中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 4 期: 481 ~ 493
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

青藏高原连续多年冻土区的冻结层上水季节动态及其对活动层土壤冻融过程的响应特征

常娟[①*], 王根绪[②], 李春杰[②], 毛天旭[②]

① 兰州大学资源与环境学院, 兰州 730000;
② 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041
* E-mail: changjuan@lzu.edu.cn

收稿日期: 2014-04-08; 接受日期: 2014-09-01; 网络版发表日期: 2015-03-31
国家自然科学基金项目(批准号: 41301024, 40925002)、国家重大基础研究发展计划项目(编号: 2013CBA01807)和兰州大学中央高校基本科研业务费专项(编号: LZUJBKY-2014-124)资助

摘要 多年冻土地区的地下水系统中的冻结层上水不仅是寒区能水循环中的一个关键组成部分, 而且与寒区生态环境变化关系密切, 在寒区水文学和寒区陆面过程研究中具有十分重要的作用, 但因其动态过程的复杂性和观测研究的诸多困难, 尚缺乏对其运动规律、驱动因素与机制的系统认知. 在青藏高原连续多年冻土区风火山左冒西孔曲, 选择典型高寒草甸坡面, 通过 2 年坡上和坡下不同观测孔地下水动态连续观测, 分析了冻结层上水的季节动态变化及其在坡面上的空间分异规律以及活动层的冻融作用对冻结层上水动态变化的影响作用. 结果表明, 冻结层上水位的季节动态变化具有与活动层土壤温度和水分相似的冻融过程, 活动层土壤温度控制了冻结层上水季节动态格局, 深层(60 cm 以下)土壤水分和不同地带地下水补给来源决定了冻结层上水水位动态变化的位相和幅度. 地温与水位动态之间具有显著的 Boltzmann 函数关系, 但在不同活动层深度与不同坡面位置, 土壤温度对地下水位动态影响的阈值范围不同, 坡面上冻结层上水位动态具有显著的空间变异性. 地表覆盖变化和气候变暖将必然引起冻结层上水动态、地下水与河水间水力关系的变化, 从而引起流域整体水文过程的改变.

关键词
冻结层上水
季节动态
土壤水热状态
冻融过程
相互关系

严寒气候、多年冻土层和土的季节冻融作用控制和影响了寒区水文地质环境, 使多年冻土区地下水系统具有显著的有别于其他非冻土区的特点. 首先, 冻土层作为一种特殊的区域性弱透水层, 在一定时空尺度上阻碍或显著减弱了地下水、地表水之间的水力联系, 对寒区地下水的形成和运移过程及地下水分布格局和循环方式均起决定作用(Quinton 等, 2005; 程国栋和金会军, 2013). 其次, 冻结层自身巨大的能水效应, 不仅直接参与水热循环, 也控制水热的传输与交换过程, 从而具有不同于一般意义上的隔水层或弱透水层, 是一种特殊的可变渗透性介质, 形成复杂多变的地下水组分与形态的交替变化(Woo, 1992;

中文引用格式: 常娟, 王根绪, 李春杰, 等. 2015. 青藏高原连续多年冻土区的冻结层上水季节动态及其对活动层土壤冻融过程的响应特征. 中国科学: 地球科学, 45: 481–493
英文引用格式: Chang J, Wang G X, Li C J, et al. 2015. Seasonal dynamics of suprapermafrost groundwater and its response to the freeing-thawing processes of soil in the permafrost region of Qinghai-Tibet Plateau. Science China: Earth Sciences, 58: 727–738, doi: 10.1007/s11430-014-5009-y

Metcalfe 和 Buttle, 2001). 同时, 由于地形条件对太阳辐射的影响, 冻结层还强化了地形对地下水系统的影响程度(Quinton 等, 2005). 因此, 多年冻土区地下水系统十分复杂, 长期以来, 不仅没有系统性的冻土地下水基本分析方法和理论体系, 对各种冻土地区水文过程的动态过程及其机制缺乏清晰的理解和认识(Dyurgerov 等, 2010; 程国栋和金会军, 2013), 而且限于严酷的环境条件, 在野外试验调查中, 对冻土和水文系统同时进行系统的观测面临困难(Woo 等, 2008), 因此专门的观测试验也十分缺乏. 但是, 冻土地区的地下水系统不仅在寒区能水循环中是极其重要的关键环节, 而且在区域径流形成与动态变化以及寒区生态系统分布与变化等方面均具有举足轻重的作用, 是制约寒区水文模型和陆面过程模型等发展的瓶颈因素之一. 同时, 研究多年冻土区地下水的动态变化特征, 对寒区工程建设与稳定维持也具有重要价值(程国栋和金会军, 2013). 因此, 基于不同区域冻土地下水的系统观测基础上, 辨识冻土地下水运动的基本规律及其形成机制, 就成为寒区水文研究迫切需要解决的前沿科学问题.

青藏高原约占我国陆地面积的四分之一, 平均海拔在 4000 m 以上, 广泛发育着多年冻土和季节冻土, 是世界上海拔最高、地形最复杂的高原冻土区. 正是由于其特殊的地理位置及其地貌特征, 使其在全球气候变化等方面扮演着重要的角色(姚檀栋, 2002). 近几十年气候变暖导致高原冻土持续退化, 人为活动在局部加速了冻土退化(程国栋和金会军, 2013). 在气候变化背景下, 伴随着多年冻土的退化, 以三江源区为代表的大部分多年冻土区出现生态系统不断退化、河川径流趋于减少等问题(王根绪等, 2010), 然而其产生的原因与驱动机制尚不清楚. 冻土发育和稳定是保持多年冻土区水量平衡的基础. 因此, 冻土退化改变了多年冻土区的水文地质条件, 导致地下水动态特征发生显著变化(Ge 等, 2011). 冻土退化改变了多年冻土区流域水资源分配格局, 对地下水径流、水循环和水资源量具有十分显著的影响(Zhao 等, 2010). 同时, 冻土退化也改变了地表水、地下水的储运条件及水资源涵养功能(程国栋和金会军, 2013), 从而导致地表水生态环境的恶化(Zhao 等, 2010). 因此, 研究冻土变化下的地下水动态变化特征, 是揭示气候变化对青藏高原多年冻土区水循环的影响的关键所在.

为深入揭示连续多年冻土区冻结层上水的动态规律及其驱动因素与作用机制, 本文研究选择青藏高原风火山典型多年冻土区的左冒西孔曲小流域, 通过典型高寒草甸坡面尺度的冻结层上水动态观测, 主要探索两个方面的问题: (1) 冻结层上水的季节动态格局及其坡面上的空间分异规律; (2) 探索多年冻土区活动层的冻融作用对地下水动态变化的影响, 为在气候变化下, 揭示多年冻土区地下水响应及对水资源及水循环效应提供科学依据及理论支持.

1 研究区概况及研究方法

1.1 研究区概况

研究区域如图 1 所示, 风火山试验小流域位于青藏高原长江源区北麓河一级支流——左冒西孔曲小流域内, 冻结层上水观测点选在左冒西孔曲左岸典型高寒草甸的坡面上. 此区域隶属青海省玉树藏族自治州曲麻莱县境内, 属于典型的连续多年冻土区(周幼吾等, 2000). 研究区海拔 4680~5360 m, 属于青藏高原干旱气候区. 2005~2011 年间年平均气温 –5.2 ℃, 年平均降雨量 290.9 mm, 年平均蒸发量 1316.9 mm, 相对湿度平均为 57%; 多年冻土厚度为 50~120 m, 活动层厚度 0.8~2.5 m(刘光生等, 2012; Wu 等, 2006). 该流域内没有冰川和常年积雪分布, 河流以大气降水、积雪融水以及地下水补给为主(Wang 等, 2009). 植被以高寒草甸为主, 在河谷谷地和山坡下段分布高寒沼泽. 高寒草甸植被群落主要以高山嵩草(*Kobresiapygmaea*), 矮嵩草(*K. humilis*)和线叶嵩草(*K. capillifolia*)等为主.

研究区域冻结层上水观测深度内(160 cm)活动层土壤剖面性质如表 1 所示, 表层缺失 O 层, A 层深度在 0.4~0.5 m, 富含有机质, 粘粒含量较高, 植物根系发育, 具较大孔隙和较低容重, 为沙质壤土; 以下是 B 层, 深度大致在 0.5~1.0 m, 砾石含量逐渐增加、容重增大, 有机质含量显著降低; 在 1.0~1.2 m 以下是 C 层, 以坡积角砾碎屑物质组成, 粘粒含量减少、有机质含量很低, 容重较大. 观测深度内土壤饱和导水率普遍较高, C 层在 0.15~0.18 mm min^{-1}, B 层在 0.16~0.27 mm min^{-1}范围变化; A 层则高达 0.26~0.41 mm min^{-1}范围. 这种较大的导水能力为地下水运动提供了良好条件(Wang 等, 2009).

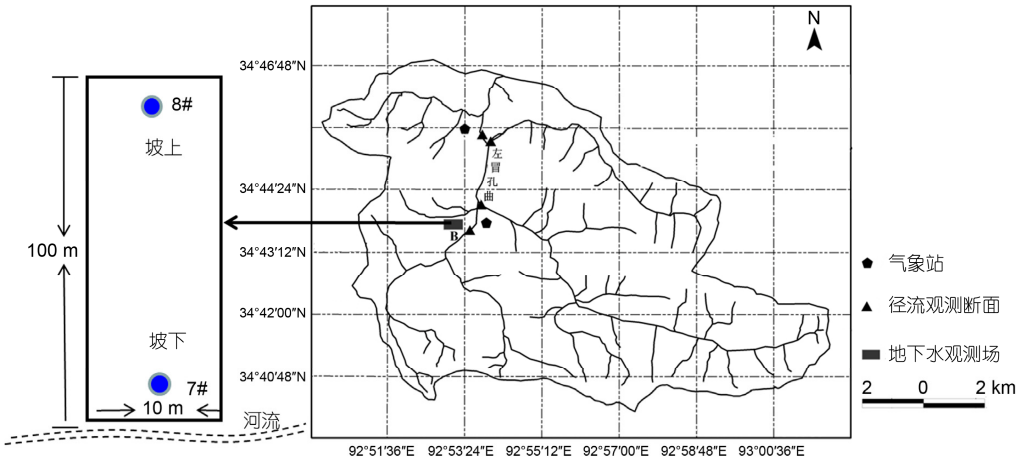

图 1　研究区域位置及冻结层上水动态观测点布置图

表 1　观测孔活动层土壤剖面特性

土壤分层	剖面深度(m)	容重(mg m^{-3})	粘粒含量(%)	砾石含量(%)	有机质含量(g kg^{-1})
A	0.0~0.2	1.1	9	1	47.3
	0.2~0.4	1.21	15	4	36.0
B	0.4~0.7	1.35	14	7	21.3
	0.7~1.0	1.47	10	15	9.5
C	1.0~1.6	1.51	8	17	4.8

1.2　研究方法

1.2.1　地下水与土壤水热观测

在风火山左冒西孔曲小流域中部左岸支流, 选择坡面地下水流场被河流切割(以河床边缘地下冰出露、并具有明显的地下水-河水交换关系)的典型高寒草甸坡面, 建立地下水位观测场(海拔 4766 m, 图 1), 坡度为 17°, 分坡下、坡上分别设置 7 号和 8 号两个地下水观测孔(深度为 160 cm), 两个观测点之间相距 100 m(图 1), 并同步观测土壤各层的温度和未冻水含量(分别为 5, 10, 20, 30, 40, 60, 80 和 120 cm). 地下水位观测采用美国 HOBO 公司的 U20-001-04 型自动水位计, 属于内置压力式水位传感器, 具有全封闭钛合金外壳, 适合于高寒严酷环境下的地下水自动观测, 测定精度较高, 分辨率<0.014 kPa, 水深 0.14 cm, 并能在地下水完全冻结时, 依据压力测定地下水冻结面所在深度. 土壤温度的采集采用中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室研制的热敏电阻传感器, 用美国 Fluke 公司生产的万用表(Fluke180 系列)读取电阻值, 计算土壤温度. 传感器的适用范围为–40~50℃, 系统精度为±0.02℃. 土壤含水量的采集采用荷兰 Eijkelamp 公司生产的频域反射仪(FDR), 使用环境温度为–40~60℃. 利用电磁脉冲原理, 根据电磁波在介质中传播频率来测量土壤的表观介电常数, 从而计算土壤体积未冻水含量, 系统精度≤±2%. FDR 无法测得土壤的含冰量和总含水量, 因此本文所指的土壤水分均为土壤未冻水的体积含水量. 在 4~10 月, 地下水位每天观测 2 次, 地温及水分数据每天观测 2~8 次; 在 11 月到翌年 3 月, 每天观测 1~2 次. 取当天所有观测值的平均值做为当日的水位、地温及水分数据. 本文分析冻结层上水位数据是由 2010 年 11 月到 2012 年 4 月.

1.2.2　数据分析

利用 SPSS(SPSS 11.0, 2003)单因素方差分析来分别研究了土壤温度与水分对冻结层上水位动态的影响情况. 同时, 采用麦夸特法(Levenberg-Marquardt)和通用全局最优化算法(Universal Global Optimization,

UGO), 分别对土壤温度、水分与冻结层上水位进行非线性拟合, 来分析地温、水分与冻结层上水位动态的相互关系.

2 试验结果与数据分析

2.1 坡面尺度地下水位的季节动态过程

坡面上不同观测点获得地下水动态过程如图2所示, 既具有差异性, 也具有显著的一致性.

从其一般性动态规律方面, 并为了便于分析地下水动态与活动层土壤冻融过程的关系出发, 可将本区地下水位动态变化划分为不同的四个阶段(图 2), 即: (1) 完全冻结水位稳定阶段, 土壤完全冻结, 地下水位下降到一年中的最大埋深, 此阶段地下水位上下波动幅度很小, 变化不大; (2) 融化水位快速上升阶段, 气温回升, 冻结土壤开始融化, 土壤中的含水量逐渐升高, 此时地下水位迅速上升达到峰值; (3) 完全融化高水位阶段, 土壤完全融化, 地下水位埋深达到一年中的高水位, 此阶段地下水位上下波动幅度较大, 水位变化显著; (4) 冻结水位快速下降阶段, 温度不断降低, 土壤开始逐层冻结, 此阶段地下水位迅速下降, 并达到最大埋深.

地下水的这种季节动态变化过程与活动层土壤水分的季节动态过程具有较高的相似性(图 3). Wang等(2008)就曾经提出活动层土壤水分季节动态的 4 阶段划分, 其形态基本和图 2 吻合. 这就表明, 冻结层上水的季节动态与活动层土壤温度和水分含量变化之间具有一定相关性.

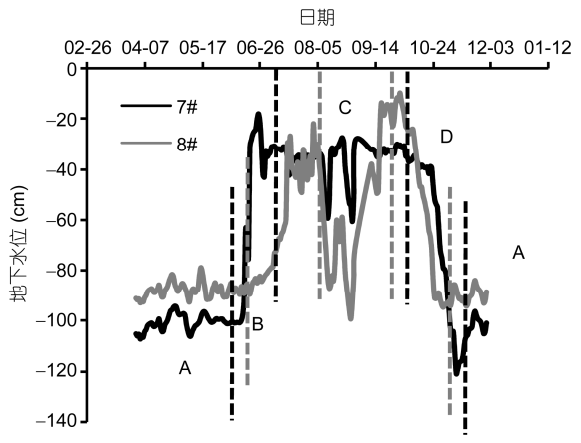

图 2 坡面地下水位季节动态变化过程(2011 年)及其阶段划分

A, 完全冻结水位稳定阶段; B, 融化水位快速上升阶段; C, 完全融化高水位阶段; D, 冻结水位快速下降阶段. 黑色的分隔线表示 7#阶段划分, 灰色的分隔线表示 8#阶段划分

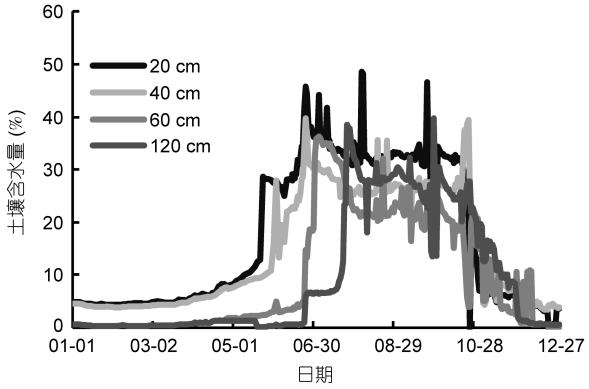

图 3 高寒草甸土壤水分年内动态变化

在地下水位快速下降阶段(即 D 段), 自 10 月初开始, 地下水位随着时间的推移不断下降, 直到 11 月中旬以后随土壤完全冻结, 地下水位达到相对稳定的完全冻结阶段. 该阶段坡面上、下观测点地下水变化存在显著差异. 从图 2 中可以看出, 在冻降初始的 9 月中旬到 10 月中旬坡上观测点(8#)的地下水位要高于坡下观测点(7#); 从 10 月初土壤开始冻结初期, 地下水位进入冻降阶段, 坡上 8#观测点地下水位就开始下降, 而与此同时 7#观测点地下水位也开始缓慢降低, 相对于 8#观测点, 延迟了 3 天. 10 月中旬以后, 当40 cm深度以上土壤温度都低于0℃时, 8#观测点地下水位迅速降低; 相对于 8#点, 7#观测点地下水位急剧下降时间要延迟 10 天左右(图 4). 直到10月底 11 月初, 各层土壤完全冻结后, 地下水位变化趋于相对稳定, 直到第二年土壤融化, 水位开始上升. 坡上观测点(8#)早于坡下观测点(7#)14 天地下水位趋于稳定, 进入完全冻结期, 且在整个完全冻结期 8#观测点地下水位高于 7#观测点. 因此, 冻结过程地下水位动态变化的空间异质性表现在坡上地下水位下降和地下水完全冻结稳定时间早于坡下, 且下降速率和幅度均大于坡下.

在地下水位融升阶段, 由于气温升高, 土壤开始融化, 地下水位也随着气温升高逐渐开始上升. 结合图 1 和 3 可以看出, 从土壤开始融化到土壤融化深度达到 30 cm, 坡上观测点(8#)地下水位都要高于坡下观测点(7#). 这个时期地下水尚未开始融化, 维持冻结层上水完全冻结状态时的坡上水位高于坡下的基

本格局. 到了 6 月初, 活动层 40~50 cm 深度土壤开始融化. 坡下观测点(7#)的地下水位开始逐渐升高, 进入地下水位融升期. 直到当高寒草甸 60 cm 以上的土壤开始融化时, 坡下观测点(7#)地下水位埋深急剧上升, 坡上观测点(8#)的地下水位才开始逐渐升高. 在 6 月底, 坡下观测点(7#)达到地下水位埋深的最小值, 进入地下水位的完全融化阶段. 相对于坡下观测点, 坡上观测点(8#)进入地下水位融升期要滞后 13 天, 也就是 6 月中旬在坡下观测点地下水位迅速上升时期坡上观测点才开始进入地下水位的融升期(图 2). 经历了地下水位缓慢上升, 继而急剧上升的过程后, 于 7 中旬进入地下水位完全融化期, 与坡下观测点相比, 时间延迟了 22 天. 比较图 2 和 4, 可以发现坡上与坡下的另一个差异性, 就是当土壤融化至 60 cm 深度左右时, 坡下地下水位急剧上升至最高水位, 坡上地下水位开始显著上升. 直到土壤融化后期(土壤融化深度达到 120 cm), 深层土壤开始融化时, 坡上地下水位才急剧升高达到最大值. 坡下(7#)观测点地下水位之所以能比坡上地下水大幅度提前融化并以较大速率迅速上升, 除了该点附近土壤融化产生的水分补给地下水使得地下水位升高外, 还由于在水势差作用下坡上土壤融化补给的地下水向坡下汇集, 大量新增水分补给导致坡下观测点地下水位在此时期急剧升高. 同样地, 在土壤完全融化后的相对稳定期, 坡下观测点的地下水位也要略高于坡上观测点(8#). 土壤融化深度在 60 cm 为临界的坡下地下水位变化, 与 Wang 等(2009)发现多年冻土流域土壤融化与地表径流关系存在 60 cm 深度阈值的结果相吻合.

在完全融化期, 坡上观测点的地下水位要低于坡下观测点, 且坡下观测点地下水动态相对稳定, 而坡上观测点地下水位上下波动幅度大, 动态变化剧烈, 表明坡下观测点水分补给稳定, 水分供排相对平衡. 坡面上不同位置的地下水动态的这种差异性, 一方面反映了冻土地下水位受热量传输差异(地形、植被以及土壤质地等均有影响)以及由此引起的地下水运动的差异, 而存在较大的空间变异性, 另一方面也间接反映了在活动层土壤完全融化后的冻结层上水补给和径流关系的复杂性. 该期间, 坡下冻结层上水的补给来源可能是高涨的河水(刘光生等, 2012)、融化穿透的冻结层下水以及来源于坡上的深层潜流等. 多元而相对充足的补给来源形成了坡下稳定的高水位. 坡上的地下水则不同, 来源于冻结层下水较少,

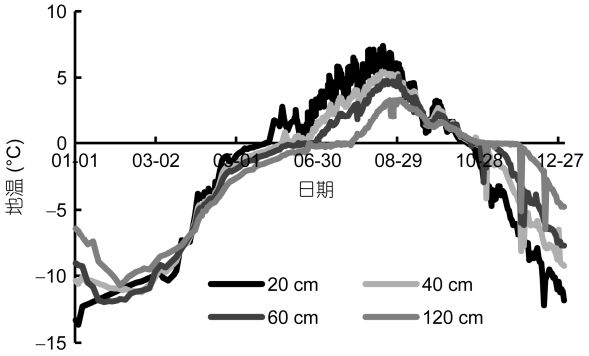

图 4　高寒草甸土壤温度年内变化曲线

也没有河水等地表水补给, 仅接受大气降水和更高位坡上潜流的侧向补给, 水量相对不足且稳定性差, 从而导致坡上地下水动态变化较大且水位偏低.

2.2　活动层土壤温度与地下水位动态变化的关系

对比图 2 和 4, 冻结层上水动态与土壤温度之间存在位相上的相似性. 因此, 二者之间应该存在相互影响和相互作用关系. 利用相同时期观测的地下水位和对应的不同深度土壤温度, 可分析二者的相关关系.

2.2.1　冻结过程土壤温度与地下水位动态的关系

图 5 给出了高寒草甸土壤冻结过程坡上(8#)和坡下(7#)观测点土壤地温变化与地下水位动态关系图. 同时, 表 1 也列出了土壤温度与地下水位的统计回归关系的参数. 可以看出, 在显著性水平 P 小于 0.05 时, 自 20~120 cm 不同深度土壤温度与地下水位埋深动态变化之间具有显著的非线性相关关系, 确定性系数 R^2 在坡下介于 0.79~0.97, 而坡上介于 0.9~0.95.

经统计回归分析, 地温与地下水位动态间的关系满足 Boltzmann 模式(Wang 等, 2012), 表达方程式如下:

$$H=(A_1-A_2)\Big/\Big(1+\exp\big((T-T_0)/B\big)\Big)+A_2, \qquad (1)$$

式中, H 代表地下水位, T 和 T_0 分别表示计算深度地温和该深度计算时期初始地温(单位: ℃); A_1, A_2, B 为待定参数, 与不同深度土壤特性有关, 因而随着土壤深度的变化而改变. 利用该模式(1)可以解释坡下(40 cm 以内)土壤温度对地下水影响的 96%~97%, 且模拟误差水平(RMSE)小于 7.0; 同样, 坡上浅层地温对地下水影响的 93%~95%可以用该模式来解释(表 2, 图 5). 对于深度大于 40 cm 的深层土壤温度和地下水位的

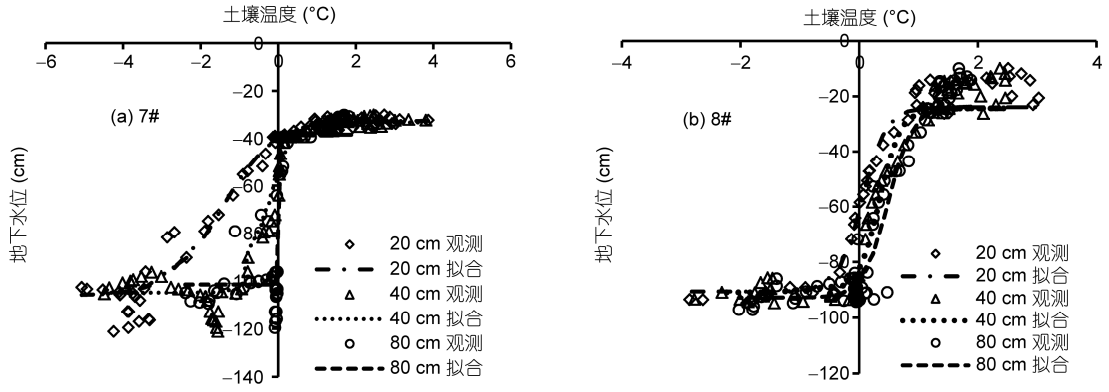

图 5　高寒草甸土壤冻结过程地温与地下水位动态变化

(a) 坡下观测点; (b) 坡上观测点. 散点为实际观测值, 曲线为地温与地下水位相关拟合曲线

表 2　高寒草甸土壤冻结过程地温与地下水位非线性拟合参数

水位观测井编号	深度(cm)	拟合结果			拟合方程参数			
		RMSE	R^2	P	A_1	A_2	T_0	B
7#(坡下)	20	5.44	0.97	0.01	−106.07	−32.59	−1.44	0.66
	30	5.71	0.97	0.01	−105.62	−32.33	−0.59	0.44
	40	6.68	0.96	0.02	−104.78	−33.28	−0.19	0.23
	55	9.58	0.92	0.03	−100.76	−35.85	−0.03	0.01
	65	11.40	0.88	0.03	−101.82	−35.53	0.07	0.04
	80	15.10	0.79	0.04	−101.43	−38.44	0.02	0.03
	120	6.78	0.96	0.02	−105.97	−35.69	0.05	0.03
8#(坡上)	20	7.37	0.95	0.02	−90.52	−23.95	0.05	0.20
	30	7.74	0.94	0.02	−90.79	−24.27	0.22	0.19
	40	8.47	0.93	0.02	−90.80	−24.35	0.34	0.18
	55	8.19	0.93	0.02	−91.39	−24.51	0.39	0.19
	65	10.16	0.90	0.03	−91.34	−25.25	0.32	0.11
	80	9.68	0.91	0.03	−92.72	−23.66	0.49	0.21
	120	7.85	0.94	0.02	−94.00	−24.06	0.45	0.17

关系, 坡上的相关性相对显著, 其确定性系数 R^2 在 0.9 以上, 且拟合度最好的 Boltzmann 曲线拟合误差也小于 10.0. 相比而言, 坡下深层的相关性要差一些, 确定性系数 R^2 小于 0.9, 最小为 0.79, 拟合误差 RMSE大于7.0. 最大达到15.1. 但是深层土壤温度与地下水位动态关系仍然存在较为显著的非线性 Boltzmann 相关模式, 其显著性略差于浅层.

这一现象表明, 冻结层上水位动态变化与不同深度活动层土壤温度在统计学意义上均具有较为密切的关系, 在整个冻结过程, 不同深度土壤温度变化通过改变水分入渗和能量交换而对地下水位形成一定影响. 但地下水位对不同深度土壤温度的响应范围差异较大. 如图 5, 在坡下观测点, 20 cm 深度对应地下水位急剧变动的土壤温度范围是在–4~4℃; 到 40 cm 深度, 土壤温度范围递减为–2~2℃; 到 80 cm 深度, 进一步减小为–1~1℃, 在 80 cm 以下甚至减小为–0.6~0.6℃. 在坡上观测点, 与坡下不同, 20 cm 深度为–1~3℃, 40 cm 深度变为–0.5~2℃, 80 cm 深度时则为 0~1.5℃. 这一现象与地温随深度衰减的规律相一致, 但地温与地下水位动态之间的关系机理尚不

完全清楚, 但至少说明在冻结过程坡上地下水位对地温变化比坡下敏感, 对活动层深部土壤温度的变化比浅层更加敏感. 当然, 这种敏感性也包括了中上层土壤温度对地下水位动态影响的叠加效应.

采用最小二乘法, 确定了不同深度土壤温度与地下水动态之间的定量统计关系, 如表 2 所示, 不同深度土壤的温度对地下水位影响的 Boltzmann 方程的参数系统不同, 表明具有不同的作用关系. 土壤冻结前后坡下观测点的地下水位埋深比坡上观测点的地下水位埋深较深. 在冻结初期, 由于土壤逐渐开始冻结, 地温降低, 土壤中的液态水转变为固态冰, 导致地下水位下降, 在土壤 30 cm 深度以上坡上(8#)观测点地下水位埋深在地温 0℃时的下降速率要高于坡下(7#)观测点. 特别是在土壤表层, 地温 0℃时, 坡上观测点地下水位埋深下降迅速(图 2 和 5). 在土壤 40 cm 深度以下, 地温与地下水位埋深之间的相关系数有所降低(表 2), 特别是坡下观测点, 从图 5 中深层土壤温度与地下水位埋深的拟合曲线表明深层土壤温度对地下水位埋深的动态变化影响相比浅层地温要小. 这种坡上和坡下的差异性, 也反映在 Boltzmann 方程的参数上, 如表 2 所示, 坡上观测点整个活动层坡面上方程参数的变异不大, 数值十分接近, 但坡下观测点则不同, 浅层的地下水对土壤温度的响应方程参数要大于深层.

2.2.2　融化期地下水位动态与土壤温度的关系

与冻结过程相类似, 我们利用融化过程地下水位动态观测结果和对应活动层土壤温度变化分析融化期二者的关系, 结果如图 6 和表 3. 融化期坡上和坡下地下水位动态对土壤温度变化的响应存在更加显著的差异性. 在坡下观测点(7#), 浅层(小于 40 cm)土壤温度与地下水位之间的关系不显著, 深层土壤温度对地下水的影响则十分显著($R^2 \geq 0.94$, $P \leq 0.02$); 对于坡上观测点(8#), 则与冻结过程相一致, 整个活动层剖面土壤温度与地下水位动态之间均存在较为显著的非线性关系. 同冻结期一样, Boltzmann 方程可有效模拟具有密切关系的地下水位对土壤温度的响应变化过程(拟合误差 RMSE 小于 7.5). 这一结果正好解释了坡下观测点(7#)的地下水动态形成原因, 在活动层土壤融化至 60 cm 时, 正好是 6 月初的流域春汛期, 坡下冻结层上水补给来源复杂多变, 坡上浅层融化带来的测流、降水和积雪融水以及河水等, 使地下水位急剧抬升至全年最高水位, 而后, 地下水补排处于相对稳定过程, 但冻结层上水位动态受下部冻结土壤底板的融化影响就十分显著, 因此, 浅层地温对融化期地下水位动态影响不显著, 而深层土壤温度的影响显著. 坡上则不同, 受地形的温度效应影响, 融化期土壤温度和地下水位变化比坡下滞后, 且地下水补给来源相对单一, 以降水和融雪补给和更高坡上的融水测流, 均受制于地温的控制.

与冻结期不同, 融化期冻结层上水位动态对土壤温度的响应范围差异明显, 如图 6 所示, 对于浅层, 地下水位响应的温度均在 0℃以上, 其中坡上的地温范围在 0~5℃, 坡下在 0~3℃. 深层则表现出更加剧烈响应的变化趋势, 一般在–0.5~0.5℃范围内地下水位就完成了从低水位到高水位的波动. 说明融化期

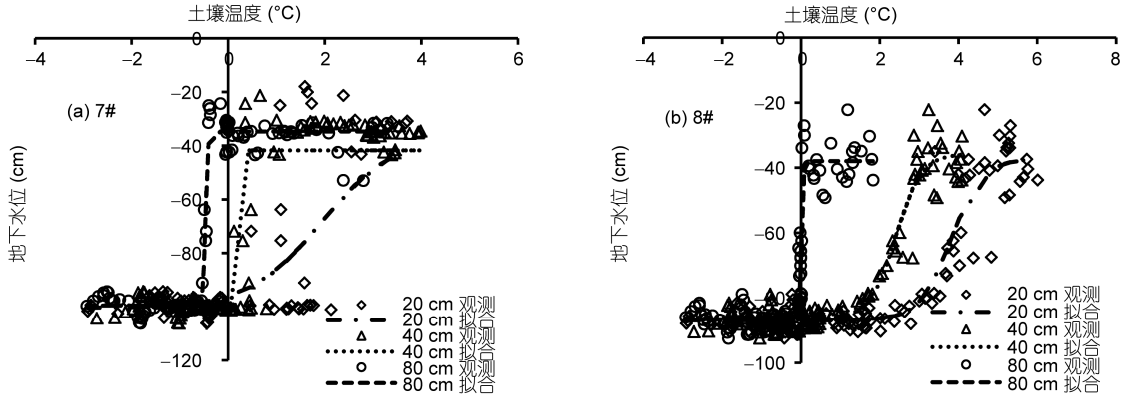

图 6　高寒草甸土壤融化过程地温与地下水位动态变化

(a) 坡下观测点; (b) 坡上观测点. 散点为实际观测值, 曲线为地温与地下水位相关拟合曲线

表 3　高寒草甸土壤融化过程地温与地下水位非线性拟合参数

项目	深度(cm)	拟合结果			拟合方程参数			
		RMSE	R^2	P	A_1	A_2	T_0	B
7#(坡下)	20	17.69	0.71	0.04	−35.97	−100.56	1.95	−0.76
	30	18.54	0.66	0.06	−101.44	−30.86	0.96	0.48
	40	15.98	0.76	0.04	−41.76	−99.50	0.16	0.00
	55	7.27	0.95	0.02	−35.02	−99.24	−0.12	−0.01
	65	6.88	0.96	0.01	−35.13	−99.84	−0.25	−0.02
	80	6.27	0.96	0.01	−34.74	−99.63	−0.47	−0.03
	120	7.55	0.94	0.02	−35.18	−98.81	−0.67	−0.01
8#(坡上)	20	6.82	0.88	0.02	−87.05	−37.16	3.80	0.40
	30	5.66	0.92	0.02	−37.55	−86.92	2.99	−0.31
	40	4.81	0.94	0.02	−86.75	−35.79	2.40	0.32
	55	4.46	0.95	0.02	−35.80	−86.72	1.40	−0.32
	65	4.41	0.95	0.02	−87.15	−36.70	0.72	0.28
	80	5.74	0.92	0.02	−86.73	−37.96	0.01	0.02
	120	7.11	0.88	0.03	−87.04	−36.79	−0.15	0.05

只有在土壤融化后(>–0.5℃), 才存在温度对地下水位动态的影响, 同时地形条件及其控制的地下水补给径流条件将改变温度对地下水位动态影响的程度. 另外, 一般在冻土冻结过程中, 也包含一定的未冻水, 特别是高温(>–1℃)冻土中未冻水含量较大, 甚至可能会在局部形成冻结层内水(周幼吾等, 2000; 吴吉春等, 2009), 这些水分均会在地温升高中补给地下水而显著提高水位.

2.3　土壤含水量与地下水位动态变化的关系

2.3.1　冻结过程

在土壤冻结过程中, 随着温度的不断降低, 土壤中的液态水逐渐冻结变为固态水存储在土壤中. 因此, 观测到的土壤的水分含量(液态水的含量)随着时间的推移而不断地减少, 而此时的地下水位也随之开始不断降低. 利用统计回归分析方法, 分析活动层不同深度土壤水分与地下水位动态的关系, 结果如图 7 和表 4. 与土壤温度相反, 土壤水分与冻结层上水动态的关系是坡下优于坡上. 坡下观测点(7#)不同深度土壤水分与地下水位之间具有十分显著的非线性关系, 与地温类似, Boltzmann 方程可有效识别土壤水分对地下水位的影响, 相关决定系数 R^2 在 0.93 以上, $P \leqslant 0.02$, 模拟误差 RMSE≤8.5(表 4). 对于坡上观测点(8#), 浅层(30 cm 以内)土壤水分含量与地下水位之间的关系较为显著, 但在 40 cm 深度以后, 土壤水分与地下水位动态之间的关系不显著. 这里需要特别指出的是, 从图 7 可以看出, 无论是坡上还是坡下, 地下水位动态似乎对 60 cm 以下的深层土壤水分变化响应十分强烈, 土壤水分由 30%下降到 25%, 地下水位迅速从高水位突降到低水位, 这种现象一方面支持了温度在 60 cm 以下的阈值效果, 另一方面, 可以认为 60 cm 深度以下的土壤水分对地下水位动态的影响更多可能是由温度控制的作用结果, 而非土壤水分的影响. 与此对应的是, 在浅层 40 cm 以内, 坡下土壤水分对地下水位动态的影响范围介于 25%~10%到 25%~5%; 坡上则为 25%~20%到 25%~10%, 也就是说坡上地下水位动态对土壤水分变化的响应速率较坡下大. 这同样可以归因于坡上、坡下之间存在的水势差、温度差以及补给来源的差异, 导致坡上观测点地下水位下降速率要高于坡下观测点.

2.3.2　融化过程

同样地, 利用融化期观测到的冻结层上水位和对应时期的活动层土壤水分, 进行相关分析, 结果如图 8 和表 5. 尽管从统计分析来看, 与冻结过程类似, 坡下土壤水分与地下水位动态之间的关系较坡上显

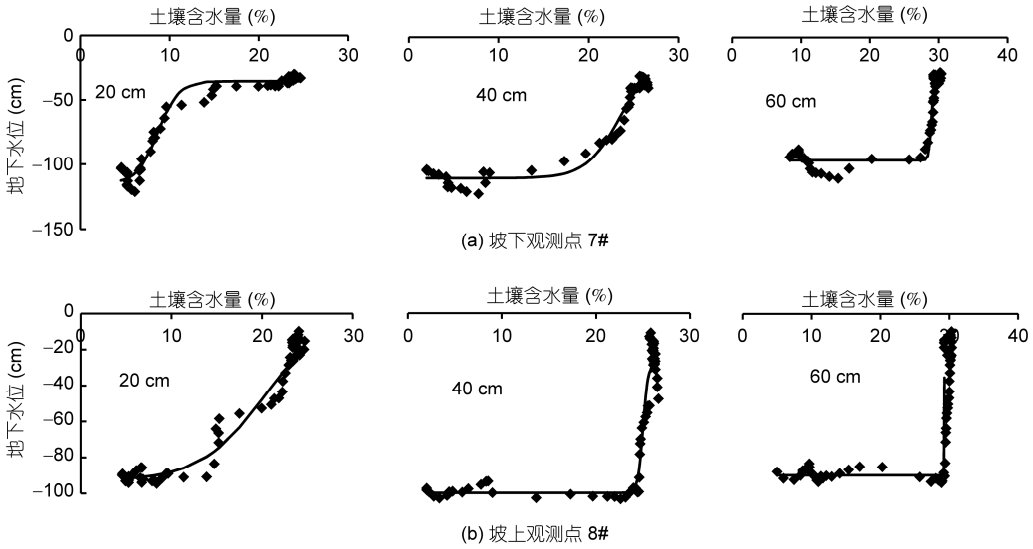

图 7　高寒草甸土壤冻结过程含水量与地下水位动态变化

散点为实际观测值, 曲线为土壤含水量与地下水位相关拟合曲线

表 4　高寒草甸土壤冻结过程含水量与地下水位非线性拟合参数

项目	深度(cm)	拟合结果			拟合方程参数			
		RMSE	R^2	P	A_1	A_2	T_0	B
7#(坡下)	10	5.43	0.97	0.02	−112.62	−35.31	12.57	0.45
	20	5.12	0.97	0.01	−114.70	−35.49	8.68	1.15
	30	6.66	0.96	0.02	−115.67	−0.35	29.46	7.24
	40	5.00	0.98	0.01	−109.09	−15.15	23.45	1.89
	60	6.94	0.95	0.02	−105.59	−33.60	28.94	0.18
	90	5.14	0.98	0.01	−106.72	−34.79	26.72	0.14
	120	8.50	0.93	0.02	−33.34	−105.99	36.38	−0.35
8#(坡上)	10	9.22	0.92	0.03	−23.95	−94.48	15.76	−1.35
	20	8.41	0.93	0.02	0.00	−92.97	20.17	−3.51
	30	8.13	0.93	0.02	0.00	−91.41	34.80	−0.44
	40	9.50	0.91	0.03	−25.33	−91.46	24.99	−0.27
	60	16.40	0.73	0.05	−90.37	−35.53	29.21	0.00
	90	10.25	0.90	0.03	−26.70	−89.07	27.64	−0.04
	120	18.34	0.67	0.06	−90.42	−37.44	37.05	0.02

著, 但是总体而言, 在 60 cm 以上的中上层土壤水分对地下水位动态不具有显著影响. 对于坡上观测点(8#)统计分析的决定系数 R^2<0.6, 且 P>0.05. 对于坡下观测点, 尽管统计相关分析的决定系数 R^2 在 0.7 以上, 且 P 小于 0.04, 但是地下水位拟合误差大于 11.0, 不能有效刻画地下水位动态变化. 无论坡上还是坡下, 深度大于 60 cm 的深层土壤水分与地下水位之间的关系较为显著, 特别是 90 cm 以下, 地下水位动态对土壤水分含量变化的响应遵循 Boltzmann 方程, 且具有相对较小的拟合误差. 这些现象同样印证了冻结层上水运动过程受控于冻结土壤融化深度与程度, 首先融化期地下水系统的补给和径流受控于冻结土壤的融化深度, 当冻结土壤融化深度未达到地下水面时, 冻结土壤做为弱透水层, 不仅阻隔降水和融雪

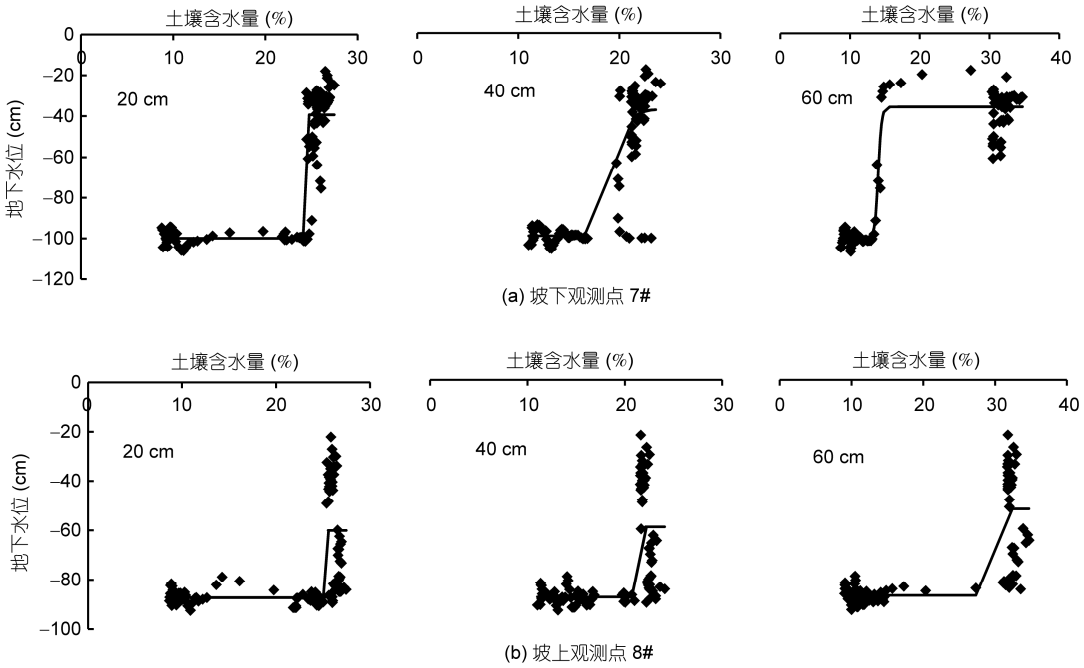

图 8　高寒草甸土壤融化过程含水量与地下水位动态变化

散点为实际观测值, 曲线为土壤含水量与地下水位相关拟合曲线

表 5　高寒草甸土壤融化过程含水量与地下水位非线性拟合参数

项目	深度(cm)	拟合结果			拟合方程参数			
		RMSE	R^2	P	A_1	A_2	T_0	B
7#(坡下)	10	11.04	0.88	0.02	−96.51	−35.89	33.37	0.01
	20	12.03	0.86	0.03	−99.90	−39.36	24.40	0.00
	30	17.15	0.71	0.04	−100.08	−33.66	22.34	0.35
	40	15.34	0.77	0.03	−37.74	−99.78	19.97	−0.58
	60	7.24	0.95	0.01	−35.85	−99.95	14.04	−0.25
	90	7.23	0.95	0.01	−99.93	−35.85	16.64	0.08
	120	9.95	0.90	0.02	−100.07	−37.02	13.89	0.04
8#(坡上)	10	12.87	0.59	0.06	21.77	−87.12	36.80	−1.53
	20	14.75	0.46	0.07	−87.28	−60.04	25.21	0.00
	30	15.36	0.42	0.08	−87.34	−61.03	22.66	0.00
	40	14.63	0.48	0.07	−87.24	−59.07	21.56	0.00
	60	11.62	0.68	0.05	−86.76	−51.98	31.47	0.01
	90	5.02	0.94	0.02	−86.74	−38.13	18.44	0.29
	120	5.51	0.93	0.02	−86.65	−37.88	15.35	0.24

水分的补给, 也阻隔融化土壤层水分对地下水的补给; 其次, 当土壤融化深度不足以形成地下水侧向径流和饱和壤中流对地下水系统的补给, 已融化土壤层的水分运动(包括饱和壤中流)也不能参与地下水动态.

3 讨论

多年冻土区冻结层上水是联接多年冻土层-活动层-植被-大气这一水热交换体系的重要纽带, 在寒区能水循环和径流形成与时空分布中具有举足轻重的作用(Woo, 2012). 观测结果表明, 青藏高原多年冻土区高寒草甸坡面地下水的季节动态具有显著的冻融过程和空间分异性. 尽管地下水位季节动态过程线与活动层土壤水分的年内动态分布格局相类似(Wang 等, 2008), 但是活动层土壤温度是控制冻结层上水动态变化的主要因素, 只有深层土壤水分对地下水位动态有一定影响.

一般而言, 地下水位动态是补给、径流和排泄等过程共同作用的结果, 含水层厚度和水量平衡状态决定了水位变化. 在多年冻土区, 含水层厚度受季节冻层最大厚度、或多年冻土上限控制, 而补给、径流和排泄等过程受制于含水层的季节冻融变化. 在冻结过程, 随季节冻土层的形成, 地下水的地表补给源被逐渐切断, 地下水位逐渐下降, 当最大冻结深度出现时, 地下水位也降至最低位置(周幼吾等, 2000). 在融化过程, 随着冻土层自上而下逐渐消融, 使融水下渗量增加, 降水对地下水的补给增多, 从而使地下水位抬升, 直到 9 月份, 液相含水层达到最大厚度, 此时整个季节冻融层全部融化(周幼吾等, 2000). 融化过程地下水的补给来源多元化并随地形条件不同而差异较大, 在坡面上部, 降水、融雪水以及侧向渗流是主要来源, 而在坡面下部, 活动层易于穿透冻土层而与下部冻结层下水连通, 因此, 除了上述水源外, 河水和冻结层下水等也可能成为主要补给来源(Woo, 2012; 程国栋和金会军, 2013). 多样而充足的补给来源, 有利于形成融化期快速的水位抬升并维持融化期稳定的地下水位(图 2), 因此, 补给来源的差异是导致坡面不同区域地下水位动态存在较大差异的主要原因之一.

大量已有研究表明, 冻结层上水位变化与活动层冻融过程密切相关, 活动层的冻融过程直接影响到冻结层上水的季节动态(杨针娘等, 1993; Walker 等 2003; Woo, 2012; 程国栋和金会军, 2013). 与非冻土地区相比, 土壤冻结不仅产生了不透水层, 对地下水的运移产生影响, 限制了地表、多年冻土及其下伏融土层之间的水分交换. 同时, 由于土壤冻结使得一部分水分储存在冻土中, 此部分水分的相变过程, 加之地下水和多年冻土之间相互制约、相互作用, 导致寒区水循环过程与非冻土地区相比具有其独特的规律(程国栋和金会军, 2013). 因此, 活动层土壤温度表现出与冻结层上水动态密切的相关性, 冻结土壤的融化过程不仅导致土壤的水分渗透性能不断变化, 从而形成地表水(包括融雪水)与降水对地下水补给过程的逐渐变化. 而且, 冻结土壤自身在水分相变中产生饱和导水能力随融化程度的变化和侧向水分运移过程的变化. 这些复杂的温度控制的多因素交互作用, 形成了非线性的温度与地下水位动态的关系. 在连续多年冻土区, 温度通过控制多年冻土活动层的冻融过程, 使其土壤渗透性能发生变化, 从而影响地下水位的动态变化. 由于土壤液态水分含量随冻融变化是导致土壤入渗和饱和导水能力改变的主要因素, 因此基于统计回归分析的温度与地下水位动态的非线性关系, 与土壤水分和温度的关系具有相似性(Wang 等, 2012). 同时, 当活动层完全融化或完全冻结后地下水位动态就与地温无关或关系微弱, 因此, 温度与地下水位动态的非线性关系还表现在存在有效的温度阈值. 另外, 只有上层土壤温度达到一定程度后, 才有足够能量传输下层土壤, 就形成了土壤温度剖面分布的倒三角型态(周幼吾等, 2000), 所以, 地下水位动态对不同深度土壤温度的响应存在显著不同的阈值范围(图 5).

由于能量分布的差异, 坡面上活动层土壤的冻融过程具有空间上的差异性(周幼吾等, 2000; Wu 等, 2006), 这就导致了地下水系统补给、径流和排泄过程的差异性, 因而地下水位动态变化存在显著的坡面空间异质性. 这种差异性导致了春汛和夏汛期对连续多年冻土区地下水补给过程的不同. 春汛开始时, 因冬季冻结期刚过, 土壤深层仍处于冻结状态, 水分的水力传导受到阻隔, 冰雪融水对地下水补给是极少的. 此时, 无论坡上观测点还是坡下观测点, 地下水位都没有显著的变化. 随着温度的不断升高, 春汛加剧, 地表水量增加, 对坡面下部冻结层上水进行补给(Wu 等, 2006). 由于坡上观测点地温低于坡下观测点, 导致坡下土壤渗透性优于坡上观测点, 得益于水分大量入渗补给, 使得坡下观测点含水层地下水位急剧抬升. 随着冻融层土壤不断向下融化, 地下水位达到峰值(图 2), 并形成夏汛期的 7 月下旬至 8 月下旬时段坡下观测点地下水位高于坡上观测点, 说明此时地下水并未对径流进行补给. 在 9 月下旬, 多年

冻土活动层大部分融化, 土壤渗透性较好, 大气降水通过土壤入渗补给地下水, 地下水位抬升. 在此时期, 坡下观测点地下水位低于坡上观测点, 由于坡上、坡下观测点之间存在水头差(图 2), 根据达西定律, 地下径流朝着排泄区也就是坡下观测点方向移动. 由此说明, 此阶段地下水对径流进行了补给. 对于冻结层上水来说, 随着活动层不断融化, 含水层的透水性越好, 地形差越大, 对径流的补给也越强烈. 温度对于河流及地下水运动过程起到了十分重要的作用. 刘光生等(2012)利用同位素分析的有关该区域地表径流组分结构的季节变化也印证了地下水与地表水关系的这种季节变化.

4 结论

(1) 冻结层上水的季节动态变化过程与活动层土壤温度和水分含量季节变化过程具有较高的相似性, 具有显著的初始融化快速上升、完全融化波动变化、冻结初期快速下降和完全冻结的稳定低水位四个阶段. 活动层土壤温度控制了冻结层上水季节动态格局, 深层土壤水分和不同地带地下水补给来源决定了冻结层上水水位动态变化的位相和幅度. 正是由于坡面上活动层温度、土壤水分含量以及地下水补给来源的不同, 形成了冻结层上水位动态的显著空间变异性. 上述这些规律是冻结层上水有别于非冻土区潜水动态的最显著特征.

(2) 不同活动层深度土壤温度对地下水位动态变化的影响不同, 具有显著的非线性相关关系, Boltzmann 方程可有效刻画二者的数量关系且不同深度具有不同的参数系统. 土壤温度对地下水位动态的影响具有明显的阈值范围, 随深度不同, 该阈限不同, 地下水位对深层地温变化的响应较浅层更为敏感. 土壤水分对冻结层上水动态的影响在冻结和融化过程刚好相反, 这与冻结土壤自身在水分相变中产生饱和导水能力和渗透性随融化程度的变化以及侧向水分运移过程(壤中流等)的变化等这些复杂的与温度互馈的多因素交互作用有关.

(3) 冻结层上水位动态的季节变化和坡面上显著的空间变异性, 导致了地下水与河水之间的水力联系存在明显的季节差异, 春汛期和秋季退水过程, 地下水补给河水的程度可能要大于完全融化的夏季. 因此, 冻结层上水动态是活动层土壤地温、水分和补给条件等综合作用的结果, 并反过来对地下水-河水之间的水力联系产生影响. 由此可以认为地表覆盖变化(如植被退化)和气候变暖将必然引起冻结层上水动态和流域整体水文过程的改变, 如何定量识别这些因子间的相互作用关系, 有必要进一步深入开展研究.

值得指出的是, 上述结果是基于青藏高原风火山多年冻土区典型高寒草甸坡面的有限观测点观测数据获得的, 不同冻土类型、不同植被覆盖和含水层岩性结构都可能使得冻结层上水动态类型发生变化, 需要针对不同的水文地理和水文生态单元开展比较研究, 以期获得更具有普适意义的冻结层上水动态规律与驱动机制的理论认知以及定量模式方面的进展.

参考文献

程国栋, 金会军. 2013. 青藏高原多年冻土区地下水及其变化. 水文地质工程地质, 40: 1–11

刘光生, 王根绪, 孙向阳. 2012. 多年冻土区风火山流域降水河水稳定同位素特征分析. 水科学进展, 23: 621–627

王根绪, 李元寿, 王一博. 2010. 青藏高原河源区地表过程与环境变化. 北京: 科学出版社. 347

吴吉春, 盛煜, 吴青柏, 等. 2009. 气候变暖背景下青藏高原多年冻土层中地下冰作为水“源”的可能性探讨. 冰川冻土, 31: 350–356

杨针娘, 杨志怀, 梁凤仙, 等. 1993. 祁连山冰沟流域冻土水文过程. 冰川冻土, 15: 235–241

姚檀栋. 2002. 青藏高原中部冰冻圈动态变化特征. 北京: 地质出版社. 308

周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 2000. 中国冻土. 北京: 科学出版社. 450

Dyurgerov M, Bring A, Destouni G. 2010. Integrated assessment of changes in freshwater inflow to the Arctic Ocean. J Geophys Res, 115: D12116

Ge S M, McKenzie J, Voss C, et al. 2011. Exchange of groundwater and surface-water mediated by permafrost response to seasonal and long term airtemperature variation. Geophys Res Lett, 38, doi: 10.1029/2011GL047911

Metcalfe R A, Buttle J M. 2001. Soil partitioning and surface store controls on spring runoff from a boreal forest peatland basin in north-central Manitoba, Canada. Hydrol Process, 15: 2305–2324

Quinton W L, Shirazi T, Carey S K, et al. 2005. Soil water storage and active-layer development in a sub-alpine tundra hillslope, southern Yukon territory, Canada. Permafrost Periglac Process, 16: 369–382

Walker D A, Jia G J, Epstein H E. 2003. Vegetation-soil-thawing-depth relationships along a low-arctic bioclimate gradient. Alaska: Synthesis of information from the ATLAS studies. Permafrost Periglac Process, 14: 103–123

Wang G X, Li Y S, Wang Y B. 2008. Synergistic effect of vegetation and air temperature changes on soil water content in alpine frost meadow soil in the permafrost region of Tibet. Hydrol Process, 22: 3310–3320

Wang G X, Hu H C, Li T B. 2009. The influence of freeze-thaw cycles of active soil layer on surface runoff in a permafrost watershed. J Hydrol, 375: 438–449

Wang G X, Liu G S, Li C J, et al.2012. The variability of soil thermal and hydrological dynamics with vegetation cover in a permafrost region. Agric For Meteorol, 162-163: 44–57

Woo M K. 1992. Impacts of climatic variability and change on Canadian wetlands. Can Water Resour J, 17: 63–69

Woo M K, Kane D L, Carey S K, et al. 2008. Progress in permafrost hydrology in the new millennium. Permafrost Periglac Process, 19: 237–254

Woo M K. 2012. Permafrost Hydrology. Berlin: Springer. 576

Wu Q B, Lu Z J, Liu Y Z. 2006. Permafrost Changes in the Tibetan Plateau. Adv Clim Change, 2: 77–80

Zhao Q D, Liu Z, Ye B S. 2010. A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. Hydrol Earth Syst Sci, 13: 1897–1906