

黑河上游地表冻融指数与径流关系

郭阳¹, 张廷军², 曹琳², 高坛光²

(1. 兰州大学 大气科学学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000)

摘要: [目的] 探讨黑河上游地表冻融指数与径流的关系, 为该流域的径流预测及水资源合理开发利用提供科学依据。[方法] 利用 1979—2006 年黑河上游西支水文站和气象站的月平均径流、降水和气温资料, 对该流域冻融指数变化、融化和冻结阶段径流变化进行分析, 并对地表冻融指数与径流的关系做了进一步探讨。[结果] 冻结指数和融化指数分别具有明显减少和增加的趋势, 且在 1990—2005 年表现更为突出。径流在融化阶段变化趋势不明显, 在冻结阶段呈现减少趋势, 其中冬季径流减少趋势较为明显。季节冻融过程对冬季径流减少具有较为重要的影响, 主要表现为冻结指数显著减小, 表明土壤季节冻结过程中气温升高, 这很可能使得冬季地表积雪更多地进行了升华, 从而削减了对径流的补给, 导致了径流量的减少; 融化指数显著增大, 导致土壤季节融化深度增加了 13~14 cm, 从而增加了土壤的调蓄空间, 使得部分地表水储存于活动层, 导致地表冬季径流量减少。[结论] 季节冻融变化是影响黑河上游径流的一个不可忽视的特殊因子。

关键词: 黑河上游; 冻融指数; 地表径流; 多年冻土

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2018)03-0222-06

中图分类号: P642.14

文献参数: 郭阳, 张廷军, 曹琳, 等. 黑河上游地表冻融指数与径流关系[J]. 水土保持通报, 2018, 38(3): 222-227. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.20180524.001. Guo Yang, Zhang Tingjun, Cao Lin, et al. Relationship between surface freezing/thawing index and runoff in upper reaches of Heihe River[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2018, 38(3):222-227.

Relationship Between Surface Freezing/Thawing Index and Runoff in Upper Reaches of Heihe River

GUO Yang¹, ZHANG Tingjun², CAO Lin², GAO Tanguang²

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu 730000, China;

2. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: [Objective] The relationship between surface freezing/thawing index and runoff over the upper reaches of Heihe River in Western China was discussed in order to provide scientific basis for the runoff prediction and the rational development and utilization of water resources in this basin. [Methods] The impacts of precipitation, air temperature and surface freezing/thawing index on runoff during the period from 1979 to 2006 were investigated over the upper reaches of Heihe River basin in Western China. Changes in freezing/thawing index and river runoff in freezing/thawing period and the relationships between surface freezing/thawing index and runoff were further explored. [Results] There was a significant decrease trend in freezing while a significant increase trend in thawing index, and the most significant change occurred in 1990—2005. The variation of runoff was not obvious in thawing period, while it decreased dramatically in freezing period, especially in winter. The reduction of winter runoff was influenced by the variation in soil seasonal freezing and thawing. The freezing index was reduced significantly, indicating that air temperature increased in seasonal soil freezing process, and more snow sublimated in winter, so that the supply of runoff

收稿日期: 2017-11-20

修回日期: 2017-12-17

资助项目: 国家自然科学基金项目“黑河上游多年冻土区地表水、地下水过程及其效应研究”(91325202), “纳木错流域冰川物质平衡变化对径流热量的影响研究”(41501063); 中央高校基本科研业务费专项资金“干旱区均匀裸土下垫面地表能量不闭合成因及影响研究”(lzujbky-2016-196)

第一作者: 郭阳(1990—), 男(汉族), 河北省沧州市人, 博士研究生, 研究方向为陆面过程。E-mail: guoy13@lzu.edu.cn.

通讯作者: 张廷军(1957—), 男(汉族), 甘肃省庆阳市人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事积雪和冻土方面的研究。E-mail: tjzhang@lzu.edu.cn.

was reduced. The thawing index increased significantly, leading to a 13~14 cm increase in the depth of seasonal thawing soil, which resulted in an increase of the soil storage space to store part of the groundwater and a decrease in winter runoff. [Conclusion] Changes in the soil seasonal freezing and thawing play significant roles in the runoff of the upper reaches of Heihe River in Western China.

Keywords: the upper reaches of the Heihe River; freezing/thawing index; surface runoff; permafrost

冻土是指含冰且温度不高于 0℃ 的土壤和岩石^[1]。饱和冻土渗透性很弱,可视为不透水层^[2]。因此,冻土能够改变水文循环,形成寒区独特的冻土水文过程^[3-4]。在全球气候变暖的背景下,多年冻土显著退化^[5-7],活动层加深,融区扩大,这使冻土水文过程变得更为复杂。

黑河上游流域为黑河的主要产流区,流域内广泛分布着多年冻土和季节冻土,存在冰川、积雪、冻土等寒区水文要素,这些要素的变化会对整个黑河流域的径流产生重要影响。目前,针对黑河上游流域,影响其水文过程的相关研究,主要集中在降水、气温、蒸发、辐射等气象要素对径流的影响,并以降水和气温的探讨居多。李林等^[8]研究了气候变化对黑河上游流域径流的影响,结果表明,径流增加的主要原因,在汛期是降水增加,在非汛期则是气温上升促进了高山冰雪融化。王顺利等^[9]探讨了祁连山区降水和气温变化对径流的影响,并认为降水和气温的增加均会促进径流的增加。张耀宗等^[10]分析了黑河上游流域的径流变化及其影响因子,认为温度上升增加了夏季蒸发量,进而削减了径流量。还有一些研究指出,在土壤冻融过程中,活动层内部的水分和热量会发生协同变化,进而影响流域内的地表径流及地下水运动。Woo 等^[11]和 Young 等^[12]的研究表明,在活动层土壤冻结过程中,外界补给水分的下渗过程会受到限制,这使浅层土壤容易达到饱和状态,从而促进了地表径流的形成;而在活动层土壤融化过程中,随着融化深度增加,土壤调蓄空间增大,造成下渗量及下渗速度增加,进而导致地表径流减少。Haldorsen 等^[13]在研究长期气候变化对多年冻土区地下水影响时认为,活动层土壤中的地下水,在土壤冻结和融化过程中主要进行垂直迁移运动,而在土壤完全冻结状态下主要进行水平迁移运动,这会对冬季地表径流形成补给。以上研究表明,由于活动层土壤存在季节冻结和融化过程,这使得地表径流的变化机制更为复杂,单独地从气象或水文方面无法完全解释其中的物理过程。

为此,本文拟针对黑河上游流域活动层土壤的冻融过程,开展气候水文要素对径流变化影响的研究。根据黑河上游西支的气象、水文资料,分析黑河上游

流域冻结指数和融化指数的变化特征,以及径流在冻结期和融化期的变化特点,并进一步探讨土壤季节冻融过程影响径流变化的机制。以期为黑河上游流域的径流预测和水资源合理开发利用提供理论指导。

1 数据介绍与研究方法

1.1 数据介绍

研究区域位于黑河上游,地处祁连山脉中段。该区域广泛分布着多年冻土,海拔 3 400~3 700 m 区域分布着不连续多年冻土,3 700 m 以上主要为连续多年冻土^[2]。季节冻土厚度,一般在 1.8~2.5 m 之间,最大可达 4.9 m^[2]。黑河上游分为东西两支,西支较东支降水量大,是黑河的主流^[14]。该支流以野牛沟河为主,流域面积为 4 589 km²,海拔范围为 2 835~4 891 m,平均海拔 3 929 m;其中,89% 以上的面积分布于海拔 3 500 m 以上^[15]。

选用 1979—2006 年黑河上游西支野牛沟气象站(99°32'E,38°27'N,海拔 3 320 m)的月平均气温、降水数据,以及扎马什克水文站(99°59'E,38°14'N,海拔 2 835 m)同期的月平均径流数据进行分析。其中,扎马什克水文站断面于 2007 年 1 月 1 日向下迁移 13.7 km^[16],为了保证资料的一致性,仅使用 2007 年之前的数据进行分析。选取的资料中,气象站 1979 和 1980 年的地温数据存在部分缺失,水文站 1984,1988 和 1989 年的数据存在缺失。

1.2 数据处理和分析方法

(1) 冻结/融化指数。冻结和融化指数通常是基于日平均温度(气温或地表温度)进行计算,其定义为给定时期内的度日累计数^[17],通常使用的年冻结/融化指数是指一年内所有负温/正温的总和。其中,冻结/融化期要将所有连续的冷季/暖季包含在内,以避免在计算活动层最大融化深度和季节冻结层最大冻结深度时,因缺失计入部分负温/正温而造成的误差。因此,本文根据祁连山区的气候变化特征,定义冻结期为 7 月 1 日至下一年 6 月 30 日,融化期为 1 月 1 日至 12 月 31 日^[9]。冻结/融化指数的计算公式为^[18]:

$$I_F = \int_{t_0}^{t_1} |T| dt \quad (T < 0 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (1)$$

式中: I_F ——冻结指数($^\circ\text{C} \cdot \text{d}$); t_0, t_1 ——冻结期开始和结束的时间; T ——地表温度($^\circ\text{C}$)。下同。

$$I_T = \int_{t_2}^{t_3} T dt \quad (T > 0 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (2)$$

式中： I_T ——融化指数($^\circ\text{C} \cdot \text{d}$)； t_2, t_3 ——融化期开始和结束的时间。公式(1)和(2)为冻结融化指数的理论计算公式，实际应用时，采用离散方法进行计算：

$$I_F = \sum_{i=1}^{N_F} |T_i| \quad (T_i < 0 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (3)$$

式中： N_F ——年内温度低于冻结点的日数(d)； T_i ——日平均地表温度($^\circ\text{C}$)。下同。

$$I_T = \sum_{i=1}^{N_T} T_i \quad (T_i > 0 \text{ } ^\circ\text{C}) \quad (4)$$

式中： N_T ——年内温度高于融化点的日数(d)。计算过程中，因气象站地温资料缺失，未计算 1979 年的冻结指数和 1979, 1980 年的融化指数。

(2) 多年冻土区季节融化深度与地表融化指数存在如下关系^[19]：

$$\zeta_u = \sqrt{\frac{2\lambda_u D_{DT}}{Q}} \quad (5)$$

式中： ζ_u ——融化深度(m)； λ_u ——融土导热系数 [$\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$]； D_{DT} ——多年平均的地表融化指数($^\circ\text{C} \cdot \text{d}$)； Q ——单位体积冻土中地下冰融化所需要的融化潜热(kJ/m^3)。

由于地表融化指数与融化深度呈正比，因此，融化指数增大，则意味着融化深度增加，反之亦然。

冻结和融化指数是表征土壤冻结、融化过程的重要因子，也是中高纬度高山区气候变化的重要指示器，并能够较好地反映土壤季节冻结和融化深度的变化，是本研究中所使用的重要参数^[18,20-22]。相关研究表明，在中高纬度地区采用月平均地/气温数据计算的年冻结/融化指数，在高纬度地区误差较小，在中纬度地区也基本适用^[18]。

本研究主要利用公式(3)—(5)，分析冻结和融化指数的变化，以及融化指数所指示的活动层最大融化深度的变化，以此来说明活动层土壤在冻结和融化过程的变化特征，进而分析冻融过程对地表径流的影响机制。

2 结果分析

2.1 冻融指数变化趋势

冻结和融化指数的变化，能够从不同方面反映土壤水分和热量的分布、迁移和传输规律，并对地表径流的形成产生重要影响，因此探讨黑河上游西支冻结/融化指数的变化特征，对于了解该流域土壤冻融过程对径流的影响具有重要意义。

1979—2005 年黑河上游西支野牛沟河的冻结和融化指数变化趋势如图 1 所示。冻结指数总体呈下

降趋势，倾斜率为 $-147.8 \text{ } (^\circ\text{C} \cdot \text{d})/10 \text{ a}$ ，说明土壤的季节冻结潜力存在持续下降的趋势。其中，1980—1989 年冻结指数变化较为平缓，呈小幅波动下降趋势，而 1990—2005 年的冻结指数波动剧烈，下降趋势较为显著。融化指数则呈上升趋势，倾斜率为 $138.4 \text{ } (^\circ\text{C} \cdot \text{d})/10 \text{ a}$ ，整体上波动比较频繁，且 1990 年之后上升趋势更加显著。根据式(5)可知^[19,23-25]：融化指数大幅升高，表明土壤融化期间的最大融化深度增加，意味着土壤水分调蓄空间变大，调蓄能力增强。

Frauenfeld 等^[18]的研究表明，在北美、加拿大和阿拉斯加等多年冻土区正经历着冷季冻结指数降低的趋势，与此同时，在沿海地区和加拿大东部都出现了暖季融化指数显著增加的趋势。这说明在北半球以上研究区域中多年冻土退化，活动层厚度增加的现象是普遍存在的。而位于中纬度的黑河上游西支的研究区域内，其冻结/融化指数也表现出了相同的变化趋势。

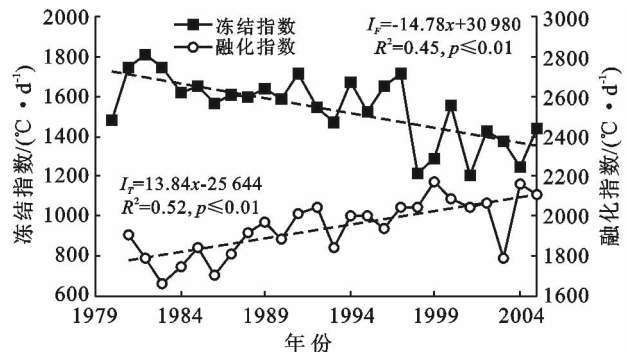


图 1 1979—2005 年野牛沟冻结指数(I_F)和融化指数(I_T)及其变化趋势

2.2 径流变化趋势

为了认识黑河上游西支径流的变化特征，将年内径流分为融化和冻结两个阶段进行分析。年内月平均气温中，5—9 月高于 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ ，4 月中下旬和 10 月中上旬也存在较多气温高于 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ 的日期，因此将 4—10 月划分为融化阶段；而 11—3 月的月平均气温低于 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ ，故将其划分为冻结阶段。图 2 为 1979—2005 年野牛沟融化阶段和冻结阶段的径流分布。其中，融化阶段径流均值为 $234.6 \text{ m}^3/\text{s}$ ，其多年径流基本处于 $200 \sim 250 \text{ m}^3/\text{s}$ ，每 10 a 左右存在一个波动周期，极大值出现在 1982, 1997, 2002 年。而冻结阶段径流变化相对平稳，并存在小幅度的下降趋势，均值为 $34.1 \text{ m}^3/\text{s}$ 。比较融化阶段和冻结阶段的径流状况可知，冻结阶段的径流远小于融化阶段，仅为融化阶段径流的 14.5%。

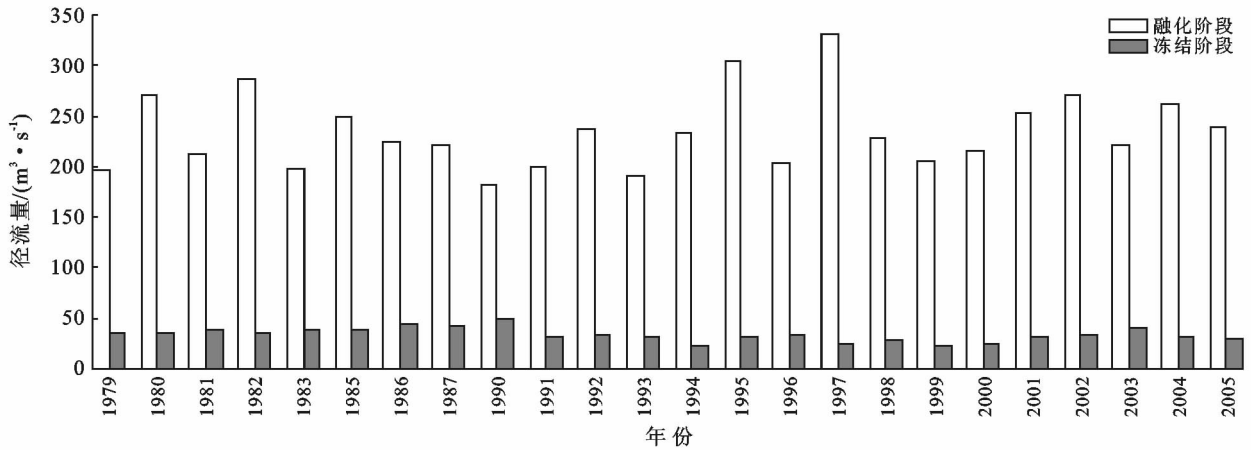
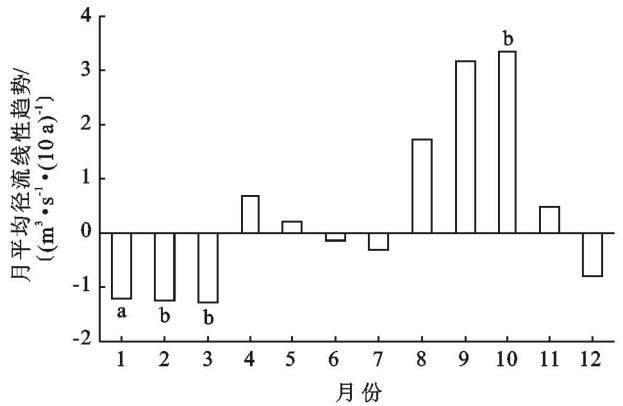
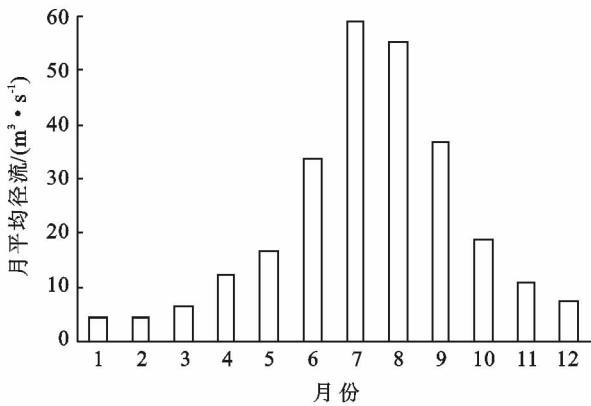


图 2 1979—2005 年野牛沟融化和冻结阶段径流

融化阶段和冻结阶段的径流状况存在显著差异,为了分析差异原因,图 3a 给出了年内月平均径流的变化。图 3a 表明,黑河上游西支径流年内分布呈单峰型,且径流量主要集中在 4—10 月,径流量占到全年总径流量的 80% 左右。黑河径流的补给形式主要包括积雪融水、冰川融水、大气降水和地下水补给^[2]。融化阶段初期(4—5 月)为融雪径流期,气温回升导

致积雪融化,但由于该时期水分下渗受到限制,大部分水分形成直接径流。融化阶段中后期(6—10 月)为降水径流期,该时期降水较多,且降水与径流相关性较好(相关系数在 0.5~0.9),因此径流与降水同步变化。而冻结阶段(11 月至翌年 3 月)为地下径流期,外界水量补给较少,径流主要依靠前期的地下储存水进行补给,径流量偏小。



注:a 表示通过了置信度 95% 的显著性检验; b 表示通过了置信度 99% 的显著性检验。下同。

图 3 1979—2005 年野牛沟年内月平均径流及月平均径流线性趋势

月平均径流的变化趋势方面,图 3b 给出了 1979—2005 年多年月平均径流的线性变化趋势。图 3b 表明,春夏秋三季径流变化趋势不明显,仅 10 月的月平均径流表现为显著增加趋势;冬季径流则表现为十分显著的减少趋势,其中,1—3 月的减少趋势较为显著。冻结阶段的径流存在显著的减少趋势,且 1991—2005 年的径流相比 1979—1990 年径流明显减少,这与冻结和融化指数在 1990 年之后分别出现更加明显的降低和上升趋势相对应,因此冻融指数的显著变化很可能对年内径流,尤其是冬季径流的变化产生较大影响。

2.3 土壤冻融过程对径流的影响

为了探究野牛沟流域土壤的冻结和融化过程对径流的影响,分别对月平均径流与冻结指数的关系、月平均径流与融化指数的关系进行分析。

冻结指数与月平均径流的相关系数如图 4 所示。由图 4 可见,1—3 月两者的相关性较好,相关系数均接近 0.5,达到 95% 以上信度,其余月份两者基本成负相关,且不显著。1—3 月期间冻结指数的显著减小,意味着在土壤的季节冻结过程中,地表温度有所升高,这很可能使得地表积雪更多的进行升华,减少雪量积累,从而削减了积雪融水对径流的补给量,导

致了径流量的减少。另一方面,冻结指数减小表征了冻结潜力减小,即冻结进程变缓和冻结锋面迁移速率降低,这使得土壤冻结过程中的未冻水分以及用于潜水蒸发的水分,有更多的时间和空间向冻结锋面迁移,从而对地下水储量进行小部分的消耗,进而导致径流出流量的削减。因此,冻结指数减小后,地表积雪融水补给减少和土壤中地下水储量缩减,这两方面共同导致了冬季径流量减小。

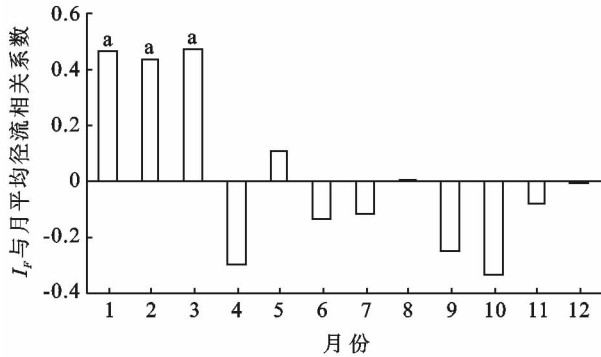
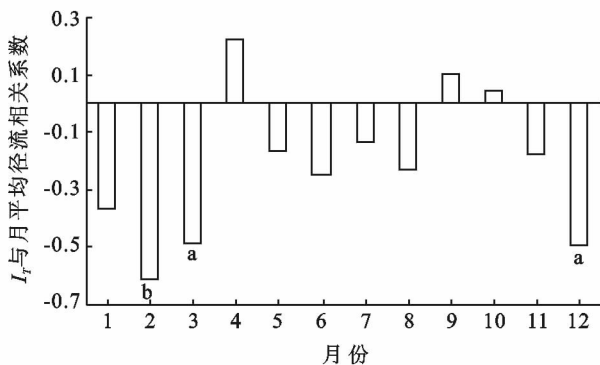


图 4 1979—2005 年野牛沟冻结指数 (I_f) 与月平均径流的相关系数

融化指数与月平均径流的相关系数如图 5 所示。图 5a 显示,12—3 月融化指数与月平均径流的相关性较好,除 1 月外,12,2,3 月融化指数与月平均径流的相关系数均为 -0.5 左右,且达到 95% 以上信度,说明融化指数与冬季径流具有良好的相关关系。图 5b 进一步给出了融化指数与季节径流的相关性结果,同样表明融化指数与冬季径流存在显著的负相关关系,其相关系数为 -0.48 ,且达到 95% 以上信度,说明冬季径流的显著减少与融化指数的变化存在密切联系。



冬季径流主要是依靠地下水的补给形成,因此,地下水储量的变化直接影响了冬季径流的出流量。首先,地下水储量主要受外界水量补给的影响:①活动层土壤储存地下水的主要时期为降水径流期(6—10月),在该阶段,降水是对径流最重要的影响因素,然而其降水量均值为 324.3 mm,并没有显著变化趋势;②在融化过程中,由于冻结土层的弱透水作用,降水仅有一小部分可以通过冻土裂隙入渗到活动层土壤中,其余部分则形成层上水储存,从而地下水储量的补给受到很大限制;③冻结土层下界面融化的水量虽能够补充一部分地下水,但也十分有限。因此,作为主要补给源的降水量并没有明显变化,其余的外界水量补给也十分有限,导致在降水径流期地下水储存量变化并不大。其次,活动层土壤中水分的迁移能够消耗部分地下水:融化指数显著增大,说明年内日尺度高温增多,根据式(5)可知^[19],土壤季节融化深度是增加的,其增加厚度约为 13~14 cm(参数取值: λ_w 约 $1.6 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$, Q 约 $2.30 \times 10^5 \text{ kJ}/\text{m}^3$, ΔD_{DT} 约 $1300 \sim 1400 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}$),增加的这部分土层即表明了土壤调蓄空间的增加,从而需要消耗更多的地下水量以供调蓄。综上所述,外界对地下水的补给量基本不变,但用于土壤调蓄的水分消耗量增加,总体上地下水储量有所减少,从而使得在冬季能够形成径流的水量减少。

以上研究表明,在黑河上游流域,无论是在土壤季节冻结过程还是融化过程中,外界水量补给和地下水储量这 2 个因素均会对冬季径流的出流量造成不同程度的削减,且冻结和融化过程相比,融化过程对冬季径流减少存在更加显著的影响。

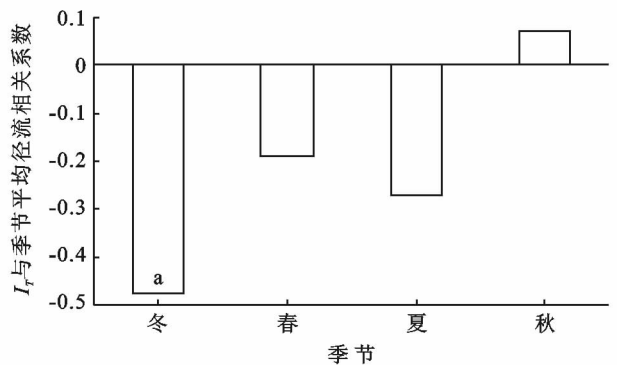


图 5 1979—2005 年野牛沟融化指数 (I_f) 与月平均径流及季节平均径流的相关系数

3 结论

(1) 黑河上游西支流域冻融指数表现为:冻结指数显著减小,融化指数显著增加;总体表现为冻结潜力降低,季节融化土层厚度增加,水分调蓄空间增大,

调蓄能力增强。

(2) 黑河上游西支流域年内径流表现为:融化阶段径流占全年径流总量比重较大,而冻结阶段径流相对较少;春夏秋三季径流变化趋势不明显,冬季径流则为十分显著的减少趋势。

(3) 季节冻融过程对冬季径流(12—3月)的减少具有重要影响;冻结指数减小,使得冬季地表积雪更多的进行升华,削减了融雪水对径流的补给,导致径流量的减少;融化指数增大,增加了土壤的调蓄空间,减少了地下水储存量,导致了冬季径流量减少。

本研究所得结论仅是针对黑河上游西支得到的一些初步和定性的研究结果,今后还需要在更大区域上开展更为细致的定量研究。

[参 考 文 献]

- [1] 周幼吾,郭冬信,邱国庆,等. 中国冻土[M]. 北京:科学出版社,2000:1-2.
- [2] 王金叶,康尔泗,金博文. 黑河上游林区冻土的水文功能[J]. 西北林学院学报,2001,16(S1):30-34.
- [3] 程国栋,周幼吾. 中国冻土学的现状和展望[J]. 冰川冻土,1988,10(3):221-227.
- [4] 阳勇,陈仁升. 冻土水文研究进展[J]. 地球科学进展,2011,26(7):711-723.
- [5] Woo M K, Kane D L, Carey S K, et al. Progress in permafrost hydrology in the new millennium[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2008,19(2):237-254.
- [6] 马巍,金会军. 正在变暖的地球上的多年冻土:2008年第九届国际冻土大会(NICOP)综述[J]. 冰川冻土,2008,30(5):843-854.
- [7] 张廷军. 全球多年冻土与气候变化研究进展[J]. 第四纪研究,2012,32(1):27-38.
- [8] 李林,王振宇,汪青春. 黑河上游地区气候变化对径流量的影响研究[J]. 地理科学,2006,26(1):40-46.
- [9] 王顺利,刘贤德,金铭,等. 祁连山区气候变化与流域径流特征研究[J]. 干旱区资源与环境,2011,25(1):162-165.
- [10] 张耀宗,张勃,吕永清. 祁连山区流域径流变化及影响因素研究:以讨赖河为例[J]. 干旱区资源与环境,2008,22(7):109-114.
- [11] Woo M K, Young K L. High Arctic wetlands: Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability[J]. Journal of Hydrology, 2006,320(3):432-450.
- [12] Young K L, Assini J, Abnizova A, et al. Hydrology of hillslope-wetland streams, Polar Bear Pass, Nunavut, Canada[J]. Hydrological Processes, 2010,24(23):3345-3358.
- [13] Haldorsen S, Heim M, Dale B, et al. Sensitivity to long-term climate change of subpermafrost groundwater systems in Svalbard[J]. Quaternary Research, 2010,73(2):393-402.
- [14] 程国栋,肖洪浪,陈亚宁,等. 中国西部典型内陆河生态—水文研究[M]. 北京:气象出版社,2010:28-29.
- [15] 陈仁升,康尔泗,吉喜斌,等. 黑河源区高山草甸的冻土及水文过程初步研究[J]. 冰川冻土,2007,29(3):387-396.
- [16] 崔科超,李云武. 札马什克(二)水文站流量资料插补延长分析[J]. 甘肃水利水电技术,2013,49(10):3-5.
- [17] Harris S A, French H M, Heginbottom J A, et al. Glossary of permafrost and related ground-ice terms[M]. Canada: Technical Memorandum, 1988.
- [18] Frauenfeld O W, Zhang Tingjun, Mccreight J L. Northern hemisphere freezing/thawing index variations over the twentieth century[J]. International Journal of Climatology, 2010,27(1):47-63.
- [19] 庞强强,李述训,吴通华,等. 青藏高原冻土区活动层厚度分布模拟[J]. 冰川冻土,2006,28(3):390-395.
- [20] 赵红岩,江灏,王可丽,等. 青藏铁路沿线地表融冻指数的计算分析[J]. 冰川冻土,2008,30(4):617-623.
- [21] King L, Herz T, Hartmann H, et al. The PACE monitoring strategy: A concept for permafrost research in Qinghai-Tibet[J]. Quaternary International, 2006,154:149-157.
- [22] Zhang Tingjun, Osterkamp T E, Stamnes K. Effects of Climate on the Active Layer and Permafrost on the North Slope of Alaska, U. S. A. [J]. Permafrost & Periglacial Processes, 2015,8(1):45-67.
- [23] 丁永建,叶伯生. 青藏高原大尺度冻土水文监测研究[J]. 科学通报,2000,45(2):208-214.
- [24] Wu Qingbai, Li Shuxun, Liu Yongzhi. The impact of climate warming on permafrost and Qinghai-Tibet Railway[J]. Engineering Sciences, 2006,4(2):92-97.
- [25] 牛丽,叶柏生,李静,等. 中国西北地区典型流域冻土退化对水文过程的影响[J]. 中国科学:地球科学,2011,41(1):85-92.