

北极冰上积雪的光学衰减性质*

李淑江^{1,2}, 赵进平¹, 李翔¹, 李涛¹

(1. 中国海洋大学, 山东 青岛 266100; 2. 国家海洋局第一海洋研究所, 山东 青岛 266061)

摘要: 2007年11月—2008年2月在北极阿蒙森湾进行了冰上积雪的光学衰减性质的观测实验。该实验是在极夜条件下,通过人造光源研究波长313~875 nm范围内的光在雪中传播的衰减性质。实验结果验证了可见光在冰上积雪传播过程中,其辐射强度随积雪厚的增长呈指数迅速衰减的规律特征,而且光在积雪中的衰减率远大于海冰中的衰减。根据不同雪厚的光学观测结果,计算出不同波长的可见光在雪中传播的衰减系数。结果表明,465~625 nm范围内的光在雪中衰减系数最小,并且随波长变化基本为常量,其平均值为 20 m^{-1} 。当波长在此范围之外,可见光的衰减系数迅速升高,衰减系数最高甚至超过 30 m^{-1} 。此外,根据观测初步分析了雪的密度变化对光在雪中的衰减系数的影响,结果表明,积雪密度的变化对不同波长光的衰减系数影响不同。入射光的波长越大,光的衰减系数受积雪密度变化的影响越大。本文还估算了积雪密度变化造成的光的衰减系数的误差率。

关键词: 北极; 雪; 光; 衰减系数

中图分类号: P731

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2010)07-009-06

在冰雪覆盖的极地,理解光在冰雪中的反射、吸收和传输性质有着重要的意义,一方面对于冰雪覆盖地区的辐射平衡的计算是非常重要的^[1],另一方面有助于通过卫星遥感来判断积雪的性质^[2]。雪对光的反射性质的研究由于相对简单,可操作性强,并对卫星遥感有着重要意义,因此早期开展了大量的相关研究,目前已有相对成熟的研究成果^[3-4]。但是相对而言光在雪中传播衰减性质却没有得到深入的研究,对其了解也是相对匮乏的^[1-5]。了解光在雪中的衰减非常重要,因为在实际海洋中,只有穿透雪层的太阳光才有可能进入下层的海冰和海洋中,成为海冰和海洋中生物体与初级生产力的重要能量来源^[6-7]。并且在全球冰海耦合模式的热通量的计算当中,也需要了解太阳辐射在雪中的传播衰减过程^[8]。因此,研究雪对太阳辐射的衰减作用对于极地海洋的上层热动平衡和生态过程有着极其重要作用^[9]。

太阳辐射在雪中的衰减与其厚度密切相关^[9]。在相同厚度下,雪对光的衰减作用通常是海冰的10倍,海水的100倍^[10-11]。所以,虽然通常极区的雪厚远小于冰厚,但是其对光的衰减作用却是非常显著的。根据光的传播理论,可见光穿过积雪基本上呈现指数 $e^{-\kappa(\lambda)z}$ 的形式衰减, $1 - e^{-\kappa(\lambda)z}$ 被称之为衰减率,系数 $\kappa(\lambda)$ 被称之为衰减系数^[10-12]。衰减率包含两部分,一部分是雪对光的吸收,另外一部分是雪对光的散

射^[4,7,13-14]。在这两部分当中,散射是占主导地位,决定了衰减率的振幅和量级,并且在可见光波段散射系数几乎不受波长变化的影响,而吸收系数却依赖于波长的变化^[15]。衰减系数是描述光在雪中的传播特性的一个基本物理参量,它脱离了衰减率对雪厚的依赖,仅受入射辐射光谱和雪本身性质的影响。在早期的观测中,雪的衰减系数的变化范围很大^[1],可以从南极积雪中的 4.3 m^{-1} 变化到新雪的 40.1 m^{-1} ^[16-17]。这不仅受不同区域不同积雪性质的影响,也与早期仪器设备的限制和实验环境的影响密切相关。为了进一步研究积雪的光学衰减性质,需要更准确的实测结果。

在现实条件下研究雪层的光衰减主要是以自然光的衰减为观测对象。由于在极区日光倾斜入射,测量到的雪对光的衰减也是倾斜入射日光产生的衰减,与垂直入射日光产生的衰减有一定的差别。垂直入射光的衰减体现了光衰减的基本性质,而倾斜入射光的衰减可以由垂直入射光的衰减结合光的干涉、衍射、偏振等光学特性导出。因此,测量垂直入射光在雪中的衰减有重要的科学意义,2007年11月~2008年2月北极极夜期间,在加拿大北部的阿蒙森湾进行的冬季海冰人造光源实验,测量了垂直入射条件下光在雪和冰中的衰减特性。本文采用该实验的观测数据研究了冰上积雪的衰减特性,计算了不同波段的光在雪中传播的衰减系数,并探讨了雪的密度变化对光在雪中衰减系数的影响。

* 基金项目:国家自然科学基金重点项目(40631006);中国极地科学战略研究基金项目(20080221);国家重点基础研究发展计划项目(2010CB950301);国家自然科学基金项目(40876003)资助

收稿日期:2009-09-14;修订日期:2009-12-15

作者简介:李淑江(1979-),男,博士。E-mail: jialisj@gmail.com

1 实验方法与数据

在冰雪覆盖的高纬度海域,直接进行雪的光学特性的测量存在很大难度,因为难以将测量仪器埋放在冰中,也不可能在一个地方长时间等候降雪,只能将冰雪一起进行观测。在实验之前,首先对人造光源的结构和特性进行全面的测试,虽然人造光源与自然光谱分布有明显差别,但在太阳光的主要谱段都有足够的辐射强度可以满足实验的要求,人造光源的辐射谱分布见文献[21],最强辐射在450~620 nm之间;此外通过人造光源的现场定标^[21],克服了简单光源不够稳定和光场强度空间不均匀带来的问题,保证了测量的可靠性。本文设计了以下实验方案,对雪的光学性质进行测量:如图1所示,70 cm厚度的海冰之上覆盖着1层5 cm左右的积雪,将人造光源放在冰雪之上,向海底照射,然后将光学探头放在冰下人造光源中心的正下方接收穿越冰雪的辐射;第1次实验中保留冰上积雪,观测光通过整个冰雪层的衰减;然后清除冰上积雪进行第2次实验,观测只有冰层时光的衰减。通过第1个实验可以获取光在冰雪层中的衰减特性,而通过第2个实验可以获取光在冰层中的衰减特性。由于海冰厚度不一,海冰上的积雪厚度也有很大差别。本文首先要解决如何消除海冰的影响,获得只与雪的衰减有关的计算方法,然后研究光在雪中的衰减特性。

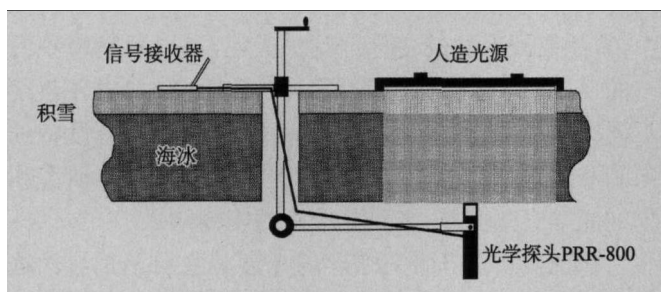
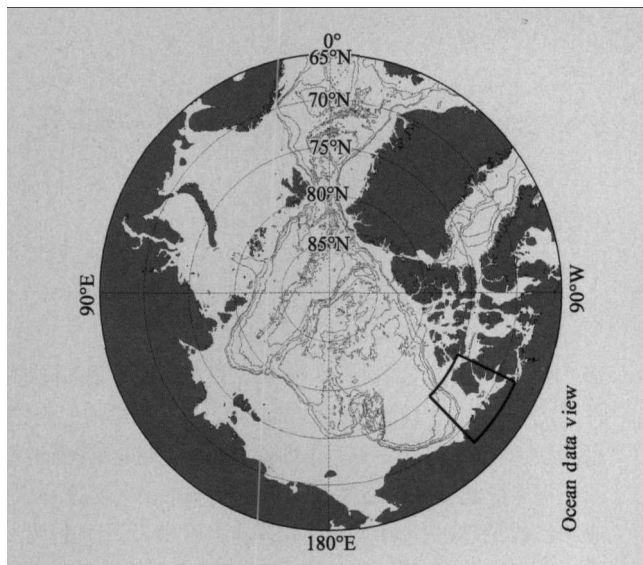


图1 实验测量布局示意图

Fig. 1 Sketch of the measurement for light attenuation in snow

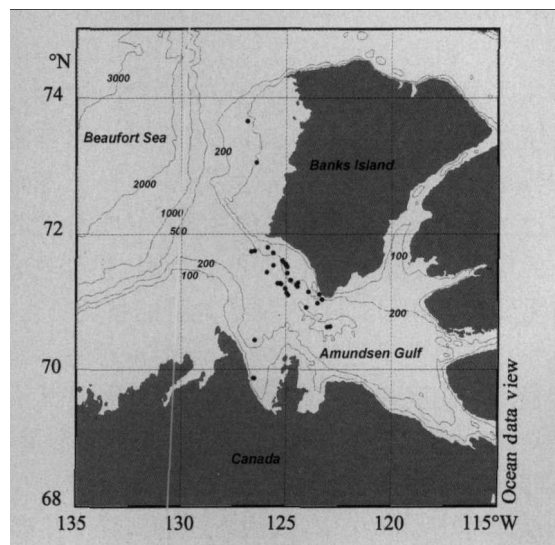
采用以上实验方案,2007年11月~2008年2月期间作为加拿大CFL(Circumpolar Flaw Lead System Study)综合科考计划的一部分,作者进行了光在冰雪中的衰减特性的现场观测。为了避免太阳辐射的影响,所有的实验均在极夜的夜间进行,期间一共进行了45次不同雪厚的光学衰减性质的观测实验。观测海域为加拿大北部的阿蒙森湾(见图2a中实粗线扇形区域),它位于加拿大西北部地区,介于北美大陆和班克斯岛之间,通过波弗特海与北冰洋相联系,水深<300 m。实验观测站点的分布见图2b,大部分站点集中位于班克斯岛南侧200 m水深处。在整个观测期间,所有站位都是当年冻结的新冰,冰上积雪也是当年新雪,且受极地大风堆积的显著影响。



(实粗线所包围的扇形区域。The box surrounded by bold real line)

图2a 雪的光学性质实验的研究海域在北冰洋中的位置

Fig. 2a Maps of the study region for snow optical experiment in the Arctic



(图中圆点为实验观测站点,其中b图为a图的实粗线所包围的扇形区域。The dots of the panel are observation stations, The panel b is focused on the region of ted box of the panel a.)

图2b 观测站点在阿蒙森湾的分布图和水深分布

Fig. 2b Isobaths and stations distribution of observations in the Amundsen Gulf

实验中使用的光学仪器为美国生物圈仪器公司(Biospherical Instruments Inc.)生产的PRR-800和PRR-810,它能测量的光学波段有18个。但由于人造荧光灯光源在313 nm与875 nm的辐射强度小^[21],因此本文舍弃这2个波段的数据,实际测量和应用的16个波长分别为380,412,443,490,510,520,532,555,565,589,625,665,683,710,765和780 nm。

2 结果分析

2.1 光在雪中的衰减系数计算

在理想情况下,假设一束任意波长 λ 辐射强度 E_0

(λ)的平行光穿越冰雪层照射进海洋中,其中穿越积雪层后到达冰雪界面的辐射强度为 $E_s(\lambda)$,最后穿越冰层到达冰水界面的光强为 $E_{si}(\lambda)$ 。由于光在冰雪层中的衰减等于在冰层和雪层中衰减之和,即:

$$E_0(\lambda) - E_{si}(\lambda) = E_0(\lambda) - E_s(\lambda) + E_s(\lambda) - E_{si}(\lambda) \quad (1)$$

方程两侧同时除以 $E_0(\lambda)$,化简得:

$$1 - \frac{E_{si}(\lambda)}{E_0(\lambda)} = 1 - \frac{E_s(\lambda)}{E_0(\lambda)} + \frac{E_s(\lambda)}{E_0(\lambda)} \left(1 - \frac{E_{si}(\lambda)}{E_s(\lambda)}\right) \quad (2)$$

而根据衰减率的定义,冰雪层、雪层和冰层的衰减率分别为:

$$\beta_s(\lambda) = 1 - \frac{E_s(\lambda)}{E_0(\lambda)}; \beta_{si}(\lambda) = 1 - \frac{E_{si}(\lambda)}{E_0(\lambda)}; \beta_i(\lambda) = 1 - \frac{E_{si}(\lambda)}{E_s(\lambda)} \quad (3)$$

将关系式(3)代入(2)可得:

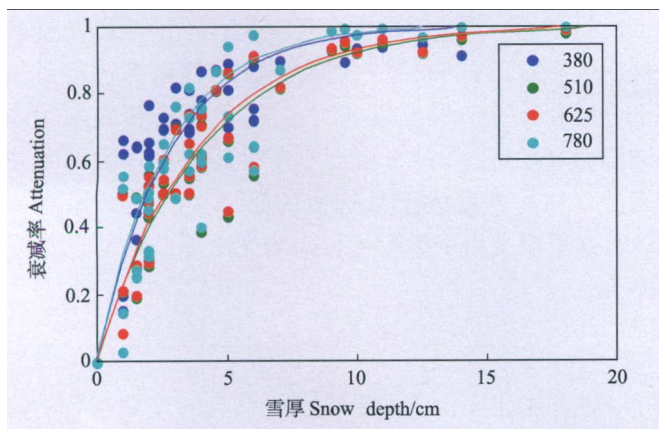
$$\beta_s(\lambda) = \beta_{si}(\lambda) + (1 - \beta_{si}(\lambda))\beta_i(\lambda)$$

化简得:

$$\beta_s(\lambda) = \frac{\beta_{si}(\lambda) - \beta_i(\lambda)}{1 - \beta_i(\lambda)} \quad (4)$$

这就建立了冰雪层、冰层和雪层三者衰减率之间的关系式(4),因此根据(4)式可以通过冰雪层和冰层的衰减率计算得出雪层的衰减率。根据 1 中的实验方案,冰雪层的衰减率可以通过对冰雪层进行的第 1 个实验获得,冰层的衰减率可以通过对冰的第 2 个实验获得,最后根据关系式(4)可计算出相应厚度下雪层的衰减率。

2.2 光在雪中的衰减性质



(圆点为观测值,实线是根据计算出的衰减系数给出的衰减率的理论变化曲线。The dots are observation results, and the solid lines are the attenuations of theoretical values by the extinction coefficients.)

图3 波长为 380,510,625 和 780 nm 光的衰减率随雪厚的变化

Fig. 3 The variation of light attenuation with wavelength 380, 510, 625 and 780nm by the snow depth

通过对冰雪层和冰层的光学观测分别获取冰雪层和冰层衰减率后,根据(4)式可以计算出 16 个光波段穿越不同雪厚的衰减率。这里选取了 16 个波段中具有代表性的 4 个波段(380,510,625 和 780 nm),将其在雪中的衰减率随雪厚的变化规律绘于图 3。其中 380 和 780 nm 是观测范围内的最小和最大波长,510

与 625 nm 是期间具有代表性的 2 个波段,其他波段的衰减率有相似的变化规律。图 3 中,横坐标为雪厚,纵坐标为光的衰减率,不同颜色的圆点代表不同波段的光在一定雪厚条件下的衰减率。实验观测站点雪厚的变化范围在 0~20 cm 之内,其中 70% 以上的站点雪厚在 0~5 cm 范围之内。观测结果表明,在波长 380 nm $< \lambda < 780$ nm 范围内,光的衰减率随着雪厚的增加迅速升高,光的相应透射强度迅速减弱。当雪厚 > 5 cm 时,所有测量波段光的衰减率已超过 50%,这表明当雪的厚度超过 5 cm 时,穿透积雪后的光强不足入射光强的 1/2;当雪厚 > 10 cm 时,大部分测量波段光的衰减率都超过了 90%,即大部分光已经被雪层吸收或散射,仅有 10% 的光强到达冰雪界面。并且结果表明光的波长不同,其衰减率也存在一定的差别。在通过相同雪厚的条件下,波长为 380 和 780 nm 的光的衰减率要相对大于波长 510 和 625 nm 的光。根据光在雪中的传播理论,其理论衰减率 $\beta(\lambda)$ 与雪厚存在指数关系式^[10]:

$$\beta(\lambda) = 1 - \exp(-\kappa(\lambda)z) \quad (5)$$

其中 $\beta(\lambda)$ 为波长 λ 的光在雪中的衰减率, z 为雪的厚度, $\kappa(\lambda)$ 为该波长光的衰减系数,仅与光的波长有关,不受雪的厚度的影响。衰减系数是描述光在雪中传播特性的基本物理量^[1],为了根据所有的观测计算出不同波长光的衰减系数 $\kappa(\lambda)$,首先对测量结果进行处理,进一步计算出对数透射率 T ,

$$\ln T = -\ln(1 - \beta(\lambda)), \text{ 则 } T = \kappa(\lambda)z \quad (6)$$

这样就可以根据不同雪厚的衰减率观测结果,计算出相应的 T ,然后根据多次测量结果通过最小二乘法原理线性拟合出同一波长的衰减系数 $\kappa(\lambda)$ 。这样根据计算出的衰减系数 $\kappa(\lambda)$,应用公式(5)可以计算出的相应波段光的衰减率 $\beta(\lambda)$ 随雪厚增长的理论变化曲线(图 3 实线)。衰减率的理论变化曲线进一步表明,同一波长光的衰减率随着雪厚的增加而增大,但是衰减率的增长率却随着雪厚的增加进一步降低。

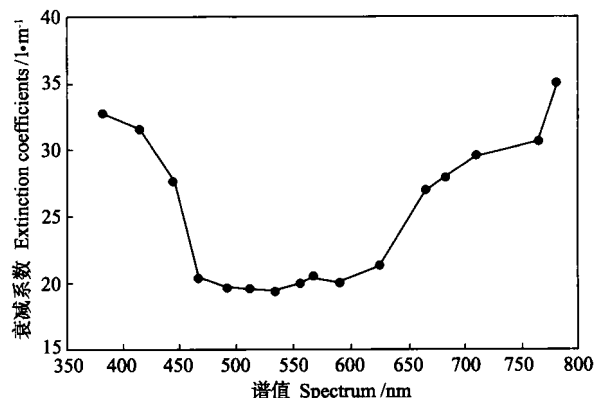


图4 计算出的光在雪中的衰减系数随波长的变化

Fig. 4 Spectral extinction coefficients of snow calculated from observations

根据上述计算方法,可以计算出不同波长的可见

光在冰上积雪中的衰减系数 $\kappa(\lambda)$ 的变化规律(见图4)。在观测波长范围之内,两端近红外和紫外波段光的衰减系数最高,中间可见光光谱中的蓝、绿和黄光的衰减系数最低。即在观测波长范围内,两端短波长和长波长光的衰减率要高于中间波段。当波长 $380\text{ nm} < \lambda < 465\text{ nm}$ 时,积雪中光的衰减系数随着波长的增长从 32.9 m^{-1} 迅速降低到 20.3 m^{-1} 。波长 $465\text{ nm} < \lambda < 625\text{ nm}$ 时,积雪中光的衰减系数处于最低值,并且基本为一常量,平均值为 20.1 m^{-1} 。这与 Grenfell 和 Maykut 在 1977 年指出的在衰减系数处于最低值时,衰减系数基本不随波长变化的结果相一致^[11]。但是与其指出的 $400\sim 550\text{ nm}$ 的波段范围略有不同,这里给出的波长范围是 $465\sim 625\text{ nm}$ 。当波长 $625\text{ nm} < \lambda < 780\text{ nm}$ 时,积雪中光的衰减系数随着波长的增长而迅速升高,从 21.4 m^{-1} 升高到 35.2 m^{-1} ,但这一波段衰减系数的变化率要小于 $380\sim 465\text{ nm}$ 的范围变化率。图4给出的观测结果表明,波长 532 nm 的绿光的衰减系数是观测波段中的最小值,即该波长的光最容易穿透积雪进入到海冰当中,但这也不同于 Warren 在 1982 年给出的 460 nm 的蓝光^[1]。比较本次实验所得到的雪的衰减系数与以往海冰的衰减系数^[10],可以看出总体而言雪的衰减系数要高出海冰 1 个量级,因此其对光的衰减作用尤为显著。

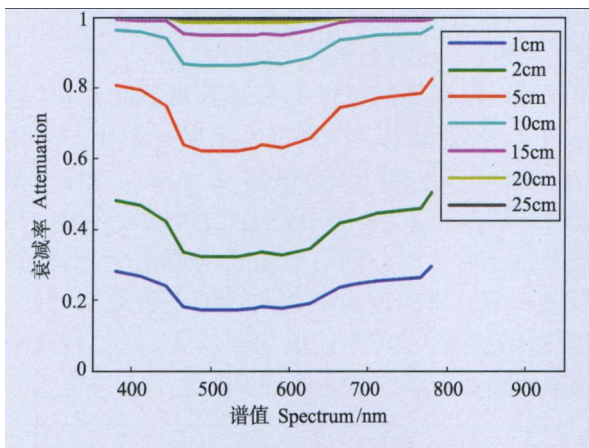


图5 不同厚度的雪的衰减率随波长的变化

Fig. 5 The spectral attenuation of snow with different snow depth

根据上面计算出的不同谱段的光的衰减系数,可以计算出在一定厚度的积雪条件下,不同谱段光的衰减率的大小。这里选择雪厚分别为 1, 2, 5, 10, 15, 20 和 25 cm, 根据公式(5)计算出相应雪厚的在不同波段的衰减率(见图5)。图5中横坐标为入射波长,纵坐标为衰减率,不同颜色的实线代表不同雪厚。从图5结果可以发现:当雪厚超过 25 cm 时,各波段光的衰减率都已超过了 99%,说明仅有不足 1% 的光可以穿透 25 cm 厚的积雪;而当雪厚为 10 cm 时,各波段光的衰减率 $> 80\%$;仅当雪厚 $< 2\text{ cm}$ 时,所有波长光在积雪中的

衰减率才 $< 50\%$ 。并且在不同雪厚中,波长在 $450\sim 650\text{ nm}$ 范围内的光的衰减率都是最小的。

2.3 雪的密度变化对其光学衰减性质的影响

Bohren 和 Barkstrom 的研究指出^[3],雪的密度和颗粒的大小是影响雪的光学性质的重要参量之一。为了研究积雪密度对光学性质的影响,在本次光学实验期间,采取等容称重的方法共进行了 12 次冰上积雪的密度测量。这里将选取这 12 次的光学实验观测结果评估积雪密度变化对其光学衰减系数的影响。由 3.2 知在 $465\sim 625\text{ nm}$ 波长范围内雪的光学衰减性质受波长变化影响较小,所以这里选取 490 nm 的波长为例研究雪密度变化对光衰减系数的影响。统计 12 次雪密度观测结果,范围在 $0.165\sim 0.292\text{ g/cm}^3$,其平均密度是 0.237 g/cm^3 ,因此以雪的平均密度 0.237 g/cm^3 为界将 12 次观测分为 2 类:第一类雪的密度低于 0.237 g/cm^3 ,第二类雪的密度大于 0.237 g/cm^3 。分别对这两类数据应用 2.2 所述方法,求出各自的衰减系数以及所有 12 次观测的衰减系数。其中根据所有 12 次观测得到 490 nm 可见光的衰减系数为 26.3 m^{-1} ,根据第一类观测结果计算出的 490 nm 光的衰减系数为 22.3 m^{-1} ,而根据第二类观测结果计算出的 490 nm 可见光的衰减系数为 30.2 m^{-1} 。这表明雪的密度越大,光在雪中的衰减系数越大,即穿越相同厚度的积雪光的衰减越大。

为了进一步研究雪的密度变化对不同波段光衰减性质的影响,这里对每一观测波段的数据都进行了如上分类和计算。求出根据所有 12 次观测获取的不同波段的衰减系数 $\kappa(\lambda)$,密度小于平均值第一类的衰减系数 $\kappa'(\lambda)$,密度大于平均值的第二类的衰减系数 $\kappa''(\lambda)$,这里定义由密度变化引起的衰减系数的平均误差率为:

$$\epsilon = \frac{|\kappa''(\lambda) - \kappa(\lambda)| + |\kappa'(\lambda) - \kappa(\lambda)|}{2\kappa(\lambda)} \quad (7)$$

图6给出了由雪的密度变化引起的衰减系数的误差率随波长变化的分布。从图6结果中可以看出积雪密度变化对不同波段光的衰减性质的影响是不同的。总体分布规律是由密度变化引起的误差率随波长的增长而升高,在观测波长范围内其变化范围在 $5\%\sim 25\%$ 。其中波长在 $380\sim 450\text{ nm}$ 范围内,衰减系数的误差率最低但随波长增长迅速,由 5% 增长到 15% ;波长在 $450\sim 650\text{ nm}$ 的范围内,积雪密度变化对衰减系数的影响变化不大,基本维持在 15% 左右;当波长 $> 650\text{ nm}$ 后,由密度变化引起的衰减率的误差继续增大,在波长 780 nm 时接近 25% 。虽然由于观测样本较少,计算出的衰减系数的误差率仍需更多观测实验结果的验证,但是误差率随波长的相对变化趋势仍是可

信的。根据上述计算出的衰减系数的误差率,可以进一步估算出在考虑雪密度变化情况下光在积雪中衰减系数随入射波长的分布(见图7)。这一结果为积雪密度在 $0.165\sim 0.292\text{ g/cm}^3$ 的观测范围内,其光学衰减系数随波长的分布。图7中实线为2.2计算出的雪在各观测波段的衰减系数,虚线是相应波段考虑密度变化后衰减系数的上下波动振幅。

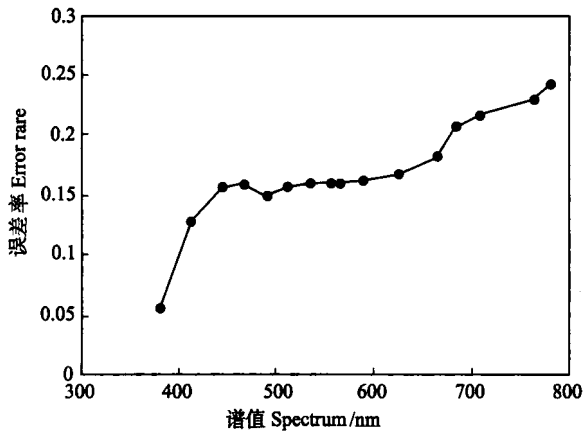


图6 雪的密度变化对不同波长光的衰减系数的影响

Fig. 6 The spectral influence coefficients to snow extinction coefficients by variation of snow density

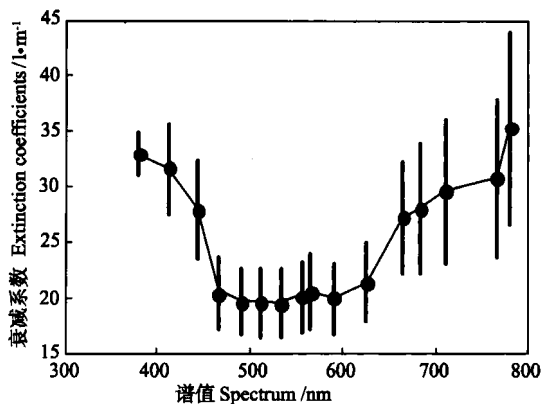


图7 考虑密度变化衰减系数的分布

Fig. 7 Spectral extinction coefficients of snow calculated with the condition of the variation of snow density

3 结果与讨论

本文通过2007年11月~2008年2月在北极阿蒙森湾设计进行的冰上积雪的光学性质实验结果,研究了垂直入射光在积雪中的衰减变化规律。观测结果表明,垂直入射光在冰上积雪中以指数形式迅速衰减,并且衰减率远大于海冰中的衰减率,当光穿透10 cm厚的积雪后,衰减率超过了90%。但不同波长光的衰减率穿越相同雪厚的衰减率是不同的。本文根据不同雪厚的观测结果,应用最小二乘法计算出了不同波长光在冰上积雪中的衰减系数。雪的衰减系数随入射波长的分布主要分为3段:波长 $380\text{ nm} < \lambda < 465\text{ nm}$ 时,积

雪中光的衰减系数随着波长的增长从 32.9 m^{-1} 降低到 20.3 m^{-1} ; 波长 $465\text{ nm} < \lambda < 625\text{ nm}$ 时,积雪中光的衰减系数处于最低值,基本为常量,平均值为 20.1 m^{-1} ; 波长 $625\text{ nm} < \lambda < 780\text{ nm}$ 时,积雪中光的衰减系数随着波长的增长而迅速升高,从 21.4 m^{-1} 升高到 35.2 m^{-1} 。不同于以前的研究结果,本次实验结果给出的光在雪中的衰减系数最小值所在的波段是532 nm的绿光。

雪的衰减性质不仅仅与光谱波长和雪的厚度有关,还受积雪本身内在性质的影响。其中雪的密度大小是影响光的衰减特性的一个重要参量之一。本文通过12次雪的密度观测研究表明,雪的密度越大,对光的衰减越明显,即衰减系数越大。并且雪的密度对于不同波长的光的衰减的影响是不一样的,基本的变化规律是随着波长的增加,密度对衰减系数的影响逐步增加。但在入射波长 $465\text{ nm} < \lambda < 625\text{ nm}$ 波段,积雪密度变化改变造成的衰减系数的增加几乎可以忽略,在此波段范围之外不同波长的光的衰减系数受积雪密度的影响最显著。

致谢:本项工作得到了加拿大 Manitoba 大学 David Barber 教授的大力支持和帮助,在极地实验过程中也得到了 Amundsen 号科学考察船船长和船员的大量帮助,在此表示衷心感谢!

参考文献:

- [1] Warren S G. Optical properties of snow[J]. Reviews of Geophysics and Space Physics, 1982, 20(1): 67-89.
- [2] Zhou X, Li S, Stamnes K. Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108, 4738, doi:10.1029/2003JD003859
- [3] Bohren C F, Barkstrom B R. Theory of the optical properties of snow [J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79: 4527-4535.
- [4] Hudson S R, Warren S G, Brandt R E, et al. Spectral bidirectional reflectance of Antarctic snow: Measurements and parameterization[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111, D18106, doi:10.1029/2006JD007290.
- [5] Warren S G, Brandt R E, Grenfell T C. Visible and nearultraviolet absorption spectrum of ice from transmission of solar radiation into snow[J]. Applied Optics, 2006, 45: 5320-5334.
- [6] SooHoo J B, Palmisano A C, Kottmeier S T, et al. Spectral light absorption and quantum yield of photosynthesis in sea ice microalgae and a bloom of Phaeocystis pouchettii from McMurdo Sound, Antarctica[J]. Marine Ecology, 1987, 33: 175-189.
- [7] Arrigo K R, Kremer J N, Sullivan C W. A simulated Antarctic fast ice ecosystem. [J]. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(C4): 6929-6946.
- [8] Komori N K, Takahashi K, Komine K, et al. Description of sea-

- ice component of coupled ocean/sea-ice model for the Earth Simulator (OIFES)[J]. *Journal of the Earth Simulator*, 2005, 4: 31-45.
- [9] Gerland S, Liston G E, Winther J G, et al. Attenuation of solar radiation in Arctic snow: field observations and modeling[J]. *Annals of Glaciology*, 2000, 31: 364-368.
- [10] Perovich D K. The optical properties of sea ice [R]. US: Monograph 96-1, US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, 1996: 31.
- [11] Grenfell T C, Maykut G A. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin[J]. *Journal of Glaciology*, 1977, 18: 445-463.
- [12] Barkstrom B R. Some effects of multiple scattering on the distribution of solar radiation in snow and ice[J]. *Journal of Glaciology*, 1972, 11(63): 357-68.
- [13] Schwerdtfeger P, Weller G. Radiative heat transfer processes in snow and ice [J]. In *Meteorological Studies at Plateau Station*, 1977, 25: 35-39.
- [14] Davis C H. Synthesis of passive microwave and radar altimeter data for estimating accumulation rates of dry polar snow [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, 16(11): 2055-2067.
- [15] Arrigo K R, Sullivan C W, Kremer J N. A bio-optical model of Antarctic sea ice [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(C6): 10581-10592.
- [16] Weller G, Schwerdtfeger P. Radiation penetration in Antarctic plateau and sea ice [J]. *World Meteorological Organization Technical Note*, 1967, 87: 120-141.
- [17] Thomas C W. On the transfer of visible radiation through sea ice and snow [J]. *Journal of Glaciology*, 1963, 4: 481-484.
- [18] Hamre B, Winther J G, Gerland S, et al. Modeled and measured optical transmittance of snow-covered first-year sea ice in Kongsfjorden, Svalbard [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, C10006, doi:10.1029/2003JC001926.
- [19] Wiscombe W J, Warren S G. A model for the spectral albedo of snow, I: pure snow [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1980, 37: 2712-2733.
- [20] Wiscombe W J, Warren S G. A model for the spectral albedo of snow, II: snow containing atmospheric aerosols[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1980, 37: 2734-2745.
- [21] Zhao J, Barber D, Li T, et al. Radiation of lamp and optimized experiment using artificial light in the Arctic Ocean[J]. *Chinese Journal of Polar Science*, 2008, 19(2): 249-260.

The Optical Properties of Snow on the Ice in the North Polar Region

LI Shu-Jiang^{1,2}, ZHAO Jin-Ping¹, LI Xiang¹, LI Tao¹

(1. Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China)

Abstract: From November 2007 to February 2008, a series of optical measurements of light transmission in the snow on the ice were carried out in the Amundsen Gulf of the North Polar Region. By the experiments, we have studied the optical extinction properties of artificial light between 313~875 nm in the snow of the polar night. The results have validated that the radiant intensity attenuate by exponential form with snow thickness increasing, and the snow attenuation is greater than that of ice. On the basis of the observation results with different snow thickness, the optical extinction coefficients in the snow can be calculated. The results show that the spectral extinction coefficients within 465~625 nm are minimum, and are almost constant with the meaning value 20 m^{-1} . When the light wavelength is out of this range, the extinction coefficients increase quickly, and even exceed 30 m^{-1} . According to the observation results, we have analysis the effect of snow density on the optical extinction properties in the snow, and the results show that the effect is different with the variation of light wavelength. With the wavelength longer, the effect of snow density is greater.

Key words: the North Polar Region; snow; light; extinction

责任编辑 庞旻