

曹斌,张廷军,彭小清,等.黑河流域年冻融指数及其时空变化特征分析[J].地球科学进展,2015,30(3):357-366,doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2015.03.0357.[Cao Bin,Zhang Tingjun,Peng Xiaoqing,et al.Spatial variability of freezing-thawing index over the Heihe River Basin[J].Advances in Earth Science,2015,30(3):357-366,doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2015.03.0357.]

黑河流域年冻融指数及其时空变化特征分析*

曹斌¹,张廷军^{1*},彭小清¹,郑雷¹,牟翠翠¹,王庆峰²

(1.兰州大学资源环境学院,甘肃兰州730000;

2.中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,甘肃兰州730000)

摘要:利用黑河流域气象站点的逐日平均温度数据计算空气及地表冻融指数,并分析其变化趋势以及空间分布。结果表明,黑河流域空气冻结指数、空气融化指数、地表冻结指数和地表融化指数变化范围依次为:673~2 135 °C·d,1 028~4 177 °C·d,682~1 702 °C·d,1 956~5 278 °C·d;黑河流域冻结指数出现明显的下降趋势,其中空气冻结指数(1951—2007年)下降速率为56.0 °C·d/10a,地表冻结指数(1954—2005年)下降速率为35.4 °C·d/10a;融化指数表现为上升,其中空气融化指数(1951—2008年)整体以每年47.8 °C·d/10a的速率上升,地表融化指数在1954—1975年以135.9 °C·d/10a的速率下降,在1976—2006年以185.3 °C·d/10a的速率上升;黑河流域各站点冻结指数受海拔及纬度双重影响,而融化指数则主要受海拔影响;年平均气温与冻融指数有非常强的线性关系。

关键词:冻融指数;冻土;黑河流域;气候变化

中图分类号:P642.14

文献标志码:A

文章编号:1001-8166(2015)03-0357-10

根据IPCC第四次评估报告,全球气温正持续升高,到2099年全球温度将增加1.8~4 °C^[1]。冰冻圈作为气候变化的敏感地区之一^[2-5],正受到越来越多的关注。有研究表明,全球的升温效应在高纬度和高海拔地区被放大了,并产生了很大的影响^[1]。在全球变暖背景下,冻土作为冰冻圈中十分重要的一部分,也受到了前所未有的挑战。中纬度的高山地区活动层和多年冻土正发生显著变化^[6]。冻土是指零摄氏度以下,并含有冰的各种岩石和土壤^[7]。很多野外观测表明,随着气温的升高,冻土,包括季节冻土和多年冻土,正在快速退化^[5,8-11]。冻土退化可能会改变该地区的生态、景观格局、水文和冻土工程^[11-13],并且会诱导冻土释放出大量的

碳,进而影响全球碳循环^[11-16]。

冻融指数作为冻土研究的重要参数,对于冻土研究具有十分重要的意义,同时也是研究气候变化的重要指标。冻融指数是日气温或地表土壤温度在给定时间的累计值,年冻结(融化)指数指的是一年中温度低于(高于)0 °C气温的持续时间与日平均气温或地表土壤温度数值乘积之总和^[17]。在季节冻土区,年冻结指数可以用来对积雪类型进行分类,评估寒区季节冻结融化深度^[18];同样,在多年冻土区,年冻融指数不但可以用于绘制多年冻土分布图,并且可以预测冻土分布情况^[19,20]。对于寒区工程来说,年冻融指数有很大的实用价值^[19]。冻融指数同样也是气候变化中一个非常具有指示作用的参

收稿日期:2014-10-26;修回日期:2015-03-05.

* 基金项目:国家自然科学基金重大研究计划“黑河流域生态—水文过程集成研究”重点支持项目“黑河上游多年冻土区地表水、地下水过程及其效应研究”(编号:91325202)资助。

作者简介:曹斌(1989-),男,江苏江阴人,博士研究生,主要从事冻土与气候变化研究。E-mail: caob08@lzu.edu.cn

* 通讯作者:张廷军(1957-),男,甘肃庆阳人,教授,主要从事冰冻圈科学研究。E-mail: tjzhang@lzu.edu.cn

数^[21]。总而言之,年冻融指数无论对于冻土本身还是寒区工程以及气候变化来说都是非常好的指示因子,具有十分重要的研究意义。

Peter 等分析对比了使用美国(逐日气温度与 0℃ 温度差值的累积和)、芬兰(月平均气温与 0℃ 的差值与当月天数的乘积和)和挪威(使用预先计算好的采暖度日数来等价温度数,进而使用采暖度日数的累计值来等同冻结指数)3 种方法计算空气冻结指数的特点,并指出美国的计算方法最精确^[21]。在此基础上 Peter 使用韦伯概率分布得到了美国气候模式下百年时间尺度空气冻结指数^[21, 22]。张廷军等^[23]最早于 2005 年使用逐月平均温度计算冻融指数,随后 Frauenfeld 等^[19]对比使用 ERA-40, CRU TS 2.1 和 CAI 月平均温度产品得到的 20 世纪北半球冻融指数结果,认为由 CRU TS 2.1 的月平均气温得到的结果最好,其结果显示在绝对对数北半球高纬度陆地地区相对误差小于 5%,在中纬度地区结果也较好。在我国对于冻融指数的研究大都集中在青藏铁路,姜逢清等^[24]利用逐日平均气温观测值计算青藏铁路沿线气象站的年冻融指数,结果表明,1966—2004 年该地区冻结指数呈现减小趋势,线性倾向率介于 $-16.6 \sim -59.1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{d}$,融化指数呈现增加趋势,线性倾向率介于 $19.8 \sim 45.6 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 。赵红岩等^[25]进一步研究,除了冻融指数和融冻比之外更将 n 参数纳入研究的对象,研究冻融指数的特征和发展趋势,尤其是基于逐日温度数据对由逐月温度数据得到的冻融指数误差进行分析,结果显示青藏铁路沿线绝大多数站点冻融指数相对误差小于 2%,融冻比相对误差低于 3%。江灏等^[26]在既有的观测资料之上采用趋势和波动外推方法预测未来的气温,预测 2010 年沱沱河路基表面的融冻比较 1990 年上升 8% 以上,那曲升幅超过 10%。但是,鲜有学者同时将同一地区空气冻融指数和地表冻融指数进行对比研究,并且关于黑河流域年冻融指数的研究几乎没有。基于此,本文将对黑河流域年空气冻融指数以及地表冻融指数进行定量研究,分析比较空气冻融指数和地表冻融指数特征及其变化趋势。

1 研究方法

1.1 研究区概况

黑河流域位于祁连山和河西走廊中部,发源于祁连山,流经青海、甘肃和内蒙,横跨山地、绿洲、荒漠,是我国第二大内陆河。流域介于 $98^\circ \sim 101^\circ 30' \text{E}$, $38^\circ \sim 42^\circ \text{N}$,全长 810 km,流域面积为 13

$\times 10^4 \text{ km}^2$ ^[27]。该地区地处欧亚大陆中部,以高原亚寒带半干旱气候为主^[28],具有明显的分带差异性^[29]。黑河流域上游年平均气温不足 $2 \text{ } ^\circ\text{C}$,中游地区年平均气温为 $6 \sim 8 \text{ } ^\circ\text{C}$,下游地区年平均气温为 $8 \sim 10 \text{ } ^\circ\text{C}$ ^[30],并且整个流域正在经历强烈的气候变暖^[31]。1956—2005 年,山区气温平均以 $0.023 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{a}$ 的速率升高,平原平均以 $0.022 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{a}$ 的速率升高^[32]。流域上游的祁连山山区,年降水量达到 400 mm 以上,而山下的平原地区,从南至北降水量从 250 mm 降到 100 mm 以下^[33],陆面潜在蒸发量 $1\ 000 \sim 1\ 500 \text{ mm}/\text{a}$ ^[34]。平原区地表水和地下水资源主要来自祁连山区出山径流补给,多年平均径流量为 3 718 亿 m^3/a ^[35]。该流域气温年较差变化介于 $26.5 \sim 38.7 \text{ } ^\circ\text{C}$ ^[36],黑河流域多年冻土下界的海拔位于 $3\ 600 \sim 3\ 700 \text{ m}$,其分布受高度地带性控制^[28],同时流域内季节冻土较为发育^[29]。

1.2 资料来源

本文使用的资料主要为黑河流域 15 个气象站点的观测数据(图 1)。考虑到使用月平均温度计算冻融指数会带来误差,本文采用逐日温度数据得到年冻融指数。具体而言,计算空气冻融指数时使用逐日平均气温(Air Temperature, TA);计算地表年冻融指数时,选用站点地表 0 cm 处逐日平均地温数据(Soil Temperature, TS)。

温度资料整体上较为完整,但是仍然存在部分缺测的现象,尤其是 TS 连续缺测现象比较明显,对于缺测部分,文中将采用以下方法进行插值:

(1) 单日缺测:分别取缺测日前后各 1 天的温度计算平均值,用该平均值代替缺测日的温度。

(2) 连续 2 天缺测:缺测第 1 天取该缺测日前 2 天温度值的平均数填补,缺测第 2 天取该缺测日后 2 天温度的平均值填补。

(3) 连续 2 天以上缺测:使用邻近站点同一月份的温度平均值进行线性相关检查,选择相关性最好的站点用回归线的估计值进行插值(表 1)。

1.3 冻融指数

年冻融指数的计算由逐日观测的温度数据计算得出^[19]。冻融指数分为地表冻融指数和空气冻融指数。空气冻融指数是指距地表 1.5 m 高度的 TA 的累计值,地表冻融指数则是利用 TS 计算。冻结指数和融化指数分别是指指定时期小于 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ 和大于 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ 的温度的累计数。在本文中为了保证在计算冻结指数时使用同一个冻结期的温度数据,我们指定

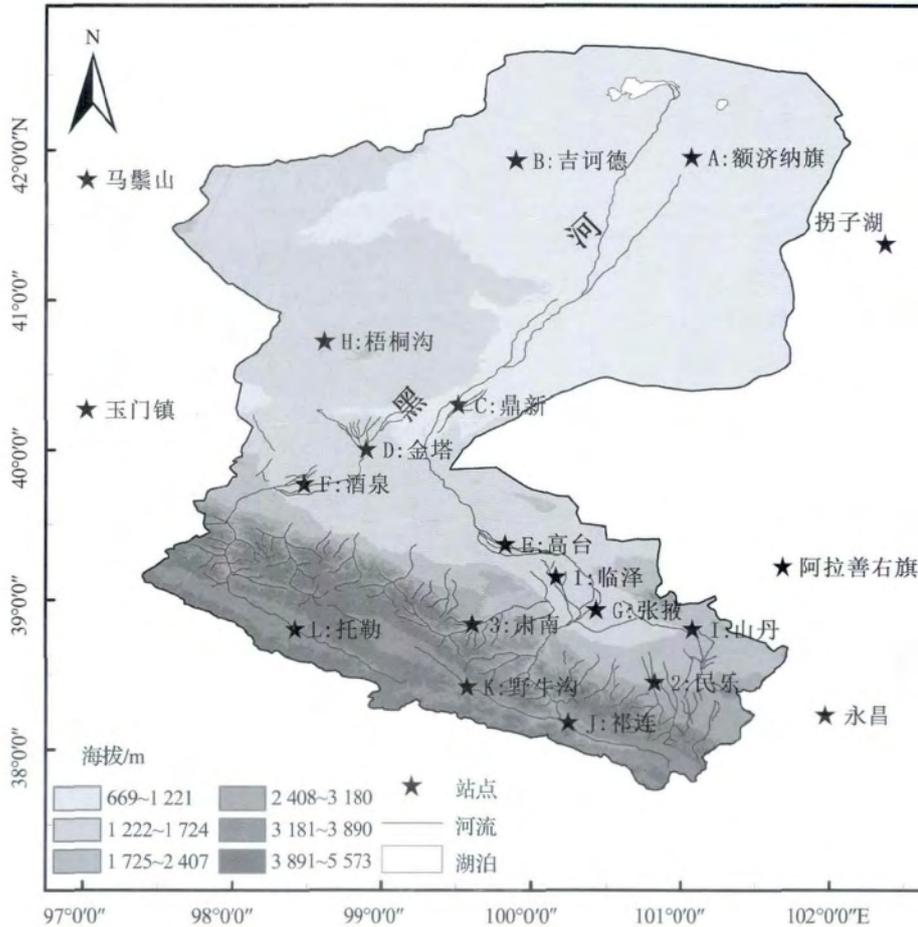


图 1 黑河流域及其周边气象站点分布

Fig. 1 Weather stations in Heihe River Basin and neighborhood

表 1 缺测数据及插值情况

Table 1 Miss dates and interpolation

缺测站点	缺测时间	插值站点	相关系数
张掖	1967 年 12 月 1 日至 1968 年 1 月 31 日	山丹	0.85(1 月)
	1968 年 12 月 1 日至 1969 年 1 月 31 日		0.89(12 月)
祁连	1967 年 2 月 1 日至 4 月 1 日 1967 年 10 月 1 日至 12 月 31 日 1968 年 1 月 1 日至 4 月 1 日 1968 年 10 月 1 日至 1969 年 1 月 1 日	托勒	0.73(1 月)
			0.77(2 月)
			0.79(3 月)
			0.80(4 月)
			0.82(10 月)
			0.80(11 月)
托勒	1959 年 10 月 25 日至 11 月 30 日	高台	0.80(10 月)
			0.68(11 月)

注:所有站点缺测日期的插值结果都通过了显著性检验($P < 0.01$)

冻结指数计算的时间为每年的 7 月 1 日到翌年的 6 月 30 日 融化指数计算时间为每年的 1 月 1 日至当年的 12 月 31 日。在本文中使用经典冻结(融化)指数计算年冻结(融化)指数,即计算日平均温度小

于(大于)0 °C 的温度累积值,冻结指数的数学表达式为:

$$FI = \int_{t_0}^t |T| dt, T < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \tag{1}$$

式中: FI 是冻结指数, 计算从冻结期的起始时间 t_0 到冻结期的结束时间 t_1 。计算冻结指数时 t_0 是指每年的7月1日 t_1 为第二年的6月30日。在实际应用中, 冻结指数的计算为冻结期日平均温度低于 0°C 日期温度和的绝对值。令 $i=1, 2, \dots, N_F$ 来表示年内温度低于 0°C 的日数, 则公式(1)可改写为:

$$FI = \sum_{i=1}^{N_F} |T_i|, T_i < 0^\circ\text{C} \quad (2)$$

融化指数的方程式为:

$$TI = \int_{t_2}^{t_3} T dt, T > 0^\circ\text{C} \quad (3)$$

式中: TI 是融化指数, 计算从冻结期的起始时间 t_2 到融化期的结束时间 t_3 。计算融化指数时 t_2 为每年的1月1日 t_3 为当年的12月31日。

同样, 融化指数为融化期日平均温度大于 0°C 日期的温度值和。令 $i=1, 2, \dots, N_T$ 表示年内温度高于 0°C 的日数, 公式(3)可改写为:

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

2 结果与分析

2.1 冻融指数特征及变化趋势

由于黑河流域15个站点的数据观测持续时间不同, 并且地表和空气温度观测站点数量也有差异, 所以在对黑河流域整体冻融指数时间序列变化情况进行评估时需将黑河流域15个站点逐日温度数据得到的冻融指数进行汇总。黑河流域各站点分布海拔梯度大, 站点地表覆盖类型也不尽相同, 因此除了在整体上对黑河流域冻融指数变化情况进行分析, 讨论各站点长时间序列的平均状况也十分必要。同时, 为了探讨冻融指数年际变化的原因, 按照逐日平均温度的正负情况, 将逐日平均温度进行分类, 分别计算规定期内逐日平均温度低于 0°C 和高于 0°C 期间的平均温度, 然后得到空气和地表距平值变化趋势。

2.1.1 冻结指数

从整体上来看, 分析黑河流域冻融指数距平值有利于我们直观地了解该区域冻融指数长时间序列变化情况(图2)。从图2可以看出, 黑河流域空气冻结指数和地表冻结指数年际变化十分明显, 并且表现出了一致的变化趋势, 即自20世纪50年代至21世纪初逐年降低, 并且这种降低的趋势都通过了 F 检验(表2)。空气冻结指数的下降速率为 $56.0^\circ\text{C} \cdot \text{d}/10\text{a}$, 地表冻结指数的下降速率较前者要慢,

为 $35.4^\circ\text{C} \cdot \text{d}/10\text{a}$ 。对比气温变化趋势可知, 黑河流域 TA 和 TS 同期正以 0.23 和 $0.20^\circ\text{C}/10\text{a}$ 的速度上升。显然, 黑河流域冻结指数表现出的降低趋势正是由于同期的温度变化引起的。需要注意的是, 尽管冻结期气温和地温在同期变化速率非常接近, 但是空气冻结指数和地表冻结指数变化速率相差却较大, 这很可能是由于地表相变潜热导致地表冻结指数变化速率较空气冻结指数变化要慢。

黑河流域冻结指数差异较大, 空气冻结指数范围在 $673 \sim 2135^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ (表3), 地表冻结指数范围则为 $682 \sim 1702^\circ\text{C} \cdot \text{d}$, 两者的均值分别为 $1040^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 和 $968^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 。两者均值较为接近, 但是由于地表相变潜热导致地表冻结指数较空气冻结指数的变化范围要小。从分布情况来看, 黑河流域冻结指数受纬度和海拔的双重影响, 随着海拔和纬度的增大, 冻结指数也随之增大, 其中海拔起主导作用。

从垂直分布状况来看, 空气冻结指数和地表冻结指数与海拔的相关系数 r 分别为 0.88 和 0.92 , 并且置信水平都超过了 99% , 这表明冻结指数与海拔有很强的线性关系。空气冻结指数和地表冻结指数随着海拔上升的速率分别为 527 和 $374^\circ\text{C} \cdot \text{d}/\text{km}$ 。显然, 空气冻结指数随海拔变化速率较地表冻结指数要快, 这与前文提到的原因一致, 即随着海拔上升, 温度降低, 但是地表水分的相变潜热抵消了部分温度变化, 因此地表冻结指数随海拔变化的速率较空气冻结指数要低。需要说明的是, 从相关系数 r 可以看出, 地表冻结指数与海拔的线性关系比空气冻结指数更优。从纬度分布上看, 黑河流域冻结指数受其影响较海拔要小, 主要表现为黑河下游额济纳旗、吉诃德和鼎新这3个站点的空气冻结指数较邻近的低纬度站点要高, 额济纳旗、吉诃德、鼎新和金塔这4个站点的地表冻结指数较附近站点要高。

2.1.2 融化指数

同样的, 利用公式(4)计算年融化指数, 由这些指数的统计特征(表3)可知, 黑河流域年融化指数整体差异较大, 空气融化指数介于 $1028 \sim 4177^\circ\text{C} \cdot \text{d}$, 地表融化指数介于 $1956 \sim 5278^\circ\text{C} \cdot \text{d}$, 两者的均值分别为 3039 和 $4126^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ 。地表融化指数较空气融化指数要大得多, 其原因是黑河流域所有站点的地表 TS 较 TA 要高很多。与冻结指数不同的是黑河流域融化指数分布呈现由南向北逐渐升高的趋势, 纬度差异对于融化指数的作用相对较小。地表融化指数与空气融化指数的比值(N -factor)范围为 $1.25 \sim 1.83$, 均值为 1.40 , 所有站点地表融化指数

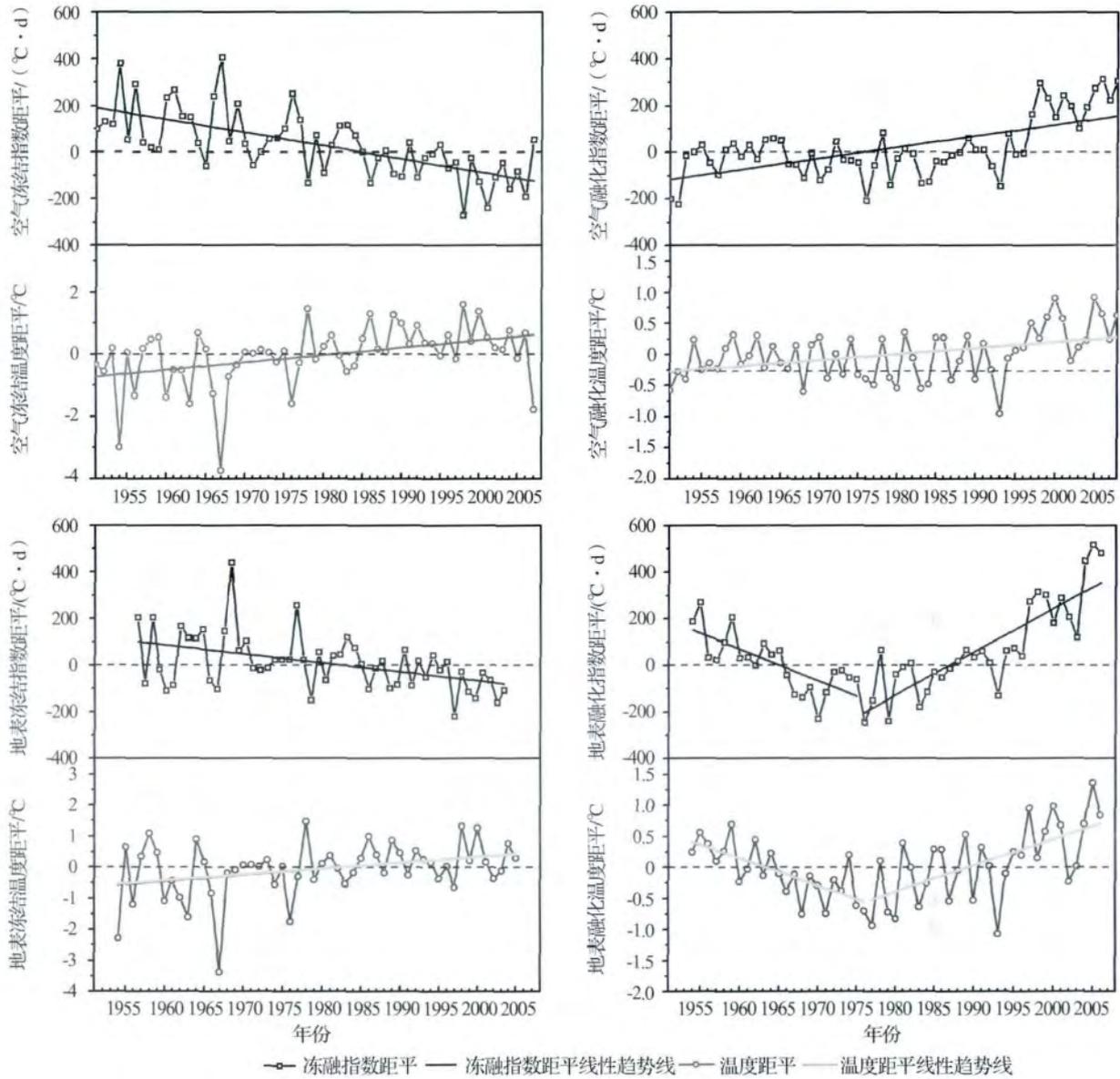


图 2 冻融指数及温度长时间序列距平

Fig. 2 Freezing /thawing index and temperature time series with long-term mean indicated

表 2 冻融指数长时间序列相关系数

Table 2 Correlation coefficients between freezing/thawing index and time

	冻融指数距平				温度距平			
	FI_a	TI_a	FI_g	TI_g	FI_a	TI_a	FI_g	TI_g
r	-0.65	0.63	-0.39	-0.74	0.40	0.42	0.34	-0.72
$slope$	-56.0	47.8	-35.4	0.73	0.23	0.09	0.20	0.61
F -tests	40.75	36.37	9.86	-135.9	24.48	11.73	6.57	-0.44
Adj_ R^2	0.41	0.38	0.14	185.3	10.46	0.16	0.10	0.42
				24.48	36.68			22.57
				0.53	0.51			0.50
				0.51	0.14			0.35

注: FI_a , TI_a , FI_g , TI_g 及 $slope$ (斜率) 的单位均为 $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}/10\text{a}$; 相关系数 r 和 F -tests 结果均有 $P < 0.05$

表3 黑河流域冻融指数统计特征

Table 3 Statistical features of the freezing-thawing index in Heihe River Basin

站点	海拔 /m	FI_a /($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	TI_a /($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	FI_g /($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	TI_g /($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	TI_a/FI_a	TI_g/FI_g
A: 额济纳旗	941	900	4 177	861	5 278	4.8	6.3
B: 吉诃德	966	1 015	4 120	861	5 149	4.3	6.1
C: 鼎新	1 177	724	3 806	761	4 766	5.4	6.6
D: 金塔	1 270	673	3 976	721	5 005	6.0	7.0
E: 高台	1 332	693	3 534	701	4 613	5.2	6.7
F: 酒泉	1 477	738	3 489	841	4 411	4.9	5.5
I: 临泽	1 455	681	3 613	—	—	5.5	—
G: 张掖	1 483	750	3 437	682	4 715	4.7	7.4
H: 梧桐沟	1 591	961	3 514	888	4 502	3.7	5.2
I: 山丹	1 765	803	3 219	765	4 220	4.1	5.9
2: 民乐	2 272	968	2 409	—	—	2.5	—
3: 肃南	2 311	1 083	2 347	—	—	2.2	—
J: 祁连	2 787	1 369	1 741	1 212	2 811	1.3	2.3
K: 野牛沟	3 320	2 110	1 028	1 622	1 956	0.5	1.2
L: 托勒	3 367	2 135	1 175	1 702	2 087	0.6	1.2
平均	—	1 040	3 039	968	4 126	3.7	5.1

注: 计算平均值使用的为 1971—2000 年 30 年的数据, 部分观测时间不足 30 年的站点则使用全部数据计算平均值

均大于空气融化指数。

整体上, 黑河流域空气融化指数和地表融化指数表现出了不同的变化趋势。空气融化指数在统计上有非常明显的线性变化特征, 其增长速率为 $47.8^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}/10\text{a}$, 而地表融化指数整体变化为 U 字型, 有明显的先下降后上升的趋势。对于地表融化指数这种非线性的变化特征, 本文使用 Frauenfeld 等^[37]提出的分段拟合方法, 将地表融化指数按时间分为 2 段, 分别对前后 2 段时间进行线性拟合。这种方法的关键在于确定分段的时间突变点, 文中使用 F 检验分别计算突变点前后地表冻融指数的 F 值, 为了达到最优拟合效果, 选取 F 值相对最大(或者 P 值最大)的年份作为突变点。结果表明地表年融化指数的距平值突变点在 1969—1978 年, 这段时间内不同年份前后 2 段的 F 值相差不大, 考虑到由逐日温度得到的年冻融指数距平值的最小值出现在 1976 年, 故选取 1975 年作为黑河流域年地表冻结指数的突变年份, 将整个时间分为 1954—1975 年和 1976—2006 年 2 段。对 2 段分别进行线性拟合后可以看出线性拟合的效果较好, F 检验显示 2 段均有 $P < 0.01$ (图 3)。对于逐日平均温度高于 0°C 日期的温度偏差来说, 1969—1978 年的极小值出现在 1977 年, 故将整个时间序列分为 1954—1976 年和 1977—2006 年 2 段。从由逐日温度数据得到的结果来看, 黑河流域地表融化指数在 1954—1975 年出现下降, 速率为 $135.9^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}/10\text{a}$, 1976—2006 年出

现上升趋势, 速率为 $185.3^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}/10\text{a}$, 整体上地表融化指数的绝对值在 1954—2006 年升高了, 这种趋势与全球气温在 1976 年^[1]出现转折相一致。对比融化指数与规定期内温度高于 0°C 期间平均温度距平的年际变化发现, 两者的变化趋势有非常强的一致性。这是因为随着这段时间内平均温度的升高, 融化指数也随之升高。

从垂直分布状况来看, 融化指数与海拔的线性关系要强于冻结指数, 其相关系数和调整后的决定系数 R^2 分别达到了 -0.99 和 0.99 , 并且这两者的置信水平平均超过了 99%。空气融化指数随着海拔的变化速率为 $-1.301^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}/\text{km}$, 而地表融化指数则为 $-1.334^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}/\text{m}$, 两者非常接近。

2.2 冻融指数与年平均气温的关系

年平均气温与空气冻融指数都是根据逐日(或逐月)平均温度计算得到, 因此具有直接的关系, 考虑到冻土作为一种特殊的介质显著影响了地表与大气之间的能量交换, 因此, 年平均气温与地表冻融指数之间的关系也非常值得探讨。同时, 上文已经提到长时间序列的地表逐日温度数据非常难得, 即便有观测的地区也存在数据缺失的情况, 相对而言, 空气温度数据无论是观测时间还是数据质量都更好, 因此建立年平均气温和冻融指数的关系就显得十分必要。

2.2.1 冻结指数与年平均气温的关系

整体而言, 黑河流域年平均气温与冻结指数有非

常强的负线性关系,空气冻结指数和地表冻结指数的 R^2 值均超过了 0.8,并且都通过了相关性检验。对比地表冻结指数和空气冻结指数与年平均温度的线性关系发现,空气冻结指数的拟合效果要好于地表冻结指数(图 3)。这是因为空气冻结指数与年均温都是由 TA 得到,地表冻结指数由 TS 得到。空气冻结指数随气温升高而下降的速率为 $113.01\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{d}/^\circ\text{C}$,高于地表冻结指数的 $80.03\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{d}/^\circ\text{C}$ 。这种除了前文提到的地表水相变潜热原因之外,还有一个非常重要的原因是,冻结期内流域内出现降雪,雪是热的不良导体,导致地表温度随气温变化的灵敏性大为降低,从而进

一步使得地表冻结指数随温度变化的速率比空气冻结指数小得多。

2.2.2 融化指数与年平均气温的关系

整体而言,融化指数与年平均气温有很强的正线性关系,空气融化指数与地表融化指数与年平均气温的 R^2 值均达到了 0.97,并通过了显著性检验 ($P < 0.01$)。对比空气融化指数与地表融化指数发现,两者与年平均气温的线性关系几乎相同(图 3)。空气融化指数随着温度升高增加的速率为 $250.97\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{d}/^\circ\text{C}$,而地表融化指数升高的速率为 $259.71\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{d}/^\circ\text{C}$,两者差别不大。

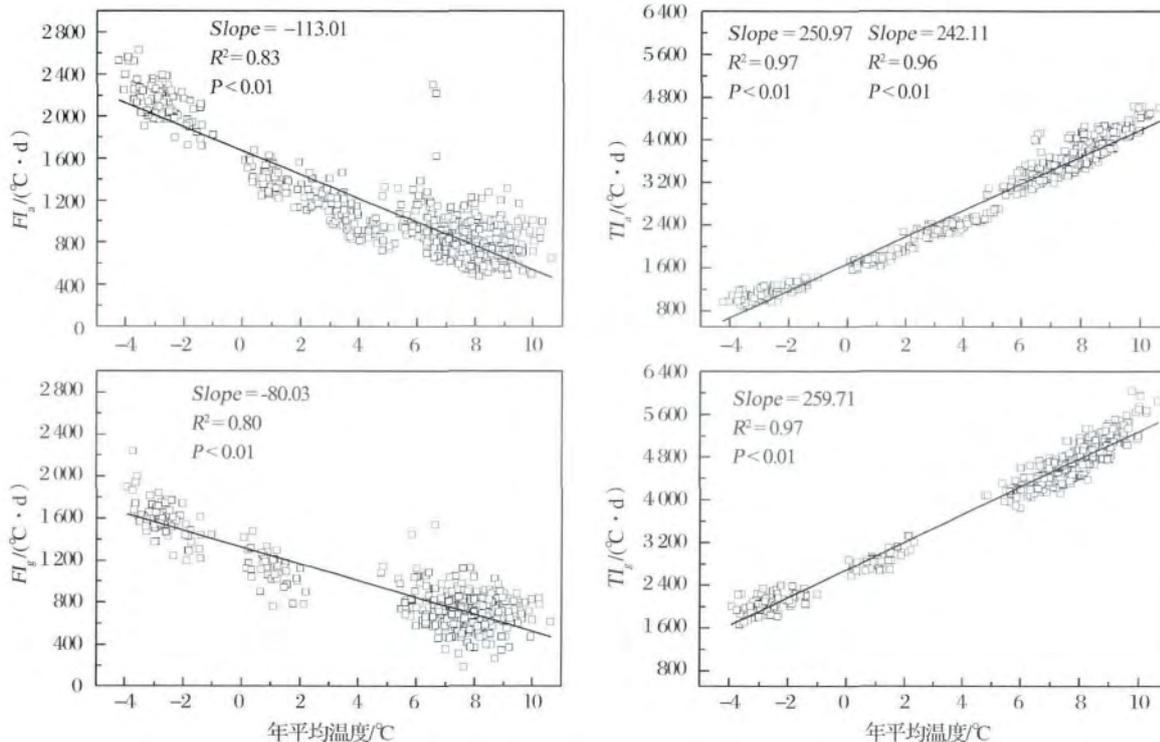


图 3 黑河流域的年平均气温与冻融指数线性关系

Fig. 3 Linear relationships between manual air average temperature and freezing-thawing index

2.2.3 冻融指数与年均温的线性关系

仅单独考虑年平均温度与冻结指数和融化指数的关系显然是不够的,基于这两者与年平均气温都有非常强的线性关系,将冻结指数和融化指数作为 2 个自变量,设温度为因变量,利用二元一次线性回归线拟合年平均气温与冻融指数得到如下结果:

$$T = -2.28 \times 10^{-3} FI_a + 2.29 \times 10^{-3} TI_a - 1.06 \quad (5)$$

$$T = -2.09 \times 10^{-3} FI_g + 3.13 \times 10^{-3} TI_g - 5.53 \quad (6)$$

从上述方程式可以看出,年平均气温随空气冻结和融化指数变化的速度分别为 $-2.28 \times$

$10^{-3}\text{ }^\circ\text{C}/(^\circ\text{C}\cdot\text{d})$ 和 $2.29 \times 10^{-3}\text{ }^\circ\text{C}/(^\circ\text{C}\cdot\text{d})$,随地表冻结和融化指数变化的速率分别为 $-2.09 \times 10^{-3}\text{ }^\circ\text{C}/(^\circ\text{C}\cdot\text{d})$ 和 $3.13 \times 10^{-3}\text{ }^\circ\text{C}/(^\circ\text{C}\cdot\text{d})$ 。可以看出,年平均气温随融化指数升高的速率要高于随冻结指数降低的速率。

为了比较冻结和融化指数在年平均气温的构成中所占的比重,将上述方程进行归一化处理,得到归一化系数(表 4)。结果表明,融化指数归一化系数比冻结指数的归一化系数的绝对值高,这说明在黑河流域内冻土的融化指数较冻结指数在年平均气温中占更重要的位置。

表4 年平均气温与冻融指数线性方程归一化系数
Table 4 Normalized coefficients of linear equations
between annual air average temperature and
freezing-thawing index

冻融指数类型	FI_a	TI_a	FI_g	TI_g
归一化系数	0.75	-0.28	0.82	-0.19

3 结论与讨论

冻融指数是冻土研究应用非常广泛的一个参数^[19],其中冻结指数可以用来预测多年冻土的分布^[20]还可以用来对积雪进行分类,同时还是非常重要的评估土壤最大冻结深度的参数^[21-23]。冻融指数对于寒区工程来说也非常重要^[21-23],因此在我国黑河流域研究冻融指数是非常必要的。

本文中我们利用黑河流域气象站点空气和地表逐日温度计算了流域内冻融指数并进行分析。结果表明,黑河流域冻融指数值域分布较广,空气冻结指数、空气融化指数、地表冻结指数和地表融化指数值域依次为:673~2 135 °C·d, 1 028~4 177 °C·d, 682~1 702 °C·d, 1 956~5 278 °C·d。冻结指数受海拔和纬度的双重影响,其中海拔占主导地位,而融化指数的分布主要受海拔影响,纬度差异表现的不明显。

在全球变暖的大背景下,黑河流域冻融指数表现出了明显的变化趋势。在有数据观测的时间内,由逐日温度数据得到的黑河流域空气冻结指数(1951—2007年)下降速率为56.0 °C·d/10a,地表冻结指数(1954—2005年)下降速率为35.4 °C·d/10a;空气和地表融化指数尽管其变化过程不相同,但是整体上都表现为升高。其中空气融化指数(1951—2008年)整体以47.8 °C·d/10a的速率上升,而地表冻结指数年际变化表现为U字型,以1975年为界可分为2段时期。1954—1975年以135.9 °C·d/10a的速率下降,随后1976—2006年以185.3 °C·d/10a的速率上升,整体上表现为融化指数上升。

对比Frauenfeld等^[19]得到的北半球空气冻融指数特征,黑河流域冻融指数范围与他们的结果都非常一致。需要说明的是,黑河流域空气冻融指数的线性变化趋势与北半球的结果相比表现出了简单的上升趋势,没有出现分段式的线性变化趋势,但是地表融化指数却发现了与其类似的分段变化规律。这很可能与数据序列长短有关。黑河流域数据观测自20世纪50年代起,比Frauenfeld等^[19]使用的ERA-

40, CRU TS 2.1和CAI数据要短50年,导致无法分析黑河流域50年代以前的冻融指数,进而在对其整体变化趋势进行拟合时出现了不一样的结果。

黑河流域上游处于我国青藏高原东北部,选取祁连、野牛沟和托勒3个站点对比我国学者在青藏高原的研究结果发现^[24-26],从1971—2000年的平均值来看,祁连站空气冻结指数与那曲站(FI_a : 1 424 °C·d; 31.48°N, 92.07°E, 4 507 m)基本相当,野牛沟和托勒站两者空气冻结指数较为接近,与沱沱河站(FI_a : 2 155 °C·d, TI_a : 898 °C·d; 34.22°N, 92.43°E, 4 533 m)大体相当。

整体上,年平均气温与冻融指数有非常强的线性关系,并且这种线性关系强弱与年平均气温大小有联系。随着温度的升高,冻结指数与年平均气温的线性关系减弱,融化指数与年平均气温的线性关系增强。总体而言,黑河流域融化期占主要地位,融化指数在年平均气温的构成中比冻结指数大。

参考文献(References):

- [1] Solomon Susan. Climate Change 2007—The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [2] Nakawo Masayoshi, Fujita Koji, Ageta Yutaka, et al. Basic studies for assessing the impacts of the global warming on the Himalayan cryosphere, 1994-1996 [J]. *Bulletin of Glacier Research*, 1997, (15): 53-58.
- [3] He Yong, Wu Yongfeng, Liu Qiufeng. Vulnerability assessment of areas affected by Chinese cryospheric changes in future climate change scenarios [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(36): 4 784-4 790.
- [4] Humbert Angelika. Cryospheric science: Vulnerable ice in the Weddell Sea [J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(6): 370-371.
- [5] Overduin P P, Westermann S, Yoshikawa K, et al. Geoelectric observations of the degradation of nearshore submarine permafrost at Barrow (Alaskan Beaufort Sea) [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003-2012), 2012, 117(F2): F02004, doi: 10.129/2011JF002088.
- [6] Zhang Tingjun. Progress in global permafrost and climate change studies [J]. *Advances in Earth Science*, 2012, 32(1): 27-38. [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.]
- [7] Zhou Youwu. Geocryology in China [M]. Beijing: Science Press, 2000. [周幼吾. 中国冻土 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [8] Wu Qingbai, Liu Yongzhi. Ground temperature monitoring and its recent change in Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2004, 38(2): 85-92.
- [9] Charles H, Arenson L U, Christiansen H, et al. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses [J]. *Earth-Science Reviews*,

- 2009, 92(3): 117-171.
- [10] Wu Qingbai, Zhang Tingjun, Liu Yongzhi. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Global and Planetary Change*, 2010, 72(1): 32-38.
- [11] Yang Meixue, Nelson Frederick E, Shiklomanov N I, et al. Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research [J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 103(1): 31-44.
- [12] Cheng Guodong, Wu Tonghua. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(F2): F02S3 doi: 10.1029/2006JF000631.
- [13] Rowland J C, Jones C E, Altmann G, et al. Arctic landscapes in transition: Responses to thawing permafrost [J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2010, 91(26): 229-230.
- [14] Schuur Edward A G, Vogel Jason G, Crummer Kathryn G, et al. The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra [J]. *Nature*, 2009, 459(7246): 556-559.
- [15] Schaefer K, Zhang Tingjun, Bruhwiler Lon, et al. Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming [J]. *Tellus Series B—Chemical and Physical Meteorology*, 2011, 63(2): 165-180.
- [16] DeConto Robert M, Galeotti Simone, Pagani Mark, et al. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost [J]. *Nature*, 2012, 484(7392): 87-91.
- [17] Hartman Charles W, Johnson Philip R. Environmental Atlas of Alaska [M]. Washington: University of Washington Press, 1984.
- [18] Sturm Matthew, Holmgren J, Liston G E. A seasonal snow cover classification system for local to global applications [J]. *Journal of Climate*, 1995, 8(5): 1261-1283.
- [19] Frauenfeld Oliver W, Zhang Tingjun, McCreight James L. Northern hemisphere freezing/thawing index variations over the twentieth century [J]. *International Journal of Climatology*, 2007, 27(1): 47-63.
- [20] Nelson Frederick E, Outcalt Samuel I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost [J]. *Arctic and Alpine Research*, 1987, 19(3): 279-288.
- [21] Steurer P M, Crandell J H. Comparison of methods used to create estimate of air-freezing index [J]. *Journal of Cold Regions Engineering*, 1995, 9(2): 64-74.
- [22] Steurer P. Probability distributions used in 100-year return period of air-freezing index [J]. *Journal of Cold Regions Engineering*, 1996, 10(1): 25-35.
- [23] Zhang Tingjun, Frauenfeld Oliver, McCreight J, et al. Northern Hemisphere EASE-Grid Annual Freezing and Thawing Indices, 1901-2002 [EB/OL]. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. [2015-03-03]. <http://nsidc.org/data/GGD649>.
- [24] Jiang Fengqing, Hu Ruiji, Li Zhen. Variation trends of the freezing and thawing index along the Qinghai-Xizang Railway for the period 1966-2004 [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(9): 935-945. [姜逢清, 胡汝骥, 李珍. 青藏铁路沿线1966-2004年冻结与融化指数的变化趋势 [J]. *地理学报*, 2007, 62(9): 935-945.]
- [25] Zhao Hongyan, Jiang Hao, Wang Keli, et al. The surface thawing-freezing indexes along the Qinghai-Tibet Railway: Analysis and calculation [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(4): 617-622. [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): 617-622.]
- [26] Jiang Hao, Wang Dayong, Cheng Guodong, et al. A prediction for temperature and thawing-freezing index of roadbed along the Qinghai-Tibet Railway [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(5): 855-859. [江灏, 王大勇, 程国栋, 等. 青藏铁路路基表面温度及融冻指数预测 [J]. *冰川冻土*, 2008, 30(5): 855-859.]
- [27] Wang Genxu, Cheng Guodong. Land desertification status and developing trend in the Heihe River Basin [J]. *Journal of Desert Research*, 1999, (4): 368-375. [王根绪, 程国栋. 黑河流域土地荒漠化及其变化趋势 [J]. *中国沙漠*, 1999, (4): 368-375.]
- [28] Wang Qingfeng, Zhang Tingjun, Wu Jichun, et al. Investigation on permafrost distribution over the upper reaches of Heihe River in the Qilian Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* 2013, 35(1): 19-29. [王庆峰, 张廷军, 吴吉春, 等. 祁连山区黑河上游多年冻土分布考察 [J]. *冰川冻土*, 2013, 35(1): 19-29.]
- [29] Peng Xiaoqing, Zhang Tingjun, Pan Xiaoduo, et al. Spatial and temporal variations of seasonally frozen ground over the Heihe River Basin of Qilian Mountain in Western China [J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(4): 497-508. [彭小清, 张廷军, 潘小多, 等. 祁连山区黑河流域季节冻土时空变化研究 [J]. *地球科学进展*, 2013, 28(4): 497-508.]
- [30] Li Zhanling, Xu Zongxue. Detection of change points in temperature and precipitation time series in the Heihe River Basin over the past 50 years [J]. *Resources Science* 2011, 33(10): 1877-1882. [李占玲, 徐宗学. 近50年来黑河流域气温和降水量突变特征分析 [J]. *资源科学*, 2011, 33(10): 1877-1882.]
- [31] Zhang Kai, Wang Runyuan, Han Haitao, et al. Hydrological and water resources effects under climate change in Heihe River Basin [J]. *Resources Science* 2007, 29(1): 77-83. [张凯, 王润元, 韩海涛, 等. 黑河流域气候变化的水文水资源效应 [J]. *资源科学*, 2007, 29(1): 77-83.]
- [32] Li Changbin, Li Wenyan, Wang Xiongshi, et al. Characteristic changes in air temperature, precipitation and mountain runoff in the past 50 years in the middle and western reaches of Heihe River Basin [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 2011, 47(4): 7-12. [李常斌, 李文艳, 王雄师, 等. 黑河流域中、西部水系近50年来气温降水径流变化特征 [J]. *兰州大学学报: 自然科学版*, 2011, 47(4): 7-12.]
- [33] Li Haiyan, Wang Keli, Jiang Hao, et al. Study of the precipitation in the Heihe River Basin: Progress and prospect [J]. *Journal of*

- Glaciology and Cryology*, 2009, 31(2): 334-341. [李海燕, 王可丽, 江灏, 等. 黑河流域降水的研究进展与展望[J]. 冰川冻土, 2009, 31(2): 334-341.]
- [34] Ma Ning, Wang Naiang, Wang Penglong, *et al.* Temporal and spatial variation characteristics and quantification of the affect factors for reference evapotranspiration in Heihe River Basin[J]. *Journal of Natural Resources*, 2012, 27(6): 975-989. [马宁, 王乃昂, 王鹏龙, 等. 黑河流域参考蒸散量的时空变化特征及影响因素的定量分析[J]. 自然资源学报, 2012, 27(6): 975-989.]
- [35] Kerkering J. Mapping Past and Future Permafrost Extent on the North Slope Borough, Alaska [D]. Durham: Duke University, 2008.
- [36] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Cao Bin, *et al.* Study of the organic carbon storage in the active layer of permafrost over the Eboling Mountain in the upper reaches of the Heihe River Basin in the Eastern Qilian Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(1): 1-9. [牟翠翠, 张廷军, 曹斌, 等. 祁连山区黑河上游俄博岭多年冻土区活动层碳储量研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(1): 1-9.]
- [37] Frauenfeld O W, Davis R E. Northern hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(D14): 4 423.

Spatial Variability of Freezing–thawing Index over the Heihe River Basin

Cao Bin¹, Zhang Tingjun¹, Peng Xiaoqing¹, Zheng Lei¹,
Mu Cuicui¹, Wang Qingfeng²

(1. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;

2. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Air and ground freezing–thawing index for stations in the Heihe River Basin were calculated based on daily mean temperature, and its variation characteristics and time series were analyzed. The results showed that, the freezing index over the Heihe River Basin were influenced by elevation and latitude while the thawing index mainly influenced by elevation; air freezing–thawing index and surface freezing–thawing index ranges were 673 ~ 2 135 °C · d, 1 028 ~ 4 177 °C · d, 682 ~ 1 702 °C · d, 1 956 ~ 5 278 °C · d, respectively; freezing index exhibited decreasing trend and the slopes of air freezing index (1951–2007) and surface freezing index (1954–2005) were –56.0 °C · d /10a and –35.4 °C · d /10a; thawing index increased and the liner tendency of air thawing index was 47.8 °C · d /10a during 1951–2008; surface thawing index decreased during 1954–1975 with a rate of –135.9 °C · d /10a and increased during 1976–2006 with a rate of 185.3 °C · d /10a. Freezing index was influenced by both elevation and latitude while thawing index was mainly controlled by elevation in the Heihe River Basin. We also found that there was a strong liner relationship between mean annual air temperature and freezing–thawing index.

Key words: Freezing–thawing index; Frozen ground; Heihe River Basin; Climate change.