

祁连山大野口流域土壤水热垂直分层变化特征分析*

牛贇^{1 2 3}, 刘贤德^{1 3}, 吕一河⁴, 金铭^{1 3}, 王顺利^{1 3}, 胡健⁴

(1. 甘肃省祁连山水源涵养林研究院 甘肃省森林生态与冻土水文水资源重点实验室 张掖 734000; 2. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; 3. 甘肃张掖生态科学研究院 甘肃省祁连山生态科技创新服务平台 张掖 734000; 4. 中国科学院生态环境研究中心, 北京 100085)

提 要: 文中在祁连山大野口流域布设 90 个土壤水热监测探头, 已取得的 100 多万万个数据, 且利用变异系数、相关系数、回归模型等方法对土壤水热与深度、海拔、坡度、郁闭度等因子相互关系进行分析。结果表明: 1) 土壤水分与其深度呈二次函数的抛物线变化($S_{dw} = -0.0057d^2 + 0.3185d + 23.808$, $R^2 = 0.9457$), 土壤温度与其深度呈线性变化($S_{dt} = -0.0536d + 9.192$, $R^2 = 0.994$), 深度每增加 10cm, 其温度降低约 0.54℃。2) 在 0-80cm 深度范围内, 土壤水热变异程度呈“V”字型; 高海拔半阴坡灌丛林土壤温度变化最剧烈, 低海拔阳坡草地土壤变化较小。3) 海拔对土壤水分是正影响, 对土壤温度是负影响。随海拔增大, 土壤水分呈波动性增大趋势, 增大率约为 2.35%/100m, 土壤温度呈波动性降低趋势, 降低率约为 0.74℃/100m; 坡度对 20cm 以上深度的土壤水热影响较大, 对其它各层土壤水热影响较小; 郁闭度对 20cm 以上深度的土壤水热影响较大, 对其它各层土壤水热影响较小; 对水分是中度负影响, 对温度是低度正影响。4) 10-20cm 深层的土壤水分回归模型 $S_{2w} = 0.06a - 0.5s + 19.87c - 140.48$ ($R^2 = 0.985$, $\sigma = 1.47$, $F_{0.05} = 105.86$) 在 95% 置信范围可信可接受。研究结论可为探索流域水资源管理及利用提供科学依据和参考资料。

关键词: 土壤水热; 垂直分层; 祁连山大野口流域

中图分类号: S15

文献标识码: A

水热在土壤中的不同分布对植被生态系统和冻土冻融过程的生态水文作用意义不同。特别是受水热限制的西北干旱半干旱山地林区, 水热在土壤中的分布层次对水源涵养效能的发挥更具有重要意义。有关土壤水热空间变化国内外开展了一些工作, 总结起来主要有: 利用气象站多年观测数据建立土壤温度、湿度及导热率与气温、降水等气象因子的回归模型^[1-2]; 利用 GIS 地统计学和空间地理分析技术, 结合气象站观测资料和遥感数据以及相关模型研究土壤水热空间分布^[3-6]。利用定点定期人工监测研究不同植被类型下的土壤水热空间分布^[7-9]。利用多元回归方程分析土壤水热与经纬度、海拔等环境因子相关关系, 对土壤水热分布区域进行划分和预测^[10-12]。在相关研究中, 大多数学者研究各层土壤水热平均值的空间变化, 很少有学者研究每层土壤水热的空间变化规律。文中在祁连山大野口流域利用土壤水热自动监测仪器, 在不同样地按照不同土壤深度布置 90 个探头, 已取得约 100 多万万个土壤体积分水率和土壤温度数据。通过分析这些数据, 重点探究土壤水热的垂直分层变化特征, 因为不同深度土壤水热对不同植被的涵养水源功能不同, 表层水热状况对草本根系敏感, 而对灌丛可能影响较小; 较深土壤水热状况可能对灌丛和乔木根系影响较大, 而对草本影响较小。为流域生态水文过程和机理研究提供科学依据和参考。

1 研究区概况

祁连山地处青藏、蒙新、黄土三大高原的交汇地带, 《全国生态功能区划》和《全国主体功能区规划》都将该区域划分为 50 个国家重要生态功能区和 25 个重点生态功能区之列, 生态区位十分重要。又由于土壤水分和温度在空间上的变化, 形成了以冰川和长年积雪为主要特色的“固体水库”, 以水源涵养林为主

* 收稿日期: 2015-6-8; 修回日期: 2015-6-19。

基金项目: 甘肃省科技计划(145RJG337); 国家自然科学基金项目(41461004); 甘肃省科技计划(144JTCG254) 联合资助。

作者简介: 牛贇(1974-), 男, 甘肃通渭人, 高级工程师, 在读博士后, 主要从事森林生态水文学方面的研究。E-mail: niuyun2028@163.com

通讯作者: 刘贤德(1963-), 男, 甘肃金塔人, 博士研究生导师, 研究员, 主要从事森林生态和保护方面的研究

要特色的“绿色水库”。土壤水热是研究这两个“库”内在联系的重要生态因子。

大野口流域(38°16′~38°33′N, 100°13′~100°16′E)属于祁连山中山气候带,东至马鬃梁、西至西沟梁、北邻正南沟、南含排露沟,发源于肃南县境内的野牛山,主要有东岔、西岔、头滩沟、西沟梁、观台沟和深沟 6 条较大支流汇集于大野口水库,面积约 80km²,控制了流域 98% 的集水区,是典型的闭合流域。由于区内海拔变化区间较大,水热条件有较大差异,形成了垂直梯度和水平差异的植被和土壤类型。海拔由低到高,植被类型依次为山地荒漠植被、山地草原植被、山地森林草原植被、亚高山草甸植被、高山冰雪植被;土壤类型依次为山地灰钙土、山地栗钙土、山地灰褐土、亚高山灌丛草甸土、高山寒漠土。在各类土壤中山地灰褐土和亚高山灌丛草甸土是生长森林的土壤,分别分布在海拔 2400-3300m 和 3300-4000m 区域内。建群种青海云杉(*Picea crassifolia*)呈斑块状或条状分布在试验区海拔 2400-3300m 阴坡和半阴坡地带,与阳坡草地交错分布;祁连圆柏(*Sabina przewalskii*)呈小块状分布于阳坡、半阳坡;灌木优势种有金露梅(*Potentilla fruti-cosa* Linn)、箭叶锦鸡儿(*Caragana jubata* (Pall.) Poir)、吉拉柳(*Salix gilashanica* C. Wang et P. Y. Fu)等;草本主要有珠芽蓼(*Polygonum viviparum* Linn.)、黑穗苔(*Carex heterostachya* Bge.)和针茅(*Stipa capillata* Linn.)等。该流域的闭合性、土壤和植被在空间变化的典型性,是研究流域生态水文过程机理的理想试验区。

2 研究方法

2.1 样地布设及仪器安装

2013 年 6 月份,将探头(U30-NRC,产品序列号为:10673689)分别埋设在土壤 0-10cm、10-20cm、20-40cm、40-60cm、60-80cm 深度的土层中。为了方便研究,将土壤 0-10cm、10-20cm、20-40cm、40-60cm、60-80cm 深度的土层分别标记为 S₁、S₂、S₃、S₄、S₅,其体积含水率分别标记为 S_{1w}、S_{2w}、S_{3w}、S_{4w}、S_{5w},其温度分别标记为 S_{1t}、S_{2t}、S_{3t}、S_{4t}、S_{5t};将样地概况用样地号标注(表 1)。

表 1 祁连山大野口流域样地编号及其基本情况

Table 1 Samples and their basic situations in Dayekou basin of Qilian Mountains

样地号	海拔(m)	GPS-E	GPS-N	样地(m)	植被类型	坡向	坡度(°)	郁闭度
T1	2745	100°17'06"	38°33'27"	20×20	藓类云杉林	半阴坡	25	0.69
T2	2800	100°17'37"	38°33'05"	20×20	草地	半阳坡	18	0.70
T3	2900	100°18'02.7"	38°32'40.8"	20×20	灌丛	半阳坡	12	0.50
T4	2923	100°18'06"	38°32'42"	20×20	草类云杉	半阴坡	33	0.83
T5	2946	100°17'59"	38°32'47"	20×20	草地	阳坡	30	0.50
T6	3100	100°18'13"	38°32'31"	20×20	灌丛云杉林	半阴坡	20	0.70
T7	3300	100°18'16"	38°32'20"	20×20	灌丛云杉林	半阴坡	34	0.35
T8	3300	100°18'14.5"	38°32'07.8"	20×20	灌丛	半阴坡	33	0.36
T9	3500	100°18'00.4"	38°32'00.9"	20×20	灌丛	半阴坡	40	0.30

2.2 数据采集与处理

(1) 每年的 10 月土壤冻结之前,将仪器中的数据以 Excel 格式导出,因 6 月份和 10 月份数据不是全月份的,予以剔除。

(2) 土壤水热变异性用变异系数 C_v 表示(C_v 为一相对值,表示样本标准差相对于平均值的偏离程度,与尺度无关),C_v 值越大,土壤水热变化越剧烈;C_v 值越小,土壤水热越稳定。

(3) 土壤水热相关系数分析。应用相关系数分析法对土壤体积含水率、土壤温度、海拔、坡度、郁闭度等因子进行相关系数分析,其计算公式如下:

$$r = \frac{\sum(x - \mu_x)(y - \mu_y)}{n * \sigma_x * \sigma_y}$$

式中 σ_x、σ_y 分别为土壤体积含水率、土壤温度、海拔、坡度、郁闭度等因子各指标的标准差, n 为数据对数。

(4) 土壤水热回归模型分析。根据相关分析结果,采用多元线性回归分析方法对各层土壤体积含水率(S_{1w}、…、S_{5w},%)与相关的海拔(a,m)、坡度(s,°)、郁闭度 c 等建立回归模型;同理,对土壤温度(S_{1t}、…、S_{5t},°C)与相关的海拔(a,m)、坡度(s,°)、郁闭度 c 建立数学模型。然后对模型进行回归统计,主要包

括复相关系数和标准误差计算,复相关系数计算公式为: R² = $\frac{(\sum(\hat{Y} - \bar{y}))^2}{\sum(y - \bar{y})^2}$ 标准误差计算公式为:

$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \delta^2}$; 对回归模型进行方差分析, 主要包括 F 检验。

3 结果与分析

3.1 土壤水热垂直分层变化特征

土壤体积含水率 S_{dw} (%) 与 d 的拟合关系为 $S_{dw} = -0.0057d^2 + 0.3185d + 23.808$ ($R^2 = 0.9457$) (1), 从关系式(1)可见, 土壤体积含水率与其深度呈二次函数的抛物线变化趋势。根据二次函数特征分析, 当 $d = 27.94\text{cm}$ 时, 土壤体积含水率最大值为 28.26%。即土壤深度小于 27.94cm 范围内, 深度越大, 水分越大; 土壤深度大于 27.94cm 范围内, 深度越大, 水分越小。其主要原因是, 土壤深度小于 27.94cm 范围内, 一般是草本、灌丛和乔木林根系在土壤中的生命活动区, 这些根系对土壤理化性质的影响, 形成了有利于水分传输的土层, 由于水分的自身重力作用和向下积累, 土壤深度越大, 其水分越大。由于试验区乔、灌、草为浅根性植被, 当土壤深度超过 27.94cm 时, 根系逐渐减少, 植物根系对土壤结构和理化性质的改善能力降低, 土壤密度增大, 容重增大, 土壤含水量降低。土壤温度 S_{dt} ($^{\circ}\text{C}$) 与 d 的拟合关系为 $S_{dt} = -0.0536d + 9.192$ ($R^2 = 0.994$) (2)。从关系式(2)可以看出, 土壤温度与其深度呈反比例的线性函数关系。土壤深度每增加 10cm, 其温度降低 0.54 $^{\circ}\text{C}$ 。其原因是, 地热、有机质及养分分解热以及微生物活动对土壤温度的影响较小, 土壤温度主要受太阳辐射能的控制和气候变化的影响。土壤越深, 土壤接受太阳辐射能越少, 土壤温度逐渐降低。

将式(2)代入式(1), 可求出土壤体积含水率与温度的关系式为 $S_{dw} = -2.2991S_{dt}^2 + 35.372S_{dt} - 107.26$ ($R^2 = 0.9736$)。这说明土壤体积含水率与温度呈二次函数的抛物线变化趋势, 根据二次函数特征分析, 当 $S_{dt} = 7.69^{\circ}\text{C}$ 时, 土壤体积含水率最大值为 28.79%, 即土壤深度在 0-80cm 的范围内, 当土壤温度小于 7.69 $^{\circ}\text{C}$ 范围内, 土壤温度越大, 土壤水分越高; 当土壤温度大于 7.69 $^{\circ}\text{C}$ 范围内, 土壤温度越大, 土壤水分越低。其主要原因是, 土壤蒸发与土壤温度密切相关, 当土壤温度小于 7.69 $^{\circ}\text{C}$ 的范围内, 温度越大, 土壤蒸发越小, 水分越大; 当土壤温度大于 7.69 $^{\circ}\text{C}$ 的范围内, 温度越大, 土壤蒸发越大, 水分减少。

3.2 土壤水热垂直分层变异程度

在 0-80cm 深度范围内, 土壤水分变异剧烈程度呈 "V" 字型, 也就是说土壤表层和深层土壤水分变异程度最大, 越到中间变异程度越小(20-40cm 土层的水分变异程度最小)。其原因是表层与空气接触, 受降水和蒸发的直接影响较大, 而中间层由于植被根系的生命活动调节作用较强, 土壤水分变异程度最小。

各层土壤温度平均变异系数 C_{av} 与海拔 a 之间的拟合关系为 $C_{av} = 0.0003a - 0.6825$ ($R^2 = 0.7567$)。这说明土壤温度变异程度与海拔呈线性正相关, 海拔越高, 土壤温度变异越剧烈, 越不稳定。阳坡、半阳坡、半阴坡各层土壤温度变异系数的平均值分别为 0.134、0.168、0.276。这说明阳坡土壤温度变异程度最小、半阳坡次之、半阴坡最大。当坡度在 25-30 $^{\circ}$ 区间上, 土壤温度最稳定, 当坡度过缓或过陡, 土壤温度变异均较剧烈, 呈现出了二次函数的抛物线变异趋势。但阴坡和阳坡的变异规律略有不同, 半阴坡 $C_{sv} = 0.0013s^2 - 0.0748s + 1.2833$ ($R^2 = 0.5329$), 半阳坡或阳坡 $C_{sv} = 0.0003s^2 - 0.0148s + 0.324$ ($R^2 = 1$)。土壤温度变异程度与土层深度也呈现出了二次函数的抛物线变异趋势。0-10cm 土层温度变异最剧烈, 是土壤温度易变层, 随着土壤深度的增加, 土壤温度变异减小, 40-60cm 土层的土壤温度最稳定, 到 60-80cm 的土层, 其温度变异又呈现出较剧烈的特点。从表 3 可见, 灌丛林、乔木林、草地土壤变异系数的平均值分别为 0.345、0.241、0.157, 这说明灌丛林土壤温度变异最剧烈、乔木林次之、草地最小。综合分析, 试验区高海拔半阴坡灌丛林土壤温度变异最剧烈, 低海拔阳坡草地土壤温度变异较小; 0-80cm 范围土层中, 表层土壤温度变异最剧烈, 40-60cm 土层的温度变异最小。

3.3 土壤水热垂直分层变化与环境因子相关性分析

一般地, 相关系数 $|r| > 0.95$ 存在显著性相关; $0.95 \geq |r| \geq 0.8$ 高度相关; $0.5 \leq |r| < 0.8$ 中度相关; $0.3 \leq |r| < 0.5$ 低度相关; $|r| < 0.3$ 关系极弱, 认为不相关。剔除不相关因子, 对相关因子进行回归模型、回归统计和方差等分析(表 2)。

从表 4 可以看出, 海拔与 10-20cm 深层的土壤体积含水率呈高度正相关、与 40-60cm 深层的土壤体积含水率呈低度正相关, 而与其它各层的体积含水率均呈中度正相关; 海拔与各层的土壤温度呈中度负相关。这说明海拔对土壤水热垂直分层变化的影响较大, 其中, 对 10-20cm 深层的土壤水分影响最大,

对 40 - 60cm 深层的土壤水分影响最小,对土壤水分是正影响,对土壤温度是负影响。从表 2 还可计算,土壤各层体积含水率平均值 S_{aw} (单位: %) 与流域海拔 a (单位: m) 之间的拟合关系为 $S_{aw} = 0.0253a - 52.546$ ($R^2 = 0.6515$) (1)。从关系式(1)可推导,随海拔增大,土壤水分呈波动性增大趋势,增大率约为 2.35% /100m。土壤各层温度平均值 S_{at} (单位: °C) 与流域海拔 a (单位: m) 之间的拟合关系为 $S_{at} = -0.0074a + 29.934$ ($R^2 = 0.4651$) (2)。从关系式(2)可推导,随海拔增大,土壤温度呈波动性降低趋势,降低率约为 0.74°C /100m。形成这种土壤水热海拔变化特征的主要原因是,在一个流域内,土壤水热变化主要受降水量和太阳辐射能控制,而影响太阳辐射能吸收的主要因素是气候变化。随着海拔的增加,气温降低、降水呈波动性增大,土壤水分增多。由于土壤热容量和导热率及土壤对太阳辐射能的反射较大,因此,土壤温度随之降低。

表 2 祁连山大野口流域土壤水热垂直分层变化相关系数和回归模型及检验(7-9 月份)

Table 2 The correlation coefficient, regression model and test for vertical layer variation of soil moisture and temperature in Dayekou basin of Qilian Mountains (from July to September)

土壤 水热	土层 (cm)	标记	相关系数			数学回归模型	R^2	σ	$F_{0.05}$ 检验		
			海拔(m)	坡度(°)	郁闭度				自由度	检验值	临界值
			a	s	c						
体积 含水率 (%)	0-10	S_{1w}	0.76	0.31	-0.5	$S_{1w} = 0.04a - 0.35s + 12.28c - 85.89$	0.684	5.27	3.5	3.6	5.41
	10-20	S_{2w}	0.91	0.39	-0.59	$S_{2w} = 0.06a - 0.5s + 19.87c - 140.48$	0.985	1.47	3.5	105.86	5.41
	20-40	S_{3w}	0.71	0.14	-0.49	$S_{3w} = 0.04a + 9.47c - 84.11$	0.519	8.62	2.6	3.24	5.14
	40-60	S_{4w}	0.48	0.03	-0.22	$S_{4w} = 0.02a - 33.65$	0.233	9.53	1.7	2.13	5.59
	60-80	S_{5w}	0.72	0.06	-0.57	$S_{5w} = 0.02a - 0.73c - 51.41$	0.52	6.72	2.6	3.25	5.14
温度 (°C)	0-10	S_{1t}	-0.77	-0.54	0.39	$S_{1t} = 0.01s - 0.01a - 7.88c + 52.58$	0.698	1.91	3.5	3.85	5.41
	10-20	S_{2t}	-0.75	-0.51	0.37	$S_{2t} = 0.03s - 0.01a - 8.56c + 54.49$	0.688	2.00	3.5	3.68	5.41
	20-40	S_{3t}	-0.69	-0.43	0.29	$S_{3t} = 0.02s - 0.01a + 31.8$	0.475	2.38	2.6	2.72	5.14
	40-60	S_{4t}	-0.6	-0.29	0.21	$S_{4t} = 26.55 - 0.01a$	0.356	2.45	1.7	3.88	5.59
	60-80	S_{5t}	-0.58	-0.28	0.15	$S_{5t} = 25.1 - 0.01a$	0.332	2.50	1.7	3.48	5.59

从表 2 可见,坡度与 0-10cm、10-20cm 深层的土壤体积含水率呈低度正相关,与其它各层土壤体积含水率不相关;坡度与 0-10cm、10-20cm 深层的土壤温度呈中度负相关,与 20-40cm 深层的土壤温度呈低度负相关,与其它各层土壤温度不相关。这说明坡度对 20cm 以上深层的土壤水热影响较大,对其它各层土壤水热影响较小。

从表 2 可见,郁闭度与 0-10cm、10-20cm、60-80cm 深层的土壤体积含水率呈中度负相关、与 20-40cm 深层的呈低度负相关,而与 40-60cm 深层的不相关;郁闭度与 0-10cm、10-20cm 深层的土壤温度呈低度正相关,与其它各层的不相关。这说明郁闭度对 20cm 以上深层的土壤水热有一定的影响,对水分是中度负影响,对温度是低度正影响,除此之外,郁闭度对 60-80cm 深层的土壤水分也有中度的负影响。形成这种现象的原因很多,但从降水的运动过程来看,不同植被类型对降水在植被层的传输过程以及土壤水分的蒸发过程有不同的影响。灌丛林离土壤较近,雨滴对土壤的直接击溅力较小,雨滴击溅土壤堵塞孔隙的影响力较小,土壤对降水的入渗能力较强;试验区灌丛能在土壤表层形成较厚的枯枝落叶层,又增强了土壤水分的入渗,而减少了土壤水分的蒸发,加之这些灌丛耗水量较小,因此,土壤水分最多;乔木林冠截留较高,冠层离土壤较远,对土壤水分蒸发抑制能力较低,又加自身耗水量较大,因此,土壤水分较低;试验区草本主要有珠芽蓼、黑穗苔和针茅等,这些草本植物对降水的截留入渗以及对土壤水分蒸发抑制能力都最低,土壤水分最低。另外,不同植被类型的盖度、郁闭度、高度不同,对风速风向的影响也不同。盖度、郁闭度或高度越大,对风速的降低程度越大,土壤蒸发潜能越大。因此,乔木林对于因风速引起的土壤温度降低影响最大、灌丛林次之、草本最小。

3.4 土壤水热垂直分层变化的回归模型

从表 2 可见,在土壤体积含水率回归模型中,拟合程度(R^2)由高到低依次为 10-20cm、0-10cm、20-40cm、60-80cm、40-60cm 深层的土壤水分回归模型,由于 40-60cm 深层土壤水分回归模型的拟合度 R^2 小于 0.4,认为拟合较差,可拒绝。这是由于试验区优势树种青海云杉根系主要分布在 40-60cm 区域内,植被根系对土壤水分影响较大,弱化了地理要素对土壤水分的影响。取显著水平 $\alpha = 0.05$,在 $F_{0.05}$ 检验中,10-20cm 深层的土壤水分回归模型的 F 检验值大于临界值,说明土壤水分与海拔、坡度、郁闭度线性关系显著。因此,10-20cm 深层的土壤水分回归模型 $S_{2w} = 0.06a - 0.5s + 19.87c - 140.48$ ($R^2 = 0.985$)

$\sigma = 1.47$, $F_{0.05} = 105.86$) 在 95% 置信范围可信可接受。0-10cm、20-40cm、60-80cm 深层的土壤水分回归模型虽然在 95% 置信范围不显著,但模拟程度较理想,模型可接受。同理,在土壤温度回归模型中,拟合程度(R^2)由高到低依次为 0-10cm、10-20cm、20-40cm、40-60cm、60-80cm 深层的土壤温度回归模型,由于 40-60cm、60-80cm 深层土壤水分回归模型的拟合度 R^2 小于 0.4,认为拟合较差,可拒绝。取显著水平 $\alpha = 0.05$,在 $F_{0.05}$ 检验中,土壤温度回归模型的 F 检验值都小于临界值,说明土壤温度与海拔、坡度、郁闭度线性关系在 95% 置信范围不显著,但拟合程度较理想,因此,0-10cm、10-20cm、20-40cm 深层的土壤温度回归模型可接受。

4 讨论

牛赞等认为^[8],土壤水分的垂直分层可划分为土壤水分易变层、利用层、调节层。0-10cm 的土层变化系数最高,为水分易变层;土壤水分利用层因植被不同而层次范围不同,乔木林为 10-60cm、灌丛林为 10-40cm、阳坡草地 10-20cm。利用层以下统称土壤水分调节层。该研究结论与本研究在 0-10cm 土层的土壤水分变异程度一致,都认为这一层土壤水分变异最剧烈。但是该研究认为土壤水分随深度的增加,变异程度逐渐减小,而文中研究认为,土壤水分变异剧烈程度呈“V”字型,土壤表层和深层土壤水分变异程度最大,越到中间变异程度越小(20-40cm 土层的水分变异程度最小)。该研究与本研究的数据来源不同,该研究主要以人工野外定点定期取样实验室分析数据为主,而文中以仪器自动监测数据为主。可能由于仪器自动监测能获得晚间的土壤水分变化数据,而人工监测只能监测到白天土壤水分变化数据造成的。闫文德等^[13]认为,祁连山土壤水分空间变化特征是高海拔多,阴坡次之,阳坡最少;亚高山灌丛草甸土、山地森林灰褐土融化层含水量年内平均值具有随土壤深度增加略呈上升趋势,山地栗钙土融化层含水量年内平均值具有随土壤深度增加而下降的趋势。这一结论与文中的结论基本一致。牛赞等还认为^[14],试验区土壤温度随海拔每升高 100m 而降低约 0.8℃,该研究与文中数据来源不同,但与文中研究结果(递减率 0.74℃/100m)十分接近。根据祁连山森林生态站 2002~2011 年的近 10 年地面气象站监测^[15],10 年内 7-9 月份土壤温度与深度关系为 $S_{dt} = -0.0467d + 13.609$ ($R^2 = 0.998$),土壤深度每增加 10cm,其温度降低约 0.467℃,呈线性函数关系。该研究与文中数据来源也不同,但与本研究结果(递减率 0.536℃/10cm)也十分接近。由于土壤水热在流域空间上的变化相关研究较少,要做更多的结论比较有一定的难度。

在过去的相关研究中,仅仅研究了土壤空间属性与土壤水热总体状况的相互关系,而文中在此基础上,研究了土壤空间属性,如海拔、坡度、郁闭度等与土壤各层水热的相互关系以及相关程度及权重比例。另外,在过程的相关研究中,土壤水热及其空间因子的拟合关系以单一因子的较多,综合因子较少,而文中研究了空间综合因子对土壤水热变化的影响。在将来的科研工作中,我们要更加关注土壤水热在空间上的年际和季节变化以及与地形因子的响应特征和响应程度,为探索全球气候变暖与土壤水热在空间上的响应关系,为人类应对逐渐恶化的生态环境问题提供参考资料。

5 结论

(1) 土壤水分与其深度呈二次函数的抛物线变化关系($S_{dw} = -0.0057d^2 + 0.3185d + 23.808$, $R^2 = 0.9457$),土壤温度与其深度呈线性函数关系($S_{dt} = -0.0536d + 9.192$, $R^2 = 0.994$),深度每增加 10cm,其温度降低约 0.54℃。

(2) 在 0-80cm 深度范围内,土壤水分变异程度呈“V”字型,高海拔半阴坡灌丛林土壤温度变异最剧烈,低海拔阳坡草地土壤变异较小;表层土壤温度变异最剧烈。

(3) 海拔对土壤水热垂直分层变化的影响较大,对土壤水分是正影响,对土壤温度是负影响。随海拔增大,土壤水分呈波动性增大趋势,增大率约为 2.35%/100m;土壤温度呈波动性降低趋势,降低率约为 0.74℃/100m。坡度对 20cm 以上深度的土壤水热影响较大,对其它各层土壤水热影响较小,甚至没有影响。郁闭度对 20cm 以上深层的土壤水热有一定的影响,对水分是中度负影响,对温度是低度正影响。

(4) 10-20cm 深层的土壤水分回归模型 $S_{2w} = 0.06a - 0.5s + 19.87c - 140.48$ ($R^2 = 0.985$, $\sigma = 1.47$, $F_{0.05} = 105.86$) 在 95% 置信范围可信可接受。

参考文献

- [1]柳媛普,李耀辉,王胜,等. 河西走廊中段干旱荒漠区土壤水热状况初步分析[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(5): 204-208.
- [2] Meikle R W, Treadway T R. A mathematical method for estimating soil temperature in Canada[J]. Soil Science, 1981, 131(5): 320-326.
- [3]屈创. 基于多源遥感数据的白龙江流域土壤水分反演研究[D]. 兰州大学, 2014.
- [4]田延峰. 基于MODIS的土壤水分反演及在流域产流模型中的应用[D]. 浙江大学, 2013.
- [5]周买春,高咏彤,刘远. 结合新安江模型和TOPMODEL模型对流域土壤水分空间分布模式的描述(英文)[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2010, 46(3): 245-253.
- [6]张慧智,史学正,于东升,等. 中国土壤温度的空间插值方法比较[J]. 地理研究, 2008, 27(6): 1299-1307.
- [7]王健,朱仲元,宋小圆,等. 浑善达克沙地土壤水热对黄柳蒸腾速率的影响研究[J]. 干旱区资源与环境, 2015, 29(1): 77-82.
- [8]牛赟,张宏斌,刘贤德,等. 祁连山主要植被下土壤水的时空动态变化特征[J]. 山地学报, 2002, 20(6): 723-726.
- [9]张泉,刘咏梅,杨勤科,等. 祁连山退化高寒草甸土壤水分空间变异特征分析[J]. 冰川冻土, 2014, 36(1): 88-94.
- [10]杨学明. 土壤水热状况与土壤系统分类[J]. 土壤, 1988, 21(2): 110-113.
- [11]冯学民,蔡德利. 土壤温度与气温及纬度和海拔关系的研究[J]. 土壤学报, 2004, 41(3): 489-491.
- [12]王谨,温娅丽,刘思瑞,等. 祁连山大野口流域青海云杉林苔藓枯落物及其土壤水热特征分析[J]. 甘肃农业大学学报, 2014, 49(6): 107-113.
- [13]闫文德,王金叶,王彦辉,等. 祁连山排露沟流域土壤水分时空分布[J]. 西北林学院学报, 2006, 21(3): 21-25.
- [14]牛赟,刘贤德,敬文茂,等. 祁连山北坡气候梯度变化对比研究[J]. 甘肃农业大学学报, 2013, 48(2): 86-91.
- [15]牛赟,刘贤德,敬文茂,等. 祁连山排露沟流域气温、冻土冻融与河川径流特征[J]. 林业科学, 2014, 50(1): 27-31.

The vertical layer characteristics of soil moisture and temperature in Dayekou basin of Qilian Mountains

NIU Yun^{1 2 3}, LIU Xiande^{1 3}, LV Yihe⁴, JIN Ming^{1 3}, WANG Shunli^{1 3}, HU Jian⁴

(1. Academy of Water Resource Conservation Forests of Qilian Mountains in Gansu Province, Gansu Province Key Laboratory of Forest Ecology and Frozen-soil Hydrology and Water Resources, Zhangye, Gansu 734000, China; 2. Cold And Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 3. Academy of Ecology Science of Zhangye, Gansu Science and Technology Innovation Service Platform of Ecology in Qilian Mountains, Zhangye, Gansu 734000, Gansu, China; 4. Research Center for Eco-Environmental Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China)

Abstract: 1 million data had been obtained by 90 of soil moisture and temperature detectors, and the relationship between soil moisture and temperature and depth, altitude, slope, crown density were analyzed by using the methods of correlation coefficient, variation coefficient and regression model. Results showed that: 1) The correlation between soil moisture and depth was a quadratic function and a parabola relation ($S_{dw} = -0.0057d^2 + 0.3185d + 23.808$, $R^2 = 0.9457$). The correlation between soil temperature and its depth was $S_{dt} = 0.0536d + 0.0536$ ($R^2 = 0.994$), and every addition of 10cm soil depth, the temperature decreased about 0.54°C , and the relation function was linear. 2) The change intensity of soil moisture showed "V" - shape in the scope of the 0-80cm depth. The variation of soil temperature under sub alpine was the most severe on high altitude and half shady slope, and the variation of soil temperature under grassland was the lowest on low altitude slope and sunny or half sunny slope. The variation of surface soil temperature was the most severe, and the variation of temperature under soil lay from 40cm to 60cm was the lowest. 3) The influence of altitude on the soil moisture was positive, and the effect on soil temperature was negative. There was variation trend that soil moisture increased with altitude by rate of about $2.35\% / 100\text{m}$, that soil temperature decreased with altitude by rate of about $0.74^\circ\text{C} / 100\text{m}$. 3) The influence of slope on the soil moisture and temperature above 20cm depth was greater, but it on other depth soil moisture and temperature was smaller. The influence of crown density on the soil moisture and temperature above 20cm depth was greater, but it on other depth soil moisture and temperature was smaller. The influence of crown density on the soil moisture was moderate positive, and the effect on soil temperature was low negative. 4) The moisture regression model in soil 0-20cm depth ($S_{2w} = 0.06a - 0.5s + 19.87c - 140.48$, $R^2 = 0.985$, $\sigma = 1.47$, $F_{0.05} = 105.86$) was accepted in 95% confidence range. This research conclusion provided basic data and resources for river basin water balance and water conservation function, the adjusting and management stand structure and utilization water resources.

Key words: soil temperature; vertical layer; Dayekou basin of Qilian Mountains