 土壤水分估算模式, 由表层 30~40 cm 的含水量来推算 0~100 cm 各土层含水量的精度较高, 由表层 20 cm 的含水量来推算 100~150 cm 各土层含水量的精度较高。总灌水量及灌水次数对含水量的影响, 直接影响到估算模式参数的取值及估算精度。

关键词: 冬小麦; 土壤水分; 估算模式; 水分关系; 杨凌区

中图分类号: S152.7+2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-7601(2010)03-0053-05

土壤水分状况是作物生长环境的重要组成部分, 其在时间、空间上的分布变化直接影响农作物的生长发育及产量。因此, 快速、准确地测定土壤水分对制定灌溉制度、施肥决策或排水措施等具有很重要的意义^[1]。现今, 土壤水分的监测已有很多先进仪器和方法, 但在深层含水量的测量上各有利弊。中子土壤水分仪可测出平均含水量随深度的变化, 但有辐射, 监测时间过长对操作者的健康不利。时域反射仪(TDR)测定的精度高, 无放射, 但价位较高。遥感法适于大面积的土壤水分监测, 但只能监测地表 5~10 cm 土层的含水量。然而, 在多年的试验研究中, 一些人发现表层土壤水分与深层土壤水分存在一定的关系。在 1979 年, Biswas B C 等提出土壤水分随深度是非线性变化趋势, 并提出根据表层土壤水分确定深层土壤水分的关系式^[2]。鹿洁忠^[3]用河北曲周县裸露试验地的 0~150 cm 的实测土壤水分资料进行了各层土壤水分的推算。刘长民^[4]等进行了旱地农田土壤水分含量变化特征研究, 总结出了灌水条件下、旱地农田以及浅草地各层土壤有效水分含量关系模型。陈怀亮等^[5]在 GIS 支持下, 考虑了土壤质地的影响, 分别建立不同土质区的土壤水分反演模型。李红等^[6]利用线性拟合对 0~40 cm、0~60 cm 和 0~100 cm 土层的土壤储水量进行了预测。刘继龙等^[7]对胶东樱桃园的土壤水分进行分析, 建立了土壤水分随深度的变化曲线, 以及利用表层水分进行深层水分的预算模型, 认为 0~

50 cm 土层是进行深层水分预测的最佳深度。

本文根据杨凌地区冬小麦生长过程中的土壤水分变化, 分析表层土壤水分与深层土壤水分的变化关系, 探索了由表层水分预测深层水分的估算模型。并为研究该地区土壤水分随深度的变化规律以及制定合理的灌溉制度提供了一定的科学依据。

1 材料与方法

试验是 2007 年 10 月至 2008 年 6 月在西北农林科技大学教育部旱区农业水土工程重点实验室的灌溉试验站(东经 108°24', 北纬 34°20', 海拔 521 m)进行。土壤质地为中壤土, 种植作物为冬小麦。

采用小区试验, 每小区面积 10 m²(2 m×5 m)。结合当年的降雨情况, 试验处理为: 整个生育阶段都不灌水、灌一水(开花水)、灌两水(越冬和开花水); 每次灌水量都是 75 mm, 各处理设 3 个重复。文中这三个处理分别用 T0、T1 和 T2 来表示。

试验采用 CS830 型中子仪测量试验区 0~150 cm 土层体积含水量, 垂直方向每 10 cm 测一个点, 每 7 d 测 1 次, 降雨或灌溉后加测。

2 结果与分析

2.1 土壤水分含量时空变化特征

图 1 为不同灌水处理 0~150 cm 各土层土壤体积含水量的变化。由图 1 可以看出: 在时间上, 无论在自然降水, 还是灌溉条件下, 10~150 cm 各土层的

收稿日期: 2009-11-06

基金项目: 国家“863”计划项目(2006AA100202); 国家科技支撑计划(2007BAD88B10)

作者简介: 杨静敬(1984—), 女, 硕士研究生, 主要从事节水灌溉理论与技术研究。E-mail: yjj-0605@163.com。

* 通讯作者: 蔡焕杰(1962—), 男, 教授, 主要从事农业节水和水资源高效利用方面的研究。E-mail: huanjie@tom.com。

体积含水量变化趋势一致,均随作物生育期的推进有下降趋势。只是在灌溉条件下,灌水使得土壤含水量在灌水后几天内迅速增大,但增大之后又将随时间的推移缓慢下降,但总的趋势呈下降状态。很明显可以从 T1、T2 的含水量变化图看出,灌开花水(5 月 1 日)使得各土层土壤体积含水量迅速增大,

之后又逐渐减小。在空间上,各层含水量的大小有差异,土壤含水量最大值出现在 20 ~ 40 cm 土层内,40 ~ 80 cm 各层含水量随土层深度的增加而降低,在 80 ~ 100 cm 土层内均达到最低点,随后在 100 ~ 150 cm 土层内又呈现上升趋势。说明土壤含水量在垂直方向上,呈先上升,后下降,又上升的变化趋势。

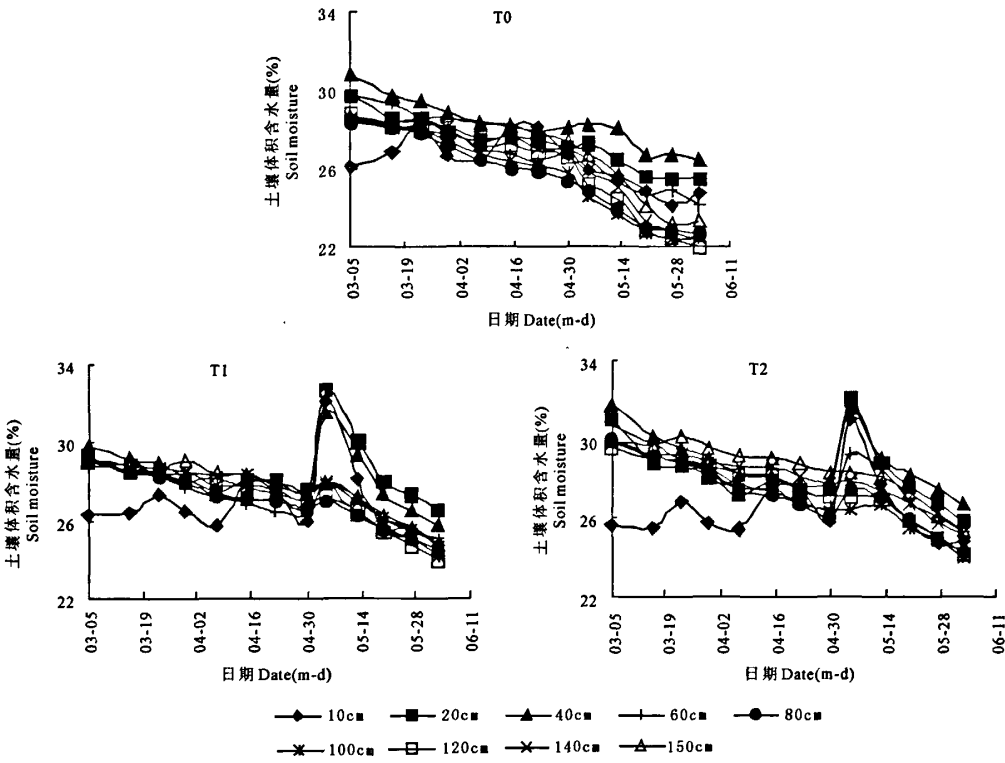


图 1 不同灌水处理 0 ~ 150 cm 土层土壤体积含水量的变化
Fig.1 Variation of soil moisture in 0 ~ 150 cm under different water supply treatments

表 1 为不同灌水处理各土层土壤体积分含水量的变异系数,即各土层含水量的变化程度。
由表 1 可以看出,随着深度的增加,不同处理各土层土壤水分的变异系数有所不同。不灌水处理 T0,10 ~ 40 cm 土层土壤水分的变异系数逐渐减小,50 ~ 120 cm 土层土壤水分的变异系数逐渐增大,130 ~ 150 cm 土层土壤水分变异系数又逐渐减小。灌一水处理 T1,10 ~ 60 cm 土层土壤水分的变异系数逐渐减小,70 ~ 110 cm 土层土壤水分的变异系数逐

渐增大,120 ~ 150 cm 土层土壤水分的变异系数又逐渐减小。灌两水处理 T2,10 ~ 30 cm 土层土壤水分的变异系数逐渐减小,40 ~ 100 cm 土层土壤水分的变异系数逐渐增大,110 ~ 150 cm 土层土壤水分的变异系数又逐渐减小。说明在自然降水或灌溉条件下,土层深度从上到下,0 ~ 50 cm 土层土壤水分的变化由表层的剧烈逐渐趋于缓和,50 ~ 120 cm 土层的土壤水分变化又逐渐剧烈,120 ~ 150 cm 土层土壤水分变化又逐渐趋于缓和。

表 1 不同灌水处理各土层土壤体积分含水量的变异系数

深度 Depth(cm)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150
T0	0.050	0.047	0.044	0.043	0.052	0.066	0.075	0.079	0.083	0.086	0.088	0.090	0.088	0.084	0.077
T1	0.070	0.058	0.055	0.053	0.049	0.044	0.048	0.052	0.054	0.055	0.058	0.058	0.051	0.050	0.049
T2	0.064	0.059	0.050	0.053	0.055	0.056	0.059	0.060	0.063	0.063	0.059	0.059	0.054	0.049	0.051

2.2 浅层与深层土壤含水量的相关性分析

由表 2 分析表明,不灌水处理 T0,20~50 cm 各

土层含水量分别与 20~150 cm 各土层含水量的相

关性较好。灌水一水处理 T1,40 cm、50 cm 土层含水

表 2 0~50 cm 各土层含水量分别与 0~150 cm 各土层含水量的相关性
Table 2 Correlation between soil moisture in 0~50 cm and in 0~150 cm layers

处理 Treatment	0~150 各土层 Soil layer(cm)	0~50 各土层 Soil layer(cm)				
		10	20	30	40	50
T0	10	1				
	20	0.63**	1			
	30	0.57*	0.99**	1		
	40	0.51*	0.97**	0.98**	1	
	50	0.50*	0.95**	0.96**	0.98**	1
	60	0.46	0.92**	0.93**	0.96**	0.99**
	70	0.48*	0.92**	0.93**	0.96**	0.99**
	80	0.54*	0.91**	0.91**	0.94**	0.98**
	90	0.55*	0.91**	0.91**	0.94**	0.97**
	100	0.57*	0.90**	0.90**	0.92**	0.97**
	110	0.56*	0.88**	0.87**	0.91**	0.96**
	120	0.61**	0.86**	0.86**	0.89**	0.94**
	130	0.62**	0.86**	0.86**	0.89**	0.93**
	140	0.64**	0.84**	0.84**	0.87**	0.91**
T1	150	0.64**	0.81**	0.81**	0.84**	0.88**
	10	1				
	20	0.92**	1			
	30	0.72**	0.91**	1		
	40	0.61**	0.83**	0.97**	1	
	50	0.47*	0.71**	0.88**	0.96**	1
	60	0.35	0.55*	0.69**	0.84**	0.94**
	70	0.27	0.44	0.57*	0.73**	0.87**
	80	0.29	0.44	0.54*	0.70**	0.84**
	90	0.27	0.39	0.48*	0.65**	0.80**
	100	0.33	0.44	0.54*	0.69**	0.83**
	110	0.26	0.37	0.49*	0.65**	0.80**
	120	0.29	0.41	0.50*	0.67**	0.81**
	130	0.33	0.43	0.51*	0.67**	0.80**
T2	140	0.32	0.41	0.52*	0.67**	0.81**
	150	0.34	0.42	0.49*	0.64**	0.77**
	10	1				
	20	0.74**	1			
	30	0.70**	0.97**	1		
	40	0.53*	0.93**	0.95**	1	
	50	0.56*	0.91**	0.97**	0.99**	1
	60	0.44	0.86**	0.91**	0.97**	0.97**
	70	0.37	0.79**	0.84**	0.93**	0.94**
	80	0.33	0.75**	0.80**	0.89**	0.90**
	90	0.30	0.72**	0.75**	0.86**	0.86**
	100	0.24	0.66**	0.70**	0.81**	0.82**
	110	0.25	0.64**	0.68**	0.79**	0.80**
	120	0.28	0.64**	0.67**	0.77**	0.79**
	130	0.25	0.60**	0.62**	0.72**	0.73**
	140	0.28	0.62**	0.64**	0.74**	0.75**
	150	0.29	0.57*	0.59*	0.65**	0.68**

注:试验结果是基于小麦返青期至收获共 15 次数据分析而得,“***”表示达 1%显著水平。“*”表示达 5%显著水平。
Note: The results are based on the data of growth duration. “***” indicates the significance at 0.01 level, while “*” indicates the significance at 0.05 level.

量分别与 20~150 cm 各土层含水量的相关性较好。灌两水处理 T2, 20~50 cm 各土层含水量分别与 20~150 cm 各土层含水量的相关性较好。说明, 无论在灌水或自然降水条件下, 表层 20~50 cm 各土层含水量与 20~150 cm 含水量的相关性都较好, 并且土层相邻越近, 其相关性越好。因此由表层 20、30、40、50 cm 各土层含水量来推算 20~150 cm 各土层含水量是可行的。

2.3 Biswas 土壤水分估算模式参数的确定

为了准确把握深层土壤水分的变化规律及解决探测深层土壤水分的困难, 本文基于 Biswas B C 等人提出的土壤水分估算模式, 结合杨凌地区的试验数据, 来推算不同处理由浅层土壤水分估算深层土壤水分的估算模式。为以后研究该地区土壤水分变化规律及作物耗水规律提供理论依据。

Biswas 土壤水分估算模式为:

$$S = A \times (d - d_0) + S_0 + [1 + B \times (d - d_0)^2] + S_c \quad (1)$$

式中, S 为 0~ d cm 土层的水分储量; S_0 为土壤表层 0~ d_0 cm 的水分储量; A 、 B 和 S_c 为常数, 即, 浅层土壤水分储量与深层土壤水分储量的非线性关系的系数。

确定土壤水分估算模式, 主要是确定 A 、 B 和 S_c 这三个常数。为了计算简便, 将式(1)变换成:

$$S - S_0 = S_c + A \times (d - d_0) + S_0 \times B \times (d - d_0)^2 \quad (2)$$

令 $y = S - S_0$, $x_1 = d - d_0$, $x_2 = S_0 \times (d - d_0)^2$, 则式(2)化为:

$$y = A \times x_1 + B \times x_2 + S_c \quad (3)$$

在此模型中对土壤水分采用土壤水分储量的形式, 因此需将土壤体积含水量转化为土壤储水量。某一土层的土壤储水量可以用下列公式计算:

$$W = \theta \times h \quad (4)$$

式中, W 为某一土层的水分储量(cm); θ 为土壤体积含水量(%); h 为土层的厚度(cm)。

本文针对 d_0 分别取 20、30、40、50 cm 时, 用多元线性回归方法拟合, 确定适用于各处理的 Biswas 土壤水分估算模式的参数 A 、 B 和 S_c , 其结果见表 3。

2.4 不同处理的土壤水分估算模型的预测精度性检验

为了检验根据 3 个不同灌水处理 3 月 5 日至 6 月 3 日测定数据确立的 Biswas 土壤水分估算模式, 利用 6 月 23 日的土壤水分进行预测, 通过各估算模型的预测值跟实测值的相对误差, 来比较各种预测方法的精度。

表 3 Biswas 土壤水分估算模型的参数 A 、 B 、 S_c 及相关系数 R
Table 3 Biswas soil moisture estimation model parameters of A 、 B 、 S_c and correlation coefficient (R)

处理 Treatment	参数 Parameter	d_0 (cm)			
		20	30	40	50
T0	A	4.375	4.091	3.855	3.611
	B	0.002	0.002	0.003	0.003
	S_c	3.242	4.046	4.331	4.598
	R	0.994	0.994	0.993	0.992
T1	A	4.634	4.615	4.612	4.601
	B	0.002	0.001	0.001	0.001
	S_c	2.460	2.155	1.889	1.743
	R	0.997	0.997	0.997	0.997
T2	A	4.695	4.516	4.408	4.332
	B	0.001	0.002	0.002	0.002
	S_c	2.509	2.768	2.864	2.762
	R	0.996	0.996	0.996	0.996

由表 4 可知, 土层深度在 0~100 cm 内, 则各处理 d_0 取 30 cm 或 40 cm 的估算值与实测值的相对误差较小。土壤层深度在 100~150 cm 内, 则 d_0 取 20 cm 的估算值与实测值的相对误差较小, 并且 d_0 取 50 cm 的估算值与实测值的相对误差最大。然而, 不同处理 d_0 的取值不同, 估算 60~150 cm 各土层土壤水分储量与实测值的相对误差范围不同。不灌水处理 T0 中, 取 d_0 为 20 cm, 相对误差范围为 0.2%~7%, 取 d_0 为 30 cm, 相对误差范围为 0.4%~9.7%, 取 d_0 为 40 cm, 相对误差范围为 0.9%~14.1%, 取 d_0 为 50 cm, 相对误差范围为 6.7%~17.9%。灌一水处理 T1 中, 取 d_0 为 20 cm, 相对误差范围为 0.3%~5.4%, 取 d_0 为 30 cm, 相对误差范围为 0.5%~6.4%, 取 d_0 为 40 cm, 相对误差范围为 0.4%~9.8%, 取 d_0 为 50 cm, 相对误差范围为 4.2%~12.9%。灌两水处理 T2 中, 取 d_0 为 20 cm, 相对误差范围为 0.1%~11.9%, 取 d_0 为 30 cm, 相对误差范围为 0.2%~8.3%, 取 d_0 为 40 cm, 相对误差范围为 0.3%~10.1%, 取 d_0 为 50 cm, 相对误差范围为 4.8%~14%。很显然, 不灌水处理和灌一水处理中, 取 d_0 为 20 cm, 相对误差范围较小, 灌两水处理中, 取 d_0 为 30 cm 或 40 cm, 相对误差范围较小。可见, 总灌水量及灌水次数对含水量的影响, 直接影响到估算模式参数的取值及估算精度。

3 结 论

1) 土壤含水量在垂直方向上呈先上升, 后下降, 又上升的变化趋势。

表 4 不同估算模型估算的 60~150 cm 土壤水分储量
与实测土壤水分储量的相对误差 (%)

Table 4 Relative errors of estimated soil moisture in 60~150 cm
and experimental results of them

处理 Treatment	深度 Depth(cm)	d ₀ (cm)			
		20	30	40	50
T0	60	7.067	3.684	0.940	10.012
	70	5.880	2.463	1.493	6.794
	80	4.654	1.135	2.570	6.704
	90	3.259	0.432	4.112	7.854
	100	1.718	2.183	5.952	9.600
	110	0.205	3.904	7.788	11.432
	120	1.330	5.653	9.677	13.382
	130	2.726	7.240	11.389	15.154
	140	3.985	8.671	12.933	16.755
	150	4.942	9.761	14.095	17.936
T1	60	5.403	2.417	1.135	8.723
	70	5.190	2.360	0.418	4.272
	80	4.434	1.513	1.141	4.172
	90	3.569	0.508	2.164	4.912
	100	2.663	0.557	3.307	5.969
	110	1.478	1.953	4.868	7.610
	120	0.321	3.312	6.387	9.228
	130	0.630	4.432	7.633	10.543
	140	1.520	5.482	8.806	11.793
	150	2.267	6.371	9.801	12.853
T2	60	11.826	8.283	3.762	9.066
	70	10.797	7.318	3.563	4.750
	80	9.452	5.861	2.286	4.762
	90	7.769	3.957	0.304	5.599
	100	6.039	1.994	1.793	6.744
	110	4.380	0.116	3.810	8.471
	120	2.799	1.673	5.739	10.171
	130	1.284	3.386	7.592	11.560
	140	0.028	4.802	9.109	12.881
	150	0.814	5.747	10.096	14.007

2) 无论在自然降水或灌溉条件下,土层深度从
上到下,0~50 cm 土层土壤水分的变化由剧烈逐渐
趋于缓和,50~120 cm 土层的土壤水分变化又逐渐
剧烈,120~150 cm 土层土壤水分变化又逐渐缓和。
土壤水分变化程度随土层深度的增加,呈剧烈—缓
和—剧烈—缓和趋势。

3) 表层 20、30、40、50 cm 各土层含水量分别与
20~150 cm 各土层含水量的相关性较好,并且土层
相邻越近,其相关性越好。说明由表层土壤含水量
来推算深层土壤含水量是可行的。

4) 基于 Biswas 土壤水分估算模式,结果表明,
由表层 30~40 cm 的含水量来推算 0~100 cm 各土
层含水量的精度较高,由表层 20 cm 的含水量来推
算 100~150 cm 各土层含水量的精度较高。

5) 总灌水量及灌水次数对含水量的影响,直接
影响到估算模式参数的取值及估算精度。

参 考 文 献:

[1] 蒋洪庚,夏自强,陈海芳,等.概念性土壤墒情模型在霍泉灌区
的应用研究[J].水文,1999,(6):12—16.
[2] Biswas B C, Dasgupta S K. Estimate of moisture at deeper depth from
surface layer data[J]. Mausam, 1979, 30(4):40—45.
[3] 鹿洁忠.根据表层数据估算深层土壤水分[J].中国农业气象,
1987,8(3):60—62.
[4] 刘长民,赵凡衍.旱地农田土壤水分含量变化特征研究[J].西
北林学院学报,1995,10(增刊):148—152.
[5] 陈怀亮,冯定原,邹春辉.用遥感资料估算深层土壤水分的方法
和模型[J].应用气象学报,1999,10(2):232—237.
[6] 李 红,周连第,张有山.北京郊区平原粮田土壤水分垂直变异
特征[J].华北农学报,2002,17(2):82—87.
[7] 刘继龙,张振华,谢恒星.基于表层水分信息的胶东桃园深层
土壤水分估算研究[J].水土保持研究,2006,13(4):96—100.

Relationship between soil moisture in surface layer and in deeper depth in Yangling

YANG Jing-jing, CAI Huan-jie*, WANG Song-he, XIE Heng-xing
(The Key Laboratory of Agricultural Soil and Water Engineering in Arid Area of Ministry of
Education, Northwest A & F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: According to the measurement of soil moisture variation of winter wheat under different irrigation condi-
tions in Yangling, the relations between soil moisture in surface layer and that in deeper depth is analyzed. The results
indicate: with the soil layer deepening, the changing trend of soil moisture presents a high-low-high fluctuation. The
variation degree of soil moisture, as the soil layer depth increasing, shows a tendency of violent-gentle-violent-gentle un-
der natural precipitation or irrigation conditions. The soil moisture of various layers of 20 cm, 30 cm, 40 cm and 50 cm
below the surface layer is well related with each layer of 20~50 cm, and the closer the two soil layers, the better relativ-
ity between them. It proves good results to estimate the soil moisture of deeper depth by surface layers. Based on Biswas
soil water estimation model, to estimate soil moisture of 0~100 cm by the experimental data of 30~40 cm and to esti-
mate that of 100~150 cm by the experimental data of 20 cm both have good relativity. The influence of total volume and
times of irrigation directly affects the value and accuracy of model parameters.

Keywords: winter wheat; soil moisture; estimation model; water relation; Yangling