

引用格式:Guo Zhongming, Wang Ninglian, Jiang Xi, *et al.* Research Progress on Snow and Ice Albedo Measurement, Retrieval and Application[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2013, 28(4): 739-746. [郭忠明, 王宁练, 蒋熹, 等. 冰雪反照率测量和反演及其应用研究进展[J]. 遥感技术与应用, 2013, 28(4): 739-746.]

冰雪反照率测量和反演及其应用研究进展

郭忠明^{1,2}, 王宁练¹, 蒋 熹³, 毛瑞娟^{1,2}, 吴红波^{1,2}

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 南京信息工程大学大气科学学院, 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 江苏 南京 210044)

摘要:总结了反照率的相关概念和 2 种主要的测量方法, 分析了诸如雪粒径、含水量、烟尘、雪密度、雪深、太阳天顶角、大气状况和新降雪等因素对反照率的影响, 介绍了遥感反演反照率通用的基本方法步骤, 包括辐射校正、大气校正、各向异性校正和窄带转宽带反照率。最后阐述了反照率的研究动态和研究应用, 如地表能量平衡、冰雪面积制图、确定雪粒径和反演雪线等。

关 键 词:冰雪; 反照率; 反演; 应用

中图分类号:P 931.4; TP 79 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-0323(2013)04-0739-08

1 引 言

反射率(Reflectance)是指任何物体表面反射阳光的能力。这种反射能力通常用百分数来表示。例如某物体的反射率是 45%, 则表示该物体表面所接受到的太阳辐射中, 有 45% 被反射了出去。地表反射率(Surface Reflectance)指地面反射辐射量与入射辐射量之比, 表征地面对太阳辐射的吸收和反射能力。反射率越大, 地面吸收太阳辐射越少; 反射率越小, 地面吸收太阳辐射越多。表观反射率(Apparent Reflectance)是指大气层顶的反射率, 辐射定标的结果之一, 大气层顶表观反射率简称表观反射率, 又称视反射率。行星反射率(Planetary Reflectance)指卫星所观测的行星反射率(未经大气校正的反射率)^[1-2], 因此行星反射率就是表观反射率。反照率(Albedo)是指地表在太阳辐射的影响下, 反射辐射通量与入射辐射通量的比值。它是反演很多地表参数的重要变量, 反映了地表对太阳辐射的吸收能力。对多波段遥感的某个谱段而言, 称为谱反照率(Spectral Albedo)。黑空反照率(Black-sky

Albedo)和白空反照率(White-sky Albedo)分别代表太阳辐射完全直射和完全漫射条件下的反照率, 即完全晴空和完全阴天条件下的反照率^[3]。冰雪表面对入射的太阳辐射具有很强的反射作用, 一般新雪或紧密而干的雪面反射率可达 86%~95%; 而有孔隙、呈灰色的湿雪的反射率可降至 45% 左右。大陆冰原的反射率与雪面类似。海冰表面反射率约为 40%~65%。由于地面有大范围的冰雪覆盖, 导致地球上损失大量的太阳辐射能, 这是冰雪致冷的一个重要因素。

全球温度升高将导致地球表面冰雪融化, 冰川覆盖面积减少, 从而导致引起全球反射率降低, 更少的太阳辐射被反射回太空, 进而导致大气温度进一步上升, 地面对长波辐射多为灰体, 而积雪表面几乎与黑体相似, 其长波辐射能力很强, 这就使得积雪表面由于反射率增强而产生的净辐射亏损进一步加大, 增强反射率造成的正反馈效应, 使积雪愈加变冷。此外, 积雪还影响土壤冻融过程和多年冻土。综上所述, 地表反照率控制着地表辐射能量收支, 对全球气候变化具有重要影响^[4-8]。

收稿日期: 2012-05-31; 修订日期: 2013-01-22

基金项目: 全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951404), 国家自然科学基金重点项目(40930526), 国家自然科学基金重大项目(41190084), 国家自然科学基金科学青年基金(40901041)。

作者简介: 郭忠明(1985—), 女, 陕西宝鸡人, 博士研究生, 主要从事冰冻圈遥感研究。E-mail: gzm@lzb.ac.cn。

传统的反照率获取方法是用地面辐射仪进行地面测量,但当地表状况不均一时,单点的地面观测往往代表性较差,要获得较大范围内可用于模式和气候学研究的地表反照率分布,卫星遥感是非常重要的观测手段^[9],它能在时间和空间上满足大面积积雪表面监测的要求。

2 冰雪反照率测量及影响

2.1 冰雪反照率的测量

目前广泛使用的测量冰雪反照率的仪器是 ASD 公司的 FieldSpec 光谱仪和总辐射表,下面具体介绍仪器参数、测量方法及测量过程中的注意事项等。

2.1.1 ASD 光谱仪

美国 ASD 公司的 FieldSpec3 便携式地物波谱仪能够快速扫描地物,光纤探头能在毫秒内得到地物单一光谱,可探测波长范围为 350~2 500 nm。采样时间短至 10 次/s,波长精度为 ± 1 nm。测量冰雪时先用白板对仪器进行定标,然后测量冰雪面 DN 值或幅亮度,利用室内测得的白板的定标系数获得反射光谱曲线。观测过程中要注意,如果仪器预热时间不够长的话会造成在光谱的连接点时常产生局部跳跃,照明条件改变后要重新优化,至少采集 3 条光谱,求取平均值来减少误差。野外测量时应尽可能频繁地采集白板参比,因为太阳照明条件、大气状况和温度都在不断变化。

2.1.2 总辐射表测量

该表为热电效应原理,在线性范围内,输出信号与太阳辐照度成正比。为减小温度的影响则配有温度补偿线路,为了防止环境对其影响则用两层石英玻璃罩。安装按观测规范要求离地面 1.5 m,根据实际情况,其高度会有一定变化。辐射表要求水平安装^[10],但当所观测的雪面或冰面是倾斜状态,有一定坡度时,观测结果会有所偏差,造成反照率的虚假日变化现象^[11]。需要对斜面反照率进行订正。还得注意玻璃罩应保持清洁,不准拆卸或松动,以免影响测量精度。观测时间最好选在上午 10 点到下午 5 点之间。在太阳辐射相对稳定的时刻观测,读数变化太快时不宜观测。

此外,还可以利用四分量辐射计进行测量反照率,其观测原理与总辐射表类似。

2.2 冰雪反照率的影响因素

影响冰雪反照率的因素很多,包括雪粒径、含水量、烟尘、雪密度、雪深、太阳高度角、天空状况和新降雪等。

不同粒径的积雪,在单位体积内雪颗粒表面面积差异很大。这不仅影响到太阳辐射在雪层中的传播和吸收,而且还导致雪颗粒散射面积的明显差异。因此,不同颗粒平均粒径的积雪,对入射的太阳辐射的吸收和散射有着明显差别,从而具有不同的反射性能(图 1)。新雪的反照率最高,随着时间的推移,新雪会粒雪化,晶粒变形并不断密实化,粒径增大、污化物增多、反照率也不断下降,即新雪、陈雪、粒雪、冰川冰和污化冰川冰的反照率依次下降^[12]。因为光子在通过空气—冰界面时可能散逸,只有通过冰面时才有可能被吸收,在散逸过程中粒径增加导致通过冰粒的路径增加。而海冰反照率取决于冰类型(新冰、多年冰)、冰厚、气泡以及表面条件^[13]。

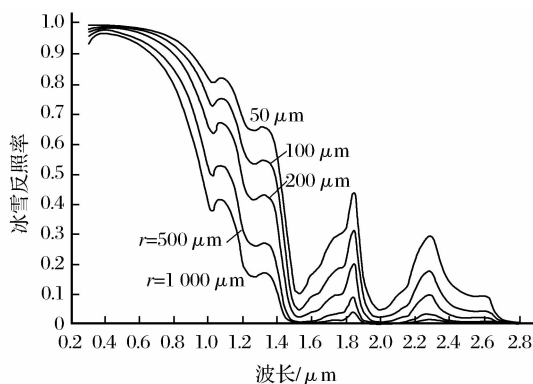


图 1 雪粒径对反照率的影响^[18]

Fig. 1 Effect of snow grain size^[18]

Wiscombe-Warren I(WWI)用实验和理论证实液态水对反射率的影响与增加有效粒径的效果类似,因为水和冰的复折射指数的常数很小^[14]。雪颗粒平均粒径相近的积雪,其反射性能取决于含水量。当雪颗粒之间的空隙被反照率很低的融水充填时,因融水强烈吸收入射辐射的作用致使雪颗粒的散射能力相应减弱。对空隙较大的粗粒雪来说,随着吸收入射辐射能力的增强和散射能力的减弱,反射性能将随含水量的增加而呈线性减弱^[15]。

沙尘天气过程、人类活动所产生的气溶胶(如黑碳)、冰雪消融所导致的物质粉尘在表面积累过程等,均可造成冰雪反照率发生较大变化。无论污化物和冰雪性质差别如何,冰雪污化后都能使其反射率随碎屑尘土含量的增加而明显降低^[15]。沉积在雪冰表面的黑碳能够增强太阳辐射吸收,强烈降低反照率,因此加速了冰的消融,沉积在雪冰表面的 BC(Black Carbon,黑碳)能增强太阳辐射吸收,降低反照率,因此加速了冰的消融,研究发现雪中 $15 \text{ ug} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的 BC 浓度可以降低 1% 的反照率^[16]。

Light 等^[17]计算出海冰中 $150 \mu\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 最高可以降低 30% 的海冰反照率。Hansen 等^[18]研究表明黑碳引起冰雪反照率的变化(北极区变化 1.5、北半球陆地地区变化 3%)所导致的气候强迫效应在北半球可达 $0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。其引起的地表增温效果约占观测到的全球变暖的 1/4,而它的气候强迫效率大约为 2,即在给定的气候强迫下,其引起全球地表温度变化的效率是 CO_2 的 2 倍。Ming 等^[19]总结了雪冰中测量和模拟的 BC 浓度和相对减少的反射率,得到 BC 浓度和减少的反照率的简单相关关系,利用该关系粗略计算仅考虑 BC 引起的反照率降低,结果显示,高浓度 BC 处,反照率显著降低。

积雪反照率随太阳高度角的增加而降低,其曲线的陡度变化依赖于积雪粒径大小和晶粒形状。当太阳天顶角增大时,光的传输行程增长,光子散射的几率加大,发生散射的可能性也增大,因此遥感反射率也增大(当天顶角减小时,光的传输行程减短,散射系数减小,因此遥感反射率随着天顶角的减小而减小)。当太阳高度角较高时,雪面的表面反射较小,反照率主要取决于颗粒的大小;而在低太阳高度角时,反照率主要决定于晶粒的形状。当晶粒变得有小平面对状时,表(镜)面反射增强反照率也就增加^[12],但当太阳高度角大于 40° 时,地表反照率基本上趋于不变^[20-21]。晴天时,反照率的日变化一般呈“U”型变化,因太阳高度角越低地表反照率越大,即中午反照率最低,上午和下午的反照率高且对称。但也有研究表明^[22-23],地表反照率日变化存在一定的不对称性,即使相同的太阳高度角,上午的地表反照率低于下午^[24]。

由于冰雪层中的粒径、空隙率和污化碎屑尘土含量等因素变化的综合指标是冰雪层的密度,因此,反照率和密度也有良好的相关关系^[15]。研究发现雪反照率是雪密度的函数^[25-26]。O'Brien 和 Munis^[27]也注意到密度的增加导致反照率降低,但是他们认为密度常常与如粒径的雪老龄的其他现象相关,因此怀疑是否为密度本身影响反照率。Bohren 和 Beschta^[28]分离雪粒径和雪密度两个参数,发现假设雪粒径为常量时人为地增加密度反照率没有变化。雪深与雪密度类似,也是通过粒径的变化对反照率起作用。

太阳辐射穿过大气时,一部分被大气中的云层和较大尘埃反射到宇宙,从而削弱到达地面的太阳辐射,这称为大气反射。大气反射物质中云最为重要,其反射强度随云状、云厚而不同,高云反射率约

为 25%,中云为 50%,低云为 65%,云层愈厚反射愈强,一般情况下云的平均反射率为 50%~55%。大气反射有助于削弱太阳辐射,尤其能减少紫外线对人体的灼伤。大气含水量、混浊度以及云量、云状等天空状况会改变入射辐射量及其光谱分布特征,从而影响冰雪面的反照率。云层通过将直接辐射转化为散射辐射来影响雪的光谱反射率。对于反照率,必须考虑的是云改变了雪的入射辐射的光谱组成^[29]。不同种类的云,其增加雪面反照率的效果不同。在满天云量时,低云下的雪面反照率比高云下的雪面反照率高。晴空时雪面反照率在 82%左右,卷层云时增加到 83.5%,高层云时增加到 86.5%,而到更低的层云时其反照率更高^[12]。

降落在冰川表面的新雪层经常引起冰雪表面反照率的变化。冰川区的低温使降雪率极高。因此,无论是裸露冰面,还是厚粒雪层的积累区,新雪覆盖都能引起反照率的增加。其效应主要取决于新雪层的厚度。由于叠加新雪层本身反射性能的不同和下伏冰雪层对太阳辐射吸收和反射散射能力的差异,都影响着反射率升高幅度和比率^[15]。

对同一性质的积雪来说,除去粒径、含水量和污化状况的影像外,下伏冰层反射状况和冰雪层对穿透辐射吸收的差异对反照率也有很大影响。

3 冰雪反照率的遥感反演

卫星遥感可以获取大区域乃至全球的地表反照率,因此是反演雪反照率的最理想的技术手段,它能在时间和空间上满足对大面积积雪表面监测的需求。遥感反演过程的发展和进步过程以及未来的发展方向等已在其他文献^[12,30]中有详述,在此就不再赘述。本文主要总结了遥感反演冰雪反照率通常所用的步骤,如下:

3.1 辐射校正

用定标系数可将原始的 DN 值转化为太阳顶层辐亮度。绝对光谱辐亮度可以从发射前定标获得,定标公式为:

$$L = \text{Gain} \times \text{DN} + \text{Bias} \quad (1)$$

其中: L 为测量的光谱辐亮度 ($\text{Wm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$), DN 为记录的电信号数字值, Gain 为响应函数的斜率(通道增益), Bias 为响应函数的截距(偏差)。

辐射定标是遥感信息定量化的前提条件,遥感数据的应用在很大程度上取决于遥感辐射仪的定标精度^[31]。

3.2 大气校正

目前,遥感图像的大气校正方法很多,这些校正方法按照校正后的结果分为两种:将遥感图像的 DN 值转化为地表反射率、地表辐射率、地表温度等的绝对大气校正方法以及校正后相同的 DN 值表示相同的地物反射率,不考虑地物实际反射率的相对大气校正方法^[31]。常见的绝对大气校正方法有:基于辐射传输模型的 MODTRAN 模型、LOWTRAN 模型、ATCOR 模型、6S 模型;基于简化辐射模型的黑暗像元法和基于统计学模型的反射率反演。相对大气校正包括基于统计的不变目标法和直方图匹配法等。其中基于辐射传输模型的大气校正方法适用于精细定量研究^[31],如果是动态监测或缺少参数,可选择相对大气校正或较简单的方法^[32]。

3.3 各向异性校正

和大部分地球表面一样,雪表面是一个非 Lambert 反射体并具有强烈的前向散射特性。对于高分辨率图像如 ASTER 和 Landsat 图像忽略各向异性而使用基于朗伯假定的反照率算法是因为其一般只有一个观测角,而且往往是接近垂直观测,角度变化小,且地表异质性和波谱特性是决定反照率的最主要因素。而中分辨率图像要得到反照率时就需要双向反射分布函数 BRDF 进行校正。地表二向反射模型包括物理模型、经验模型和半经验模型,其中物理模型比较复杂,反演难度大,效果不好,而半经验模型中的核驱动模型具有未知参数少、是线性模型、对混合像元 BRDF 的拟合能力强的优点而被广泛应用。核驱动模型是光线入射角和观察角的函数^[33-34],其表达式如下:

$$R(\theta_i, \theta_r, \varphi) = f_{\text{iso}} k_{\text{iso}} + f_{\text{geo}} k_{\text{geo}}(\theta_i, \theta_r, \varphi) + f_{\text{vol}} k_{\text{vol}}(\theta_i, \theta_r, \varphi) \quad (2)$$

其中: R 为反照率, θ_i, θ_r 和 φ 分别为光线入射角、观察天顶角和相对方位角, $f_{\text{iso}}, f_{\text{geo}}, f_{\text{vol}}$ 为未知核系数, $k_{\text{iso}}, k_{\text{geo}}, k_{\text{vol}}$ 为已知核函数。

目前应用最多的是 RossThick^[35] 和 LiSparse^[36] 的组合称为 RTLSR 模型,而且多项研究表明该模型是最有效的模型^[37-39]。

3.4 窄带向宽带反照率的转换

由于多数卫星测量是在分离的、波段较窄的不连续波长区域进行的,必须将以上所得各窄带反照率转化为宽带反照率。一种方法是根据反照率的定义来计算反照率(基于能量的地表反照率遥感反演方法研究,基于辐射模拟反演 ETM+ 数据宽波段反照率)。即:

$$\alpha = F_{u\text{总}} / F_{d\text{总}} \quad (3)$$

其中: α 为地表反照率, $F_{u\text{总}}$ 为地表总的反射能量, $F_{d\text{总}}$ 为地表总的入射能量。该方法简便易行,所需野外数据较少,物理意义明确。

另一种就是利用线性关系进行窄带向宽带反照率转换,转换方程可由野外实验或理论模拟得到,转换方程的系数与当时的特定地面类型、大气条件、太阳位置等有关。Liang^[41] 采用模拟方法对 AVHRR, Landsat TM/ETM, MODIS 等 9 种卫星建立了有关方程组,宽带反照率的转换精度约为 0.02。

4 冰雪反照率的应用

冰雪反照率是全球地表辐射平衡与能量交换的控制因子,是地表能量平衡的重要输入参数。可见光和近红外波段反照率的差异可以用来绘制冰雪覆盖面积。雪反照率也是雪粒径的函数,基于辐射传输模型建立雪的光学性质与其粒径等物理性质之间的关系来反演雪粒径。此外,可以根据冰/雪反照率的差异确定粒雪线。

4.1 地表能量平衡

地球表面能量收支基本处于平衡状态是人类对地球系统能量过程的最基本认识之一^[41]。能量平衡研究是认识和预测冰雪对气候变化响应的重要方法。对于冰川来说,也是联系冰川物质平衡和冰川融水径流的物理纽带。地表反照率指地表对入射的太阳辐射的反射通量与入射的太阳辐射通量的比值,决定了多少辐射能被下垫面所吸收,因而是地表能量平衡研究中的一个重要参数。能量平衡方程为:

$$R_n = H + ET + G = R_n^s + R_n^l = (1 - \alpha) F_d^s + \epsilon F_d^l - \sigma T^4 \quad (4)$$

其中: R_n 为净辐射, H 为感热通量, ET 为潜热通量, G 为地表土壤热交换通量,与冻土有关, R_n^s 为短波净辐射, R_n^l 为长波净辐射, α 为反照率, F_d^s 为下行短波辐射, F_d^l 为下行长波辐射, ϵ 为地表发射率, T 为地表温度。上述各项均以能量到达地表为正,离开地表为负。

4.2 冰雪覆盖面积制图

积雪面积是大气环流模式 GCM 中的输入因子,改善全球积雪和其他低温层观测资料精度可以提高大气环流模式 GCM 对气候的模拟精度^[42]。制作高精度的积雪图,完善积雪观测系统,从而建立准确和长期的积雪产品数据库具有重要意义。通过 NDSI (归一化积雪指数) 阈值和 SNOMAP 进行积雪表面制图,其中前者的阈值要根据实际情况进行调整,否则会导致积雪面积的低估或者高估,后者对 Landsat

影像的积雪表面面积提取精度可达到 96%^[43]。ND-SI 是目前光学遥感提取积雪的通用方法,它不仅可以很好地识别出积雪,还是一个理想的云雪识别器,对于 Landsat-ETM+ 影像,NDSI 计算方法为:

$$\text{NDSI} = (b2 - b5) / (b2 + b5) \tag{5}$$

其中: $b2, b5$ 分别是 Landsat ETM+ 的 2 波段(0.52~0.60 μm)和 5 波段(1.55~1.75 μm)的反射率。

此外还可以通过混合光谱分析积雪表面面积,该方法从亚像元尺度来计算积雪表面面积,考虑的因素较多,因此比较复杂^[44]。

4.3 确定雪粒径

雪粒径是描述积雪/粒雪性质的基本参数之一^[45]。雪粒径的时空变化研究有助于表示积雪/粒雪的热状态和估计融雪的时间和空间分布^[46]。雪粒径是控制宽带反照率的重要参数,也是影响辐射平衡的因素之一^[47]。

雪粒径遥感反演一般都始于对遥感影像的大气校正,利用雪在可见光部分高反射,在近红外部分强吸收及其对粒径的敏感性特征,基于辐射传输模型建立雪的光学性质与其粒径等物理性质之间的关系来反演雪粒径(图 2)。虽然配准的可见光、近红外、短波红外和热红外图像都能用来定量估计积雪的性质,但是还存在技术上和系统的局限性。粒径的不同定义、雪粒形状、温度、穿透深度、波长、观察几何以及温度、积雪中杂质含量等,都会影响反演结果,反射率估计和仪器噪声都会使积雪性质反演的准确性降低。微小的地形变化和少量云的存在也会引起积雪反射率的变化,给雪粒径和反射率值的拟合带来误差。

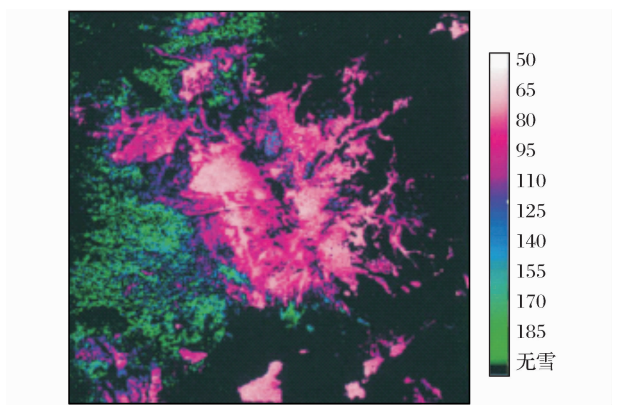


图 2 反演 Mammoth 山雪粒径图^[47]
Fig. 2 Grain size images of Mammoth Mountain, CA^[47]

4.4 确定雪线

雪线高度是估计积雪未来变化的重要参数^[48]。大面积和较长时期的平均值来看,雪线高度变化可以反映某种气候行为^[49]。雪线作为平衡线高度

(ELA)的近似值^[50]可用来估算物质平衡和气候重建。雪线的变异性在局域尺度上也很重要,因为冰川是农业、水力发电和消耗的重要水资源,特别是在枯水期^[51-53]。

雪线/粒雪线被定义为湿雪区和裸冰区的界限,研究表明分类图上的雪—冰界限代表雪线^[49-50]。利用反照率确定雪线主要是通过对遥感影像进行辐射校正、大气校正等预处理,根据经验通过非监督分类、监督分类或决策树分类方法等对遥感影像进行分类,区分雪、冰界限,再结合地形图或 SRTM DEM 数据提取雪线(图 3)^[49-50,54-56],最后根据文献资料或实测数据进行验证。

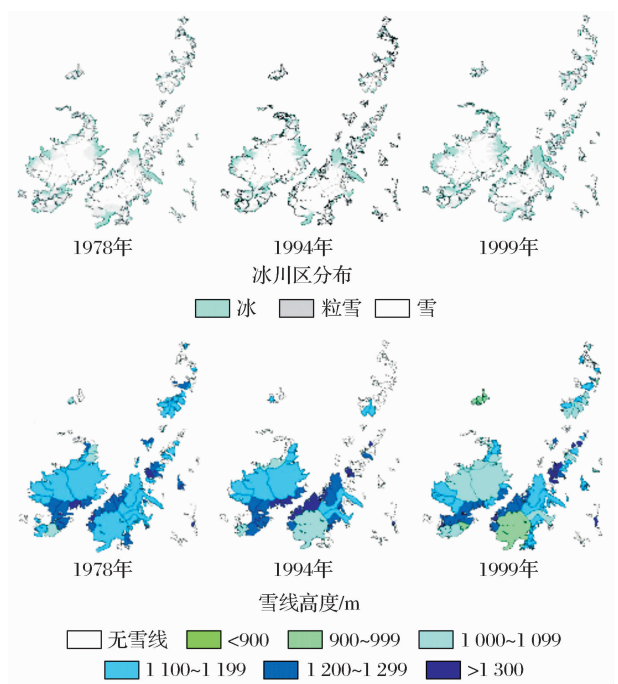


图 3 1978、1994 及 1999 年冰川区的分布, 解译的统计雪线高度^[55]
Fig. 3 The distribution of the glacier zones and interpreted statistical snowline altitude in 1978, 1994 and 1999^[55]

该方法解决了较难到达区域冰川的变化监测问题,同时避免了人工观测的复杂性和危险性。但是该方法也存在一定的局限性,云及新雪的存在限制了较长时间序列及时间间隔较短的卫星数据的选择。

5 结 语

雪反照率控制着地表辐射能量收支,对全球气候变化有着重要影响^[8,59-61]。冰积雪的高反照率等物理特性,使得地表能量明显分布不均,对局地气候的形成和影响较大,作为地表特征模式中的一个重要成分,研究其物理特征的分布变化,对建立动态地

表特征模式具有重大意义^[62]。

本文根据观测结果和研究需要,总结了前人定义的多种反照率相关概念,介绍了测量反照率的常用仪器。分析了包括雪粒径、含水量、烟尘、雪密度、雪深、太阳天顶角、天空状况和新降雪等影响冰雪反照率的因素,反照率随着雪粒径、含水量、烟尘、雪密度、雪深和太阳天顶角的增加而降低,有研究指出,雪密度、雪深不是作为反照率的函数来影响反照率,而是通过对雪粒径的影响来作用于反照率。不同种类的云,其增加雪面反照率的效果不同。在满天云量时,低云下的雪面反照率比高云下的雪面反照率高。新雪叠加层本身反射性能的不同和下伏冰雪层对太阳辐射吸收和反射散射能力的差异,都影响着反射率升高幅度和比率。

卫星遥感可以获取大区域乃至全球的地表反照率,因此是反演雪反照率最理想的技术手段,在时间和空间上都能满足对大面积积雪表面监测的要求。冰雪反照率遥感反演的过程主要按照 4 个步骤进行:辐射校正、大气校正、各向异性校正和窄带转宽带反照率。冰雪反照率是全球地表辐射平衡与能量交换的控制因子,是地表能量平衡的重要的输入参数。可见光和近红外波段反照率的差异可以用来绘制冰雪覆盖面积。雪反照率也是雪粒径的函数,基于辐射传输模型建立雪的光学性质与其粒径等物理性质之间的关系来反演雪粒径。根据冰/雪反照率的差异结合等高线可以确定粒雪线高度等。

此外,在反照率的反演过程中存在很多问题,如云的存在导致数据的缺失,反演冰雪表面反照率精度不高,地形的影响等经常被忽略。为了避免或消除云的影响,可以选择其他相近时段无云的影像代替或者借鉴目前开发的去云算法,或者可以研究新的去云算法来提高反演精度。地形的影响可以通过波段比算法或者 c-factor 等地形校正方法去除。

参考文献(References):

- [1] Liu Xiaoping, Yu Qian, Cai Jin. A Practical Atmosphere Correction Method and Its Application in the TM Images[J]. Sun Yatsen University Forum, 2004, 24(3): 297-300. [刘小平, 余前, 蔡瑾. 一种实用大气校正方法及其在 TM 影像中的应用[J]. 中山大学学报论丛, 2004, 24(3): 297-300.]
- [2] Chen Lei, Deng Ruru, Ke Ruipeng, *et al.* The Atmospheric Correction of TM Imagery based on Ground Coupling-Taking the Pearl River Estuary as an Example[J]. Geography and Geo- Information Science, 2004, 20(2): 34-37. [陈蕾, 邓孺孺, 柯锐鹏, 等. 基于地面耦合的 TM 影像的大气校正——以珠江口为例[J]. 地理与地理信息科学, 2004, 20(2): 34-37.]
- [3] Chen Aijun, Bian Lin'gen, Liu Yujie, *et al.* Using MODIS Data to Retrieve Albedo over the Qinghai Tibet Plateau[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2009, 32(2): 222-229. [陈爱军, 卞林根, 刘玉洁, 等. 应用 MODIS 数据反演青藏高原地区地表反照率[J]. 南京气象学院学报, 2009, 32(2): 222-229.]
- [4] Cess R D. Biosphere-Albedo Feedback and Climate Modeling[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1978, 35(9): 1765-1768.
- [5] Dickinson R E. Land Surface Processes and Climate Surface Albedo Sand Energy Balance[J]. Advance in Geophysics, 1983, 25: 305-353.
- [6] Charney J G. Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 101(428): 193-202.
- [7] Lofgren B M. Surface Albedo Climate Feedback Simulated Using Two Way Coupling[J]. Journal of Climate, 1995, 8(10): 2543-2562.
- [8] Li Weiping, Wu Guoxiong, Liu Hui. A Numerical Simulations Study of the Impacts of Surface Albedo on the Summer Time North Africa Subtropical High[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2000, 58(1): 26-39. [李伟平, 吴国雄, 刘辉. 地表反照率的改变影响夏季北非副热带高压的数值模拟[J]. 气象学报, 2000, 58(1): 26-39.]
- [9] Li Z Q, Garand L. Estimation of Ssurface Albedo from Space: Aparameterization for Global Application[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(D4): 8335-8350.
- [10] China Meteorological Administration. Meteorological Radiation Observation Method [M]. Beijing, China Meteorological Press, 1996: 130-142. [中国气象局. 气象辐射观测方法[M]. 北京: 气象出版社, 1996: 130-142.]
- [11] Jonsell U, Hock R, Holmgren B. Spatial and Temporal Variations in Albedo on Storglaciren, Sweden[J]. Journal of Glaciology, 2003, 49(164): 59-68.
- [12] Jiang Xi. Progress in the Research of Snow and Ice Albedo[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(5): 728-738. [蒋熹. 冰雪反照率研究进展[J]. 冰川冻土, 2006, 28(5): 728-738.]
- [13] Yang Qinghua, Zhang Zhanhai, Liu Jiping, *et al.* Review of Sea Ice Albedo Parameterizations[J]. Advances in Earth Science, 2010, 25(1): 14-21. [杨清华, 张占海, 刘骥平, 等. 海冰反照率参数化方案的研究回顾[J]. 地球科学进展, 2010, 25(1): 14-21.]
- [14] Warren S G. Optical Properties of Snow[J]. Review of Geophysics and Space Physics, 1982, 20(1): 67-69.
- [15] Bai Chongyuan, Tetsuo Ohata. Variation of Albedo on the Glacier NO. 1 at the Headwater of Urumqi River, Tianshan Mountains, during the Summer Ablation Period[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1989, 11(4): 311-324. [白重瑗, 大畑哲夫. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季消融期内反射率的变化[J]. 冰川冻土, 1989, 11(4): 311-324.]
- [16] Wiscombe W J, Warren S G. A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols [J]. Journal of the Atmospheric Science, 1980, 37: 2734-2745.
- [17] Light B, Eicken H, Maykut G A, *et al.* The Effect of Included

- Particulates on the Spectral Albedo of Sea Ice[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 27739-27752.
- [18] Hansen J, Nazarenko L. Soot Climate Forcing via Snow and Ice Albedos[J]. *PNAS*, 2004, 101(2): 423-428.
- [19] Ming J, Xiao C D, Cachier H, *et al.* Black Carbon (BC) in the Snow of Glaciers in West China and Its Potential Effects on Albedos[J]. *Atmospheric Research*, 2009, 92: 114-123.
- [20] Zhang Q, Cao X, Wei G. Observation and Study of Land Surface Parameters over Gobi in Typical Arid Region[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(1): 121-134.
- [21] Bao Y, Lu S, Zhang Y, *et al.* Improvement of Surface Albedo Simulations over Arid Regions[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(3): 481-488.
- [22] Song J. Diurnal Asymmetry in Surface Albedo[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 92(3): 181-189.
- [23] Li Hongyu, Zhang Qiang, Wang Sheng. Research on Characteristics of Land-Surface Radiation and Heat Budget over the Loess Plateau of Central Gansu in Summer[J]. *Advances in Earth Science*, 2010, 25(10): 1070-1081. [李宏宇, 张强, 王胜. 陇中黄土高原夏季陆面辐射和热量特征研究[J]. *地球科学进展*, 2010, 25(10): 1070-1081.]
- [24] Roxy M S, Sumithranand V B, Renuka G. Variability of Soil Moisture and Its Relationship with Surface Albedo and Thermal Diffusivity at Astronomical Observatory, Thiruvananthapuram, South Kerala[J]. *Journal Earth System Science*, 2010, 119(4): 507-513.
- [25] Arai T. On the Relationship between Albedo and the Properties of Snow[M]. *Japanese Progress in Climatology*, Tokyo University of Education, 1966: 88-95.
- [26] Bergen J D. A Possible Relation of Albedo to the Density and Grain Size of Nature Snow Cover[J]. *Water Resource Research*, 1975, 11(5): 745-746.
- [27] O'Brien H W, Munis R H. Red and Near-Infrared Spectral Reflectance of Snow[M]. *CRREL Res. Rep. 332*, U. S. Army Cold Region Research and Engineering Laboratory, Hanover, N. H., 1975.
- [28] Boren C F, Beschta B R. Snowpack Albedo and Snow Density[J]. *Cold Region Science and Technology*, 1979, 1(1): 47-50.
- [29] Wiscombe W J, Warren S G. A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure snow[J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 1980, 37: 2712-2745.
- [30] Xiao Dengpan, Tao Fulu, Moiwo J P. Research Progress on Surface Albedo under Global Change[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(11): 1217-1224. [肖登攀, 陶福祿, Moiwo J P. 全球变化下地表反照率研究进展[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(11): 1217-1224.]
- [31] Wang Jiemin, Gao Feng. 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.]
- [32] Zheng Wei, Zeng Zhiyuan. A Review on Methods of Atmospheric Correction for Remote Sensing Images[J]. *Remote Sensing Information*, 2004, 4: 66-70. [郑伟, 曾志远. 遥感图像大气校正方法综述[J]. *遥感信息*, 2004, 4: 66-70.]
- [33] He Haijian. The Study of Atmospheric Correction Scheme based on the Radiative Transfer Theory[D]. Changchun: Northeast Normal University, 2006. [何海舰. 基于辐射传输模型的遥感图像大气校正方法研究[D]. 长春: 东北师范大学, 2006.]
- [34] Strahler A H, Wanner W, Zhu Qijiang, *et al.* Bidirectional Reflectance Modeling of Data from Vegetation Obtained in the Changchun Solar Simulation Laboratory. *GARSS '95*, 0-14 July, Florence, Italy, 1995, 3: 1965-1967.
- [35] Wanner W, Li X, Strahler A H, *et al.* On the Derivation of Kernels for Kernel-Driven Models of Bidirectional Reflectance[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 21077-21090.
- [36] Ross J K. The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands[M]. Hague: Dr W Junk Publisher, 1981: 391.
- [37] Li X W, Strahler A H. Geometric Optical Bidirectional Reflectance Modeling of the Discrete Crown Vegetation Canopy: Effect of Crown Shape and Mutual Shadowing[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992, 30: 276-292.
- [38] Privette J L, Eck T F, Deering D W. Estimating Spectral Albedo and Nadir Reflectance through Inversion of Simple BRDF Models with AVHRR/MODIS-Like Data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 529-29.
- [39] Lucht W, Schaaf C B, Strahler A H. An Algorithm for the Retrieval of Albedo from Space Using Semiempirical BRDF Models[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2000, 38: 977-998.
- [40] Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, *et al.* First Operational BRDF, Albedo Nadir Reflectance Products from MODIS[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83: 135-148.
- [41] Liang S L. Narrowband to Broadband Conversions of Land Surface Albedo I Algorithms[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 76: 213-238.
- [42] Ren Zhenqiu. The Discuss of Some Problems of Climatic Changes at the Present Age[J]. *Advances in Earth Science*, 1996, 11(5): 333-343. [任振球. 当代气候变化若干问题商榷[J]. *地球科学进展*, 1996, 11(5): 333-343.]
- [43] Bromwich D H, Tzeng R Y. Simulation of the Modern Arctic Climate by the NCAR CCM1[J]. *Climate*, 1994, 7: 1050-1069.
- [44] Hao Xiaohua, Wang Jian, Li Hongyi. Evaluation of the NDSI Threshold Value in Mapping Snow Cover of MODIS-A Case Study of Snow in the Middle Qilian Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(1): 132-138. [郝晓华, 王建, 李弘毅. MODIS 积雪表面制图中国 NDSI 阈值的检验——以祁连山中部山区为例[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(1): 132-138.]
- [45] Painter T H, Rittger K, McKenzie C, *et al.* Retrieval of Sub-pixel Snow Covered Area, Grain Size, and Albedo from MODIS[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113: 64-77.
- [46] Domine F, Albert M, Huthwelker T, *et al.* Snow Physics as Relevant to Snow Photochemistry[J]. *Atmospheric Chemistry*

- and Physics, 2008, 8: 171-208.
- [47] Nolin A W, Dozier J. Estimating Snow Grain Size Using AVIRIS Data[J]. Remote Sensing of Environment, 1993, 44: 231-238.
- [48] Cao Meisheng, Li Xin, Chen Xianzhang, *et al.* Remote Sensing of Cryosphere[M]. Beijing: Science Press, 2006: 72-74. [曹梅盛, 李新, 陈贤章, 等. 冰冻圈遥感[M]. 北京: 科学出版社, 2006: 72-74.]
- [49] Kaur R, Saikumar D, Kulkarni A V, *et al.* Variations in Snow Cover and Snowline Altitude in Baspa Basin[J]. Current Science, 2009, 96: 1255-1258.
- [50] Droz M, Wunderle S. Snow Line Analysis in the Alps based on NOAA/AVHRR Data Spatial and Temporal Patterns for Winter and Springtime in 1990, 1996 and 1999[C]//Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing Our Cryosphere from Space, Bern, March 11-13, 2002.
- [51] McFadden E M, Ramage J, Rodbell D T. Landsat TM and ETM+ Derived Snowline Altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, 1986-2005[J]. The Cryosphere Discussions, 2010, 4: 1931-1966.
- [52] Kaser G, Juen I, Georges C, *et al.* The Impact of Glaciers on the Runoff and the Reconstruction of Mass Balance History from Hydrological Data in the Tropical Cordillera Blanca, Peru[J]. Journal of Hydrology, 2003, 282: 130-144. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00259-2.
- [53] Mark B G. Hydrochemical Evaluation of Changing Glacier Meltwater Contribution to Stream Discharge: Callejon de Huaylas, Peru[J]. Hydrology Science, 2005, 50: 975-987.
- [54] Bradley R, Vuille M, Diaz H, *et al.* Threats to Water Supplies in the Tropical Andes[J]. Science, 2006, 312: 1755-1756. doi: 10.1126/science.1128087.
- [55] Heiskanen J, Kajuutti K, Pellikka P. Mapping Glacier Changes, Snowline Altitude and AAR Using Landsat data in Svar-tisen, Northern Norway[J]. Geophysical Research Abstracts, 2003, 5: 10328.
- [56] Li Haixing, Feng Xuezh, Xiao Pengfeng. Satellits Snow Cover Change Analysis Within the Year of Typical Area in Tianshan Mountains[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2011, 26(3): 375-382. [李海星, 冯学智, 肖鹏峰. 天山典型区卫星雪盖的年内变化特征[J]. 遥感技术与应用, 2011, 26(3): 375-382.]
- [57] Hall D K, Ormsby J P, Bindschadler R A. Bindschadler, *et al.* Characterization of Snow and Ice Reflectance Zones on Glaciers Using Landsat Thematic Mapper Data[J]. Annal of Glaciology, 1987, 9: 104-108.
- [58] Cess R D. Biosphere-Albedo Feedback and Climate Modeling[J]. Journal of Atmosphere Science, 1978, 35(9): 1765-1768.
- [59] Dickinson R E. Land Surface Processes and Climate-Surface Albedos and Energy Balance[J]. Advance in Geophysics, 1983, 25: 305-353.
- [60] Charney J G. Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 101(428): 193-202.
- [61] Lofgren B M. Surface Albedo Climate Feedback Simulated Using Two Way Coupling[J]. Journal of Climate, 1995, 8(10): 2543-2562.
- [62] Xu Xinghui, Tian Guoliang. Dynamic Distribution and Albedo Change of Snow in China[J]. Journal of Remote Sensing, 2000, 4(3): 178-182. [徐奎奎, 田国良. 中国地表积雪动态分布及反照率的变化[J]. 环境遥感, 2000, 4(3): 178-182.]

Research Progress on Snow and Ice Albedo Measurement, Retrieval and Application

Guo Zhongming¹, Wang Ninglian¹, Jiang Xi³, Mao Ruijuan¹, Wu Hongbo¹

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science, CAREERI, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: This paper concluded two different kinds of conception of the albedo, and two main method of measurement, analysed the element that effect the albedo, such as snow grain size, water content, soot, snow density, snow depth, solar zenith angle, atmosphere condition and new snow, then described the universal method to retrieve the albedo from remote sensing, including radiometric calibration, atmospheric correction, anisotropic correction and narrowband to broadband albedo conversion. And we finally summarized the research and application of albedo.

Key words: Ice/snow; Albedo; Retrieval; Application