

引文格式: 宋依娜, 肖鹏峰, 张学良, 等. 干雪深度反演的同极化相位差模型[J]. 测绘学报, 2021, 50(7): 905-915. DOI: 10.11947/j. AGCS. 2021. 20200125.
SONG Yina, XIAO Pengfeng, ZHANG Xueliang, et al. The co-polarized phase difference model for dry snow depth inversion[J]. Acta Geodaetica et Cartographica Sinica, 2021, 50(7): 905-915. DOI: 10.11947/j. AGCS. 2021. 20200125.

干雪深度反演的同极化相位差模型

宋依娜¹, 肖鹏峰^{1,2,3}, 张学良¹, 卓越¹, 马威¹

1. 南京大学地理与海洋科学学院, 江苏 南京 210023; 2. 自然资源部国土卫星遥感应用重点实验室, 江苏 南京 210023; 3. 江苏省地理信息技术重点实验室, 江苏 南京 210023

The co-polarized phase difference model for dry snow depth inversion

SONG Yina¹, XIAO Pengfeng^{1,2,3}, ZHANG Xueliang¹, ZHUO Yue¹, MA Wei¹

1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China; 2. Key Laboratory for Land Satellite Remote Sensing Applications of Ministry of Natural Resources, Nanjing 210023, China; 3. Jiangsu Provincial Key Laboratory of Geographic Information Science and Technology, Nanjing 210023, China

Abstract: Snow depth is an important structure parameter of snow cover. Obtaining high-precision spatial distribution of snow depth is significant to regional water resources management, climate change research, and disaster prediction. Recently, the co-polarized phase difference (CPD) model based on the polarimetric synthetic aperture radar (PolSAR) technique has shown promising results regarding the dry snow depth estimation. The model is established based on the birefringent properties of snow and on the Maxwell-Garnett mixing formulas providing a link between the snow microstructure and CPD. In this study, the dry snow depth is computed using the PolSAR CPD method with C band GF-3 quad-polarization data and measured samples. The study area is selected from the upstream of Kelan River basin, which is located in the north Altai Mountains in Xinjiang, China. To improve the retrieving accuracy, we divide the study area into deep snow area and shallow snow area. The results show that: ① In the ideal case with constant snow anisotropic relative permittivity, CPD is only a function of snow depth. The semi-empirical linear fit model can be used to invert snow depth and the inversion accuracy is related to the window size of the Gaussian low-pass filter used in the CPD calculation. The optimal filter window in shallow snow area is 55×55 pixels and the corresponding accuracy is $R = 0.83$ and $RMSE = 2.72$ cm, and the optimal filter window in deep snow area is 37×37 pixels and the corresponding accuracy is $R = 0.54$ and $RMSE = 11.69$ cm. ② With the increase of slope, the inversion error of snow depth shows a trend of increasing. The inversion uncertainty is affected by the degree of snow metamorphism, water content of snow and the incidence angle. The inversion method is more applicable to the snow layers with dry, homogeneous and low metamorphic crystallization and the SAR with larger incidence angle. ③ Compared with the existing CPD model-based snow depth inversion methods, the proposed inversion method has higher accuracy and reduces the required parameters for inversion. Therefore, this study shows the practicability of CPD model in the dry snow depth estimation over mountain areas and provides a new idea for improving snow depth accuracy using CPD models.

Key words: Kelan River; snow depth; SAR; snow microstructure; co-polarized phase difference

Foundation support: The National Natural Science Foundation of China (No. 41671344); The National Basic Resource Survey Special (No. 2017FY100502)

摘 要: 积雪深度是积雪的重要结构参数, 获取高精度雪深空间分布信息对于流域尺度水资源管理、气候变化研究和灾害预报等具有重要意义。本文以新疆阿尔泰山南坡克兰河上游为研究区, 利用 C 波段

全极化 GF-3 数据及地面同步观测数据,根据 VV 与 HH 极化信号在积雪中折射率不同导致相位差异的原理,使用 Maxwell-Garnett 方程构建同极化相位差 (co-polarized phase difference, CPD) 的正演模型,并基于 CPD 与雪深关系构建了雪深反演模型。通过对具有不同积雪条件的浅雪区与深雪区分别进行雪深反演,获得雪深空间分布信息。同时对反演不确定性进行了分析,并与已有方法进行比较,研究结果表明:①假定研究区积雪各向异性介电常数恒定的理想情况下,CPD 仅是雪深的函数,可用半经验的线性模型反演雪深,反演精度的高低与计算 CPD 过程中使用的滤波器的窗口大小有关,浅雪区的最优滤波窗口为 59×59 像元,反演精度 R 为 0.83, RMSE 为 2.72 cm,深雪区的最优滤波窗口为 33×33 像元,反演精度 R 为 0.54, RMSE 为 11.69 cm;②雪深反演误差与坡度显著相关,随着坡度的增加,雪深的反演误差呈现出显著增加的趋势,雪深反演不确定性受雪层变质程度、含水量及卫星入射角观测几何条件影响,反演方法对于干燥、雪层变质结晶程度低、均质的积雪及具有大入射角的 SAR 卫星有更好的适用性;③对比已有基于 CPD 模型的雪深反演方法,本文方法已经将反演所需要的参数减少为遥感获取的 CPD 数据,以及进行模型拟合的实测雪深数据,反演精度更高。研究表明 CPD 模型反演山区雪深空间分布是有效和可行的,研究成果为山区雪深遥感反演提供了新思路。

关键词: 克兰河;积雪深度;SAR;积雪微结构;同极化相位差

中图分类号: P227

文献标识码: A

文章编号: 1001-1595(2021)07-0905-11

基金项目: 国家自然科学基金(41671344);国家科技基础资源调查专项(2017FY100502)

积雪是冰冻圈和水圈重要的组成部分,在全球变化研究中具有重要地位^[1]。一方面,积雪作为一种特殊的地表覆盖物,通过反射大部分太阳辐射以及在消融过程中吸收大量能量,对全球气候系统产生了显著的降温作用^[2-3]。同时,积雪融水作为全球水资源的重要组成部分,为全球 1/6 人口提供了水源^[4],并进一步产生了水力发电、农业灌溉等其他用途^[5]。另一方面,积雪具有时空不稳定性,过量或非适时的积雪也会引发自然灾害,给人类生命和财产安全带来巨大的威胁和损失^[6]。而积雪深度作为积雪的重要因子,表征局部气候环境特征与水资源条件,是水文预测、气候模拟、雪灾监测与评价等模型的重要输入参数^[7]。获取高精度雪深空间分布信息可为水资源管理、气候变化研究和防灾减灾工程等提供科学支撑。

合成孔径雷达 (synthetic aperture radar, SAR) 因其有较高的空间分辨率^[8]且对积雪特性有着较高的敏感度等优势^[9-10],在流域尺度的雪深反演中具有较强的适用性^[11-12]。极化 SAR 通过回波获取关于积雪的散射特征^[13],被广泛应用于积雪相关研究,如干湿雪的分类、雪湿度和雪密度等参数的反演^[14-16],但是目前的研究对极化 SAR 的极化相位信息的分析较少^[17]。极化 SAR 计算同一天线、不同极化方式的极化相干,可获取极化相干系数和极化相位信息,包括同极化相位差 (co-polarized phase difference, CPD)。积雪为各向异性介质,导致 HH 和 VV 极化信号在雪层

中具有不同的传播速度,因此产生 CPD。文献 [18] 根据此原理建立积雪 CPD 模型,定量分析了 CPD 与积雪各向异性结构、雪深的关系。但是,根据 CPD 模型反演干雪深度需要冰粒的各向异性结构 (以冰粒轴间比表示) 和积雪密度两个参数,其中冰粒轴间比参数比较抽象,难以通过野外观测获得。而且,目前国际上基于 CPD 模型进行雪深反演的研究主要使用 X 波段,暂未见使用 C 波段极化 SAR 数据的研究报道。文献 [19] 假设研究区积雪各向异性介电常数不变,使用一个实测站点处的积雪密度 0.07 g/cm^3 和假定轴间比 1.5 作为雪深反演算法的输入,利用全极化 TerraSAR-X 数据反演整个影像的雪深,并以该实测站点的雪深进行验证,获得较高的反演精度。但是,由于积雪的各向异性、密度空间分布不均,仅使用一个实测点的积雪密度和假定轴间比反演整个影像的雪深,将给反演结果带来较大误差。文献 [20] 根据实测点处 CPD 的正负,结合该点处实测雪深、雪密度等参数,代入 CPD 正演模型,求得冰粒轴间比,再借助积雪密度反演算法^[21] 获取全局雪深分布,但此反演方法较为复杂,且积雪密度反演算法可能会带来新的误差。

本文基于 CPD 模型提出了新的雪深反演方法,将反演所需要的参数减少为遥感获取的 CPD 数据以及实测雪深数据,根据全部实测点的雪深与 CPD 的关系,拟合得到最适合研究区积雪特性的反演模型系数,用它们反演研究区的雪深。为

了验证反演方法在 C 波段、不同积雪条件下的应用能力,使用 GF-3 全极化数据计算 CPD,以新疆阿尔泰山南坡克兰河上游为研究区,根据实测雪情差异划分深雪区与浅雪区进行雪深反演,分析反演结果的差异,以期为山区雪深反演提供新思路。

1 研究区与数据

1.1 研究区概况

克兰河流域位于新疆北部,阿尔泰山南麓,在北温带大陆性气候条件影响下,所形成的积雪为典型的“干寒型”积雪^[22],年平均雪深在 40 cm 以上。克兰河属融雪径流补给为主的河流,年平均径流量 $6.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[23]。积雪融水对当地农业灌溉及畜牧业发展具有重要影响,研究该流域的积雪深度具有重要意义。

研究区范围如图 1 所示,位于克兰河流域上游东支小东沟源头区域。研究区西南部为戈壁,地形起伏较为平缓;东北部是阿尔泰山南麓侵蚀中山山地,海拔较高,地形起伏较大,是典型的山区环境^[24]。

1.2 研究数据

(1) SAR 数据。CPD 为 HH 和 VV 极化通道进行极化相干得到复相干系数的相位角,SAR 卫星必须具有 HH 和 VV 极化通道极化相干成像的能力才能计算 CPD,目前常见的可以计算 CPD 的 SAR 卫星有 Radarsat-2、TerraSAR-X/TanDEM-X、ALOS-PALSAR 等。研究表明 C 波段是 CPD 对雪深变化仍有较高敏感性的频率下限^[25],本文研究选取我国的 GF-3 卫星数据,探讨基于 CPD 模型使用 C 波段极化 SAR 数据反演雪深的能力。GF-3 卫星于 2016 年 8 月 10 日发射,最高分辨率为 1 m,设计有 12 种成像模式^[26]。综合考虑 GF-3 卫星数据的成像时间和图像覆盖区域、成像质量、同步观测试验可行性等,选取 2018 年 1 月 17 日获取的阿勒泰地区 GF-3 卫星全极化条带数据作为实验数据,影像范围为 $47^{\circ}49' - 48^{\circ}07' \text{ N}$, $88^{\circ}03' - 88^{\circ}24' \text{ E}$ 。研究所用的 SAR 影像相关参数见表 1。

(2) 野外实测数据。CPD 反演雪深的可行性分析、模型参数的确定与反演结果的精度验证均需地面实测数据的支持,因此于 2018 年 1 月 17 日对研究区进行星地同步积雪观测,设计了积雪样带观测和积雪属性剖面观测相结合的观测方案。此时为研究区的积雪稳定期,观测期间最高气温在 0°C 以下,未发生降水。积雪样带观测共计 44 个

样点,主要测量雪深、积雪密度、雪层温度等参数。积雪剖面观测共计 8 个剖面点,主要测量雪深、雪层密度、雪层温度、雪层介电常数、液态水含量等参数。雪深直接由钢制直尺测量,取观测点周围 3 m 的范围内 3 次测量的平均值,测量精度为 0.1 cm;积雪密度由钢制直尺、托板和自制的量雪筒测量,测量精度为 1 g/cm^3 ;自积雪表层向下每 10 cm 划分雪层,测得积雪参数代表该雪层积雪参数,其中雪层温度利用经过标定的针式温度计进行测量,测量精度为 0.1°C ,雪层介电常数、密度和液态水含量通过雪特性分析仪 SnowFork 测量 3 次取平均值得到^[27]。

表 1 所用的 GF-3 影像的成像参数
Tab.1 Parameters of the used GF-3 image

成像参数	参数值
成像日期	2018-01-17
成像时间	北京时间 12:22:04
产品形式	复数据产品(SLC)
极化方式	全极化
轨道方向	降轨
成像波段	C 波段
电磁波长/cm	5.6
距离向分辨率/m	2.25
方位向分辨率/m	4.87
近端入射角/ $^{\circ}$	43.39

雪深测量结果如图 2 所示,可见研究区雪深空间分布不均,西南部戈壁区域积雪较浅,东北部山地区域积雪较深。这是因为来自西南方向的暖湿气团在东移过程与阿尔泰山成近正交角,地形对气流的抬升作用显著,有利于山区降水,使得山麓的降水多于河谷平原地区^[28]。为了探究模型在不同积雪条件下的适用性,将研究区分为深雪区与浅雪区两个区域,分别进行反演与分析。浅雪区的雪深观测点 16 个,平均雪深 27.5 cm;深雪区的雪深观测点 36 个,平均雪深 72.6 cm。

深雪区观测剖面 5 个,平均积雪密度 0.23 g/cm^3 ,平均体积含水量 0.64%;浅雪区观测剖面 3 个,平均积雪密度 0.17 g/cm^3 ,平均体积含水量 0.27%。雪层含水量都接近于 0,可认为积雪为干雪,满足 CPD 模型条件。分层积雪密度与液态水含量的观测结果如图 3 所示。可以看出浅雪区密度与含水量分层垂直差异小,深雪区分层积雪密度存在明显的垂直差异,雪层密度呈中间大、底部和顶部小的特征。深雪区底层积雪的含水量高于表层积雪,垂直分布表现出较大的差异。图 4 为研究区

雪粒图像,可以看出深雪区较浅雪区雪粒垂直分异更明显,积雪重结晶变质作用更强。

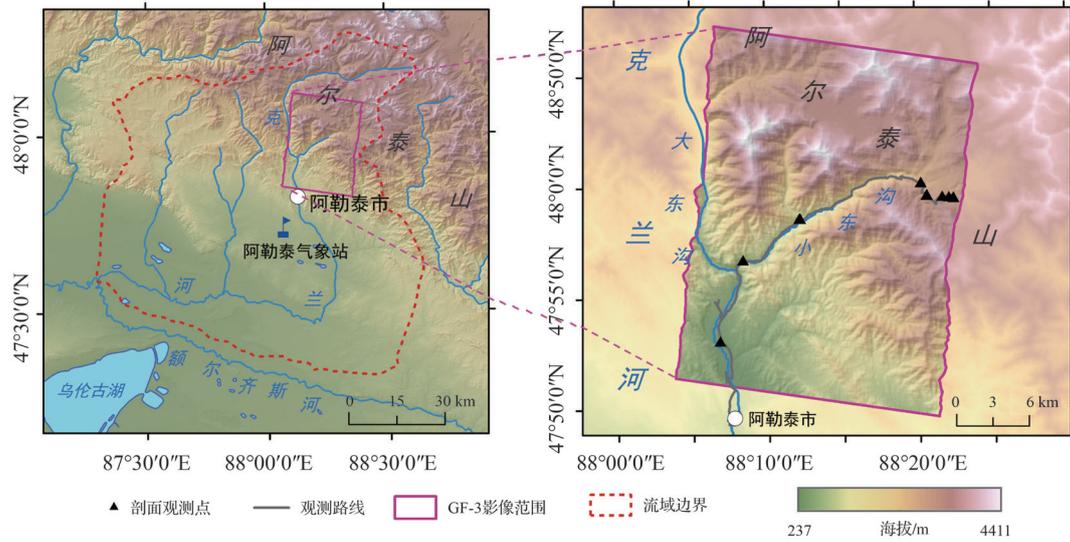


图1 研究区位置

Fig.1 Location of the study area

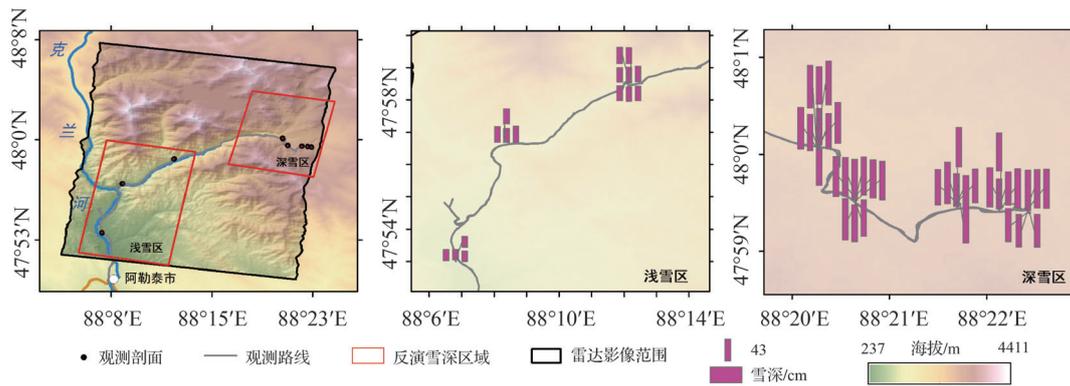


图2 观测雪深点的空间分布

Fig.2 Position of the measured snow depth points

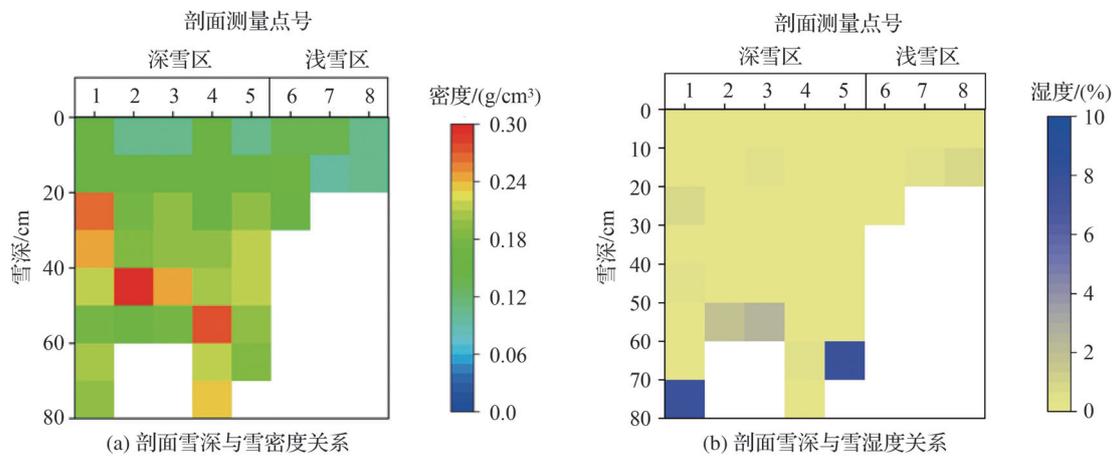


图3 积雪剖面观测结果

Fig.3 Distribution of snow depth, snow density, and snow wetness of the measured snow samples

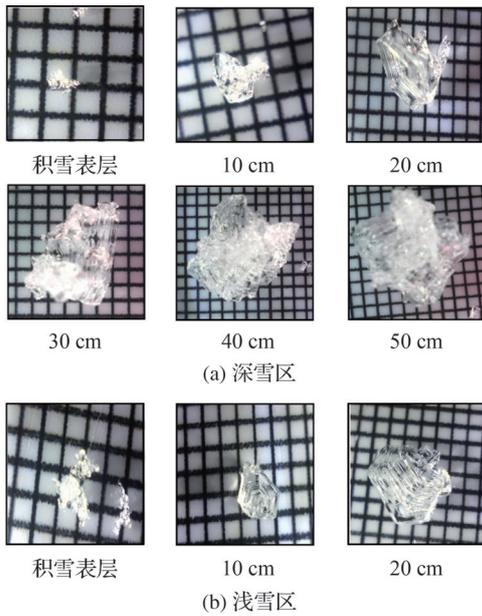


图 4 各雪层的雪粒观测结果

Fig.4 Observed results of snow particle of each layer

(3) 其他数据。根据阿勒泰国家基准气候站提供的气温和雪深数据,在星地同步观测前,1月13日前后发生了一次较大的降雪,自1月13日至2月底无较大降雪天气过程,平均雪深约为14.5 cm。此外,采用国家基础地理信息中心发布的全球30 m地表覆盖数据GlobeLand 30掩膜森林等复杂散射机理的区域,使其不参与雪深反演;采用30 m分辨率的SRTM DEM数据作为数字高程数据。

2 本文研究方法

2.1 积雪各向异性结构

积雪的物理特性与其微观几何结构有关。在理想状态下,干雪可以看作是冰粒和空气的二相混合物^[29]。为了模拟雪的各向异性结构,假定干雪冰粒为规则的椭球体,以椭球体中心为原点,建立三维笛卡儿坐标系 (x, y, z) , z 轴为冰粒晶体对称轴,平行于重力方向, x 和 y 平面平行于平坦地表。 a_x 、 a_y 和 a_z 是椭球体在 x 、 y 、 z 方向上的半轴长,假设 $a_x = a_y$,冰粒轴间比 $r = a_x / a_z$,表示冰粒的形状。 $r = 1$ 时,为各向同性随机结构的新降雪; $r > 1$ 时,积雪在自身重力压实作用下迅速密实化^[30],逐渐转变为各向异性、圆盘状水平排列结构的雪粒^[31], r 越大,各向异性越强; $r < 1$ 时,积雪受温度梯度作用发生重结晶和变质作用,形成各向异性、针状垂直排列的变质雪粒^[32-33], r

越趋近于0,各向异性越强。由新降雪到发生重结晶与变质作用变成陈雪的过程,伴随冰粒晶体形状及轴间比 r 的演变如图5所示。

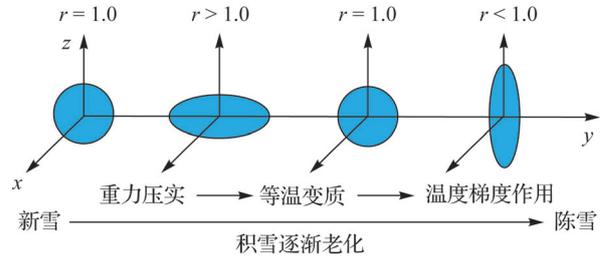


图 5 积雪冰粒演化过程

Fig.5 Evolution of snow particle shape

2.2 同极化相位差模型

当电磁波穿透干雪层时,积雪粒子的大小远小于电磁波波长,干雪可认为是均质的、体散射可忽略不计的介质^[34-35],因此后向散射信号主要来源于下垫面,因雪层折射率而延迟。文献^[36]基于Maxwell-Garnett理论将冰川冰的各向异性结构与观测到的负相位差联系起来,建立了CPD模型。文献^[37]进一步基于干雪微结构及其微波极化特性,将CPD模型与雪的微观结构联系起来。

如图6所示,当电磁波以 θ 入射角穿透一个深度为SD的干雪层,冰粒在电磁波极化电场作用下极化,依据Laplace方程及其边界条件,计算出3个方向的退极化因子 $N_i, i \in \{x, y, z\}$ ^[38]

$$N_z = \begin{cases} \frac{1+e^2}{e^3} (e - \arctan e), e = \sqrt{r^2 - 1}, r > 1 \\ \frac{1-e^3}{2e^3} \left(\ln \frac{1+e}{1-e} - 2e \right), e = \sqrt{1-r^2}, r < 1 \end{cases} \quad (1)$$

$$N_x = N_y = 0.5(1 - N_z) \quad (2)$$

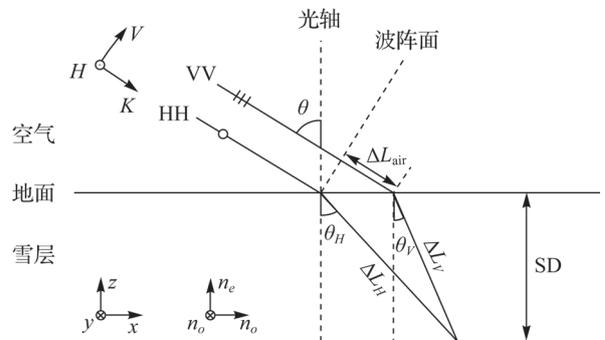


图 6 极化信号穿透雪层产生相位差示意图(改编自文献^[37])

Fig.6 Electromagnetic wave penetrates the snow layer and results in the phase difference (adapted from reference ^[37])

根据 Maxwell-Garnett 等效介质理论计算冰粒各向异性介电常数 $\epsilon_{\text{eff},i}$, $i \in \{x, y, z\}$

$$\epsilon_{\text{eff},i} = \epsilon_{\text{air}} + f_{\text{vol}} \epsilon_{\text{air}} \frac{\epsilon_{\text{ice}} - \epsilon_{\text{air}}}{\epsilon_{\text{air}} + (1 - f_{\text{vol}}) N_i (\epsilon_{\text{ice}} - \epsilon_{\text{air}})} \quad (3)$$

式中, N_i 为退极化因子; ϵ_{ice} 为冰的等效介电常数; ϵ_{air} 为空气的等效介电常数; f_{vol} 为积雪与冰的密度比, 故各向异性介电常数可由积雪密度 ρ_{snow} 、冰粒轴间比 r 计算得到。

因为折射率 n 与介电常数 ϵ_e 存在 $\epsilon_e = n^2$ 的关系, 故 HH 极化和 VV 极化的折射率 n_H 和 n_V 与 3 个轴向上的等效介电常数 $\epsilon_{\text{eff},i}$ 、入射角 θ 满足以下关系

$$n_H^2 = \epsilon_{\text{eff},x} \quad (4)$$

$$n_V^2 = \epsilon_{\text{eff},y} \cdot \cos^2 \theta + \epsilon_{\text{eff},z} \cdot \sin^2 \theta \quad (5)$$

HH 和 VV 极化信号在雪层中的折射率不同, 导致后向散射信号所传播的路径和距离不同, 从而产生了相位差异。利用波长与相位的关系, 以及极化信号传播路径和雪层的几何关系, 得到不同雪深引起的同极化相位差

$$\text{CPD} = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \text{SD} \cdot (\sqrt{n_V^2 - \sin^2 \theta} - \sqrt{n_H^2 - \sin^2 \theta}) \quad (6)$$

2.3 雪深反演方法

根据式(6)可计算厚度为 SD 的积雪导致的相位差, 由此可以推导雪深反演模型为

$$\text{SD} = -\frac{\lambda \text{CPD}}{4\pi(\sqrt{n_V^2 - \sin^2 \theta} - \sqrt{n_H^2 - \sin^2 \theta})} \quad (7)$$

根据 n_V 、 n_H 与 $\epsilon_{\text{eff},i}$ 的关系、 $\epsilon_{\text{eff},i}$ 与积雪密度 ρ_{snow} 、 N_i 的关系以及 N_i 与冰粒轴间比 r 的关系可知, 在确定 SAR 数据计算 CPD 之后, 输入积雪密度和积雪冰粒轴间比参数即可得到雪深。

本文研究在文献[19]的基础上进一步深入, 通过模拟 CPD 与雪深的关系可知, 在假定积雪各向异性介电常数不变的情况下, CPD 与雪深呈线性关系, 如图 7 所示。当研究区有多个实测点时, 可根据实测点雪深数据与从 SAR 数据计算的 CPD 拟合得到最适合研究区积雪特性的线性模型经验系数 a 、 b , 从而得到该区域全部像元的雪深。即

$$\text{SD} = \frac{\text{CPD} - b}{a} \quad (8)$$

利用 CPD 模型反演雪深, 首先需要根据 SAR 数据计算得到 CPD。CPD 是同一天线、同一次成像的 VV 与 HH 极化数据极化相干得到

的复相干系数的相位角。复相干系数 $\tilde{\gamma}_c$ 定义为

$$\tilde{\gamma}_c = \gamma_c \cdot e^{i\text{CPD}} = \frac{\langle S_{\text{VV}} S_{\text{HH}}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{\text{VV}}|^2 \rangle \cdot \langle |S_{\text{HH}}|^2 \rangle}} \quad (9)$$

式中, γ_c 为绝对相干系数; S_{VV} 和 S_{HH} 分别为 VV 和 HH 极化单视复数影像; $\langle \rangle$ 为滤波器。本文借助干涉雷达数据处理的软件 Gamma 计算 CPD, 包括数据预处理、极化相干、空间滤波、地理编码等步骤。考虑实测样点的空间分布, 设置地理编码 CPD 的空间分辨率为 10 m。

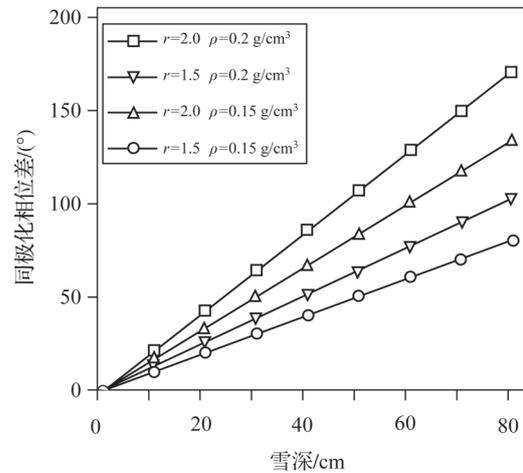


图 7 积雪各向异性介电常数恒定下 CPD 与雪深的关系
Fig.7 Relationship between CPD and snow depth based on constant snow anisotropic relative permittivity

3 反演结果分析

3.1 反演精度分析

深雪区与浅雪区积雪属性差异大, 区域内部积雪属性差异小。为获得更精确的反演结果, 分区域进行雪深反演。对于同一实测点, 实测雪深可以看作一个常数值, 而不同滤波窗口大小计算得到的 CPD 不同, 则反演得到的拟合关系、反演精度不同。本文使用留 P 法进行交叉验证, 以有效避免过拟合和欠拟合状态, 评价不同滤波窗口大小下深雪区、浅雪区的反演模型优劣。为了充分利用所有实测点数据, P 取 1, 即每次假定一个点的雪深未知, 使用其余点处实测雪深值与 CPD 拟合得到模型系数, 反演得到该点雪深, 然后使用相关系数 R 和均方根误差 RMSE 来分析所有点上雪深实测值与反演结果的误差, 如图 8 所示。

结果表明, 浅雪区的最优滤波窗口为 59×59 像元, 相关系数 R 为 0.83, 均方根误差 RMSE 为

2.72 cm;深雪区的最优滤波窗口为 33×33 像元, 相关系数 R 为 0.54, 均方根误差 RMSE 为 11.69 cm。随着滤波窗口大小的增加,浅雪区和深雪区的 R 均呈现出先上升再下降的趋势, RMSE 呈现先大幅上涨波动、然后减小、最后稳

定的趋势。在滤波窗口 25×25 像元以下的结果, R 与 RMSE 出现较大波动,这是因为滤波窗口较小则不能有效抑制相干斑噪声,相位的波动使相干性降低;当滤波窗口过大,则会平滑 CPD 的变化,削弱图像的细节,也导致相干性降低。

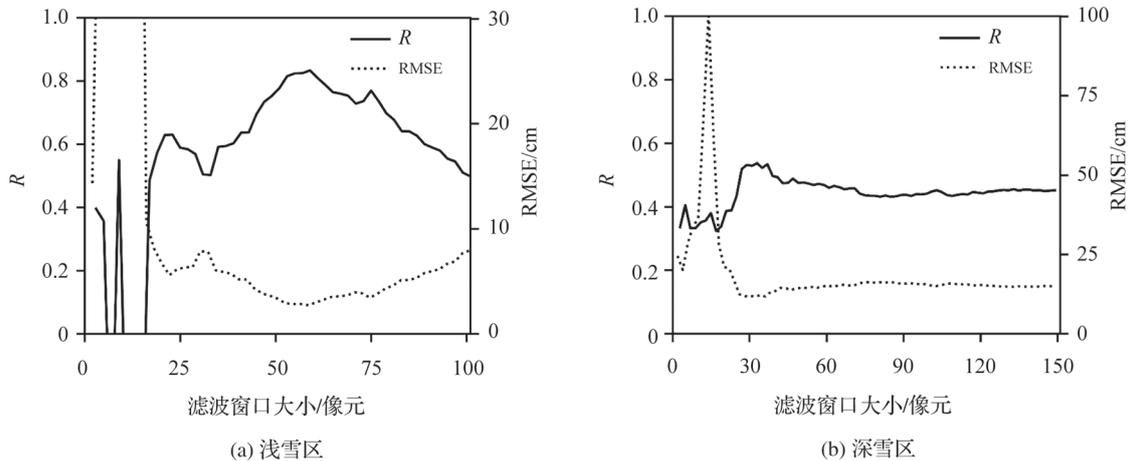


图 8 反演结果 R 和 RMSE 与滤波窗口大小的关系

Fig.8 Relationship between R , RMSE and the window size of filter

不同区域最优滤波窗口大小下雪深的空间分布如图 9 所示。图 9(a)显示深雪区反演得到的雪深自西向东逐渐减少,南部和北部的雪深小于中部区域。图 9(c)为浅雪区雪深反演的结果,可见除西北部反演雪深明显大于其他区域以外,其他区域反演雪深呈相间分布。掩膜森林、水体等具有复杂的散射机制及受人类活动影响严重的人造地表区域的雪深结果如图 9 (b)、(d)所示。

3.2 反演不确定性分析

地形通过影响水热条件从而影响积雪空间分布,地形起伏带来雷达构像几何关系的变化从而影响雷达散射机制,对雪深的反演结果产生影响^[39]。为分析地形对反演精度的影响,选取坡度作为变量与反演误差进行相关性分析。如图 10 所示,雪深反演误差与坡度显著相关,随着坡度的增加,雪深的反演误差呈现增加趋势,且浅雪区的相关性强于深雪区。由浅雪区实测点坡度分布范围可知,浅雪区的地形起伏较深雪区更大,由于构建 CPD 模型时假定冰粒的 z 轴平行于重力方向,复杂的地形会导致极化信号穿透雪层的几何关系发生改变,影响模型的适用性,同时电磁波回波由于受到地形起伏干扰作用会引入过多的噪声,从而增大反演误差。

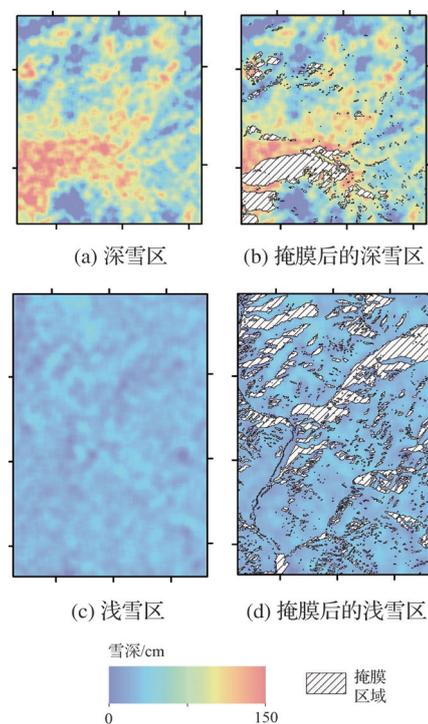


图 9 最优滤波窗口下的雪深反演结果

Fig.9 Spatial distribution of retrieved snow depth with optimal window size of filter

CPD 模型以雪层均质、忽略体散射为基础,然而严格来说,自然界中的介质都是不均匀的,

不可避免会引入误差。由实测结果可知,深雪区积雪密度较浅雪区大,由图 4 实测雪粒图像也可以看出深雪区经过重力压实与变质作用导致粒子粗糙度更大,雪层均质性更差,极化信号穿透雪层时体散射增强,此时,后向散射信号不仅仅取决于下垫面,也由雪层中不同的散射体决定,有效散射中心向雪层上表面移动,因此同极化相干性受到体去相关的影响而降低^[18];根据电磁波在介质中的穿透深度公式^[29],针对本文所用的 GF-3 数据,对不同湿度下的积雪穿透深度进行了模拟,结果如图 11 所示。可以看出 C 波段穿透深度随着积雪湿度增加而显著下降。由图 3 的剖面雪深与湿度的关系可以看出,由于深雪区较强的土壤热传导作用导致积雪底层含水量较大,部分底层含水量超过 3%,水的介电常数在很大程度上改变了雪的介电特性,大幅降低了极化信号对雪层的穿透能力,导致极化信号不能到达下垫面,因此深雪区雪深反演精度低于浅雪区。

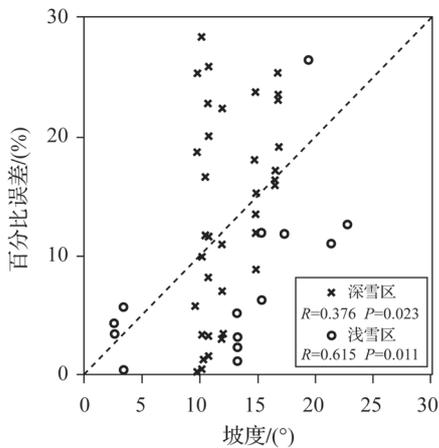


图 10 反演误差与坡度的关系

Fig.10 Correlation between slope and inversion errors

此外,为了探讨不同入射角观测几何条件下 CPD 模型反演能力的差异,使用入射角发生改变时单位雪深引起的 CPD 变化来表征,单位雪深引起的 CPD 变化越大则代表 CPD 对该入射角下的电磁波越敏感,反演能力越强。模拟 CPD 与不同入射角之间的关系如图 12 所示。CPD 随 SAR 电磁波入射角的增加而增加,单位雪深引起的 CPD 变化也随着 SAR 电磁波入射的增加而增加,但二者是非线性关系。当入射角增大时,HH 极化与 VV 极化的折射率差增大,所引起的 CPD 变化也增大,即 CPD 对入射角较大的 SAR 电磁

波更加敏感。故不同入射角观测几何条件下,本文方法的反演能力存在差异,它更适合具有大入射角的 SAR 卫星。

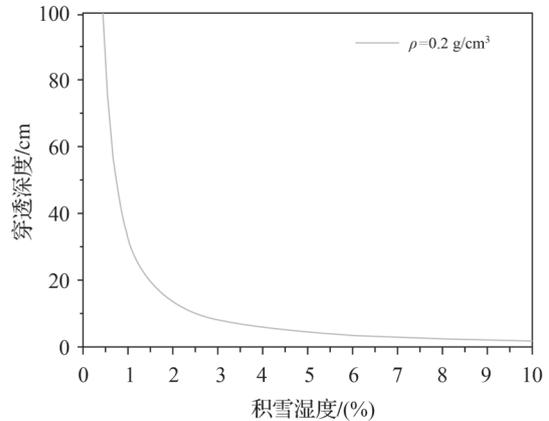


图 11 C 波段极化信号积雪穿透深度模拟

Fig.11 Simulation the penetration depth of C band polarimetric signal

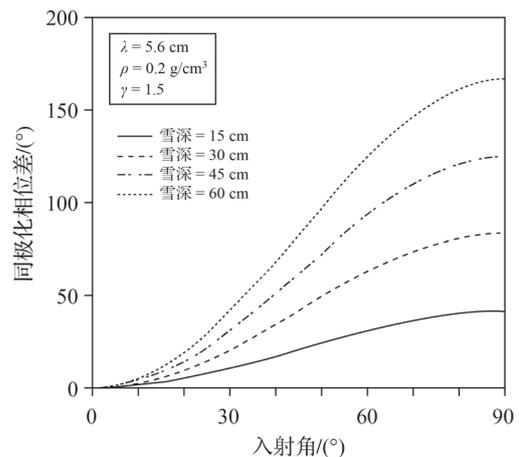


图 12 模拟 CPD 与不同入射角之间的关系

Fig.12 Simulation the relationship between CPD and incidence angle

3.3 反演方法比较

为验证本文所提出的反演方法的优势,与已有方法进行对比。根据文献[19]提出的雪深反演方法,使用研究区平均积雪密度和假定轴间比 1.5 代入反演模型,求得雪深;根据文献[20]提出的雪深反演方法,结合不同滤波窗口下的实测点处 CPD、实测雪深、雪密度等参数求得轴间比,再结合该点处的实测积雪密度,输入模型反演该点处的雪深。使用留 P 法(P=1)进行交叉验证来评价 3 种反演方法优劣,比较结果见表 2。根据文献[19]提出的雪深反演方法得到掩膜后的深雪

区、浅雪区的雪深分布结果分别如图 13(a)、13(c)所示,根据文献[20]提出的雪深反演方法得到掩膜后的深雪区、浅雪区的雪深分布结果分别如图 13(b)、13(d)所示。

表 2 本文方法与已有方法的雪深反演精度比较
Tab.2 Comparison of the proposed method with the existing methods

反演方法	子区域	相关系数 R	均方根误差 RMSE/cm
本文方法	深雪区	0.54	11.69
	浅雪区	0.83	2.72
文献[20]的方法	深雪区	0.25	34.43
	浅雪区	0.46	7.81
文献[19]的方法	深雪区	0.52	73.66
	浅雪区	0.49	23.92

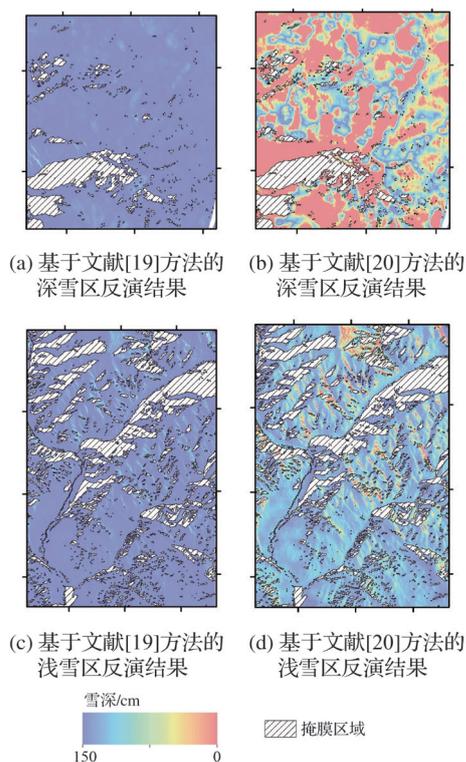


图 13 已有雪深反演方法的反演结果
Fig.13 Spatial distribution of retrieved snow depth based on the Patil's and Majumdar's methods

可以看出,对于本文研究所用 GF-3 数据,本文方法比另外两种方法精度更高,且将反演所需要的参数减少为遥感获取的 CPD 数据和进行模型训练的实测雪深数据。比较结果证明了本文方法具有较好的反演积雪深度的能力。

4 结 论

本文以新疆阿勒泰克兰河上游地区为研究区,在获取 C 波段全极化 GF-3 数据及地面同步观测数据的基础上,基于 CPD 模型构建线性的半经验雪深反演模型,根据实测积雪属性差异,分深雪区、浅雪区反演雪深,探讨了反演方法在不同积雪条件下的适用性,对反演不确定性进行了分析并与已有方法进行比较,主要结论包括:

(1) 在积雪各向异性介电常数视为恒定的理想情况下,CPD 仅是雪深的函数,可根据全部实测点的雪深数据与从 SAR 数据获取的 CPD 数据,拟合得到最适合研究区积雪特性的模型经验系数,反演研究区雪深。反演精度的高低与计算 CPD 过程中使用的滤波器的窗口大小有关,浅雪区的最优滤波窗口为 59×59 像元,此时 R 为 0.83, RMSE 为 2.72 cm,深雪区的最优滤波窗口为 33×33 像元,此时 R 为 0.54, RMSE 为 11.69 cm。

(2) 雪深反演误差与坡度显著相关,随着坡度的增加,雪深的反演误差呈现增加的趋势,雪深反演不确定性受雪层变质程度、含水量及卫星入射角观测几何条件影响,反演方法对于干燥、雪层变质结晶程度低、均质的积雪,以及具有大入射角的 SAR 卫星有更好的适用性。

(3) 对比已有基于 CPD 模型的雪深反演方法,本文所提出的反演方法精度更高,并且将反演所需要的参数减少为遥感获取的 CPD 数据和进行模型训练的实测雪深数据,能够可靠地反演积雪深度。

参考文献:

[1] 施雅风,程国栋. 冰冻圈与全球变化[J]. 中国科学院院刊, 1991, 6(4): 287-291.
SHI Yafeng, CHENG Guodong. Cryosphere and global change[J]. Bulletin of Chinese Academy of Science, 1991, 6(4): 287-291.

[2] HENDERSON G R, PEINGS Y, FURTADO J C, et al. Snow-atmosphere coupling in the Northern Hemisphere [J]. Nature Climate Change, 2018, 8(11): 954-963.

[3] MARKS D, DOZIER J. Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada: 2. snow cover energy balance[J]. Water Resources Research, 1992, 28(11): 3043-3054.

[4] BARNETT T P, ADAM J C, LETTENMAIER D P. Potential impacts of a warming climate on water availability

- in snow-dominated regions[J]. *Nature*, 2005, 438(7066): 303-309.
- [5] BORMANN K J, BROWN R D, DERKSEN C, et al. Estimating snow-cover trends from space[J]. *Nature Climate Change*, 2018, 8(11): 924-928.
- [6] GAO Jingmin. Analysis and assessment of the risk of snow and freezing disaster in China[J]. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 2016, 19: 334-340.
- [7] 陈春艳, 李毅, 李奇航. 新疆乌鲁木齐地区积雪深度演变规律及对气候变化的响应[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(3): 587-594.
- CHEN Chunyan, LI Yi, LI Qihang. Snow cover depth in Ürümqi region, Xinjiang: evolution and response to climate change[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(3): 587-594.
- [8] ZHAO Yi, JIANG Mi, MA Zhangfeng. Integration of SAR polarimetric features and multi-spectral data for object-based land cover classification[J]. *Journal of Geodesy and Geoinformation Science*, 2019, 2(4): 64-72. DOI: 10.11947/j.JGGS.2019.0407.
- [9] THAKUR P K, AGGARWAL S P, GARG P K, et al. Snow physical parameters estimation using space-based synthetic aperture radar [J]. *Geocarto International*, 2012, 27(3): 263-288.
- [10] 李震, 田邦森, 张平, 等. 合成孔径雷达积雪参数反演研究进展[J]. *南京信息工程大学学报(自然科学版)*, 2020, 12(2): 159-169.
- LI Zhen, TIAN Bangsen, ZHANG Ping, et al. Overview of the snow parameters inversion from synthetic aperture radar[J]. *Journal of Nanjing University of Information Science and Technology (Natural Science Edition)*, 2020, 12(2): 159-169.
- [11] STORVOLD R, MALNES E, LARSEN Y, et al. SAR remote sensing of snow parameters in Norwegian areas—current status and future perspective[J]. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 2006, 20(13): 1751-1759.
- [12] SHI J, DOZIER J. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. II. inferring snow depth and particle size[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2000, 38(6): 2475-2488.
- [13] LEE J S, POTTIER E. *Polarimetric radar imaging: from basics to applications*[M]. Boca: CRC Press, 2009.
- [14] SINGH G, VENKATARAMAN G, YAMAGUCHI Y, et al. Capability assessment of fully polarimetric ALOS-PALSAR data for discriminating wet snow from other scattering types in mountainous regions[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2014, 52(2): 1177-1196.
- [15] SHI Jiancheng, DOZIER J. Inferring snow wetness using C-band data from SIR-C's polarimetric synthetic aperture radar[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1995, 33(4): 905-914.
- [16] SINGH G, VERMA A, KUMAR S, et al. Snowpack density retrieval using fully polarimetric TerraSAR-X data in the Himalayas[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2017, 55(11): 6320-6329.
- [17] PARRELLA G, HAJNSEK I, PAPATHANASSIOU K P. Polarimetric decomposition of L-band PolSAR backscattering over the Austfonna ice cap[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2016, 54(3): 1267-1281.
- [18] LEINSS S, PARRELLA G, HAJNSEK I. Snow height determination by polarimetric phase differences in X-band SAR data[J]. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2014, 7(9): 3794-3810.
- [19] MAJUMDAR S. Snow depth and SWE estimation using spaceborne polarimetric and interferometric synthetic aperture radar[D]. Enschede: University of Twente, 2019.
- [20] PATIL A, SINGH G, RÜDIGER C. Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data[J]. *Remote Sensing*, 2020, 12(7): 1183.
- [21] SINGH G, VENKATARAMAN G. Snow density estimation using polarimetric ASAR data[C]// *Proceedings of 2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Cape Town, South Africa: IEEE, 2009.
- [22] 胡汝骥, 魏文寿. 试论中国的雪害区划[J]. *冰川冻土*, 1987, 9(S1): 1-12.
- HU Ruji, WEI Wenshou. On the zoning of snow damage in China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1987, 9(S1): 1-12.
- [23] 沈永平, 王国亚, 苏宏超, 等. 新疆阿尔泰山区克兰河上游水文过程对气候变暖的响应[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(6): 845-854.
- SHEN Yongping, WANG Guoya, SU Hongchao, et al. Hydrological processes responding to climate warming in the upper reaches of Kelan River basin with snow-dominated of the Altay Mountains Region, Xinjiang, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(6): 845-854.
- [24] 侯小刚. 基于多源数据的阿勒泰地区积雪深度研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆师范大学, 2013.
- HOU Xiaogang. Study of snow depth based on multi-source data about Altay area [D]. Ürümqi: Xinjiang Normal University, 2013.
- [25] LEINSS S. Depth, anisotropy, and water equivalent of snow estimated by radar interferometry and polarimetry [D]. Zurich: ETH Zurich, 2015.
- [26] 张庆君. 高分三号卫星总体设计与关键技术[J]. *测绘学报*, 2017, 46(3): 269-277. DOI: 10.11947/j. AGCS.2017.20170049.
- ZHANG Qinjun. System design and key technologies of the GF-3 satellite[J]. *Acta Geodaetica et Cartographica*

- Sinica, 2017, 46(3): 269-277. DOI: 10.11947/j.AGCS.2017.20170049.
- [27] SIHVOLA A, TIURI M. Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1986, GE-24(5): 717-721.
- [28] 郑雷. 北疆地区积雪时空变化特征[D]. 兰州: 兰州大学, 2015.
- ZHENG Lei. The temporal-spatial distribution of snow properties in North Xinjiang[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2015.
- [29] ULABY F T, STILES W H. Microwave response of snow [J]. Advances in Space Research, 1981, 1(10): 131-149.
- [30] SCHLEEF S, LÖWE H. X-ray microtomography analysis of isothermal densification of new snow under external mechanical stress [J]. Journal of Glaciology, 2013, 59 (214): 233-243.
- [31] RICHE F, MONTAGNAT M, SCHNEEBELI M. Evolution of crystal orientation in snow during temperature gradient metamorphism[J]. Journal of Glaciology, 2013, 59 (213): 47-55.
- [32] PINZER B R, SCHNEEBELI M, KAEMPFER T U. Vapor flux and recrystallization during dry snow metamorphism under a steady temperature gradient as observed by time-lapse micro-tomography[J]. The Cryosphere, 2012, 6(5): 1141-1155.
- [33] ALLEY R B, BOLZAN J F, WHILLANS I M. Polar firn densification and grain growth[J]. Annals of Glaciology, 1982, 3: 7-11.
- [34] HALLIKAINEN M T, ULABY F T, VAN DEVENTER T E V. Extinction behavior of dry snow in the 18-to 90-GHz range[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1987, GE-25(6): 737-745.
- [35] WEST R, TSANG L, WINEBRENNER D P. Dense medium radiative transfer theory for two scattering layers with a Rayleigh distribution of particle sizes [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1993, 31(2): 426-437.
- [36] PARRELLA G, HAJNSEK I, PAPANASSIOU K. On the interpretation of L- and P-band PolSAR signatures of polythermal glaciers [C] // Proceedings of ESA PolInSAR Workshop. Frascati, Italy: ESA Communications, 2013: 713.
- [37] LEINSS S, LOWE H, PROKSCH M, et al. Anisotropy of seasonal snow measured by polarimetric phase differences in radar time series[J]. The Cryosphere, 2016, 10 (4): 1771-1797.
- [38] SIHVOLA A. Mixing rules with complex dielectric coefficients[J]. Subsurface Sensing Technologies and Applications, 2000, 1(4): 393-415.
- [39] MASSONNET D, FEIG K L. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface[J]. Reviews of Geophysics, 1998, 36(4): 441-500.

(责任编辑:张艳玲)

收稿日期: 2020-04-14

修回日期: 2021-04-20

第一作者简介: 宋依娜(1997—),女,硕士生,研究方向为积雪遥感。

First author: SONG Yina (1997—), female, postgraduate, majors in snow remote sensing.

E-mail: syn970219@foxmail.com

通信作者: 肖鹏峰

Corresponding author: XIAO Pengfeng

E-mail: xiaopf@nju.edu.cn