

基于两种辐射传输模型的雪粒径与反照率反演

范传宇^{1,2,3}, 程晨¹, 戚鹏^{1,2,4}, 刘向远³, 汪惜今^{1,2}, 徐青山^{1*}

¹中国科学院安徽光学精密机械研究所基础科学中心光电探测室, 安徽 合肥 230031;

²中国科学技术大学研究生院科学岛分院, 安徽 合肥 230031;

³皖西学院电气与光电工程学院, 安徽 六安 237012;

⁴安徽建筑大学电子与信息工程学院, 安徽 合肥 230031

摘要 提出一种渐近辐射传输(ART)理论与离散纵标辐射传输法(DISORT)相结合的方法,用于反演雪光谱反照率。基于雪粒形状的二级科赫分形假设,利用不同卫星数据与 ART 理论的三种粒径反演方法反演研究区域的雪粒径,反演的雪粒径大小不同,但平均值均在 50 μm 左右。基于雪粒球形假设,根据反演的雪粒径,基于 DISORT 模型计算波段为 0.3~5.0 μm 的雪光谱反照率,同时基于 ART 理论计算波段为 0.3~1.5 μm 的雪的黑空与白空光谱反照率。由两种辐射传输模型计算的 0.3~1.5 μm 的雪光谱反照率差异较小,表明雪粒形状假设合理,利用两种辐射传输模型相结合的方法能够计算太阳光谱的雪反照率。考虑到研究区域内黑碳等吸光性杂质的影响,修正了 DISORT 模型计算的雪光谱反照率。研究区域靠近国境边缘的西伯利亚地区时,吸光性杂质对于雪光谱反照率影响很小;研究区域为东北工业地区时,吸光性杂质会明显降低可见光波段的雪光谱反照率。

关键词 大气光学; 雪反照率; 雪粒径; 吸光性杂质; 离散纵标辐射传输法; 渐近辐射传输理论

中图分类号 P407

文献标志码 A

doi: 10.3788/AOS202040.0901002

Retrieval of Snow Grain Size and Albedo Using Two Radiative Transfer Models

Fan Chuanyu^{1,2,3}, Cheng Chen¹, Qi Peng^{1,2,4}, Liu Xiangyuan³, Wang Xijin^{1,2},
Xu Qingshan^{1*}

¹ Laboratory of Photoelectric Detection, Center of Fundamental Science, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei, Anhui 230031, China;

² Science Island Branch of Graduate School, University of Science and Technology of China, Hefei, Anhui 230031, China;

³ College of Electrical and Photoelectrical Engineering, West Anhui University, Lu'an, Anhui 237012, China;

⁴ School of Electronic and Information Engineering, Anhui Jianzhu University, Hefei, Anhui 230031, China

Abstract A method combining the asymptotic radiative transfer (ART) theory and discrete ordinate radiative transfer (DISORT) method is proposed in this study to retrieve the snow spectral albedo. First, based on the assumption that snow grain shape is the second generation Koch fractals, snow grain size results are retrieved using different satellite data and three methods derived from the ART theory. The average results, although different, are all close to 50 μm . Second, assuming the snow grains are spherical, snow spectral albedo is calculated using the DISORT model in the 0.3–5.0- μm region based on the retrieved snow grain size results. Snow black-sky and white-sky spectral albedo are calculated using the ART theory in the 0.3–1.5- μm region. The small difference between the two types of snow spectral albedo calculated through the two radiation transfer models in the 0.3–1.5- μm region reveals that the assumption of different snow grain shapes is reasonable. The method combining the two radiation transfer models can calculate the snow albedo of the solar spectrum. Finally, the snow spectral albedo calculation using DISORT model also considers the light-absorbing impurities such as black carbon. The study area is located in northeast border proximity to Siberia demarks region, where the impurities have a very limited influence on snow spectral albedo. While in the northeast area, which is heavily industrialized, the impurities can markedly decrease

收稿日期: 2019-11-11; 修回日期: 2020-01-05; 录用日期: 2020-02-12

基金项目: 国家自然科学基金(41875041)、国家重点研发计划(2017YFC0209801)

* E-mail: qshxu@aiofm.ac.cn

snow spectral albedo at visible wavelengths.

Key words atmospheric optics; snow albedo; snow grain sizes; light-absorbing impurities; discrete ordinate radiative transfer method; asymptotic radiative transfer theory

OCIS codes 010.0280; 010.5620; 010.2940

1 引 言

地球表面覆盖大量积雪,积雪的反射与消融影响着地球的气候变化和水循环。雪在可见光波段反照率比较高,而且随波长变化较快^[1],雪反照率的微小变化可以对地气系统的辐射平衡造成重大影响。雪粒径不仅反映雪的状态,而且是辐射传输模型计算雪反照率的重要输入参数^[2-3],决定雪反照率的光谱曲线形状。

反射率为某一波段朝向一定方向的反射光与其入射光的比值,反照率为某一平面反射辐射通量与入射辐射通量的比值,一般指一个宽带,对于多波段遥感的某一波段来说为光谱反照率^[4]。Wiscombe 和 Warren 等^[2,5]提出 WW(Wiscombe and Warren)模型计算雪光谱反照率(以下简称反照率),Stamnes^[3]与郭镭力等^[6]基于 DISORT 模型与蒙特卡罗法计算气溶胶、冰云与积雪等离散型介质的反照率。雪中吸光性杂质影响雪反照率,Huang^[7]与 Doherty 等^[8]在中国东北部、北极圈等地进行一系列探测,得到雪中吸光性杂质含量。

Dozier^[9]首次利用 TM(Thematic Mapper)卫星数据反演雪粒径,Painter 等^[10-12]利用 AVIRIS(Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer)与 MODIS(Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer)多波段数据,提出亚像元下雪覆盖面积与雪粒径的反演方法。Stamnes 等^[13]基于 DISORT 模型创建雪粒径、杂质浓度与反射率的查找表,利用 GLI(GLOBAL Imager)多波段数据反演雪粒径。

基于 WW 模型与 DISORT 模型反演雪粒径与反照率时均假设雪粒为互不影响的球形粒子,而实际上雪粒的形状具有不规则性,因此考虑雪粒形状的 ART 理论^[14]被提出。Tedesco 和 Kokhanovsky^[15]基于 ART 理论和科赫(Koch)粒子模型,利用 MODIS 数据反演雪粒径。Lyapustin 等^[16]利用 ART 理论和多角度大气校正算法反演格陵兰岛雪粒径。王剑庚等^[17]利用 ART 理论与 HJ-1 卫星数据反演玛纳斯河流域山区雪粒径。Negi 和 Kokhanovsky^[18-19]基于 ART 理论,利用 HYPERION 高光谱数据,实现喜马拉雅西部地区的雪粒径与反照率反演。

由于雪粒径与杂质浓度变化范围较大,DISORT 模型通过建立查找表反演雪粒径时计算量很大,而 ART 理论考虑到雪粒形状且不需要建立查找表,因此 ART 理论反演雪粒径快速且准确。但 ART 理论计算黑空与白空反照率时受限,首先 ART 理论仅仅适用于波长上限为 $1.5 \mu\text{m}$ 的弱吸收,无法计算整个太阳光谱的雪反照率,其次假定雪的厚度为无限深,而实际上大多数雪不能看作无限深。DISORT 模型能够求解从紫外到微波段、垂直非均匀、各向异性的平面平行介质中的辐射传输问题。本文提出两种辐射传输模型结合的方法,用于反演宽光谱雪反照率。基于 ART 理论反演雪粒径,根据所得粒径大小,基于 DISORT 模型计算雪光谱反照率。考虑到雪中杂质的含量,修正 DISORT 模型计算的光谱反照率。

2 辐射传输模型原理及反演方法

2.1 DISORT 模型

DISORT 模型由 Chandrasekhar 提出,但由于数值求解困难,难以广泛应用于辐射传输计算。Stamnes 等^[3]解决了特征向量、特征解与积分常数的问题,给出 Fortran 代码的辐射传输软件包,使得 DISORT 模型计算散射强度与通量既有效又准确。DISORT 模型对相函数按 $2N$ 阶 Legendre 多项式展开,辐射强度按照 Fourier 余弦展开,利用高斯求积将天顶角积分化为求和,假设介质由若干相邻均匀层组成,每层中单次散射反照率与相函数为常数,化积分为求和,求解向上与向下的辐射通量与光强,通过计算界面向上辐射通量与向下辐射通量的比值得到反照率。DISORT 辐射传输代码在雪反照率计算中做了很多简化,边界条件设定为各项同性的辐射源,向下辐射为单位强度,且没有其他光源,不需要特解计算。与其他计算向上辐射通量方式一样,计算得到的向上辐射通量即为雪反照率。DISORT 辐射传输代码中设置 IBCD 为真,调用 ALBTRN 程序即可计算雪反照率。雪反照率计算中辐射传输的流数设置为 16,此时反照率计算结果足够精确,雪的层数设置为单层。

2.2 ART 理论

Kokhanovsky 和 Zege^[14]提出适用于弱吸收的

ART 理论, ART 理论中雪被看作为紧密堆积的粒子,而非互不影响的球形粒子,基于简单的几何光学方程计算粒子的光学性质,用辐射传输方程特殊指数形式的解析渐进解进行计算。ART 理论可计算球形、二级科赫分形、柱形三种形状的雪粒径^[17]。假设雪粒形状为二级科赫分形,雪的反射率的表达式为^[14]

$$R = R_0 \exp(-bf\sqrt{\gamma d}), \quad (1)$$

式中: R_0 为弱吸收表面的双向反射率因子; b 为形状因子; d 为雪粒径大小; γ 为冰的吸收系数, $\gamma = 4\pi\chi(\lambda)/\lambda$, λ 为光波波长, $\chi(\lambda)$ 为冰的复折射率的虚部。雪粒形状为科赫分形时, $b = 3.62$ 。 f 为 μ_0 、 μ 与 φ 的函数, f 计算公式表示为

$$f = \frac{\mu(\mu)\mu(\mu_0)}{R_0(\mu, \mu_0, \varphi)}, \quad (2)$$

式中: $\mu = \cos \vartheta$, $\mu_0 = \cos \vartheta_0$; ϑ_0 、 ϑ 、 φ 分别为太阳天顶角、观测天顶角、相对方位角; $\mu(\mu_0)$ 为逃逸函数,它决定光在半无限、无吸收介质逃逸的角分布,近似表达^[20]为

$$\mu(\mu_0) = \frac{3}{7}(1 + 2\mu_0), \quad (3)$$

弱吸收表面的双向反射率因子 R_0 近似表达^[21]为

$$R_0 = \frac{A + B(\mu + \mu_0) + C\mu\mu_0 + p(\theta)}{4(\mu + \mu_0)}, \quad (4)$$

其中 $A = 1.247$, $B = 1.186$, $C = 5.517$ 。令 $s = \sin \vartheta$, $s_0 = \sin \vartheta_0$, $p(\theta)$ 表示为

$$p(\theta) = 11.1 \exp(-0.087\theta) + 1.1 \exp(-0.014\theta), \quad (5)$$

$$\theta = \arccos(-\mu\mu_0 + ss_0 \cos \varphi). \quad (6)$$

基于单波段反射率反演的雪粒径可表示为

$$d = \frac{1}{\gamma b^2 f^2} \ln\left(\frac{R}{R_0}\right), \quad (7)$$

式中: R 为相应波段的反射率。波段的选取需要进行大气校正,尤其是需要考虑水汽的影响。可见光波段的雪反射率依赖于雪粒径与雪中杂质,而近红外与中红外波段的雪反射率主要由雪粒径决定,受杂质的影响很小。因此该方法通常选择近红外(1040/1240) nm 波段反演雪粒径。

Kokhanovsky^[22] 根据 ART 理论提出反演雪粒径的双波段方法,公式为

$$\beta_{i,2} = \frac{\ln^2(R_2/R_0)}{\gamma^2} - \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \left[\frac{\ln^2(R_1/R_0)}{\gamma^2} \right], \quad (8)$$

式中: $\beta_{i,2}$ 为入射光子被雪吸收的概率,最终双波段反演雪粒径方程^[23]为

$$d = (K\gamma_{i,2})^{-1} \ln\left(\frac{\beta_\infty}{\beta_\infty - \beta_{i,2}}\right). \quad (9)$$

雪粒形状为科赫分形时,式(9)中 K 为 2.63, β_∞ 为理想情况下入射光子全部被雪粒吸收的极限概率值, β_∞ 值为 0.47, $\gamma_{i,2} = 4\pi\chi(\lambda)/\lambda$ 为近红外波段的吸收系数。

Lyapustin^[16] 利用 ART 理论,提出了双波段比率法,成功反演了格陵兰岛雪粒径,反演方法为

$$d = \frac{1}{4\pi b^2 f^2} \left[\ln\left(\frac{R_1}{R_2}\right) / (\sqrt{\chi_2/\lambda_2} - \sqrt{\chi_1/\lambda_1}) \right]^2, \quad (10)$$

式中: R_1 和 R_2 分别为可见光与近红外波段的雪反射率,可见光波段通常选 645 nm 或 443 nm,近红外波段通常选 1050 nm 或 1240 nm; χ_1 、 χ_2 分别是可见光与近红外波段的折射率虚部,可见光的折射率虚部远小于近红外波段,可忽略不计。(10)式可简化成

$$d = \frac{1}{4\pi b^2 f^2} \ln^2\left(\frac{R_1}{R_2}\right). \quad (11)$$

(7)、(9)、(11)式为 ART 理论反演雪粒径的三种方法,三种方法分别记作粒径反演方法 1、粒径反演方法 2、粒径反演方法 3。

根据 Kokhanovsky 和 Zege^[14] 提出的 ART 理论,黑空与白空反照率可表示为

$$\omega_p = \exp[-\mu(\mu_0)b\sqrt{\gamma d}], \quad (12)$$

$$\omega_s = \exp(-b\sqrt{\gamma d}). \quad (13)$$

雪的反照率由黑空与白空反照率组成,知道黑空与白空反照率的比例就能够计算出雪的反照率,雪的光谱反照率为^[2]

$$\omega_{\text{net}} = \rho\omega_p + (1 - \rho)\omega_s, \quad (14)$$

式中: ρ 为黑空反照率占总反照率的比例。

2.3 卫星数据

HYPERION 传感器搭载在 EO-1 卫星上,其产品分为两级:level 0、level 1, level 0 仅仅用来生成 L1 产品,其中 L1 级别的产品有 L1A、LIB 以及 L1R 三种数据类别。HYPERION 高分辨率影像共有 242 波段,光谱范围为 357~2576 nm,光谱分辨率为 10 nm,空间分辨率为 30 m。

MODIS 是搭载在 terra 和 aqua 卫星上的重要传感器,MODIS 标准数据产品包括陆地、大气和海洋三种主要标准数据产品类型,MOD09GA 数据集提供 1~7 波段每日栅格化的陆地二级数据产品。MOD09GA 数据集包含两种空间分辨率,分别为 500 m 和 1000 m。500 m 分辨率数据集提供 1~7

波段的反射率以及数据质量评价等信息,1000 m 分辨率数据集提供太阳天顶角、观测天顶角、相对方位角等信息。

2.4 反演方法

基于 ART 理论的三种粒径反演方法和雪粒二级科赫分形假设,利用 MODIS 数据、HYPERION 数据反演雪粒径,比较不同粒径方法和卫星数据反演的粒径。假设雪粒为球形,根据反演雪粒径大小和冰晶光谱复折射率,利用 Mie 散射理论计算雪粒单次散射反照率、不对称因子以及雪的光学厚度等参数,并将这些参数输入至 DISORT 模型中计算

0.3~5.0 μm 波段内任意厚度的雪的光谱反照率。基于 ART 理论计算波段为 0.3~1.5 μm 的雪的黑空与白空反照率,比较两种辐射传输模型计算的 0.3~1.5 μm 波段的雪反照率,计算雪粒二级科赫分形与球形假设造成反照率的差异,验证了不同雪粒形状假设的合理性。雪中吸光杂质可以降低雪的光谱反照率,考虑杂质影响,修正 DISORT 模型计算的雪反照率,得到任意厚度、含杂质的雪的光谱反照率。图 1 为反演方法的原理简图,method 标记的方框内为新的反演方法所用的两种辐射传输模型以及卫星数据。

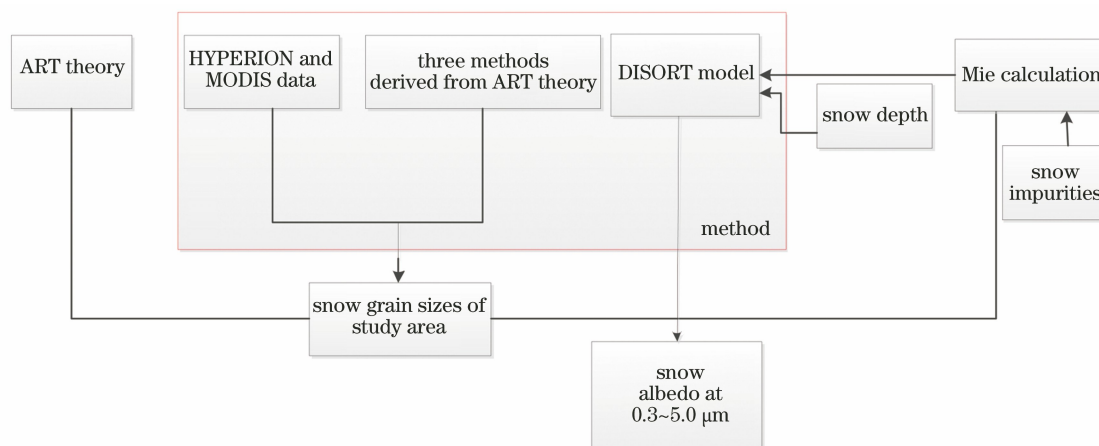


图 1 雪粒径与反照率反演方法原理图

Fig. 1 Schematic diagram of retrieval method of snow grain size and snow albedo

3 雪粒径反演

3.1 雪反射率数据处理

雪反射率是 ART 理论反演雪粒径的重要参数,决定了雪反照率反演的准确性。比较不同卫星数据的雪反射率可以为雪粒径与雪反照率的反演提供波段选取以及误差分析等信息。选取 2007 年 12 月 12 日东北地区靠近国境边缘处的一景 L1R 格式的 HYPERION 高光谱影像,剔除影像中未经标定且受水汽影响严重的波段,去除坏线,修复条纹,校正 Smile 效应以及 FLAASH 大气。FLAASH 大气校正中,在大气模式中选取中纬度冬季,在气溶胶模式中选取乡村型,选择 1135 nm 水汽吸收和 2-band KT 完成大气校正。选取的像元数为 256×373 ,对应区域面积为 $7.68 \times 11.19 \text{ km}^2$,研究区域内全部覆盖积雪。同时下载同一地区与时刻的 MOD09GA 数据用于比较。为了减小相同区域中对应 MODIS 像元数过少引起的误差,适当扩大研究区域,对应的 MODIS 像元数为 36×62 ,区域面积为 $18 \times 31 \text{ km}^2$ 。扩大研究区域可能导致一些

MODIS 像元所对应区域不是完全覆盖积雪或者雪厚度不是无限深。图 2 为 HYPERION 与 MODIS 同一区域与时刻的雪反射率,反射率在可见光波段相差较大,HYPERION 的雪反射率在可见光波段接近于 1,而 MODIS 的雪反射率在可见光波段为 0.75 左右。对于研究区域与观测时刻相同的雪盖,由于不同卫星观测天顶角与相对方位角不同,雪反射率有差异,其原因在于雪是非朗伯体。在近红外波段即 MODIS 7、8、9 波段,MODIS 与 HEPERION 反射率差值较小。为了减小不同卫星数据的差异导致的雪粒径反演误差,单波段粒径反演方法中的波段通常选用近红外波段。

3.2 雪粒径反演

以往 ART 反演雪粒径均使用单一的卫星传感器数据和反演方法,因此有必要比较不同数据与不同反演方法反演的雪粒径,以验证反演结果的可靠性。

图 3 中黑色线框内为研究区域,图 3(a)与图 3(b)分别为 HYPERION 预处理前后的影像, HYPERION 数据获取时间为格林尼治平时

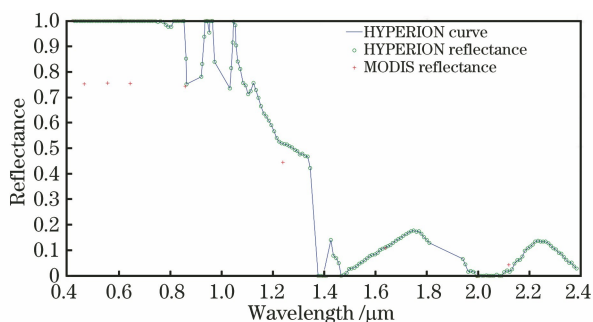


图 2 HYPERION 与 MODIS 数据的雪反射率

Fig. 2 Snow reflectance of HYPERION and MODIS data (GMT)2007 年 12 月 12 日 02 时 45 分 44 秒,此时太阳天顶角为 73.76° ,太阳方位角为 162.83° 。由于卫星观测近似于天底观测,卫星观测天顶角为 0° ,卫星方位角设为 0° ,因此相对方位角为 $[180^\circ - (162.83^\circ - 0^\circ)]$,即 17.17° 。图 4 黑色线框内为 MODIS 影像研究区域,MOD09GA 数据集中太阳天顶角、观测天顶角、相对方位角的空间分辨率为 1000 m ,像元数为 18×31 ,而反射率数据的空间分辨率为 500 m ,像元数为 36×62 ,因此对 MODIS 的角度信息进行线性差值得到 500 m 分辨率的数据

以进行雪粒径反演。研究区域对应的太阳天顶角平均值为 73.06° ,观测天顶角平均值为 17.56° ,相对方位角平均值为 112.18° 。HYPERION 与 MODIS 研究区域的中心点纬度为 49.0838° N ,经度为 119.0858° W ,计算结果可进行相互比较。

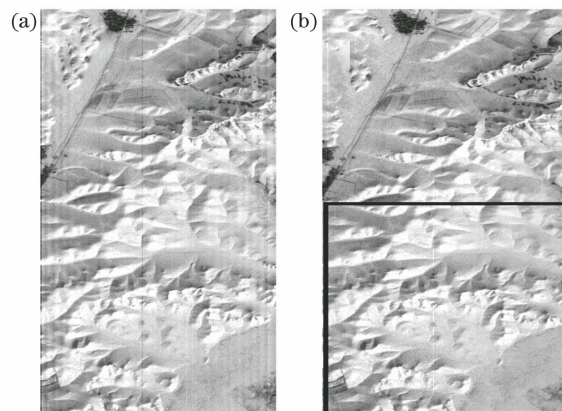


图 3 HYPERION 预处理前后的影像。

(a) 预处理前;(b)预处理后

Fig. 3 HYPERION scenes of study area before and after preprocessing. (a) Before preprocessing; (b) after preprocessing

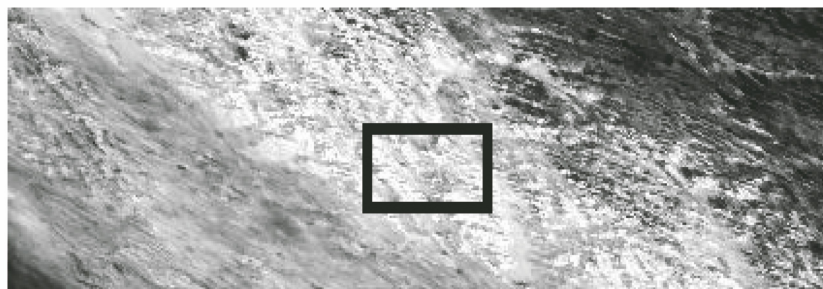


图 4 同一地区与时刻的 MOD09GA 影像

Fig. 4 MOD09GA scene at the same place and the same period

云是影响积雪识别的重要影响因子,可利用归一化差分积雪指数(NDSI)识别积雪,其主要原理是雪在可见光波段具有高反射率,在近红外波段具有低反射率特性^[24]。NDSI的计算公式为

$$\eta_{\text{NDSI}} = \frac{R_{\text{vis}} - R_{\text{swir}}}{R_{\text{vis}} + R_{\text{swir}}}, \quad (15)$$

式中: R_{vis} 、 R_{swir} 分别为可见光与近红外波段的反射率。本研究采用 SNOWMAP 算法中常用的阈值,即 $\eta_{\text{NDSI}} > 0.4$ 。为了避免积雪仅仅覆盖部分像元或像元中存在高污染积雪的情况,可见光波段的反射率阈值设为^[25]

$$R_{\text{vis}} > 0.6. \quad (16)$$

对于 MOD09GA 数据,可见光、近红外波段分别选择 3 波段和 6 波段,对应波长为 469 nm 、

1650 nm ;对于 HYPERION 数据,可见光、近红外波段分别选择影像预处理后的 8 波段和 118 波段,对应波长分别为 500 nm 、 1650 nm 。MODIS 与 HYPERION 研究区域内由于云的影响,剔除的像元个数分别为 65 与 99。

图 5 为研究区域内不同卫星数据、不同粒径反演方法反演的雪粒径,红色为 NDSI 识别后无效的像元点。图 5(a)为 MOD09GA 影像预处理后的 $1.24\text{ }\mu\text{m}$ 波段反射率与粒径反演方法 1 反演的雪粒径,粒径大小分布在 $30 \sim 200\text{ }\mu\text{m}$ 之间,大多数像元点的粒径在 $50\text{ }\mu\text{m}$ 左右,平均值为 $63.84\text{ }\mu\text{m}$ 。图 5(b)为 MOD09GA 影像预处理后的 $(0.443/1.24)\text{ }\mu\text{m}$ 波段反射率与粒径反演方法 2 反演的雪粒径,粒径大小分布在 $30 \sim 250\text{ }\mu\text{m}$ 之间,平均值为

89.76 μm 。图 5(c) 为 MODIS 影像预处理后的 (0.645/1.24) μm 波段反射率与粒径反演方法 3 反演的雪粒径, 粒径大小分布在 10~80 μm 之间, 平均值为 35.78 μm 。图 5(d) 为 HYPERION 影像预处理后的 1.24 μm 波段反射率与粒径反演方法 1 反演的雪粒径, 粒径大小分布在 30~1000 μm 之间, 平均值为 53.98 μm 。图 5(e) 为 HYPERION 影像预处理后的 (0.443/1.24 μm) 反射率数据与粒径反演方法 2 反演的雪粒径, 粒径大小分布在 30~1000 μm 之间, 平均值为 76.94 μm 。图 5(f) 为 HYPERION 影像预处理后的 (0.645/1.24) μm 波段反射率与粒径反演方法 3 反演的雪粒径, 粒径大小分布在 30~1000 μm 之间, 平均值为 56.44 μm 。积雪通常按照粒径分为新雪、细粒雪、中粒雪、粗粒雪, 其中新雪的粒径为 10~100 μm , 不同数据与粒

径反演方法反演的雪粒径值均符合新雪粒径大小特征。查阅由国家气象信息中心基础资料专项收集、整理的中国地面降水日值 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格点数据集, 2007 年 11 月 30 日与 11 月 25 日降水量分别为 1 mm、3.1 mm, 积雪厚度 h 相当于 4 cm, 该地区十二月份的最高气温在 -22°C 左右, 雪的性质变化缓慢, 且下垫面为一定厚度的冰, 研究区域的雪厚度可认为无限深且为新雪。反演粒径值与气象数据均表明 ART 理论反演雪粒径是准确可靠的。图 2 表明不同卫星的雪反射率在可见光波段相差较大, 在近红外波段相差较小, 而利用不同卫星数据, 基于不同粒径反演方法反演的雪粒径差异较小, 故雪粒径反演的精度主要取决于近红外波段的反射率, 雪粒径反演对于可见光波段不敏感。

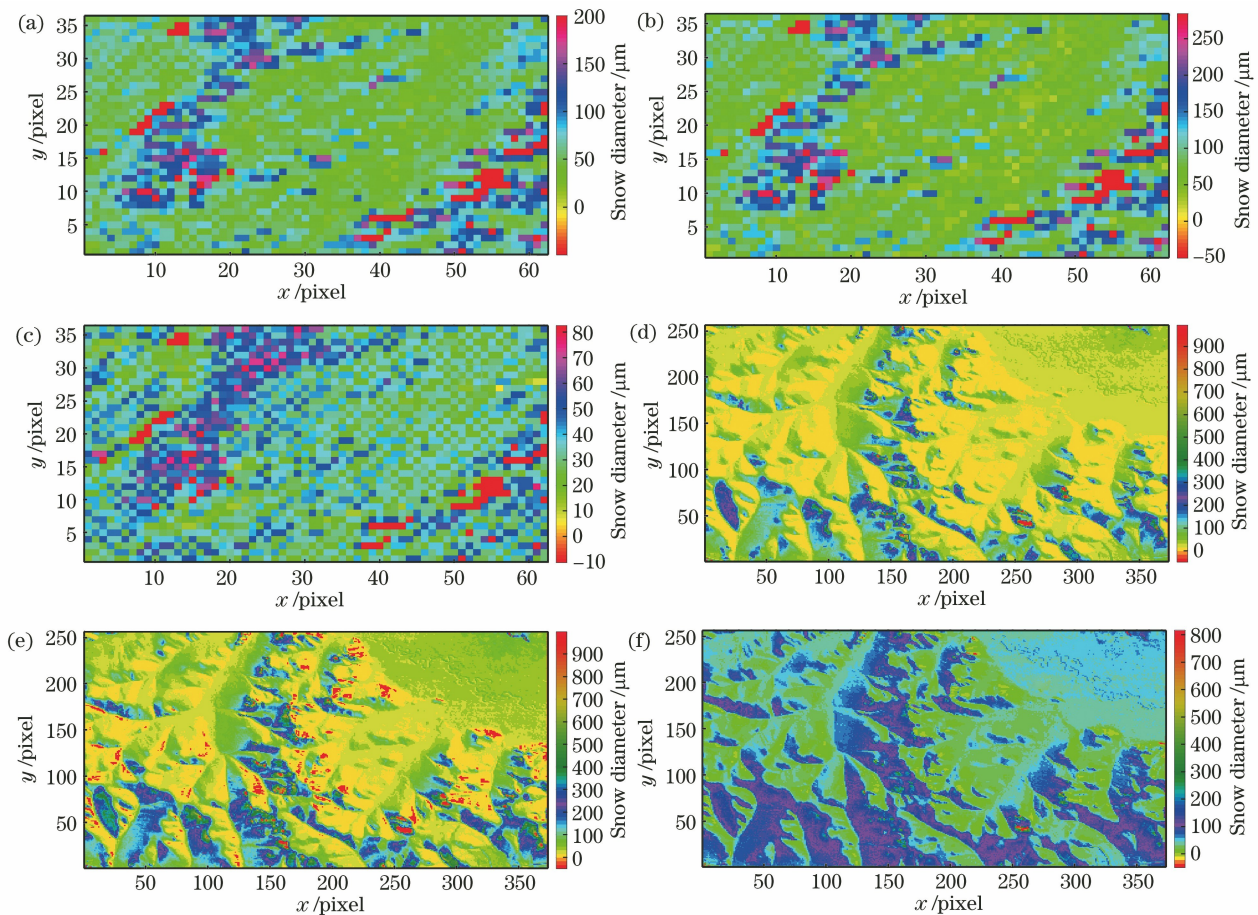


图 5 MODIS、HYPERION 数据结合粒径反演方法 1、方法 2、方法 3 反演研究区域的雪粒径。(a) MODIS 数据和粒径反演方法 1; (b) MODIS 数据和粒径反演方法 2; (c) MODIS 数据和粒径反演方法 3; (d) HYPERION 数据和粒径反演方法 1; (e) HYPERION 数据和粒径反演方法 2; (f) HYPERION 数据和粒径反演方法 3

Fig. 5 Snow grain size results of study area using method 1, method 2, method 3 with MODIS and HYPERION data. (a) MODIS data and method 1; (b) MODIS data and method 2; (c) MODIS data and method 3; (d) HYPERION data and method 1; (e) HYPERION data and method 2; (f) HYPERION data and method 3

雪粒径反演结果显示 MODIS 数据反演的粒径值分布范围较小,而 HYPERION 数据反演的粒径值分布范围较大,这与数据的空间分辨率有关。HYPERION 数据空间分辨率较小,可以反演较小空间雪粒径的大幅度变化,而 MODIS 数据空间分辨率较大,相当于若干 HYPERION 像元的平均,因此粒径分布范围较小。

4 雪反照率反演

4.1 DISORT 模型计算宽光谱雪反照率

由于不同粒径反演方法反演的雪粒径均符合新雪粒径大小特征,因此在以下的反照率计算中均采用粒径反演方法 1 反演的粒径,研究区域内的雪厚度看作为无限深。假设积雪的性质与密度在不同深度均相同,在反照率计算时可将积雪看作单层。图 6 给出 DISORT 模型根据反演的雪粒径与卫星角度信息计算的雪光谱反照率以及天顶角 ϑ_0 为 50° 即 $\mu_0=0.65$ 、半径 r 为 $50 \mu\text{m}$ 、雪厚度 h 为 5 cm 时计算的雪光谱反照率。相比较 ART 理论只能计算波长上限为 $1.5 \mu\text{m}$ 的黑空与白空反照率,图 6 表明 DISORT 模型能够计算不同粒径、天顶角与有限厚度下的雪的宽光谱反照率,其光谱适用范围覆盖太阳短波辐射。

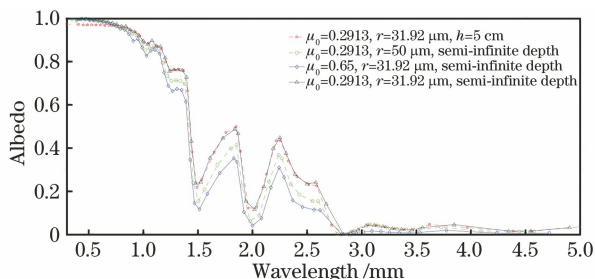


图 6 不同条件的雪反照率(DISORT 模型)

Fig. 6 Snow albedo under different snow conditions (DISORT model)

4.2 验证雪粒不同形状的合理性

利用粒径反演方法 1、方法 2、方法 3 反演雪粒径,根据(12)式和(13)式计算 $0.3 \sim 1.5 \mu\text{m}$ 波段雪的黑空、白空反照率。

粒径反演方法 3 中选用不同的短波波长,反演的雪粒径不同,导致计算的雪反照率不同。方法 3 中短波波长分别为 $0.645 \mu\text{m}$ 和 $0.859 \mu\text{m}$,长波波长均为 $1.24 \mu\text{m}$,计算的雪的黑空反照率如图 7 所示,对于同一种卫星数据,方法 3 中选择不同的短波波长对于雪粒径的计算影响不大,因此反照率结果差异很小。反照率的差异主要是由于不同卫星数据

近红外波段的反射率不同所致。

图 8 为利用不同卫星数据反演的雪粒径,基于 ART 理论计算的黑空反照率。不同卫星数据反演的黑空反照率随波长变化的趋势一致,可见光波段光谱反照率的值接近于 1,近红外波段光谱反照率小于可见光波段光谱反照率。可见光波段不同光谱反照率相差较小,近红外波段不同光谱反照率相差较大。由(12)式可知,雪的黑空反照率与 $\exp[-\mu(\mu_0)]$ 、 $\exp(-\sqrt{\gamma})$ 和 $\exp(-\sqrt{d})$ 成正比,吸收系数 γ 在可见光波段远小于近红外波段是可见光波段光谱反照率大于近红外波段光谱反照率的原因。两种不同粒径的黑空反照率 ω_{p1} 与 ω_{p2} 的比值为 $\exp[\gamma|\sqrt{\mu(\mu_1)d_1}-\sqrt{\mu(\mu_2)d_2}|]$,吸收系数 γ 在可见光波段远小于近红外波段是不同光谱反照率在可见光波段相差较小而在近红外波段相差较大的原因。

图 9 为反演得到的雪的白空反照率,白空反照率光谱曲线的变化趋势与黑空反照率曲线变化趋势一致。对比图 9 与图 8 可知,同种条件下,黑空反照率大于白空反照率。这是因为 HYPERION 与 MODIS 获得数据时太阳天顶角余弦分别为 0.2797 与 0.2913,此时 $\mu(\mu_0) < 1$,由(12)式和(13)式可知黑空与白空反照率比值 $\exp\{-b\sqrt{\gamma d}[\mu(\mu_0)-1]\} > 1$ 。

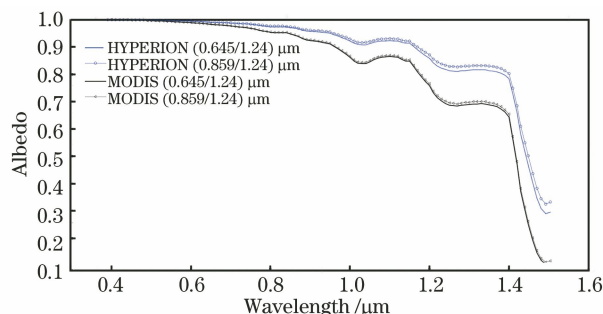


图 7 方法 3 选用不同的可见光波段反演雪粒径后计算的黑空反照率

Fig. 7 Snow black-sky albedo calculation for different snow grain sizes retrieved by method 3 at different visible bands

雪粒形状假设为二级科赫分形,利用卫星数据和粒径反演方法 1 反演雪粒径。然后根据反演的雪粒径,假设雪粒为球形,基于 DISORT 模型计算 $0.3 \sim 5.0 \mu\text{m}$ 波段的雪反照率,同时基于 ART 理论计算 $0.3 \sim 1.5 \mu\text{m}$ 波段的雪的黑空与白空反照率,计算结果如图 10 所示。比较 DISORT 模型与 ART 理论计算的 $0.3 \sim 1.5 \mu\text{m}$ 波段的雪反照率,本文中 HYPERION 数据是在无云天气下得到的,理

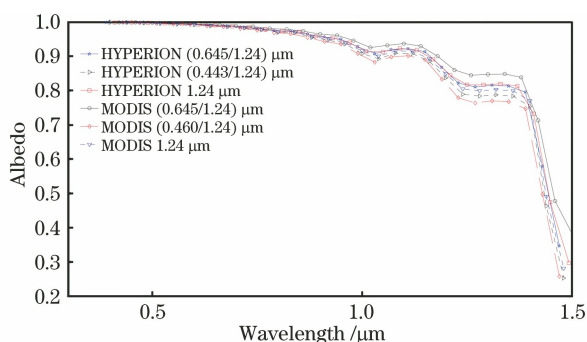


图 8 不同方法反演雪粒径后计算的黑空反照率

Fig. 8 Snow black-sky albedo calculation for different snow grain sizes retrieved by different methods

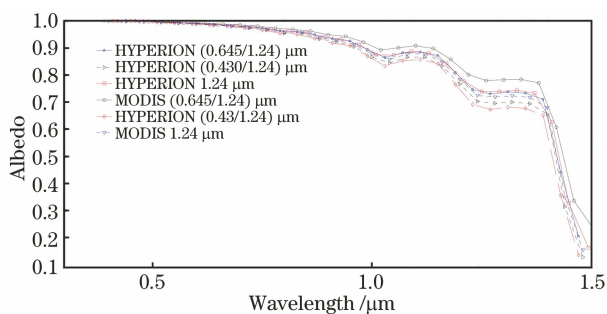


图 9 不同反演方法反演雪粒径后计算的白空反照率

Fig. 9 Snow white-sky albedo calculation for different snow grain sizes retrieved by different methods

论上雪反照率应该接近于黑空反照率,相对于 ART 理论计算的黑空反照率,DISORT 模型计算的雪反照率结果偏小。偏小的原因是 Mie 散射假设雪粒为互不影响的球形粒子,而在雪粒径反演时设定雪粒形状是二级科赫分形,对于同样面积质量比的球形与非球形粒子,实际非球形雪粒具有较高的反照率。Dang 等^[1]考虑冰晶粒子的非球形散射对雪反照率影响时,利用 delta-Eddington 模型计算雪反照率得到类似结论。DISORT 模型计算的雪反照率大小处于 ART 理论计算的黑空、白空反照率之间,符合实际情况,即太阳辐射是由直射与漫射组成,相应的雪反照率由黑空、白空反照率按照一定比例组成。两种辐射传输模型计算的反照率差异较小,计算结果表明不同雪粒形状假设是合理的、允许的,合理的雪粒形状假设表明基于两种辐射模型反演宽光谱雪反照率是准确可靠的。

4.3 反照率修正

雪中的吸光性杂质能够改变雪反照率,这取决于雪中杂质的种类与含量。Huang 等^[7]于 2010 年冬季对中国东北地区雪中吸光性杂质的含量进行测量,其中一个采样点即为本文卫星数据的选取区域,这也是本文选取东北地区作为研究区域的原因。测

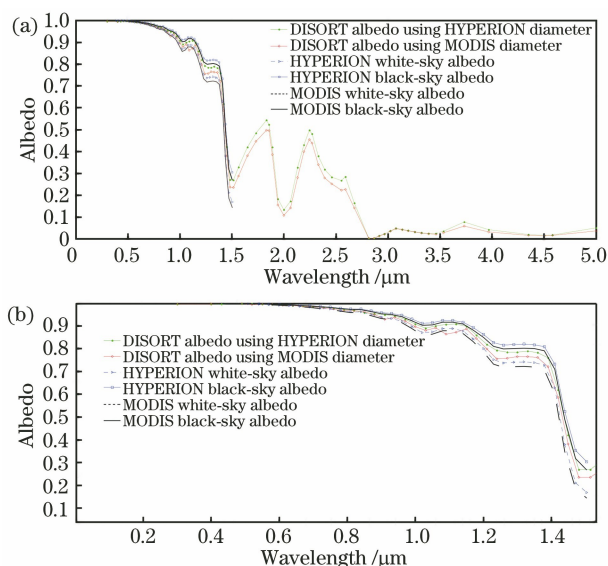


图 10 研究区域内 ART 理论计算的黑空与白空反照率以及 DISORT 模型计算的反照率。(a) 0.3 ~ 5.0 μm; (b) 0.3 ~ 1.5 μm

Fig. 10 Black-sky albedo and white-sky albedo calculated using ART theory and albedo calculated using DISORT model with the same area. (a) 0.3–5.0 μm; (b) 0.3–1.5 μm

量区域位于东北边境,杂质主要为黑碳(BC)和其他吸光性杂质,而且含量很小,等效黑碳量 C_{BC}^{equiv} 为 $200 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$,即 0.2×10^{-6} ,东北工业地区雪中等效黑碳量 C_{BC}^{equiv} 为 $(1720 \pm 840) \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$,粗略估计为 $2000 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$,即为 2×10^{-6} 。采用黑碳与积雪混合的方式研究吸光性杂质对于雪光谱反照率的影响,黑碳的复折射指数 $m = 1.95 - 0.79i$,平均直径为 $0.13 \mu\text{m}$ 。假设黑碳粒子为球形,均匀分布在积雪中,利用 Mie 散射分别计算黑碳粒子与冰晶粒子的不对称因子 g 、单次散射反照率 ω 与光学厚度 τ 等参数,然后利用两种粒子单位体积的消光截面作为权重因子求得平均的不对称因子 g 、单次散射反照率 ω 与光学厚度 τ ,最后基于 DISORT 模型计算相同粒径下不同杂质含量的雪的光谱反照率。

图 11 给出了吸光性杂质对于雪反照率的影响,近红外和更长波段的光谱反照率几乎不受雪中杂质影响,杂质主要影响可见光波段的光谱反照率。这是因为雪的折射率虚部在可见与近红外波段相差几个数量级,雪粒的复折射率虚部在长波段变大,雪粒吸收增强,造成光子被杂质吸收的概率变小。由于研究区域吸光性杂质很少,雪反照率减小量很小。而对于等效黑碳量为 2×10^{-6} 的东北工业地区,可见光波段的雪的反照率减小 3%,此时的吸光性杂

质如黑碳、棕色碳、灰尘的含量成为影响反照率的重要因素。考虑吸光性杂质的影响,修正 DISORT 的计算结果,能够更精确地描述雪的反照率。

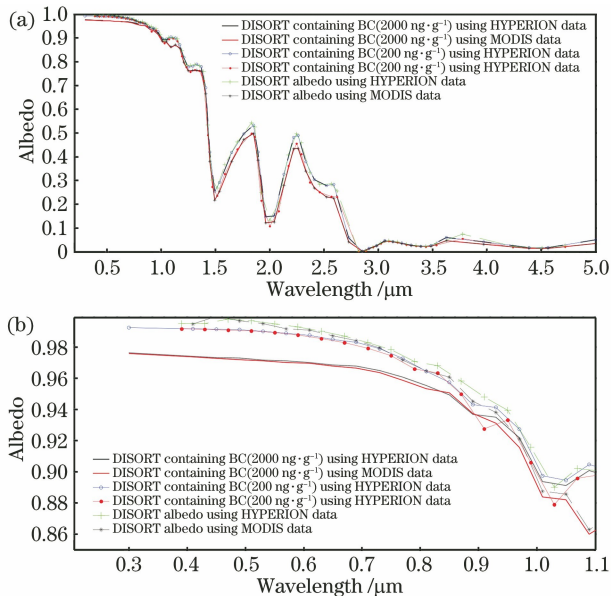


图 11 研究区域雪中含有黑碳下 DISORT 模型计算的
反照率。(a) 0.3~5.0 μm ; (b) 0.3~1.1 μm

Fig. 11 Albedo of study area calculated using DISORT
model with snow containing black carbon. (a)
0.3–5.0 μm ; (b) 0.3–1.1 μm

5 结 论

本文利用卫星数据和 ART 理论反演雪粒径,根据 DISORT 模型计算了宽光谱雪反照率。由 ART 理论的三种粒径反演方法反演的雪粒径值均符合新雪粒径大小特征,研究区域的气象数据均证实了粒径反演方法的准确性。根据反演雪粒径,基于 DISORT 模型计算 0.3~5.0 μm 的雪反照率,比较 0.3~1.5 μm 基于 DISORT 模型计算的雪反照率、基于 ART 理论计算的黑空与白空雪反照率。两种辐射传输模型计算的反照率差异较小表明,雪粒径反演的雪粒二级科赫分形假设与 DISORT 模型的雪粒球形假设是合理的,合理的雪粒形状假设表明 DISORT 模型的计算结果准确、合理。利用 DISORT 模型计算雪反照率波长范围广,波长上限可以达到 5 μm 乃至更长波段,通过调节雪的参数能够精确地计算各种雪的反照率,这些都是只能描述半无限空间、波长上限为 1.5 μm 的 ART 理论所不具有的优势。该研究将卫星反射率数据与两种辐射传输模型相结合,为精确反演雪光谱反照率提供了一种新思路。

参 考 文 献

- [1] Dang C, Fu Q, Warren S G. Effect of snow grain shape on snow albedo[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2016, 73(9): 3573-3583.
- [2] Wiscombe W J, Warren S G. A model for the spectral albedo of snow. I: pure snow[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, 37(12): 2712-2733.
- [3] Stamnes K, Tsay S C, Wiscombe W, et al. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media[J]. *Applied Optics*, 1988, 27(12): 2502-2509.
- [4] Wang J M, Gao F. Discussion on the problems on land surface albedo retrieval by remote sensing data[J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2004, 19(5): 295-300.
王介民, 高峰. 关于地表反照率遥感反演的几个问题[J]. *遥感技术与应用*, 2004, 19(5): 295-300.
- [5] Warren S G, Wiscombe W J. A model for the spectral albedo of snow. II: snow containing atmospheric aerosols[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, 37(12): 2734-2745.
- [6] Guo L L, Wang M J. Polarized radiative transfer characteristics of ice cloud atmospheres at large zenith angles[J]. *Acta Optica Sinica*, 2019, 39(11): 1101002.
郭镭力, 王明军. 大天顶角入射下冰云大气偏振辐射传输特性[J]. *光学学报*, 2019, 39(11): 1101002.
- [7] Huang J P, Fu Q, Zhang W, et al. Dust and black carbon in seasonal snow across Northern China[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2011, 92(2): 175-181.
- [8] Doherty S J, Warren S G, Grenfell T C, et al. Light-absorbing impurities in Arctic snow[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10(23): 11647-11680.
- [9] Dozier J. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat thematic mapper[J]. *Remote Sensing of Environment*, 1989, 28: 9-22.
- [10] Painter T H, Roberts D A, Green R O, et al. The effect of grain size on spectral mixture analysis of snow-covered area from AVIRIS data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 1998, 65(3): 320-332.
- [11] Painter T H, Dozier J, Roberts D A, et al. Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2003, 85(1): 64-77.
- [12] Painter T H, Rittger K, McKenzie C, et al. Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS[J]. *Remote Sensing of*

- Environment, 2009, 113(4): 868-879.
- [13] Stamnes K, Li W, Eide H, et al. ADEOS-II/GLI snow/ice products: part I: scientific basis [J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 111(2/3): 258-273.
- [14] Kokhanovsky A A, Zege E P. Scattering optics of snow[J]. Applied Optics, 2004, 43(7): 1589-1602.
- [15] Tedesco M, Kokhanovsky A A. The semi-analytical snow retrieval algorithm and its application to MODIS data [J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 111(2/3): 228-241.
- [16] Lyapustin A, Tedesco M, Wang Y J, et al. Retrieval of snow grain size over greenland from MODIS[J]. Remote Sensing of Environment, 2009, 113(9): 1976-1987.
- [17] Wang J G, Feng X Z, Xiao P F, et al. Retrieval of snow grain size using HJ-1 satellite in mountainous areas of Manasi River Basin [J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences), 2015, 51(5): 987-995.
王剑庚, 冯学智, 肖鹏峰, 等. 玛纳斯河流域山区雪粒径 HJ-1 卫星反演 [J]. 南京大学学报(自然科学版), 2015, 51(5): 987-995.
- [18] Negi H S, Kokhanovsky A. Retrieval of snow grain size and albedo of western Himalayan snow cover using satellite data[J]. The Cryosphere, 2011, 5(4): 831-847.
- [19] Negi H S, Kokhanovsky A. Retrieval of snow albedo and grain size using reflectance measurements in Himalayan basin[J]. The Cryosphere, 2011, 5(1): 203-217.
- [20] Kokhanovsky A A, Rozanov V V. The reflection function of optically thick weakly absorbing turbid layers: a simple approximation [J]. Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 2003, 77(2): 165-175.
- [21] Kokhanovsky A A, Aoki T, Hachikubo A, et al. Reflective properties of natural snow: approximate asymptotic theory versus *in situ* measurements [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2005, 43(7): 1529-1535.
- [22] Kokhanovsky A, Rozanov V V, Aoki T, et al. Sizing snow grains using backscattered solar light [J]. International Journal of Remote Sensing, 2011, 32(22): 6975-7008.
- [23] Kokhanovsky A A. Satellite-based retrieval of ice cloud properties using a semianalytical algorithm [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2005, 110(D19): D19206.
- [24] Negi H S, Singh S K, Kulkarni A V, et al. Field-based spectral reflectance measurements of seasonal snow cover in the Indian Himalaya [J]. International Journal of Remote Sensing, 2010, 31(9): 2393-2417.
- [25] Negi H S, Kulkarni A V, Semwal B S. Study of contaminated and mixed objects snow reflectance in Indian Himalaya using spectroradiometer [J]. International Journal of Remote Sensing, 2009, 30(2): 315-325.