

УДК 551.576.1

# Восстановление оптической толщины и эффективного радиуса частиц облачности по данным дневных измерений спутникового радиометра MSU-MP

А.А. Филей\*

Дальневосточный центр ФГБУ «НИЦ “Планета”»  
680000, г. Хабаровск, ул. Ленина, 18

Поступила в редакцию 17.04.2019 г.

Представлен алгоритм определения оптической толщины и эффективного радиуса частиц облачности по данным дневных измерений радиометра MSU-MP, установленного на борту российского гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 2. В основе алгоритма лежат физические принципы использования коэффициентов спектральной яркости облачности на длинах волн 0,64 и 1,68 мкм. Результаты работы алгоритма по восстановлению параметров облачности сопоставлялись с результатами алгоритма, разработанного для радиометра AVHRR. Сравнение показало, что найденные параметры облачности находятся в допустимых пределах точности и ошибки измерений.

*Ключевые слова:* MSU-MP, оптическая толщина, эффективный радиус, фазовое состояние, облачность; MSU-MR, optical depth, effective radius, cloud phase, cloudiness.

## Введение

Облака участвуют в круговороте воды в природе и влияют на многие процессы, протекающие в атмосфере и формирующие погоду. Взаимодействие электромагнитного излучения с облаками зависит от множества факторов, например наличия водяного пара и аэрозольей, высоты, геометрической толщины, оптических и микрофизических параметров облачности. Зная оптическую толщину облачности  $\tau_c$  и эффективный радиус  $r_e$  частиц облачности, можно оценить рассеянное и поглощенное облаком падающее солнечное излучение и распределение частиц по размерам соответственно.

Особую роль в получении информации о  $\tau_c$  и  $r_e$  на сегодняшний день играют средства дистанционного зондирования Земли из космоса. Существует много работ по определению  $\tau_c$  и  $r_e$  по данным самолетных [1, 2] и спутниковых измерений [3, 4, 5]. Используемые в этих работах принципы определения  $\tau_c$  и  $r_e$  основаны на том, что коэффициент спектральной яркости (КСЯ) облачности в видимой части спектра связан, прежде всего, с ее оптической толщиной, а в ближней инфракрасной (БИК) он напрямую зависит от размера частиц. В настоящей работе аналогичная методика применяется для определения  $\tau_c$  и  $r_e$  на основе данных, полученных с отечественного спутникового радиометра MSU-MP, установленного на борту российского космического аппарата

(КА) «Метеор-М» № 2. Методика не является новой; основная задача настоящей работы заключается в реализации представленной методики с целью получения информационных продуктов параметров облачности, удовлетворяющих требуемым пределам точности и ошибки измерений. Параллельно решается целый ряд проблем, начиная от калибровки спектральных каналов спутникового прибора и заканчивая выбором моделей оптических свойств объемного рассеяния частиц облачности. Некоторые из этих проблем рассмотрены в настоящей работе.

## Физические основы определения $\tau_c$ и $r_e$

Как уже было сказано, оптическая толщина облачности

$$\tau_c = L \int_0^{\infty} \pi Q_{\text{ext}}(\lambda, r) r^2 n(r) dr \quad (1)$$

определяет ослабление падающего на облако солнечного излучения за счет рассеяния и поглощения. Здесь  $Q_{\text{ext}}$  — фактор эффективности ослабления;  $n(r)$  — концентрация частиц облачности в единице объема,  $1/\text{м}^3$ ;  $r$  — геометрический радиус частицы, мкм;  $L$  — геометрическая толщина облака, м;  $\lambda$  — длина волны.

Так как частицы облачности в заданном объеме распределены по определенному закону, то для оценки этого распределения используется эффективный радиус частиц

\* Андрей Александрович Филей (andreyvm-61@mail.ru).

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr}. \quad (2)$$

Отраженное от облачности солнечное излучение  $R_c$  зависит от  $\tau_c$  и  $r_e$ ; коэффициент отражения определяется выражением

$$R_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_c, r_e) = \frac{\pi I_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_c, r_e)}{F_0 \cdot \cos(\theta_0)}, \quad (3)$$

где  $\theta_0$  – зенитный угол Солнца;  $\theta$  – зенитный угол спутника;  $\Delta\phi$  – относительный азимутальный угол;  $I_c$  – интенсивность излучения на верхней границе облачности, Вт/(м<sup>2</sup>·ср);  $F_0$  – эффективный интегральный поток солнечного излучения в спектральном канале, Вт/м<sup>2</sup>.

В зависимости от содержания в облаке капель или кристаллов выделяют три фазовых состояния облачности (ФСО): капельное, смешанное и кристаллическое [6]. Рассмотрим взаимодействие электромагнитного излучения с частицами облачности путем моделирования потоков этого излучения в каналах радиометра МСУ-МР. В настоящей работе потоки электромагнитного излучения моделировались с помощью быстрой радиационной модели (RTM) на основе программного кода DISORT (Discrete Ordinates Radiative Transfer) [7], входящего в состав библиотеки libradtran [8]. Оптические свойства объемного рассеяния кристаллами льда в облаках рассчитывались по модели рассеяния Baum [9, 10], а каплями воды – по модели Ну [11]. Поглощение солнечного излучения газовыми компонентами атмосферы учитывалось с помощью параметризации REPTRAN [12]. Для капель воды и кристаллов льда при моделировании использовалось гамма-распределение частиц по размерам [9, 11].

На рис. 1 представлена зависимость коэффициента отражения  $R_c$  капель воды от  $\tau_c$  для различных  $r_e$  в коротковолновой области спектра. Видно, что значение  $R_c$  на длине волны 0,64 мкм ( $R_c[0,64]$ ) (рис. 1, а) практически не зависит от размера частиц, в то время как на длине волны 1,68 мкм ( $R_c[1,68]$ ) (рис. 1, б) наблюдается противоположная картина: значение  $R_c$  напрямую зависит от  $r_e$ . Длины волн 0,64 и 1,68 мкм были выбраны не случайно, они близки к центрам рабочих участков спектра коротковолновых каналов МСУ-МР.

Принимая во внимание данные, приведенные на рис. 1, и учитывая функции спектральной чувствительности каналов радиометра МСУ-МР, были смоделированы зависимости  $R_c[1,68]$  от  $R_c[0,64]$  для капель воды и кристаллов льда (рис. 2).

Видно, что выше определенного порога по  $\tau_c$  и  $r_e$  значения  $R_c$  в каналах МСУ-МР на длинах волн 0,64 и 1,68 мкм практически ортогональны. Это означает, что для оптически толстых облаков мы можем определить  $\tau_c$  и  $r_e$  почти независимо, а следовательно, ошибки измерений в одном канале мало

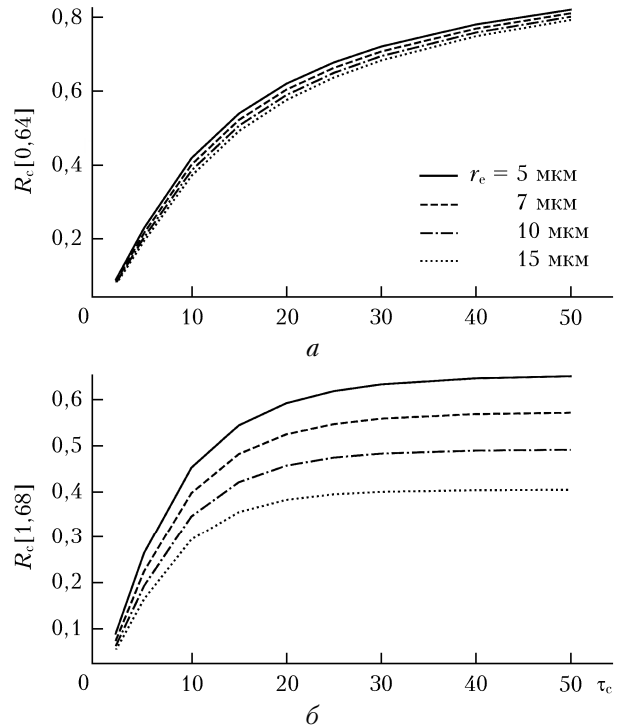


Рис. 1. Зависимость коэффициента отражения капель воды от  $\tau_c$  для различных  $r_e$  в коротковолновой области спектра:  $\lambda = 0,64$  (а) и 1,68 мкм (б);  $\theta = 10^\circ$ ,  $\theta_0 = 30^\circ$ ,  $\Delta\phi = 120^\circ$

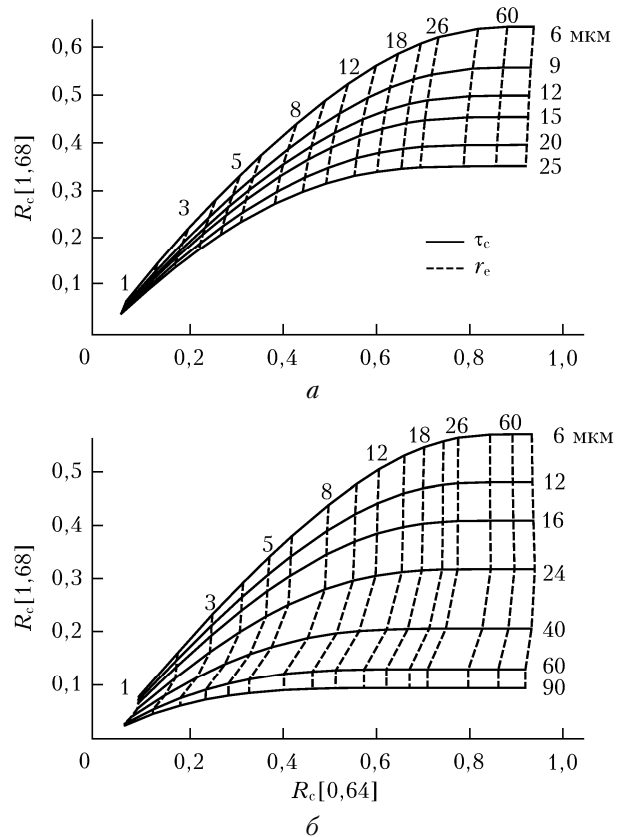


Рис. 2. Отношение между коэффициентами отражения на  $\lambda = 0,64$  и 1,68 мкм в каналах МСУ-МР для капель воды (а) и кристаллов льда (б);  $\theta = 18^\circ$ ,  $\theta_0 = 50^\circ$ ,  $\Delta\phi = 36^\circ$

вливают на оптические свойства облачности, определяемые в другом канале. Однако чем сильнее увеличивается  $\tau_c$ , тем слабее изменяется  $R_c$ . Это порождает большие неопределенности. Например, изменение  $R_c$  на 10% может приводить к увеличению  $\tau_c$  на 100%. Данный фактор будет учитываться при валидации искомым параметров облачности.

### Влияние подстилающей поверхности

Отражение солнечного излучения в системе «подстилающая поверхность – атмосфера» зависит не только от оптических свойств самой атмосферы и наличия в ней облачности, но и от отражающих свойств подстилающей поверхности. Предположим, что под элементарным слоем облака расположена подстилающая поверхность с альбедо  $A_g$ . Рассмотрим случай (рис. 3), когда  $A_g$  вносит вклад в результирующее значение  $R_c$  в каналах МСУ-МР. На рис. 3 можно заметить, что влияние отраженного от подстилающей поверхности солнечного излучения уменьшается по мере увеличения  $\tau_c$  (рис. 3, а), однако им нельзя пренебрегать при малых  $\tau_c$  для всех возможных значений  $r_e$  (рис. 3, б).

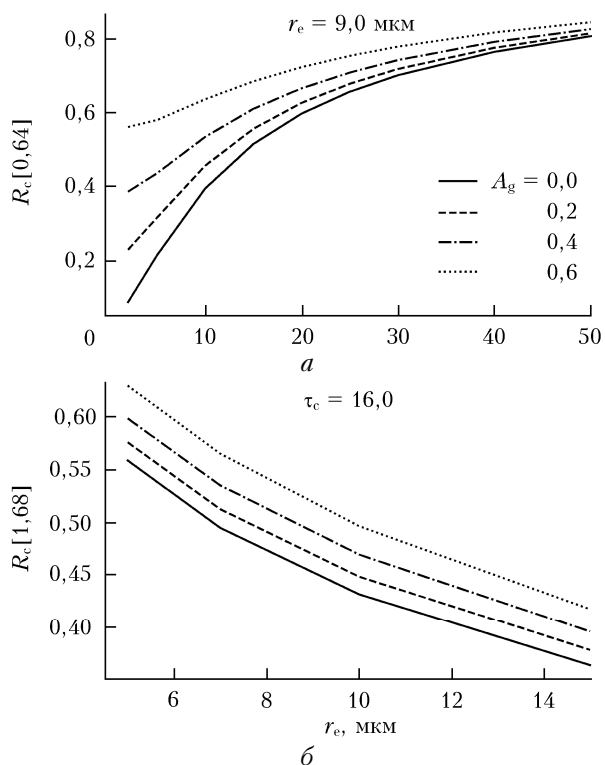


Рис. 3. Зависимость коэффициента отражения капельной облачности от альбедо подстилающей поверхности в коротковолновой области спектра:  $\lambda = 0,64$  (а) и  $1,68$  мкм (б);  $\theta = 10^\circ$ ,  $\theta_0 = 30^\circ$ ,  $\Delta\phi = 120^\circ$

Если предположить, что атмосфера плоскопараллельная и вертикально однородная, а подстилающая поверхность, отражающая по закону Ламберта, имеет некоторое альбедо  $A_g$ , то коэффициент отражения на верхней границе облачности  $R_{\text{ТОС}}$  может быть определен как [2]:

$$R_{\text{ТОС}} = R_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_c, r_e) + \frac{A_g T_c(\theta_0, \tau_c, r_e) T_c(\theta, \tau_c, r_e)}{1 - A_g A_{\text{sph}}(\tau_c, r_e)}, \quad (4)$$

где  $T_c$  – коэффициент пропускания солнечного излучения;  $A_{\text{sph}}$  – сферическое альbedo облачности.

Первое слагаемое в выражении (4) определяет оптические свойства облачности, второе – оптические свойства подстилающей поверхности. Функция  $T_c(\theta_0, \tau_c, r_e)$  во втором слагаемом представляет собой полное (прямое + диффузное) пропускание атмосферы в направлении Солнце – подстилающая поверхность,  $T_c(\theta, \tau_c, r_e)$  – пропускание атмосферы в направлении подстилающая поверхность – спутниковый прибор, а функция  $A_{\text{sph}}(\tau_c, r_e)$  – суммарное отражение по всем зенитным и азимутальным углам солнца и наблюдения.

### Атмосферная коррекция

Коэффициент отражения  $R_{\text{ТОС}}$  в выражении (4) равен коэффициенту отражения на верхней границе атмосферы ( $R_{\text{ТОА}}$ ), непосредственно измеряемому спутниковым прибором, при условии, что атмосфера прозрачная, т.е. не содержит аэрозолей и малых газовых составляющих (МГС), которые влияют на прохождение солнечного света. В реальных условиях атмосфера всегда неоднородна и содержит некоторое количество аэрозолей и МГС. Поэтому перед восстановлением  $\tau_c$  и  $r_e$  необходимо проводить атмосферную коррекцию. Так как аэрозольная оптическая толщина намного меньше оптической толщины атмосферы (с учетом облачности), в рамках настоящей работы будет рассмотрено только влияние МГС.

Молекулы газа в атмосфере могут поглощать излучение на определенных длинах волн, приводя к снижению  $R_{\text{ТОА}}$ . Степень этого поглощения зависит от вида молекул. Так, например, озон ( $\text{O}_3$ ) сильно поглощает в ультрафиолетовой области спектра; двуокись кислорода ( $\text{O}_2$ ) имеет очень узкую полосу поглощения на длине волны около  $0,76$  мкм; водяной пар ( $\text{H}_2\text{O}$ ) имеет множество интенсивных полос поглощения во всем спектре; сильные полосы поглощения углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ) находятся в ИК-диапазоне, линии поглощения метана ( $\text{CH}_4$ ) – в БИК и ИК-областях спектра.

Суммарный эффект поглощения МГС солнечного излучения на определенной длине волны напрямую связан с двунаправленным коэффициентом пропускания атмосферы ( $T_{\text{gas}}$ ), который определяется как

$$T_{\text{gas}} = e^{-\text{AMF}\tau_{\text{gas}}}, \quad (5)$$

где AMF – коэффициент воздушной массы;  $\tau_{\text{gas}}$  – суммарная оптическая толщина МГС.

Параметр AMF определяет прямую оптическую длину пути, которую нужно пройти солнечному излучению от верхней границы атмосферы до облачности и, после отражения от нее, до спутникового прибора. Таким образом, AMF – это функция  $\theta_0$  и  $\theta$ :

$$AMF = \frac{1}{\cos(\theta_0)} + \frac{1}{\cos(\theta)}. \quad (6)$$

Суммарная оптическая толщина  $\tau_{\text{gas}}$  есть не что иное, как сумма оптических толщин каждого атмосферного газа, влияющего на поглощение солнечного света. В рамках настоящей работы был проведен анализ основных МГС атмосферы на предмет этого поглощения в каналах радиометра МСУ-МР. Результат моделирования показал, что наибольшим поглощением на длине волны 0,64 мкм обладает  $\text{O}_3$ , а на 1,68 мкм —  $\text{H}_2\text{O}$ . После моделирования коэффициентов пропускания в каналах радиометра МСУ-МР с использованием выражения (1) для различного содержания конкретных МГС строились функции аппроксимации для расчета оптической толщины этих МГС (табл. 1).

Рассчитав  $T_{\text{gas}}$  для конкретной длины волны,  $R_{\text{ТОА}}$  с учетом поглощения МГС может быть представлен в виде

$$R_{\text{ТОА}} = R_{\text{ТОС}} T_{\text{gas}}. \quad (7)$$

## Процедура восстановления параметров облачности

Перед выполнением процедуры восстановления  $\tau_c$  и  $r_e$  предварительно рассчитываются справочные таблицы (look-up table, LUT) для каждого коротковолнового канала МСУ-МР и для каждого типа облачности (капельная и кристаллическая). Каждая LUT содержит значения  $R_c$ , смоделированные для различных комбинаций  $\tau_c$ ,  $r_e$ ,  $\theta_0$ ,  $\theta$ ,  $\Delta\phi$ . Процесс моделирования осуществляется для прозрачной атмосферы над черной поверхностью с  $A_g = 0$ . При таком упрощенном подходе в слоях выше и ниже облачного слоя нет ни аэрозолей, ни МГС и отсутствует многократное рассеяние между облаком и отражающей поверхностью.

Облако при моделировании представляет собой однородный распределенный слой. Дополнительно моделируются  $T_c$  и  $A_{\text{sph}}$ , которые также включаются в LUT. Значения  $A_g$ , необходимые для учета влияния подстилающей поверхности, берутся из 16-дневных композитов продукта MOD43 радиометра MODIS (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod43.php>).

Восстановление  $\tau_c$  и  $r_e$  осуществляется сразу после определения маски облачности и ФСО. Для каждого облачного пикселя в зависимости от фазового состояния облака и геометрии наблюдения

проводится сопоставление измеренного спутниковым радиометром значения  $R_{\text{ТОА}}$  (с учетом атмосферной коррекции) и смоделированного (из LUT) значения  $R_{\text{ТОС}}$ . Для определения  $\tau_c$  сравниваются значения  $R_{\text{ТОА}}$  и  $R_{\text{ТОС}}$  на длине волны 0,64 мкм, для  $r_e$  — значения на длине волны 1,68 мкм. Однако если сравнение проводится для  $\tau_c$  и  $r_e$  ниже определенного порога, то измеренному  $R_{\text{ТОА}}$  могут соответствовать различные комбинации  $\tau_c$  и  $r_e$  (см. рис. 2). Для правильного определения  $\tau_c$  и  $r_e$  в таких ситуациях необходимо одновременно сравнивать  $R_{\text{ТОА}}$  и  $R_{\text{ТОС}}$  в каналах 0,64 и 1,68 мкм. Отметим, что существуют некоторые ограничения по выбору оптимального порога  $\tau_c$ , при котором погрешность восстановления параметров облачности оказывается допустимой. В настоящей работе был установлен порог  $\tau_c > 8$ . Ниже этого значения КСЯ в канале на  $\lambda = 1,68$  мкм для различных  $r_e$  сливаются, и говорить о правильном восстановлении  $r_e$  уже не приходится.

## Валидация

Для валидации параметров облачности, восстановленных по спутниковым данным, обычно используют прямые методы измерений (самолетные или наземные). Однако эти измерения носят локальный характер как по времени, так и по пространству и в большинстве случаев требуют больших финансовых затрат. При отсутствии объективных данных используют косвенные измерения параметров облачности, основанные на алгоритмах, разработанных для различных спутниковых приборов. Результаты таких алгоритмов обычно проходят проверку на объективных данных, а при отсутствии таковых — на результатах других алгоритмов, точность которых известна.

В рамках настоящей работы валидация проводилась путем сравнения значений  $\tau_c$  и  $r_e$ , восстановленных по данным дневных измерений радиометра МСУ-МР, с аналогичными параметрами, полученными с помощью разработанного для радиометра AVHRR алгоритма, реализованного в программном комплексе CLAVR-X (The Clouds from AVHRR Extended) [13]. Отбирались близкие по времени (разница не более 15 мин) сеансы съемки МСУ-МР и AVHRR. Пространственное разрешение обоих приборов равняется 1 км. Перед сравнением данные МСУ-МР перепроецировались на сетку AVHRR. Затем отбирались пары пикселей стабильных участков облачности на обоих изображениях и рассчитывалась среднеквадратическая ошибка

Таблица 1

Функции аппроксимации для вычисления оптических толщин основных МГС атмосферы в каналах МСУ-МР

МГС	Длина волны, мкм	Функция
$\text{H}_2\text{O}$	0,64	$-2,85943147e-06 \cdot (\text{H}_2\text{O})^2 + 6,43449084e-04 \cdot (\text{H}_2\text{O}) + 1,73111821e-04$
	1,68	$-6,07655286e-05 \cdot (\text{H}_2\text{O})^2 + 5,82040860e-03 \cdot (\text{H}_2\text{O}) + 1,39283341e-02$
$\text{O}_3$	0,64	$-7,30159922e-10 \cdot (\text{O}_3)^2 + 7,57682740e-05 \cdot (\text{O}_3) - 1,43226079e-07$
	1,68	0

Примечание.  $\text{H}_2\text{O}$  — содержание осажденного водяного пара, мм;  $\text{O}_3$  — общее содержание озона, еД.



$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (A_j - E_j)^2}, \quad (8)$$

где  $N$  — количество пикселей;  $A_j$  — эталонный параметр;  $E_j$  — измеряемый параметр.

В ходе работы было рассмотрено большое количество примеров с разными типами облачности (слоистая, перистая, фронтальная и т.д.) над различными типами подстилающей поверхности (снег, лед, вода, пустыня и т.д.). Так как облачность — это довольно динамическое образование, то разница даже в 15 мин между сеансами съемки МСУ-МР и AVHRR в большинстве случаев не позволяла проводить сравнение «пиксель в пиксель». Поэтому рассматривались только слоистая и перистая типы облачности, структура которых длительное время остается стабильной. На рис. 4 в качестве примера показаны (прямоугольниками) стабильные участки изображений облачности двух радиометров. Рассматриваются следующие типы облачности и поверхности: слоистая капельная облач-

ность над водой (рис. 4, *a, б*); слоистая капельная облачность над сушей (рис. 4, *в, г*); перистая кристаллическая облачность над водой (рис. 4, *д, е*).

В работе [13, С. 10] приведена информация о предельных значениях RMSE для  $\tau_c$  и  $r_e$  для капельных и кристаллических облаков, необходимых при сравнении результатов работы разных алгоритмов. Эти данные использовались в настоящей работе для оценки восстановленных по данным радиометра МСУ-МР параметров облачности.

Результаты представлены в табл. 2.

Сопоставления параметров облачности, восстановленных по данным двух радиометров, показало, что ошибки восстановления параметров на основе представленных на рис. 4 примеров в целом соответствуют требованиям. Наблюдаются небольшие превышения предельных значений RMSE для  $\tau_c$  в случае слоистой капельной облачности над водой (7.04.2019 г.), которые могут объясняться следующими причинами:

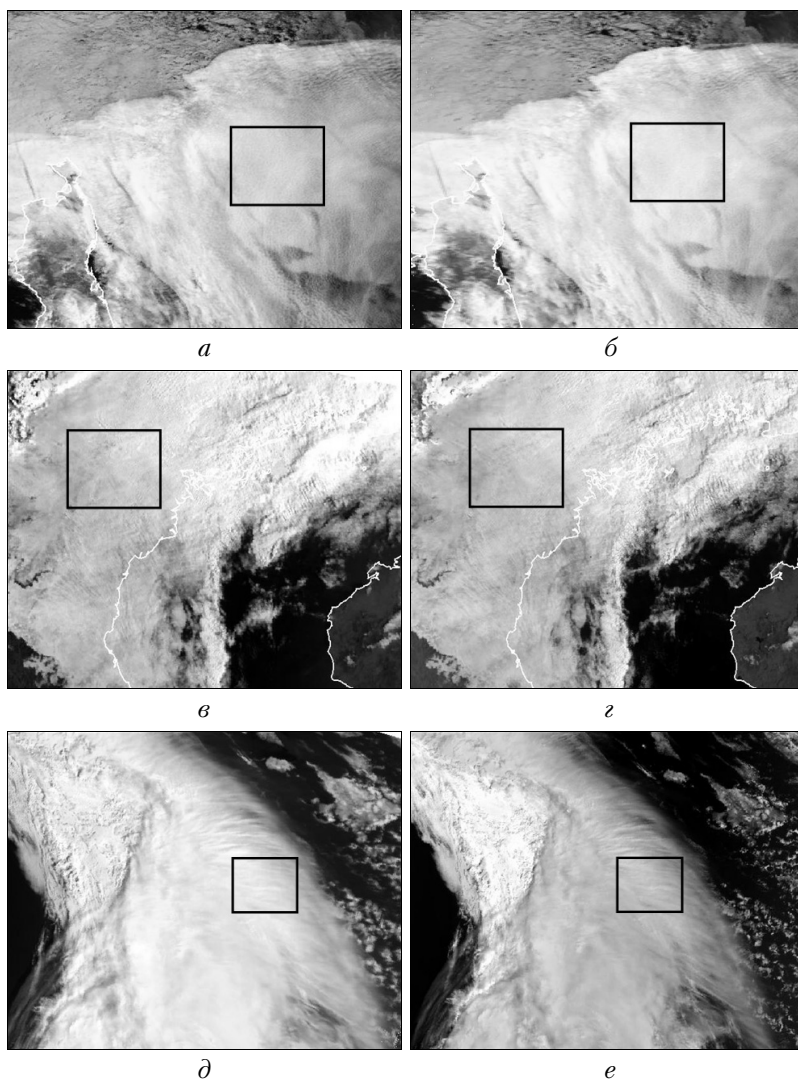


Рис. 4. Примеры стабильных участков облачности по данным радиометров МСУ-МР и AVHRR: МСУ-МР, 7.04.2019 г., 23:21 GMT (*a*); AVHRR, 7.04.2019 г., 23:07 GMT (*б*); МСУ-МР, 17.03.2019 г., 01:51 GMT (*в*); AVHRR, 17.03.2019 г., 01:47 GMT (*г*); МСУ-МР, 6.04.2019 г., 22:04 GMT (*д*); AVHRR, 6.04.2019 г., 21:52 GMT (*е*)

Результаты сопоставления параметров облачности, восстановленных по данным МСУ-МР и AVHRR

Пример	Параметр	RMSE	Требуемые RMSE	Количество пикселей
7.04.2019 г. (слоистая капельная облачность над водой)	$\tau_c$	2,3	2	12860
	$r_e$ , мкм	0,2	4	
17.03.2019 г. (слоистая капельная облачность над сушей)	$\tau_c$	1,9	2	24014
	$r_e$ , мкм	0,8	4	
6.04.2019 г. (перистая кристаллическая облачность)	$\tau_c$	3,1	3	9265
	$r_e$ , мкм	0,5	10	

1) неточностью калибровки каналов спутниковых приборов;

2) разными методиками определения ФСО (правильность определения ФСО непосредственно влияет на выбор LUT конкретного типа облачности);

3) использованием разных моделей оптических свойств объемного рассеяния кристаллов льда и капель воды;

4) рассогласованием по времени между сеансами съемки двух КА;

5) пренебрежением рэлеевским рассеянием в атмосфере и рассеянием аэрозолем вне облачного слоя.

Сравнение восстановленных по данным МСУ-МР  $\tau_c$  и  $r_e$  с аналогичными параметрами, полученными с радиометра AVHRR, на большом количестве примеров, учитывающих различные типы облачности и подстилающей поверхности, показало высокое согласие результатов. Случаи превышения предельных значений RMSE требуют дополнительного анализа с целью выяснения причин данного превышения.

Стоит отметить, что при валидации не рассматривались случаи загрязнения облачности крупными аэрозольными частицами (черный углерод, вулканический пепел, песчаная пыль и т.д.). Скорее всего, параметры, восстановленные для облаков, загрязненных аэрозолями, будут иметь существенные ошибки. Это же относится и к мелкодисперсным аэрозолям, и к связанному с ними эффекту рассеяния Рэлея, учет которого в представленном алгоритме не реализован. Известно, что чем больше  $\theta_0$ , тем интенсивнее частицы рассеивают свет в видимой области спектра. Скорее всего, это и объясняет небольшие превышения предельных значений RMSE для  $\tau_c$  в некоторых примерах, так как  $\tau_c$  определяется с использованием канала на длине волны 0,64 мкм, на котором происходит интенсивное рэлеевское рассеяние.

При моделировании переноса излучения в атмосфере использовалась плоскопараллельная модель сплошной облачности, поэтому при определении параметров разорванной и сильно структурированной облачности, а также облаков смешанного типа могут возникать дополнительные ошибки. В работе [14, С. 28] приводится пример, когда погрешность определения  $\tau_c$  для одного и того же участка фронтальной облачности для высоких  $\theta_0$  при  $\theta = 0$  и  $55^\circ$  может составлять 100%. Такие ошибки —

серьезный недостаток плоскопараллельной модели атмосферы. Решить проблему может ограничение по  $\theta_0 < 65^\circ$ . Данное ограничение является наиболее простым и широко распространенным [13, 14], однако оно должно зависеть от класса облачности.

Описанный в настоящей работе алгоритм восстановления  $\tau_c$  и  $r_e$  был реализован в виде программного комплекса. Параметры облачности рассчитываются с его помощью в оперативном режиме по мере поступления данных с радиометра МСУ-МР. Результаты доступны на сайте <https://www.dvrcpod.ru/CloudParamsMeteor.php>.

## Заключение

В статье представлен алгоритм определения оптической толщины и эффективного радиуса частиц облачности по данным дневных измерений радиометра МСУ-МР. Описаны физические принципы определения этих параметров на основе КСЯ на длинах волн 0,64 и 1,68 мкм. Проведено сопоставление параметров облачности, найденных с помощью предложенного алгоритма, с результатами алгоритма, разработанного для спутникового радиометра AVHRR. Сравнение показало, что погрешности восстановления параметров по данным МСУ-МР находятся в допустимых пределах, за исключением случаев, когда калибровка, некорректное определение ФСО, рэлеевское рассеяние и т.п. непосредственно влияют на точность восстановления. Такие ситуации требуют дополнительного изучения. Разработанный алгоритм заложил основу для определения  $\tau_c$  и  $r_e$  по данным радиометра МСУ-ГС КА «Электро-Л» № 2.

1. Hansen J.E., Pollack J.B. Near-infrared light scattering by terrestrial clouds // J. Atmos. Sci. Rev. 1970. V. 16. P. 527–610.
2. King M.D. Determination of the scaled optical thickness of clouds from reflected solar radiation measurements // J. Atmos. Sci. 1987. V. 44. P. 1734–1751.
3. Arking A., Childs J.D. Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images // J. Clim. Appl. Meteorol. 1985. V. 24. P. 322–333.
4. Nakajima T., King M.D. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar-radiation measurements. 1. Theory // J. Atmos. Sci. 1990. V. 47, N 15. P. 1878–1893.
5. Rossow W.B., Schiffer R.A. Advances in understanding clouds from ISCCP // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1999. V. 80. P. 2261–2287.

6. Мазин И.П., Хргиан А.Х. Облака и облачная атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометиздат, 1989. 647 с.
7. Buras R., Dowling T., Emde C. New secondary-scattering correction in DISORT with increased efficiency for forward scattering // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2011. V. 112, N 12. P. 2028–2034.
8. Mayer B., Kylling A., Emde C., Buras R., Hamann U., Gasteiger J., Rnichter B. LibRadtran User's Guide. 2017. 155 p. [Electronic resource]. URL: <http://www.libradtran.org/doc/libRadtran.pdf> (last access: 16.04.2019).
9. Baum B.A., Heymsfield A.J., Yang P., Bedka S.T. Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part I: Microphysical data and models // J. Appl. Meteorol. Climatol. 2005. V. 44. P. 1885–1895.
10. Baum B.A., Yang P., Heymsfield A.J., Platnick S., King M.D., Hu Y.-X., Bedka S.T. Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part II: Narrowband models // J. Appl. Meteorol. Climatol. 2005. V. 44. P. 1896–1911.
11. Hu Y.X., Stamnes K. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models // J. Climate. 1993. V. 6. P. 728–742.
12. Gasteiger J., Emde C., Mayer B., Buras R., Buehler S.A., Lemke O. Representative wavelengths absorption parameterization applied to satellite channels and spectral bands // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2014. V. 148. P. 99–115.
13. Wolter A., Heidinger K. Algorithm Theoretical Basis Document for Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties (DCOMP). 2016. 67 p. [Electronic resource]. URL: [https://www.star.nesdis.noaa.gov/jps/documents/ATBD/ATBD\\_EPS\\_Cloud\\_DCOMP\\_v1.1.pdf](https://www.star.nesdis.noaa.gov/jps/documents/ATBD/ATBD_EPS_Cloud_DCOMP_v1.1.pdf) (last access: 16.04.2019).
14. Wats P.D., Mutlow C.T., Baran A.J., Zavody A.M. Study on Cloud Properties derived from Meteosat Second Generation Observations, EUMETSAT report. Rutherford Appleton Laboratory, 1998. V. 97/181. 344 p.

**A.A. Filei. Retrieval of the cloud optical depth and particle effective radii from MSU-MR daytime measurements.**

The algorithm for determining cloud optical depth and cloud particle effective radii from MSU-MR daytime measurements on-board the Russian meteorological satellite Meteor-M No. 2 is presented. It is based on the physical principles of using the reflectance at 1.6 and 3.7  $\mu\text{m}$ . The algorithm results are compared with the results of the algorithm developed for the AVHRR radiometer. The comparison shows that the cloud parameters retrieved with the algorithm suggested are within the acceptable limits of accuracy.