



高亚洲地区冰雪融化时间变化

熊川¹, 姚汝桢^{2,3}, 施建成^{2*}, 雷永荟², 潘金梅²

1. 西南交通大学地球科学与环境工程学院, 成都 611756;

2. 中国科学院遥感与数字地球研究所, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;

3. 中国科学院大学, 北京 100049

* 联系人, E-mail: shijc@radi.ac.cn

2019-05-22 收稿, 2019-08-18 修回, 2019-08-19 接受, 2019-09-19 网络版发表

第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0206)和国家自然科学基金(41871266)资助

摘要 高亚洲地区对气候变化非常敏感, 是全球变化研究的热点区域. 气温和降水的变化会在冰雪冻融的时间上反映出来. 本研究利用1979~2018年长时间序列卫星微波辐射计观测反演了高亚洲地区冰雪融化的初始时间, 并分析了天山、阿尔泰山、喀喇昆仑山、兴都库什山帕米尔高原和青藏高原东南(藏东南)等区域内的融雪时间变化特征. 结果表明, 高亚洲大多数地区(如天山、阿尔泰山和兴都库什山帕米尔)冰雪融化时间有提前趋势; 只有喀喇昆仑山和部分西昆仑山地区冰雪融化时间保持相对稳定, 甚至有一定的延后趋势; 藏东南地区, 傍晚过境观测数据表明冰雪融化时间有稍微提前趋势, 但早晨过境观测数据表明冰雪融化时间则有一定程度的延后. ERA5再分析气温数据与融雪时间具有很好的相关性. 在天山和阿尔泰山区域, 气温显著升高与冰雪融化时间提前有很强的相关性; 而喀喇昆仑山地区气温与该地区冰雪融化时间保持相对稳定一致; 藏东南地区晚上和白天温度变化趋势相反恰可以解释清晨和傍晚分别检测到的冰雪融化时间变化趋势不同. 利用ERA5再分析气温数据对融雪时间变化特征的交叉验证和分析, 从客观上印证了ERA5再分析数据和本研究获取的冰雪融化时间的可靠性. 本研究为全球变化对高亚洲地区冰冻圈影响提供了客观证据.

关键词 高亚洲, 冰雪融化, ERA5再分析, 气候变化, 微波辐射计

高亚洲地区包括兴都库什山、喀喇昆仑山、喜马拉雅山、天山和阿尔泰山等地区, 拥有除两极之外最多的冰雪量, 是亚洲最大的10条河流发源地. 由于气候变化, 将可能导致高亚洲地区冰川储量降低, 且许多研究已经表明, 高亚洲地区面临着冰川面积和储量降低趋势. 但是, 另外一些研究也指出了在喀喇昆仑山地区的所谓“喀喇昆仑异常”, 即在该地区冰川面积和储量保持相对稳定的状态, 甚至有轻微增加趋势^[1,2].

积雪和冰川对气候变化十分敏感, 气温的升高将导致冰雪融化时间的变化. 相反, 积雪状态的变化也会通过反照率对气候有反馈作用. 冰雪融化时间也与径

流量相关, 水文模型需要融雪时间信息进行融雪和径流模拟. 一般认为, 气温和降水的变化将会在融雪时间上反映出来^[3]. 因此, 有必要对冰雪表面状态进行连续监测. 从融雪时间变化上也能反映出气候变化对冰冻圈的作用.

星载微波遥感能提供时空连续的冰雪表面状态监测能力, 当冰雪中很小一部分开始融化造成微量液态水, 也会反映在主动和被动微波遥感信号中. 在微波波段, 冰与液态水的介电常数差异巨大, 因此为微波遥感监测冰雪融化提供了基础理论. 在被动微波情况下, 当冰雪开始融化而出现液态水时, 其吸收和发射率迅速

引用格式: 熊川, 姚汝桢, 施建成, 等. 高亚洲地区冰雪融化时间变化. 科学通报, 2019, 64: 2885–2893

Xiong C, Yao R Z, Shi J C, et al. Change of snow and ice melting time in High Mountain Asia (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2885–2893, doi: 10.1360/TB-2019-0085

增加, 因此其发射率和亮度温度也会迅速增加. 在主动微波情况下, 由于积雪融化造成的液态水会造成积雪体散射和土壤表面后向散射的迅速降低. 因此, 利用微波遥感探测冰雪融化的基本原理为探测时间序列亮度温度和后向散射系数的突变点.

在以往的研究中提出了许多用于积雪融化的算法. 如在“DAV(diurnal amplitude variation)”算法^[3-6]中, 升轨和降轨观测信号的差被用来反映微波遥感信号的日变化, 当日变化超过一定阈值, 即认为发生了积雪的融化和再冻结. 在另一种算法中, 亮度温度的统计直方可认为服从双峰分布^[7], 从统计直方可确定一个最佳的双峰分隔阈值, 即高于该阈值的被认为湿雪, 而低于该阈值的被认为干雪. 此外, 亮温的频率差异也能用于融雪检测. 例如, 交叉极化梯度差(19 GHz水平极化和37 GHz垂直极化的归一化差值, XPGR(cross-polarized gradient ratio))可用于表征积雪融化^[8]. 以往的算法多被用来进行极区冰盖冰架和高纬度陆地地区的冰雪融化监测. 例如, 利用被动微波遥感数据获取格陵兰岛冰雪融化区域^[9,10]; 利用主动和被动微波遥感数据发现了格陵兰岛2002年的异常增大湿雪区域^[11]; 利用星载微波散射计探测格陵兰岛融雪^[12]. 发展算法利用被动微波遥感数据探测南极冰盖融化状况^[13], 提取1979~2012年期间北极海冰表面的融雪状况^[14], 获取南极海冰表面积雪融化的时间和空间特征^[15], 以及获取环北极陆地地区的融雪时间变化情况并分析其与北极涛动之间的关系^[5].

为了研究高亚洲地区冰雪对气候变化的响应及其变化, 在本研究中将利用被动微波遥感数据提取高亚洲地区近40年(1979~2018年)的冰雪融化开始时间, 进而分析融雪时间的时空分布特征, 并与再分析气温数据进行了对比.

1 数据与方法

本研究区域为高亚洲地区海拔超过2000 m的区域, 总面积约为 $390 \times 10^4 \text{ km}^2$. 利用了主动和被动微波遥感数据. 其中, 被动微波遥感数据为搭载在Nimbus-7卫星上的扫描多通道微波辐射计(scanning multi-channel microwave radiometer, SMMR)(1979~1987年), 以及搭载于国防气象卫星计划(defense meteorological satellite program, DMSP)卫星上的SSM/I-SSMIS辐射计(1988年至今). 从1979~2018年, 长达40年的观测数据用于融雪时间提取.

随后, 通过遥感手段获取的冰雪融化时间与ERA5^[16]再分析数据中的气温数据进行了对比分析. ERA5是ECMWF(European Centre for Medium-range Weather Forecast)全球气候再分析资料第五代产品. ERA5将取代先前ECMWF的再分析数据集ERA-Interim^[17]. ERA5使用的模式版本是IFS Cycle 41r2. 因此, ERA5数据的分辨率远高于ERA-Interim数据. 与ERA-Interim相比, ERA5产品代表了过去10年中模式预报系统在模式发展和数据同化方面的许多变化和进步. 数据同化中使用了改进的输入数据, 以及许多新的或再分析的观测数据, 使ERA5更适合气候研究. ERA5数据提供逐小时的产品, 水平分辨率为31 km, 垂直分层137层, 顶层达到0.01 hPa高度(约80 km), 基本气候变量包括大气参数(不同高度的气温、压强和风等)和地表参数(地表温度、土壤湿度和降水等). 目前已发布的ERA5数据覆盖1979年至今, 后续数据会延伸到1950~1978年.

以往研究中提出的基于被动微波遥感的融雪检测算法被大量用于极区和高纬度地区(如南极、西伯利亚、格陵兰岛、海冰表面等)的冰雪融化时间提取. 在这些地区, 地形较为简单, 且混合像元问题不严重. 但是对于高亚洲地区, 由于存在大量山区, 复杂的地形和严重混合像元的存在使得微波遥感信号含有较多噪声. 在平坦地区, 如极区和西伯利亚, 在25 km像元内的亮温及其变化相对较为均匀, 且在像元内融雪时间较为一致, 造成一致的融雪信号, 因此融雪较为容易进行探测. 在考虑山区情况下, 25 km像元内存在较大的地形起伏, 且由于高程差异, 像元内融雪时间较为不一致. 在这种情况下, 亮温信号将不会随着融雪开始而出现突然变化, 而是随着像元内湿雪比例的增加, 亮温信号呈现逐渐升高的现象. 在此种情况下, 双峰分布直方图算法将出现较大不确定性.

为了克服微波遥感空间分辨率较低, 且在山区应用的问题, 本研究利用了新发展的融雪检测算法^[18]. 在算法中, 首先进行时间序列被动微波遥感信号中值滤波, 以抑制随机的、较小的和短暂的亮温波动. 中值滤波窗口大小的选取需要考虑进行多次测试综合确定, 山区的中值滤波窗口大于平坦地区. 经过测试, 在山区窗口大小可选择为31 d, 对低海拔和平坦地区, 窗口大小可选为11 d. 对于SMMR数据, 由于观测数据不是每天可得, 滤波窗口大小可选为5个连续亮温观测. 随后, 利用中值滤波后的信号计算时间序列一阶导数, 此处

定义“差分平均导数”为

$$\delta^p = \frac{\sum_{i=n+1}^{n+w^a} \delta^{1st}(i)}{w^a}, \quad (1)$$

其中, δ^{1st} 为均值滤波信号的一阶导数, n 为当天的DOY (day of year, 年积日), w^a 为计算差分平均导数的窗口大小, 即为当天后用于计算的天数。

主动微波情况下, “差分平均导数”被定义为当天后若干天平均一阶导数和当年1月1日至当天平均一阶导数之差, 如式(2)所示:

$$\delta^a = \frac{\sum_{i=n+1}^{n+w^a} \delta^{1st}(i)}{w^a} - \frac{\sum_{j=1}^n \delta^{1st}(j)}{n}. \quad (2)$$

在本算法中, “差分平均导数”极值出现日期即被认为融雪发生日期。主动微波情况下, 极小“差分平均导数”出现时即为融雪时间; 被动微波情况下, 极大“差分平均导数”出现时即为融雪时间。算法背后的物理意义为融雪发生造成亮温和后向散射系数的变化, 这种变化可以用“差分平均导数”来衡量其变化强度。

2 结果与分析

利用前面所述的融雪检测算法和SMMR, SSM/I-SSMIS数据, 获取了高亚洲地区的1979~2018年期间的长时间序列融雪开始时间。具体地, Ku波段亮温数据被用来进行融雪检测。同时, 我们利用QuikSCAT获取了2001~2009年期间的高亚洲地区融雪开始时间。图1显示了2002年利用QuikSCAT和SSM/I数据帕米尔、喀喇昆仑山、西昆仑山和部分西喜马拉雅山地区的冰雪融化时间。由于QuikSCAT主动微波数据的空间分辨率比SSM/I数据高, 因此可见更详细的空间分布细节, 但是

总的来说, 两者具有高度一致的空间分布特征。低海拔地区具有更早的融雪时间, 而在喀喇昆仑山和部分西昆仑山等高海拔地区, 其融雪时间较晚。

为了研究冰雪融化开始时间在近几十年期间的变化情况, 我们主要使用了被动微波遥感数据进行冰雪融化日期的反演。其中, 用于本研究的SMMR传感器观测时间为1979~1987年, 过境时间为本地时间中午12时(升轨)和半夜(降轨)左右。搭载于DMSP上的辐射计观测时间为1988~2018年, DMSP系列卫星的过境本地时间有所差异, 我们选择了F08, F11, F13和F17等卫星。其中, F11, F13和F17卫星过境时间保持在本地时间早上6时(降轨)和下午6时(升轨)左右, F08卫星过境时间保持在本地时间早上6时(升轨)和下午6时(降轨)左右。因此, 1988~2018年期间的观测能保持基本相近的本地时间, 这便于进行时间序列分析时保持每天基本相同的观测时间。我们利用SMMR和SSM/I-SSMIS计算了高亚洲地区1979~2018年的冰雪融化开始日期, 随后对其中的典型区域(天山、阿尔泰山、喀喇昆仑山、兴都库什山-帕米尔地区、藏东南地区)的冰雪融化开始日期进行了平均, 且对其中的1988~2018年期间的数据进行了线性拟合, 如图2所示。由于在冰雪融化初期, 在日尺度会形成冻融过程, 即白天出现融化状态, 而晚上重新回到冻结状态。因此, 利用傍晚时间(18:00)观测数据获取的冰雪融化开始时间会早于利用清晨时间(6:00)观测数据获取的冰雪融化开始时间。从图2可见, 对于天山、阿尔泰山和兴都库什山帕米尔地区, 无论是早晨过境观测还是傍晚过境观测均显示冰雪融化时间有较显著的提前; 对于藏东南地区, 傍晚过境观测数据表明冰雪融化时间有稍微提前趋势, 但早晨过境观测数据表明冰雪融化时间则有一定程度的延后。对于

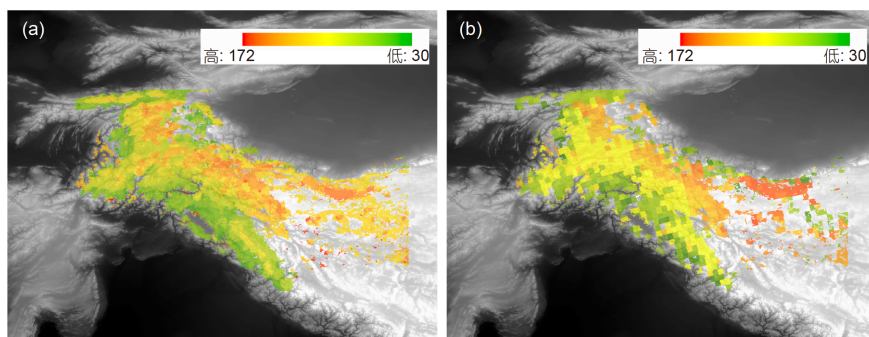


图1 (网络版彩色) 基于QuikSCAT(a)和SSM/I(b)数据的帕米尔、喀喇昆仑山、西昆仑山和部分西喜马拉雅山地区的冰雪融化时间(DOY)
Figure 1 (Color online) The snow and ice melt time (DOY) of Pamir, Karakoram, western Kunlun Mountains and part of western Himalaya derived

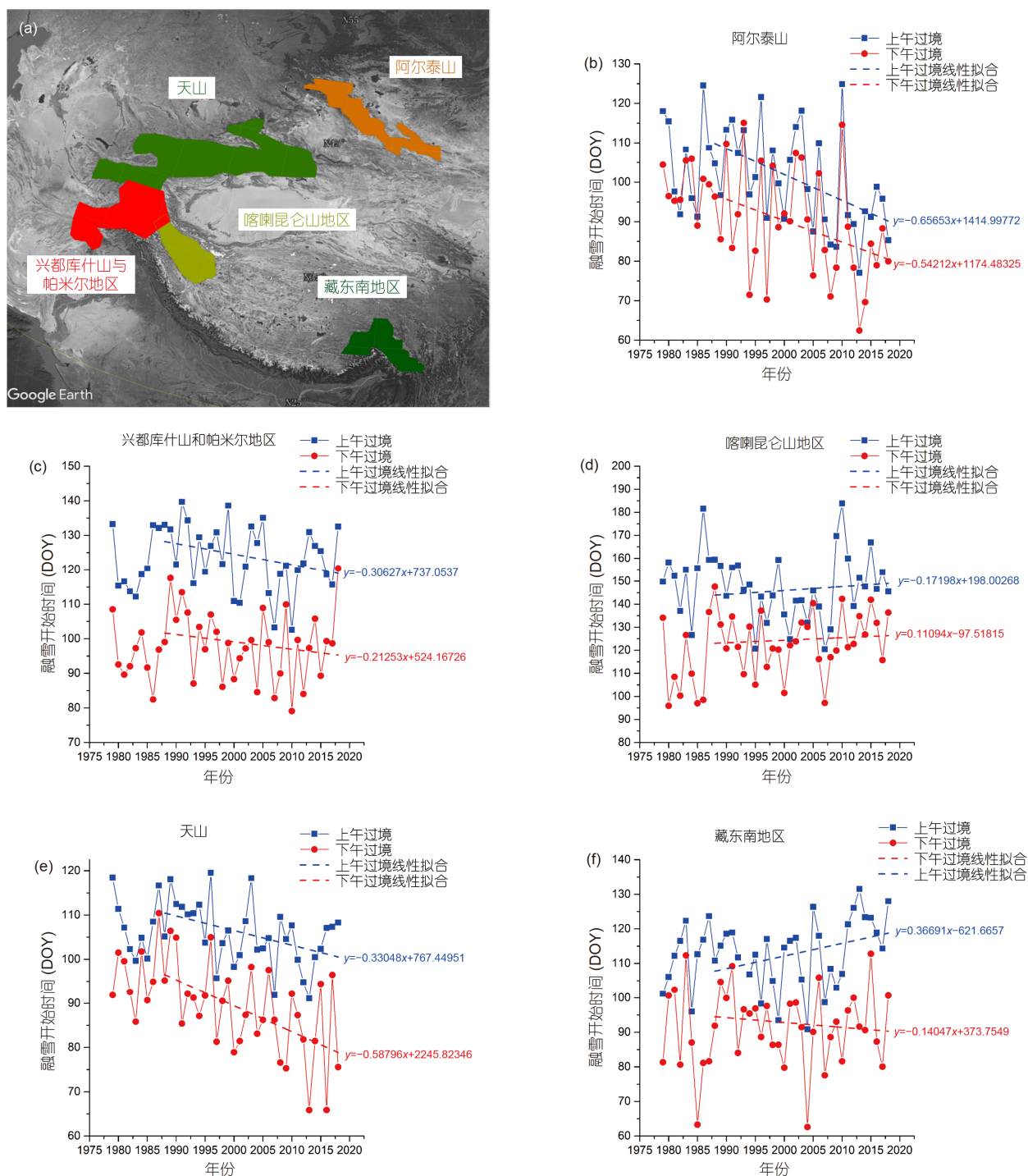


图2 (网络版彩色) 5个高亚洲地区典型冰雪分布区域及其时间序列冰雪融化开始时间. (a) 5个典型区域分布; (b)~(f) 5个典型区的时间序列冰雪融化开始时间

Figure 2 (Color online) The five typical snow and ice covered region in HMA and their time series snow and ice melt onset time. (a) The five typical regions; (b)~(f) the time series snow and ice melt time of the five typical regions

喀喇昆仑山地区, 无论是早晨过境观测还是傍晚过境观测均显示冰雪融化时间较为稳定, 甚至有轻微的延后趋势. 值得一提的是, 由于SMMR数据空间分辨率很

粗, 且时间分辨率弱于SSM/I-SSMIS, 其结果可靠性较差, 而且, 由于SMMR过境时间为半夜和中午, 因此与SSM/I-SSMIS数据结果存在一定差异.

为了对上述5个典型区域的冰雪融化开始时间变化趋势进行验证和解释,我们对比了每个区域ERA5再分析数据中日最高2 m气温的月平均值与本文获取的

融雪日期,如图3所示,ERA5再分析数据为利用图2(a)中的模板提取的每个区域平均值。图3(a)显示了5个典型区域的ERA5融雪季节平均最高气温时间序列,可见

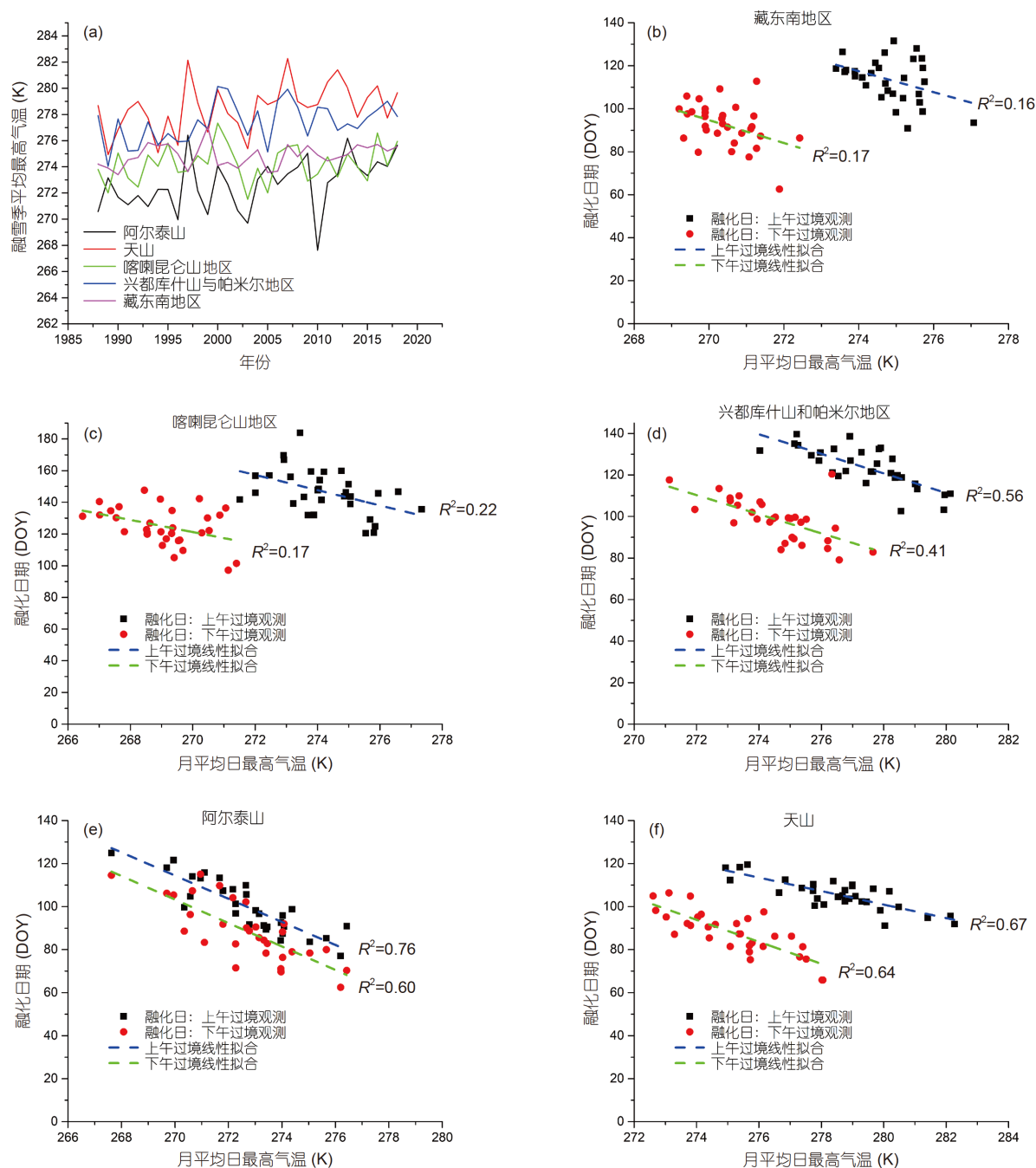


图3 (网络版彩色)5个典型区融雪季平均日最高气温时间序列及其与遥感反演冰雪融化初始日期的相关性。(a) 5个典型区融雪季节的ERA5平均最高气温时间序列;(b)~(f) ERA5再分析月平均日最高2 m气温与遥感反演冰雪融化初始日期的相关性

Figure 3 (Color online) The time series monthly mean daily maximum air temperature during snow and ice melting season of the five typical regions and its correlation with remote sensing retrieved snow and ice melt onset date. (a) The time series ERA5 monthly mean daily maximum air temperature of the five typical regions in snow melting season; (b)~(f) the correlation between ERA5 monthly mean daily maximum air temperature and snow/ice melt onset date derived by remote sensing

天山、阿尔泰山和兴都库什山帕米尔地区的气温呈现升高趋势,而藏东南地区和喀喇昆仑山地区气温趋势不明显.将时间序列气温进行Mann-Kendall趋势显著性检验^[19,20],天山、阿尔泰山和兴都库什山帕米尔地区的气温均能通过显著水平为0.03的显著性检验,证明存在显著上升,而藏东南地区和喀喇昆仑山地区气温变化趋势不显著.从图3(b)可见,气温数据与融雪日期具有很好的相关性,特别是天山和阿尔泰山区域.这种很强相关性客观地印证了再分析数据的质量和本文获取的融化日期的可靠性.在藏东南地区和喀喇昆仑山地区相关性较低,可能与这两个地区气温变化趋势不显著而年际变化更突出有关.这两个地区气温变化趋势不显著,融雪日期也保持相对稳定,月平均最高气温与融化日期的相关性较低说明可能还有其他因素影响融雪日期的变化.

对于图2所示的藏东南地区清晨过境观测数据显示融化延后而傍晚过境观测数据显示融化提前这一现象,我们猜测其与日最高温和最低温在1988~2018年间的年际变化趋势不同有关.图4显示了ERA5再分析数据中3月的平均日最高温和平均日最低气温.可见,虽然平均日最高温呈逐渐升高趋势,但是平均日最低温却非常稳定,甚至在3月份有降低趋势.因此,我们认为,在藏东南地区清晨过境观测数据显示融化延后而傍晚过境观测数据显示融化提前这一现象,是由于晚上和白天温度不同的年际变化趋势导致.这种现象也表明,藏东南地区的冰雪日内冻融循环过程持续时间在增加、昼夜温差在增大.我们也研究了天山、阿尔泰山和兴都库什山帕米尔地区的平均日最高温和平均日最低气温变化趋势,发现它们的趋势为日最高温和日最低温均增加,与图2所示的清晨过境观测和傍晚过境观测均显示融雪提前相吻合.喀喇昆仑山地区为唯一例外,即日最高温和日最低温均非常稳定,与融雪日期趋势显示的结论一致.

为了进一步分析高亚洲地区冰雪融化开始时间在1988~2018年期间的变化趋势,我们对SSM/I-SSMIS辐射计获取的每个像素的冰雪融化开始时间进行了线性拟合,图5显示了每个像素的斜率分布情况.其中,负斜率表示冰雪融化开始时间的提前,正斜率表示冰雪融化开始时间的延后.从图5可见,对于利用傍晚观测数据(18:00)获取的冰雪融化时间,大部分高亚洲地区有明显的提前趋势,只有喀喇昆仑山和部分西昆仑山地区延迟了较为稳定的状态,甚至有一定延后的趋势.对

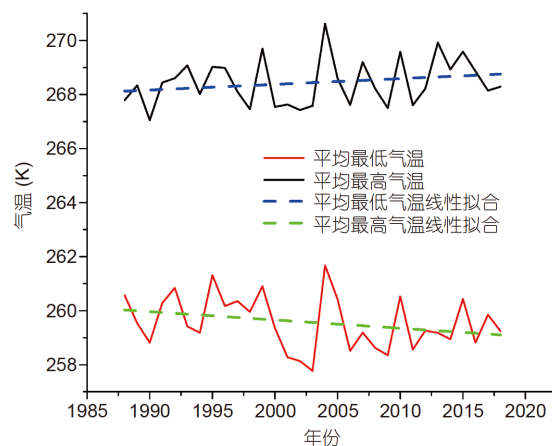


图4 (网络版彩色)藏东南地区3月平均日最高温和日最低温时间序列

Figure 4 (Color online) The time series monthly mean daily maximum and minimum air temperature of March in southeast Tibet

于利用清晨观测数据(6:00)获取的冰雪融化时间,部分高亚洲地区有提前趋势,部分高亚洲地区保持较为稳定的状态,甚至有一定延后的趋势,其中保持稳定状态和有延后趋势的地区主要分布在高海拔地区,而低海拔地区基本处于提前趋势.

图5显示了冰雪融化时间变化速率与高程有一定的相关性,为了进一步分析,我们将图5的每个像素绘制了冰雪融化时间变化速率与高程的散点图,如图6所示.变化速率与高程呈现正相关关系,高程值越大,变化速率越大,而负变化速率基本都处于低海拔地区.这表明,低海拔地区更容易受到气候变化的影响而出现冰雪融化开始时间的提前,高海拔地区(约大于5200 m)冰雪融化开始时间保持相对稳定,甚至呈现推后的趋势.另外,清晨观测数据获取的结果与傍晚观测数据获取的结果有所不同,清晨观测数据获取的结果斜率更大,因此与傍晚观测数据相比,有更多区域处于变化率大于0,即处于相对稳定或者融化开始时间推后状态.

3 总结

本文研究了高亚洲地区近40年的冰雪融化开始时间的时空变化特征,为气候变化对高亚洲地区冰冻圈的影响提供了客观证据.本文在最近发展的微波遥感融雪检测算法^[18]和分析的基础上,更加全面地分析了高亚洲5个地区的融雪日期变化特征.并与最新的ERA5再分析气温数据进行了对比,发现了气温变化与融雪日期变化的较好相关性,以及上午过境和下午过

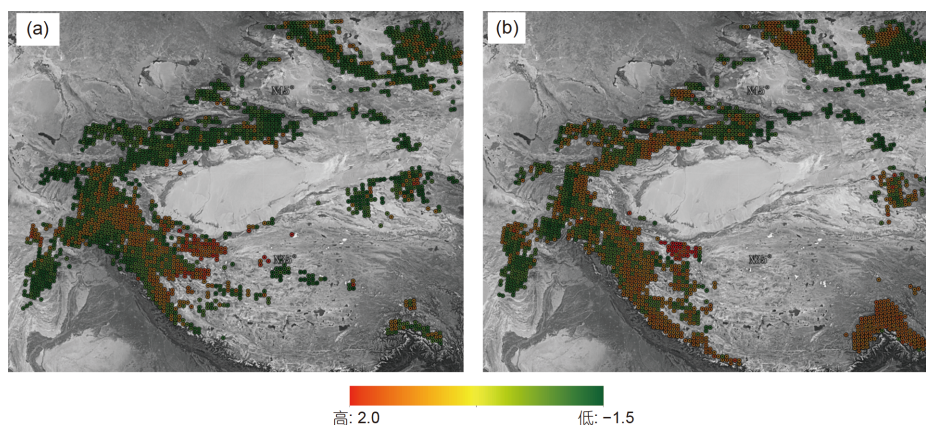


图5 (网络版彩色)高亚洲地区冰雪融化开始时间变化速率(d/a)分布。(a) 基于下午过境SSM/I和SSMI/S数据获取的冰雪融化开始时间变化速率; (b) 基于上午过境SSM/I和SSMI/S数据获取的冰雪融化开始时间变化速率。底图来自Google Earth

Figure 5 (Color online) The change rate of snow/ice melt onset date over HMA. (a) Derived from afternoon pass SSM/I and SSMI/S data; (b) derived from morning pass SSM/I and SSMI/S data. Basemap is from Google Earth

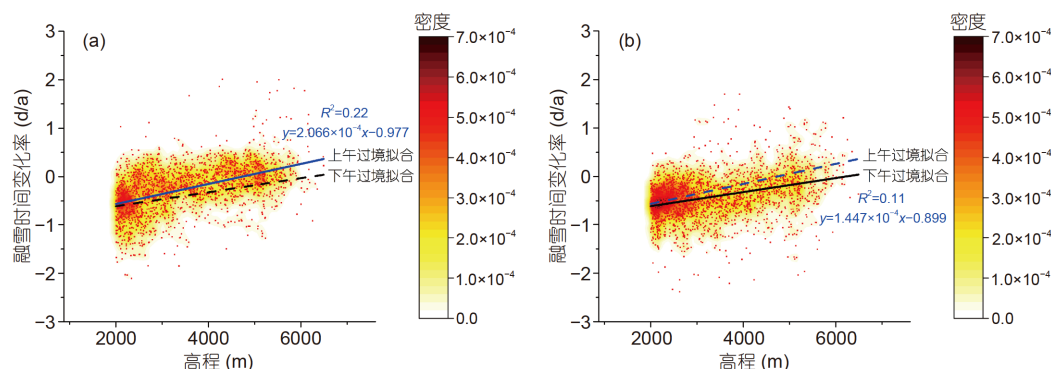


图6 (网络版彩色)融雪开始时间变化速率与高程的关系。(a) 上午过境; (b) 下午过境。其中实线为当前数据拟合结果, 虚线为傍晚或清晨数据拟合结果

Figure 6 (Color online) The relationship between snow/ice melt onset date change rate and elevation. (a) Morning pass data; (b) afternoon pass data. The solid line indicates fit from current data, and dash line indicates fit from afternoon or morning data

境观测融雪日期的变化率所呈现出的不同表现。另外, 发现了高程与融雪时间变化率也存在一定相关性。

分析结果表明, 大多数地区的冰雪融化时间有提前趋势, 只有喀喇昆仑山和部分西昆仑山地区保持了相对稳定甚至有一定的延后趋势。此外, 利用清晨(6:00)观测数据获取的融化时间表明, 喀喇昆仑山和藏东南地区的融化时间保持了相对稳定甚至有一定的延后趋势。藏东南地区呈现出傍晚观测数据的融化时间提前, 而清晨观测数据的融化时间延后, 这表明该地区冰雪冻融过程时间的延长、昼夜温差增大。通过分析ERA5再分析气温数据与融雪时间的相关性, 发现它们具有很强的相关性, 特别是在天山、阿尔泰山等地区,

这种很强相关性客观地印证了再分析数据的质量和本文获取的融化日期的可靠性。通过分析高程与融化时间变化速率的关系, 发现变化速率与高程呈现正相关关系, 即呈现负变化速率的基本都处于低海拔地区。这表明, 低海拔地区更容易受到气候变化的影响而出现冰雪融化开始时间的提前, 而高海拔地区融化时间较为稳定, 甚至出现轻微延后。

由于被动微波数据的空间分辨率较粗(约为25 km), 部分喜马拉雅山地区未能获取较为可靠的结果。因此, 未来可尝试使用分辨率提高处理后的被动微波数据进行融化时间的检测, 以期待获取更为精细的融化时间时空变化特征结果。

参考文献

- 1 Kääb A, Berthier E, Nuth C, et al. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, 2012, 488: 495–498
- 2 Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat Clim Change*, 2012, 2: 663–667
- 3 Semmens K A, Ramage J M. Recent changes in spring snowmelt timing in the Yukon river basin detected by passive microwave satellite data. *Cryosphere*, 2013, 7: 905–916
- 4 Ramage J M, Isacks B L. Determination of melt-onset and refreeze timing on southeast alaskan icefields using SSM/I diurnal amplitude variations. *Ann Glaciol*, 2002, 34: 391–398
- 5 Tedesco M, Brodzik M, Armstrong R, et al. Pan arctic terrestrial snowmelt trends (1979–2008) from spaceborne passive microwave data and correlation with the arctic oscillation. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L21402
- 6 Li D, Durand M, Margulis S A. Potential for hydrologic characterization of deep mountain snowpack via passive microwave remote sensing in the kern river basin, Sierra Nevada, USA. *Remote Sens Environ*, 2012, 125: 34–48
- 7 Dupont F, Royer A, Langlois A, et al. Monitoring the melt season length of the Barnes ice cap over the 1979–2010 period using active and passive microwave remote sensing data. *Hydrol Process*, 2012, 26: 2643–2652
- 8 Abdalati W, Steffen K. Snowmelt on the Greenland ice sheet as derived from passive microwave satellite data. *J Clim*, 1997, 10: 165–175
- 9 Mote T L, Anderson M R, Kuivinen K C, et al. Passive microwave-derived spatial and temporal variations of summer melt on the Greenland ice sheet. *Ann Glaciol*, 1993, 17: 233–238
- 10 Abdalati W, Steffen K. Passive microwave-derived snow melt regions on the Greenland Ice Sheet. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 787–790
- 11 Steffen K, Nghiem S V, Huff R, et al. The melt anomaly of 2002 on the Greenland ice sheet from active and passive microwave satellite observations. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L20402
- 12 Li X, Zhang Y, Liang L. Snowmelt detection on the Greenland ice sheet using microwave scatterometer measurements. *Int J Remote Sens*, 2017, 38: 796–807
- 13 Liu H, Wang L, Jezek K C. Wavelet-transform based edge detection approach to derivation of snowmelt onset, end and duration from satellite passive microwave measurements. *Int J Remote Sens*, 2005, 26: 4639–4660
- 14 Bliss A C, Anderson M R. Snowmelt onset over Arctic sea ice from passive microwave satellite data: 1979–2012. *Cryosphere*, 2014, 8: 2089–2100
- 15 Arndt S, Willmes S, Dierking W, et al. Timing and regional patterns of snowmelt on antarctic sea ice from passive microwave satellite observations. *J Geophys Res Oceans*, 2016, 121: 5916–5930
- 16 European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF). ERA5 data documentation. <https://software.ecmwf.int/wiki/display/CKB/ERA5+data+documentation>, 2017
- 17 Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 2011, 137: 553–597
- 18 Xiong C, Shi J, Cui Y, et al. Snowmelt pattern over high-mountain Asia detected from active and passive microwave remote sensing. *IEEE Geosci Remote Sens Lett*, 2017, 14: 1096–1100
- 19 Mann H B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 1945, 13: 245–259
- 20 Kendall M G. Rank Correlation Methods. London: Griffin, 1975

Summary for “高亚洲地区冰雪融化时间变化”

Change of snow and ice melting time in High Mountain Asia

Chuan Xiong¹, Ruzhen Yao^{2,3}, Jiancheng Shi^{2*}, Yonghui Lei² & Jinmei Pan²

¹ Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu 611756, China;

² State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Institute of Remote Sensing and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

³ University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

* Corresponding author, E-mail: shijc@radi.ac.cn

High Mountain Asia (HMA) is very sensitive to climate changes. In HMA, air temperature and precipitation shifts or increases are reflected in the timing of snowmelt onset. In this study, a long-term series (1979–2018) of snow melt onset time is first derived using spaceborne microwave radiometer data, following which the long-term trend of snow and ice-melt time of Tianshan, Altay, Karakorum, Hindu Kush, and Pamir is analyzed. Previous studies proposed many algorithms for detecting snowmelt onset and freeze-up using microwave remote sensing. The previously proposed algorithms were extensively applied to polar regions (including the Antarctic, Siberia, Greenland, and sea ice surface), where the impact of topography or mixed pixel problem is relatively small. However, for high mountain regions, complex topography and a potential mixed pixel issue would result in a very complicated and noisy satellite-observed active and passive microwave remote sensing signal. This study thus proposes a recently developed snow and ice-melt detection algorithm in which, for passive microwave data, a median filter is first applied to the original signal (brightness temperature) to suppress random, small, or short-duration signal variations. The differential average derivative of a particular date is then calculated using the time series first-order derivative as the average first-order derivative of a specific count of observations after this particular date. Generally, the differential average derivative is an indicator of sudden changes in time series brightness temperature. Results show that the melt onset time in the majority of HMA occurs earlier, except in the case of the Karakorum Mountains and a part of the West Kunlun Mountains. Moreover, the melt onset time derived from satellite morning (6:00 local time) pass data shows that the melt onset time of Karakorum, the West Kulun Mountains, and southeast Tibet remains stable, or even occurs later. The trend of southeast Tibet is unique, with its earlier melt based on afternoon (18:00 local time) pass data and its later melt based on morning pass data. This suggests that the melt–refreeze period of southeast Tibet is increasing together with the increasing diurnal temperature difference. Then, a 2-m air temperature in ERA5 reanalysis data is used for comparison with melt onset time for validation and analysis. ERA5 is the latest climate reanalysis produced by ECMWF, providing hourly data on many atmospheric, land-surface, and sea-state parameters. A strong correlation exists between monthly average air temperatures and melt onset time, with the maximum linear fit R^2 of 0.76. This strong correlation indicates the good data quality of ERA5 reanalysis and melt onset time. The unique trend of southeast Tibet can also be explained using ERA5 reanalysis data, which show that the monthly mean daily maximum air temperature is increasing, but the monthly mean daily minimum air temperature is decreasing. This renders a slope of the linear fit of melt onset data in the period of 1988–2018 in the whole HMA region. Because the satellite overpasses time difference, data from only 1988 to 2018 is used for trend analysis. The analysis of the relationship between the melt onset time change rate and elevation shows that the areas with an earlier melt are almost all located in low-elevation regions, and the rate of melt time change is positively correlated with elevation. This suggests that low-elevation regions are more affected by climate changes. This study provides objective evidence of the impact of climate change on the cryospheric system in HMA.

High Mountain Asia, snowmelt, ERA5 reanalysis, climate change, microwave radiometer

doi: [10.1360/TB-2019-0085](https://doi.org/10.1360/TB-2019-0085)