

# 极端干旱区不同下垫面土壤凝结水试验研究

郭 斌<sup>1,2</sup>, 李卫红<sup>1</sup>, 郝兴明<sup>1</sup>, 李宝富<sup>1,2</sup>, 曹志超<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院新疆生态与地理研究所荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 乌鲁木齐 830011;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

**摘 要:**为了探讨极端干旱区植被生长季的土壤凝结水特征,采用微渗计和中子仪,于2010年6-7月对塔里木河下游地区胡杨林、柽柳丛和裸地3种典型下垫面密封和不密封处理的土壤凝结水的变化特征、形成时间及其影响因素进行了研究。结果表明:微渗计和中子仪观测结果均显示观测期间裸地产生的土壤凝结水总量最大,其次为柽柳丛,而胡杨林形成的土壤凝结水总量最小。观测期间研究区凝结现象从21:00-22:00左右开始,02:00-03:00左右达到第一个峰值前,随着近地表气温和地温的降低,土壤凝结水量呈增加的趋势。不密封处理产生的土壤凝结水量显著大于密封处理的( $t < 0.01$ )。柽柳丛土壤日均凝结水量最大,其次为裸地,胡杨林最小。方差分析显示,不同下垫面类型土壤的日均凝结水量之间存在极显著差异( $P < 0.01$ )。3种下垫面土壤凝结水量的变化趋势基本一致,均呈双峰曲线。凝结过程一般从22:00左右持续到次日09:00左右。土壤凝结水量主要受气温、大气相对湿度、表层地温、风速以及下垫面等因素的影响。研究结果可以为生态退化区的植被恢复提供一定的理论依据。

**关 键 词:**干旱区;凝结水;微渗计;中子仪;塔里木河

## 1 引言

凝结水是指大气中的水汽和土壤孔隙中的水汽转变成的液态水,一般附着在植物表面和土壤表面或者进入上层土壤中,常发生在温差、湿度较大的季节<sup>[1]</sup>。据内盖夫沙漠地区17 a的观测结果,一年中有凝结现象发生的天数为195 d,凝结量为33 mm<sup>[2]</sup>。凝结水作为稳定持续的水资源,尽管凝结量相对较小,但对于维持干旱半干旱地区生态系统植被的生长可能具有非常重要的作用<sup>[1,3]</sup>。凝结水是沙漠生境中某些植物、昆虫、小型动物、生物土壤结皮的重要水分来源<sup>[4-7]</sup>;可以提高沙漠中一年生植物种子的萌发<sup>[8]</sup>,有效地减少因土壤蒸发而损失的水分<sup>[9]</sup>。另外,凝结水作为一种湿气的来源,在维持沙丘稳定性方面也起着重要的作用<sup>[10]</sup>。

国外学者自20世纪40年代起,在干旱区凝结水方面开展大量研究,包括凝结水的测定方法<sup>[11-12]</sup>、凝结水的形成机理<sup>[10,13]</sup>、凝结水量和持续时间的影响因素<sup>[14-15]</sup>以及定量模拟<sup>[6,11]</sup>、凝结水的生态学和水

文学意义<sup>[10-11]</sup>等。中国对凝结水的研究起步较晚,1961年王积强首次在山东德州开展了凝结水试验,初步测得了凝结水量<sup>[16]</sup>。Liu等利用微渗计法在沙坡头植被恢复区研究了不同类型生物结皮对凝结水的影响,并分析了凝结水在植被恢复中的生态意义<sup>[15]</sup>。孙自永等采用称重法在高含盐量的罗布泊地区进行了凝结水试验,根据试验结果推断出该地区的凝结水生成量大于降水量<sup>[17]</sup>。张静等用微渗计法对比研究了古尔班通古特沙漠3种生物结皮和自然裸沙对地表凝结水量及凝结水蒸散过程的影响<sup>[18]</sup>。庄艳丽等对干旱区凝结水的研究进展进行了综述<sup>[3]</sup>。尽管凝结水的研究取得了一定的进展,但多数研究主要采用微渗计进行试验观测,且对极端干旱区尤其是生态退化极其严重的塔里木河下游地区不同下垫面土壤凝结水的形成特征及其影响因素研究相对较少。为了弄清塔里木河下游地区植物生长季是否存在土壤凝结水;如果存在,胡杨林、柽柳丛和裸地3种不同下垫面土壤凝结水的形成过程和凝结水量是否有区别。因此,本

收稿日期:2011-12; 修订日期:2012-05.

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973)项目(2010CB951003);中国科学院"西部之光"人才培养计划项目(RCPY200903);国家自然科学基金项目(91025025)。

作者简介:郭斌(1984-),男,山东济南人,博士研究生,主要从事干旱区水资源可持续利用研究。E-mail: guobin121@126.com

通讯作者:李卫红(1958-),女,新疆乌鲁木齐人,研究员,主要从事干旱区植物生理和生态恢复研究。

E-mail: liwh@ms.xjb.ac.cn

文选择在植被生长比较旺盛的6-7月,采用微渗计和中子仪对不同下垫面土壤凝结水量及其影响因素进行研究,旨在深入认识塔里木河下游植被生长旺盛期的水分来源,从而为该地区生态退化比较严重的胡杨和柽柳等植被恢复提供一定的理论依据。

## 2 材料与方法

### 2.1 研究区概况

野外试验于2010年6月18日-7月11日在塔里木河下游地区的英苏断面(40°25.57'N, 87°56.45'E)完成。该区域位于塔里木河下游中段(塔克拉玛干沙漠东北缘),属于典型的大陆性暖温带干旱沙漠性气候,年均气温10.5℃,≥10℃的年积温为4040~4300℃,平均日较差13~17℃左右,年降水量在17.4~42.0 mm之间,年潜在蒸发量2500~3000 mm,气候干燥,多大风天气,沙尘暴日数8.2 d,风沙危害严重。试验观测区地势相对平坦,分布着荒漠河岸植被,主要植物有胡杨(*Populus euphratica*)、多枝柽柳(*Tamarix ramosissima*)、刚毛柽柳(*Tamarix hispida*)、黑刺(*Lycium ruthenicum*)、疏叶骆驼刺(*Alhagi sparsifolia*)、猪毛菜(*Salsola collina*)、铃铛刺(*Halimodendron halodendron*)、芦苇(*Phragmites communis*)、大花罗布麻(*Apocynum venetum*)、花花柴(*Kareliniacaspica*)、胀果甘草(*Glycyrrhiza inflata*)等。研究区由于多年断流,地下水埋深大都下降到8~12 m,植被退化严重,塔里木河下游地区的绿色走廊濒临消失。

### 2.2 研究方法

目前关于土壤凝结水的观测方法,国际上仍没有统一的标准<sup>[10]</sup>。大量试验证明,土壤凝结水主要发生在表层0~5 cm范围内,沙漠地区最大涉及到10 cm<sup>[19-21]</sup>。在塔里木河下游的英苏断面选取胡杨林、柽柳丛和裸地3种典型的下垫面。胡杨林中监测样方的位置距离周围胡杨为15~20 m,柽柳丛中监测样方的位置与周围柽柳的距离为5~10 m,且监测样方内均无地表凋落物。同时,3种下垫面监测样方地表均为土质单一的干沙土,其土壤容积含水率为2%左右。采用微渗计<sup>[9,15,18]</sup>和中子仪观测不同下垫面植被生长旺盛期土壤凝结水的动态特征。

本文将由于温度梯度导致的从深层土壤进入浅层土壤的水汽产生的凝结水视为土壤—地下水系统内部的水分循环,除特殊说明外,仅对从大气

进入包气带的凝结水量进行研究。

**2.2.1 微渗计法** 微渗计的制作使用热传导性更接近大田实际的PVC管<sup>[22]</sup>,其高为10 cm,内筒直径为7.5 cm,壁厚0.15 cm,外筒直径为10 cm。微渗计分底部密封和底部不密封2种类型,密封的用塑料薄膜封底,以隔绝试筒底部与外界的物质交换<sup>[18]</sup>;不密封的用400目尼龙筛网封底,以确保试验过程中试筒内土壤质量不变,同时又不影响试筒底部与外界的水分交换<sup>[17]</sup>。把微渗计垂直插入3种典型下垫面的土壤中,在不破坏土壤结构的情况下取出封底,然后放入另外一个预先置于土壤中的PVC管中,使其表面与土壤表面持平。为了减少风沙的干扰,使外筒上缘稍高于土壤表面,每种类型5个重复。观测期间,每日20:00和次日8:00用电子天平(型号为DT-502A,精度为0.01g)迅速称取微渗计内土壤样品的质量变化并记录数据。其中,6月22日、25-27日和30日有大风和沙尘天气,为减少误差这几天未进行观测。7月3-6日进行加密观测,时间间隔为2 h。由于微渗计已封底,其质量的变化是空气中水汽和微渗计内土壤水分在上界面处交换的结果,质量增加则为凝结量,减少则为蒸发量<sup>[18]</sup>。以质量表示的凝结水量转化成以高度表示的凝结水量,其计算公式为:

$$H = 10m / \rho \pi r^2 \quad (1)$$

式中:  $H$  为凝结量(mm);  $m$  为样品质量变化(g);  $r$  为微渗计的内径(cm);  $\rho$  为水的密度(g/cm<sup>3</sup>)。

**2.2.2 中子仪法** 用中子仪观测土壤容积含水率时,对土壤进行密封和不密封两种处理。密封处理:把自制的取土装置(25 cm×25 cm×10 cm)垂直插入3种典型下垫面的土壤中,小心地取出未扰动的土壤,用土钻在取完土的方坑中间打90 cm深的竖洞,埋设120 cm长的铝质中子管(地表外露20 cm高),并在方坑底部及四周铺上塑料薄膜,然后用胶带把中子管和塑料薄膜的连接处密封好,以隔绝上层土壤与外界的物质交换,最后把取土装置中的土壤放回原处。不密封处理:用土钻在3种下垫面的土壤中打100 cm深的竖洞,埋设长120 cm的中子管(地表外露20 cm高),为确保土壤之间正常的物质交换,未进行任何处理。让中子管与土壤紧密结合,稳定一周后,6月25日21:00开始每隔3 h用北京超能科技公司生产的CNC100型智能中子土壤水分仪监测0~10 cm土壤水分变化,计数时间采用32 s,每种类型3个重复。每次测量前首先测定中

子仪的标准读数,7月6-9日用环刀法测定土壤容积含水率并分时段进行标定,其标定关系式为:

$$y=aP/P_0+b \tag{2}$$

式中:  $y$  为容积含水率( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ );  $P$  为中子仪实测土壤计数;  $P_0$  为中子仪标准计数;  $a, b$  为拟合参数。

为了使土壤凝结水的测量结果更加精确,中子仪测定的土壤容积含水率每隔3 h标定一次。每个时刻标定公式如表1所示。

以土壤容积含水率表示的凝结水量转化为以高度表示的凝结水量,其计算公式为:

$$H=h\Delta y \tag{3}$$

表1 不同时刻土壤容积含水率标定曲线  
Tab.1 Calibration curves for measuring soil volumetric water content at different time points

时刻	标定曲线	$R^2$
0:00	$y=0.3498P/P_0+0.0125$	0.823**
3:00	$y=0.3655P/P_0+0.0124$	0.905**
6:00	$y=0.3595P/P_0+0.0133$	0.830**
9:00	$y=0.3542P/P_0+0.0150$	0.870**
12:00	$y=0.3660P/P_0+0.0115$	0.888**
15:00	$y=0.3770P/P_0+0.0103$	0.927**
18:00	$y=0.3880P/P_0+0.0093$	0.896**
21:00	$y=0.3858P/P_0+0.0097$	0.883**

注:\*\*表示0.01水平相关显著。

式中:  $H$  为凝结量( $\text{mm}$ );  $h$  为土层厚度( $\text{mm}$ );  $\Delta y$  为土壤容积含水率变化( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )。

2.2.3 微气象数据监测 采用自动气象监测站(ICT International, Sydney, Australia)对风速、大气相对湿度、地面温度和气温4项指标进行实时监测。所有气象监测传感器通过电缆连接到数据采集器(SL5 Data Logger and DataBus System, ICT International Pty Ltd, Sydney, Australia)。同时,用地温计同步记录不同下垫面5、10、15 cm处地温。

2.3 数据处理

不同下垫面土壤日均凝结水量的差异程度采用单因素方差分析(ANOVA),运用 $t$ 检验( $t$ -test)分析密封与不密封处理的土壤凝结水量的差异程度。数据统计分析采用SPSS 18.0软件完成,应用SigmaPlot 11.0绘图。

3 结果与分析

3.1 不同下垫面土壤凝结水动态变化特征

观测期间研究区3种下垫面的土壤凝结水量每天都在发生变化,同一下垫面土壤最大凝结水量是最小值的数倍(图1)。不同下垫面在同一观测日

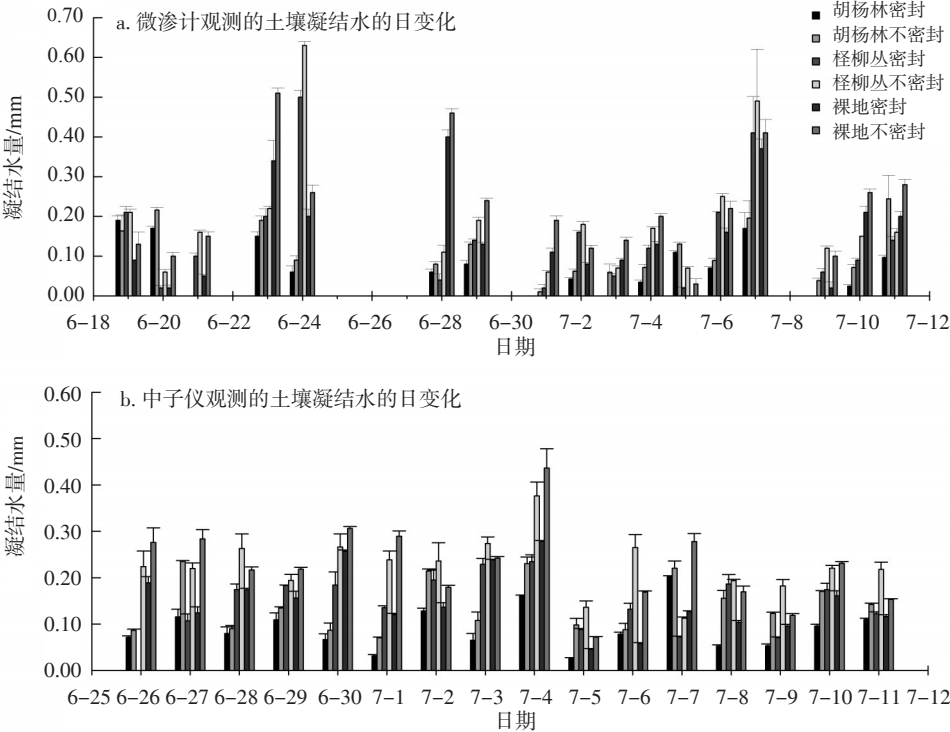


图1 微渗计(a)和中子仪(b)观测的不同下垫面土壤凝结水量的日变化特征  
Fig.1 Daily soil condensation water amounts observed using micro-lysimeters (a) and neutron probe (b) on different types of underlying surfaces at the experimental site (mean ± SE)



产生的土壤凝结水量也存在明显的差异。微渗计和中子仪观测结果均表明,观测期间研究区裸地形成的土壤凝结水总量最大,其次为柽柳丛,胡杨林最小(表2)。植被条件较好的胡杨林产生的土壤凝结水量小于植被条件较差的柽柳丛和裸地,说明植被条件和土壤凝结水量密切相关。这可能是因为植被的遮蔽作用使凝结水多形成于植物体表面,而地表凝结水量则相应减少。同时,高大植被区会形成不利于地表凝结水形成的小气候环境<sup>[23]</sup>。两种方法的观测结果均表明,3种下垫面不密封处理的土壤凝结水量显著大于密封处理的( $t<0.01$ )。微渗计观测的胡杨林、柽柳丛、裸地不密封处理的土壤凝结水总量分别为1.830、3.295、3.803 mm,而密封处理的土壤凝结水总量分别为1.261、2.486、2.578 mm。中子仪观测的胡杨林、柽柳丛、裸地不密封处理的土壤凝结水总量分别为2.253、3.619、3.638 mm,而密封处理的土壤凝结水总量分别为1.445、2.169、2.379 mm。日落后,土壤内部表层土壤的降温速率大于深层土壤,当表层土壤温度降低低于深层土壤温度时,土壤深层水汽便在温度梯度的作用下向地表运移<sup>[17,20]</sup>。通过分析3种下垫面5、10、15

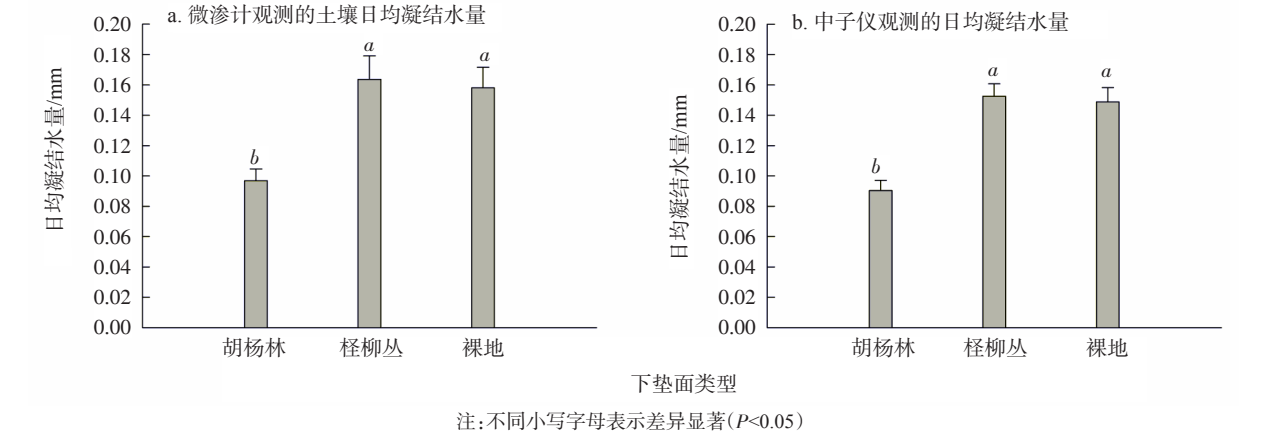
cm处地温发现,20:00时5 cm处地温高于10、15 cm处地温;由于5 cm处地温降温速率大,21:00-次日08:00,5 cm处地温均低于10、15 cm处地温,期间15 cm处地温最高,10 cm处次之,但均高于同时刻气温。不密封处理的土壤既有空气中的水汽凝结量,又有地表以下某一深度以上土壤孔隙中的水汽凝结量,而密封处理的土壤由于底部完全密封,只有空气中的水汽凝结量,所以不密封处理的土壤凝结水量显著大于密封处理的,这与孙自永等<sup>[17]</sup>和王冠丽等<sup>[24]</sup>的研究结论一致。由此可以说明,土壤凝结水的水汽来源主要有两个方面:①空气中的水汽,包括近地表空气中的水汽、植物蒸腾和呼吸作用散逸的水汽、地面蒸发的水汽;②地表以下某一深度以上的土壤空隙中的水汽<sup>[20]</sup>。

两种方法的观测结果均表明,观测期间研究区柽柳丛土壤日均凝结水量最大,其次为裸地,胡杨林最小(图2)。这可能是由于柽柳丛中土壤凝结水的水汽除源自周围空气中的水汽外,低矮的柽柳丛蒸腾和呼吸作用散逸的水汽也占很大比例。方静等在荒漠绿洲边缘沙地不同生境凝结水的研究中也证实了这一结论<sup>[19]</sup>。方差分析显示,微渗计和中

表2 微渗计和中子仪观测的密封处理的不同下垫面土壤凝结水量

Tab.2 Soil condensation water amounts observed using micro-lysimeters and neutron probe based on the unconnected treatment on different types of underlying surfaces

下垫面类型	微渗计		中子仪	
	总凝结水量/mm	日均凝结水量/mm	总凝结水量/mm	日均凝结水量/mm
胡杨林	1.261	0.097	1.445	0.090
柽柳丛	2.486	0.164	2.169	0.152
裸地	2.578	0.158	2.379	0.149



子仪观测结果均表明不同下垫面类型土壤日均凝结水量间存在极显著差异( $P<0.01$ )。其中,裸地与胡杨林土壤日均凝结水量间存在显著差异( $P<0.01$ );柽柳丛土壤日均凝结水量和胡杨林的之间存在显著差异( $P<0.01$ ),与裸地间的差异则不显著。

3.2 不同下垫面土壤凝结水形成过程

观测期间研究区土壤凝结水基本发生在晚上22:00至次日凌晨09:00。微渗计和中子仪观测的3种下垫面土壤凝结水量的变化趋势基本一致,均呈双峰曲线(图3)。凝结过程一般从22:00左右开始,凝结速率首先呈增加趋势。微渗计观测结果显示,02:00左右胡杨林和裸地土壤凝结水量达到第1个峰值,而柽柳丛土壤凝结水量的第1个峰值则出现在04:00左右。中子仪观测结果表明,3种下垫面土壤凝结水量均在03:00左右达到第1个峰值。此时气温和地表温度均下降至较小值,且达到露点,大气相对湿度随气温降低而不断增大,当空气中水汽遇到温度较低的地表时,水汽液化形成凝结水附着

在土壤表面。土壤凝结水量达到峰值之后,凝结速率开始下降,微渗计和中子仪观测结果同时表明3种下垫面土壤凝结水量均在06:00左右达到较小值。6:00之后凝结速率增大,微渗计观测显示8:00左右出现第2个峰值,而中子仪在09:00左右观测到第2个峰值。在大多数日出后,土壤凝结水在一定时间范围内仍然存在。不同观测日土壤凝结水量的变化趋势存在一定的差异,7月5日夜间接微渗计和中子仪观测数据表明,土壤凝结水开始出现在22:00左右,之后凝结速率迅速减小,在00:00左右达到最小值。同步气象监测数据显示,22:00-00:00之间风速较大,不利于凝结,随着风速的减小,土壤凝结水量在03:00-04:00左右达到峰值,之后变化趋势与7月4日夜间接的基本一致。两种观测方法的加密数据同时也显示,不密封处理产生的土壤凝结水量大于密封处理的土壤凝结水量。

3.3 土壤凝结水量与气象因子的关系

土壤凝结水是指地面温度和表层地温达到露

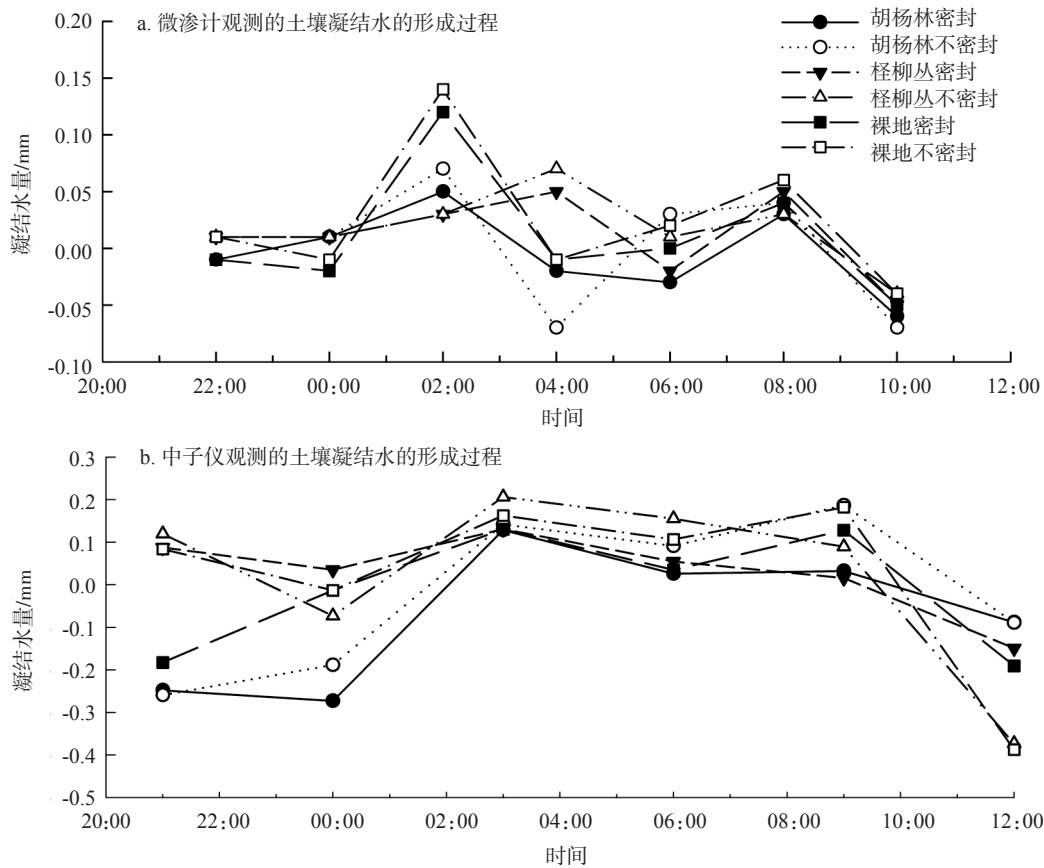


图3 微渗计(a)和中子仪(b)观测的不同下垫面土壤凝结水的形成过程

Fig.3 Diurnal dynamics of soil condensation water amounts observed using micro-lysimeters (a) and neutron probe (b) on different types of underlying surfaces during July 4 night

点时,在地面和表层土壤中,大气水汽和土壤孔隙水汽由汽态水凝结而成的液态水,并成为土壤水的组成部分<sup>[25]</sup>。一般而言,土壤凝结水在日落后开始形成,主要与露点温度、近地表气温、地温、大气相对湿度、风速等气象因子有密切关系。在白天,气温和地面温度升高,而露点却下降,一般不具备土壤凝结水发生的条件<sup>[20]</sup>。通常地温的变化速率大于气温,而且表层地温变化速率最快,随着深度增加,地温变幅减少且变速减慢<sup>[25]</sup>。观测期间研究区凝结现象从21:00-22:00左右开始,02:00-03:00左右达到第1个峰值前,随着近地表气温和地温的降低,土壤凝结水量呈增加的趋势(图4)。而微渗计和中子仪观测的土壤凝结水量较小值均出现在温度较低的06:00左右,气象数据显示,05:00-06:00风速较大,从而影响土壤凝结水的形成。08:00-09:00左右近地表气温和地温均降至最低时,土壤凝结水量出现第2个峰值,之后随着温度的升高,土壤凝结水量减少,10:00左右凝结过程结束。不同下垫

面土壤凝结水量与大气相对湿度的变化趋势基本致(图5)。22:00之后,随着大气相对湿度的增加,土壤凝结水量也迅速增大,08:00左右大气相对湿度达到最大值,此时,土壤凝结水量达到第2个峰值,之后随着大气相对湿度的减少,土壤凝结水量随之减小。风是影响水汽扩散的主要因子,进而影响凝结水的形成。因此,适当的风速可以补充近地表的水汽,增大凝结水形成的概率<sup>[26]</sup>。对于凝结水的形成来说,3.05~3.66 m/s的风速是最适宜的,超过4.57 m/s的风速一般不利于凝结水的形成<sup>[27]</sup>。观测期间,研究区最大风速为3.90 m/s,大多数时间风速均小于3.66 m/s,为土壤凝结水的形成创造了条件。

4 结论和讨论

微渗计和中子仪观测结果表明,塔里木河下游地区在植被生长旺盛季存在土壤凝结水。微渗计和中子仪观测结果均显示观测期间裸地产生的土

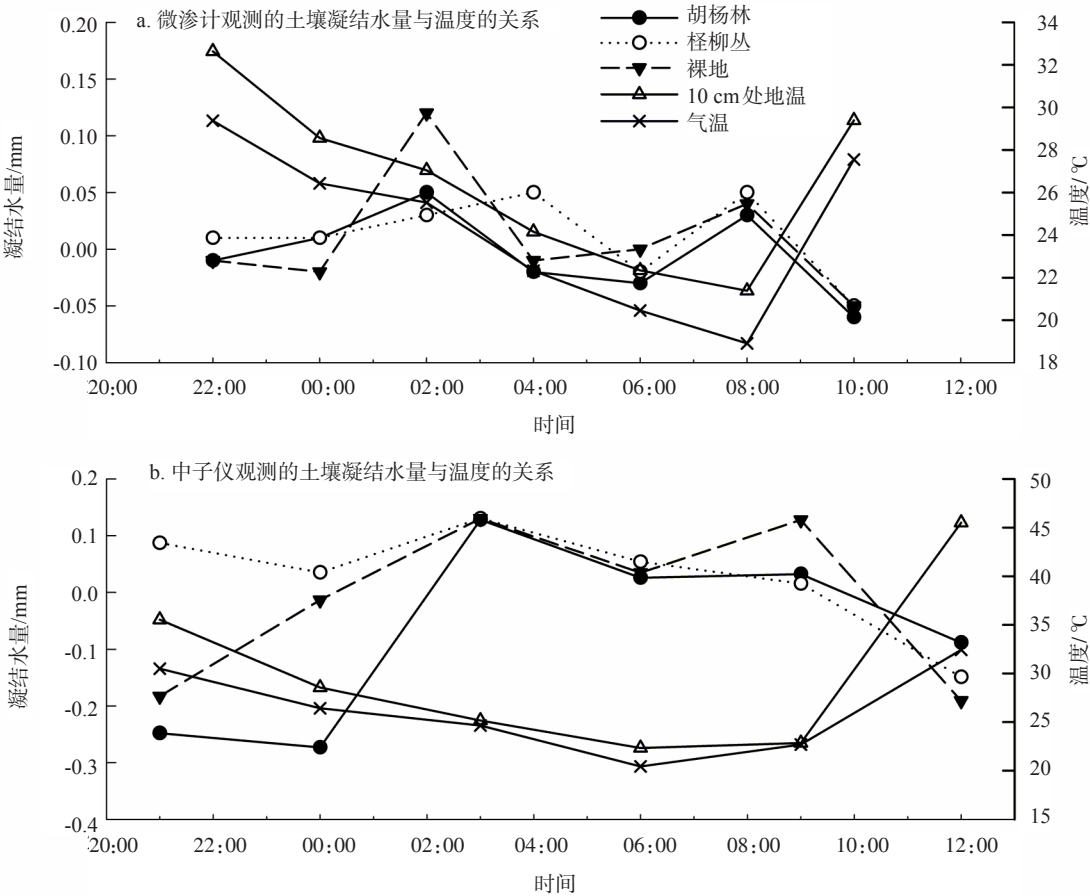


图4 微渗计(a)和中子仪(b)观测的密封处理的不同下垫面土壤凝结水量与温度的关系

Fig.4 Relationship between soil condensation water amounts observed using micro-lysimeters (a) and neutron probe (b) and temperature based on the unconnected treatment on different types of underlying surfaces

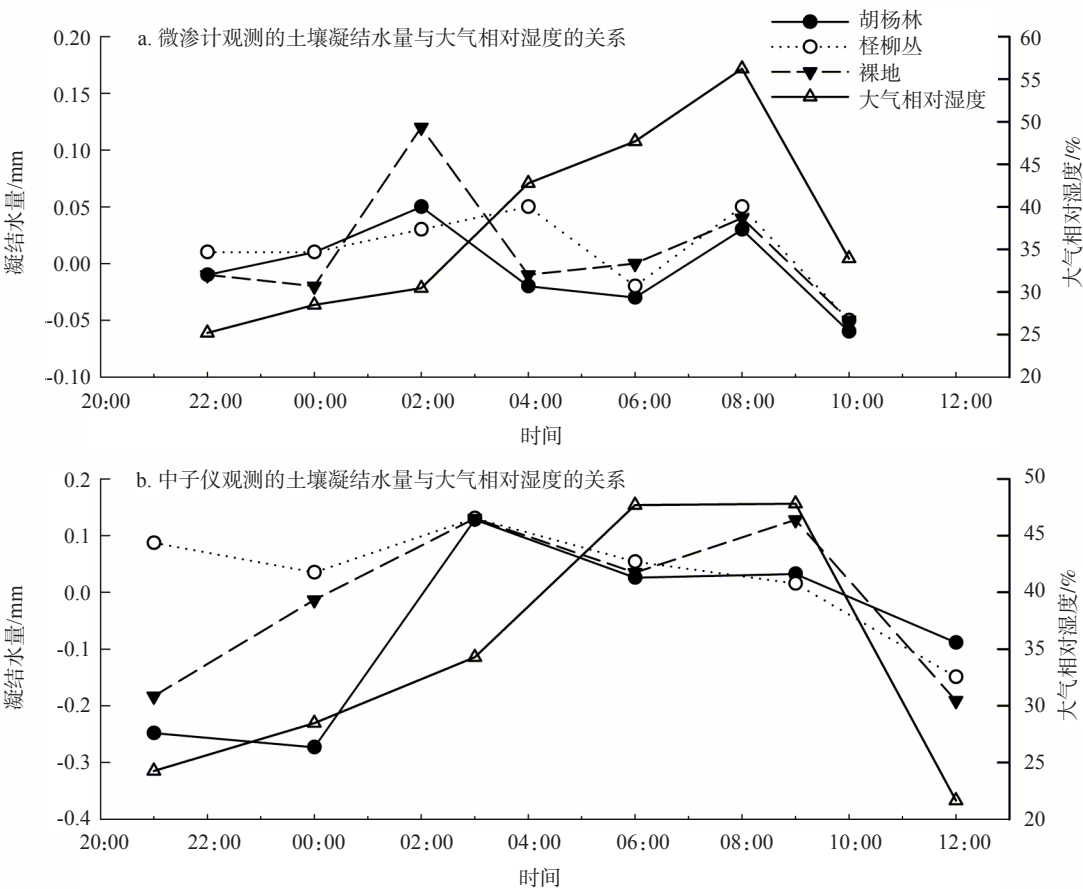


图5 微渗计(a)和中子仪(b)观测的密封处理的不同下垫面土壤凝结水量与大气相对湿度的关系  
Fig.5 Relationship between soil condensation water amounts observed using micro-lysimeters (a) and neutron probe (b) and air relative humidity based on the unconnected treatment on different types of underlying surfaces

壤凝结水总量最大,其次为怪柳丛,而胡杨林形成的土壤凝结水总量最小。植被条件较好的胡杨林土壤凝结水量小于植被条件较差的怪柳丛和裸地,说明植被条件和土壤凝结水量密切相关。刘新平等在科尔沁沙地不同生境土壤凝结水的试验研究中也证实了这一结论<sup>[23]</sup>。两种方法的观测结果同时也表明,观测期间研究区怪柳丛土壤日均凝结水量最大,其次为裸地,胡杨林最小。方差分析显示,不同下垫面类型土壤日均凝结水量之间存在极显著差异( $P<0.01$ )。土壤凝结水的水汽来源主要有两个方面:①空气中的水汽,包括近地表空气中的水汽、植物蒸腾和呼吸作用散逸的水汽、地面蒸发的水汽;②来源于地表以下某一深度以上的土壤空隙中的水汽<sup>[20]</sup>。观测期间研究区土壤凝结水基本发生在晚上22:00至次日凌晨09:00。张静等在古尔班通古特沙漠的研究发现,凝结现象自22:00开始至08:00结束,有时能持续至10:00左右<sup>[18]</sup>,与本文

结论相符。观测起止时刻不同,土壤凝结水量和土壤凝结水的持续时间可能存在一定的差异,因此,观测起止时刻的选择要适当。微渗计和中子仪观测的3种下垫面土壤凝结水量的变化趋势基本一致,均呈双峰曲线,这与Liu等<sup>[15]</sup>在沙坡头地区的研究结果基本一致。土壤凝结水量主要与地表温度、气温、大气相对湿度、风速等因子密切相关。

观测期间,6月22日、25-27日、30日均出现大风和沙尘天气,为排除风沙对观测结果的影响,这几天未采用微渗计进行观测。采用中子仪观测时,由于稳定一周后开始试验,无法与微渗计观测结果进行完整的对比。中子仪观测表层土壤含水率可能误差较大,为了使土壤凝结水的测量结果更加精确,中子仪测定的土壤容积含水率每隔3 h标定一次。另外,由于野外试验条件的限制,仅选择在植物生长比较旺盛的6-7月份进行了土壤凝结水的观测,未能在塔里木河下游地区进行一个水文年甚至



更长期的连续观测。这些因素可能会对试验结果造成一定的影响。在以后的凝结水试验中,应重点研究凝结水的观测方法,既要保证观测的连续性,又能确保观测结果的精确性。例如,从能量平衡的角度研究凝结水,对塔里木河下游等风沙较大的地区显得尤为重要。凝结水具有重要的生态意义,它可以为一些浅根性耐干旱植物的生存提供所需的最低限度的水分条件,是荒漠区浅根性耐干旱植物赖以生存的重要保证<sup>[20]</sup>。为了深刻认识凝结水的生态作用,应重点研究干旱胁迫下植物对凝结水的生理生态响应,并对凝结水进行长期观测,从而为塔里木河下游生态需水量的合理估算和植被恢复提供一定的科学依据。

## 参考文献

- [1] 蒋瑾,王康富,张维静. 沙地凝结水及其在水分平衡作用中的研究. 干旱区研究, 1993, 10(2): 1-9.
- [2] Evenari M. Ecology of the Negev Desert: A critical review of our knowledge//Shuval H. Developments in Arid Zone Ecology and Environmental Quality. Philadelphia, PA: Balaban ISS, 1981: 1-33.
- [3] 庄艳丽, 赵文智. 干旱区凝结水研究进展. 地球科学进展, 2008, 23(1): 31-38.
- [4] Duvdevani S. Dew in Israel and its effect on plants. Soil Sciences, 1964, 98(1): 14-21.
- [5] Shachak M, Jones C G, Granot Y. Herbivory in rocks and the weathering of a desert. Science, 1987, 236: 1098-1099.
- [6] Jacobs A F G, Heusinkveld B G, Berkowicz S M. Dew deposition and drying in a desert system: A simple simulation model. Journal of Arid Environments, 1999, 42(3): 211-222.
- [7] Kidron G J, Herrnsstadt I, Barzilay E. The role of dew as a moisture source for sand microbiotic crusts in the Negev Desert, Israel. Journal of Arid Environments, 2002, 52(4): 517-533.
- [8] Gutterman Y, Shem-Toy S. Mucilaginous seed coat structure of *Carrichtera annua* and *Anastatica hierochuntica* from the Negev Desert highlands of Israel, and its adhesion to the soil crust. Journal of Arid Environments, 1997, 35(4): 695-705.
- [9] Li X Y. Effects of gravel and sand mulches on dew deposition in the semiarid region of China. Journal of Hydrology, 2002, 260(1-4): 151-160.
- [10] Agam N, Berliner P R. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments: A review. Journal of Arid Environments, 2006, 65(4): 572-590.
- [11] Richards K. Observation and simulation of dew in rural and urban environments. Progress in Physical Geography, 2004, 28(1): 76-94.
- [12] Kidron G J. A simple weighing method for dew and fog measurements. Weather, 1998, 53(12): 428-433.
- [13] Agam N, Berliner P R. Diurnal water content changes in the bare soil of a coastal desert. Journal of Hydrometeorology, 2004, 5(5): 922-933.
- [14] Kidron G J. Angle and aspect dependent dew and fog precipitation in the Negev desert. Journal of Hydrology, 2005, 301(1-4): 66-74.
- [15] Liu L C, Li S Z, Duan Z H, et al. Effects of microbiotic crusts on dew deposition in the restored vegetation area at Shapotou, northwest China. Journal of Hydrology, 2006, 328(1-2): 331-337.
- [16] 王积强. 关于“土壤凝结水”问题的探讨. 干旱区地理, 1993, 16(2): 58-62.
- [17] 孙自永, 余绍文, 周爱国, 等. 新疆罗布泊地区凝结水试验. 地质科技情报, 2008, 27(2): 91-96.
- [18] 张静, 张元明, 周晓兵, 等. 生物结皮影响下沙漠土壤表面凝结水的形成与变化特征. 生态学报, 2009, 29(12): 6600-6608.
- [19] 方静, 丁永建. 荒漠绿洲边缘凝结水量及其影响因子. 冰川冻土, 2005, 27(5): 755-760.
- [20] 郭占荣, 韩双平. 西北干旱地区凝结水试验研究. 水科学进展, 2002, 13(5): 623-628.
- [21] 陈荷生, 康跃虎. 沙坡头地区凝结水及其在生态环境中的意义. 干旱区资源与环境, 1992, 6(2): 63-72.
- [22] Todd R W, S R Evett, Howe H T A, et al. Soil temperature and water evaporation of small steel and plastic lysimeters replaced daily. Soil Science Society of American Journal, 2000, 165(11): 890-895.
- [23] 刘新平, 何玉惠, 赵学勇, 等. 科尔沁沙地不同生境土壤凝结水的试验研究. 应用生态学报, 2009, 20(8): 1918-1924.
- [24] 王冠丽, 刘廷玺, 孙铁军, 等. 不同利用方式下沙地土壤凝结水变化规律野外试验分析. 中国沙漠, 2009, 29(2): 254-258.
- [25] 郭占荣, 刘建辉. 中国干旱半干旱地区土壤凝结水研究综述. 干旱区研究, 2005, 22(4): 576-580.
- [26] Beysens D. The formation of dew. Atmospheric Research, 1995, 39(1-3): 215-237.
- [27] Monteith J L. Dew. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1957, 83(357): 322-341.



## Measurements of Soil Condensation Water on Different Types of Underlying Surfaces in Extreme Arid Region

GUO Bin<sup>1,2</sup>, LI Weihong<sup>1</sup>, HAO Xingming<sup>1</sup>, LI Baofu<sup>1,2</sup>, CAO Zhichao<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, CAS, Urumqi 830011, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** Condensation water is an important water source in arid ecosystems. To understand the characteristics of soil condensation water during growing season in extreme arid regions, micro-lysimeters and neutron probe were used to measure the amounts and duration of soil condensation water on different types of underlying surfaces (*Populus euphratica* forest, *Tamarix* bushes and bare land) in the lower reaches of the Tarim River. The results showed that the maximum total soil condensation amount occurred on the surface of bare land. The minimum total soil condensation amount was accumulated on the underlying surface of *Populus euphratica* forest. Soil condensation amounts of the connected treatment were significantly larger than those of the unconnected treatment ( $t < 0.01$ ). The average daily soil condensation amount varied with types of underlying surfaces with the maximum condensation amount occurred on the underlying surface of *Tamarix* bushes, while the minimum condensation amount was created on the underlying surface of *Populus euphratica* forest. ANOVA analysis results indicated that the average daily soil condensation amounts on different types of underlying surfaces were significantly different ( $P < 0.01$ ). Diurnal dynamics trend of soil condensation amounts on different types of underlying surfaces showed a clear double-peak curve. Soil condensation water began at 22:00 and ended at 09:00 the next morning. The formation of soil condensation water was mainly affected by atmospheric temperature, relative humidity, soil surface temperature, wind speed and types of underlying surfaces. The results may assist in the calculation of rational ecological water demand and provide scientific supports for ecological restoration in the lower reaches of the Tarim River.

**Key words:** arid region; condensation water; micro-lysimeters; neutron probe; Tarim River

本文引用格式:

郭斌, 李卫红, 郝兴明, 等. 极端干旱区不同下垫面土壤凝结水试验研究. 地理科学进展, 2012, 31(9): 1171-1179.