

Простой способ определения характеристик снега на основе результатов измерений коэффициента отражения

Посвящается памяти профессора Г.В. Розенберга (1914–1982)

А.А. КОХАНОВСКИЙ

Компания VITROCISSET Belgium SPRL, Дармштадт, Германия

E-mail: a.kokhanovsky@vitrocissetbelgium.com

*Все модели неверны, но некоторые из них полезны.
Джордж Е.П. Бокс*

Аннотация

В статье представлен обзор теоретических основ отражательной спектроскопии снега. Приведены простые приближённые формулы, которые можно использовать для расчёта коэффициентов как поглощения/экстинкции, так и отражения снега. Полученные формулы можно также использовать для решения обратной задачи переноса излучения. Этот метод применим и в случае других мутных сред с большими слабопоглощающими частицами. Его можно использовать при интерпретации результатов как наземных, так и воздушных/спутниковых измерений света, отражённого от атмосферы нашей планеты, а также при прочих визуализационных спектроскопических исследованиях планеты.

Ключевые слова: отражательная спектроскопия, перенос излучения, рассеяние света, поглощение света, отражение света, обратная задача, снег, загрязнение снега, размер зёрен снега, криосфера, дистанционное зондирование.

1. Введение

Отражательная спектроскопия [1] служит стандартным инструментом для исследования мутных сред, таких как почва, кровь, краски, листья и т.д. Она основана на измерении зависимости коэффициента отражения излучения от длины волны λ и является быстро развивающейся областью знаний, которую можно использовать для получения важной информации о разных материалах без или почти без необходимости в подготовке образцов. Применительно к мутным средам, таким как скалы или минералы, отражательную спектроскопию использовать намного проще, чем спектроскопию прошедшего излучения. Её можно использовать для исследования различных поверхностей с воздуха или со спутника. Часто используются и основанные на методах отражательной спектроскопии измерительные установки, располагающиеся на поверхности земли или на кораблях.

В данной статье описан простой подход к описанию слабопоглощающих мутных сред с сильным рассеянием света, который затем продемонстрирован на примере снега (для определения размеров зёрен снега, концентрации, значений коэффициентов поглощения и типа загрязняющих примесей). В следующем разделе будет вкратце описана микрофизика снега, после чего будут рассмотрены

локальные оптические характеристики снега. Раздел 4 посвящён переносу излучения в снеге, после чего приводится решение обратной задачи переноса излучения в случае естественного снега (раздел 5), за которым следует краткое изложение представленных результатов.

2. Микрофизика снега

Зёрна снега формируются в кристаллических облаках. Поэтому, как и в ледяных облаках, эти зёрна имеют самые разные формы. Метаморфизм снега обусловлен градиентами давления водяных паров, которые, в свою очередь, зависят от градиентов температуры. Небольшие, меньшие чем 10 К/м, градиенты температуры приводят к формированию небольших градиентов давления паров и медленному росту зёрен снега в снежной массе. В результате формируются округлые зёрна снега, обычно имеющие диаметр от 0,1 до 0,2 мм. Одно из объяснений формирования округлых зёрен снега состоит в том, что диффузия паров в пределах снежной массы приводит к перераспределению массы от точек на поверхности отдельных зёрен. В тех областях снежной массы, в которых градиент температуры превышает 10 К/м, формируется глубинный иней. Большой градиент температуры вызывает появление большого градиента давления паров, приводящего к тому, что пары воды перемещаются через поры из более тёплых областей снежной массы, которые характеризуются относительно высоким давлением паров, в более холодные области с меньшим давлением паров. Эти условия приводят к формированию угловатых или многогранных зёрен, на поверхностях которые впоследствии могут образоваться ступеньки и борозды, и, в конце концов, к формированию кристаллов чашевидной формы с центральной полостью, размеры которых обычно лежат в пределах от 3 до 8 мм. При очень благоприятных условиях размеры отдельных зёрен могут превышать 15 мм.

В снеге могут присутствовать разные кристаллы: сплошные, полые, ломаные, шероховатые, частично подтаявшие, округлённые или угловатые. Поверхность кристалла может быть обзернённой, ступенчатой и бороздчатой. Могут присутствовать и округлые грани. Кристаллы могут быть ограниченными, неограниченными, сгруппированными или объединёнными в столбики.

Средний радиус капель водяного облака \bar{a} можно легко рассчитать по формуле:

$$\bar{a} = \int_0^{\infty} af(a)da, \quad (1)$$

¹ Перевод с англ. Е.И. Розовского

где a – радиус капли, $f(a)$ – распределение капель по размерам. Применительно к снегу это не столь легко, так как в нём содержатся частицы различной формы и структуры. Практичный способ решения этой задачи состоит в измерении наибольшего размера зерна снега (в случае сферы, это её диаметр). Определённый при помощи оптических методов измерений размер зерна снега близок к среднему диаметру по Заутеру d_{ef} , который представляет собой диаметр сферы, имеющий то же самое отношение объёма V к поверхности S , что и рассматриваемая частица. Это обусловлено тем, что спектральный коэффициент отражения чистого снега $R(\lambda)$ определяется, главным образом, его спектральным альбедо однократного рассеяния, которое в первую очередь, зависит от d_{ef} . Значения d_{ef} для имеющего различные формы и размеры зёрен снега определяются по формуле:

$$d_{ef} = \frac{6 \int_0^{\infty} V f(V) dV}{\int_0^{\infty} S f(S) dS}, \quad (2)$$

где $f(V)$ и $f(S)$ – распределение зёрен снега по объёму и площади поверхности соответственно. Входящий в числитель интеграл представляет собой средний объём зёрен, а интеграл, входящий в знаменатель, – среднюю поверхность зёрен. Очевидно, что для монодисперсных совокупностей сфер $d_{ef} = 2 \cdot \bar{a}$, а для полидисперсных совокупностей сфер уравнение (2) принимает вид:

$$d_{ef} = \frac{2 \int_0^{\infty} a^3 f(a) da}{\int_0^{\infty} a^2 f(a) da}. \quad (3)$$

Так что в определении среднего диаметра по Заутеру участвует отношение третьего момента распределения по размеру ко второму моменту. Удельную площадь поверхности снега SSA , представляющую собой приходящуюся на единицу массы полную площадь поверхности и измеряемую в m^2/kg , можно определить, исходя из диаметра по Заутеру, по формуле:

$$SSA = \frac{6}{\rho d_{ef}}, \quad (4)$$

где $\rho = 0,9167 \text{ г/см}^3$ – плотность льда. Так как спектральный коэффициент отражения зависит от размеров зёрен снега, то его можно использовать для определения размера зёрен и удельной площади поверхности снега, которые имеют важное значение для многих областей применения, включая исследования загрязнения снега и климата.

Водный эквивалент снега SWE , который представляет собой толщину слоя воды, образовавшейся в результате мгновенного таяния всей снежной массы, можно рассчитать по формуле:

$$SWE = \rho_s l, \quad (5)$$

где l – глубина снежной массы, а ρ_s – плотность снега ($\rho_s = 0,1-0,8 \text{ г/см}^3$ в зависимости от типа снега). Удельная площадь поверхности и водный эквивалент снега нужны во многих областях применения. Поэтому их повсеместно измеряют в полевых условиях, а также определяют на основе результатов дистанционного зондирования. Значение l можно измерить с воздуха при помощи бортовых лазерных систем, используя для сравнения поверхность, не покрытую снегом (скажем, в летнее время).

Естественный снег содержит самые разные загрязняющие примеси. Они попадают в него из атмосферы (например, аэрозольные частицы, такие как пыль, сажа и т.д.), или имеют биологическое происхождение (например, микроскопические водоросли), или обусловлены наличием по соседству тех или иных объектов, таких как деревья (палые листья, ветви деревьев и т.д.), скалы и обнажённая почва. Крайние проявления загрязнения снега хорошо задокументированы, хотя чаще встречаются нетронутые снежные поля. Типичные для ряда мест земного шара концентрации сажи в снеге приведены в таблице, из которой следует, что наиболее чистый снег встречается в Антарктиде. Это обусловлено большим удалением от источников загрязнения. Тем не менее, загрязнение снега биоматериалами имеет место и в Антарктиде.

Одной из важных прикладных задач является определение концентрации и типа присутствующих в снеге загрязняющих примесей. Концентрацию этих примесей можно оценить по уровню потемнения снега в видимой области спектра. Тип загрязняющих примесей (микроскопические водоросли, сажа, пыль) можно определить, исходя из формы измеренного спектрального распределения коэффициента отражения снега.

3. Локальные оптические характеристики снега

3.1. Экстинкция света в снеге

Коэффициент экстинкции σ_{ext} – это базовая характеристика любой мутной среды. Он показывает, насколько быстро направленный луч света ослабляется средой в результате совокупности процессов рассеяния и поглощения. В частности, из этого следует, что

$$I = I_0 \exp(-\sigma_{ext} l), \quad (6)$$

где l – геометрическая толщина слоя снега, I – интенсивность света, прошедшего через этот слой, I_0 – интенсивность света, падающего на этот слой снега. Спектральные коэффициенты экстинкции однородной среды можно легко измерить с использованием вышеприведённой формулы. В случае снега задача усложняется, т.к. следует исключить вклад падающего на приёмник многократно отражённого света. Коэффициент экстинкции можно связать с поперечным сечением экстинкции C_{ext} :

$$\sigma_{ext} = N \langle C_{ext} \rangle, \quad (7)$$

где N – количество зёрен снега в единице объёма. Известно, что для больших рассеивающих частиц C_{ext} равно удвоенному значению поперечного сечения частицы A (перпендикулярного направлению распространения падающего луча). Так что в этом случае:

$$\sigma_{ext} = 2AN. \quad (8)$$

Значение N можно выразить через объёмную концентрацию частиц c и их средний объём:

$$N = \frac{c}{\langle V \rangle}, \quad (9)$$

откуда следует, что:

$$\sigma_{ext} = \frac{c}{p}, \quad (10)$$

где

$$p = \frac{\langle V \rangle}{2\langle A \rangle}. \quad (11)$$

В случае выпуклых частиц среднее поперечное сечение (при неупорядоченной ориентации) совпадает со средней площадью поверхности, умноженной на 4 [3]. В результате получаем, что:

$$p = \frac{2\langle V \rangle}{\langle S \rangle}. \quad (12)$$

В снеге многие частицы могут иметь вогнутую форму. В этом случае уравнение (12) следует преобразовать

в уравнение $p = v\langle V \rangle / \langle S \rangle$, входящий в которое параметр v зависит от типа снега.

Введя средний диаметр частиц

$$d_{ef} = \frac{6\langle V \rangle}{\langle S \rangle}, \quad (13)$$

получаем, что $p = d_{ef}/3$ и, как следствие,

$$\sigma_{ext} = \frac{3c}{d_{ef}}, \quad (14)$$

причём это выражение получено в предположении, что зёрна имеют выпуклую форму (скажем, они представляют собой округлые частицы льда). Учитывая, что значение c часто близко к $1/3$, получаем, что $\sigma_{ext} \approx 1/d_{ef}$. Так что длина экстинкции света $L_{ext} = 1/\sigma_{ext}$ в снеге примерно равна эффективному диаметру зёрен снега.

3.2. Рассеяние света в снеге

Отражательные свойства снега определяются процессами рассеяния и поглощения, протекающими внутри снежного покрова. Если допустить, что влиянием плотной упаковки можно пренебречь, то для расчёта углового распределения рассеяния света единичным зерном льда можно воспользоваться законами физической оптики. В этом приближении можно считать, что фазовая функция отражения света зерном льда может быть записана в виде суммы двух составляющих – дифракционной и геометрической – следующим образом:

$$p(\theta) = \frac{C_{sca,d} p_{sca,d}(\theta) + C_{sca,g} p_{sca,g}(\theta)}{C_{sca,d} + C_{sca,g}}, \quad (15)$$

где $C_{sca,d}$ и $C_{sca,g}$ – дифракционная и геометрическая составляющие эффективного поперечного сечения рассеяния C_{sca} соответственно, $p_{sca,d}(\theta)$ и $p_{sca,g}(\theta)$ – дифракционная и геометрическая составляющие полной фазовой функции соответственно. При этом фазовую функцию нормируют следующим образом:

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi p(\theta) \sin \theta d\theta = 1, \quad (16)$$

где θ – угол рассеяния, равный 0° для прямого рассеяния и равный 180° для обратного рассеяния. В случае одинаковой вероятности рассеяния света в любом направлении легко получить $p = 1$ (изотропное рассеяние). В случае больших зёрен льда имеет место ярко выраженная асимметрия рассеяния света: большая часть света рассеивается в прямом направлении. Асимметрия фазовой функции описывается показателем асимметрии

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi p(\theta) \cos \theta \sin \theta d\theta, \quad (17)$$

который равен среднему косинусу угла рассеяния. Может использоваться также и показатель симметрии $s = 1 - g$. Очевидно, что в случае изотропного рассеяния $s = 1$ ($g = 0$). Из уравнений (15) и (17) следует, что

$$g = \frac{C_{sca,d} g_d + C_{sca,g} g_g}{C_{sca,d} + C_{sca,g}}. \quad (18)$$

В случае больших непоглощающих зёрен получаем [3]: $C_{sca,d} = C_{sca,go}$ и как следствие,

$$g = \frac{1 + g_{go}}{2} \quad (19)$$

(уравнение (19) получено с учётом того, что дифракция осуществляется в прямом направлении, и поэтому $g_d = 1$). Измерения ледяных облаков, состоящих из частиц неправильной формы [4], дают значения g , близкие к $0,75$, откуда следует, что $g_{go} = 1/2$. Значение g_{go} зависит от фор-

мы и показателя преломления частиц. Оно больше как для округлых, так и для слабо преломляющих свет частиц с близкой к 1 действительной частью коэффициента преломления. Фазовые функции снега измерить трудно, вследствие чего при моделировании считают, что они близки к фазовым функциям ледяных облаков, состоящих из больших зёрен снега неправильной формы. Эти фазовые функции не имеют особенностей и практически постоянны в полусфере обратного рассеяния. Они формируют не имеющие особенностей распределения коэффициента отражения снега. В частности, радуги и ореолы, наблюдаемые в отражённом свете в случае водяных облаков, никогда не наблюдаются в случае снежного покрова. Приведённые выше уравнения справедливы для отдельных зёрен снега. Поэтому для получения локальных оптических характеристик снега следует воспользоваться усреднением. В частности, фазовая функция снега принимает следующий вид:

$$p_s(\theta) = \frac{\langle C_{sca,d} P_{sca,d}(\theta) \rangle + \langle C_{sca,g} P_{sca,go}(\theta) \rangle}{\langle C_{sca,d} \rangle + \langle C_{sca,go} \rangle}, \quad (20)$$

где угловые скобки означают усреднение применительно к размерам зёрен снега и их форме. Для показателя асимметрии снега можно получить следующее выражение:

$$g = \frac{\langle C_{sca,d} \rangle + \langle C_{sca,g} g_{go} \rangle}{\langle C_{sca,d} \rangle + \langle C_{sca,go} \rangle}, \quad (21)$$

при записи которого было принято во внимание, что показатель асимметрии для дифракционной составляющей близок к 1. В случае не поглощающих свет частиц g_{go} не зависит от размера частиц, так что

$$g = \frac{1 + \langle g_{go} \rangle}{2}, \quad (22)$$

где угловые скобки означают усреднение применительно к формам частиц. При этом мы учли, что в случае несферических частиц дифракционная и геометрооптическая составляющие среднего поперечного сечения совпадают, и допустили, что

$$\langle C_{sca,g} g_{go} \rangle = \langle C_{sca,g} \rangle \langle g_{go} \rangle.$$

Фазовая функция снега в естественных условиях до сих пор ещё не измерена. Эту функцию моделируют в приближении геометрической оптики (трассировка лучей), задавая разные формы кристаллов. Использование геометрической оптики допустимо, так как размеры зёрен льда гораздо больше длины волны падающего на них света. Это значительно упрощает задачу, позволяя отказаться от использования теории Максвелла, в рамках которой задача не имеет аналитического решения в случае частиц неправильной формы. Были получены параметрические описания фазовой функции снега, которые можно использовать при исследованиях переноса излучения в кристаллических облаках и снеге [5, 6].

3.3. Поглощение света в снеге

Зёрна снега не только рассеивают свет, но и частично поглощают его. В видимой области спектра процессами поглощения можно пренебречь. Однако они имеют большое значение в ближней инфракрасной области, в которой лёд поглощает излучение, причём степень поглощения зависит от длины волны. Поперечное сечение одного зерна снега для процесса поглощения излучения C_{abs} можно записать в следующем виде:

$$C_{abs} = \frac{k}{|\vec{E}_0|^2} \int_V \varepsilon''(\vec{r}) \vec{E}(\vec{r}) \vec{E}^*(\vec{r}) d^3\vec{r}, \quad (23)$$

где $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число, V – объём зерна льда, $\varepsilon''(\vec{r}) = 2n\chi$ – мнимая часть относительной диэлектрической проницаемости частицы, $m = n - 1$, χ – комплексный показатель преломления зерна льда, \vec{E}_0 – напряжённость падающего электрического поля, $\vec{E}(\vec{r})$ – напряжённость электрического поля внутри частицы. Введём среднюю нормализованную интенсивность света внутри частицы:

$$\Pi = \frac{1}{V} \int_V \frac{|\vec{E}(\vec{r})|^2}{|\vec{E}_0|^2} d^3\vec{r}. \quad (24)$$

Тогда, если принять, что частица внутри однородна, то из уравнения (23) следует, что:

$$C_{abs} = n\alpha\Pi V, \quad (25)$$

Входящая в (25) величина Π зависит от размера, формы и комплексного показателя преломления частицы, а $\alpha = 2 \cdot k \cdot \chi$. Очевидно, что для слабопоглощающих частиц значение Π близко к 1, так как при $n \rightarrow 1$ получаем, что $\vec{E}(\vec{r}) \approx \vec{E}_0(r)$. Отсюда следует, что

$$C_{abs} = \alpha V. \quad (26)$$

Для крупных непоглощающих частиц с большим значением $\Delta n = n - 1$, Π также не зависит от размеров частиц [7]. Это примерно справедливо и для поглощающих свет частиц, если $\chi/n \ll 1$, $\chi x \ll 1$ (выполняется для снега в видимой и ближней инфракрасной областях спектра), где $x = ka$ – зависящий от размера частиц параметр, а α – характерный размер рассеивателя (в случае монодисперсных сфер, это радиус сферы). В результате, уравнение (26) принимает следующий вид:

$$C_{abs} = B\alpha V, \quad (27)$$

где B зависит от формы частиц и действительной части n , но не от размеров частиц. Измерения значений B для

естественного снега были произведены в [8]. Было установлено, что среднее значение B равно 1,6 с некоторыми отклонениями, зависящими от типа снега. В случае сферических зёрен льда $B = 1,25$ [9]. Отсюда следует, что использование сферического приближения приведёт к недооценке поглощательной способности снега и к переоценке его отражательной способности.

Так что коэффициент поглощения

$$\sigma_{abs} = N \langle C_{abs} \rangle \quad (28)$$

может быть записан в виде:

$$\sigma_{abs} = B\alpha c, \quad (29)$$

где c – объёмная концентрация зёрен снега, равная отношению плотностей снега ρ_s и льда ρ_i . Для многих типов снега это отношение равно 1/3. Это означает, что коэффициент поглощения снега примерно вдвое меньше коэффициента поглощения монолитного льда и что в видимой и ближней инфракрасной областях спектра снег имеет почти такие же спектральные характеристики, как и монолитный лёд. Приведённые выше результаты справедливы только для слабопоглощающих зёрен снега. В случаях средне- и сильнопоглощающих частиц (например, для длин волн от 1,6 до 2,1 мкм, когда поглощение света большими зёрнами снега уже нельзя считать слабым), их следует преобразовать.

3.4. Локальные оптические характеристики грязного снега

Грязный снег состоит из зёрен льда и различных загрязняющих примесей (пыли, сажи, микроскопических водорослей и т.д.). Локальные оптические характеристики можно определить, считая, что коэффициенты экстинкции и поглощения и фазовая функция подчиняются закону аддитивности:

$$\sigma_{ext} = \sigma_{ext,i} + \sigma_{ext,p} \equiv N_i \bar{C}_{ext,i} + \sum_{p=1}^N N_p \bar{C}_{ext,p}, \quad (30)$$

$$\sigma_{abs} = \sigma_{abs,i} + \sigma_{abs,p} \equiv N_i \bar{C}_{abs,i} + \sum_{p=1}^N N_p \bar{C}_{abs,p}, \quad (31)$$

$$p(\theta) = \frac{\bar{C}_{sca,i} p_{sca,i}(\theta) + \sum_{p=1}^N \bar{C}_{sca,p} p_{sca,p}(\theta)}{\bar{C}_{sca,i} + \sum_{p=1}^N \bar{C}_{sca,p}}, \quad (32)$$

где индексы i и p обозначают вклад снега (i) и N загрязняющих примесей (p), а поперечное сечение рассеяния C_{sca} равно:

$$C_{sca} = C_{ext} - C_{abs}. \quad (34)$$

В большинстве случаев следует учитывать наличие только одной ($N = 1$) загрязняющей примеси (скажем,

сажи). Кроме того, во многих случаях рассеяние снега загрязняющими примесями мало, а основную роль играет поглощение, и для учёта наличия примесей можно ограничиться расчётом коэффициента поглощения. Хотя подобные допущения часто используются в оптике снега, они могут приводить к погрешностям расчётов, так как реальные загрязняющие примеси могут иметь большие концентрации и состоять из крупных частиц. В этих случаях уже нельзя пренебрегать рассеянием света на частицах загрязняющих примесей. Кроме того, некоторые загрязняющие примеси находятся внутри ледяных частиц [10].

4. Перенос излучения в снеге

4.1. Подход, основанный на уравнении переноса излучения

Перенос излучения в снеге обычно рассматривается в рамках скалярной теории переноса излучения. При этом интенсивность светового поля I (в направлении, задаваемом телесным углом Ω) определяется посредством решения приведённого ниже хорошо известного уравнения переноса излучения (УПИ) [11]:

$$\mu \frac{dI(\Omega)}{d\tau} = -I + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_{\Omega'} p(\Omega', \Omega) I(\Omega') d\Omega', \quad (33)$$

где μ – косинус зенитного угла наблюдения, отсчитываемого от нормали к слою снега, $\omega_0 = 1 - \sigma_{abs} / \sigma_{ext}$ – альбеда однократного рассеяния. При записи уравнения (33) считалось, что снег представляет собой горизонтальный однородный плоскопараллельный светорассеивающий слой, в котором можно пренебречь тепловым излучением, что, несомненно, справедливо применительно к видимой и ближней инфракрасной областям спектра электромагнитного излучения, а $\tau = \sigma_{ext} \cdot l$ – введённая нами оптическая толщина снега.

В случае неоднородного слоя, его оптическая толщина представляет собой интеграл коэффициента экстинкции по вертикальной координате. На практике, благодаря процессам накопления (скажем, в результате нескольких снегопадов и нескольких отложений загрязняющих примесей) снег имеет слоистую структуру, и к приближению однородного по вертикали слоя следует относиться с осторожностью.

УПИ можно решить целым рядом численных и приближённых аналитических методов, получив в результате зависимость интенсивностей I отражённого, прошедшего и внутреннего световых полей от нескольких важных параметров, таких как размер зёрен снега, форма зёрен снега, плотность снега, тип и концентрация загрязняющих примесей, распределение различных загрязняющих примесей по размерам и толщине снега. Можно рассчитать и альбедо слоя снега и его коэффициент поглощения.

Влияние коэффициента отражения лежащей под снегом поверхности (скажем, в случае тонкого слоя снега) тоже можно исследовать, задав соответствующие граничные условия.

Следует отметить, что при записи приведённого выше УПИ считалось, что содержащиеся в рассеивающем слое частицы не ориентированы (случайное распределение ча-

стиц неправильной формы) и не соприкасаются, а находятся на большом расстоянии друг от друга. Второе условие в случае снега обычно не выполняется, так как объёмная концентрация зёрен льда составляет примерно 0,3. Поэтому использование стандартной записи УПИ может привести к большим погрешностям. Это, несомненно, верно применительно к микроволновому и тепловому инфракрасному излучениям снежного покрова. Однако результаты измерений коэффициента отражения снега говорят о том, что стандартное УПИ можно использовать в видимой и ближней инфракрасной областях спектра электромагнитного излучения [12]. Это связано с тем, что рассеяние света относится к сфере действия геометрической оптики, так как зёрна снега обычно в 100–1000 раз больше длины волны падающего света, и кроме того, частицы имеют неправильную форму. Поэтому влиянием эффектов плотной упаковки частиц в снеге в этом случае можно пренебречь.

4.2. Аналитическая аппроксимация спектрального коэффициента отражения снега

При проведении прикладных исследований часто желательно иметь аналитические выражения, связывающие измеряемые параметры (скажем, спектральный коэффициент отражения снега) с параметрами микроструктуры снега (скажем, размером зёрен снега, концентрацией загрязняющих примесей). Это позволяет упростить решение обратной задачи. В этом разделе такое уравнение будет выведено статистическими методами, не связанными непосредственно с УПИ, которому присущи ограничения, связанные с учётом влияния эффектов плотной упаковки частиц в мутной среде.

Рассмотрим случай поглощающего свет снега. Коэффициент отражения $R = \pi I / \mu_0 E_0$, где μ_0 – косинус зенитного угла падения, E_0 – световой поток, падающий на единицу площади поверхности, перпендикулярной падающему лучу, можно записать в следующем виде:

$$R(\beta) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n (1 - \beta)^n, \quad (34)$$

где $\beta = 1 - \omega_0$ – вероятность поглощения фотона в единичном объёме снега. В случае непоглощающего снега:

$$R(0) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n. \quad (35)$$

В результате получаем, что параметр $R = R(\beta) / R(0)$ можно представить как

$$R = \frac{\sum_{n=1}^{\infty} a_n (1 - \beta)^n}{\sum_{n=1}^{\infty} a_n}. \quad (36)$$

Разложив $(1 - \beta)^n$ в ряд при $\beta \rightarrow 0$, получаем:

$$R \approx 1 - \beta \langle n \rangle + \frac{\beta^2}{2} \langle n^2 \rangle - \frac{\beta^3}{6} \langle n^3 \rangle + \dots \approx \langle \exp(-\beta n) \rangle, \quad (37)$$

где

$$\langle n^k \rangle \equiv \sum_{n=1}^{\infty} f_n n^k, \quad \langle \exp(-\beta n) \rangle \equiv \sum_{n=1}^{\infty} f_n \exp(-\beta n),$$

$$f_n = \frac{a_n}{\sum_{n=1}^{\infty} a_n}. \quad (38)$$

При этом мы считали, что $n(n-1) \approx n^2$, $n(n-1)(n-2) \approx n^3, \dots$. Это возможно, так как значение β близко к 0, а количество случаев рассеяния в снеге видимого и ближнего инфракрасного излучения велико. По этой же причине

$$\langle \exp(-\beta n) \rangle \approx \int_0^{\infty} f(n) \exp(-\beta n) dn. \quad (39)$$

Этот интеграл можно вычислить, введя функцию $f(n)$. В частности, из теории случайных блужданий [13] следует, что вероятность появления частицы (фотона) в заданном месте, момент времени и направлении после большого числа итераций может быть представлена в виде:

$$f(n) = \sqrt{\frac{\eta}{\pi}} n^{-3/2} \exp\left\{-\frac{\eta}{n}\right\}, \quad (40)$$

где параметр n зависит от рассматриваемого процесса. Подставив (40) в (37), получаем:

$$R = \exp(-2\sqrt{\eta\beta}). \quad (41)$$

В результате можно считать, что

$$R(\beta) = R_0 \exp(-\sqrt{s\beta}), \quad (42)$$

где $R_0 \equiv R(0)$, $s = 4\eta$. Это уравнение описывает зависимость спектрального коэффициента отражения снега от вероятности поглощения фотона β . Параметр s зависит от процессов рассеяния, а не поглощения, и поэтому можно считать, что в случае снега, состоящего из соприкасающихся друг с другом больших зёрен ($d_{ef} \gg \lambda$), он не зависит от длины волны. Уравнение записано в самом общем виде, и его можно применять к многим типам светорассеивающих сред. Впервые оно было выведено в [14]. В следующем разделе уравнение (42) будет использовано для интерпретации измеренных значений спектрального коэффициента отражения, а также для решения обратной задачи переноса излучения в случае однородного полубесконечного слоя снега.

Величину s можно связать с показателем асимметрии зёрен снега g , используя для этого результаты решения УПИ при $\beta \rightarrow 0$. В результате получаем [15]:

$$R(\beta) = R_0 - yu(\mu_0)u(\mu), \quad (43)$$

где

$$y = 4\sqrt{\frac{\beta}{3(1-g)}} \quad (44)$$

и

$$u_0(\mu_0) = \frac{3}{4}(\mu_0 + \varphi(\mu_0)), \quad (45)$$

$$\varphi(\mu_0) = 2 \int_0^1 \langle R_0(\mu_0, \mu) \rangle \mu^2 d\mu, \quad (46)$$

$$\langle R_0(\mu_0, \mu) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_0^1 R_0(\mu, \mu_0, \psi) d\psi. \quad (47)$$

Можно показать [16], что справедлива следующая аппроксимация:

$$u(\mu_0) = \frac{3}{7}[1 + 2\mu_0]. \quad (48)$$

В результате получаем, что при малых значениях вероятности поглощения фотона

$$s = \frac{16u^2(\mu_0)u^2(\mu)}{3(1-g)R_0^2(\mu_0, \mu, \psi)}. \quad (49)$$

5. Приближённое решение обратной задачи переноса излучения

Приведённые выше уравнения можно использовать для получения аналитической зависимости между спектральным коэффициентом отражения снега и диаметром зёрен льда. Для простоты предположим, что в снеге присутствуют загрязняющие примеси только одного типа. В этом случае получаем, что вероятность поглощения фотона можно рассчитать по формуле:

$$\beta = \frac{\sigma_{abs,i} + \sigma_{abs,p}}{\sigma_{ext,i} + \sigma_{ext,p}}, \quad (50)$$

где индексы i и p обозначают, соответственно, зёрна льда и загрязняющую примесь. Считая, что экстинкция света загрязняющими примесями намного меньше, чем его экстинкция зёрнами льда (см. табл. 1), и воспользовавшись уравнениями (14) и (29), получаем:

$$\beta = \left[\frac{B\alpha(\lambda)}{3} + \frac{\sigma_{abs,p}(\lambda)}{3c_i} \right] d_{ef}, \quad (51)$$

откуда следует, что

$$R(\lambda) = R_0 \exp\left\{-\sqrt{[\alpha(\lambda) + F\sigma_{abs,p}(\lambda)]D}\right\}, \quad (52)$$

где

$$F = \frac{1}{Bc_i}, \quad (53)$$

$$D = \frac{B}{3}sd_{ef}. \quad (54)$$

В случае чистого снега уравнение (52) упрощается:

$$R(\lambda) = R_0 \exp\left\{-\sqrt{\alpha(\lambda)D}\right\}. \quad (55)$$

Т.к. зависимость коэффициента поглощения монолитного льда от длины волны $\alpha(\lambda)$ хорошо известна, то очевидно, что для определения спектра отражения чистого снега в видимой и ближней инфракрасной областях спектра достаточно знания всего двух параметров, а именно, D и R_0 . Эти два параметра можно определить, исходя из результатов измерений, проведённых на двух длинах волн (скажем, 0,4 и 1,02 мкм), которые позволяют одновременно получить значения размера зёрен снега/ SSA и R_0 .

Поглощение света загрязняющими примесями можно параметризовать следующим образом [17]:

$$\sigma_{abs,p}(\lambda) = c_p \kappa \tilde{\lambda}^{-m}, \quad (56)$$

где c_p – объёмная концентрация загрязняющих примесей, $c_p \kappa$ – коэффициент поглощения загрязняющих примесей при длине волны λ_0 , $\tilde{\lambda} = \lambda / \lambda_0$. Из уравнений (52) и (56) следует, что:

$$R(\lambda) = R_0 \exp\left\{-\sqrt{[\alpha(\lambda) + \Phi \tilde{\lambda}^{-m}(\lambda)]D}\right\}, \quad (57)$$

где

$$\Phi = \frac{\tilde{c}_p \kappa}{B} \quad (58)$$

и

$$\tilde{c}_p = \frac{c_p}{c_i}. \quad (59)$$

Уравнением (57) можно воспользоваться для определения параметров R_0 , D , Φ , m , например, методом оптимальной оценки [18].

Это позволяет определить эффективные размеры зёрен льда ($d_{ef} = 3D / Bs$, см. уравнение (54)), а также спектральный коэффициент поглощения загрязняющих примесей (при известной концентрации зёрен льда, см. уравнения (56), (58), (59)).

Зная объёмный коэффициент поглощения загрязняющих примесей

$$\kappa = \frac{\bar{C}_{abs}(\lambda_0)}{\bar{V}_p}, \quad (60)$$

Концентрация сажи в снегу в разных местностях [2]

Место	Концентрация чёрного углерода (нг/г)
Южный полюс	0,1–0,3
Саммит, Гренландия	1–30
Шпицберген	7–52
Барроу, Аляска	7–60
Алерт, Северная Канада	0–127
Французские Альпы	4–826
Городская местность в шт. Мичиган	17–5700

где \bar{V}_p и $\bar{C}_{abs}(\lambda_0)$ – средний объём частиц и среднее попе-

речное сечение поглощения загрязняющих примесей соответственно, можно определить нормализованную концентрацию имеющихся в снегу загрязняющих примесей (скажем, сажи) (см. уравнения (58) и (59)), что является важной прикладной задачей. Четыре неизвестных параметра также могут быть найдены при помощи уравнения (57) на основе результатов измерений, проведённых на четырёх длинах волн, считая при этом, что поглощением света зёрнами льда можно пренебречь для длин волн λ_1 и λ_2 видимой в области спектра, а для длин волн λ_3 и λ_4 ближней инфракрасной области спектра, где монолитный лёд поглощает сильнее, можно пренебречь поглощением света загрязняющими примесями. В результате получаем [17]:

$$m = \frac{\ln(p_1 / p_2)}{\ln(\lambda_2 / \lambda_1)}, \quad \Phi = \frac{p_1 \lambda_1^m}{D},$$

$$R_0 = R_3^{\varepsilon_1} R_4^{\varepsilon_2}, \quad D = \alpha_4^{-1} \ln^2 \left[\frac{R_4}{R_0} \right], \quad (61)$$

где R_1, R_2, R_3 и R_4 – коэффициенты отражения, измеренные на длинах волн $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ и λ_4 соответственно,

$$p_k = \ln^2(R_k / R_0), \quad \varepsilon_1 = (1 - b)^{-1}, \quad \varepsilon_2 = 1 - \varepsilon_1, \quad b = \sqrt{\alpha_3 / \alpha_4}, \quad \alpha_3$$

и α_4 – коэффициенты поглощения монолитного льда на длинах волн λ_3 и λ_4 соответственно.

Пример применения этого подхода к измерению спектрального коэффициента отражения загрязнённого снега приведён на рисунке. Параметры, задаваемые уравнением (61), были определены с использованием следующих длин волн: 400, 560, 865 и 1020 нм. Использование аналогичного подхода для обработки результатов измерений спектрального коэффициента отражения и альбедо снега представлено в [17].

6. Заключение

В статье представлен обзор теоретических основ отражательной спектроскопии снега. Хотя точное решение

этой задачи должно быть основано на интегродифференциальном уравнении переноса излучения, было показано, что описываемая уравнениями (52), (55) и (57) аппроксимация значительно упрощает задачу, позволяя производить спектроскопические исследования снега с при помощи недорогих приборов и простого программного обеспечения, используя при этом либо аналитическое решение обратной задачи (см. уравнение (61)), либо метод оптимальной оценки. Описанный подход применим не только для снега, но и для других материалов с крупными слабопоглощающими рассеивающими частицами.

Эта работа в основном финансировалась Европейским космическим агентством в рамках контракта № 4000118926/16/I-NB “*Scientific Exploitation of Operational Missions (SEOM) Sentinel-3 Snow (Sentinel-3 for Science, Land Study 1: Snow)*”

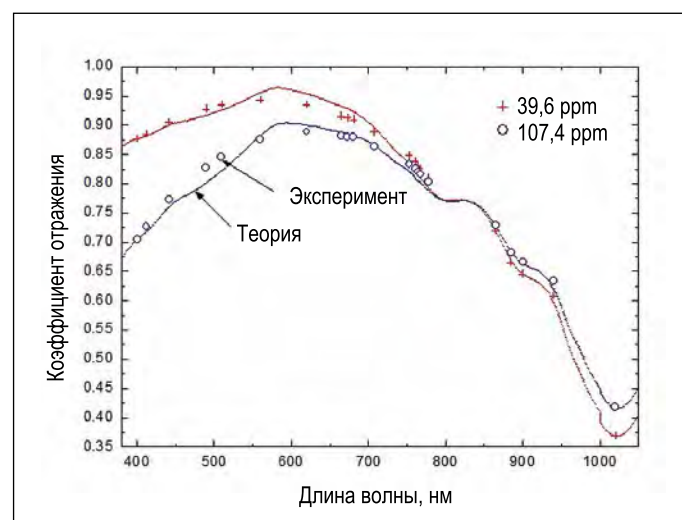


Рисунок. Спектральные коэффициенты отражения снега, загрязнённого пылью (концентрация пыли 39,6 и 107,4 ppm), измеренные в Альпах [17] (символы + и o) и рассчитанные по формуле (57) (сплошные линии) с учётом спектрального коэффициента поглощения льда [19]. Полученные значения m и d_{ef} оказались равными: 4,1 и 2,5 мм в случае слабозагрязнённого снега (39,6 ppm) и 6,4 и 1,5 мм в случае сильнозагрязнённого снега (107,4 ppm) соответственно. Значения коэффициента поглощения на длине волны 560 нм, рассчитанные применительно к равной 0,3 объёмной концентрации зёрен льда, составили $0,12 \text{ м}^{-1}$ в случае слабозагрязнённого снега и $0,31 \text{ м}^{-1}$ в случае сильнозагрязнённого снега. Измерения производились в направлении надира при равном 52° значении солнечного зенитного угла

Анатолию Шахновичу Черняку 80 лет

22 января исполнилось 80 лет заведующему лабораторией ВНИСИ Анатолию Шахновичу Черняку. Большая часть этих лет – пятьдесят пять – связывает А.Ш. Черняка с работой во ВНИСИ. Окончив в 1962 г. Московский энергетический институт, он пришел на работу во ВНИСИ молодым специалистом и прошел трудовой путь до заведующего лабораторией техники освещения и световых приборов.

На протяжении всей своей творческой – а о Анатолии Шахновиче иначе и не скажешь – деятельности юбиляр был руководителем и ответственным исполнителем целого ряда тем специального назначения, связанных с исследованием видимости в водных средах, а также созданием аппаратуры и световых приборов по программе «Буран».

Последние десятилетия Анатолий Шахнович активно занимался про-



ектированием и реализацией установок в области наружного освещения. Особое место и значение имеет созданная и уже десять лет работающая под руководством Анатолия Шахновича мобильная светотехническая лаборатория для мониторинга параметров

наружного освещения – уникальный измерительный комплекс, высоко востребованный как в Москве, так и во многих других городах нашей страны и ближайшего зарубежья.

Весомый вклад сделал А.Ш. Черняк и в дело модернизации и совершенствования современной базы национальных и межгосударственных стандартов в области освещения.

Признанный эксперт в области светотехники, Анатолий Шахнович стал учителем для многих сегодняшних молодых специалистов ВНИСИ, и активно передает богатый опыт своей научно-исследовательской и инженерной работы подрастающему поколению светотехников.

Редакция и редколлегия журнала, коллектив ВНИСИ поздравляет Анатолия Шахновича с Юбилеем, желает ему крепкого здоровья и ещё долгих лет плодотворной и активной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hapke, B.* Theory of reflectance and emittance spectroscopy – Cambridge: Cambridge University Press, 2005.– 455 p.
2. *Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., Rash, P.J.* Present – day climate forcing and response from black carbon in snow // *J. Geophysical Research Atmospheres.*– 2007. – Vol. 112. – D11202. – doi: 10.1029/2006JD008003.
3. *van de Hulst, H.C.* Light scattering by small particles. – N.Y.: Dover, 1981.– 496 p.
4. *Garrett, T.J.* Observational quantification of the optical properties of cirrus cloud // *Light Scattering Reviews* – 2008. – No. 6. – P. 1–26.
5. *Kokhanovsky A.A.* Reflection of light from particulate media with irregularly shaped particles // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer.*– 2005. – N1. – p.1–10.
6. *Räisänen, P., Kokhanovsky, A., Guyot, G., Jourdan, O., Nousiainen, T.* Parameterization of single-scattering properties of snow // *The Cryosphere.*– 2015. – No. 9 – P. 1277–1301.
7. *Babenko, V.A., Astafyeva, L. G., Kuzmin, V.N.* Electromagnetic Scattering in Disperse Media. – Chichester: Springer-Praxis, 2003.– 460 p.
8. *Libois, Q., Picard, G., Dumont, M., Arnaud, L., Sergent, C., Pougatch, E., Sudul, M., Vial, D.* Experimental determination of the absorption enhancement parameter of snow // *Journal of Glaciology.*– 2014. – No. 7. – P. 714–724.
9. *Kokhanovsky, A. A., Zege, E.P.* Scattering optics of snow // *Applied Optics.*– 2004. – No. 7. – P. 1589–1602.
10. *He, C., Liou, K.-N., Takano, Y., Yang, P., Qi, L., Chen, F.* Impact of grain shape and multiple black carbon internal mixing on snow albedo: parameterization and radiative effect analysis // *Journal Geophysical Research.*– 2018. – No. 7. – P. 1253–1268.
11. *Chandrasekhar, S.* Radiative Transfer. – Oxford: Clarendon Press, 1950.– 393 p.

12. *Kokhanovsky, A.A., Aoki, T., Hachikubo, A., Hori, M., Zege, E.P.* Reflective properties of natural snow: approximate asymptotic theory in situ measurements // *IEEE Transactions, Geosciences and Remote Sensing.*– 2005. – No. 7. – P. 1529–1535.
13. *Chandrasekhar, S.* Stochastic problems in physics and astronomy // *Reviews of Modern Physics.*– 1943. – No. 1. – P. 1–89.
14. *Rosenberg, G.V.* Optical characteristics of thick weakly absorbing scattering layers // *Doklady Akademii Nauk.*– 1962. – No. 6. – P. 775–777.
15. *Zege, E.P., Ivanov, A.P., Katsev, I.L.* Image transfer through a scattering medium. – Berlin: Springer, 1991.– 349 p.
16. *Sobolev, V.V.* Light scattering in planetary atmospheres – M.: Nauka, 1972.
17. *Kokhanovsky, A., Lamare, M., Di Mauro, B., Picard, G., Arnaud, L., Dumont, M., Tuzet, F., Brockmann, C., Box, J.E.* On the reflectance spectroscopy of snow // *The Cryosphere.*– 2018. – No. 12. – P. 2371–2382.
18. *Rodgers, C.D.* Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice. – London: World Scientific, 2000.– 256 p.
19. *Warren, S.G., Brandt, R.E.* Optical constants of ice from the ultraviolet to microwave: a revised compilation // *J. Geophysical Research.* – Vol. 113. – N D14220. – P. 1–10.



Кохановский Александр Анатольевич,
доктор физико-математических наук (2011 г.).
Окончил Белорусский государственный университет (1983 г.). Старший научный сотрудник компании VITROCISSET Belgium SPRL. Область научных интересов: дистанционное спутниковое зондирование атмосферы и поверхности Земли оптическими методами