

文章编号: 0455-2059(2014)03-0338-10

黑河上游土壤含水量的空间分布与环境因子的关系

赵琛¹, 张兰慧¹, 李金麟¹, 田杰¹, 吴维臻¹, 金鑫¹, 张喜风¹,
蒋忆文¹, 王晓磊³, 贺缠生^{1,2}, 白晓¹

1. 兰州大学 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, 兰州 730000
2. 美国西密歇根大学 地理系, 密歇根 卡拉马祖 49008, 美国
3. 兰州大学 资源环境学院, 兰州 730000

摘要: 通过原位观测及大范围多尺度采集位于青藏高原北缘的祁连山地黑河上游土壤含水量数据, 得到土壤含水量的空间分布, 并运用旋转主成分分析法分析影响黑河上游土壤含水量的主要环境因子. 结果表明: 在黑河上游, 影响土壤含水量的主要因子是地形因子, 土壤物理属性与土壤含水量之间的相关关系不显著; 地形因子中坡度和坡向与土壤含水量呈显著负相关, 土壤含水量在坡向作用下呈现北坡高于南坡的趋势, 海拔与土壤含水量呈现显著的正相关关系.

关键词: 黑河上游; 土壤含水量; 空间分布; 环境因子; 地统计; 旋转主成分分析

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

doi: 10.13885/j.issn.0455-2059.2014.03.008

Analysis of the relationships between the spatial variations of soil moisture and the environmental factors in the upstream of the Heihe River watershed

ZHAO Chen¹, ZHANG Lan-hui¹, LI Jin-lin¹, TIAN Jie¹, WU Wei-zhen¹,
JIN Xin¹, ZHANG Xi-feng¹, JIANG Yi-wen¹, WANG Xiao-lei³,
HE Chan-sheng^{1,2}, BAI Xiao¹

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

Abstract: The relationships were analyzed between the spatial distribution of soil moisture and the environmental factors in the upstream of the Heihe River watershed in Northwest China. Both in-situ and random soil samples were collected across the entire study area to determine the soil texture and moisture content in August 2012. Satellite images, DEM, land cover, and soil databases were used to derive the normalized differential vegetation index (NDVI), slope, aspect, and vegetation covers, etc. using geographic information systems (GIS). Geostatistical analysis and rotated principal component analysis (RPCA) were conducted to derive the relationships between the soil moisture content and related environmental variables. The results showed that topography was the main factor affecting the spatial variations of soil moisture in the study area, the slope gradient and aspect were negatively correlated to the soil moisture content and the soil water content was higher in the north-faced slope than in the south-faced slope in the upstream of the Heihe River watershed.

Key words: upstream of Heihe River watershed; soil moisture; spatial variation; environmental factor; geostatistical analysis; rotated principal component analysis

收稿日期: 2014-01-03; 修回日期: 2014-02-22

基金项目: 国家自然科学基金重点项目 (D010102-91125010); 中央高校基本科研业务费专项资金项目 (LZUJBKY-2013-M02)

作者简介: 贺缠生 (1958-), 男, 陕西蓝田人, 教授, 博士研究生导师, 博士, e-mail: cshe@lzu.edu.cn, 研究方向为流域水文过程和水文模型, 通信联系人.

土壤含水量直接影响植被生长,土壤养分迁移转化、水文和能量转换过程及气候变化^[1].同时,地表土壤含水量对降雨入渗和径流有控制作用,还会影响地表净辐射、潜热和感热转换过程,在地球系统过程中具有十分重要的作用.土壤含水量随时间和空间变化很大.土壤含水量的时空变异指在一定的景观内,不同时间、地点和不同深度土层的土壤含水量特征存在显著的差异性和多样性^[2].土壤含水量的时空变异影响着土壤侵蚀、溶质运移、水文过程以及地表—大气相互作用等方面^[3].鉴于此,科学家们长期致力于在水文和气候模型中精确定量地研究土壤含水量的时空变异^[4].

土壤含水量的空间变异受到众多环境因子的影响,例如土壤物理性质^[5]、地形特征^[6-9]、植被特征^[10-12]以及大气动力等^[13].这些因子间相互作用,很难单独分析某一个因子对土壤含水量的影响.因而,找到影响土壤含水量的主控因子,更有助于理解土壤含水量的空间变异^[14],但由于影响土壤含水量的环境因子的复杂性,其主控因子需根据研究的时间尺度和空间尺度而定^[15].

土壤物理性质,如土壤质地、有机质含量、容重和孔隙度等,影响土壤含水量分布,同时影响着土壤中液体流动和土壤持水性.因而,土壤物理性质是影响土壤含水量变异和平均土壤含水量及其相互关系的重要因子^[16].Crave等^[17]在法国布列塔尼的一个小流域发现,在1 km尺度上,土壤含水量空间变异主要是由地形因子和土壤物理性质控制.文献^[18]在宾夕法尼亚中东部的Mahantango流域采用中子仪测量土壤含水量,结果表明排水性好的土壤表层含水量和排水性差的土壤表层含水量有显著差异.

地形也是影响土壤含水量变异的重要因子,坡度、坡向、坡曲率、上坡贡献区域和相对海拔的变化均影响着近地面土壤含水量的分布.坡度角影响着入渗,排水和径流;由于低入渗率,迅速的地下排水和易形成地表径流,陡峭的山坡比平地更容易干燥^[19].Charpentier等^[20]在美国曼哈顿和堪萨斯,结合遥感影像和野外试验发现,在66 m×66 m像元中,土壤含水量变异性随着地形复杂程度的增加而增加,平地像元的土壤含水量标准差明显低于山谷或坡度像元.Mohanty^[21]等在美国俄克拉荷马州南部大平原Washita流域使用阻抗探头测量了0~6 cm近地面土壤含水量,发现坡位是表层土壤含水量时间变化的最主要影响因子.

植被覆盖状况是土壤含水量空间变异的主要

驱动因子之一^[22].植被类型、密度等在不同时间和空间尺度上也影响土壤含水量分布,因而,地表植被类型直接影响土壤水文过程(如下渗和蒸散发等).同地形因子相比,植被对于土壤含水量空间分布的影响更加直接和快速.植被通过以下多种方式影响土壤含水量:植物叶冠能拦截降雨,减少土壤含水量的蒸发消耗,增强蒸腾损耗;枯枝落叶覆盖地面,能增加入渗;植物根系也能增加水分的入渗^[23].Panciera^[24]在2005年澳大利亚NAFE'05的野外试验中发现,在卫星像元尺度上,地表土地覆盖强烈影响到土壤含水量分布.植被通过根系吸水 and 净降雨量等因素影响土壤含水量^[25].Hawley等^[26]在美国俄克拉荷马州Chickasha小农业流域研究了地表植被类型、土壤物理性质和地形对于表层土壤含水量的影响,结果表明植被覆盖差异导致明显的土壤含水量差异,并且这些差异在湿润天比干旱天更显著.

在相对湿润的地方土壤含水量的变异较大,在干旱条件下变异较小^[27-29].Famiglietti等^[15]在美国德克萨斯州奥斯汀附近Rattlesnake山坡的研究发现,在一场暴雨以后,土壤含水量的变异主要受到地形和土壤物理属性的影响.在湿润情况下,孔隙度和导水率是主要影响因子,然而在干旱情况下,相对海拔、坡向和黏粒含量则对土壤含水量具有显著影响.

地统计方法是确定土壤含水量空间分布模式及其与环境因子关系的最常用的方法^[30-32],线性回归模型、主成分分析和正交函数分析也被广泛应用于确定土壤含水量变异的主控因子^[33-34].目前,黄土高原区已经有很多相关研究,如黄明斌等^[35]在甘肃省西峰市研究了植被覆盖对水文循环的影响;邱扬等^[36]在陕西省安塞县大南沟研究,表明了流域尺度上土壤含水量的时空分异类型及与环境因子的关系.但是,这方面的研究在西北干旱半干旱区较少^[37],尤其在西北内陆河流域,比如高海拔,地形复杂多变的黑河上游祁连山区.

本文通过原位观测及大范围多尺度采集黑河上游不同深度土壤含水量数据,定量分析该地区不同深度土壤含水量空间分布模式及其与环境因子的关系,得出土壤含水量变异的主控因子,为理解不同尺度上土壤含水量的空间变异及对水文过程影响提供依据.

1 研究区域

黑河是中国第二大内陆河,发源于青海省海

北藏族自治州, 流经青海省、甘肃省、内蒙古自治区, 全长约 800 km (图 1). 黑河全流域有众多子水系, 其中西部子水系包括讨赖河、洪水河等, 归宿于金塔盆地, 面积 $2.1 \times 10^4 \text{ km}^2$; 中部子水系包括马营河、丰乐河等, 归宿于高台盐池—明花盆地, 面积 $0.6 \times 10^4 \text{ km}^2$; 东部子水系即黑河干流水系, 包括黑河干流、梨园河以及 20 多条沿山小支流, 面积 $11.6 \times 10^4 \text{ km}^2$. 本文研究区域为黑河上游 ($38^\circ 12' \sim 39^\circ 22' \text{ N}$, $97^\circ 46' \sim 101^\circ 11' \text{ E}$), 地处青藏高原北缘的祁连山地, 是黑河的发源地和产流区. 黑河上游干流水系以莺落峡为出山口^[38]. 该地区为高寒半干旱气候区, 年平均气温小于 4°C , 多年平均降水量 350 mm, 蒸发少、气温低、高寒阴湿. 该地区植被类型丰富, 以青海云杉和祁连圆柏为主. 近年来, 由于超载放牧, 黑河上游草场严重退化, 鼠害严重, 水源涵养能力大幅度下降.

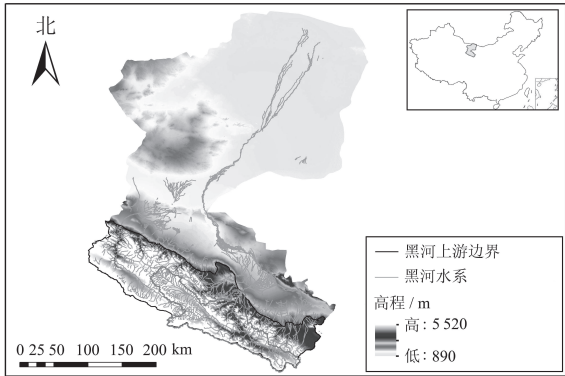


图 1 黑河流域

Figure 1 The map of the Heihe River Basin

根据黑河上游土地利用类型和土壤类型图, 在海拔 3 000~4 000 m, 土壤类型主要为饱和寒冻毡土, 占黑河上游总面积的 29.31%; 在海拔 2 500~3 000 m, 主要土壤类型为典型栗钙土, 占黑河上游面积的 12.58%, 如表 1 所示.

表 1 黑河上游各种土被类型面积占比

Table 1 The distribution of soil types in the study area

土壤类型	面积占比/%
饱和寒冻毡土	29.31
淡栗钙土	7.40
典型寒冻钙土	1.48
典型寒漠土	9.33
典型黑钙土	2.05
典型灰钙土	1.53
典型灰褐土	1.34
典型栗钙土	12.58
石灰性寒冻钙土	7.95
石灰性寒钙土	3.05
黏化灰漠土	1.34

2 研究方法

2.1 样点设计

本文在流域尺度上研究土壤含水量的空间分布. 为了尽可能覆盖黑河上游, 本文采样点设计主要基于多项式采样方法^[39],

$$N = \frac{B \Pi_i (1 - \Pi_i)}{b_i^2} \tag{1}$$

其中, k 是黑河上游土被类型数目, Π_i 是 k 个类型中最接近 50% 的第 i 类的总体比例, b_i 是相应于该类的期望精度, B 是自由度为 1 且服从 χ^2 分布的 (α/k) 百分位数. 经计算得, 在 90% 的置信度和 0.03 的相对精度下, 覆盖整个黑河上游需 282 个采样点; 而在 95% 的置信度和 0.03 的相对精度下, 则需 994 个采样点.

由于山区地形复杂, 考虑采样的可行性、时间周期和成本, 本文选择 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ 的网格作为基本单元, 对流域进行网格化; 随后沿公路选择网格化后的中心点作为采样点, 共选取 282 个采样点 (图 2), 达到了 90% 的置信度. 本文根据分析需求, 从 282 个样点中选取了上游 153 个采样点, 基本包括了黑河上游的所有土被组合类型, 并能较好地覆盖整个研究区域.

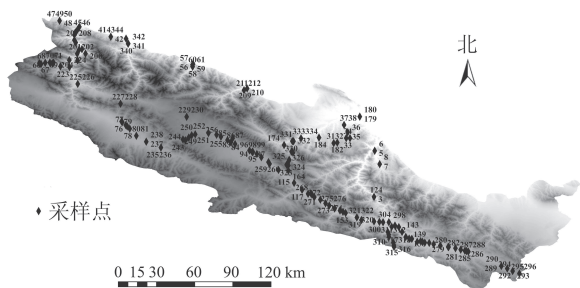


图 2 黑河上游采样点分布图

Figure 2 Sampling sites in the upstream of the Heihe River watershed

为了获取长期的土壤含水量数据, 本文选取黑河上游具有代表性的土壤和植被类型组合, 根据其地形状况、土地利用类型、分布的高程区间等, 在流域内设置了 32 个定位观测点. 为了能够更好地反映流域尺度上土壤含水量的空间变异性, 在不同土被类型上设置了随机样点.

2.2 采样观测与数据分析

本文采样工作于 2012 年 8 月份进行. 考虑到采样时间周期和成本, 在每一个随机样点采集两层土壤数据: 表层为 0~10 cm, 下层为 10~50 cm. 土壤样品采集使用土钻和环刀, 土钻采集样品放置于铝盒中以便测量含水量. 所有随机采样点都

通过GPS记录经纬度和海拔,经纬度误差在1 m,海拔误差在3~5 m。为了减少数据的误差,样品采集完成后,立即在现场采用0.01精度的天平称重。采集到的所有样品在兰州大学西部环境教育部重点实验室测定土壤含水量和机械组成。其中,土壤重量含水量采用烘干法,在105℃恒温烘箱中烘干24小时,而后称取烘干后铝盒重量计算土壤重量含水量;粒度测定采用马尔文2000型仪器测定^[40]。

2.3 旋转主成分分析法

主成分分析法,是考察多个变量间相关性的一种多元统计方法。该方法力图通过少数几个主成分来揭示多个变量间的内部结构,即从原始变量中导出少数几个主成分,使它们尽可能多地保留原始变量的信息,且彼此间互不相关^[41]。

主成分分析法将原始数据中包含的多个变量压缩为几个不相关的分量,由于特征向量的空间正交性是一种过强而非希望的约束条件,其结果依赖于数据覆盖的空间范围。旋转主成分分析法可以有效地改进这些缺陷,并且能够突出主成分,得到一些简明而易于理解的空间模式^[42]。因而,该方法已广泛用于土壤含水量研究^[43-44]。

2.4 不同植被类型下土壤含水量变异

传统的植被信息主要通过样本估算法来进行估测,但植被覆盖存在明显的时空差异,传统方法耗时耗力并且容易产生较大误差,因而本文采用遥感量测法。归一化植被指数NDVI(Normalized difference vegetation index)是目前应用最广泛的一种植被指数,NDVI的变化在一定程度上能代表地表植被覆盖情况的变化^[45]。NDVI的计算公式如下^[46]:

$$NDVI = (NIR/Red - 1)/(NIR/Red + 1), \quad (2)$$

其中,NIR代表近红外波段。因而,近红外反射的变化反映植被覆盖的变化。本文利用2012年8月的MODIS(Moderate resolution imaging spectroradiometer)图像计算得到该月黑河上游的NDVI分布情况。

2.5 土壤机械组成对土壤含水量的影响

不同地域的相关研究表明,土壤质地对于土壤含水量空间变化的影响和当地含水量状况有关。李玉山^[47]在陕西武功、洛川和延安等黄土区的研究表明,土壤含水量与土壤黏粒含量呈正相关关系。同时,Famiglietti在美国德克萨斯州的研究发现,在干旱情况下,黏粒含量是土壤含水量空间变

异的主控因子,在湿润条件下,土壤孔隙度和导水率成为主要影响因子^[15]。因此,在干旱内陆河流域的产流区,黏粒含量与土壤含水量之间的关系是我们分析的重点。

2.6 地形对土壤含水量的影响

地形(坡度、坡向)是土壤含水量变异来源之一,它决定了地表径流,还在较小程度上影响地下径流和水力梯度流^[48]。通常,由于南坡能够比北坡接收到更多的太阳辐射,南坡的温度更高,因而土壤湿度较低^[15]。很多研究证实了这一结论:文献^[49]的研究表明,南坡比北坡的蒸发要强烈,土壤含水量北坡较高;Famiglietti^[15]在美国德克萨斯州的研究表明,南坡接收到太阳辐射更多,土壤温度更高,土壤含水量较低;赵晓光等^[50]在黄土高原的研究也显示,坡度越大,土壤含水量越低。

本文中坡度、坡向等因子,是利用ArcGIS基于30 m空间分辨率的DEM(Digital elevation model)提取获得的。

2.7 黑河上游土壤含水量的主控因子

首先,利用KMO(Kaiser Meyer Olkin)检验,分析影响土壤含水量的环境因子是否适于用旋转主成分分析。如果适用,则对选取的因子进行标准化处理,得到标准化矩阵。其次,根据标准化数据矩阵建立协方差矩阵,用于反映标准化后的数据之间相关程度。然后,根据协方差矩阵求出特征值,主成分贡献率和累计方差贡献率,并根据主成分贡献率来确定主成分个数。最后,建立初始因子载荷矩阵,解释主成分,得出主控因子^[42]。

3 结果和讨论

3.1 不同植被类型下土壤含水量变异

结合2012年8月的MODIS遥感影像,在ENVI(The environment for visualizing images)中提取并计算得到黑河上游该月平均NDVI值,如图3所示。本文主要考虑4种主要植被类型(括号中为该植被类型面积占黑河上游面积的比例):荒漠(21.10%)、森林(13.57%)、草地和高山草甸(46.92%)。

高山草甸和草地覆盖下土壤含水量变化范围如表2所示。荒漠和有林地样点分布分散,覆盖多种土壤类型且高程差异较大,每种土壤类型中样点数量较少,故表2中土壤含水量未表现出明显的规律。在高山草甸区,土壤含水量值在2.44%~88.76%之间,0~10 cm土层土壤含水量平均值为31.06%,10~50 cm土壤含水量平均值为28.56%。在草地覆

表 2 不同植被覆盖下土壤含水量平均值

Table 2 Mean soil moisture content under the different vegetation covers

植被类型	土层深度/cm	高程/m	土壤类型	坡向	土壤含水量平均值/%	样点数	变化区间/%
高山草甸	0~10	3 500~4 000	饱和寒冻毡土	南坡	29.04	16	19.49~90.83
		3 000~3 500	饱和寒冻毡土	南坡	27.35	4	12.08~54.48
	10~50	3 500~4 000	饱和寒冻毡土	南坡	20.92	16	9.70~88.77
		3 000~3 500	饱和寒冻毡土	南坡	19.99	4	13.20~29.59
草地	0~10	3 000~3 500	典型栗钙土	南坡	31.05	4	21.06~44.22
		2 500~3 000	典型栗钙土	南坡	26.42	3	14.20~43.79
	10~50	3 000~3 500	饱和寒冻毡土	南坡	28.9	5	21.64~31.66
		2 500~3 000	典型栗钙土	南坡	19.22	3	13.55~24.67
有林地	0~10	2 500~3 000	典型栗钙土	南坡	17.44	2	6.41~28.48
	10~50	2 500~3 000	典型栗钙土	南坡	14.93	2	12.00~17.86
裸岩石砾地	0~10	3 000~3 500	饱和寒冻毡土	南坡	20.85	1	20.85
	10~50	3 000~3 500	典型寒冻钙土	南坡	12.91	1	12.91

盖下,土壤含水量为0.08%~87.79%,0~10 cm平均值为20.03%,10~50 cm平均值为17.52%。在森林覆盖下,土壤含水量为6.41%~57.68%,0~10 cm平均值为24.21%,10~50 cm平均值为19.59%。在荒漠地区,土壤含水量在2.23%~9.35%之间,0~10 cm平均值为5.31%,10~50 cm平均值为4.82%。在这4种植被类型下,0~10 cm土壤含水量趋势为:高山草甸>森林>草地>荒漠,而10~50 cm也呈现出同样的趋势。

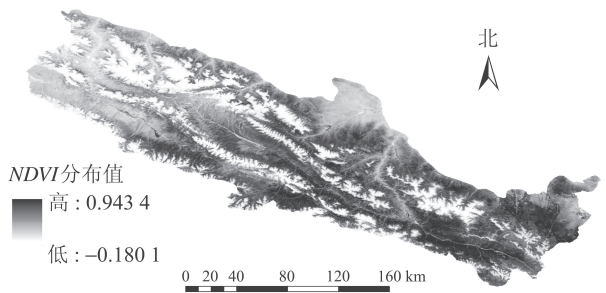


图 3 黑河上游8月植被NDVI分布图

Figure 3 Distribution of NDVI for August, 2012 in the upper reach of the Heihe River watershed

4种植被覆盖下土壤含水量的平均方差、平均标准差和平均变异系数见表3。可以看出,裸岩石砾地下土壤含水量空间变异程度最小,而高山草甸和草地覆盖下土壤含水量空间变异程度均较高。

0~10 cm和0~50 cm平均土壤含水量与NDVI相关性如表4所示。结果表明,表层土壤含水量和NDVI在0.01水平上显著正相关,说明表层土壤含水量受到植被覆盖情况影响较大。不同植被覆盖下的平均NDVI与平均土壤含水量分布如图4所示,土壤含水量具有以下趋势:高山草甸>有林地>草地>裸岩石砾地;而NDVI的趋势为:有林地>高山草甸>草地>裸岩石砾地,与土壤含水量

趋势接近。因而,植被覆盖状况是土壤含水量空间变异的驱动因子之一。

表 3 不同植被类型下土壤含水量的方差、标准差(STD)和变异系数(CV)

Table 3 The variance, standard deviation, coefficient of the variation of the soil moisture under the different vegetation covers

植被类型	土层深度/cm	方差	STD	CV
高山草甸	0~10	264.34	16.26	0.52
	10~50	258.10	16.07	0.56
草地	0~10	266.97	16.34	0.82
	10~50	183.80	13.56	0.77
裸岩石砾地	0~10	9.90	3.15	0.59
	10~50	8.45	2.91	0.60
森林	0~10	223.16	14.94	0.62
	10~50	216.69	14.72	0.75

表 4 土壤含水量和NDVI相关性分析

Table 4 Correlation analysis of the soil moisture content and the NDVI values

土壤含水量	NDVI		N
	Pearson 相关性	显著性(双侧)	
0~10 cm	0.49**	0	109
0~50 cm	0.50**	0	231

**表示在0.01水平(双侧)上显著相关,N为样本量。

3.2 土壤机械组成对土壤含水量的影响

不同植被类型下0~50 cm土壤的机械组成如图5所示。结果表明,大部分土壤主要由粉砂组成,在0~10 cm土层,粉砂含量范围为23.78%~71.28%;10~50 cm粉砂含量范围为32.93%~75.12%,黏粒和砂粒含量均较少,不同植被类型之间土壤机械组成没有显著差异。对在坡向和高程控制下的0~10 cm和0~50 cm土壤黏粒含量变化区间和土壤平均含水量进行分析(表5),发现二者之间没有明

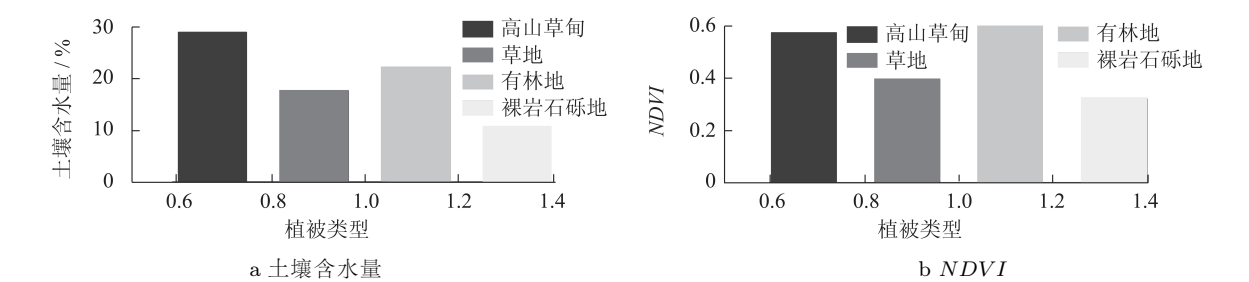


图 4 不同植被类型下土壤含水量和NDVI

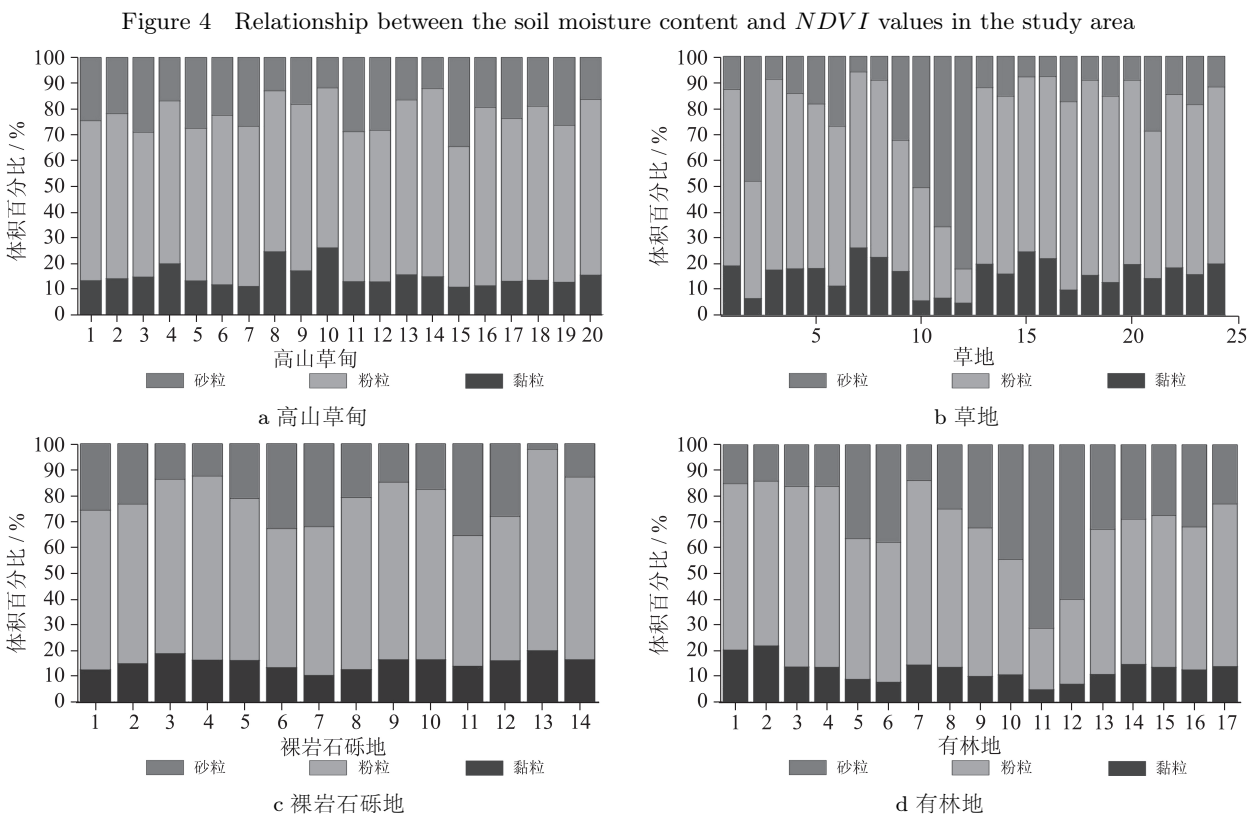


图 5 不同植被类型下土壤的机械组成

Figure 5 Soil texture under the different vegetation covers

表 5 不同植被类型和土壤类型下0~50 cm 土壤黏粒范围及含水量均值
Table 5 Distribution of the 0~50 cm mean soil moisture content, and clay content, elevation, aspect, different vegetation covers and soil types

植被类型	土壤类型	高程/m	坡向	黏粒含量 /%	土壤含水量 平均值/%
高山草甸	饱和寒冻粘土	3 500~4 000	南坡	3.70~26.11	27.11
	石灰性寒冻钙土	3 500~4 000	南坡	5.78~7.7	35.93
	饱和寒冻粘土	3 000~3 500	南坡	5.04~26.36	23.67
	典型栗钙土	3 000~3 500	南坡	5.06~8.67	23.95
草地	饱和寒冻粘土	3 000~3 500	南坡	5.69~16.17	34.11
	典型栗钙土	3 000~3 500	南坡	5.27~19.39	28.16
	饱和寒冻粘土	2 500~3 000	南坡	6.39~16.09	22.42
	典型栗钙土	2 500~3 000	南坡	5.08~17.59	22.82
有林地	典型栗钙土	3 000~3 500	南坡	5.68~6.34	20.24
	典型栗钙土	2 500~3 000	南坡	5.53~14.73	17.85
	盐化灰棕漠土	2 500~3 000	南坡	2.60~3.65	18.04
裸岩石砾地	典型栗钙土	3 500~4 000	南坡	7.06~16.44	32.84
	典型寒冻钙土	3 500~4 000	南坡	12.48~14.89	2.91
	石灰性寒钙土	3 000~3 500	南坡	5.69~13.35	6.98

显的关系;对 0~10 cm 和 0~50 cm 的土壤含水量与黏粒含量进行相关性分析发现,黏粒含量与土壤含水量相关关系不显著(表 6).这可能是因为黑河上游山区地形复杂,地表植被覆盖度高,而地形和植被对于黑河上游土壤含水量的空间分布的影响较强,削弱了土壤质地的影响.

表 6 土壤含水量和黏粒含量相关分析
Table 6 Correlation analysis of the soil moisture content and clay content

土壤含水量	黏粒含量		
	Pearson 相关性	显著性(双侧)	N
0~10 cm	0.05	0.41	242
0~50 cm	0.08	0.40	129

N 为样本量.

3.3 地形对土壤含水量的影响

南坡的坡向范围在 157.5~202.5° 之间,北坡的范围在 0~22.5° 度之间.如表 7 所示,土壤含水量和坡度、坡向之间均具有显著的负相关性,与海拔成显著正相关关系.在北坡,土壤含水量为 6.36%~58.32%,平均值为 27.87%,标准差为 22.16,变异系数为 1.25;在南坡,含水量则为 6.41%~40.13%,平均值为 20.72%,标准差为 10.64,变异系数为 1.94.结果表明,坡度越大,土壤含水量越低;坡向越大,土壤含水量越低,北坡的土壤含水量高于南坡,这与前人的研究结果一致.但在 0~10 cm 表层土壤含水量的相关性分析显示,土壤含水量与坡度和坡向之间相关关系不显著,但与海拔相关关系仍显著,这是由影响表层土壤含水量的因子较多造成的.

表 7 土壤含水量和坡度、坡向、海拔的相关性分析
Table 7 Correlation analysis of soil moisture and slope gradient, slope aspect, elevation

	0~10 cm 土壤含水量			0~50 cm 土壤含水量		
	Pearson 相关性	显著性(双侧)	N	Pearson 相关性	显著性(双侧)	N
坡度	0.04	0.69	121	-0.30**	0	275
海拔	0.52**	0	121	0.49	0	230
坡向	-0.11	0.23	121	-0.15*	0.01	275

** 表示在置信度(双测)为 0.01 时,相关性是显著的;
* 表示在置信度(双测)为 0.05 时,相关性是显著的;
N 为样本量.

如表 8 所示,在高山草甸和草地覆盖下,同一种土壤类型中,土壤含水量呈现出明显的北坡高于南坡的趋势.在有林地和裸岩石砾地,南坡和北坡未采到同一种土壤类型和植被类型样点对比,因而未列入表 9 中.

表 8 南北坡土壤含水量平均值
Table 8 Mean value of soil moisture in south and north slope

植被类型	土壤类型	高程	坡向	土壤含水量 平均值/%
高山草甸	饱和寒冻黏土	3 500~4 000	北坡	49.31
	石灰性寒冻钙土	3 500~4 000	南坡	25.11
	饱和寒冻黏土	3 000~3 500	北坡	32.33
	饱和寒冻黏土	3 000~3 500	南坡	23.67
草地	典型栗钙土	3 000~3 500	北坡	0
	典型栗钙土	3 000~3 500	南坡	28.15
	典型栗钙土	2 500~3 000	北坡	22.37
	典型栗钙土	2 500~3 000	南坡	18.63

** 表示在置信度(双测)为 0.01 时; N 为样本量.

3.4 黑河上游土壤含水量的主控因子

综上所述,主要考虑海拔、坡度、坡向、NDVI、黏粒含量等环境因子,运用旋转主成分分析法来确定黑河上游土壤含水量空间变异的主控因子.

对坡度、坡向、NDVI、黏粒含量 4 个环境因子进行 KMO 检验,结果表明 4 个环境因子的 KMO 均值为 0.54>0.50,可以进行旋转主成分分析.

由表 9 可见,主成分 1 地形因子和主成分 2 机械组成因子的累计贡献率达到了 64.07%,即这两个主成分代表了 NDVI、坡度、坡向等环境因子的 64.07%.因而,影响黑河上游土壤含水量的环境因子被归类为两个主成分.

表 9 特征值、主成分贡献率和累计方差贡献率
Table 9 Characteristic value, contribution rate of principal component and cumulative variance contribution rate

成分	初始特征值			提取平方和载入		
	合计	方差	累计方差 贡献率/%	合计	方差	累计方差 贡献率/%
1	1.49	37.29	37.29	1.49	37.29	37.29
2	1.07	26.78	64.07	1.07	26.78	64.07
3	0.85	21.12	85.18			
4	0.59	14.82	100.00			

主成分和变量之间的相关性如表 10 所示,载荷量表示主成分与对应变量间的相关系数.基于相关系数,可以看出主成分 1 与坡度、坡向、NDVI 相关性分别达到了 0.80, 0.61 和 -0.66,主成分 2 与黏粒含量相关性较高,达到了 0.83.结合主成分 1 和主成分 2 的贡献率,以 4 个环境因子在主成分中所占的比例大小来确定环境因子对土壤含水量的影响大小,依次为:坡度>坡向>植被盖度>黏粒含量.结果表明在黑河上游,土壤含水量的主控因子是地形因子.

表 10 初始因子载荷矩阵

Table 10 The initial factor loading matrix

变量	主成分 1	主成分 2
NDVI	-0.66	0.39
坡度	0.80	0.18
坡向	0.61	0.44
黏粒含量	-0.19	0.83

利用 Arc GIS 统计黑河上游不同土壤和植被类型组合,根据海拔,土被组合所占黑河上游面积的大小,选取两种土被组合类型进行土壤含水量和地形因子的相关性分析,如表 11 所示。

表 11 黑河上游土壤和植被组合类型

Table 11 Soil and vegetation types in the upper reach of the Heihe River watershed

土被组合类型	海拔/m	植被类型	土壤类型	坡向	样点数
1	>3000	高山草甸	饱和寒冻毡土	南坡	32
2	>3000	草地	饱和寒冻毡土	南坡	9

结果表明:在土壤和植被组合类型 1 中,土壤含水量的空间变异性主要是受到坡度的显著影响,0~50 cm 土壤含水量与坡度在 0.01 的水平上显著负相关,相关系数达到 -0.83,而与海拔和坡向则不显著相关(表 12)。在土被组合类型 2 中,土壤含水量与海拔和坡度均为显著正相关,这表明在不同的土被组合中,土壤含水量的空间分布受到不同的地形因子显著影响。在流域尺度上,地形因子是黑河上游土壤含水量空间分布的主控因子。

表 12 不同土壤和植被组合中 0~50 cm 土壤含水量与坡度相关性分析

Table 12 Correlation analysis between 0~50 cm soil moisture and slope under the different soil and vegetation types

	草地 0~50 cm 土壤含水量			高山草甸 0~50 cm 土壤含水量		
	Pearson 相关性	显著性 (双侧)	N	Pearson 相关性	显著性 (双侧)	N
坡度	-0.83**	0	12	0.34*	0.03	40
海拔	-0.21	0.50	12	0.33*	0.04	40
坡向	-0.05	0.89	12	-0.13	0.43	40

**表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关。

4 结论

土壤含水量时空变异是由多重尺度上的植被、气象(降雨)、地形、土壤、等多因子综合作用的结果。本文运用主成分分析法,分析了黑河上游土壤含水量与坡度、坡向、植被、地形等因子之间的关系。结果表明,在黑河上游,土壤含水量呈现出高山草甸>森林>草地>荒漠的结果。在流域尺度

上,土壤含水量受到多种地形因子的综合影响,其与坡向、坡度、坡形和海拔等单一地形因子之间的关系呈现复杂多样的格局。但是在较大尺度上,土壤含水量存在显著的空间异质性,土壤含水量南北坡差异存在,土壤含水量与坡度和坡向呈显著负相关。但是,土壤质地与土壤含水量之间相关关系不显著。

黑河上游土壤含水量空间变异的主控因子是地形因子。在海拔 3000 m 以上的草地覆盖下,土壤类型为饱和寒冻毡土,土壤含水量主要受到坡度的显著影响。而在海拔 3000 m 以上的高山草甸下,土壤类型为饱和寒冻毡土,土壤含水量则主要受到海拔和坡度的共同影响。

本文仅在流域尺度上分析了影响土壤含水量空间变异的主控因子,未曾考虑到不同尺度下环境因子和土壤含水量的关系,也未分析土壤有机质对于土壤含水量的影响,将在今后的工作中补充完善这些分析。

参考文献

[1] ERSAHIN S, BROHI A R. Spatial variation of soil water content in topsoil and subsoil of a typic ustifluvent[J]. Agr Water Manag, 2006, 83(1/2): 79-86.

[2] WESTERN A W, BLOSCHL G. On the spatial scaling of soilmoisture[J]. Journal of Hydrology, 1999, 217(8): 203-224.

[3] WESTERN A W, ZHOU S L, GRAYSON R B, et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes[J]. Journal of Hydrology, 2004, 286(1): 113-134.

[4] SONIA I S, THIERRY C, EDOUARD L D, et al. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review[J]. Earth Science Reviews, 2010, 99(3/4): 125-161.

[5] TIMM L C, PIRES L F, ROVERATTI R, et al. Field spatial and temporal patterns of soil water content and bulk density changes[J]. Sci Agric, 2006, 63(1): 55-64.

[6] WESTERN A W, GRAYSON R B, BLOSCHL G, et al. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices[J]. Water Resources Research, 1997, 35(3): 797-810.

[7] WESTERN A W, GRAYSON R B, BLOSCHL G, et al. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices[J]. Water Resources Research, 1999, 35(3): 797-810.

- [8] YE H P J F, ELTAHIR E A B. Stochastic analysis of the relationship between topography and the spatial distribution of soil moisture[J]. *Water Resources Research*, 1998, 34(8): 2075–2075.
- [9] ALI G A, ROY A G, LEGENDRE P. Spatial relationships between soil moisture patterns and topographic variables at multiple scales in a humid temperate forested catchment[J]. *Water Resources Research*, 2010, 46(10): 343–355.
- [10] GOMEZ P A, MARTINEZ M M, ALBALADEJO J, et al. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments[J]. *Journal of Hydrology*, 2001, 253(1/4): 211–226.
- [11] MCLAREN J R, WILSON S D, PELTZER D A. Plant growth-form effects on the spatial and temporal heterogeneity of soil moisture[J]. *Ecological Society of America Annual Meeting Abstracts*, 2001, 86: 155–170.
- [12] MIYAMOTO T, PUTISO M, SHIONO T, et al. Spatial and temporal distribution of soil water content in fields under different vegetation conditions based on TDR measurements[J]. *Japan Agricultural Research Quarterly*, 2003, 37(4): 243–248.
- [13] RAMOS M C, MULLIGAN M. Spatial modelling of the impact of climate variability on the annual soil moisture regime in a mechanized Mediterranean-vineyard[J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 306(1/4): 287–301.
- [14] CROW W T, BERG A A, COSH M H, et al. Upscaling sparse ground-based soil moisture observations for the validation of coarse-resolution satellite soil moisture products[J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(2): 372–383.
- [15] FAMIGLIETTI J S, RUDNICKI J W, RODELL M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas[J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 210(1/4): 259–281.
- [16] VEREECKEN H, KAMAI T, HARTE T, et al. Explaining soil moisture variability as a function of mean soil moisture, a stochastic unsaturated flow perspective[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(22): 813–819.
- [17] CRAVE A, GASCUEL O C. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content[J]. *Hydrological Processes*, 1997, 11(2), 203–210.
- [18] HENNINGER D L, PETERSON G W, ENGMAN E T. Surface soil moisture within a watershed: variations, factors influencing, and relationships to surface runoff[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1976, 40(5): 773–776.
- [19] 邱扬, 傅伯杰, 王勇. 土壤侵蚀时空变异及其与环境因子的时空关系[J]. *水土保持学报*, 2002, 16(1): 108–111.
- [20] CHARPENTIER M A, GROFFMAN P M. Soil moisture variability within remote sensing pixels[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(D17): 18 987–18 995.
- [21] MOHANTY B P, SKAGGS T H, FAMIGLIETTI J S. Analysis and mapping of field-scale soil moisture variability using high-resolution ground based data during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment[J]. *Water Resources Research*, 2000, 36(4): 1023–1032.
- [22] FRANCIS C F, THORNES J B, ROMERO D A, et al. Topographic control of soil moisture, vegetation cover and land degradation in a moisture stressed Mediterranean environment[J]. *Catena*, 1986, 13(3/4): 211–225.
- [23] DAS N N, MOHANTY B P, NJOKU E G. Profile soil moisture across spatial scales under different hydroclimatic conditions[J]. *Soil Science*, 2010, 175(7): 315–319.
- [24] PANCIERA R. Effect of land surface heterogeneity on satellite near-surface soil moisture observations[D]. Melbourne: University of Melbourne, 2009.
- [25] FERNANDEZ I C P, PORPORATO A, LAIO F, et al. The ecohydrological role of soil texture in a water-limited eco-system[J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(12): 2863–2872.
- [26] HAWLEY M E, JACKSON T J, MCCUEN R H. Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 62(1/4): 179–200.
- [27] BOUTEN W, HEIMOVAARA T J, TIKTAK A. Spatial patterns of through fall and soil water dynamics in a Douglas fir stand[J]. *Water Resources Research*, 1992, 28(12): 3227–3233.
- [28] TEULING A J, TROCH P A. Improved understanding of soil moisture variability dynamics[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(5): L05404.935–L05404.977.
- [29] IVANOV V Y, FATICHI S, JENERETTE G D, et al. Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the “homogenizing” effect of vegetation[J]. *Water Resources Research*, 2010, 46(9): W09521.611–W09521.632.
- [30] BI H X, LI X Y, LIU X, et al. A case study of spatial heterogeneity of soil moisture in the

- Loess Plateau, Western China: a geostatistical approach[J]. *Int J Sediment Res*, 2009, 24(1): 63–73.
- [31] WANG J, FU B J, QIU Y, et al. Geostatistical analysis of soil moisture variability on Da Nangou catchment of the Loess Plateau, China[J]. *Environ Geol*, 2001, 41(1/2): 113–120.
- [32] ZHAO P P, SHAO M A. Soil water spatial distribution in dam farmland on the Loess Plateau, China[J]. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and Plant Science*, 2010, 60(2): 117–125.
- [33] QIU Y, FU B, WANG J, et al. Spatial prediction of soil moisture content using multiple-linear regressions in a gully catchment of the Loess Plateau, China[J]. *J Arid Environ*, 2010, 74(2): 208–220.
- [34] BI H X, ZHANG J J, ZHU J Z, et al. Spatial dynamics of soil moisture in a complex terrain in the semi-arid Loess Plateau region, China[J]. *Journal of The American Water Resources Association*, 2008, 44(5): 1121–1131.
- [35] 黄明斌, 康绍忠, 李玉山. 黄土高原沟壑区森林和草地小流域水文行为的比较研究[J]. *自然资源学报*, 1999, 14(3): 226–231.
- [36] 邱扬, 傅伯杰, 王军, 等. 黄土丘陵小流域土壤水分时空分异与环境关系的数量分析[J]. *生态学报*, 2000, 20(5): 741–747.
- [37] 张婕, 张文煜, 王晓妍, 等. 半干旱地区土壤湿度变化特征[J]. *兰州大学学报: 自然科学版*, 2012, 48(2): 57–61.
- [38] 彭小清, 张廷军, 钟歆玥, 等. 祁连山黑河流域NDVI时空变化及其对气候因子的响应[J]. *兰州大学学报: 自然科学版*, 2013, 49(2): 192–202.
- [39] ROHN R J. 遥感数字影像处理导论[M]. 陈晓玲, 译. 北京: 机械工业出版社, 2007: 1.
- [40] 王君波, 鞠建廷, 朱立平. 两种激光粒度仪测量湖泊沉积物粒度结果的对比[J]. *湖泊科学*, 2007, 19(5): 509–515.
- [41] 刘景利, 刘丽华, 付连弟. 利用主成分分析和模糊聚类做辽宁省土壤水分分区[J]. *北京农业大学学报*, 1990(S3): 144–150.
- [42] 王军德, 王根绪, 陈玲. 高寒草甸土壤水分的影响因子及其空间变异研究[J]. *冰川冻土*, 2006, 28(3): 428–433.
- [43] 蔡庆空, 蒋金豹, 崔希民, 等. 环境因子对土壤水分空间异质性的影响——以北京市怀柔区为例[J]. *山地学报*, 2013, 31(3): 294–299.
- [44] JOHN D H. Arotated principal component analysis of the inter-annual variability of the northern hemisphere 500 mb high-field[J]. *Mon Wea Rev*, 1981, 109(5): 2080–2092.
- [45] 夏照华, 张克斌, 李瑞, 等. 基于NDVI的农牧交错区植被覆盖度变化研究: 以宁夏盐池县为例[J]. *水土保持研究*, 2006, 13(6): 179–181.
- [46] 李文梅, 覃志豪, 李文娟, 等. MODIS NDVI与MODIS EVI的比较分析[J]. *遥感信息*, 2010(6): 73–78.
- [47] 李玉山. 黄土区土壤水资源循环特征及其对陆地水分循环的影响[J]. *生态学报*, 1983, 3(2): 91–101.
- [48] WESTERN A W, ZHOU S, GRAYSON R B, et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 286(1/4): 113–134.
- [49] NG E, MILLER P C. Soil moisture relations in the Southern California Chaparral[J]. *Ecology*, 1980, 1(61): 98–107.
- [50] 赵晓光, 吴发启, 刘秉正, 等. 黄土高原坡耕地土壤水分主要受控因子研究[J]. *水土保持通报*, 1999, 19(1): 10–14.

(责任编辑: 张勇)