

祁连山区不同土地覆被类型下土壤水分变异特征

白晓¹, 张兰慧¹, 王一博¹, 田杰¹, 贺缠生^{1,2}, 刘国华¹

(1. 兰州大学 资源环境学院 西部环境教育部重点实验室 旱区流域科学与水资源研究中心,
西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000; 2. 美国西密歇根大学地理系, 美国 密歇根卡拉马祖 49008)

摘要:结合土壤、植被、地形等要素,建立黑河上游土壤水文观测体系,收集代表黑河上游区域特征的36个定位观测点土壤水分数据和12个气象站的降水数据,采用经典统计方法揭示祁连山区区域尺度上7种土地覆被类型下的土壤水分变异特征。结果表明,降水和植被特征是影响生长期土壤水分的主要因素。降水量大的土地覆被类型上土壤水分值较高。同时土壤水分值越低,降水补给和蒸散发消耗所引起的相对波动就越大,导致其变异性越大。由于植被根系对土壤水分的显著影响,高盖度草地、低盖度草地的土壤水分值在剖面各层变化不大,而农田、草甸、灌丛、林地和裸地土壤水分值随深度变化较明显。草甸、灌丛、裸地土壤水分整体均在夏季最高、秋季次之、春季最低。农田和高盖度草地土壤水分均呈现秋季最高、夏季次之、春季最低。土壤水分变异程度除灌丛外,存在春季变异最大,夏季次之和秋季最小的规律。降水是导致土壤水分值和变异系数在夏、秋季变化的主要因素,而土壤冻融过程则是导致其在春季变化的主要因素。总而言之,祁连山区土壤水分具有明显的空间分布差异与季节变化特征,与不同土地覆被类型的降水条件、植被特性和人工影响都有着密切的关系。

关键词:土壤水分; 变异特征; 经典统计; 定位观测; 祁连山区

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2017)02-0017-09

Variations of Soil Moisture Under Different Land Use and Land Cover Types in the Qilian Mountain, China

BAI Xiao¹, ZHANG Lanhui¹, WANG Yibo¹, TIAN Jie¹, HE Chansheng^{1,2}, LIU Guohua¹

(1. Center for Dryland Water Resources Research and Watershed Science, Key Laboratory of West China's Environmental System, Ministry of Education, College of Earth and Environmental Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Department of Geography, Western Michigan University, Kalamazoo, MI 49008, USA)

Abstract: Soil moisture links the atmospheric precipitation, surface water, and groundwater together, its spatiotemporal variability influences both ecological and hydrological processes. Considering soil properties, vegetation, terrain, and other factors, we established the soil hydrological observation system with 36 in-situ soil moisture observation stations in the Qilian Mountain, Northwest China. We analyzed the variability of soil moisture in the study area by using the classical statistical methods. Results show that precipitation and vegetation characteristics are the main factors affecting the variability of soil moisture. Large precipitation on land cover types led to high soil moisture. Lower soil moisture resulted in higher volatility of evapotranspiration and precipitation recharge, leading to the greater variability. Due to the significant influence of vegetation roots on soil moisture, soil moisture in high cover grassland and low cover grassland showed little change along the soil profile, while soil moisture in the farmland, meadows, shrubs, forestland and bare land showed sharp change with the soil depth. For meadows, shrubs, bare land, the soil moisture was highest in summer and autumn, it was minimal in spring. Soil moisture contents in farmland and high coverage grassland were the highest in fall, followed by summer, soil moisture content was the lowest in spring. In addition to the shrubs, soil moisture variation extent was the largest in spring, followed by summer, and it was minimum in autumn. Precipitation was the main factor affecting the coefficient of variation of soil moisture in the summer and autumn while soil freezing and thawing

收稿日期: 2016-06-08

修回日期: 2016-06-20

资助项目: 国家自然科学基金重点项目(91125010); 国家自然科学基金重点项目(41530752)

第一作者: 白晓(1993—), 男, 陕西汉中, 人, 硕士研究生, 主要从事水文过程与遥感水文研究。E-mail: baix2010@lzu.edu.cn

通信作者: 张兰慧(1983—), 女, 甘肃白银, 人, 博士, 讲师, 主要从事气候变化及其影响下的水文响应研究。E-mail: lhzhang@lzu.edu.cn

process was the major factor controlling the soil moisture in spring.

Keywords: soil moisture; variation characteristics; land use and land cover; in-situ observation; Qilian Mountain

土壤水是一种重要的水资源,是四水(大气降水、地表水、土壤水、地下水)转化的纽带,在水资源的形成、转化与消耗过程中是不可或缺的成分^[1]。由于土壤水分具有很强的时空变异性,对区域水资源分布格局、生态环境和河川径流等均有重要影响^[2-4]。因而,研究土壤水分时空变异性是国际水文学、土壤学研究的热点^[5]。当前,土壤水分数据的采集从传统的烘干法采集,发展到了应用半自动与全自动监测的中子仪、时域反射仪、电容和时域传输仪等仪器进行采集;同时,从点尺度的监测发展到利用电磁感应、电阻率层析成像、探地雷达和遥感等方法进行面尺度上的监测。当前获取土壤水分数据的途径可划分为遥感方法、经典烘干法与传感器法三大类。遥感方法可以获得大面积的土壤水分数据,Sahoo^[6]、焦俏^[7]、胡蝶^[8]等基于遥感土壤水分产品分析区域土壤水分变异特征。由于遥感数据时间尺度上不连续,空间精度不高,限制了其应用。并且,由于遥感传感器只能探测到地表电磁波信号^[9],也制约了其在深层土壤水分中的研究。

基于经典烘干法能够得到直接的土壤水分数据,是最准确的土壤水分测定方法,被广泛应用于相关研究^[10]。基于经典烘干法的研究大多集中在小于 50 km² 的小流域尺度^[11-13],在大集水区尺度(>100 km²)上采用传统烘干法开展的研究较少。目前,仅赵琛等^[14]分析了黑河上游(2.75×10⁴ km²)土壤水分的空间分布特征,王云强等^[15-16]则在黄土高原(62.38×10⁴ km²)分析了区域尺度上的空间和时间变异特征。虽然经典烘干法采样数据精度高,但因采样成本因素很难完成大范围长时段土壤水分数据的获取,限制了该方法在大尺度上的应用。

基于土壤水分传感器可以避免遥感和经典烘干法采样的缺陷,时域反射仪(Time-Domain Reflectometry, TDR)是常用传感器手段之一。田凤霞等^[17]在祁连山旱泉沟流域(22.32 km²),刘鸽等^[18]在排露沟流域(2.95 km²),傅伯杰等^[19]在黄土高原羊圈沟流域分别进行了土壤水分变异特征研究。此外,中子仪也被广泛应用于土壤水分测定^[20]。与 TDR 相比, ECH₂O 传感器操作简便、价格低廉;与经典烘干法相比,节省人力,可定位观测,近年来在国内外得到了广泛应用。Rosenbaum 等^[21]在德国西部 Wüstebach 流域(0.27 km²), Han 等^[22]在美国印第安纳州东北部的 Cedar Creek 流域上游(0.02 km²), Liu 等^[23]在

黑河流域(14.29×10⁴ km²), Fu 等^[24]在黄土高原大南沟流域(3.5 km²), Yang, Qin, Zhao 等^[25-28]在青藏高原中部那曲地区(1.0×10⁴ km²)进行了大量研究。当前,基于 ECH₂O 传感器定位观测数据的研究主要集中在土壤水分时间稳定性上,试图通过时间稳定性获取大尺度土壤水分数据^[29-32],较少关注土地覆被和利用状况下的土壤水分变异特征。

祁连山区是疏勒河、黑河和石羊河三大内流河的发源地与主要产水区,是西北地区主要商品粮基地和经济作物集中产区河西走廊灌溉农业区的水源地。祁连山区河川径流主要依赖于流域蓄水补给,土壤水是其中最重要的一环,它既是地下蓄水的重要组成部分,又是地下蓄水的主要补给来源。因此研究土壤水分的变异特征对于祁连山区生态环境保护、农牧业生产和河西走廊灌溉农业发展具有重要意义。本文基于土壤水文定位观测体系采集的土壤水分和气象站数据,结合气象、植被特性、人工影响等要素,采用经典统计法分析祁连山整个黑河上游区域土壤水分在不同土地覆被类型下的整体状况、剖面特征和不同时间尺度上的分布特征与变异规律,以期深化不同土地覆被和利用状况对生态水文过程影响的认识。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

本研究选取祁连山区的黑河流域上游区域(图1),位于 38°12′—39°22′N、97°46′—101°11′E,面积为 2.75 万 km²。该区域西起嘉峪关,东至山丹定羌庙,北与河西走廊接壤,东西分别和石羊河、疏勒河流域毗邻,以高山冰雪冻土带、山区植被带为主要地理景观。大致以 39°N 纬线为界区分,区域南部水分和气候相对较好,植被覆盖良好,垂直带谱明显;北部水分和气候相对较差,植被稀疏,裸地广布。海拔高程范围 1 700~5 600 m,多年平均气温 -5~4℃,年降水量 300~600 mm。近年来,由于人口增多,放牧超载,导致草场急剧退化,鼠害严重,水源涵养能力大幅下降^[14]。研究区内主要土地覆被类型有草地、裸地和林地,分别占黑河上游面积的 47%, 21%, 14%^[33],位于扁都口附近的农田定位观测点在作物生长期有灌溉发生。

1.2 研究方法

1.2.1 定位观测点布设与采样方法 为了尽可能覆

盖黑河上游区域,获取长期的土壤水分状况,本文选取黑河上游代表性土地覆被类型,并结合实地地形特征、高程海拔区间等要素,在区域内布设36个定位观测点,基本代表区域主要土地覆被类型(图1)。36个定位点均使用Garmin Oregon 550型GPS记录经纬度和海拔,经纬度精度误差在1 m,海拔精度误差在3~5 m;使用地质罗盘测量采样点的坡度和坡向,详细记录该点的土壤类型、土壤剖面特征、植被状况、根系深度,并拍照留存^[14]。

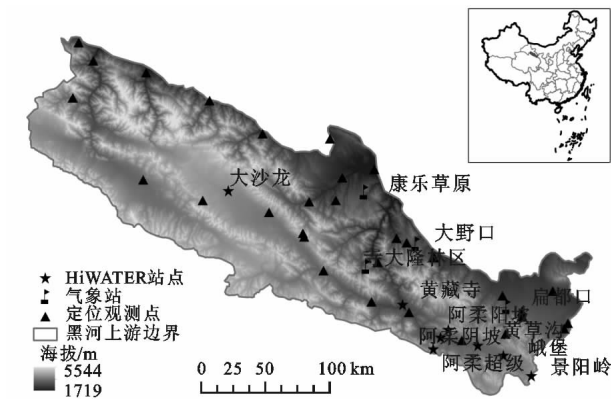


图1 黑河上游区域定位观测点和气象站分布

定位观测点采用美国DECAGON公司的ECH₂O土壤监测系统采集土壤水分数据,传感器采用5 TE探针,数据采集仪为EM50。5 TE土壤水分传感器可靠、精度高,其探针通过确定土壤的介电常数来确定体积含水量。数据精度为±3%,校正后可达±1%~2%。ECH₂O系统在土壤剖面中布设的情况见图2,为防止探针阻碍土壤水分下渗,5个5 TE传感器分别以0—10 cm, 10—20 cm, 20—30 cm, 30—50 cm, 50—70 cm的层位侧向插入土壤中,采集5层土壤水分数据^[14]。数据采集仪EM50放入防水盒,防水盒缝隙使用高强度玻璃胶密封并裹上厚防水袋埋于距5 TE探针50 cm以外处。定位观测点系统采样间隔为30 min,每半年更换一次电池。2014年8月采集36个定位观测点5层土壤环刀样品,随即进行土壤水文参数测量和ECH₂O校准。

1.2.2 数据获取 本文的基础数据为12个气象站的降水数据和气温数据,36个定位观测点2014年1月1日至2014年12月31日的土壤水分数据。气象数据由12个气象站提供,可分为两部分:(1)研究区内自行布设的4个自动气象站,分别位于扁都口、大野口、寺大隆林区、康乐草原;(2)“黑河生态水文遥感试验(HiWATER)”布设的8个气象站作为补充,分别是阿柔阳坡站、阿柔阴坡站、阿柔超级站、大沙龙站、峨堡站、黄藏寺站、黄草沟站和景阳岭站^[34-35](图

1)。根据黑河流域1 km×1 km土地覆盖数据(基金委国家地球系统科学数据平台“寒区旱区科学数据中心”)^[36],结合实地考察,定位观测点位于7种主要土地覆被类型上,分别是:低盖度草地(14个)、高盖度草地(12个)、裸地(几乎无植被,2个)、林地(3个)、灌丛(2个)、农田(1个)和草甸(2个)。草地、林地、灌丛和农田对应土壤类型为栗钙土和少量寒钙土,裸地对应土壤类型为成土母质,草甸对应土壤类型为寒冻毡土。此外,本文土壤水分基于观测数据分析,对于土壤冻结水不做讨论。

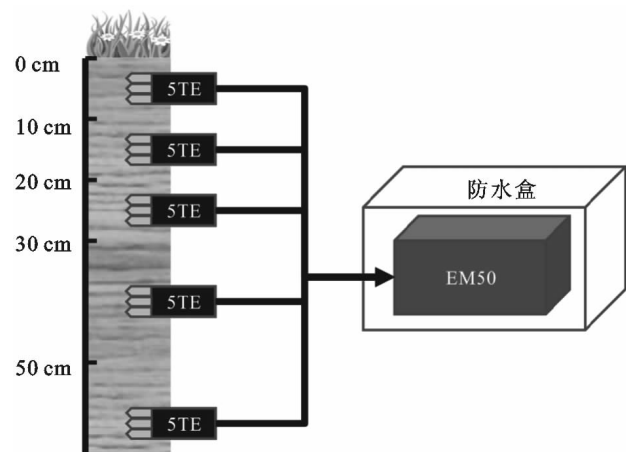


图2 定位观测点ECH₂O布设示意图

1.2.3 ECH₂O数据校准 本文所使用的ECH₂O数据严格按照DECAGON公司官方给出的指南^[37]校准,步骤如下:(1)收集36个定位观测点土壤样品;(2)将土壤样品烘干后,在保证与野外容重一致的情况下将土样填入空容器中,将5 TE探针垂直全部插入土壤中,保证探针周围土壤厚度大于5 cm;(3)记录ECH₂O测量土壤水分数据R;(4)用取样器取一定体积土壤样品;(5)依次定量加水,混合均匀;(6)重复3,4,5步骤5次以上;(7)将步骤4的土壤样品置于105℃烘箱24 h得烘干法土壤水分θ;(8)建立每个定位观测点θ和R的线性方程θ=F(R);(9)通过方程θ=F(R)校准各定位观测点土壤水分。指南中指出5 TE探针之间差异微乎其微,不同探针之间的校准方程可以相互应用^[37],本文所用180个探针,未考虑探针之间差异。

1.2.4 计算方法 本文采用加权平均值、变异系数和距平参数等统计量分析不同土地覆被类型整个剖面和各层土壤水分空间变异。相应公式如下:

加权平均值:

$$\text{mean}(\text{SM})_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{1}{A_{i=1}} \sum_{i=1}^m (\text{SM}_i a_i) \right] \quad (1)$$

整个剖面变异系数:

$$CV(SM)_x = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{A} \sum_{i=1}^m (SM_i a_i) - \text{mean}(SM) \right)^2}{n-1}} \times 100\% \quad (2)$$

各层变异系数:

$$CV(SM)_{xy} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \left(SM_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n SM_i \right)^2}{n-1}} \times 100\% \quad (3)$$

距平参数:

$$T = \text{mean}(SM)_{xz} - \text{MEAN}(SM)_x \quad (4)$$

式中: n 为土壤水分测量总次数; j 代表第 j 次测量; m 为剖面层数; a_i 为第 i 层土壤厚度; A 为整个剖面的厚度, 单位均为 cm 。 SM_i 为第 i 层土壤水分。 $\text{mean}(SM)_x$ 为第 x 种土地覆被类型土壤水分加权平均值, $\text{mean}(SM)_{xz}$ 为第 x 种土地覆被类型第 z 月土壤水分加权平均值, $\text{MEAN}(SM)_x$ 为第 x 种土地覆被类型土壤水分加权年均值, 加权平均值可以反映剖面土壤水分的整体状况。 $CV(SM)_x$ 为第 x 种土地覆被类型整个剖面土壤水分的变异系数, $CV(SM)_{xy}$ 为第 x 种土地覆被类型下第 y 层土壤水分的变异系数。 变异系数可消除测量尺度和量纲的影响, 客观地反映土壤水分变化的离散程度。 $CV(SM)_x$ 和 $CV(SM)_{xy}$ 取值范围均为 $[0, 100\%]$, 值越大表示土壤水分离散程度越大。 T 为距平参数, 即土壤水分月平均值和年平均值之差, $T > 0$ 为正距平, $T < 0$ 则为负距平。 距平参数通过计算年内土壤水分偏离平均值的大小和时间长短来反映土壤水分偏离平均状态的程度, 与变异系数不同之处在于能够从时间的角度分析变异程度。

本文采用 MATLAB R_{2014a}、SPSS 22 和 Excel 2013 计算各变量的统计特征值, 地理信息系统软件 ArcGIS 10.3 和 Origin Pro 9 进行空间分析和图件输出。

2 结果与分析

2.1 不同土地覆被类型下土壤水分状况

依据黑河上游不同类型植被 NDVI 变化状况^[38], 确定植被生长期为 4 月 20 日至 10 月 10 日。 利用 2014 年生长期数据(表 1)分析得知, 7 种不同土地覆被类型下的土壤水分由大到小的顺序为: 灌丛、林地、裸地、草甸、高盖度草地、农田和低盖度草地; 其变异系数顺序为: 低盖度草地、高盖度草地、草甸、农

田、林地、灌丛、裸地。

降水是土壤水分的主要来源, 导致不同类型上土壤水分的差异。 根据王超等^[39]的研究可知, 黑河上游降水多寡顺序大致为: 灌丛、高盖度草地、农田、林地、裸地、草甸、低盖度草地。 除高盖度草地和农田外, 基本是降水量大的土地覆被类型上土壤水分值较高。 这是由于高盖度草地和农田虽然降水较林地多, 但对土壤水分的消耗大, 导致其土壤水分较低。 除裸地和农田外, 其他土地覆被类型上土壤水分值越低, 变异系数则越高, 两者 Pearson 系数为 -0.82 。 这是由于土壤水分值越低, 降水补给和蒸散发消耗所引起的相对波动就越大, 导致其变异性较大。 农田主要受人工灌溉的影响, 导致其不符合上述规律。 而裸地则仅有土壤蒸发并无植被蒸腾, 其他类型均有植被覆盖, 故而生长期裸地变异性最小。 总的说来, 降水和植被特征是影响生长期土壤水分的主要因素。

表 1 不同土地覆被类型下土壤水分描述性统计特征值

土地覆被 类型	最大值/ %	最小值/ %	平均值/ %	变异 系数/%
灌丛	45.06	25.40	33.85	8.96
林地	26.19	16.39	19.49	9.22
裸地	23.30	13.32	18.03	8.40
草甸	26.26	9.80	17.56	16.01
高盖度草地	28.34	11.82	17.38	16.07
农田	21.08	10.98	15.56	15.21
低盖度草地	16.72	7.35	10.49	19.95

2.2 不同土地覆被类型下土壤水分剖面分布特征

图 3 是祁连山区 7 种土地覆被类型下 5 层土壤水分及其变异系数的剖面分布。 不同土地覆被类型下土壤水分在 0—70 cm 剖面范围内的垂直分布规律为: 农田和高盖度草地均为随深度增加而减小; 草甸则一直波动变化; 低盖度草地表层含水量较低, 10—70 cm 均为波动变化且变化趋势与草甸相反; 灌丛也一直波动变化, 从表层开始先减小后增加, 至 50—70 cm 层又减小; 林地和裸地均为先增加再减小。 总的来说, 高盖度草地、低盖度草地的土壤水分值在剖面各层变化不大, 而农田、草甸、灌丛、林地和裸地土壤水分值随深度变化较明显。 这是由于植被根系对土壤水分有显著影响。 对比灌丛和林地, 草地的根系持水能力有限, 各层土壤水分差异不大。 农田则由于人工灌溉, 导致其上层土壤水分高于下层。 草甸因根系区紧密的草毡层阻碍土壤水分下渗, 在根系下部形成相对干层, 阻碍深层土壤毛管水向上运动, 水分滞留深层, 形成草甸土壤水分特殊的剖面分布规律。 灌丛表层受灌丛对降水的截留作用土壤水分较高, 根系随土层深度增加先增多后减少, 持水性也先增加后减小, 从

而土壤水分也增加后减小。林地中,表层受枯枝落叶对降水的截留作用,土壤水分值较小;在10—30 cm层由于草本植物根系增多,其持水性作用变大,之后根系减少,因而土壤水分也随之呈现出先增高后减少的规律。裸地则是因为土壤发育尚处于原始成土过程,表层导水性较好,水分能快速入渗至与表层结构有很大差异的下层,而表层水分在太阳辐射作用下形成相对干层,使得下层由于和表层缺乏毛管及张力作用,水分滞留下层,表层细颗粒物因淋溶淀积在下层(经实验室粒度测定,第20—50 cm层砂粒含量明显少于其他层),阻碍土壤水分向深层运动,所以裸地土壤水分在20—30 cm层最高,大于深层和表层。

随着土层深度的增加,土壤水分变异程度分布规律为:农田先增加后减小,草甸和灌丛为先减小后增加再减小,低盖度草地、高盖度草地、林地和裸地均为随深度递减。农田表层土壤水分有灌溉补给,变异性较小。草甸、草地土壤水分变异性均在浅层较大,深层趋于稳定,但其稳定的土壤层则有不同。草甸稳定层为20 cm,该层土壤水分较高,根系主要集中在该层并形成草毡层,草毡层持水性好且排水性差,因此该层土壤水分稳定。草地稳定层为25 cm左右,究其原因为表层土壤水分较差,根系较草甸深。灌丛各层土壤水分变异不大,与林下枯枝落叶层对土壤蒸散的减缓和根系的持水性有关。林地表层土壤水分受降水影响大,下层逐渐减小。裸地剖面变异规律和土壤水分分布规律形成原因一样,表层受降水影响大,土壤蒸散促使其下形成相对干层,又有细颗粒物淋溶淀积,土壤水分滞留,导致表层以下各层变异均较小。

总而言之,由于植被根系对土壤水分的显著影响,高盖度草地、低盖度草地的土壤水分值在剖面各层变化不大,而农田、草甸、灌丛、林地和裸地土壤水分值随深度变化较明显。随着土层深度的增加,土壤水分变异程度分布规律为:农田先增加后减小,草甸和灌丛为先减小后增加再减小,低盖度草地、高盖度草地、林地和裸地均随深度递减。其中灌丛、林地和低盖度草地剖面土壤水分分布规律与前人研究^[18]不一致,可能原因是前人研究集中于小流域尺度,仅代表该流域土壤水分状况,而本文为区域尺度($2.75 \times 10^4 \text{ km}^2$),所用数据来自多点观测,造成本文部分结果与前人研究的差异。

2.3 土壤水分时间动态特征

2.3.1 不同土地覆被类型下土壤水分年内变化趋势

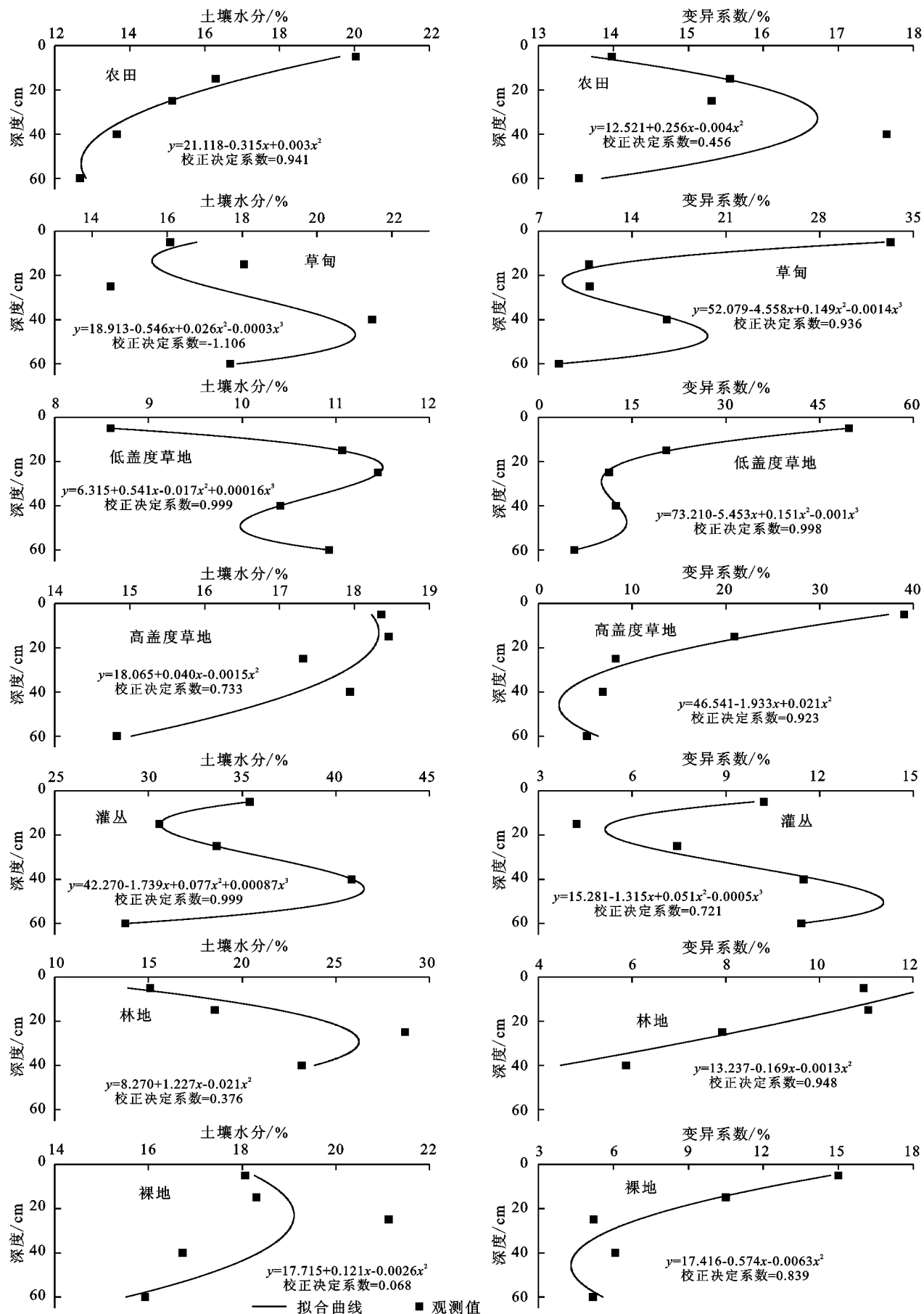
当温度降低至 0°C 以下,土壤冻结,本文所用ECH₂O传感器无法测量全部土壤水分,仅为土壤未冻结部分的水分,故舍去气温低于 0°C 的数值。图4

是祁连山区7种不同土地覆被类型下土壤水分随时间变化状况,采样频率30 min一次。由图4可知,3月中下旬所有土地覆被类型土壤水分开始上升,裸地、高盖度草地、低盖度草地和草甸上升明显,林地和灌丛变化缓慢;4月中下旬再次上升达到较高水平,裸地、灌丛、低盖度草地、草甸、农田波动较大,林地平稳上升,高盖度草地变化不明显;裸地、草甸和农田3种土地覆被类型土壤水分于11月1日左右开始显著下降;林地、灌丛和高盖度草地于11月中旬开始显著下降。7种土地覆被类型下土壤水分均在3—5月整体表现为上升趋势,9月1日以后整体表现为下降趋势,与季节交替,降水和温度变化大有关。可以发现土壤水分和降水的关系密切,随降水变化而变化。然而因为祁连山区气候差异显著,本文所用气象站难以完全反映区域气候特征,导致土壤水分和降水不能完全对应。

2.3.2 不同土地覆被类型下土壤水分季节变化特征

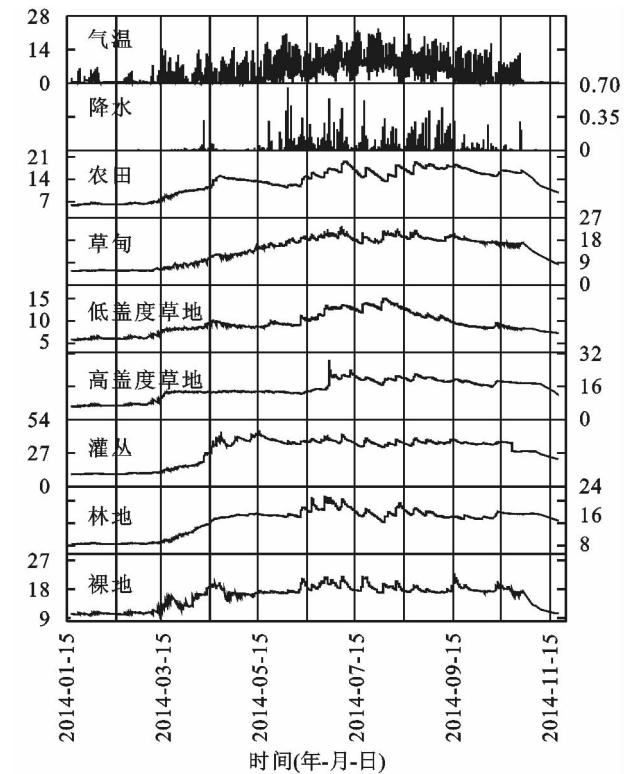
图5所示是不同土地覆被类型下土壤水分随季节的变化状况,本文春季为3—5月,夏季为6—8月,秋季为9—11月,冬季为12—2月,因冬季气温大都低于 0°C ,故舍去冬季,仅统计春、夏、秋三个季节气温高于 0°C 的土壤水分数据。草甸、灌丛、裸地类型下土壤水分整体均有夏季最高、秋季次之、春季略小的规律。夏、秋两季降水量较大,基本占全年降水量的90%以上^[39-40],因而土壤水分值较高,春季土壤水分较低。农田和高盖度草地土壤水分均呈现秋季最高、夏季次之、春季最低,夏季大于春季是因为降水增多,秋季大于夏季是因为枯枝落叶覆盖和温度的降低减缓了土壤水分的蒸散。低盖度草地土壤水分为夏季最高、春季次之、秋季最低,是由于夏季降水最多,春季冻土融水较多的缘故。林地土壤水分有夏季最大、春秋相差不大的规律,是因为林地枯枝落叶和苔藓层减缓了春秋两季温度变化的趋势,土壤水分蒸发缓慢,导致土壤水分较高。

土壤水分变异程度上除灌丛外,存在春季变异最大,夏季次之、秋季最小的规律。春季温度变化较大,冻融作用频繁交替发生,且降水逐渐增加,土壤水分变化大。夏季降水最多,温度高,蒸散发剧烈,土壤水分补充和消耗均较剧烈。秋季地表枯枝落叶增加,且温度降低,减缓土壤水分蒸发,造成土壤水分变异小。灌丛土壤水分变异春季最大、秋季次之、夏季最小,可能是因为灌丛土壤持水和排水性能变化的缘故。因而,降水和植被是导致土壤水分值和变异系数在夏、秋两季变化的主要因素,而土壤冻融过程则是导致其在春季变化的主要因素。



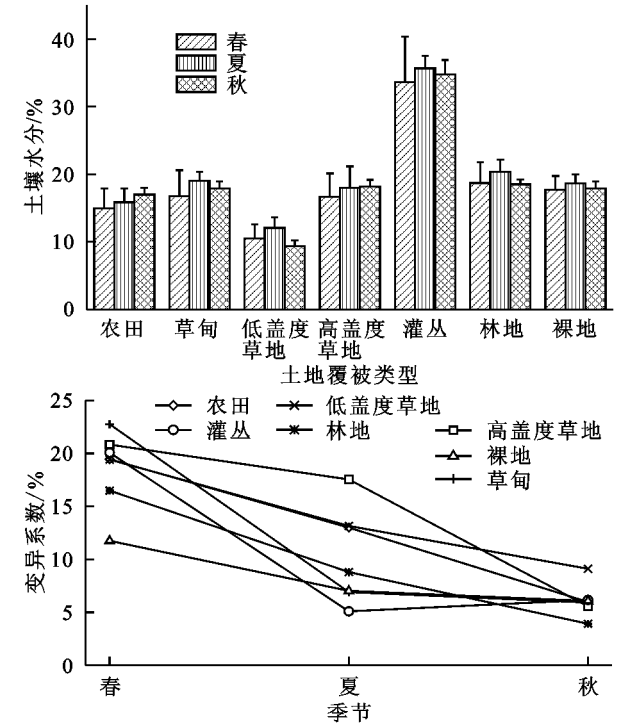
注:土壤水分 为 2014 年生长期数据,各层以中间深度为土层深度坐标,如 0—10 cm 层的坐标为 5 cm。其中,林地因仪器故障 50—70 cm 层数据缺失。

图 3 不同土地覆被类型下土壤水分及变异系数剖面分布



注:降水为黑河上游 10 个气象站的平均值,其物理含义是降水量,单位为 mm;农田、草甸、低盖度草地、高盖度草地、灌丛、林地和裸地的物理含义是土壤体积含水量,单位为 $\text{cm}^3/\text{cm}^3(\%)$ 。

图 4 不同土地覆被类型下土壤水分年内变化



注:上图中土壤水分数据为平均值 MEAN+标准差 STD。

图 5 不同土地覆被类型下土壤水分及其变异系数季节变化

2.3.3 不同土地覆被类型下土壤水分月变化特征 图 6 是祁连山区 7 种土地覆被类型下土壤水分 3—10 月变化状况。由图 6 可知,土壤水分变化有如下规律:3—5 月和 9—10 月土壤水分变化剧烈,其余月份变化平

稳。参考图 4 降水,从 5 月份开始,随着雨季的来临,降水量大幅增加,土壤水分也随着上升。在 6 月,7 月,8 月份降水达到全年最大值,据估算,6—9 月可达 75% 以上^[39],土壤水分也达到一年中的最高值;8 月份植被进入生长旺盛期,降水小于植物蒸腾和土壤蒸发消耗,土壤水分呈现出降低趋势,进入 9 月份,植物生长期结束,土壤水分主要为土壤蒸发消耗,并且植物凋落物的增加减缓了土壤蒸发,农田、灌丛和林地土壤水分有升高趋势。所以,降水和植被特征同样是影响土壤水分月变化的主要因素。

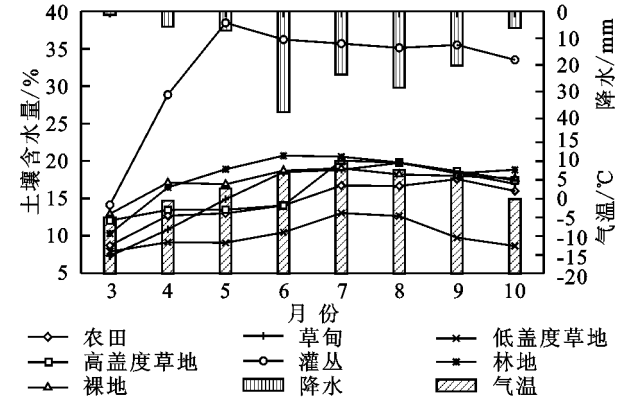


图 6 不同土地覆被类型下土壤水分月变化

表 2 所列不同土地覆被类型下土壤水分年内 3—10 月的距平统计量,可以得到:(1) 农田、草甸、灌丛、林地和裸地土壤水分正距平持续时间长于负距平,草地则相反;(2) 土地覆被类型组成越均一,出现 $\pm 1\%$ 距平的时间越短。灌丛根系的持水能力和时间较草地和农田强且长,正距平和 $\pm 1\%$ 距平持续时间的长短可能与植被生长期长短有关。从土地覆被类型下土壤水分极值出现时间来看,最大值草甸、低盖度草地、高盖度草地、林地和裸地均在夏季,农田在秋季,灌丛在春季,最小值出现时间均为春季,结合图 6 中降水和气温数据,究其原因,夏季降水最多,春季较少。灌丛土壤水分 5 月份最高的原因可能是土壤水分本底值高,冬季土壤内冻土发育,解冻所需热量较多,到了 5 月份温度较高才使深层完全解冻,因此 5 月份土壤水分最高。

表 2 不同土地覆被类型下土壤水分年内分布

类型	正距平 时长	负距平 时长	$\pm 1\%$ 距 平时长	max 出 现时间	min 出 现时间
农田	4	3	1	9, 秋	3, 春
草甸	5	2	1	8, 夏	3, 春
低盖度草地	2	3	3	7, 夏	3, 春
高盖度草地	4	4	0	7, 夏	3, 春
灌丛	6	2	0	5, 春	3, 春
林地	3	2	3	6, 夏	3, 春
裸地	2	1	5	7, 夏	3, 春

注:正、负距平时长均为距平绝对值 $> 1\%$ 的月份数, $\pm 1\%$ 距平时长为距平绝对值 $\leq 1\%$ 的月份数,单位为个月;max, min 出现时间为年内最大值、最小值出现的月份,表内数字即为出现的月份。

3 结论

本文基于定位观测体系采集的土壤水分和气象站数据,结合气象、植被特性和人类活动等要素,采用经典统计法分析了区域土壤水分在不同植被类型下的整体状况、剖面特征和不同时间尺度上的分布特征与变异规律。结果表明:

(1) 降水和植被特征是影响生长期土壤水分的主要因素。除高盖度草地和农田外,降水量大的土地覆被类型上土壤水分值较高。这是由于高盖度草地和农田虽然降水较林地多,但对土壤水分的消耗大,导致其土壤水分较低。此外,土壤水分值越低,降水补给和蒸散发消耗所引起的相对波动就越大,导致其变异性较大。农田主要受人工灌溉的影响,导致其不符合上述规律。而裸地则仅有土壤蒸发并无植被蒸腾,其他类型均有植被覆盖,故生长期裸地变异性最小。

(2) 由于植被根系对土壤水分的显著影响,高盖度草地、低盖度草地的土壤水分值在剖面各层变化不大,而农田、草甸、灌丛、林地和裸地土壤水分值随深度变化较明显。随着土层深度的增加,土壤水分变异程度分布规律为:农田先增加后减小,草甸和灌丛为先减小后增加再减小,低盖度草地、高盖度草地、林地和裸地均随深度递减。

(3) 草甸、灌丛、裸地土壤水分整体均在夏季最高、秋季次之、春季最小。农田和高盖度草地土壤水分均呈现秋季最高、夏季次之、春季最低,而林地夏季最大、春秋相差不大。土壤水分变异程度上除灌丛外,存在春季变异最大,夏季次之和秋季最小的规律。降水是导致土壤水分值和变异系数在夏、秋两季变化的主要因素,而土壤冻融过程则是导致其在春季变化的主要因素。

总而言之,祁连山区土壤水分具有明显的空间分布差异与季节变化特征,与不同土地覆被类型的降水条件、植被特性和人工影响都有着密切的关系。

致谢:兰州大学旱区流域科学与水资源研究中心和水文水资源工程系研究团队自2012年以来连续4个夏秋在祁连山区艰苦卓绝,风餐露宿,建立黑河上游土壤水文定位观测体系,取得了宝贵数据。本文用到HiWATER的8个气象站数据来自基金委国家地球系统科学数据平台“寒区旱区科学数据中心”,在此一并致谢!

参考文献:

- [1] 张俊娥,陆垂裕,秦大庸,等.基于分布式水文模型的区域“四水”转化[J].水科学进展,2011,22(5):595-604.
- [2] 郭忠升,邵明安.雨水资源、土壤水资源与土壤水分植被

承载力[J].自然资源学报,2003,18(5):522-528.

- [3] 王延平,邵明安,张兴昌.陕北黄土区陡坡地人工植被的土壤水分生态环境[J].生态学报,2008,28(8):3769-3778.
- [4] 王金叶,王彦辉,李新,等.祁连山排露沟流域水分状况与径流形成[J].冰川冻土,2006,28(1):62-69.
- [5] Zhang Y M, Chen Y N, Pan B R. Distribution and floristics of desert plant communities in the lower reaches of Tarim River, southern Xinjiang, People's Republic of China[J]. Journal of Arid Environments, 2005,63(4):772-784.
- [6] Sahoo A K, Lannoy G J M D, Reichle R H, et al. Assimilation and downscaling of satellite observed soil moisture over the Little River Experimental Watershed in Georgia, USA[J]. Advances in Water Resources, 2013,52(2):19-33.
- [7] 焦俏,王飞,李锐,等.ERS卫星反演数据在黄土高原近地表土壤水分中的应用研究[J].土壤学报,2014,51(6):1388-1397.
- [8] 胡蝶,郭锐,沙莎,等.Radarsat-2/SAR和MODIS数据联合反演黄土高原地区植被覆盖下土壤水分研究[J].遥感技术与应用,2015,30(5):860-867.
- [9] Piles M, Camps A, Vall-Llossera M, et al. Downscaling SMOS-derived soil moisture using MODIS visible/infrared data[J]. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 2011,49(9):3156-3166.
- [10] 刘志明,张柏,晏明,等.土壤水分与干旱遥感研究的进展与趋势[J].地球科学进展,2004,18(4):576-583.
- [11] Hupet F, Vanclooster M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field[J]. Journal of Hydrology, 2002,261(1):86-101.
- [12] Brocca L, Morbidelli R, Melone F, et al. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy[J]. Journal of Hydrology, 2007,333(2/4):356-373.
- [13] Penna D, Borga M, Norbiato D, et al. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain[J]. Journal of Hydrology, 2009,364(3):311-327.
- [14] 赵琛,张兰慧,李金麟,等.黑河上游土壤含水量的空间分布与环境因子的关系[J].兰州大学学报:自然科学版,2014,50(3):338-347.
- [15] 王云强,邵明安,刘志鹏.黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性[J].水科学进展,2012,23(3):310-316.
- [16] Wang Y, Shao M, Liu Z. Large-scale spatial variability of dried soil layers and related factors across the entire Loess Plateau of China[J]. Geoderma, 2010,159(1):99-108.
- [17] 田风霞,赵传燕,王瑶.祁连山东段土壤水分时空分布特征及其与环境因子的关系[J].干旱地区农业研究,2010,28(6):23-29.

- [18] 刘鹤,赵文智,何志斌,等. 祁连山浅山区不同植被类型土壤水分时间异质性[J]. 生态学报, 2008, 28(5): 2389-2394.
- [19] 傅伯杰,杨志坚,王仰麟,等. 黄土丘陵坡地土壤水分空间分布数学模型[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(3): 185-191.
- [20] 毛飞,任三学,刘庚山,郭安红,张佳华. 中子仪测量农田土壤水分精度的比较研究[J]. 中国生态农业学报, 2005, 13(4): 103-106.
- [21] Rosenbaum U, Bogen H R, Herbst M, et al. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale [J]. *Water Resources Research*, 2012, 48(10): 3472-3476.
- [22] Han E, Heathman G C, Merwade V, et al. Application of observation operators for field scale soil moisture averages and variances in agricultural landscapes [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 444(6): 34-50.
- [23] Liu H, Zhao W, He Z, et al. Soil moisture dynamics across landscape types in an arid inland river basin of Northwest China [J]. *Hydrological Processes*, 2015, 29(15): 3328-3341.
- [24] Fu B J, Wang J, Chen L, Qiu Y. The effects of land use on soil moisture variation in the Danangou catchment of the Loess Plateau, China [J]. *Catena*, 2003, 54(1): 197-213.
- [25] Yang K, Ding B, Wu H, et al. A multiscale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the third pole [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94(12): 1907-1916.
- [26] Qin J, Yang K, Lu N, et al. Spatial upscaling of in-situ soil moisture measurements based on MODIS-derived apparent thermal inertia [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 138(6): 1-9.
- [27] Zhao L, Yang K, Qin J, et al. Spatiotemporal analysis of soil moisture observations within a Tibetan mesoscale area and its implication to regional soil moisture measurements [J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 482(5): 92-104.
- [28] Zhao L, Yang K, Qin J, et al. The scale-dependence of SMOS soil moisture accuracy and its improvement through land data assimilation in the central Tibetan Plateau [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2014, 152(5): 345-355.
- [29] 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.
- [30] Jia Y H, Shao M A, Jia X X. Spatial pattern of soil moisture and its temporal stability within profiles on a loessial slope in northwestern China [J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 495(15): 150-161.
- [31] Wang T, Wedin D A, Franz T E, et al. Effect of vegetation on the temporal stability of soil moisture in grass-stabilized semi-arid sand dunes [J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 521(4): 447-459.
- [32] Zhang P, Shao M, Zhang X. Scale-dependence of temporal stability of surface-soil moisture in a desert area in northwestern China [J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 527(16): 1034-1044.
- [33] Jin X, Zhang L H, Gu J, et al. Modeling the impacts of spatial heterogeneity in soil hydraulic properties on hydrological process in the upper reach of the Heihe River in the Qilian Mountains, Northwest China [J]. *Hydrological Processes*, 2015, 29(15): 3318-3327.
- [34] Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, et al. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem [J]. *Hydrology & Earth System Sciences & Discussions*, 2011, 15(4): 1291-1306.
- [35] Li X, Cheng G D, Liu S M, et al. Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research (HiWATER): Scientific objectives and experimental design [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94(8): 1145-1160.
- [36] Ran Y H, Li X, Lu L, et al. Large-scale land cover mapping with the integration of multi-source information based on the Dempster-Shafer theory [J]. *International Journal of Geographical Information Science*, 2012, 26(1): 169-191.
- [37] Cobos D R. Calibrating ECH₂O Soil Moisture Sensors [EB/OL]. [http://manuals.decagon.com/Application%20Notes/13393_Calibrating%20ECH2 O%20Probes_Print. pdf](http://manuals.decagon.com/Application%20Notes/13393_Calibrating%20ECH2%20Probes_Print.pdf), 2011-11-17.
- [38] 顾娟,李新,黄春林. 基于时序 MODIS NDVI 的黑河流域土地覆盖分类研究 [J]. *地球科学进展*, 2010, 25(3): 317-326.
- [39] 王超,赵传燕. TRMM 多卫星资料在黑河上游降水时空特征研究中的应用 [J]. *自然资源学报*, 2013, 28(5): 862-872.
- [40] 王宁练,贺建桥,蒋熹,等. 祁连山中段北坡最大降水高度带观测与研究 [J]. *冰川冻土*, 2009, 31(3): 395-403.