黑河中游农田荒漠过渡带土壤冻融过程中水热动态

崔乐乐，赵 英，易 军，张建国，王 燕

（西北农林科技大学 农业部西北植物营养与农业环境重点实验室，陕西 杨凌 712100）

摘 要：以黑河中游典型农田荒漠过渡带为例，对过渡带 3 种景观单元冻融期土壤水热动态进行了野外定位监测。结果表明：(1) 土壤温度随气温剧烈变化，变幅随土壤深度的增加而减小，3 种景观单元土壤温度变幅由剧烈到平缓的顺序为：荒漠＞农田＞防护林，并依次形成 60，100 和 80 cm 深的冻土层；(2) 受土壤性质和地表覆盖的影响，冻融过程中，农田、防护林土壤含水量变化明显，且农田土壤水分含量 4 月初达到最大值，而荒漠土壤含水量则基本保持不变；(3) 土壤水分变化滞后于土壤温度的变化，防护林土壤水和温度变化较农田缓慢；(4) 浅层地下水位在冻结期下降，融化期回升，且回升速率大于下降速率。冻融过程可有效减小土壤水分的蒸发和渗漏，冻后聚墒明显，利于下层土壤水分的保持，对于来年植物生长具有一定的意义。

关键词：黑河中游；景观单元；冻融；水热耦合

文献标识码：A **文章编号**：1000-288X(2014)06-0094-07 **中图分类号**：S152.7^{+}，S152.8

DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2014.06.025

Soil Water and Heat Dynamics in Soil Freezing－Thawing Processes of Farmland－Desert Transitional Zone in Middle Reach of Heihe River

CUI Le-le, ZHAO Ying, YI Jun, ZHANG Jian-guo, WANG Yan

(*Key Laboratory of Plant Nutrition and the Agri-environment in Northwest China, Ministry of Agriculture, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi* 712100, *China*)

Abstract: A typical farmland—desert transitional zone in the Heihe River Basin was selected to explore soil water and heat dynamics in soil freezing—thawing processes under different landscapes. The main results were as follows: (1) Soil temperature was in response to air temperature quickly, but its amplitudes decreased with the increasing soil depth. The variation of soil temperature were ordered as: desert＞farmland＞shelterbelt, whereas the soil frost depth was ordered as: farmland(100 cm)＞shelterbelt(80 cm)＞desert(60 cm); (2) Due to the soil properties and surface cover, the soil moisture content of farmland and shelterbelt changed greatly, and the maximum occurred in early April, while soil moisture content of desert was almost invariant; (3) Changes of soil moisture laged behind that of soil temperature, soil water and temperature changes of shelter forest is slower than that of farmland; (4) Shallow groundwater level dropped during the freezing period, and rose during the thawing period, and the rise rate was greater than the drop rate. The soil freezing and thawing process could effectively reduce soil moisture evaporation and seepage by lifting subsoil moisture upward, and therefore help to conserve water in the deep soil, which has great significance to plants of the following year.

Keywords: middle reach of Heihe River; landscape; freezing－thawing cycles; coupling of soil water and heat

水是陆地生态系统诸因素中最主要的限制因子之一。土地生产潜力必须依靠水分保障才能发挥，而土壤水作为联系地表水和地下水的纽带，在水资源的形成、转化和消耗过程中必不可少，降水或灌溉也只有转化为土壤水才能被作物吸收利用[1]。降水入渗不仅依赖于随机的降水事件，还受制于土壤水分状况[2-3]，而不同植被类型的土壤具有不同的水分平衡关系，土壤湿度依赖于植被类型和土壤特性[4]。特别是在干旱环境中，土地利用类型是影响土壤水分空间格局的主要控制因子[5]。黑河流域位于欧亚大陆腹

收稿日期：2013-11-13 **修回日期**：2013-12-25

资助项目：国家自然科学基金项目“黑河中游绿洲生态系统不同景观单元 SPAC 水过程研究”(91025018)

作者简介：崔乐乐(1987—)，男(汉族)，陕西省延安市人，硕士研究生，研究方向为土壤水文学。E-mail：cuile2008hi@163.com。

通信作者：赵英(1979—)，男(汉族)，甘肃省西和县人，博士，副教授，硕士生导师，主要从事土壤与生态水文过程方面的研究。E-mail：yzhaosoils@gmail.com。

地，是我国典型的内陆河流域，中游人工绿洲的快速发展对水资源的需求不断增加，导致水资源与水环境问题日益突出。近年来森林和草地锐减、河渠滩地减少、地下水位下降、沙漠化和盐碱化等问题日益加剧[6]。加之该地区也是旱区和寒区的重叠区域，每年 11 月至次年 4 月经历一个漫长的冻融期，土壤冻融过程影响土壤水力学性质、力学性质和物理性质，从而间接影响土壤水热运移和保蓄能力[7-9]。

对于农田（绿洲）—荒漠过渡带的水热动态研究，前人进行了一系列的研究工作。Chung 和 Horton[10]对地表有带状覆盖物的土壤的水热耦合运动作了数值模拟和验证。李胜功等[11]用热量平衡法观测了流动沙丘、干草地和湿草地的微气候特征，表明沙漠化发生后，反射率增加，净辐射减少，热量平衡中土壤热通量所占份额增加，潜热通量份额减少。李保国、龚元石和左强等[12]对农田土壤水汽、热耦合运移模型及其应用进行了研究，推导出垂直一维土柱中水、汽、热耦合数学模型，并对模型进行了检验，模拟结果与野外实测数据基本吻合，取得了较好的模拟效果。黄妙芬、李彦等[13]对绿洲农田作物的显热和潜热输送特征进行了研究，并分别对荒漠化地区的植被和绿洲生态系统地表热量平衡进行了研究。较之于非冻融期，冻融期间土壤水热传输过程更为复杂，冻融过程可以通过影响土壤导水系数、导热系数和热容量，从而改变水分迁移和热量传输[14]。土壤中热量的差异和改变可以引起水分迁移和转化，特别是水汽的扩散[15-17]。反过来，土壤水分可通过改变土壤热特性来影响土壤温度[18]。

黑河中游农田（绿洲）—荒漠过渡带景观单元类型多样，农田、防护林和荒漠 3 种景观单元并存。由于地表覆盖、土壤质地、植被类型的差异，再加上人为影响（灌水、耕地等），不同景观单元间水热平衡存在很大差异[19-20]。这种差异不仅在植被生长期存在，在冬季冻融期也表现非常明显。近年来，对干旱、半干旱地区土壤水分状况进行了很多研究，但多集中在不同沙地类型的土壤水分动态、林地水分平衡等[21-23]，而对绿洲与荒漠过渡地带土壤水分动态的原位连续观测研究较少[24-27]，对黑河中游绿洲荒漠过渡带冻融期水热动态研究还鲜有报道。本研究旨在揭示绿洲荒漠过渡带农田、防护林、荒漠景观单元在季节性冻融条件下的土壤水热动态，对比冻融条件下不同景观单元水热过程的异同，探讨冻融过程水热交互作用过程及机理，研究结果对有效提高区域水资源的利用效率和区域综合治理与开发、生态环境的改善具有重要的现实意义。

1　研究区概况

研究区位于黑河中游绿洲—荒漠过渡带（甘肃省张掖市临泽县平川镇，地理坐标 99°25—100°25′E，39°04—39°24′N，平均海拔 1 300～1 454 m），南部属山前倾斜平原，北部为巴丹吉林沙漠南缘。区域土壤类型为灰棕漠土（表 1），质地为砂土，砂粒含量除了防护林低层都在 80％以上，土壤有机质较低。年均气温7.6 ℃，≥10 ℃积温 3 085 ℃，冻结天数约 110 d。年均降水量 114 mm，主要集中在 5—9 月份，占全年降水量的 70％～80％，年潜在蒸发量 2 388 mm[28]。地下水位变化剧烈，年内水位波动可达 2 m[29]，在植被生长期间，由于强烈的蒸散发作用和地下水开采用于灌溉，地下水位持续下降，在冬季引黑河水大面积进行冬灌后地下水位迅速抬升。

表 1　研究区土壤基本理化性质

景观类型	深度/cm	机械组成/％ 黏粒（<0.002 mm）	粉粒（0.002～0.05 mm）	砂粒（0.05～2 mm）	K_s/（cm·d^{-1}）	ρ_b/（g·cm^{-3}）	SOM/（g·kg^{-1}）
农田	10	0.20	7.29	92.51	158.96	1.45	18.30
	40	0.79	13.22	85.99	15.28	1.60	6.71
	100	0.62	9.45	89.93	99.32	1.69	3.25
防护林	10	0.70	16.96	82.34	85.23	1.46	7.98
	40	1.01	10.99	88.00	74.47	1.57	4.48
	100	2.46	25.92	71.61	61.89	1.56	3.58
荒漠	10	0.30	6.30	93.40	346.91	1.58	8.52
	40	0.00	2.18	97.82	543.00	1.57	2.85
	100	0.00	0.94	99.06	432.54	1.55	2.44

注：K_s 为饱和导水率；ρ_b 为土壤容重；SOM 为土壤有机质含量。

2　研究方法

试验选择黑河中游绿洲—荒漠过渡带典型的 3 种景观单元（即农田、防护林、荒漠），在不同景观单元中心选择一个监测位点位，布设监测仪器测定土壤液态体积含水量、土壤温度、冻土深度及地下水位等项目，监测时间为 2011 年 12 月 1 日至 2012 年 5 月 1 日。

2.1 土壤水热动态监测

2.1.1 土壤水分监测 于2011年9月底在农田、防护林、荒漠3种景观单元分别布设3根TRIME-TDR (time domain reflectometry)测管(聚乙烯碳酸酯)。使用TRIME-TDR-T3探头(德国,IMKO)对土壤水分进行测定,从地表开始每隔10 cm测定1次,深度到1 m,测定时间间隔约为5 d。TDR技术以不同物质介电常数的差异性为基础,结合TDR测定结果和实际土壤含水量的测定结果,可以得到表观介电常数与土壤水分含量的函数关系,从而再把仪器测定结果转化为土壤水分含量,实现对土壤含水量的测定。而水的介电常数(80)显著大于土壤介质(3～5)、空气(1)和冰(3)的介电常数,因此在冬季冻融过程中土壤表观介电常数的变化主要表征为土壤液态水分含量的变化。仪器校正工作分不同景观类型进行,分别于2011年10月底和2012年5月初进行。另外,仪器本身具有温度补偿功能,可减小温度变化对测量结果的影响。

2.1.2 温度监测 2011年11月在3种景观单元布设JM20温度传感器(测量范围为-50～199.9 ℃,精度为±0.1 ℃)测定土壤温度,埋设深度为5,40和100 cm。使用JM624测温仪逐日测定土壤温度,于每天早上8点左右进行。

2.1.3 冻土深度及地下水位监测 于3种景观单元分别布设一根冻土管(1.5 m)和一眼地下水位观测井,与TDR测管和温度探针相邻。冻土深度为逐日监测,地下水位每5 d测定一次,测量时间均为早上8点左右。

2.2 土壤贮水量的计算

土壤贮水量是指一定土层厚度的土壤总含水量,以土层深度(mm)表示,其计算公式为:

$$S=\theta \cdot D_B \cdot H \times 10 \quad (1)$$

式中:S——土壤贮水量(mm);θ——土壤质量含水量(%);D_B——土壤容重(g/cm^3);H——土壤厚度(cm),10为系数。

3 结果与分析

3.1 不同景观单元土壤液态水含量和温度动态

3.1.1 研究区3种景观单元土壤液态水含量动态分析 在整个研究时段(图1),不同景观单元土壤液态水含量都出现先减少,后稳定,再增加的趋势,说明在监测期间土壤发生了冻结和融化现象,液态水和固态水实现相互转化。在土壤冻结期间,土壤液态水转化为固态水,液态水含量减少;在土壤完全冻结期间,土壤液态水含量维持在一个很低的水平,变化微弱;在土壤融化期间,土壤固态水转化为液态水,液态水含量增加。农田和林地在11月下旬进行了冬灌,土壤初始含水量很高,导致农田和林地液态水含量的变化更为剧烈;而荒漠土壤初始水分含量很低,并且冬季降雪少,少量的降雪还没来得及融化下渗可能就已经蒸发了,所以土壤液态水含量变化较小。在整个监测时期,3种景观单元10和40 cm土壤含水量变化较100 cm剧烈,说明上层土体的冻融过程更加强烈。在土壤融化后,农田和林地的土壤液态水含量恢复到一个很高的水平(大于0.2 cm^3/cm^3),说明在冻结过程可以有效的保持土壤总的水分含量,这可以为春季植被的萌发提供了一个很好的水分条件。由图1可见,农田和防护林两个景观单元水分变化趋势基本一致,但防护林稍微滞后于农田。这主要是由于防护林地表有落叶覆盖导致,防护林树种为新疆杨,10月份树叶开始脱落并覆盖于土壤表层(约2 cm),能很好地阻碍大气和林地地表的水热交换过程,从而可以减小空气温度变化对土壤温度的影响,延缓土壤冻结和融化发生的时间和速度[30]。

3.1.2 研究区3种景观单元土壤温度动态 由图2可知,研究期间3种景观单元土壤冻融过程明显。土壤温度随着土层深度的增加而升高,且变化趋势一致。冻结伊始,土壤温度自表层开始下降,至2012年1月末降至最低,一直到3月底土壤完全消融。不同景观单元土壤温度变化趋势相似,随着土壤深度的增加,温度变化趋于平缓。5 cm处温度变化非常剧烈,100 cm处则变化比较平缓,这主要是由于表层土壤温度更容易受到变化剧烈的大气温度的影响。

对比不同景观单元相同土层温度,温度变化表现为表层荒漠温度波动最剧烈,也经常低于农田和林地,而深层温度要高于农田和林地;林地所有温度在冻结期间往往高于农田。这主要是因为荒漠土壤含水量很低,导致土壤热容小,表层土壤温度容易受到大气温度的影响,而较低的含水量也导致较低的导热率,这也不利用浅层土壤和深层土壤的热量交换,从而不利于深层冻土的形成。而林地由于地表枯枝落叶层具有一定的绝热效果,阻隔大气和土壤热量的交换[30],温度变化较为缓慢,土壤温度受大气温度影响较小,另外也导致不同土层的温度差异较小,譬如防护林5和40 cm土层温度变化趋势十分接近,差异较小。12月份期间,除荒漠表层5 cm,其他土层土壤温度均高于气温,但在1月份之后大气温度迅速回升,并逐渐高于各层土壤温度。出现这种现象的原因是冬天气温低,而深层土壤温度高,且热量顺着温度梯度向地表传输,春初大气温度回升时,表层土壤受气温影响大,逐渐回升,深层土壤则变化不大。不同景

观单元之间，对比不同土层月均温度与气温变化，各层土壤最低温度出现的时间有所差异。以 40 cm 土层月平均温度为例，农田最低温度为 −3.4 ℃，出现在 2012 年的 1 月份；防护林最低温度为 −1.5 ℃，出现在 2012 年的 2 月份；荒漠最低温度为 −1.3 ℃，出现在 2012 年的 1 月份。温度越低，说明土壤冻结强度更大，冻结现象更为明显。荒漠土壤最低温度出现时间与农田一致，但其数值远低于农田土壤。

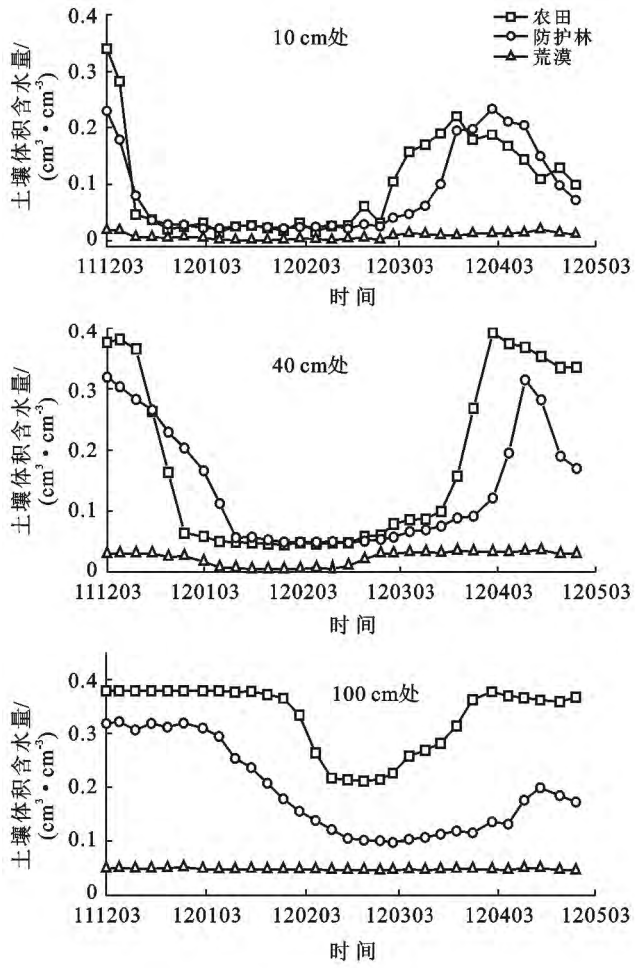


图 1　研究区 3 种景观单元土壤液态水含量动态变化

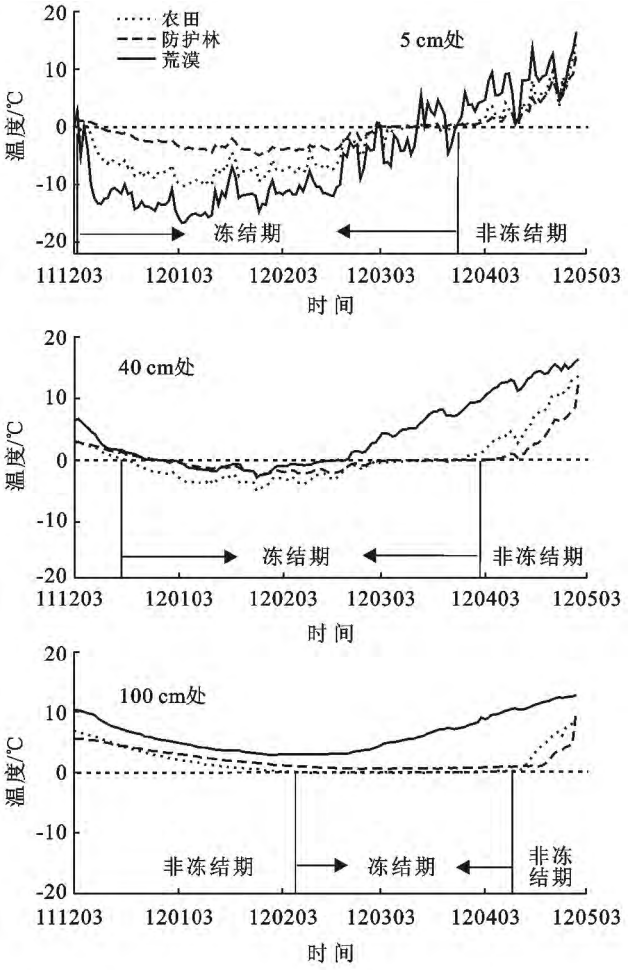


图 2　研究区 3 种景观单元土壤温度动态变化

总体来讲，防护林土壤各层温度变化最为平缓，农田次之，荒漠土壤最剧烈。各景观单元表层土壤温度逐日变化和月平均温度变化均比较大，不同景观单元、不同土壤层次的冻结天数相差较大（表 2）。冻结天数自表层至深层逐渐减少，冻结天数最多的是荒漠 5 cm 土层，达 105 d，防护林和荒漠 100 cm 土层土壤则未发生冻结现象。比较图 2 和图 3 可发现，2011 年 12 月初，土壤水分开始冻结，随着土层厚度的增加，冻结速率减小，冻结大约持续 4 个月。2012 年 3 月初开始解冻，至 4 月初土壤完全融化。

3.2　不同景观单元水热过程对地下水和气温的响应

防护林土壤水温度变化滞后于农田（图 3），这是土壤质地、地表覆盖和浅层地下水综合作用的结果。防护林土壤质地较细，水热变化缓慢；加之表层枯枝落叶的覆盖，起到一定保温保水作用，减缓了土壤温度的变化，从而降低了土壤冻结的强度和深度，延缓了冻结和融化发生的时间。农田裸露受气温波动变化明显，加之地下水位较浅，可以通过“冻结聚墒”作用促使下层土壤水分上移，对表层土壤水分进行有效的补给（图 3）。整个冻融时期，冻结时土壤液态水含量的变化滞后于土壤温度的变化。一方面是受土壤初始含水量、外界水源补给和土壤性质等因素影响；另一方面水分由液态相变为固态需要一个时间过程[31]。而在融化阶段，水分上升要早于温度，这是水热耦合产生的土壤温度变化滞后于气温变化所致。即气温升高时，土壤已开始融解，土壤水分发生相变，但这出现在土壤温度上升之后。

在监测期间，受土壤初始水分状况、土壤理化性质及地表覆盖等因素的影响，3 种景观单元冻土层深度明显不同。农田最深，约 100 cm；防护林次之，约

80 cm，荒漠最浅，只有 60 cm(图 3)。农田和防护林土壤冻结和解冻过程较为缓慢，而荒漠土壤冻土层变化剧烈，冻结和解冻过程较快。冻结时由上层到下层逐层进行，且随着土壤深度的增加，冻结速率下降；而解冻时林地和农田从地表和冻结最深处同时向中间进行，最终在土壤中间层完全解冻(图 3)，而荒漠最后解冻发生在地表附近。浅层地下水位呈现先下降后升高的趋势，地下水位均在 4 月初升高，但其峰值出现的时间明显迟于冻土层土壤水分峰值，说明冻融过程后期深层土壤水分向下运动使地下水位抬升(图 4)。从图 4 还可以看出，浅层地下水位在冻结期下降，融化期回升，且回升速率大于下降速率。尚松浩等人[32]建立了地下水浅埋条件下土壤冻融期水热耦合迁移模型模拟土壤融解速率，同样发现这一规律。

表 2 研究区不同景观单元月平均温度

项 目	土层深度/cm	月平均温度/℃					冻结深度/cm	冻结天数/d
		12 月	1 月	2 月	3 月	4 月		
气 温	—	−8.79	−12.1	−6.5	3.45	12.04	—	—
农 田	5	−5.2	−8.3	−5.6	−0.1	4.9	100	102
	40	0.4	−3.4	−2.3	0.0	6.7		99
	100	4.7	1.1	0.1	0.1	2.9		35
防护林	5	−0.8	−3.7	−3.1	0.1	3.9	80	86
	40	1.4	−1.3	−1.5	0.0	3.2		97
	100	4.5	2.2	0.9	0.7	2.0		0
荒 漠	5	−10.1	−13.0	−9.0	−0.3	7.9	60	105
	40	2.4	−1.3	0.1	6.4	13.4		56
	100	7.7	3.9	3.2	6.2	10.9		0

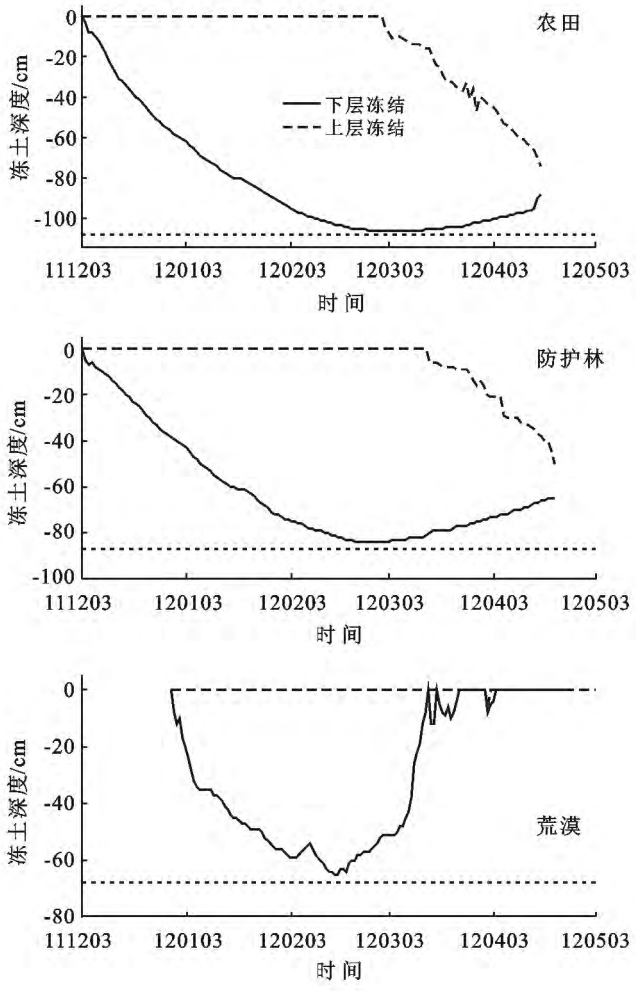


图 3 研究区 3 种景观单元冻融过程中冻土层动态变化

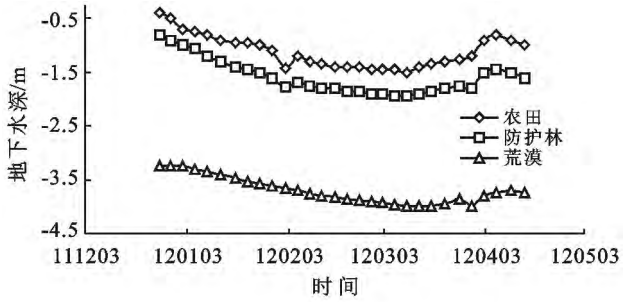


图 4 研究区 3 种景观单元冻融过程中地下水位响应变化

农田、防护林和荒漠不同景观单元，冻土层土壤液态水含量和浅层地下水位变化有较好的一致性，在冻结期间地下水位下降，在土壤融化期间，地下水位出现抬升，说明在土壤冻结过程中土壤水和地下水进行了相互转化。彭振阳等在内蒙古河套灌区义长试验站试验场从定性和定量两个层面分析了潜水浅埋深条件下季节冻融土壤水分运动的一般规律以及土壤水与潜水之间的相互关系，同样发现季节冻融期间土壤水与潜水相互补给，冻结期以向上补给为主，消融期以向下补给为主[33]。这主要是因为在土壤冻结期间，土壤水分在温度梯度的作用下从未冻结区向冻结区移动，也就导致下层土壤水会向上层土体进行移动，从而引起地下水对上层土壤水分的补给，地下水位出现下降；而在土壤融化期间，土壤液态水含量不断增加直至大于土壤的条件持水量，土壤水在重力的作用下向下运动，从而引起土壤水分对地下水的补给，导致地下水位的抬升。

3.3　不同景观单元土壤液态水贮水量变化

由图 5 可知,在 0—50 cm 土层,农田土壤液态水贮量最高,分别比防护林和荒漠高出 69%和 79%;在 50—100 cm 土层,农田土壤液态水贮存量依然最大。在出现最大值的时间上,农田和防护林上层 0—50 cm 土壤液态水贮量 4 月初达到最大,即冻融后高于冬灌期;受冬灌影响,防护林 50—100 cm 土层最大贮水量出现在 12 月初。农田土壤贮水量在 4 月份略微增加,防护林液态水贮量在融化时达到最大值的时间相对滞后一些,荒漠在这一期间变化不大。对于农田和防护林 50—100 cm 土层,与表层土壤相比水热变化趋势相似。

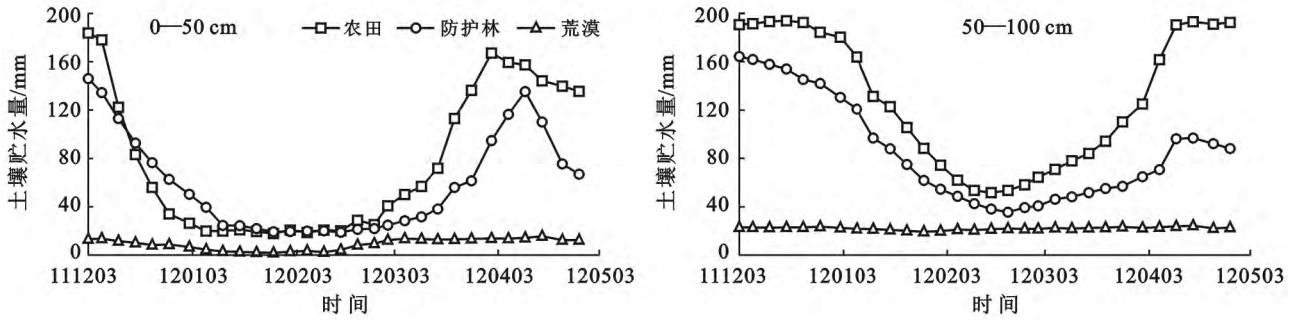


图 5　研究区不同景观单元 0－100 cm 土壤贮水量动态变化

随着土壤冻融期的结束,土壤液态贮水量逐渐增加。表明土壤温度越高,土壤水分移动越频繁,土壤中固态水转化为液态水的量越多,直至土壤完全融解。同时,在一定温度的范围内,土壤水分固液气三相处于一定的动态平衡中,土壤温度低于 0 ℃时,土壤水的迁移近乎停止,土壤水大部分以固态形式存在。此外,土壤水分和温度并非两个独立的过程,土壤表层与大气界面存在一定的交互效应,这种效应和土壤水汽通量共同引起了的土壤潜热传输,最终导致了土壤的水热耦合作用[34]。

4　结 论

(1) 在研究期间,绿洲—荒漠过渡带 3 种景观单元土壤都发生了明显的冻融现象。土壤的冻融的过程可以分为冻结期、冻结稳定期和融化期。在冻融过程中,冻结时从表层向下逐层进行,而解冻时,表层和深层土壤同时向中间层进行。土壤液态水含量、土壤温度、土壤冻结深度和地下水位随着冻融过程的发生而变化,各个要素的变化有很好的相关性。冻融过程可有效减小土壤水分蒸发和渗漏,"冻后聚墒"明显,利于土壤水分保持,对来年植物生长具有重要作用。

(2) 不同景观单元冻融过程差异明显,农田冻结强度最大、林地其次,荒漠冻结强度最小。较强的土壤冻结强度表现为更低的土壤温度、更深的冻结深度和更长的冻结时间。这主要是因为农田和林地的初始土壤水分含量很高,导致土壤的导热率要显著高于荒漠,利于土壤热量的传递。受地表覆盖落叶的影响,林地土壤冻结和融化的时间要滞后于农田,冻结强度也要弱于农田。

[参 考 文 献]

[1] 孙仕军,丁跃元,马树文,等. 地下水埋深较大条件下井灌区土壤水分动态变化特征[J]. 农业工程学报,2003,19(2):70-74.

[2] Zhang Lu, Daw W R, Reece P H. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale [J]. Water Resources Research, 2001, 37(3): 701-708.

[3] Dawson T E. Hydraulic lift and water parasitism by plants: implications for water balance, performance, and plant-plant interaction [J]. Oecologia, 1999, 95(2): 565-574.

[4] Rodriguez I. Ecohydrology: A hydrological perspective of climate-soil-vegetation dynamics [J]. Water Resources Research, 2000, 36(1): 3-9.

[5] 史志华,朱华德,陈佳,等. 小流域土壤水分空间异质性及其与环境因子的关系[J]. 应用生态学报,2012,23(4):889-895.

[6] 丁宏伟,高玉卓,何江海,等. 黑河过正义峡河川径流量减少的原因及对策分析[J]. 中国沙漠,2001,21(1):62-66.

[7] Qi Jilin, Ma Wei, Song Chunxia. Influence of freeze-thaw on engineering properties of a silty soil [J]. Cold Regions Science and Technology, 2008, 53(3): 397-404.

[8] Sigrun H K, Lillian θ. The influence of freeze-thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway[J]. Catena, 2006, 67(3): 175-182.

[9] Sally A S, Susan R B. Moisture migration during freeze and thaw of unsaturated soils: Modeling and large scale experiments[J]. Cold Regions Science and Technology, 1997, 25(1): 33-45.

[10] 王兵.绿洲荒漠过渡区水热平衡规律及其耦合模拟研究[D].北京:中国林业科学研究院森林生态环境所,2002.

[11] 李胜功,原菌芳信,何宗颖,等.奈曼沙漠化对草地微气象特性影响的研究[J].大气科学,1994,18(6):758-763.

[12] 龚元石,李保国.蒸散量变化的随机模型[J].中国农业大学学报,1996,1(1):101-107.

[13] 李彦,黄妙芬.绿洲—荒漠交界处蒸发与地表热量平衡分析[J].干旱区地理,1996,19(3):80-87

[14] 王澄海,董文杰,韦志刚.陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展[J].地球科学进展,2002,17(1):44-52.

[15] 林家鼎,孙菽芬.土壤内水分流动、温度分布及其表面蒸发效应的研究:土壤表面蒸发阻抗的探讨[J].水利学报,1983(7):1-8.

[16] 冯宝平,张展羽,张建丰,等.温度对土壤水分运动影响的研究进展[J].水科学进展,2002,13(5):643-648.

[17] Warrick A W, Nielson D R. Spatial variability of soil physical properties in the field[C]// Hillel D. Applications of Soil Physics. London: Academic Press, 1980.

[18] Cheng Qiang, Sun Yu, Qin Yan, et al. In situ measuring soil ice content with a combined use of dielectric tube sensor and neutron moisture meter in a common access tube [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2013, 171/172: 249-255.

[19] 郑秀清,陈军锋,邢述彦.不同地表覆盖下冻融土壤入渗能力及入渗参数[J].农业工程学报,2009,25(11):23-28.

[20] 张强,宋连春,黄荣辉,等.绿洲周边荒漠戈壁夏末土壤—大气水分传输特征[J].大气科学进展,2003,20(3):442-452.

[21] 吕贻忠,胡克林,李保国.毛乌素沙地不同沙丘土壤水分的时空变异[J].土壤学报,2006,43(1):152-154.

[22] 李红丽,董智,王林和.浑善达克沙地流沙与 4 种主要植物群落土壤水分时空变化的研究[J].干旱区资源与环境,2006,20(3):169-174.

[23] 李银芳,杨戈.梭梭固沙林水分平衡研究(I):梭梭柴秋藻固沙林的水分状况[J].干旱区研究,1996,13(2):44-50.

[24] 贾宝全,慈龙骏,高志海.绿洲荒漠化及其评价指标体系的初步探讨[J].干旱区研究,2001,18(2):19-24.

[25] 方正三,朱成珙,王伟康.甘肃民勤沙区的水分初步研究[C]//全国地理学术会议论文集(自然地理).北京:科学出版社,1962.

[26] 张国盛,王林和,董智,等.毛乌素沙区风沙土机械组成及含水率的季节性变化[J].中国沙漠,1999,19(2):145-150.

[27] 李品芳,李保国.毛乌素沙地水分蒸发和草地蒸散特征的比较研究[J].水利学报,2000(3):17-20.

[28] 王蕙,赵文智.绿洲化过程中绿洲土壤物理性质变化研究[J].中国沙漠,2009,29(6):1109-1115.

[29] 常学向,赵爱芬,赵文智,等.黑河中游荒漠绿洲区免灌植被土壤水分状况[J].水土保持学报,2003,17(2):126-129.

[30] 陈佳,史志华,李璐,等.小流域土层厚度对土壤水分时空格局的影响[J].应用生态学报,2009,20(7):1565-1570.

[31] Overduin P P, Kane D L, Van Loon W K P. Measuring thermal conductivity in freezing and thawing soil using the soil temperature response to heating [J]. Cold Regions Science and Technology, 2006, 45(1): 8-22.

[32] 尚松浩,雷志栋,杨诗秀,等.冻融期地下水位变化情况下土壤水分运动的初步研究[J].农业工程学报,1999,15(2):64-68.

[33] 彭振阳,黄介生,曾文治,等.季节性冻融土壤水分运动规律[J].武汉大学学报:工学版,2011,44(6):696-700.

[34] Marco B, Francesca V, Gaylon S C, et al. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils [J]. Journal of Hydrology, 2008, 362(3/4):191-205.