

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДОЗАПАСА ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ  
РАДИОМЕТРА МСУ-ГС КА АРКТИКА-М № 1

© 2023 г. А. А. Филей<sup>а</sup>, \*, Ю. А. Шапилова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Дальневосточный центр ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»,  
Хабаровск, Россия

\*E-mail: andreyvm-61@mail.ru

Поступила в редакцию 31.08.2022 г.

В статье представлена методика определения водозапаса облачности по данным дневных измерений радиометра МСУ-ГС, установленного на борту российского гидрометеорологического спутника «Арктика-М» № 1. В основе представленной методики лежат физические принципы взаимодействия электромагнитного излучения с частицами облачности в коротковолновой области спектра на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм. Полученные по данным радиометра МСУ-ГС оценки водозапаса облачности сопоставлялись с аналогичными оценками по данным радиометров AMSU/MHS и АНІ. По результатам сопоставления искомые оценки водозапаса капельной облачности находятся в допустимых пределах погрешности измерений, не превышающей 50 г/м<sup>2</sup>. В тоже время в силу конструктивных особенностей радиометр МСУ-ГС не позволяет с требуемой точностью восстанавливать водозапас кристаллической облачности. В среднем оценка водозапаса кристаллической облачности по данным МСУ-ГС занижена на 110 г/м<sup>2</sup>, а среднеквадратическая ошибка составляет 158 г/м<sup>2</sup> по сравнению с данными радиометра АНІ. Полученные оценки водозапаса были внедрены в геоинформационную систему «Арктика-М», обеспечивающую доступ к данным КА «Арктика-М» № 1 и результатам их тематической обработки в режиме, близком к реальному времени.

*Ключевые слова:* МСУ-ГС, Арктика-М № 1, водозапас, оптическая толщина, эффективный радиус, фазовое состояние, облачность

**DOI:** 10.31857/S0205961423030028, **EDN:** TYJFUD

## ВВЕДЕНИЕ

Известно, что облака являются главным фактором, влияющим на радиационные процессы, протекающие в атмосфере и формирующие погоду. Отражая солнечное излучение, облака препятствуют нагреву подстилающей поверхности и атмосферы, а поглощая собственное инфракрасное излучение (ИК) подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы – способствуют сохранению тепла. Одной из важнейших составляющих механизма взаимодействия электромагнитного излучения с облаками является присутствие в них воды (льда), которое характеризуется такой величиной, как водозапас (Liquid water path, LWP) облачности. LWP позволяет специалистам оценить общую массу сконденсированной воды в облаке с целью прогноза погоды, проверки климатических моделей и мониторинга изменения климата.

Одним из важных и эффективных, а порой и единственных, инструментов для получения обширной информации о LWP на сегодняшний день являются данные дистанционного зондирования Земли из космоса. Космические аппараты

(КА) способны получать информацию о содержании капель воды и кристаллов льда в облаке в разных спектральных диапазонах, с различным временным и спектральным разрешением. В рамках настоящей работы представлен основанный на двухспектральной отражательной способности метод восстановления LWP по данным радиометра МСУ-ГС, установленного на борту российского гидрометеорологического спутника «Арктика-М» № 1. Принцип этого метода заключается в том, что коэффициент спектральной яркости (КСЯ) облаков в непоглощающем видимом (ВД) диапазоне длин волн в первую очередь зависит от оптической толщины облака ( $\tau_v$ ), а КСЯ в поглощающем ближнем инфракрасном (БИК) диапазоне длин волн – от эффективного радиуса ( $r_e$ ) облачных частиц. Данный метод хорошо себя зарекомендовал при определении LWP по данным таких радиометров, как AVHRR (Han et al., 1994), MODIS (Platnick et al., 2003), SEVIRI (Roebeling et al., 2006), ABI (Wolter et al., 2012).

Восстановление LWP с использованием КСЯ на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм рассматривается в данной статье применительно к дневным измере-

ниям радиометра МСУ-ГС, установленного на борту российского КА “Арктика-М” № 1.

### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ АППАРАТУРЫ МСУ-ГС

КА “Арктика-М” № 1 функционирует на высокоэллиптической орбите, апогей которой проходит над северным полюсом Земли. Такая особенность орбиты позволяет получать метеорологическую и гидрологическую информацию о состоянии северных территорий с периодичностью от 15 мин одновременно в десяти спектральных диапазонах радиометра МСУ-ГС, основного прибора полезной нагрузки КА “Арктика-М” № 1. Радиометр МСУ-ГС позволяет получать изображение земной поверхности с разрешением 1 км в трех спектральных каналах ВД диапазона и семи каналах ИК диапазона с разрешением 4 км. Основные характеристики аппаратуры МСУ-ГС представлены в работе (Хартов и др., 2014). При создании МСУ-ГС максимально использовались современные отечественные электронные компоненты – многоэлементные приемники излучения в ИК диапазоне спектра и пассивная система их радиационного охлаждения до криогенных температур. Это позволило создать прибор по своим характеристикам, не уступающим зарубежным аналогам.

### ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ LWP

Как было отмечено ранее, в основе восстановления LWP лежит использование КСЯ в коротковолновом (КВ) диапазоне длин волн. Как правило в большинстве современных спутниковых приборов используют длины волн 0.6 и 1.6 мкм. На длине волны 0.6 достигается максимум рассеяния электромагнитного излучения облачностью, которое зависит от ее оптической толщины, в то время как на длине волны 1.6 мкм рассеяние уменьшается с ростом размеров частиц облачности, эффективно поглощающих электромагнитное излучение на этой длине волны.

Для определения LWP в рамках настоящей работы используются каналы радиометра МСУ-ГС на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм (центры рабочих участков спектра коротковолновых каналов №№ 1 и 4). В силу своих конструктивных особенностей радиометр МС-ГС не имеет канала в окрестности длины волны 1.6 мкм, в связи с чем, для определения LWP используется канал на длине волны 4.0 мкм. Функциональные возможности канала 4.0 мкм накладывают ряд ограничений на использование с него информации. Во-первых, канал 4.0 мкм имеет меньшее по сравнению с каналом 0.55 пространственное разрешение, равное 4 км. Во-вторых, самым главным ограничением

является низкое отношение/сигнал шум КСЯ канала 4.0 мкм, регистрирующего только малую часть солнечного излучения. Несмотря на все ограничения, канал на длине волны 4.0 мкм позволяет точнее определять LWP кучево-дождевых облаков, так как основной вклад в излучение на этой длине волны дают вершины облаков, в то время как на длине волны 1.6 мкм основной вклад идет от нижних слоев облачности (Platnick, 2000).

Процесс взаимодействия электромагнитного излучения с частицами облачности определяется КСЯ ( $R_c$ ), который вычисляется следующим образом:

$$R_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_c, r_e) = \frac{\pi I_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_c, r_e)}{F_0 \cos(\theta_0)}, \quad (1)$$

где  $I_c$  – интенсивность излучения на верхней границе облачности;  $F_0$  – эффективный интегральный поток солнечного излучения в спектральном канале;  $\theta_0$  – зенитный угол Солнца;  $\theta$  – зенитный угол спутника;  $\Delta\phi$  – относительный азимутальный угол.

Отражение солнечного излучения в системе “подстилающая поверхность – атмосфера” зависит не только от оптических свойств облачности, но и от оптических свойств самой атмосферы и отражающих свойств подстилающей поверхности, которые влияют на точность восстановления LWP. С учетом вышеперечисленных факторов выражение (1) можно представить в следующем виде (Wolter et al., 2012):

$$R_{\text{ТОА}} = \left( R_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_c, r_e) + \frac{A_g T_c(\theta_0, \tau, r_e) T_c(\theta, \tau, r_e)}{1 - A_g A_{\text{sph}}(\tau_c, r_e)} \right) T_g, \quad (2)$$

где  $R_{\text{ТОА}}$  – КСЯ на верхней границе атмосферы;  $T_g$  – коэффициент пропускания атмосферы;  $T_c$  – коэффициент пропускания облачности;  $A_{\text{sph}}$  – сферическое альbedo;  $A_g$  – альbedo подстилающей поверхности.

Методика восстановления LWP по спутниковым данным основана на сравнении рассчитанных с помощью выражения (2) и измеренных спутниковым прибором КСЯ частиц облачности с последующей оценкой  $\tau_c$  и  $r_e$ . Согласно работе (Мазин и Хргиан, 1989) для вертикально однородного облака LWP можно рассчитать следующим образом:

$$LWP = \frac{3}{4} \tau_c r_e \rho, \quad (3)$$

где  $\rho$  – плотность частицы (1 г/см<sup>3</sup> – капли воды, 0.917 г/см<sup>3</sup> – кристаллы льда).

Выражение (3) позволяет оценить общую массу сконденсированной воды (капель воды или кристаллов льда) в столбе облачного слоя. Таким образом, определяется либо масса воды, либо

льда. Однако водозапас облачности зависит от многих факторов и в природе редко остается в одном состоянии. Обычно отчетливо проявляется определенная закономерность изменения водности облака с высотой, которая зависит от температуры и давления каждого облачного слоя (Мазин и Хргиан, 1989). Как правило, для оценки водозапаса разных типов облачности применяются различные выражения, полученные на основе некоторого набора статистических данных (Матвеев, 1984). Так в работе (Bennartz, 2007) предлагается использовать множитель  $5/9$  вместо  $3/4$  для определения LWP, как для капельной так и кристаллической облачности. В тоже время, исследования работы (Heumsfield et al., 2003) показывают, что с увеличением размера частиц кристаллов льда, их массовый коэффициент ослабления практически не изменяется, и LWP зависит напрямую от  $\tau_c$ .

Для понимания процессов взаимодействия электромагнитного излучения с частицами облачности рассмотрим на рис. 1 результаты моделирования КСЯ для капель воды и кристаллов льда в КВ каналах МСУ-ГС. Результаты моделирования были получены авторами с помощью быстрой радиационной модели (RTM) на основе программного кода DISORT (Buras et al., 2011), входящего в состав библиотеки libradtran (Mayer et al., 2017). Для моделирования оптических свойств объемного рассеяния кристаллов льда облачности использовалась модель рассеяния Baum (Baum et al., 2005), а для капель воды – модель Ну (Hu et al., 1993). Учет поглощения солнечного излучения газовыми компонентами атмосферы осуществлялся с использованием параметризации REPTRAN (Gasteiger et al., 2014). При расчетах использовались функции спектральной чувствительности каналов МСУ-ГС на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм. В качестве примера была использована геометрия наблюдения с углами  $\theta_0 = 45^\circ$ ,  $\theta = 10^\circ$ ,  $\Delta\phi = 60^\circ$  градусов.

Согласно результатам моделирования, представленным на рис. 1 (цифрами по горизонтали отмечены  $\tau_c$ , а по вертикали –  $r_e$ ), значения  $R_c$  на длине волны 0.55 мкм ( $R_c[0.55]$ ) (рис. 1а) независимо от размера частиц остается практически неизменным (для  $\tau_c > 6$  и  $r_e > 3$  мкм), в то время как на длине волны 4.0 мкм ( $R_c[4.0]$ ) (рис. 1, б) картина наблюдается противоположная, значение  $R_c$  напрямую зависит от  $r_e$ . Видно, что выше определенного порога по  $\tau_c$  и  $r_e$  значения  $R_c$  на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм практически ортогональны (пунктирная линия –  $\tau_c$ , сплошная линия –  $r_e$ ). Это означает, что для оптически толстых облаков ( $\tau_c > 3$ ) можно определить  $\tau_c$  и  $r_e$ , почти независимо, т.е.  $\tau_c$  восстанавливается по каналу 0.55 мкм, а  $r_e$  – 4.0 мкм, и ошибки измерений в одном канале мало влияют на оптические свойства облачности,

определяемые в другом канале. Можно заметить, что при вариациях  $\tau_c$  от 3 до 60  $R_c[0.55]$  меняется в довольно широких пределах от 0.2 до 0.8, как для капельной, так и кристаллической облачности. Однако, начиная с определенных значений  $\tau_c$  ( $\tau_c > 60$ ), чем значительно увеличивается  $\tau_c$ , тем менее значительно изменяется  $R_c[0.55]$ . Это может приводить к большим неопределенностям, когда изменение  $R_c[0.55]$  на 10%, может приводить к увеличению  $\tau_c$  на 100%. В тоже время для капельной облачности при вариациях  $r_e$  от 3 до 25 мкм  $R_c[4.0]$  меняется в пределах от 0.02 до 0.5, а для кристаллической облачности при вариациях  $r_e$  от 6 до 60 мкм  $R_c[4.0]$  меняется в пределах от 0.01 до 0.13. Таким образом может возникнуть ситуация, когда при больших  $r_e$ , что, в первую очередь, актуально для кристаллической облачности,  $R_c[4.0]$  будет иметь низкие значения, сопоставимые с величиной шума в канале на длине волны 4.0 мкм, это может приводить к большим неопределенностям при определении  $r_e$ , ошибка может доходить до 300%. Как показывает мировой опыт, именно использование канала на длине волны 1.6 мкм позволяет решать проблемы с низкой чувствительностью и низким отношением сигнал/шум, свойственных каналу на длине волны 4.0 мкм.

## ПРОЦЕДУРА ОПРЕДЕЛЕНИЯ LWP

В основе восстановления LWP по данным радиометра МСУ-ГС КА “Арктика-М” № 1 лежит использование справочных таблиц (lookup table, LUT), описывающих оптические характеристики объемного рассеяния частиц льда и капель воды. Использование LUT является распространенным подходом в оценке не только параметров облачности, но других аэрозолей. LUT строятся отдельно для капельной и кристаллической облачности, для различных атмосферных условий и геометрии наблюдений. Каждая LUT для каналов прибора МСУ-ГС на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм содержит смоделированные значения  $R_c$ ,  $A_{sph}$ ,  $T_g$ ,  $T_c$ , которые, в свою очередь, соответствует определенной комбинация  $\tau_c$  и  $r_e$ . Процесс моделирования осуществлялся с помощью RTM libradtran для прозрачной атмосферы (в отсутствие других аэрозолей) над черной поверхностью с  $A_g$  равным нулю. Значения  $A_g$ , которые необходимы для учета влияния подстилающей поверхности, берутся из 16-дневных композитов продукта MOD43 радиометра MODIS (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod43.php>). Для простоты реализации предполагается, что облако рассматривается как однослойный однородный распределенный облачный слой.

Процедуре восстановления LWP по данным КА “Арктика-М” № 1 предшествует определение маски и фазового состояния облачности. По-

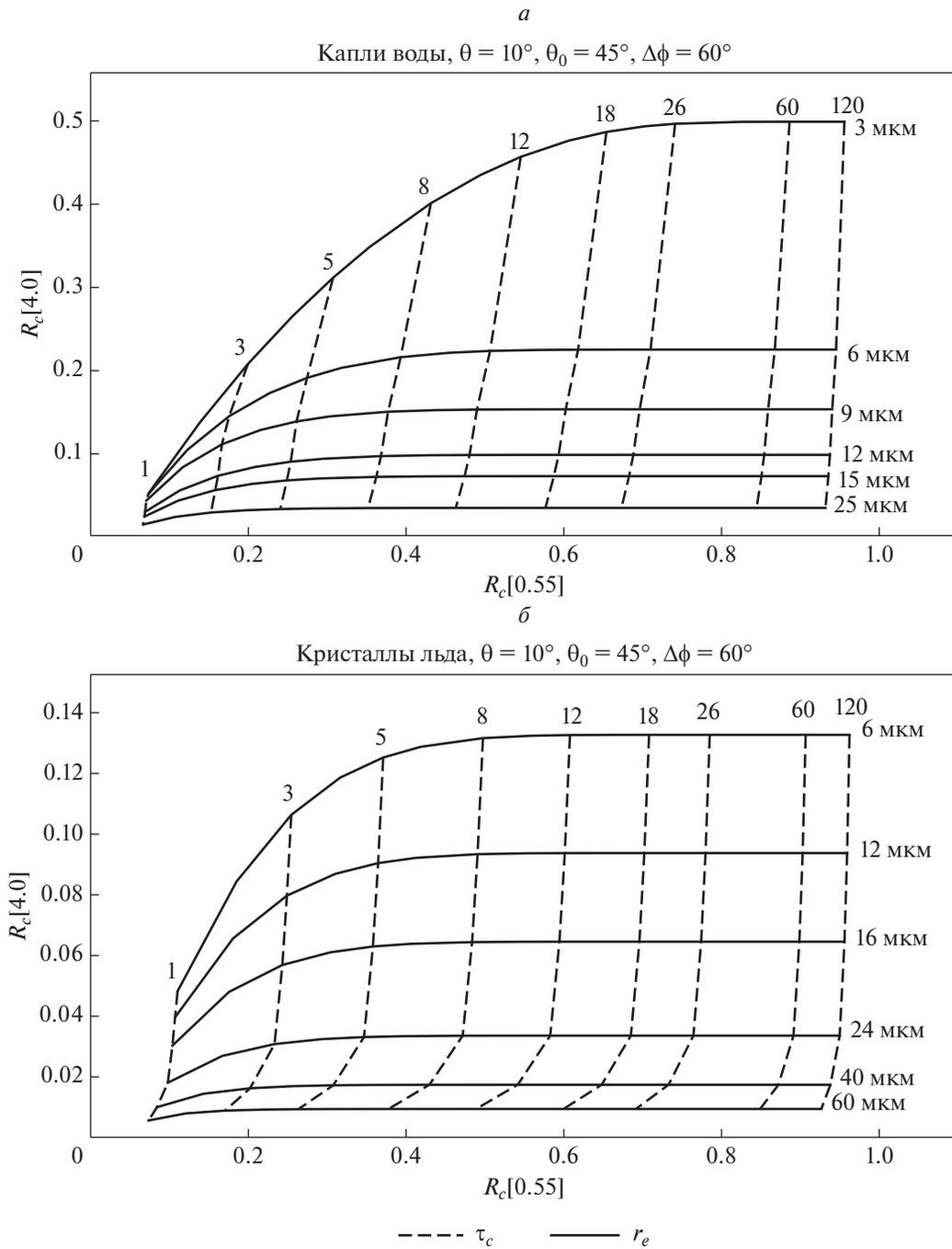


Рис. 1. Результаты моделирования КСЯ на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм (а) Капли воды; (б) Кристаллы льда.

дробно об определении этих параметров написано в работах (Филей, 2019; Андреев и Шамилова, 2021). Для каждого пикселя, помеченного маской облачности, в зависимости от фазового состояния и геометрии наблюдения проводилось сопоставление измеренных спутниковым радиометром МСУ-ГС и смоделированных (из LUT) значений  $R_{TOA}$  с целью определения значений  $\tau_c$  и  $r_e$ . Для этого решалась обратная задача методом ста-

тистической регуляризации, который имеет широкое применение в задачах дистанционного зондирования Земли из космоса и позволяет находить несколько зависящих между собой целевых параметров по нескольким измерениям спутникового прибора.

Процедура оценки  $\tau_c$  и  $r_e$  начинается с построения прямой модели вида:

$$y = F(x) + e, \quad (4)$$

$$y = [R_{\text{TOA},0.55}, R_{\text{TOA},4.0}] \quad x = [\tau_c, r_e],$$

где  $y$  – вектор измерений, размерностью  $m$ ;  $x$  – вектор искомых параметров, размерностью  $n$ ;  $F$  – оператор прямой модели;  $e$  – ошибки измерений.

Для решения обратной задачи с целью оценки искомых параметров вектора  $x$ , при которых смоделированные значения  $R_{\text{TOA}}$  наиболее точно соответствовали бы фактическим измерениям в каналах спутникового прибора, принимая во внимания ошибки измерения, осуществляется линеаризация прямой модели (4) с помощью следующего выражения:

$$y - F(x_a) = K(x - x_a) + e, \quad (5)$$

$$x_a = [\tau_{c,ap}, r_{e,ap}], \quad K = \frac{\partial F(x)}{\partial x},$$

где  $K$  – матрица весовых функций (якобианов), размерностью  $(m, n)$ ;  $x_a$  – вектор априорной информации искомых параметров.

Каждый элемент матрицы  $K$  является частной производной элемента прямой модели. Оценка вектора  $x$ , при котором достигается максимум вероятности того, что смоделированные значения в каналах прибора будут наиболее точно соответствовать фактическим измерениям, определяется минимизацией целевой функции вида:

$$\phi = (x - x_a)^T S_a^{-1} (x - x_a) + (y - F(x, p))^T S_y^{-1} (y - F(x, p)), \quad (6)$$

где  $S_a$  – ковариационная матрица ошибок начальных приближений;  $S_y$  – ковариационная матрица ошибок измерения;  $\phi$  – целевая функции.

Результаты оценки искомых параметров напрямую зависят от априорных значений и связанных с ними неопределенностей. Именно от правильного построения вектора  $x_a$  и ковариационных матриц ошибок зависит точность оценок  $\tau_c$  и  $r_e$ .

Спектр размеров частиц облачности различен для разных типов облаков. Фактически размеры частиц облачности изменяются в широких пределах в зависимости времени года и климатических условий. В рамках настоящей работы было принято решение для каплей воды установить априорные значения  $r_e$ , равные 10 мкм, а для кристаллов льда – 30 мкм. Для капель воды и кристаллов льда априорные значения  $\tau_c$  были приняты равными 15. Неопределенность в оценке априорных значений  $\tau_c$  и  $r_e$  высока и может достигать до 100% и выше от установленных значений. Таким образом, вектор  $x_a$  и матрица  $S_a$  имеют следующий вид:

$$x_{a, \text{water}} = \begin{bmatrix} \tau_{c,ap} \\ r_{e,ap} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 10 \\ 10 \end{bmatrix}, \quad x_{a, \text{ice}} = \begin{bmatrix} \tau_{c,ap} \\ r_{e,ap} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 10 \\ 30 \end{bmatrix}, \quad (7)$$

$$S_a = \begin{bmatrix} \sigma^2(\tau_{c,ap}) & 0 \\ 0 & \sigma^2(r_{e,ap}) \end{bmatrix},$$

где  $x_{a, \text{water}}$  – вектор  $x_a$  для капель воды,  $x_{a, \text{ice}}$  – вектор  $x_a$  для кристаллов льда.

Ковариационная матрица  $S_a$  принимается диагональной, т.е. ошибки каждого из параметров матрицы не связаны между собой. Решение обратной задачи также требует оценки ковариационной матрицы  $S_y$ , которая строится на основе следующих источников ошибок: ошибка моделирования переноса излучения ( $\sigma_{\text{rtm}}$ ); инструментальный шум в каналах спутникового прибора ( $\sigma_{\text{instr}}$ ); ошибка калибровки ( $\sigma_{\text{cal}}$ ); ошибка, связанная с пространственной неоднородностью облачности ( $\sigma_{\text{het}}$ ). Ковариационная матрица  $S_y$  имеет вид:

$$S_y = \begin{bmatrix} \sigma^2(R_{\text{TOA},0.55}) & 0 \\ 0 & \sigma^2(R_{\text{TOA},4.0}) \end{bmatrix}, \quad (8)$$

$$\sigma^2 = \sigma_{\text{instr}}^2 + \sigma_{\text{het}}^2 + \sigma_{\text{cal}}^2 + \sigma_{\text{rtm}}^2.$$

Рассмотрим подробно каждый из источников ошибок для их максимального вклада в результирующую ошибку.

1) Ошибки при расчетах LUT. Согласно работе (Walther and Heidinger, 2012), неопределенность в расчетах RTM может достигать 5%, и связана она, в первую очередь, с ошибками в оптических моделях объемного рассеяния капель воды и кристаллов льда и ошибками самой модели. Кроме этого на расчет КСЯ непосредственно влияет альbedo подстилающей поверхности. Неопределенность значений альbedo будет выше в тех регионах, где наблюдается сильная изменчивость в растительном или снежном покрове.

2) Инструментальный шум и ошибка калибровки каналов 0.55 и 4.0 мкм радиометра МСУ-ГС. Наименее значимую ошибку дает инструментальный шум, величина которого постоянная. В то время как, калибровка каналов спутникового прибора дает наибольшую ошибку. Например, ошибка калибровки в 5% может давать ошибку по  $\tau_c$  в 30%. Именно три четверти всех ошибок при восстановлении  $\tau_c$  приходится на инструментальный шум и калибровку. Так как для восстановления  $r_e$ , используется канал 4.0 мкм, то ошибки, связанные с калибровкой этого канала, будут давать еще большую неопределенность, чем для канала 0.55 мкм. Это прежде всего связано с низким показателем сигнал/шум КСЯ в канале 4.0 мкм.

3) Другой источник ошибок связан с пространственной неоднородностью облачности, когда область пикселя спутникового изображе-

**Таблица 1.** Неопределенности прямой модели

Параметр	$\sigma_{instr}$	$\sigma_{het}$	$\sigma_{cal}$	$\sigma_{rtm}$
$R_{TOA,0.55}$	0.005	Вычисляется по фактическим измерениям в окне размером $3 \times 3$	0.05	0.05
$R_{TOA,4.0}$	0.005		0.05	0.05

$\sigma$  – безразмерная величина, [0;1]

ния частично покрыта облаками. Уменьшение доли облаков в пикселе приводит к снижению значений КСЯ в коротковолновых каналах. Эффект снижения будет наибольшим для оптически плотных облаков с малыми геометрическими размерами. Чтобы учесть ошибку неоднородности, рассматривается такое поле облачности, чтобы оно было больше, чем пространственное разрешение каналов спутникового прибора, чтобы охватить пиксели, полностью покрытые облачностью. В рамках работы  $\sigma_{het}$  рассчитывалась для блока пикселей спутникового изображения размером  $3 \times 3$ .

Оценка неопределенности прямой модели для спутникового прибора МСУ-ГС приведена в табл. 1.

Для каждого пикселя изображения путем решения обратной задачи оцениваются параметры  $\tau_c$  и  $r_c$ . Затем с помощью выражения (3) рассчитывается непосредственно LWP.

### ВАЛИДАЦИЯ

Валидация спутниковых оценок большинства восстанавливаемых параметров атмосферы осуществляется обычно по данным прямых измерений, например, самолетных или наземных. Однако такие измерения носят локальный характер как по времени, так и пространству, и привязаны к определенной местности или определенному событию. В отсутствие объективных данных, как правило, используют косвенные измерения параметров атмосферы, полученные по результатам работы алгоритмов, которые прошли апробацию на объективных данных или на результатах других алгоритмов, точность которых известна.

В рамках настоящей работы валидация восстановленных по данным КА “Арктика-М” №1 оценок LWP проводилась путем сопоставления с аналогичными оценками, полученными по данным радиометров AMSU/MHS (серия спутников MetOp) и АНІ (Himawari-8). Методика определения LWP по данным AMSU/MHS основана на использовании уравнения радиационного переноса спутниковых измерений (Boukabara et al., 2011). Радиометр АНІ похож по своему функционалу на прибор МСУ-ГС и использует аналогичную методику восстановления LWP (Walther and Heidinger, 2012). Исключение составляет только то, что в от-

личие от МСУ-ГС используется канал на длине волны 1.6 мкм, вместо 4.0 мкм. Информация об LWP по данным приборов AMSU/MHS доступна на <https://www.avl.class.noaa.gov>, АНІ – <http://cimss.ssec.wisc.edu>.

Орбита полета КА “Арктика-М” № 1 позволяет охватить практически весь Арктический регион России с высокой временной дискретностью. Пространственный охват КА “Арктика-М” № 1 на двух рабочих участках (западный и восточный) орбиты показан на рис. 2.

Учитывая большой географический охват территории, валидация проводилась для различных климатических зон со своими уникальными природными особенностями. Были подготовлены наборы данных LWP, полученные по данным МСУ-ГС, AMSU/MHS и АНІ за период с марта по июль 2022 г. Отбирались близкие по времени с разницей не более 15 мин сеансы съемки. Выборка ограничивалась по широте, не превышающей 60 град. (красная линия на рис. 2). Выше 60 град. для измерений AMSU/MHS не проводится оценка водозапаса, а для АНІ имеют место серьезные спектральные и геометрические искажения. Зимние месяцы не учитывались в силу низких углов Солнца, при которых восстановление LWP по данным МСУ-ГС будет иметь существенные ошибки. Данные ограничивались зенитным углом Солнца менее 65 градусов. Так как пространственное разрешение каналов спутниковых приборов разное, то при сравнении результатов “пиксель в пиксель” могут возникать существенные погрешности, связанные с неоднородной структурой или краями облачности. Для решения данной проблемы валидация проводилась только на стабильных участках облачности, где среднеквадратическое отклонение LWP не превышало величину заявленной точности. Установленная Всемирной метеорологической организацией (ВМО) погрешность определения LWP не должна превышать 50 г/м<sup>2</sup> для капельной облачности и 100 г/м<sup>2</sup> для кристаллической облачности (Walther and Heidinger, 2012). Заявленная величина точности восстановления LWP достигается только при благоприятных условиях. Наличие осадков, многослойной облачности, а также неопределенностей представленного алгоритма могут увеличить ошибку в несколько раз. При этом сама оценка точности восстановления LWP по спутниковым

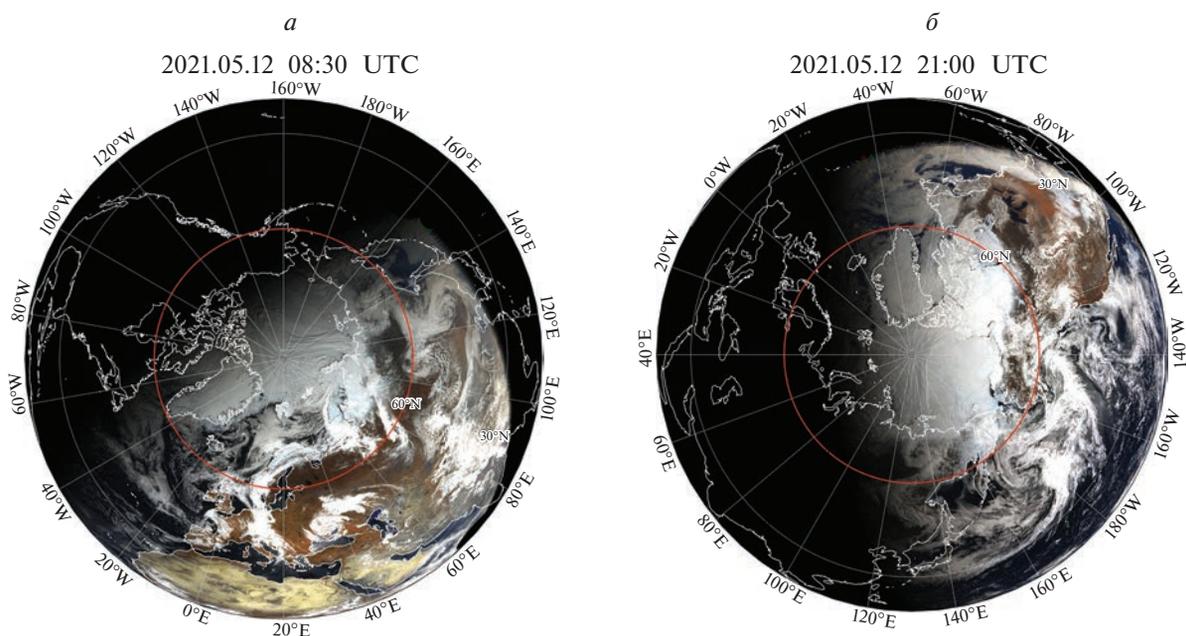


Рис. 2. Пространственный охват КА «Арктика-М» № 1 на двух рабочих участках орбиты: а – Западный; б – Восточный.

данным часто может быть не объективна из-за использования в сравнении результатов других алгоритмов, которые также обладают погрешностями восстановления. Тем не менее такой подход позволяет оценить условия работоспособности алгоритма и установить границы принятия решения, при которых восстановленные оценки LWP будут находиться в допустимых пределах точности. Также было принято решение ограничить выборку данных по  $\tau_c$ , равной не менее 8, так как для оптически тонкой облачности восстанавливаемые значения LWP могут иметь большую неопределенность.

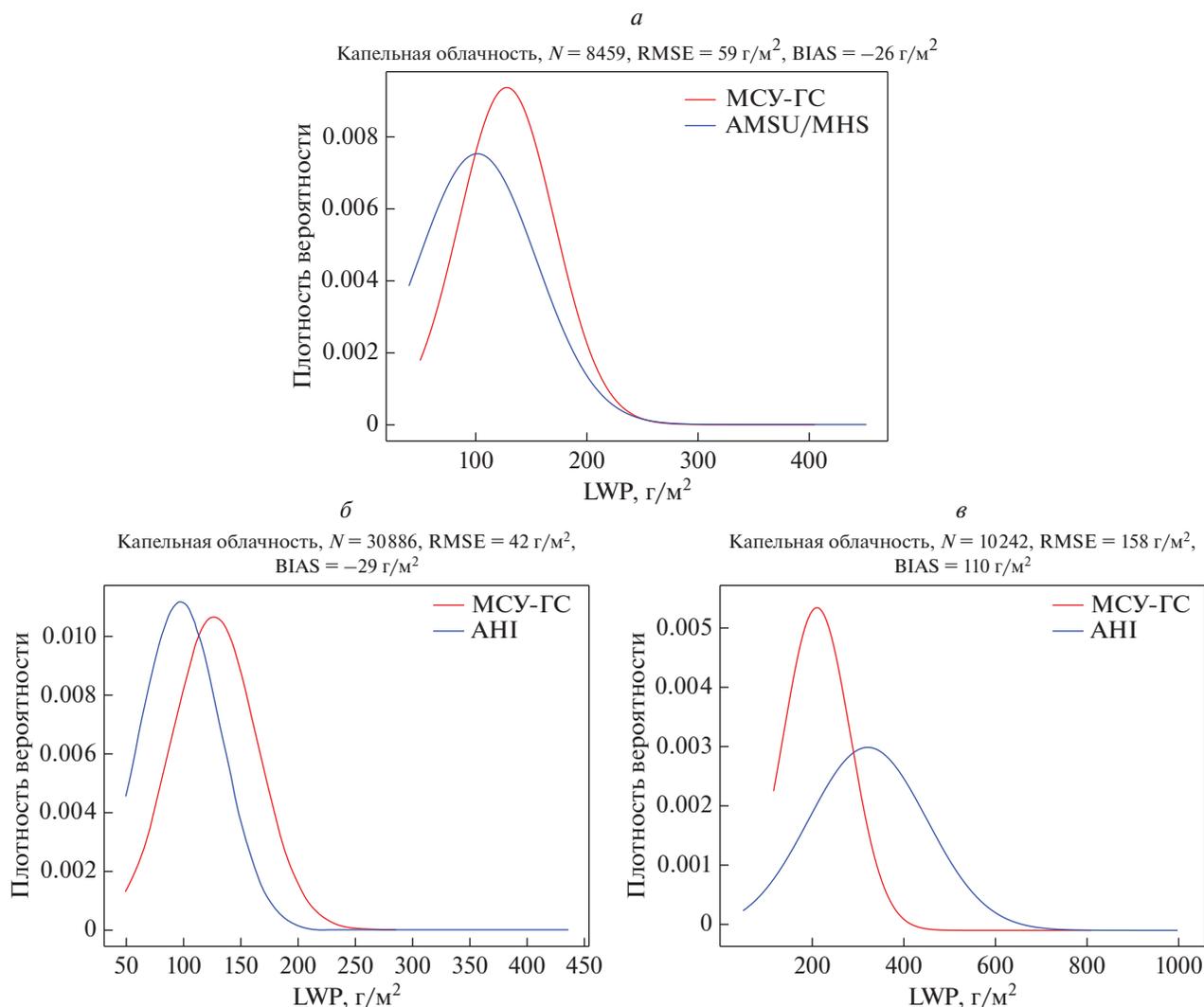
На рис. 3. Представлены функции плотности вероятности оценок LWP, полученных по данным приборов МСУ-ГС, AMSU/MHS и АНИ. В табл. 2 представлены объем выборки и статистика ошибок.

Результаты, представленные на рис. 3, свидетельствуют о хорошей согласованности оценок LWP капельной облачности. В то же время ошибка для кристаллической облачности почти в пол-

тора раза превышает допустимые  $100 \text{ г/м}^2$ . Согласно рис. 1 отражательная способность капель воды на длине волны  $4 \text{ мкм}$  выше, чем у кристаллов льда. В связи с чем с увеличением размера частиц повышается неопределенность при восстановлении LWP кристаллической облачности, что демонстрирует рис. 3, в. Так как диапазон изменчивости отражательной способности на длине волны  $4.0 \text{ мкм}$  мал для частиц большого размера, то и пик распределения плотности вероятности LWP на рис. 3, в более вытянут для МСУ-ГС по сравнению с АНИ. В связи тем, что канал  $4.0 \text{ мкм}$  регистрирует только малую часть солнечного излучения, то он с увеличением зенитного угла Солнца, будет и уменьшаться отношение сигнал/шум в этом канале. Таким образом, точность определения LWP по данным МСУ-ГС напрямую зависит от характеристик канала  $4.0 \text{ мкм}$ , и, к сожалению, низкая чувствительность данного канала к частицам большого размера не позволяет с

Таблица 2. Объем выборки и статистика ошибок.

Фазовое состояние	Объем выборки	BIAS (Смещение), $\text{г/м}^2$	RMSE, $\text{г/м}^2$
МСУ-ГС и AMSU/MHS			
Капельное	8459	-26	59
МСУ-ГС и АНИ			
Капельное	30886	-29	42
Кристаллическое	10242	110	159



**Рис. 3.** Функции плотности вероятности оценок LWP: *a* – MSU-FC и AMSU/MHS (кап. облачность) *б* – MSU-FC и ANI (кап. облачность) *в* – MSU-FC и ANI (крист. облачность).

приемлемой точностью восстанавливать LWP кристаллической облачности.

Стоит отметить, что во время летных испытаний КА “Арктика-М” № 1 обсуждалась проблема невозможности получения с приемлемой точностью ряда информационных продуктов, в том числе и LWP, при использовании канала на длине волны 4.0 мкм. Было принято решение на следующих поколениях КА “Арктика-МП” добавить спектральный канал на длине волны 1.6 мкм.

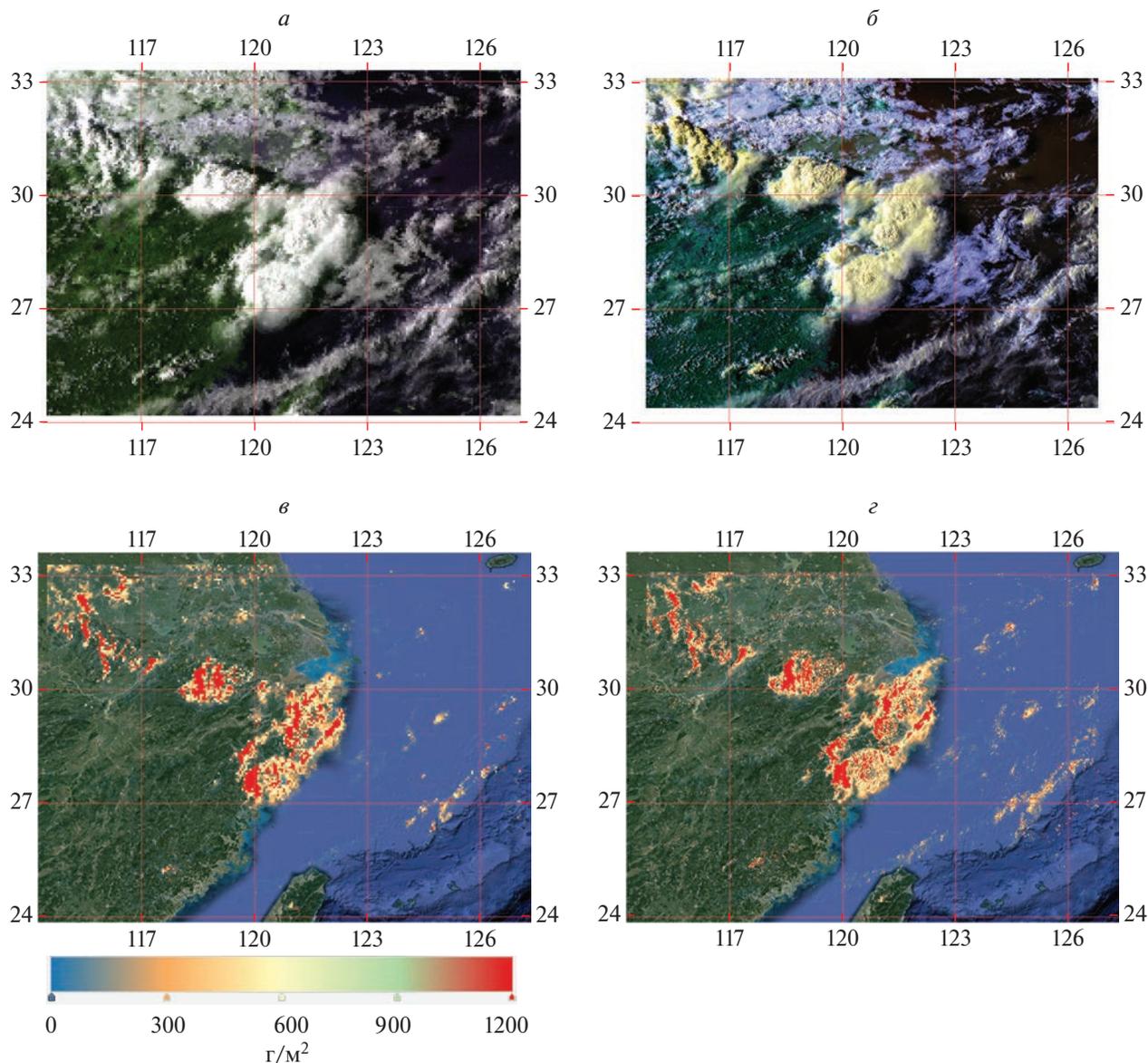
Пример восстановленных оценок LWP по данным MSU-FC и ANI 2022.08.26 09:00 UTC представлен на рис. 4.

Визуально на рис. 3 области с высоким содержанием воды в облаках по данным MSU-FC и ANI совпадают. Таким образом данные радиометра MSU-FC можно использовать для косвенных оценок общей массы сконденсированной во-

ды в облаках с целью определения типов облаков и вероятности выпадения осадков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы представлена методика восстановления LWP по данным дневных измерений радиометра MSU-FC КА “Арктика-М” № 1. Были описаны физические принципы взаимодействия электромагнитного излучения с частицами облачности на длинах волн 0.55 и 4.0 мкм. Результаты сравнения оценок LWP капельной облачности, полученных по данным MSU-FC, с данными спутниковых радиометров AMSU/MHS и ANI показали высокую согласованность. В тоже время в силу конструктивных особенностей радиометр MSU-FC не позволяет с требуемой точностью восстанавливать LWP кристаллической облачно-



**Рис. 4.** Восстановленные оценки LWP по данным МСУ-ГС и АНИ 2022.08.26 09:00 UTC *а* – Цветосинтезированное изображение МСУ-ГС *б* – Цветосинтезированное изображение АНИ *в* – Водозапас по данным МСУ-ГС *з* – Водозапас по данным АНИ.

сти. С увеличением размеров частиц ошибка определения LWP также увеличивается. При этом стоит отметить, что оценка LWP кристаллической облачности по данным МСУ-ГС в среднем занижена на  $110 \text{ г/м}^2$  по сравнению с данными радиометра АНИ.

Полученные оценки LWP по данным радиометра МСУ-ГС КА “Арктика-М” № 1 были внедрены в геоинформационную систему (ГИС) “Арктика-М”, которая представляет собой интернет-портал, обеспечивающий доступ к данным КА “Арктика-М” № 1 и результатам их тематической обработки (картам высоты, давления и

температуры на верхней границе облачности, морфологической классификации типов облаков, мгновенной интенсивности осадков, скорости и направления ветра и др.) в режиме, близком к реальному времени. В настоящее время ГИС “Арктика-М” используется северными управлениями по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, авиационными метеорологами, а также органами государственной власти и МЧС. Информация о LWP, а также других параметрах облачности доступна на <http://apps.dvrcpod.ru/arcticgis/>.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.И., Шамилова Ю.А. Детектирование облачности по данным КА Himawari-8 с применением сверточной нейронной сети // Исслед. Земли из Космоса. 2021. № 2. С. 42–52.
- Мазин И.П., Хргиан А.Х. Облака и облачная атмосфера. Справочник // Л.: Гидрометиздат. 1989. 647 с.
- Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосфер // Л.: Гидрометеиздат. 1984. 751 с.
- Филей А.А. Определение фазового состояния облачности по данным спутникового радиометра МСУ-МР космического аппарата “Метеор-М” № 2 // Оптика атмосферы и океана. 2019 Т. 32. № 5. С. 376–380.
- Хартов В.В., Мартынов М.Б., Бабышкин В.Е., Москатиньев И.В., Митькин А.С. Новая высокоэллиптическая космическая система “АРКТИКА” // Вестник НПО им. С.А. Лавочкина. 2014. № 3. С. 104–109.
- 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. Applied Meteorology and Climatology. 2005. V. 44. P. 1885–1895.
- 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. Applied Meteorology and Climatology. 2005. V. 44. P. 1896–1911.
- Bennartz R. Global assessment of marine boundary layer cloud droplet number concentration from satellite // J. Geophys. Res.: Atmos. 2007. V. 112(D2). 16 p.
- Buras R., Dowling T., Emde C. New secondary-scattering correction in DISORT with increased efficiency for forward scattering // J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2011. V. 112(12). P. 2028–2034.
- 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. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2014. V. 148. P. 99–115.
- Han Q., Rossow W.B., Lacis A.A. Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data // J. Climate. 1994. V. 7. P. 465–497.
- Heymsfield A.J., Matrosov S., Baum B. Ice Water Path-Optical Relationships for Cirrus and Deep Stratiform Ice Cloud Layers // J. Appl. Meteor. 2003. V. 42. № 10. P. 1369–1390.
- Hu Y.X., Stammes 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.
- Mayer B., Kylling A., Emde C., Buras R., Hamann U., Gasteiger J., Richter B. // LibRadtran user's guide. 2017. 155 p.
- Platnick S. Vertical photon transport in cloud remote sensing problems // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № D18. P. 22919–22935.
- Platnick S., King M.D., Ackerman S.A., Menzel W.P., Baum B.A., Riedi J.C., Frey R.A. The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2003. V. 41. P. 459–473.
- Roebeling R.A., Feijt A.J., Stammes P. Cloud property retrievals for climate monitoring: Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17 // J. Geophys. Res.: Atmos. 2006. V. 111. № D20210. 16 p.
- Walther A., Heidinger A. Implementation of the Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties. Algorithm (DCOMP) in PATMOS-x // J. Applied Meteorology and Climatology. 2012. V. 51. № 7. P. 1371–1390.

## Retrieval of Cloud Liquid Water from MSU-GS Data On-Board Arctica-M No. 1

A. A. Filei<sup>1</sup> and Yu. A. Shamilova<sup>1</sup><sup>1</sup>Far-Eastern Center of State Research Center for Space Hydrometeorology “Planeta”, Khabarovsk, Russia

The paper presents the method for cloud water path retrieval from daytime MSU-GS measurements on board the Russian hydrometeorological satellite Arctica-M No. 1. The presented technique based on the physical principles of the interaction of electromagnetic radiation with cloud particles at wavelengths of 0.55 and 4.0  $\mu\text{m}$ . Cloud water path estimates obtained from the MSU-GS radiometer were compared with similar estimates from the AMSU/MHS and AHI radiometer data. Based on the results of the comparison, the required estimates of the cloud water path of drop clouds are within the permissible limits of the measurement error, not exceeding 50  $\text{g}/\text{m}^2$ . At the same time, due to its design features, the MSU-GS radiometer does not allow retrieving the cloud water path of ice clouds with the required accuracy. On average, the cloud water path estimate of ice clouds according to the MSU-GS data is underestimated by 110  $\text{g}/\text{m}^2$ , and the root-mean-square error is 158  $\text{g}/\text{m}^2$  compared to the AHI radiometer data. The obtained estimates of the cloud water path introduced into the geographic information system Arctica-M, which provides access to the Arctica-M No. 1 data and the results of their thematic processing in a near real time mode.

**Keywords:** MSU-GS, Arctica-M No. 1, cloud water path, optical depth, effective radius, clouds

## REFERENCES

- Andreev A.I., Shamilova Yu.A. Cloud detection using Himawari-8 satellite with a convolutional neural network // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2021. № 57. P. 1162–1170.
- 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. Applied Meteorology and Climatology*. 2005. V. 44. P. 1885–1895.
- 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. Applied Meteorology and Climatology*. 2005. V. 44. P. 1896–1911.
- Bennartz R.* Global assessment of marine boundary layer cloud droplet number concentration from satellite // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2007. V. 112(D2). 16 p.
- Boukabara S.-A. et al.* MiRS: An all-weather 1DVAR satellite data assimilation and retrieval system // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49. № 9. P. 3249–3272.
- Buras R., Dowling T., Emde C.* New secondary-scattering correction in DISORT with increased efficiency for forward scattering // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2011. V. 112(12). P. 2028–2034.
- Filei A.A.* Opredelenie fazovogo sostoyaniya oblachnosti po dannym sputnikovogo radiometra MSU-MR kosmicheskogo apparata “Meteor-M” № 2 [Determination of cloud phase using MSU-MR measurements on-board Meteor-M No. 2] // *Optika atmosfery i okeana*. 2019. V. 32. № 5. P. 376–380. (In Russian).
- 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. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2014. V. 148. P. 99–115.
- Hartov V.V., Martynov M.B., Babyshkin V.E., Moskatin’ev I.V., Mit’kin A.S.* Novaya vysokoellipticheskaya kosmicheskaya sistema “ARKTIKA” [New highly elliptical space system “ARKTIKA”] // *Vestnik NPO im. S.A. Lavochkina*. 2014. V. 3. P. 104–109. (In Russian).
- Han Q., Rossow W. B., Lacis A.A.* Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data // *J. Climate*. 1994. Vol. 7. P. 465–497.
- Heymsfield A. J., Matrosov S., Baum B.* Ice Water Path-Optical Relationships for Cirrus and Deep Stratiform Ice Cloud Layers // *J. Appl. Meteor.* 2003. V. 42. № 10. P. 1369–1390.
- 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.
- Mazin I.P., Hrgian A.H.* Oblaka i oblachnaya atmosfera. Spravochnik [Clouds and cloudy atmosphere] // L.: Gidrometeoizdat. 1989. 647 p. (In Russian).
- Matveev L.T.* Kurs obshchej meteorologii. Fizika atmosfery [Course of general meteorology. Atmospheric physics] // L.: Gidrometeoizdat. 1984. 751 p. (In Russian).
- Mayer B., Kylling A., Emde C., Buras R., Hamann U., Gasteiger J., Richter B.* LibRadtran user’s guide. 2017. 155 p.
- Platnick S.* Vertical photon transport in cloud remote sensing problems // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № D18. P. 22919–22935.
- Platnick S., King M. D., Ackerman S.A., Menzel W.P., Baum B.A., Riedi J.C., Frey R.A.* The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. 2003. V. 41. P. 459–473.
- Roebeling R.A., Feijt A.J., Stammes P.* Cloud property retrievals for climate monitoring: Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17 // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2006. V. 111. № D20210. 16 p.
- Walther A., Heidinger A.* Implementation of the Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties. Algorithm (DCOMP) in PATMOS-x // *J. Applied Meteorology and Climatology*. 2012. V. 51. № 7. P. 1371–1390.