

## 六盘山华北落叶松林坡面的土壤水分时间稳定性

刘泽彬<sup>1</sup>, 王彦辉<sup>1</sup>, 徐丽宏<sup>1</sup>, 刘宇<sup>2</sup>, 邓秀秀<sup>1</sup>, 王亚蕊<sup>1</sup>, 左海军<sup>1</sup>

(1. 中国林业科学研究院森林生态环境与保护研究所, 国家林业局森林生态环境重点实验室, 北京 100091;  
2. 北京林业大学水土保持学院, 北京 100083)

**摘要:** 在宁夏六盘山选择华北落叶松林坡面, 利用 TRIME-PICO 土壤水分测定仪, 在 2015 年 5—11 月对 48 个测点分 12 次测定了不同厚度土层(0—20, 0—40, 0—60 cm)的体积含水量的时间动态, 并采用累积概率函数、相对偏差及 Spearman 秩相关系数等方法, 分析评价了坡面土壤体积含水量的时间稳定性。结果表明: 土壤体积含水量在时间和空间上均存在中等变异, 且变异程度随土层加厚而逐渐降低, 表现为 0—40, 0—60 cm 土层体积含水量的累积概率率在干旱和湿润 2 种极端条件下的变化均小于 0—20 cm 土层。0—20, 0—40, 0—60 cm 土层体积含水量的平均相对偏差的变化范围分别为(−43.5%)~(47.9%), (−42.9%)~(49.9%)和(−46.9%)~(40.0%); 平均相对偏差的标准差(SDRD)呈现出随土层加厚而逐渐降低的变化趋势, 在 0—20, 0—40, 0—60 cm 土层依次为 11.1%, 8.3%, 7.8%。在整个研究期间, Spearman 秩相关系数在不同土层厚度条件下始终保持较高水平(0.7 以上), 且呈极显著相关, 坡面上不同土层的体积含水量具有较高的时间稳定性。基于土壤含水量的时间稳定性特征, 确定了研究坡面上不同土层厚度的体积含水量平均值的代表性测点, 可利用这些代表性测点的土壤体积含水量测定值估计相应土层厚度的坡面平均值。

**关键词:** 华北落叶松坡面; 土壤含水量; 时间稳定性

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2017)01-0153-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbxcx.2017.01.026

## Temporal Stability of Soil Moisture on a Slope Covered by *Larix principis-rupprechtii* Plantation in Liupan Mountains

LIU Zebin<sup>1</sup>, WANG Yanhui<sup>1</sup>, XU Lihong<sup>1</sup>, LIU Yu<sup>2</sup>, DENG Xiuxiu<sup>1</sup>, WANG Yaru<sup>1</sup>, ZUO Haijun<sup>1</sup>

(1. Institute of Forest Ecology, Environment and Protection, Chinese Academy of Forestry,

Key Laboratory of Forestry Ecology and Environment of State Forestry Administration,

Beijing 100091; 2. College of Soil and Water Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083)

**Abstract:** The volumetric soil moisture dynamics at different soil depth (0—20 cm, 0—40 cm and 0—60 cm) on a *Larix principis-rupprechtii* plantation slope was measured by TRIME-PICO from May to November in 2015 in the small watershed of Xiangshuihe of Liupan Mountains. The temporal stability of soil moisture was analyzed by the cumulative probability functions, relative differences and Spearman rank correlation coefficients. The results showed that the soil moisture had a moderate variability both in time and space, and the degree of variation decreased gradually with increasing thickness of soil layers. The variability of cumulative probability for thicker soil layers (0—40 cm and 0—60 cm) was lower than that of the 0—20 cm soil layer under both dry and wet conditions. The mean relative differences of the soil moisture for the soil layers of 0—20 cm, 0—40 cm and 0—60 cm ranged from (−43.5%) to (47.9%), (−42.9%) to (49.9%) and (−46.9%) to (40.0%), respectively. The standard deviation of the mean relative differences (SDRD) decreased gradually with the increasing soil layer thickness. The SDRD of 0—20 cm, 0—40 cm and 0—60 cm soil layer were 11.1%, 8.3% and 7.8%, respectively. The soil moisture of all 3 soil thicknesses studied had a higher Spearman rank correlation coefficient (bigger than 0.7) and with a significant correlation, suggesting a higher temporal stability existed for the soil moisture of all the soil thickness studies. The representative points

收稿日期: 2016-08-14

资助项目: 国家自然科学基金项目(41471029, 41390461, 41230852); 科技部科技基础性工作专项(2014FY120700); 科技部“十二五”农村领域国家科技计划项目(2012BAD22B030102); 国家林业局宁夏六盘山森林生态站和宁夏回族自治区生态修复与多功能林业综合研究中心项目

第一作者: 刘泽彬(1989—), 男, 博士研究生, 主要从事森林生态水文、森林生理研究。E-mail: binarystar1989@163.com

通信作者: 王彦辉(1957—), 研究员, 博士生导师, 主要从事森林生态水文研究。E-mail: wangyh@caf.ac.cn

of the mean soil moisture of different soil layer thicknesses on the *Larix principis-rupprechtii* plantation slope were determined based on the temporal stability characteristic of soil moisture. With these representative points, the mean soil moisture of different soil layer thicknesses of the whole slope could be easily estimated.

**Keywords:** *Larix principis-rupprechtii* plantation slope; soil moisture; temporal stability

土壤含水量是理解一系列水文和生物过程的基础,会影响降雨入渗、蒸发、溶质运移和产流产沙效应<sup>[1]</sup>。同时,土壤(特别是表层土壤)含水量在控制土壤水分和能量通量上也有着重要作用,如对降雨的产流和入渗分配及净辐射的感热和潜热通量分配都有重要影响<sup>[2]</sup>。此外,土壤含水量对植被生长至关重要,如决定种子萌发速率及可承载植被数量<sup>[3-4]</sup>。因此,准确了解和预测土壤(特别是根系层)水分状况,对于指导干旱地区森林的科学恢复与经营和水与森林植被的综合管理都具有重要意义。

受土壤特性、植被、地形及气候等因素的影响,土壤含水量时空变异很大,要获取其田间分布状况及平均值,需布设大量观测点进行长期观测,既浪费时间,又增加成本。如何在保证数据精度的前提下将观测点和观测次数最小化,是急需解决的问题。据此,Vachaud 等<sup>[5]</sup>提出了时间稳定性的概念,即空间采样点与经典的传统的统计参数值之间的关联是随时间不变的,指通过几个特定代表性测点来反映整个研究区土壤含水量的平均值。近几年来,已证实时间稳定性分析方法是利用土壤含水量的点观测值评估更大空间尺度上平均值的有效工具<sup>[6-7]</sup>。

目前已在不同土地利用类型(牧场、草地、农用地、灌丛、果园及林地等)、气候区(半干旱区、半湿润区及湿润区)及地形条件(缓坡、陡坡及复杂地形等)开展了土壤含水量时间稳定性的大量研究<sup>[8-9]</sup>,得出了一些很有价值的结论。例如,潘颜霞等<sup>[10]</sup>在荒漠人工固沙植被区研究表明,干旱条件下的土壤含水量时间稳定性强于湿润条件下。Gao 等<sup>[11]</sup>在黄土高原六道沟流域研究表明,不同深度土层的土壤含水量时间稳定性存在差异,表现为随土层加深而逐渐增强。Gomez-Plaza 等<sup>[12]</sup>研究地形、植被等因素对土壤水分时间稳定性的影响后认为,地形是影响土壤含水量时间稳定性的主要因素。Penna 等<sup>[13]</sup>研究发现,山坡土壤含水量的时间稳定性很强。林地的土壤含水量因受空间异质的林冠结构影响很强而往往具有很大空间异质性,这不同于其他土地利用类型。但目前有关林地(尤其是森林坡面)土壤含水量时间稳定性的研究还很少。因此,林地土壤含水量的时间稳定性特征如何?是否随土层加深和水分条件的不同而改变以及如何改变?这些问题均还需进一步探索和研究;此外,以往研究多是单独利用一个或几个代表性测点进行区域尺度的土壤含水量估计,但对估计精度随代表性测点数量的变化还缺乏研究和比较。

在宁夏六盘山地区,华北落叶松(*Larix principis-rupprechtii*)自 1964 年引入以来,已逐渐成为最主要的人工林类型,在水源涵养、水土保持、固碳释氧及风景游憩等方面发挥着重要作用。由于六盘山地区干旱缺水,降水不均,森林蒸散用水不足,加之坡面水分再分配强化了土壤水分时空差异<sup>[14]</sup>,准确预测和估计林地坡面土壤含水量的时间动态,是维护当地森林健康及进行林水关系的精细管理和综合管理的重要基础。为此,本文在六盘山香水河小流域选择华北落叶松人工林典型坡面,测定了不同时间段的根系层土壤体积含水量,试图分析华北落叶松坡面土壤体积含水量的时间稳定性特征,了解不同厚度土层的体积含水量时间稳定性差异及相关关系,比较代表性测点数量对坡面上不同厚度土层的平均含水量估计精度的影响,进而确定最佳代表性测点数量及预测模型,从而为该地区森林土壤含水量监测点布设及含水量变化预测提供理论依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于宁夏六盘山南部香水河小流域(106°09′—106°30′ E, 35°15′—35°41′ N),其面积 43.7 km<sup>2</sup>,海拔 2 010~2 942 m,土壤类型为山地灰褐土。年均降水量 632 mm,集中在 7—9 月份,占全年的 57%。年均蒸发量 1 296 mm,是年降水量 2 倍多。植被类型主要由天然次生林和人工林组成,天然次生林组成树种以华山松(*Pinus armandii*)、白桦(*Betula platyphylla*)、红桦(*Betula albo-sinensis*)和辽东栎(*Quercus liaotungensis*)等为主;人工林以华北落叶松纯林为主,占人工林总面积的 90%及小流域面积的 24%,另有少量油松(*Pinus tabulaeformis*)人工纯林。

### 1.2 样点布设及体积含水量测定

在香水河小流域分水岭沟子流域,选取一个华北落叶松人工纯林的半阳坡典型坡面,其斜坡长 480.6 m,平均坡度 27.8°,海拔范围 2 258.5~2 498.1 m,土层厚度 1—1.2 m 左右。坡面上生长着 34 a 生华北落叶松中龄林,平均树高 17.1 m,平均胸径 19.83 cm,受气候因子及坡面水分再分配的影响,树高和胸径存在一定的坡位差异,坡中部生长较好。因林冠郁闭度较大(0.74 左右),林下灌木稀少,覆盖度仅 15%,主要种类有蒙古莢迷(*Viburnum mongolicum*)、野李子(*Prunus salicina*)、西北栒子(*Cotoneaster zabelii*)等;林下草本覆盖度在 40%左右,以东方草莓(*Fra-*

*garia orientalis*) 和 华 北 苔 草 (*Carex hancockiana*) 为 优 势 种。

在坡面上设置 3 条相互相隔 15 m 的样线,在每条样线上每隔 30 m 布设一根 1 m 长的土壤水分测管,每条样线 16 根,3 条样线共布设 48 根,对坡面上 48 根土壤水分测管按由左至右、从上往下的规则依次进行编号。利用 TRIME-PICO 土壤水分测量仪,每隔 20 cm 测定一次土壤体积含水量,由于根系层的土壤水分动态对树木的生长及水分利用具有至关重要的作用,而华北落叶松根系集中分布在 0—60 cm 土层,故本研究以 0—60 cm 土层的含水量为研究对象。于 2015 年 5—11 月进行了 12 次定位测定,每月至少一次,具体时间为 2015 年 5 月 1 日、5 月 20 日、6 月 11 日、7 月 1 日、7 月 19 日、8 月 9 日、8 月 20 日、8 月 30 日、9 月 20 日、10 月 2 日、10 月 10 日和 11 月 1 日,其中 8 月 20 日和 10 月 2 日的测定值不参与建立统计模型,仅用于模型检验。为准确预测坡面上从地表向下的不同厚度土层的平均含水量,减少由不同土层(如 0—20, 20—40, 40—60 cm)的含水量估测值取平均计算带来的误差与不便,本文直接分析不同厚度土层的含水量的时间稳定性,即 0—40 cm 厚度土层的体积含水量为 0—20, 20—40 cm 土层含水量的平均值,0—60 cm 厚度土层体积含水量为 0—20, 20—40, 40—60 cm 土层含水量的平均值。

### 1.3 研究方法

本文综合利用多种方法分析土壤体积含水量时间稳定性。

1.3.1 变异系数(CV) 利用变异系数表征土壤含水量的时空变异性,计算公式为:

$$CV = \sigma / \mu$$

式中: $\sigma$  为标准差; $\mu$  为均值。根据变异程度大小可分为 3 级: $CV < 10\%$  为弱变异; $10\% \leq CV \leq 100\%$  为中等变异; $CV \geq 100\%$  为强变异。

1.3.2 累积概率函数 按每次测定时间,计算各测点土壤含水量的累积概率,然后分析判断不同测定时间各测点土壤含水量是否保持相同的累积概率。具体方法是将各次测定时所有测点以其土壤含水量从小到大进行排列,计算每个土壤含水量数据出现的次数占总测点数量的比值,然后再将其累加,即可得出每个测点土壤含水量的累积概率<sup>[15]</sup>。

1.3.3 相对偏差<sup>[5]</sup> 任一测点  $i$  在测定时间  $j$  时的土壤体积含水量( $\theta_{ij}$ )和整体平均值相比的相对偏差( $\delta_{ij}$ ),计算公式为:

$$\delta_{ij} = (\theta_{ij} - \bar{\theta}_j) / \bar{\theta}_j$$

式中: $\bar{\theta}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \theta_{ij}$ ,  $n$  为观测点总个数。

任一测点  $i$  土壤体积含水量的平均相对偏差( $\bar{\delta}_i$ ),计算公式为:

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij}$$

式中: $m$  为测定次数。

任意测点  $i$  土壤体积含水量平均相对偏差的标准偏差[SDRD( $\delta_i$ )],计算公式为:

$$SDRD(\delta) = \sqrt{\frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2}$$

一般认为,某个测点的 SDRD( $\delta_i$ ) 越小,其时间稳定性越高。通常选择平均相对偏差接近于 0 且 SDRD( $\delta_i$ ) 较小的测点,来估计研究区的土壤含水量含量<sup>[15]</sup>。

1.3.4 Spearman 秩相关系数 Spearman 秩相关系数主要用来分析不同测点的秩随时间变化的稳定性。定义  $R_{ij}$  为土壤含水量在测点  $i$ 、时间  $j$  的秩, $R_{ik}$  为测点  $i$ 、时间  $k$  的秩,则 Spearman 秩相关系数公式为:

$$r_s = 1 - 6 \sum_{i=1}^n \frac{(R_{ij} - R_{ik})^2}{n(n^2 - 1)}$$

式中: $n$  为测点总数; $r_s$  等于 1 时,说明测点  $i$  的土壤含水量在  $j$  与  $k$  时刻保持相同的秩,即时间稳定性非常好,且越接近于 1,其稳定性越好。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤体积含水量的时空变化特征

图 1 和表 1 描述了坡面上 48 个测点的 0—20, 0—40, 0—60 cm 的土壤体积含水量和变异系数随时间的变化及统计特征值。由图 1A 看出,3 个不同厚度土层的含水量均有明显的时间变化,且相互存在极显著相关( $P < 0.01$ )。在整个监测期间,0—20 cm 土壤体积含水量变化在 11.20%~25.23%,平均 19.92%;0—40 cm 变化在 15.25%~28.16%,平均 23.54%;0—60 cm 变化在 17.52%~28.32%,平均 24.68%。随土层加厚,土壤体积含水量时间变化的变异系数逐渐减小,0—20, 0—40, 0—60 cm 分别为 22.35%, 16.77% 和 13.34%(表 1)。

由图 1B 看出,土壤体积含水量的空间变异性在 0—20 cm 最高,0—40, 0—60 cm 的较低且相近。整个监测期间内,0—20 cm 土壤体积含水量的空间变异系数变化在 20.13%~27.12%,平均 23.34%;0—40 cm 变化在 18.64%~25.13%,平均 21.57%;0—60 cm 变化在 18.35%~25.28%,平均 21.43%(表 1)。这表明,不同厚度土层的体积含水量均属中等空间变异。对其他土地利用类型(压砂地<sup>[16]</sup>、果园<sup>[17]</sup>和草地<sup>[15]</sup>等)土壤含水量空间变异的研究均得到类似结论。

### 2.2 土壤体积含水量的时间稳定性分析

整个监测期间内 0—60 cm 土壤体积含水量坡面

平均值最大为 11 月 1 日的 28.32%，最小为 8 月 30 日的 17.52%，一定程度上代表湿润和干旱 2 个极端水分条件。Vachard 等<sup>[5]</sup>认为累积概率为 0.5 的测点土壤含水量可用来代表所有测点的平均水平，但本

研究发现，这样的测点在 2 种极端水分条件下不能保持次序相同(即累积概率值相同)，因此可能利用累积概率评估所有测点含水量平均值的方法并不适用。Brocca 等<sup>[18]</sup>和 Jia 等<sup>[19]</sup>得出了相似结论。

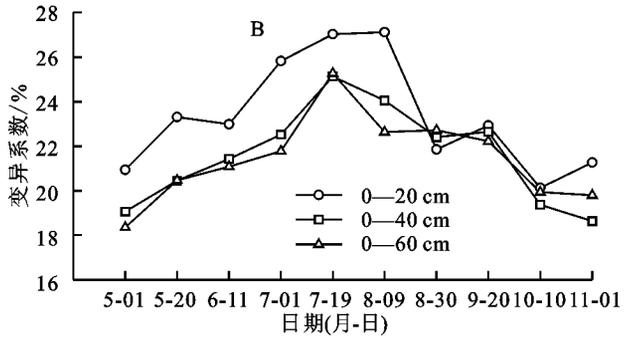
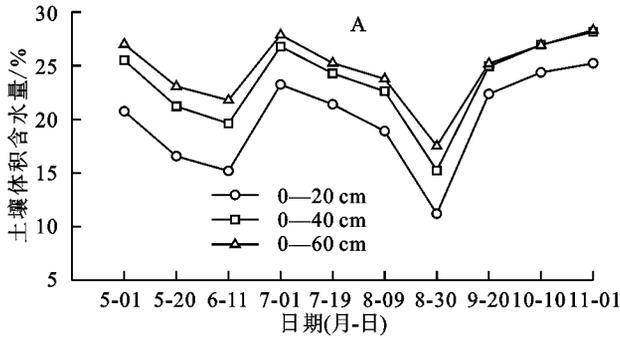


图 1 不同土层土壤体积含水量和变异系数的时间动态变化

表 1 不同土层土壤体积含水量及变异系数的统计特征

参数(空间)	统计(时间)	0—20 cm	0—40 cm	0—60 cm
平均土壤 体积含水量	平均值/%	19.92	23.54	24.68
	最大值/%	25.23	28.16	28.32
	最小值/%	11.20	15.25	17.52
土壤体积分含水量的 空间变异系数	时间变化的变异系数/%	22.35	16.77	13.34
	平均值/%	23.34	21.57	21.43
	最大值/%	27.12	25.13	25.28
	最小值/%	20.13	18.64	18.35
	时间变化的变异系数/%	10.79	10.09	9.08

图 2 是 2 种极端条件下不同厚度土层含水量的累积概率,可知只有很少测点的土壤含水量累积概率值能在 2 种极端水分条件下保持相同,这与白一茹等<sup>[15]</sup>在黄土高原雨养区及 Brocca 等<sup>[18]</sup>在意大利中部台伯河流域的研究结果一致。本研究中,保持相同土壤含水量累积概率值的测点在 0—20 cm 土层只有点 22,21,35,在 0—40 cm 只有点 23,13,7,9,在 0—60 cm 只有点 21,25,2,29。表明土壤含水量的稳定性会随土层加厚而提高,这可能与深层土壤含水量受外界影响较小及土层间的影响相互抵消有关。

图 3 为 48 个测点在 0—20,0—40,0—60 cm 土层的体积含水量平均相对偏差由小到大的排序结果,图 3 中垂直误差线为各测点平均相对偏差的标准差。由图 3 可知,土壤含水量的平均相对偏差的变化范围在 0—20 cm 土层为(-43.5%)~(47.9%),在 0—40 cm 为土层(-42.9%)~(49.9%),在 0—60 cm 土层为(-46.9%)~(40.0%),绝大部分测点的含水量高于或低于平均值。不同土层的含水量平均偏差的标准差(SDRD)也存在差异,在 0—20,0—40,0—60 cm 土层依次为 11.1%,8.3%,7.8%,即随土层加厚呈现逐渐降低趋势。这与 Hu 等<sup>[20]</sup>和 Gao 等<sup>[11]</sup>在黄土高原六道沟小流域的坡面研究结果一致。SDRD 被广泛用来描述土壤含水量的时间稳定性,其随土层加深而降低意味着深层土壤含水量的稳定性更强。

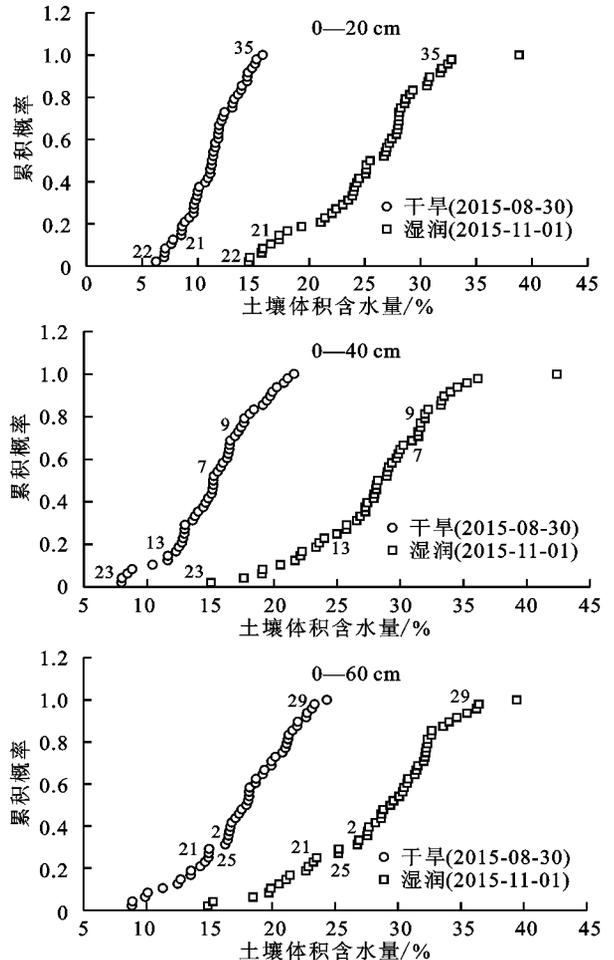
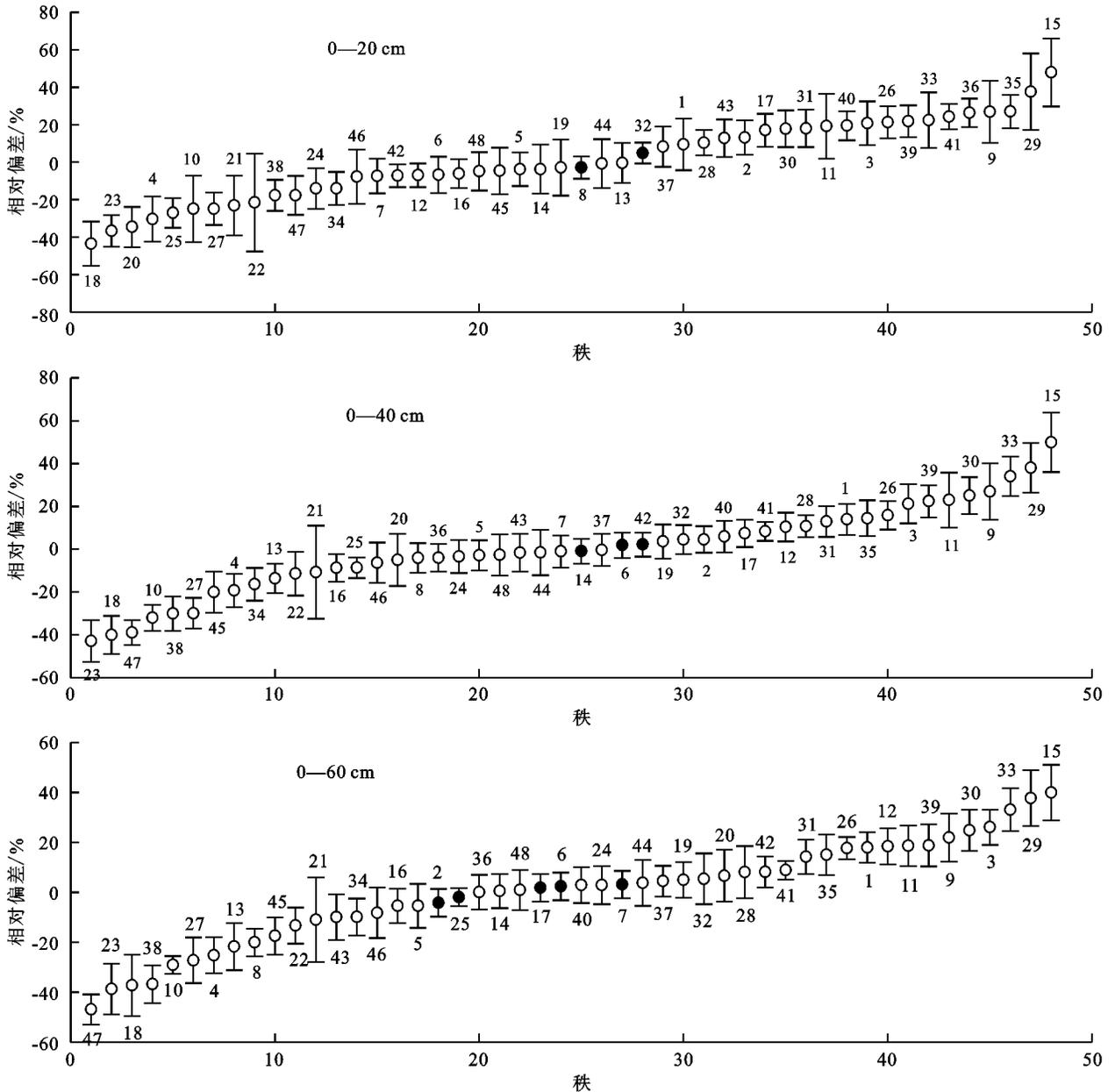


图 2 不同厚度土层的含水量在干旱和湿润 2 种条件下的累积概率

表 2 显示了整个观测期间 0—20, 0—40, 0—60 cm 所有测点土壤平均含水量的 Spearman 秩相关系数, 可看出除少数时段变化在 0.5~0.7 外, 绝大部分时段均高于 0.7, 且极显著相关, 表明研究坡面上华北落叶松根系分布范围土层的土壤含水量在整个观测期间都有较高的时间稳定性。潘颜霞等<sup>[10]</sup>在荒漠人工固沙植被区的研究也得出, 不同时段土壤含水量的 Spearman 秩相关系数在浅层基本达到 0.7 以上。Spearman 秩相关系

数随土层加深呈整体提高趋势, 即土壤含水量的时间稳定性随土层加厚而增大, 这与利用 SDRD 的分析结果一致。Spearman 秩相关系数用来描述土壤含水量在不同时间的空间分布格局的相似程度, 而 SDRD 主要用来表示特定位置测点的土壤含水量的时间稳定性程度<sup>[11]</sup>, 因而两者结果共同表明了各土层含水量在不同时间的空间格局变化与特定位置测点的土壤含水量的时间稳定性具有一致性。



注:图中实心圆圈代表平均相对偏差接近于0(±5%之内)且 SDRD 小于 6%的测点。

图 3 不同厚度土层的含水量的相对偏差及标准差

### 2.3 土壤体积含水量平均值代表性测点的确定及验证

有关学者对草地、果园、压砂地和荒漠固沙植物区等土地利用类型的土壤水分时间稳定性的研究表明<sup>[10, 15-17]</sup>, 可选择—个代表性测点的土壤含水量代表估计更大空间范围的土壤含水量平均值。故本研究基于平均相对偏差接近于 0 (在 ±5% 之内视为接近 0) 的原

则, 首先选取了各厚度土层的 SDRD 最小的一个测点 (0—20, 0—40, 0—60 cm 土层分别为测点 32, 42 和 25) 来探索利用单个测点估计坡面土壤含水量平均值的可能性。为此, 利用 10 次观测数据分别建立了测点 32 的 0—20 cm 土层体积含水量、测点 42 的 0—40 cm 土层体积含水量以及测点 25 的 0—60 cm 土层体积含水量与坡

面 0—20, 0—40, 0—60 cm 土层体积含水量平均值的数量关系, 结果发现(表 3), 不同土层的回归模型  $R^2$  均达 0.93 以上, 表明代表性测点的土壤体积含水量与研究坡面平均体积含水量相关性很好。进一步利用 8 月 20 日和 10 月 2 日的测定值进行验证发现, 预测坡面体积含水量平均值的相对误差对 8 月 20 日和 10 月 2 日的 0—20

cm 土层分别为 4.62% 和 3.04%, 对 0—40 cm 为 2.91% 和 3.29%, 对 0—60 cm 为 1.81% 和 3.82%。总体来讲, 模型预测值能保持较好精度, 因此, 如具有足够的土壤含水量多点空间分布的前期观测基础, 为节省工作量和时间, 可利用单个代表性测点来估计林地坡面土壤体积含水量的平均值。

表 2 不同土层厚度的土壤体积含水量的 Spearman 秩相关系数矩阵

日期 (月-日)	土层/ cm	测定时间(月-日)									
		5-01	5-20	6-11	7-01	7-19	8-09	8-30	9-20	10-10	11-01
5-01	0—20	1	0.786**	0.738**	0.753**	0.776**	0.809**	0.835**	0.807**	0.831**	0.873**
	0—40	1	0.830**	0.800**	0.757**	0.813**	0.887**	0.877**	0.821**	0.837**	0.906**
	0—60	1	0.911**	0.822**	0.789**	0.800**	0.896**	0.896**	0.826**	0.830**	0.921**
5-20	0—20		1	0.797**	0.595**	0.695**	0.783**	0.660**	0.667**	0.656**	0.684**
	0—40		1	0.877**	0.649**	0.770**	0.792**	0.808**	0.695**	0.728**	0.747**
	0—60		1	0.896**	0.799**	0.846**	0.886**	0.891**	0.782**	0.817**	0.865**
6-11	0—20			1	0.602**	0.646**	0.808**	0.745**	0.711**	0.760**	0.777**
	0—40			1	0.610**	0.732**	0.796**	0.873**	0.762**	0.802**	0.792**
	0—60			1	0.684**	0.720**	0.811**	0.845**	0.758**	0.785**	0.812**
7-01	0—20				1	0.882**	0.713**	0.705**	0.834**	0.858**	0.850**
	0—40				1	0.884**	0.740**	0.720**	0.775**	0.798**	0.821**
	0—60				1	0.916**	0.814**	0.778**	0.805**	0.809**	0.822**
7-19	0—20					1	0.734**	0.645**	0.807**	0.812**	0.795**
	0—40					1	0.775**	0.753**	0.778**	0.810**	0.836**
	0—60					1	0.806**	0.760**	0.802**	0.791**	0.806**
8-09	0—20						1	0.802**	0.812**	0.792**	0.810**
	0—40						1	0.873**	0.877**	0.869**	0.874**
	0—60						1	0.896**	0.903**	0.882**	0.885**
8-30	0—20							1	0.804**	0.815**	0.866**
	0—40							1	0.849**	0.880**	0.888**
	0—60							1	0.834**	0.862**	0.914**
9-20	0—20								1	0.902**	0.867**
	0—40								1	0.936**	0.902**
	0—60								1	0.942**	0.908**
10-10	0—20									1	0.931**
	0—40									1	0.941**
	0—60									1	0.946**
11-01	0—20										1
	0—40										1
	0—60										1

注: \*\* 表示  $P < 0.01$ , 差异极显著。

为了增加利用代表性测点土壤含水量测定值估计坡面平均值的可靠性, 有必要进一步探索利用多个代表性测点测定值估计坡面平均值的精度与可行性。根据平均相对偏差接近 0 (在  $\pm 5\%$  之内视为接近 0) 且 SDRD 相对较小 (一般小于  $5\%$ ) 的原则<sup>[21]</sup>, 选择多个代表性测点并利用其土壤含水量测定值估计整个坡面平均值。由于林地土壤水分的稳定性 (特别是表层) 低于草地、沙地及果园等土地利用类型, SDRD 小于  $5\%$  的测点较少, 故本研究选择 SDRD 小于  $6\%$  的测点来估计坡面土壤含水量平均值。由图 3 可看出, 代表性测点的数量随土层

加厚逐渐增加。Gao 等<sup>[11]</sup> 在黄土高原六道沟小流域草地坡面土壤蓄水量时间稳定性研究中得到了类似结果。测点 8 和 32 可代表研究坡面上 0—20 cm 土层体积含水量平均值的估计值, 测点 6, 14 和 42 可代表研究坡面上 0—40 cm 土层体积含水量平均值的估计值, 测点 2, 6, 7, 17 和 25 可代表研究坡面上 0—60 cm 土层体积含水量平均值的估计值。建立了利用这些代表性测点土壤含水量测定值估计研究坡面平均土壤体积分含水量的多元回归关系式(表 3), 从回归效果及预测值来看, 在测点数量增加后, 精度明显提高。

表 3 不同厚度土层的体积含水量平均值的单点和多点估计的预测模型及预测值

方法	预测土层/cm	模型	$R^2$	预测值/实测值/%		相对误差/%	
				8-20	10-02	8-20	10-02
单点	0-20	$Y_1=0.8317X_{32}+2.606$	0.936	14.26/13.63	23.91/24.66	4.62	3.04
估计	0-40	$Y_2=0.772X_{42}+4.836$	0.974	18.40/17.88	26.19/27.08	2.91	3.29
	0-60	$Y_3=0.9624X_{25}+1.3786$	0.936	20.22/19.86	28.02/26.99	1.81	3.82
	多点	0-20	$Y_1=0.302X_8+0.612X_{32}+1.432$	0.939	14.09/13.63	24.50/24.66	3.37
估计	0-40	$Y_2=0.345X_6+0.409X_{14}+0.180X_{42}+1.365$	0.993	18.37/17.88	26.94/27.08	2.74	0.52
	0-60	$Y_3=0.184X_2+0.265X_6+0.019X_7+0.179X_{17}+0.314X_{25}+0.059$	0.988	19.41/19.86	26.72/26.99	2.27	1.00

注:  $Y_1$ ,  $Y_2$  和  $Y_3$  分别代表不同厚度土层的土壤体积含水量的坡面平均值;  $X_{32}$  和  $X_{42}$  分别代表测点 32 和测点 42 的土壤体积含水量实测值, 以此类推。

### 3 结论

基于对宁夏六盘山华北落叶松人工林坡面上 48 个测点在 10 个时段的 3 个土层厚度(0—20, 0—40, 0—60 cm)的土壤体积含水量的实地测定和数量分析, 得出主要结论为:

(1) 随土层加厚, 土壤体积含水量的时间和空间变异性均降低; 研究坡面上土壤体积含水量的时间和空间变异均属中等变异。

(2) 本文研究的华北落叶松人工林坡面的土壤体积含水量在整个观测期间对于不同土层厚度均具有较高的时间稳定性; 土壤体积含水量的时间稳定性随土层加厚而相应提高, 且较厚土层(0—40, 0—60 cm)的含水量稳定性在极端水分条件也高于表层(0—20 cm)。

(3) 根据平均相对偏差接近 0, 且 SDRD 相对较小的原则, 在本文研究坡面上, 基于本文建立的回归关系式, 可利用代表性测点 8 和 32 估计坡面 0—20 cm 土层的体积含水量的坡面平均值, 利用代表性测点 6, 14 和 42 估计 0—40 cm 土层的体积含水量的坡面平均值, 利用代表性测点 2, 6, 7, 17 和 25 估计 0—60 cm 土层体积含水量的坡面平均值。在精度要求不高时, 可利用单个代表性测点来代表和估计坡面土壤体积含水量的平均值。

(4) 结合本文研究结果和他人研究结果, 认为在具有足够的土壤含水量多点空间分布的前期观测基础条件下, 为节省工作量和时间, 可利用单个或多个代表性测点的土壤含水量测定值来代表和估计坡面或更大区域的土壤含水量。但怎样确定代表性测点的数量和位置? 还需继续开展更深入研究, 找到其基本规律。

#### 参考文献:

[1] Choi M, Jacobs J M. Soil moisture variability of root zone profiles within SMEX02 remote sensing footprints[J]. *Advances in Water Resources*, 2007, 30(4): 883-896.

[2] Pachepsky Y, Radcliffe D E, Selim H M. *Scaling methods in soil physics*[M]. Boca Raton: CRC Press, 2003: 119.

[3] Bochet E, García-Fayos P, Alborch B, et al. Soil water availability effects on seed germination account for spe-

cies segregation in semiarid roadslopes[J]. *Plant and Soil*, 2007, 295(1): 179-191.

- [4] Xia Y Q, Shao M A. Soil water carrying capacity for vegetation: A hydrologic and biogeochemical process model solution[J]. *Ecological Modelling*, 2008, 214(2): 112-124.
- [5] Vachaud G, De Silans A P, Balabanis P, et al. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1985, 49(4): 822-828.
- [6] Teuling A J, Uijlenhoet R, Hupet F, et al. Estimating spatial mean root-zone soil moisture from point-scale observations[J]. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2006, 3(4): 1447-1485.
- [7] Guber A K, Gish T J, Pachepsky Y A, et al. Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields[J]. *Catena*, 2008, 73(1): 125-133.
- [8] Gao X D, Wu P T, Zhao X N, et al. Estimating spatial mean soil water contents of sloping jujube orchards using temporal stability[J]. *Agricultural Water Management*, 2011, 102(1): 66-73.
- [9] Jia X X, Shao M A, Wei X R, et al. Hillslope scale temporal stability of soil water storage in diverse soil layers[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 498(8): 254-264.
- [10] 潘颜霞, 王新平, 苏延桂, 等. 荒漠人工固沙植被区浅层土壤水分动态的时间稳定性特征[J]. *中国沙漠*, 2009, 29(1): 81-86.
- [11] Gao L, Shao M A. Temporal stability of soil water storage in diverse soil layers[J]. *Catena*, 2012, 95(8): 24-32.
- [12] Gomez-Plaza A, Alvarez-Rogel J, Alabaladejo J, et al. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment[J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(7): 1261-1277.
- [13] Penna D, Brocca L, Borga M, et al. Soil moisture temporal stability at different depths on two alpine hillslopes during wet and dry periods[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 477(1): 55-71.
- [14] 段旭, 王彦辉, 徐丽宏, 等. 六盘山香水河小流域典型坡面的土壤电阻率空间变异[J]. *土壤学报*, 2011, 48(5): 912-921.