

科尔沁沙地不同生境土壤凝结水的试验研究*

刘新平^{1,2,*} 何玉惠^{1,2} 赵学勇^{1,2} 李玉霖^{1,2} 李玉强^{1,2} 李衍青^{1,2} 李世民³

(¹ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所奈曼沙漠化研究站, 兰州 730000; ² 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所逆境生理生态与生物技术实验室, 兰州 730000; ³ 奈曼旗水务局, 内蒙古奈曼 028300)

摘要 2007年8月采用称量法研究了科尔沁沙地4种生境(流动沙地、固定沙地、农田和樟子松林)土壤凝结水形成的时间以及凝结水的数量。结果表明 20 00—22 00 间, 研究区土壤凝结水开始逐渐形成 22 00—4 00 时段的土壤凝结水波动增大 4 00 之后土壤凝结水开始逐渐蒸发损失。科尔沁沙地4种生境0~9 cm 土层是土壤凝结水的主要形成层, 其中 0~3 cm 土层所占比例最大, 约占总凝结水量的40%。9~30 cm 土层仍有凝结水形成, 但凝结水量较少。4种生境0~3 cm 土层的凝结水量在时间上存在较大差异。0~3 cm 土层日均凝结水量大小依次为固定沙地>流动沙地>农田>樟子松林, 说明植被条件较好的生境反而不利于土壤凝结水的形成。0~30 cm 土层日均凝结水量以固定沙地最多(约0.172 mm), 以农田最少(为0.110 mm), 流动沙地和樟子松林地分别为0.120和0.128 mm。

关键词 科尔沁沙地 生境 凝结水 凝结水量

文章编号 1001-9332(2009)08-1918-07 中图分类号 S152.71 文献标识码 A

Soil condensation water in different habitats in Horqin sandy land : An experimental study.
LIU Xin-ping^{1,2}, HE Yu-hui^{1,2}, ZHAO Xue-yong^{1,2}, LI Yu-lin^{1,2}, LI Yu-qiang^{1,2}, LI Yan-qing^{1,2}, LI Shi-min³ (¹ Naiman Desertification Research Station, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; ² Stress Ecophysiology and Biotechnology Laboratory, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; ³ Naiman Bureau of Water Affairs, Naiman 028300, Inner Mongolia, China). -Chin. J. Appl. Ecol. 2009 20(8): 1918-1924.

Abstract : Weighing method was adopted to study the formation time and the amount of soil condensation water in four habitats (mobile sandy land, fixed sandy land, farmland, and Mongolian pine forest land) in Horqin Sandy Land in August 2007. The soil condensation water began to form at 20 00-22 00, increased gradually at 22 00-4 00, and began to evaporate after 4 00. In the four habitats, soil condensation water was mainly formed in 0-9 cm layer, and the amount was the greatest in 0-3 cm layer, accounting for 40% of the total. The soil condensation water also formed in 9-30 cm layer, but in very small amount. There was a greater difference in the mean daily amount of soil condensation water in 0-3 cm layer in the four habitats, with the sequence of fixed sandy land > mobile sandy land > farmland > Mongolian pine forest land, which indicated that the habitat with better vegetation condition was not benefit the formation of soil condensation water. The mean daily amount of soil condensation water in 0-30 cm layer was 0.172 mm in fixed sandy land, 0.128 mm in Mongolian pine forest land, 0.120 mm in mobile sandy land, and 0.110 mm in farmland.

Key words : Horqin sandy land ; habitat ; condensation water ; condensation amount.

作为稳定持续的水资源,干旱和半干旱地区的
* 国家自然科学基金项目(40801036)、中国科学院西部之光西部博士项目(O928641001)和中国科学院重点方向性项目(KZCX2-YW-431)资助。
* * 通讯作者。E-mail : xpluihyh@126.com
2008-12-12 收稿, 2009-05-25 接受。

凝结水量尽管相对微少,但其被认为是非常重要的水资源^[1-2],特别是对浅根系植物以及微生物和小型土壤动物尤为重要^[3-5],甚至有学者认为土壤凝结水是沙漠地区浅层淡水的主要来源^[6]。但是,关于凝结水的研究也存在诸多争议,造成争议的原因

之一在于研究方法的差异,目前国际上尚没有通用的方法或仪器,以往的研究主要采用微渗仪^[7-9]、称量法和人造凝结面(artificial condensing plate)来观测^[10];另一方面原因则在于研究生境和地域的不同。目前,关于科尔沁沙地不同生境土壤凝结水的形成过程和数量的研究相对较少。为此,本文采用称量法于2007年8月定量研究了科尔沁沙地土壤凝结水形成的时间、深度变化及数量,旨在为深入研究科尔沁沙地凝结水的生态水文作用及半干旱沙地水资源的合理评价提供理论依据。

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区概况

研究区位于科尔沁沙地东南部的奈曼旗境内(42°55' N,120°43' E,海拔358 m)。该区属温带大陆性季风气候,春季干旱多风,夏季炎热、雨量集中,秋季凉爽短促,冬季寒冷而漫长,年均气温5.8℃~6.4℃,年均降水量355.8 mm,6—8月的降水量占全年降水量的70%~80%,年蒸发量1500~2500 mm,近70%的蒸发发生在4—7月。研究区土壤类型为风沙土,地貌类型为流动沙丘、半固定沙丘、固定沙丘、面积不等的平缓沙地和低洼地交错分布。地下水平均埋深5.5~8.5 m,近年来由于农区抽灌的影响,水位呈现持续下降的态势。

1.2 研究方法

1.2.1 样地设置 在中国科学院奈曼沙漠化研究站周边选择农田(NT,50 m×80 m)、固定沙地(GS,100 m×100 m)、流动沙地(LS,100 m×100 m)、樟子松(*Pinus sylvestris* var. *mongolia*)林(LX,140 m

×200 m)4种生境,研究土壤凝结水的形成过程和数量。农田为站内玉米(*Zea mays*)地,为成熟期,平均株高1.6 m,株行距10 cm×30 cm,土壤为沙壤土;其他样地均位于站区西面的沙地中,离站区300 m,土壤均为沙土。固定沙地主要有虫实(*Corispermum macrocarpum*)和狗尾草(*Setaria viridis*)等草本植物,流动沙地为无植物生长的裸沙丘,樟子松林株行距为2 m×2 m,平均株高8 m,林下有稀疏的狗尾草、糙隐子草(*Cleistogenes squarrosa*)等植物。样地土壤的物理特性见表1。

1.2.2 土壤凝结水的测定 采用目前较为常用的称量法测定土壤凝结水。试验装置为自制的凝结水实验桶(图1),实验桶由10个自下而上依次叠扣的载土圆环和放置圆环的PVC桶组成,实验桶上下可封盖。PVC桶高33.0 cm,直径13.0 cm,底端3.0 cm处打孔用细尼龙绳编成孔径为1.0 cm的网状,以便载土圆环的放置和土壤中水汽的传输。载土圆环为

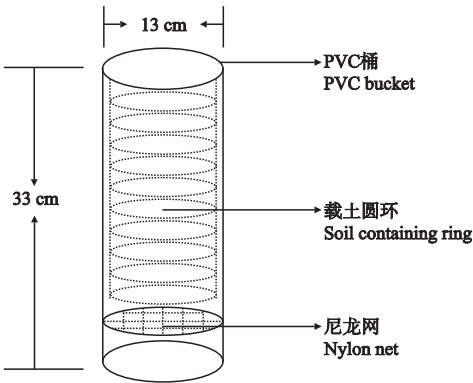


图1 实验装置简图
Fig.1 Sketch of experimental device.

表1 样地土壤的物理特性
Tab.1 Soil physical properties in the sampling plots

样地 Plot	土层深度 Soil depth (cm)	田间持水量 Field capacity (%)	孔隙度 Porosity (%)	容重 Bulk density (g · cm ⁻³)	机械组成 Soil mechanical composition (%)				
					>0.5 mm	0.5 ~ 0.25 mm	0.25 ~ 0.1 mm	0.1 ~ 0.05 mm	<0.05 mm
NT	0 ~ 10	25.56	45.28	1.45	0	33.34	33.87	23.43	9.36
	10 ~ 20	23.90	42.26	1.53	0	42.49	32.97	16.04	8.50
	20 ~ 30	24.06	43.02	1.51	0	40.04	38.70	15.69	5.57
GS	0 ~ 10	18.87	41.73	1.54	4.22	51.99	36.66	3.17	3.96
	10 ~ 20	18.96	41.24	1.56	6.19	53.12	35.24	2.25	3.21
	20 ~ 30	17.53	41.05	1.56	6.65	52.42	35.61	2.17	3.15
LS	0 ~ 10	14.43	41.13	1.56	2.36	38.28	52.88	3.06	3.42
	10 ~ 20	12.28	40.00	1.59	0.98	41.76	52.82	1.39	3.05
	20 ~ 30	13.75	40.38	1.58	1.84	43.47	48.92	1.83	3.94
LX	0 ~ 10	16.20	42.61	1.52	4.07	33.31	43.27	8.19	11.16
	10 ~ 20	17.83	43.83	1.49	5.11	31.17	49.11	5.51	9.10
	20 ~ 30	15.58	40.75	1.57	2.66	45.64	42.18	2.40	7.13

NT：农田 Farmland；GS：固定沙地 Fixed sandy land；LS：流动沙地 Mobile sandy land；LX：樟子松林 *Pinus sylvestris* var. *mongolica* forest。下同
The same below.

PVC 管,环高度 3.0 cm,内径 10.68 cm,上部不封顶,底部绷有 0.025 mm 的尼龙筛网.每个样地设 3 组试验装置,每组试验装置间隔 2 m.

开始试验时,在载土圆环内装入样地对应深度的土壤,并做好标记,按照原土壤深度将圆环依次叠扣放入 PVC 桶中,在取土孔中放入事先做好的直径 16 cm 的 PVC 管,然后将桶置于样地,载土圆环顶面与地面齐平,在不同时段测定圆环的质量变化.每层载土圆环中形成的凝结水数量的计算公式为:

$$h = m / \pi \rho r^2 \times 10$$

(1)

式中: h 为凝结水量(mm); m 为沙土质量的变化(g); r 为圆环半径(mm); ρ 为水密度($\text{g} \cdot \text{mm}^{-3}$),取 $1.0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.各观测日土壤凝结水总量为各层土壤凝结水量的累加值.

2007 年 8 月 6 日—9 月 3 日进行土壤凝结水的观测,期间共观测 11 次.观测时间 18:00 至次日 8:00,每 2 h 观测 1 次.

1.3 数据处理

利用 SPSS 13.0 软件对所测数据进行单因素方

差分析和回归分析.

2 结果与分析

2.1 科尔沁沙地土壤凝结水形成的时间变化

从图 2 可以看出,18:00—20:00 科尔沁沙地表层(0~3 cm)土壤水以蒸发为主,20:00—22:00,土壤凝结水开始逐渐形成,21:00 前后载土圆环的质量增量首次出现正值,在 22:00 出现凝结量的第 1 个峰值,其凝结量在 0.01~0.05 mm,22:00—4:00,土壤凝结水的波动较大,不同观测日和不同生境之间的差异也较大,但均在 2:00—4:00 出现第 2 个峰值,该时段正是研究区黎明或日出期间,形成的凝结水量相对较大,4:00 之后随着太阳的升起,气温和土壤表面温度开始升高,夜间形成的凝结水开始逐渐蒸发损失,大约在 5:00—8:00,载土圆环的质量小于首次称量时的质量.不同生境表层土壤凝结水形成的时间基本一致,但在数量上存在较大差异.3~30 cm 土层受深层土壤水分和地温的影响,土壤凝结水的形成时间没有明显的规律.

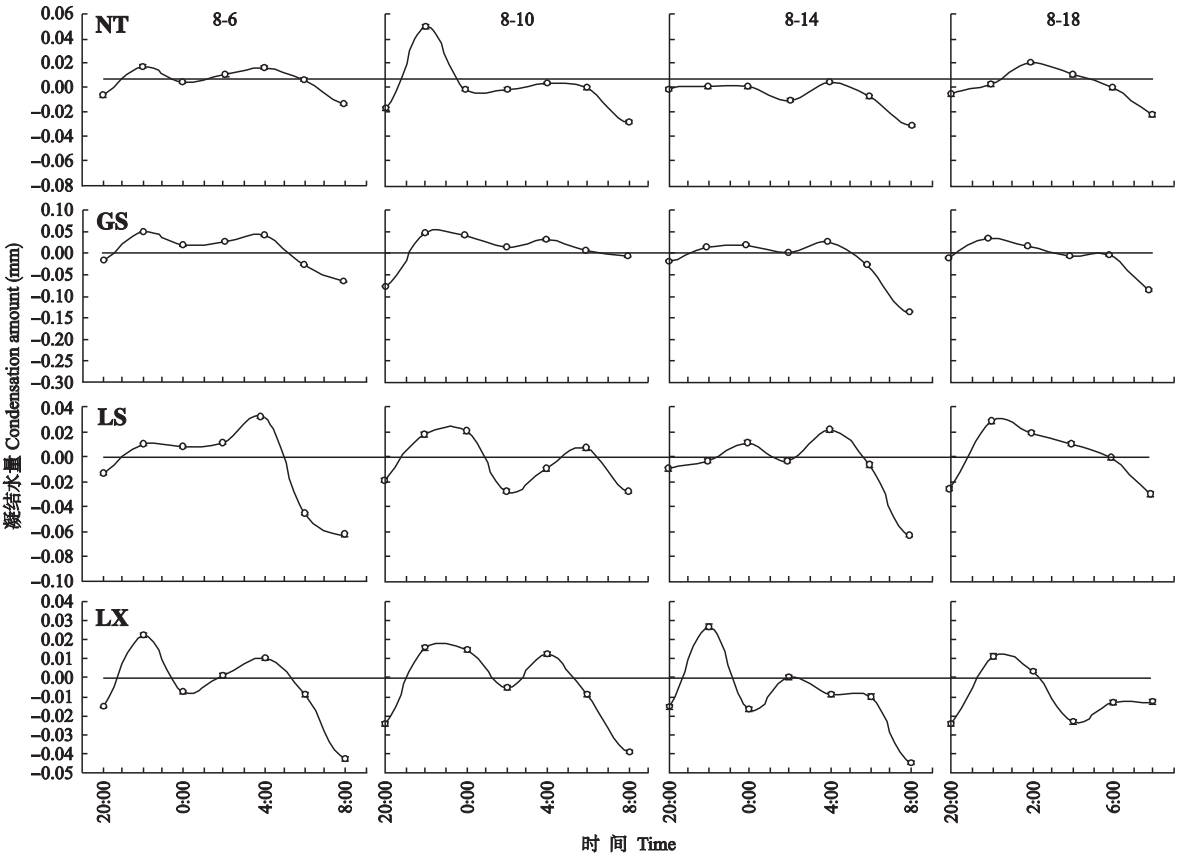


图 2 研究区表层土壤(0~3 cm)凝结水的时间动态

Fig. 2 Temporal dynamics of condensation water in surface soil (0~3 cm) of the study area (mean ± SD).

NT: 农田 Farmland; GS: 固定沙地 Fixed sandy land; LS: 流动沙地 Mobile sandy land; LX: 樟子松林 Pinus sylvestris var. mongolica forest. 下同 The same below.

表 2 研究区土壤凝结水形成深度的频数统计
Tab.2 Frequency statistics of formation depth of soil condensation water in the study area

土壤深度 Soil depth (cm)	NT	GS	LS	LX
0 ~ 3	11	11	11	11
3 ~ 6	8	9	10	10
6 ~ 9	8	9	10	9
9 ~ 12	5	8	8	6
12 ~ 15	5	9	5	7
15 ~ 18	2	7	5	4
18 ~ 21	2	5	3	5
21 ~ 24	2	4	2	2
24 ~ 27	2	3	3	6
27 ~ 30	2	2	2	3

2.2 科尔沁沙地土壤凝结水的垂直变化

科尔沁沙地 0 ~ 30 cm 土层均能产生凝结水 ,但随着土层深度的增加 ,形成凝结水的频率逐渐减少 (表 2). 由图 3 可以看出 ,研究区土壤凝结水主要形成于 0 ~ 9 cm 土壤深度 ,其中 ,农田 0 ~ 3 cm 土层的凝结水量占总凝结水量的 40.29% ,3 ~ 6 cm 土层占 13.71% ,6 ~ 9 cm 土层占 11.74% ;固定沙地 0 ~ 3 cm 土层凝结水量占总凝结水量的 42.7% ,3 ~ 6 cm 和 6 ~ 9 cm 土层分别占 24.06% 和 9.71% ;流动沙地 0 ~ 3 cm 土层凝结水量占总凝结水量的 45.58% ,3 ~ 6 cm 和 6 ~ 9 cm 土层分别占 17.27% 和 14.09% ;樟子松林地 0 ~ 3 cm 土层凝结水量占总凝结水量的 33.38% ,3 ~ 6 cm 和 6 ~ 9 cm 土层分别占 24.81% 和 12.1% ;研究区各生境 9 ~ 30 cm 土层凝结水量所占比例均较小 . 回归分析显示 (表 3) ,科尔沁沙地 4 种生境各土层凝结水量与土壤深度之间的拟合关系以幂函数形式最好 ,且回归方程均达到极显著水平 ($P < 0.01$). 从观测期日平均凝结水量来看 ,固定沙地最多 (约 0.172 mm) ,农田最少

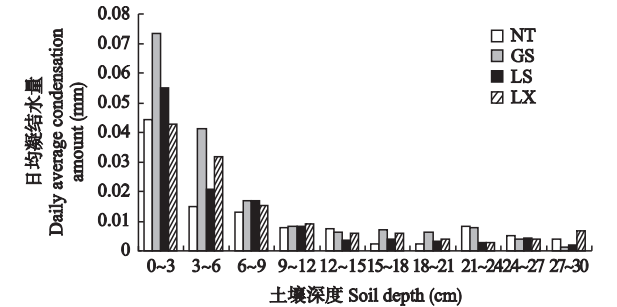


图 3 科尔沁沙地土壤凝结水量的垂直变化
Fig.3 Vertical variation of soil condensation amount in Horqin Sand Land.

表 3 研究区土壤凝结水量与土层深度的回归模型
Tab.3 Regression model of soil condensation amount with soil depth in the study area

样地 Sample site	回归方程 Regression equation	R^2
NT	$h = 0.387 D^{-1.028}$	0.736 **
GS	$h = 0.966 D^{-1.506}$	0.859 **
LS	$h = 0.615 D^{-1.414}$	0.932 **
LX	$h = 0.533 D^{-1.157}$	0.870 **

** $P < 0.01$, h :各层土壤凝结水量 Soil condensation amount of different layers(mm) ; D 土层深度 Soil depth (cm).

(0.110 mm) ,流动沙地和樟子松林地分别为 0.120 和 0.128 mm.

2.3 科尔沁沙地表层土壤的凝结水量

由图 4 可以看出 ,研究区 4 种生境表层(0 ~ 3 cm)土壤凝结水量每天都在发生变化 ,这与天气状况 ,主要是地表温度、土壤温度、气温、空气湿度、风速、土壤水分等因子具有直接关系 ;且同一观测日不同生境的表层土壤凝结水量也存在差异 . 观测期间 ,研究区农田、固定沙地、流动沙地表层土壤凝结水量在 8 月 14 日达最低值 ,而樟子松林表层土壤凝结水量的最低值却出现在 8 月 18 日 ,在 8 月 26 日之后 ,农田、固定沙地和樟子松林表层土壤凝结水量在波动中下降 ,但流动沙地却呈波动上升趋势 .

研究区固定沙地表层土壤的日均凝结水量最多 ,其次为流动沙地和农田 ,樟子松林最小 (图 5).

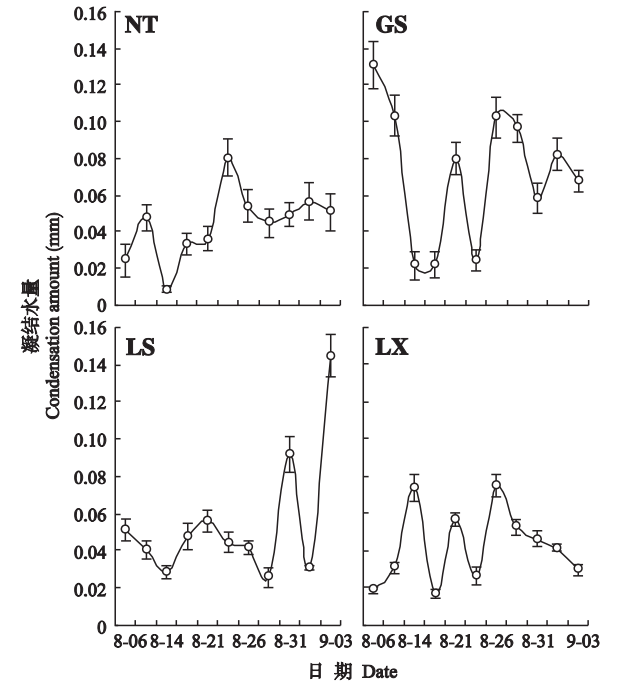


图 4 研究区不同生境表层土壤凝结水量的日变化
Fig.4 Daily variation of condensation amount of surface soil in different habitats of the study area (mean \pm SD).

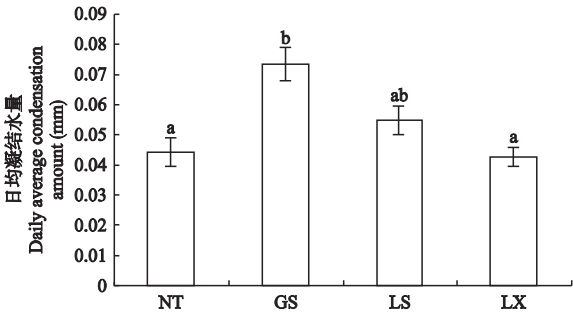


图 5 研究区不同生境表层土壤日均凝结水量
Fig. 5 Daily average condensation amount of surface soil in different habitats of the study area (mean ± SD).
不同小写字母表示差异显著 ($P < 0.05$) Different small letters meant significant difference at 0.05 level.

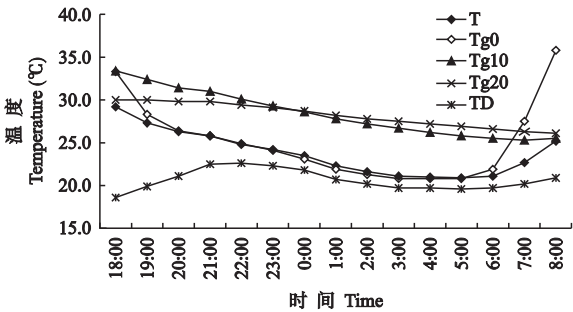


图 6 研究区气温、地温和露点温度随时间的变化
Fig. 6 Time variation of air temperature , ground temperature and dew-point temperature in the study area.
T 大气温度 Air temperature ;T_g 地温 Ground temperature ;TD 露点温度 Dew-point temperature. 下标代表土层深度 Subscript represented soil depth.

方差分析显示 ,农田表层土壤日均凝结水量与固定沙地间存在显著差异 ($P = 0.024$) ,而与流动沙地、樟子松林间的差异不显著 ;固定沙地与樟子松林表层土壤日均凝结水量间存在显著差异 ($P = 0.017$) .

3 讨 论

凝结水形成的时间受多种环境因子的综合影响. 不同区域产生凝结水的时间存在较大差异 ,即使在同一地区 ,也会因为生境和气象因子的不同而存在差异. 一般而言 ,凝结水在日落后开始形成 ,这主要取决于露点温度、空气湿度、地温、气温、风速、土壤含水量、土壤特性和地表植被条件等^[11]. 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^[10]. 本试验结果表明 ,8 月科尔沁沙地土壤凝结水开始形成的时间在 20 00 点之后 22 00 会出现一个峰值 ,这是因为土壤凝结水的水汽来源有 2 个方面 ,即空气中的水汽和某一土壤深度以上的土壤孔隙中的水汽^[10,12-14]. 从图 6 可以

看出 ,观测期间 ,研究区 10 和 20 cm 土壤深处的土壤温度高于地表温度和大气温度 ,且地表温度和大气温度在 20 00—23 00 时的差别很小 ,说明空气中的水汽不可能或很少凝结于土壤表面 ,只能是土壤中水汽在地温温度梯度形成的热力场作用下向上运移凝结在土壤表面 ,导致 20 00—22 00 出现了凝结水的峰值. 新疆昌吉地温观测也证实了某一土壤深度向上运移的水汽的存在 ,并成为表层土壤凝结水的一个水汽来源^[15]. 本研究中土壤凝结水的第 2 个峰值出现在 2 00—4 00 ,原因是 23 00—5 00 的地表温度低于气温 ,且接近露点 ,导致土壤表面的凝结水源于大气和土壤中的水汽 ,而且该地区 8 月的日出时间为 4 00 前后 ,这与很多学者的结论一致 ,即黎明或日出期间形成的凝结水较多^[16-18]. 但从图 2 可以看出 ,研究区土壤凝结水量最多的时段并不全在凌晨 ,而有时也在 20 00—22 00 ,这可能与观测期间土壤含水量有一定关系 ,即深层土壤含水量高时产生的凝结水量大.

土壤凝结水的形成深度与研究区域和土壤质地密切相关. 许多研究者认为土壤凝结水主要发生在 0 ~ 5 cm 土层深度 ,5 ~ 30 cm 土层内仍可观测到凝结水 ,但其量较少^[19]. 本试验结果显示 ,研究区不同生境土壤凝结水主要形成深度为 0 ~ 9 cm ,9 ~ 30 cm 土层深度也有凝结水产生 ,但其数量相对较小 ,这与陈荷生等^[12]和冯金朝等^[20]的研究结论基本一致 ,但也存在区域差异. 从观测期科尔沁沙地土壤凝结水总量来看 ,固定沙地最多 ,约 1.89 mm ,农田最少 ,为 1.21 mm ,流动沙地和樟子松林地分别为 1.32 和 1.40 mm ,说明无植被生长的流动沙地凝结水集中在土壤表层 ,主要来自于空气中的水汽 ,而樟子松林和农田土壤凝结水的水汽除了源自空气中的水汽外 ,土壤深层向上运移的水汽也占很大比例. 研究区农田、固定沙地、流动沙地和樟子松林 8 月的凝结水总量分别为 3.4、5.3、3.7 和 4.0 mm. 以上结果说明该区域土壤凝结水只具有短期效应 ,即在凝结水形成的时段内可以弥补土壤中水分的蒸发损失^[21-22] ,有利于荒漠植被特别是一年生浅根植物的生长发育^[23-24] ,可为土壤生物结皮提供一定的水资源 ,从而维持其相对较长的光合期^[25] ,同时 ,夜间形成于植物叶片上的凝结水可以满足叶片吸水的需要^[10]. 但土壤凝结水不具有长期效应 ,即不能对地下水产生补给作用. 蒋谨等^[23]的研究结果表明 ,科尔沁沙地人工固沙区 1993 年 8 月 0 ~ 40 cm 土层的

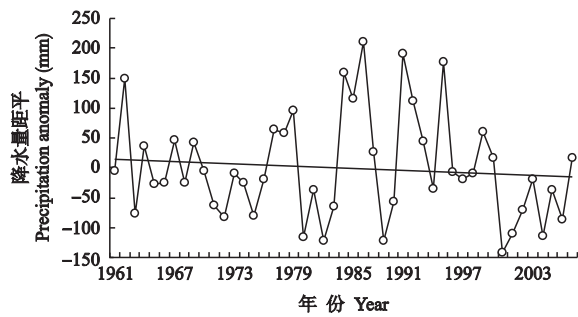


图 7 奈曼地区年降水量距平

Fig. 7 Precipitation anomaly in Naiman region (1961–2007). 降水量年平均值为 355. 8 mm Average annual precipitation was 355. 8 mm.

凝结水总量可达 10. 14 mm ,但本研究中 2007 年 8 月 0 ~ 30 cm 土层凝结水总量仅为 5. 3 mm(由于 40 cm 以下土层的凝结水数量微乎其微 ,故本研究未测定) 约为 1993 年的二分之一. 8 月是该区域降水较多的时期 ,气温差较大(14 .00 与 2 .00 的气温差为 21. 3 ℃) ,有利于凝结水的形成. 从区域长期降水的资料(图 7)来看 ,1961—2007 年间降水量逐渐递减 ,而降水是該区域沙地水分的重要补给来源 ,降水的减少使可供土壤水分蒸发和植被蒸腾的水量有所减少 ,导致空气中水汽数量降低 ,说明土壤凝结水的水汽来源减少 ,这是 1993 年 8 月该区凝结水总量与本研究结论不一致的主要原因.

土壤凝结水量与当天的天气状况具有直接关系^[26]. 从土壤日均凝结水量来看 ,研究区固定沙地表层土壤形成的凝结水量最多 ,而植被条件较好的农田和樟子松林表层土壤凝结水量少于植被条件较差的固定沙地和流动沙地 ,说明植被条件和土壤表层凝结水量密切相关 ,同时还反映出固定沙地稀疏低矮的草本植物有利于土壤凝结水的形成. 在临泽荒漠绿洲边缘沙地不同生境的研究中也证实了这一结论^[9] ,Lloyd 等^[27] 也指出密集的冠层不利于凝结水的形成. 这可能是因为植被(特别是高大植被) 的遮蔽作用使凝结水多形成于植物体表面 ,而土壤表面凝结水数量相应减少 ,同时 ,高大植被区会形成不利于土壤凝结水形成的小气候环境.

参考文献

[1] Kidron GJ , Barzilay E , Sachs E. Microclimate control upon sand microbiotic crusts , western Negev Desert , Israel. *Geomorphology* , 2000 , **36** : 1–18

[2] Kidron GJ , Yair A , Danin A. Dew variability within a small arid drainage basin in the Negev Highlands , Israel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Socie-*

ty , 2000 , **126** : 63–80

[3] Jacobs AFG , Heusinkveld BG , Berkowicz SM. Dew deposition and drying in a desert system : A simple simulation model. *Journal of Arid Environments* , 1999 , **42** : 211–222

[4] Gutterman Y , Shem-Tov 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** : 695–705

[5] Duvdevani S. Dew in Israel and its effect on plants. *Soil Science* , 1964 , **2** : 14–21

[6] Wu X-M (武选民). State of hydrogeological research in the arid and semiarid regions. *Hydrogeology and Engineering Geology* (水文地质工程地质) , 1999(4) : 41–46 (in Chinese)

[7] Shawcroft RW , Gardner HR. Direct evaporation from soil under a row crop canopy. *Agricultural Meteorology* , 1983 , **28** : 229–238

[8] Plauborg F. Evaporation from bare soil in a temperate humid climate-measurement using micro-lysimeters and time domain reflectometry. *Agricultural and Forest Meteorology* , 1995 , **76** : 1–17

[9] Fang J (方 静) , Ding Y-J (丁永建). Study of the condensation water and its effect factors on the fringes of desert oasis. *Journal of Glaciology and Geocryology* (冰川冻土) , 2005 , **27**(5) : 755–760 (in Chinese)

[10] Guo Z-R (郭占荣) , Han S-P (韩双平). Experimental study on the condensation water in arid area , north-western China. *Advances in Water Science* (水科学进展) , 2002 , **13**(5) : 623–628 (in Chinese)

[11] Liu H , Foken T. A modified Bowen ratio method to determine sensible and latent heat fluxes. *Meteorologische Zeitschrift* , 2001 , **10** : 71–80

[12] Chen H-S (陈荷生) , Kang Y-H (康跃虎). Condensed vapor and its role in the ecological environment of Shapotou Region. *Journal of Arid Land Research and Environment* (干旱区资源与环境) , 1992 , **6**(2) : 63–71 (in Chinese)

[13] Feng Q (冯 起) , Gao Q-Z (高前兆). Preliminary study on condensation water in semi-humid sandy land. *Arid Zone Research* (干旱区研究) , 1995 , **12**(3) : 72–77 (in Chinese)

[14] Zhang X-L (张兴鲁). The dew and its ecological role in sandy land , arid region. *Hydrogeology and Engineering Geology* (水文地质工程地质) , 1986(6) : 39–42 (in Chinese)

[15] Han S-P (韩双平) , Jing J-H (荆继红) , Jing L (荆磊) , et al. Observation and research on temperature field and coagulating water. *Acta Geoscientica Sinica*

(地球学报), 2007 , 28(5) : 482-487 (in Chinese)

[16] Duvdevani S. An optical method of dew estimation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* , 1947 , 73 : 282-296

[17] Wales-Smith BG. An inexpensive device for measuring net dewfall. *Weather* , 1983 , 38 : 54-56

[18] Kidron GJ. Analysis of dew precipitation in three habitats within a small arid drainage basin , Negev Highland , Israel. *Atmospheric Research* , 2000 , 55 : 257 - 270

[19] Guo Z-R (郭占荣) , Liu J-H (刘建辉) . An overview on soil condensate in arid and semiarid regions in China. *Arid Zone Research* (干旱区研究) , 2005 , 22(4) : 576-580 (in Chinese)

[20] Feng J-Z (冯金朝) , Liu L-C (刘立超) , Xiao H-L (肖洪浪) , et al. Dynamic measurement and theoretical calculation on water absorption and condensation of sandy soil in Shapotou region. *Journal of Desert Research* (中国沙漠) , 1998 , 18(1) : 11-15 (in Chinese)

[21] Ninari N , Berliner PR. The role of dew in the water and heat balance of bare loess soil in the Negev Desert : Quantifying the actual dew deposition on the soil surface. *Atmospheric Research* , 2002 , 64 : 323-334

[22] Zhou J-L (周金龙) , Akram · aboduola (艾克日木 · 阿不都拉) , Dong X-G (董新光) . An experimental study on the condensation water in the plain area of the northern slope of Tianshan Mountains. *Journal of Xinjiang Agricultural University* (新疆农业大学学报) , 2002 , 25(1) : 49-53 (in Chinese)

[23] Jiang J (蒋 瑾) , Wang K-F (王康富) , Zhang W-J (张维静) . A study on the coagulation water in the sandy soil and its role in water balance. *Arid Zone Research* (干旱区研究) , 1993 , 10(2) : 1-9 (in Chinese)

[24] Fan G-G (范高功) . Experimental research on the formation of condensation water and analyzing its eco-environmental impact. *Journal of Xi 'an Engineering University* (西安工程学院学报) , 2002 , 24(4) : 63-66 (in Chinese)

[25] Agam N , Berliner PR. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments : A review. *Journal of Arid Environments* , 2006 , 65 : 572-590

[26] Zhuang Y-L (庄艳丽) , Zhao W-Z (赵文智) . Advances in the condensation water of arid regions. *Advances in Earth Science* (地球科学进展) , 2008 , 23 (1) : 31-38 (in Chinese)

[27] Lloyd MG. The contribution of dew to the summer water budget of northern Idaho. *Bulletin of the American Meteorological Society* , 1961 , 42 : 572-580

作者简介 刘新平 ,男 ,1978 年生 ,博士 ,助理研究员. 主要从事恢复生态学和生态水文学研究 ,发表论文 10 余篇. E-mail : xpluihyh@ 126. com

责任编辑 杨 弘
