

## Определение микрофизических параметров облачного покрова по спутниковым данным

Е. В. Волкова

НИЦ космической гидрометеорологии «Планета», Москва, 123242, Россия  
E-mail: [quantocosa@bk.ru](mailto:quantocosa@bk.ru)

Сведения о микрофизических параметрах облачного покрова (водности и водозапасе облаков, фазовом состоянии воды в облачных частицах, оптической плотности и толщине облачного слоя, эффективном радиусе облачных частиц и др.) важны для моделирования изменений климата и прогноза погоды, так как именно они в значительной степени отвечают за уходящие и приходящие к поверхности Земли потоки длинноволновой (ДВ) и инфракрасной (ИК) радиации и, таким образом, влияют на изменения погоды и климата. К настоящему времени в мире разработано и эксплуатируется большое количество методов для получения информации о микрофизических свойствах облаков. Подавляющее большинство из них используют различные радиационные модели и в качестве входных данных — спутниковые наблюдения в ДВ и коротковолновых ИК-участках спектра. Поэтому их область применения ограничена светлым временем суток и бесснежными регионами. Кроме того, на точность получаемых спутниковых оценок большое влияние оказывают входные параметры модели — упрощённое их задание может существенно исказить окончательный результат. Автором в «НИЦ «Планета» разработано несколько версий Комплексной пороговой методики (КПМ) автоматической круглосуточной классификации спутниковых данных (для радиометров AVHRR/NOAA, МСУ-МР/Метеор-М № 2, SEVIRI/Meteosat), в том числе для получения оценок микрофизического состояния облачного покрова. В качестве предикторов КПМ использует значения радиационной температуры (в светлое время суток дополнительно к ним — значения альбедо), а также параметры облачности и осадков, полученные на предыдущих этапах классификации. Оценки микрофизического состояния облаков получаются КПМ независимо от состояния подстилающей поверхности: по данным полярно-орбитальных спутников — для Европейской территории России и сопредельных стран, по данным геостационарных спутников — для всего круга обзора. Проведённая автором валидация выходных продуктов КПМ данными наземных наблюдений на метеостанциях и климатическими оценками показала хорошее качество классификации: её результаты не уступают по точности зарубежным аналогам и удовлетворяют предъявляемым к ним пользователями требованиям. Цель данной работы — обзор и качественное сопоставление различных подходов к проблеме определения микрофизических параметров облачности по спутниковым данным.

**Ключевые слова:** водность, водозапас, оптическая плотность облаков, оптическая толщина облачного слоя, фазовое состояние воды в облачных частицах, эффективный радиус облачных частиц

Одобрена к печати: 30.07.2018

DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-4-265-279

### Введение

К микрофизическим параметрам облачности относятся водность ( $W$ ) и водозапас облака ( $SW$ ), эффективный радиус облачных частиц ( $R_{эф}$ ), оптическая плотность ( $COD$  — Cloud Optical Depth) и толщина облачного слоя ( $COT$  — Cloud Optical Thickness), фазовое состояние воды в облачных частицах ( $faza$ ) и др. Информация о микрофизических параметрах облачности необходима в климатических моделях, так как изменение микрофизических свойств облачного слоя в глобальном масштабе оказывает заметное влияние на радиационный, температурный и водный баланс системы «Земля — атмосфера», может ослабить или усилить парниковый эффект и повлиять на климат. Игнорирование или неточное задание этой информации ведёт к большим ошибкам оценок приходящих и уходящих потоков радиации, режима увлажнения территории и др. (Sengupta et al., 2003). Данные о микрофизике облаков также

полезно использовать и для прогноза погоды, в том числе для оценок вероятности и интенсивности осадков, грозы и града.

К настоящему времени в мире разработано и активно эксплуатируется достаточно много методик, позволяющих оценивать различные микрофизические свойства облаков по спутниковым данным. Некоторые из них оперативно используются в рамках различных проектов, выполняемых в прикладных спутниковых центрах EUMETSAT SAF (Satellite Application Facility) (<http://www.eumetsat.int>), в том числе для нужд мониторинга и прогноза погоды (NWC (NoWCasting)) и исследований климата (CM (Climate Monitoring)) (<http://www.cmsaf.eu>, <http://www.nwcsaf.smhi.se>). Подавляющее большинство этих методик используют различные радиационные модели и в качестве входных данных — спутниковые наблюдения в видимом и коротковолновом инфракрасном участках спектра. Поэтому их область применения ограничена светлым временем суток. Кроме того, на качество получаемых спутниковых оценок  $R_{эф}$ ,  $COD$ ,  $COT$ ,  $W$  и  $SW$  большое влияние оказывает точность и адекватность задания входных параметров модели.

В «НИЦ «Планета» автором разработана Комплексная пороговая методика (КПМ) автоматической круглосуточной классификации спутниковых данных, в том числе для получения оценок микрофизического состояния облачного покрова. Разные версии КПМ (Волкова, 2013, 2017; Волкова, Успенский, 2010, 2015) используют информацию как с полярно-орбитальных (радиометры AVHRR/NOAA (каналы 1–5) и МСУ-МР/«Метеор-М» № 2 (каналы 4–6) — для Европейской территории России и сопредельных стран (47–63° с.ш., 20–50° в.д.)), так и геостационарных (радиометр SEVIRI/Meteosat-8, -9, -10, -11 (каналы 1–10) — для всего круга обзора) метеоспутников (*табл. 1*).

Таблица 1. Спектральные диапазоны каналов (мкм) спутниковой аппаратуры

Номер канала	AVHRR/NOAA	МСУ-МР/«Метеор-М» № 2	SEVIRI/Meteosat	Обозначение	Вид информации
1	0,58–0,68	0,51–0,67	0,56–0,71	$A_1$	Альбедо, %
2	0,73–1,1	0,71–0,98	0,74–0,88	$A_2$	
3	1,50–1,78	1,63–1,80	1,50–1,78	$A_3$	
4	3,55–3,93	3,22–4,24	3,48–4,36	$T_4$	Радиационная температура, К
5	10,3–11,3	10,5–11,3	5,35–7,15	$T_5$	
6	11,5–12,5	11,5–12,5	6,85–7,85	$T_6$	
7	–	–	8,30–9,10	$T_7$	
8	–	–	9,38–9,94	$T_8$	
9	–	–	9,8–11,8	$T_9$	
10	–	–	11,0–13,0	$T_{10}$	
11	–	–	12,4–14,4	$T_{11}$	

Примечание: AVHRR — Advanced Very High Resolution Radiometer; SEVIRI — Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager; МСУ-МР — многозональное сканирующее устройство малого разрешения.

В качестве предикторов круглосуточно применяются значения радиационной температуры и в светлое время суток дополнительно к ним — значения альбедо. Для классификации используются также прогностические поля вертикального распределения температуры воздуха на стандартных и промежуточных барических уровнях атмосферы и атмосферного давления на уровне моря, цифровая карта рельефа и параметры облачности и осадков, полученные на предыдущих этапах классификации (*табл. 2*, см. с. 267). Пороговые значения предикторов рассчитываются для каждого пиксела спутникового изображения как эмпирически полученные автором функции разных параметров.

Таблица 2. Микрофизические параметры облачного покрова, детектируемые КПМ, их классы/градации и необходимые для классификации предикторы

Параметр	Прибор	Классы/градации	Предикторы
Фазовое состояние воды в облачных частицах на ВГО	AVHRR	кристаллические, водяные, смешанные: вода > лёд, вода < лёд	$T_4, A_3, (T_5-T_6), T_{ВГО}, h_{ВГО}, day, h_o, Ta_{ур.м}$
	МСУ-МР		$(T_4-T_5), T_{ВГО}, day, h_o, Ta_{ур.м}$
	SEVIRI		$T_4, (T_{10}-T_7), (T_9-T_{10}), h_{ВГО}, T_{ВГО}, day, h_o, Ta_{ур.м}$
Максимальная водность облачного слоя (г/м <sup>3</sup> )	AVHRR	0; 0-0,1; 0,1-0,2; 0,2-0,3; 0,3-0,5; 0,5-1; 1-3; 3-5; >5	$T_5, (T_5-T_6), (T_4-T_5), A_1, A_3, (A_1-A_3), day, \varphi, h_{ВГО}, Ta_{775}, Ta_{700}, Ta_{600}, Ta_{500}, Ta_{450}, Ta_{400}, Ta_{350}, Ta_{300}, Ta_{ур.м}, Ta_{max}, Ta_{призем}, h_{ref}, h_o$
	МСУ-МР		$T_5, (T_5-T_6), (T_4-T_5), h_{ВГО}, Ta_{600}, Ta_{500}, Ta_{450}, Ta_{400}, Ta_{350}, Ta_{300}, Ta_{ур.м}, Ta_{max}, Ta_{призем}, h_{ref}, h_o, day$
	SEVIRI		$T_9, (T_9-T_{10}), (T_4-T_9), (T_{10}-T_7), (T_6-T_5), (A_2-A_1), (A_1-A_3), h_{ВГО}, Ta_{850}, Ta_{775}, Ta_{700}, Ta_{600}, Ta_{500}, Ta_{450}, Ta_{400}, Ta_{350}, Ta_{300}, Ta_{275}, \varphi, Ta_{ур.м}, Ta_{max}, h_{ref}, h_o, viz$
Водозапас (кг/м <sup>2</sup> )	AVHRR	0; 0-0,1; 0,1-0,5; 0,5-1; 1-2; 2-5; 5-10; 10-25; >25	$(T_5-T_6), W_{max}, dH, cltyp, h_{НГО}, W_{max}, day, Ta_{max}$
	МСУ-МР		$(T_5-T_6), W_{max}, Ta_{max}, day, dH, Ta_{ур.м}$
	SEVIRI		$T_9, (T_9-T_{10}), (T_6-T_5), (T_{10}-T_7), (A_1-A_3), cltyp, W_{max}, h_{НГО}, dH, \varphi, day, h_{ref}, h_o, Ta_{ур.м}, Ta_{775}, Ta_{600}, Ta_{500}, Ta_{450}, Ta_{400}, Ta_{300}, Ta_{250}$
Оптическая плотность облачного слоя	AVHRR	<5; 5-10; 10-15; 15-20; 20-25; 25-30; 30-40; 40-50; 50-60; 60-70; >70	$(T_5-T_6), cltyp, W_{max}, I_{max}, hail, faza, Ta_{ур.м}$
	МСУ-МР		$cltyp, W_{max}, I_{max}, hail, h_{НГО}, faza$
	SEVIRI		
Оптическая толщина облачного слоя	AVHRR	<5; 5-10; 10-20; 20-30; 30-40; 40-50; 50-75; 75-100; 100-150; 150-200; 200-250; 250-300; 300-400; >400	$(T_5-T_6), COD, dH, Ta_{ур.м}$
	МСУ-МР		$(T_5-T_6), COD, dH, Ta_{ур.м}, day$
	SEVIRI		$(T_9-T_{10}), COD, dH, Ta_{ур.м}$
Эффективный радиус облачных частиц (мкм)	AVHRR	<5; 5-10; 10-15; 15-20; 20-25; 25-30; 30-35; >35	$cltyp, I_{max}, faza, COD$
	МСУ-МР		
	SEVIRI		

Примечание:  $h_{ref}$  — высота места над уровнем моря;  $h_o$  — высота солнца;  $day$  — номер календарного дня;  $Ta_{призем}$  — приземная температура воздуха;  $Ta_{ур.м}$  — температура воздуха на уровне моря;  $viz$  — угол спутникового визирования;  $\varphi$  — географическая широта;  $I_{max}$  — максимальная мгновенная интенсивность осадков;  $dH$  — толщина облачного слоя;  $T_{вго}$  — температура на верхней границе облачности (ВГО);  $h_{вго}$  — высота ВГО;  $h_{нго}$  — высота нижней границы облачности (НГО);  $cltyp$  — тип облачности;  $hail$  — град;  $W_{max}$  — максимальная водность облачного слоя;  $Ta_{max}$  — максимальная в атмосферном столбе температура воздуха;  $Ta_{nnn}$  — температура воздуха на барическом уровне nnn гПа (nnn = 850, 775, 500 и т.д. гПа)

В КПМ  $faza, W, COD$  и  $R_{эф}$  определяются косвенно в зависимости от «внешнего вида» облака в разных спектральных каналах и др., а  $SW$  и  $COT$  рассчитываются по формулам. Выделение градаций осуществляется «по нарастающей», т. е. от отсутствия явления к его максимальным значениям. Выбор размеров градаций обусловлен возможностью распознавания разных классов/градаций с помощью имеющихся предикторов, а также дальнейшим использованием в КПМ этого параметра в качестве предиктора при классификации других характеристик облачности и осадков.

## Оценка микрофизических параметров облачности по спутниковым данным

*Фазовое состояние воды в облачных частицах.* У разных типов облачности в зависимости от времени года,  $h_{\text{ВГО}}$ ,  $T_{\text{ВГО}}$  и др. *faza* (т. е. соотношение облачных частиц в капельно-жидкой или кристаллической форме) может иметь неодинаковые значения в разных точках облака и меняться со временем. Облако может быть ледяным, жидко-капельным или смешанным. Капли могут встречаться в переохлаждённом виде до  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а кристаллы — и при положительных температурах в облаке. Наиболее активные облака — смешанные, наименее — кристаллические (Мазин, Хргиан, 1989). Для облаков слоистообразных форм или небольшой вертикальной мощности параметр *faza* постоянен для всего слоя облака. Для других облаков в подавляющем большинстве случаев внутри облака доля облачных частиц с водой в жидкой фазе повышается с приближением к поверхности Земли.

В прикладных спутниковых центрах EUMETSAT (SAF NWC и SAF CM) в дневное время оценивается *faza* вблизи ВГО или для каждого яруса облачности (EUMETSAT..., 2013). При этом облака подразделяются на два класса («ледяные» и «водяные») (Deneke et al., 2007; Kniffka et al., 2013b) или три класса («ледяные», «водяные» и «смешанные») (Meirink et al., 2010). В качестве предикторов используются  $A_1$ ,  $A_3$ ,  $T_4$  и  $T_{\text{ВГО}}$ , а также  $T_5$  у AVHRR и  $T_9$  и/или  $T_7$  у SEVIRI. Методика (Kniffka et al., 2013b; Stengel et al., 2015) плохо работает над снежно-ледовыми поверхностями и в многослойной облачности (нижняя облачность «просвечивает» сквозь  $C_i$  и ошибочно детектируется водная фаза). В ряде случаев переоценка «водяных» облаков может достигать 100 %. Ограничения использования методики (Deneke et al., 2007) — светлое время суток (ошибки быстро нарастают с уменьшением  $h_o$ ) и бесснежные территории. У методики (Meirink et al., 2010) отмечается низкое качество для облаков среднего яруса и  $C_i$ , а также плотных облаков с крупными кристаллами и для многослойной облачности. В методике (Чукин, Нгуен, 2017) доля кристаллов льда рассчитывается только в светлое время суток в зависимости от водо- и ледозапаса облака.

КПМ выделяет четыре класса *faza* на ВГО (см. табл. 2, рис. 1): «жидко-капельные» облака имеют положительную  $T_{\text{ВГО}}$ , а «кристаллические» — низкую отрицательную  $T_{\text{ВГО}}$  и большие значения  $h_{\text{ВГО}}$  и разностей температурных каналов. «Смешанные» облака разделяются на два класса (с преобладанием жидкой или кристаллической фазы) в зависимости от значений  $T_{\text{ВГО}}$ ,  $h_{\text{ВГО}}$  и разностей температурных каналов. Исследования автора показывают, что выделяемые КПМ четыре класса облачности в зависимости от *faza* находятся в хорошем соответствии с описанием облачных классов и климатическими оценками (Мазин, Хргиан, 1989).

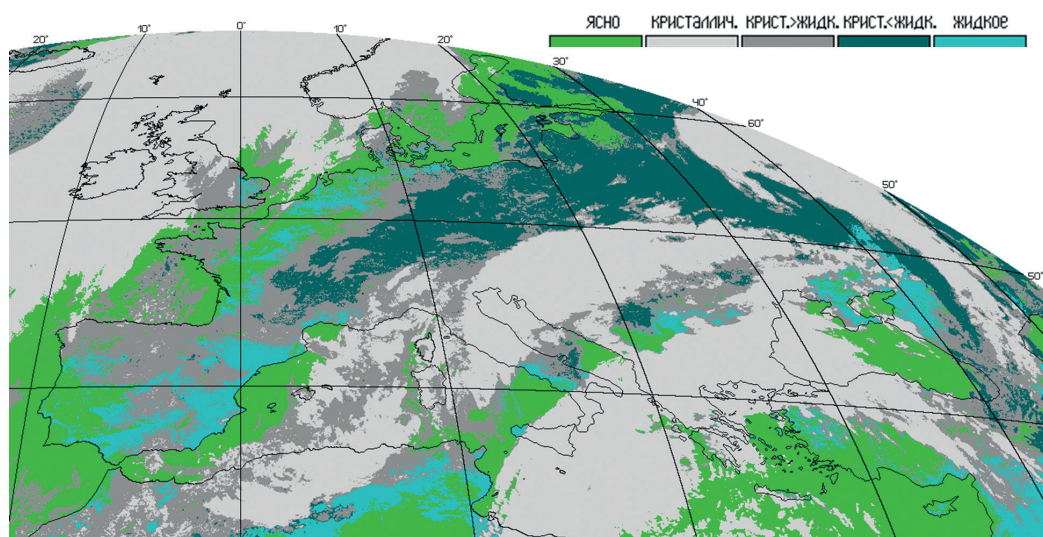


Рис. 1. Фазовое состояние воды в облачных частицах на ВГО (SEVIRI/Meteosat-10, 16 октября 2016 г. 11:45 ВСУ)

Точность классификации составляет не менее 80 % и не зависит от времени суток, сезона и типа подстилающей поверхности. Ошибки в подавляющем большинстве случаев не превышают  $\pm 1$  соседний класс и отмечаются в случаях с очень тонкими Сi (просвечивает нижележащая облачность), на краях облачных массивов, для облачных ячеек (проблема частично заполненных облачностью пикселей) и для тонкой облачности над водоёмами. Грубых ошибок, когда вместо «ледяных» облаков детектируются «водяные» или наоборот, отмечено не было. В случае с мелкими Сi получается средняя оценка для пиксела.

*Водность облака* — это масса капель воды и кристаллов льда, из которых состоит облака, в единичном объёме (Хромов, Мамонтова, 1974). Значения  $W$  прямо пропорциональны температуре воздуха и интенсивности турбулентного обмена. Обычно максимум  $W$  приходится на нижнюю (у многослойных) или верхнюю (у некрупных Сu) часть облачного слоя. Слоистообразные облака относительно однородны по вертикали, и  $W_{\max}$  для них практически совпадает со средней  $W$  облачного слоя, в то время как мощные Сb могут иметь несколько  $W_{\max}$  (Мазин, Хргиан, 1989), которые хорошо коррелируют с уровнями изотерм 0,  $-10$  и  $-22$  °С, так как на этих высотах происходит смена фазового состава облака с чисто капельного на смешанное, а затем — на кристаллическое (Калинин, Смирнова, 2008).

КПМ разделяет облачность на семь (по данным SEVIRI) или восемь (по данным AVHRR и МСУ-МР) градаций  $W_{\max}$  (см. табл. 2, рис. 2а). Оценки  $W_{\max}$  включают в себя всю воду, независимо от фазы, содержащуюся в единичном объёме облака, и являются максимальными для слоя облака и площади пиксела. Средние для пиксела значения  $W$  меньше: для слоистообразной облачности — в 1,5–2 раза; для некрупных Сu и многослойной облачности в зимнее время — в 2–3 раза, а в летнее — в 2–4 раза; для мощных Сb — в 3–5 раз. Ошибки определения  $W_{\max}$  в 80–90 % случаев (в зависимости от сезона, времени суток, синоптической ситуации,  $h_o$ ,  $h_{ref}$  и др.) не превышают  $\pm 1$  градацию, а в ~95–98 % —  $\pm 2$  градации. Ошибки более чем в 3 градации замечены не были. На точность оценок  $W_{\max}$  сильно влияет качество прогнозистических полей  $Ta_{\text{nnn}}$ . При анализе полей мелких и средних Сu (в том числе Sc), когда размеры облаков и просветов между ними сопоставимы с размерами пиксела, колебания реальных значений  $W_{\max}$  могут достигать  $\pm 2$  градаций относительно спутниковых оценок. Ложное завышение значений  $W_{\max}$  на 1–2 градации может происходить у многослойной облачности (особенно Cs-As-Ns в передней части фронтальной зоны) и на краях облачного массива, а также при малых  $h_o$  (в том числе ночью) и зимой. Водоёмы, температура верхнего слоя которых отличается от температуры окружающей суши, могут «просвечивать» (на  $\pm 1$  градацию) сквозь относительно неплотную облачность.

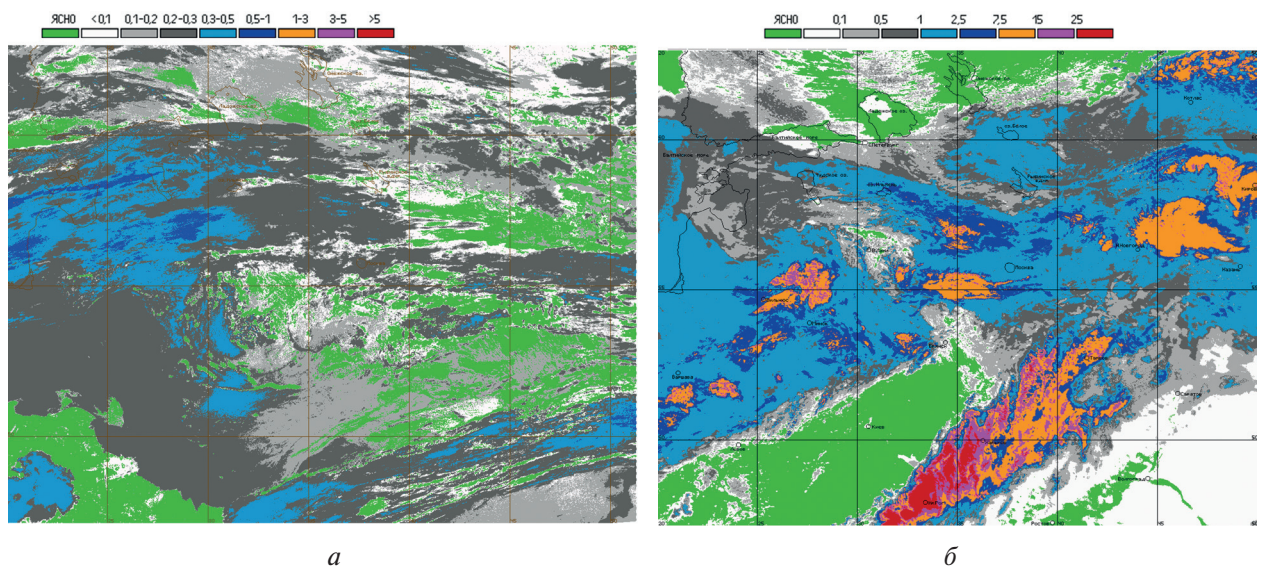


Рис. 2. Максимальная водность облачного слоя ( $\text{г/м}^3$ ) (AVHRR/NOAA, 1 января 2017 г. 11:50 ВСУ) (а); водозапас облачного слоя ( $\text{кг/м}^2$ ) (МСУ-МР/«Метеор-М» № 2, 2 июля 2017 г. 7:54 ВСУ) (б)

В зарубежной литературе термину «водность облака» соответствует параметр  $LWC$  (Liquid Water Content) или  $CWC$  (Cloud Water Content). Значения  $LWC$  обычно получают в результате непосредственных измерений в облаке (с самолётов, зондов и др.) в ходе экспериментов для заданных районов. Есть отдельные попытки рассчитывать значения  $LWC$  по спутниковым данным через  $R_{эф}$  (Heymssfield et al., 2003; Reid et al., 1999). Однако поскольку значения  $R_{эф}$  соответствуют верхней части облака (Deneke et al., 2007; EUMETSAT..., 2013), то и значения  $LWC$  получаются для неё же, что не всегда совпадает с реальными значениями. Рассчитываемые таким образом оценки  $LWC$  обычно не превышают  $0,5 \text{ г/м}^3$  даже для очень мощных Сб, хотя в ходе самолётных экспериментов регистрировались значения  $W$  в Си в несколько граммов на метр кубический (Reid et al., 1999), а в мощных Сб — в десятки граммов на метр кубический (Калинин, Смирнова, 2008; Мучник, 1974; Шметер, 1972). Кроме того, для более точного определения значений  $CWC$ , помимо оценок  $R_{эф}$ , необходимо иметь информацию и о концентрации облачных частиц в единичном объёме (Мазин, Хргиан, 1989), что является достаточно сложной проблемой (Heymssfield et al., 2003).

Таким образом, оценки  $W_{max}$  по КПМ и  $CWC$  — совершенно разные величины, имеющие, однако, одинаковую единицу измерения. Кроме того, оценки  $W_{max}$  относятся ко всему облачному слою, а значения  $CWC$  — только к его верхней части.

*Водозапас облака* — это количество осаждённой воды из облака на единичную поверхность (Мазин, Хргиан, 1989) или содержание жидкой воды и льда в вертикальном столбе единичного сечения от основания до вершины облака (Хромов, Мамонтова, 1974).  $SW$  рассчитывается как интеграл  $W$  между ВГО и НГО.

При расчёте  $SW$  в КПМ косвенно учитываются тип облака и его микрофизические свойства через формулу:  $SW = 0,5 W_{max, cp} \cdot dhh$ , где  $W_{max, cp}$  — среднее для градации значение  $W_{max}$ ,  $dhh$  — скорректированная  $dH$  на толщину слоя Сi и/или As и тип облака. Чем больше  $dH$  и  $W_{max}$ , тоньше слой Сi и/или As (т. е. меньше разность температур в каналах с  $\lambda = 11$  и  $12 \text{ мкм}$ ) и выше температура воздуха в нижних слоях атмосферы, тем больше  $SW$ . КПМ выделяет восемь (по данным AVHRR и MCSU-MP) или девять (по данным SEVIRI) градаций  $SW$  (см. табл. 2 и рис. 2б). Получаемые КПМ оценки  $SW$  включают в себя всю воду, независимо от фазы, содержащуюся в вертикальном столбе внутри облака, и являются максимальными для площади пиксела. Однако в ситуациях с кучевообразной облачностью, в том числе в составе многослойной, в пределах пиксела возможны участки,  $SW$  которых может превышать рассчитанные значения на 1–2 градации. Средние значения  $SW$  для площади пиксела в холодный период года меньше в 2–3 раза, в тёплый период — в 3–5 раз. Ошибки определения  $SW$  более чем в 80–90 % случаев не превышают  $\pm 1$  градацию, а в 90–95 % —  $\pm 2$  градации. Грубые ошибки (более чем в 3 градации) замечены не были. Все случаи неточных оценок  $SW$  связаны с ошибками и погрешностями оценок  $W_{max}$ , а также  $h_{ВГО}$  и  $h_{НГО}$ .

В рамках проектов SAF NWC и SAF CM по спутниковым данным оцениваются параметры  $LWP$  (Liquid Water Path) и  $IWP$  (Ice Water Path), которые считаются аналогами водозапаса и ледозапаса облака (Hollmann, 2013). Иногда используется комбинированная величина  $CWP$ , или  $CLIWP$  (Cloud (Liquid and Ice) Water Path):  $CWP = CLIWP = LWP + IWP$ . Значения  $LWP$  и  $IWP$  оценивают по формулам:  $LWP = a \cdot COT \cdot R_{эф} \cdot \rho_{вода}$  и  $IWP = a \cdot COT \cdot R_{эф} \cdot \rho_{лед}$ , где  $\rho$  — плотность соответственно воды или льда,  $a = 2/3$  или  $5/9$  (Chiu et al., 2012; Deneke et al., 2007; Heymssfield et al., 2003). Ошибки определения  $LWP$  и  $IWP$  растут с уменьшением  $h_o$  при наличии снежно-ледового покрова и в случаях с кучевообразной и многослойной облачностью (Meirink et al., 2010), так как в модели для расчёта  $COT$  и  $R_{эф}$  задаётся плоскопараллельная однородная облачность. В целом точность оценок  $LWP$ ,  $IWP$  и  $CWP$  сильно зависит от точности восстановления  $COT$ ,  $R_{эф}$  и количества облачности (Meirink et al., 2010; SAF CM..., 2005; Stengel et al., 2015). Спутниковые наблюдения за  $COT$  и  $R_{эф}$  относятся к 20–40 % верхней части облака, поэтому и оценки  $LWP$  и  $IWP$  соответствуют только верхней части облака (Chen et al., 2008; EUMETSAT..., 2013) даже для мощных Сб  $CWP \leq 1000 \text{ г/м}^2$  (Deneke et al., 2007), хотя в реальных условиях (особенно с грозой и градом) значения  $SW$  для них составляют десятки килограммов на метр квадратный (Калинин, Смирнова, 2008; Мазин, Хргиан, 1989).

Сопоставление спутниковых оценок  $LWP$  и  $IWP$  с аналогичными СВЧ-наблюдениями показывает значительную их недооценку (Deneke et al., 2007; Hollmann, 2013; SAF CM..., 2005). СВЧ-наблюдения сами занижают значения  $CWP$ , так как «не видят» ледяных частиц и плохо работают в дождь (Deneke et al., 2007), поэтому спутниковые оценки оказываются ещё ниже по сравнению с реальными.

Таким образом, оценки  $SW$  по КПП и  $CWP$  — совершенно разные величины, имеющие общую единицу измерения. Кроме того, оценки  $SW$  относятся ко всему облачному слою, а значения  $CWP$  — только к его верхней части.

*Эффективный радиус облачных частиц* — это средневзвешенное среднее значение от распределения по значениям радиусов облачных частиц или радиус облачных частиц, в наибольшей степени отвечающий за микрофизические свойства облака и дающий максимальный вклад в его  $W$ . Для жидко-капельных облаков средний  $R_{эф}$   $\approx 14$  мкм (в разных облаках  $R_{эф} = 1–50$  мкм; радиус облачных капель — от 0,1 до 1000 мкм (Мучник, 1974)), для кристаллических  $R_{эф} \approx 25$  мкм (в разных облаках  $R_{эф} = 1–100$  мкм; диаметр облачных кристаллов — от 1 мкм до 10 мм (Мучник, 1974; Mitchell et al., 2011)). Чем больше концентрация облачных частиц в единице объёма, тем  $R_{эф}$  меньше (Мазин, Хргиан, 1989; Kobayashi, 2007; Liu et al., 2003). В «чистом» воздухе (с малым количеством ядер конденсации) облачные частицы крупнее, чем в запылённой и задымлённой атмосфере (Liu et al., 2003; Reid et al., 1999), поэтому над океанами при тех же условиях значения  $R_{эф}$  обычно больше, чем над сушей: на 15–20 % — для жидко-капельных облаков и на 5 % — для кристаллических (Liu et al., 2003). Так как в северном полушарии суши больше, чем воды, то среднее значение  $R_{эф}$  в нём меньше, чем в южном полушарии (где, наоборот, воды больше, чем суши) (Liu et al., 2003). В недождящих облаках  $R_{эф} \approx 5–15$  мкм, в дождящих  $R_{эф} \approx 15–50$  мкм, в грозовых  $R_{эф} \approx 30–50$  мкм. В конвективных облаках минимальный  $R_{эф}$  обычно больше, чем в слоистообразных (Kobayashi, 2007). У жидко-капельных облаков значения  $R_{эф}$ , как правило, меньше у недождящих и слоистообразных облаков, чем у облаков с осадками и конвективных (Chen et al., 2008; Kobayashi, 2007). У кристаллических облаков величина  $R_{эф}$  очень сильно зависит от типа и формы кристаллов (Мазин, Хргиан, 1989).

Для облаков нижнего яруса средние значения  $R_{эф}$  растут с увеличением  $\phi$  (в высоких широтах  $R_{эф}$  больше, чем в низких) и с понижением температуры (в холодный период года  $R_{эф}$  больше, чем в тёплый) в связи с увеличением доли ледяных частиц в облаке (Reid et al., 1999). С уменьшением  $T_{НГО}$  и ростом  $h_{НГО}$  размер ледяных кристаллов на ВГО уменьшается. Значения  $R_{эф}$  напрямую связаны с общим влагосодержанием воздушной массы, которое прямо пропорционально температуре воздуха. При очень низких температурах (ниже  $-40$  °С) облачные частицы вырастают меньше, чем в смешанных условиях (присутствуют и кристаллы, и капли). Прямая зависимость значений  $R_{эф}$  от  $COD$  существует только для небольших значений  $COD$ , а при достаточно большой  $COD$  они либо не зависят друг от друга, либо значения  $R_{эф}$  уменьшаются с ростом  $COD$ . Среднее по всей толще облака  $R_{эф}$  составляет 80–100 % от значения  $R_{эф}$  на ВГО (Parol et al., 2013). Распределение облачных частиц по размерам в облаке обычно близко к гамма-распределению, но может описываться и другими функциями. Значения  $R_{эф}$  обычно растут в облаке с высотой (особенно для недождящих облаков) и достигают максимального значения вблизи ВГО независимо от параметра  $faza$  (Chen et al., 2008; Chiu et al., 2012). В облаках с началом выпадения мороси или дождя значения  $R_{эф}$  начинают быстро расти в нижней части облака и убывают с высотой (Chen et al., 2008; Martins et al., 2011). В целом значения  $R_{эф}$  на НГО и ВГО больше у дождящих, чем у недождящих облаков, и значения  $R_{эф}$  на НГО лучше коррелируют с интенсивностью осадков, чем  $R_{эф}$  на ВГО (Chen et al., 2008). Однако у очень мощных Сб максимум  $R_{эф}$  находится примерно в верхней трети облака, и выше его значения  $R_{эф}$  заметно падают (Martins et al., 2011).

В рамках проектов SAF NWC и SAF CM в светлое время суток рассчитываются значения  $R_{эф}$  (Kniffka et al., 2013a) с применением радиационных моделей переноса с использованием предикторов  $A_1$ ,  $A_3$  и  $T_4$  (считается, что предиктор  $A_1$  лучше связан с  $R_{эф}$  для  $COT > 8$ , а предиктор  $T_4$  лучше для  $COT \approx 2$ , хотя и даёт больше ошибок) (Deneke et al., 2007). Поэтому оценки

$R_{эф}$  возможны только в дневное время при больших  $h_o$  (при малых  $h_o$  возникают значительные ошибки в случаях с облачными тенями или «ложными» оценками альбедо ( $A$ ) от боковин облака) (Deneke et al., 2007). Серьёзные ошибки получаются над снежно-ледовыми поверхностями, так как их  $A$  сопоставимо с облачным. Спутниковые оценки  $R_{эф}$  относятся к верхней (20–40 %) части облака (Chen et al., 2008) или ВГО (Deneke et al., 2007; EUMETSAT..., 2013). По данным наземных наблюдений значения  $R_{эф}$  получаются меньше, чем по спутниковым, так как эти виды наблюдений «рассматривают» облако с разных сторон (Chiu et al., 2012).

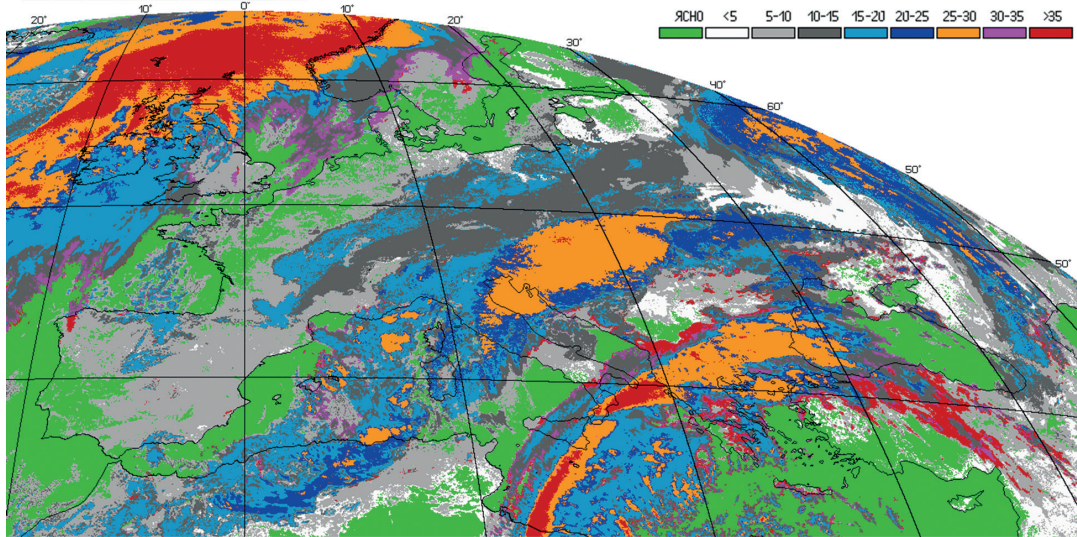


Рис. 3. Эффективный радиус облачных частиц (мкм) (SEVIRI/Meteosat-10, 16 октября 2016 г. 11:45 ВСВ)

Методика КПМ выделяет восемь градаций  $R_{эф}$  (см. табл. 2, рис. 3) в зависимости от типа облачности,  $faza$ ,  $COD$  и  $I_{max}$  (пороговые значения — константы). Ошибки определения  $R_{эф}$  более чем в 75–80 % случаев не превышают  $\pm 1$  градацию, а в 90–95 % —  $\pm 2$  градации. Грубых ошибок (более трёх градаций) для большинства облачных классов замечено не было. У  $C_i$  и  $A_s$ , в том числе в составе многослойной облачности, при неточном определении  $faza$  (особенно по данным МСУ-МР) существует вероятность (до 20–40 %), когда вместо  $R_{эф} \leq 5-10$  мкм определяется  $R_{эф} \geq 30-35$  мкм и наоборот. Неточности оценок  $R_{эф}$  ( $\pm 1-2$  градации) могут возникать при анализе полей некрупных  $A_s$  и  $C_u$  (в том числе  $Sc$ ), а также над небольшими водоёмами для тонкой облачности. Оценки  $R_{эф}$  получаются средними для площади пиксела. Визуальное сопоставление результатов классификации  $R_{эф}$  КПМ с оценками  $R_{эф}$  зарубежных исследователей для схожих синоптических ситуаций показывает хорошее соответствие.

*Оптическая плотность облака COD* — это величина ослабления прямой солнечной радиации при прохождении облачного слоя единичной толщины (Мазин, Хргиан, 1989). Для разных облаков  $COD \approx 0-100$ . Косвенно о  $COD$  можно судить по отражательным свойствам облака в ДВ-диапазоне или излучательным — в КВ ИК-диапазоне. Обычно чем выше  $W$ , больше концентрация облачных частиц и их радиус, тем значения  $COD$  выше. Поэтому облака с осадками имеют более высокие значения  $COD$ , чем аналогичные облака без осадков. Для кучвообразной и многослойной облачности существует прямая зависимость между  $h_{ВГО}$  и  $COD$  (Marchand et al., 2010).

В основе большинства методик оценок  $COD$  лежат положения, что их значения прямо пропорциональны  $A$ ,  $W$  и  $R_{эф}$ . Методы, основанные на спектральных свойствах облаков (используются значения  $A$ ), делятся на две группы: расчёты  $COD$  с помощью радиационных моделей переноса (обычно плоскопараллельные одно- или двухслойные модели с однородной



облачностью) или кластерные методы (используют данные нескольких спектральных каналов) (Pre et al., 2004). Главными ограничениями применения этих методик являются светлое время суток (ошибки определения  $A$ , в том числе из-за теней и ложных «засветок») и бесснежные территории. На точность оценок  $COD$  влияет также адекватность задания входных параметров в модели и описания вертикальной структуры облачного слоя. Ошибки возможны из-за грубого описания вертикальной структуры рассеяния и поглощения в облаке, при использовании плоскопараллельного однородного слоя облачности для оценок  $COD$  кучевообразных облаков и из-за принятия полного заполнения пиксела однородной облачностью в случаях с облачными ячейками (Pincus et al., 1995). Наиболее частые и большие ошибки возникают при определении значений  $COD$  оптически плотных облаков ( $COD > 50$ ) (Pincus et al., 1995).

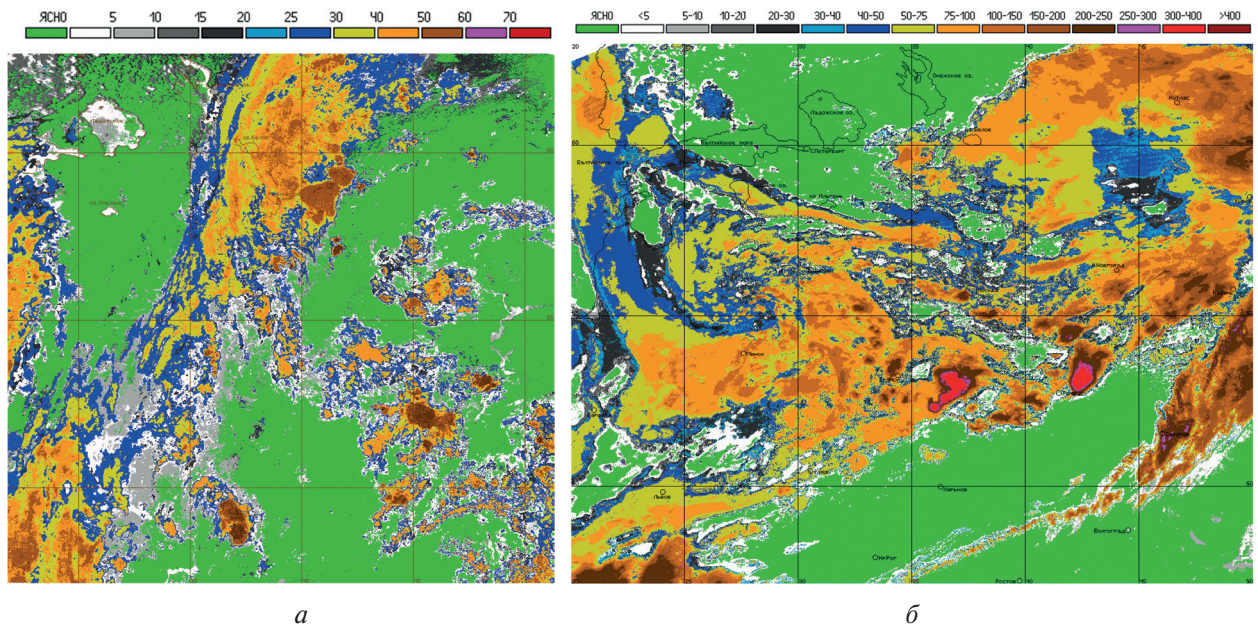


Рис. 4. Оптическая плотность облачного слоя (AVHRR/NOAA, 3 августа 2016 г. 00:26 ВСВ) (а); оптическая толщина облачного слоя (МСУ-МР/«Метеор-М» № 2, 2 июля 2017 г. 17:43 ВСВ) (б)

В КПМ значения  $COD$  (11 градаций) определяются косвенно с использованием сведений о типе облачности,  $W_{\max}$ ,  $I_{\max}$ ,  $f_{\text{аза}}$ , наличии града в облаках и др. (см. табл. 2, рис. 4а). Значения  $COD$  тем выше, чем больше значения  $W_{\max}$ ,  $SW$  и  $I_{\max}$ . Оценки  $COD$  получают средними для пиксела, и их точность сильно зависит от точности восстановления  $W_{\max}$ . Ошибки более чем в 80–85 % случаев не превышают  $\pm 1$  градацию, а в 90–95 % —  $\pm 2$  градации. Грубых ошибок (в три и более градаций) выявлено не было. Неточности в  $\pm 1$ –2 градации характерны для полей не крупных  $Cu$  и над небольшими водоёмами для неплотной облачности.

*Оптическая толщина облачного слоя  $COT$*  — это интегральная величина, характеризующая ослабление прямой солнечной радиации на пути сквозь облачный слой или натуральный логарифм направленного пропускания облачного слоя (Мазин, Хргиан, 1989). Глобальное значение  $COT$  по разным оценкам составляет от 20–30 до 100 для отдельных дней, и его изменение может оказывать заметное влияние на климат. Значения  $COT$  прямо пропорциональны  $COD$  и  $dH$  и практически не зависят от  $R_{\text{эф}}$  (Parol et al., 2013).

В рамках проектов SAF NWC и SAF CM в светлое время суток регулярно рассчитываются значения  $COT$  (Kniffka et al., 2013a). Обычно их определяют по результатам оценок отражённой солнечной радиации в каналах, не зависящих от поглощения водяного пара, так как в целом значения  $COT$  прямо пропорциональны  $A$ . Для разной спутниковой аппаратуры раз-

работаны разные алгоритмы определения  $COT$  (Pandey et al., 2012). В большинстве случаев используются однослойные (Deneke et al., 2007; Meirink et al., 2010) или двухслойные модели (Huang et al., 2006; Yoo, Li, 2012) с однородной плоскопараллельной облачностью (поэтому ошибки растут для конвективных облаков и ячеек (Meirink et al., 2010)). Точность оценок  $COT$  сильно зависит от адекватности задания в моделях входных параметров (Barnard, Long, 2004; Deneke, et al., 2007), особенно от точности параметра  $faza$ , который обычно определяется только для ВГО (у многих облаков ВГО ледяная или смешанная (последняя в моделях причисляется к ледяной, и в результате всё облако считается ледяным)). Для водяных облаков в моделях используется логарифмическое или гамма-распределение облачных капель по размерам в облаке с  $R_{эф} = 8$  или 9 мкм (над сушей) и 10 или 11 мкм (над океанами), а для ледяных облаков — смесь из кристаллов с разными размерами с  $R_{эф} = 30, 35$  или 40 мкм (Deneke et al., 2007; Yoo, Li, 2012). Иногда задаётся по несколько градаций  $R_{эф}$  для разных уровней в облаке (Deneke et al., 2007). Точность оценок  $COT$  слабо зависит от используемого спектрального канала, но на неё влияют  $R_{эф}$ ,  $faza$ ,  $h_o$ , содержание водяного пара, аэрозоля и озона в атмосфере, неоднородность облачного покрова (в том числе количество облачности), наличие неоднородностей внутри облака и др. (Barnard, Long, 2004). Серьёзные ошибки возникают над снежно-ледовыми поверхностями, а также для облаков с неоднородной  $h_{ВГО}$  (Kniffa et al., 2013b; Meirink, van Zadelhoff, 2016). Наиболее частые и большие ошибки случаются при определении  $COT$  оптически наименее ( $COT < 5-10$ ) и наиболее ( $COT > 30-40$ ) плотных облаков (Deneke et al., 2007). Ошибки сильно растут с уменьшением  $h_o$  (в тени  $COT$  ложно уменьшается, при «засветках» — увеличивается) и могут достигать 50 % при  $COT > 50$  (Pincus et al., 1995). Наименьшие ошибки  $COT$  получаются для ледяных облаков при  $COT = 5$ , а для водных при  $COT = 10$ : соответственно 3–5 % при сравнении оценок по данным SEVIRI с оценками MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Для ледяных облаков с  $COT = 3-20$  средние ошибки составляют 10 %, для водяных с  $COT = 5-40$  доходят до 30 % (Deneke et al., 2007). Спутниковые оценки  $COT$  соответствуют только верхнему слою облаков (EUMETSAT..., 2013; Meirink, van Zadelhoff, 2016) и обычно не превышают 100 (Pandey et al., 2012) или 128 (Ipe et al., 2004; Pincus et al., 1995). В целом значения  $COT$  по данным AVHRR недооценены даже по отношению к оценкам MODIS (Hollman, 2013), в том числе получают большие ошибки над сушей для низких жидко-капельных облаков с высоким  $A$  и в высоких широтах (из-за малых значений  $h_o$ ). Однако в среднем для  $COT > 10$  ошибки составляют ~10 %, для  $COT < 10$  — 50–300 % (Hollman, 2013).

В КПМ для расчёта  $COT$  используется формула:  $COT = 0,5 \cdot COD_{cp} \cdot ddh$ , где  $COD_{cp}$  — среднее для градации значение  $COD$ ,  $ddh$  — скорректированная толщина облачного слоя на наличие и толщину слоя  $C_i$  и/или  $A_s$  и тип облачности. КПМ выделяет 14 градаций  $COT$  (см. табл. 2 и рис. 4б). Оценки получают средними для пиксела. На точность оценок  $COT$  сильно влияет адекватность восстановления  $COD$ ,  $h_{ВГО}$  и  $h_{НГО}$ . Ошибки определения  $COT$  более чем в 75–80 % случаев не превышают  $\pm 1$  соседний класс, а в 85–90 % —  $\pm 2$  класса. Вероятность грубых ошибок (более трёх классов) близка к нулю. Неточности оценок  $COT$  ( $\pm 1-2$  градации) получаются для полей не крупных  $C_u$  и над водоёмами для неплотной облачности, а также у многослойных облаков (особенно  $C_s-A_s-N_s$ ) в передней части фронтальной зоны.

## Заключение

Разработанные автором в «НИЦ «Планета»» три версии КПМ для данных радиометров AVHRR, МСУ-МР и SEVIRI показали хорошую конкурентоспособность с зарубежными методиками аналогичного назначения при восстановлении микрофизических параметров облачности по информации AVHRR и SEVIRI. КПМ практически не уступает им по качеству выходных продуктов и имеет ряд преимуществ:

- детектируется больше классов для параметра  $faza$  в круглосуточном режиме независимо от типа подстилающей поверхности;

- значения  $COD$ ,  $COT$ ,  $R_{эф}$ ,  $W_{max}$  и  $SW$  определяются круглосуточно над любой поверхностью и относятся ко всему облачному слою;
- используется меньшее количество дополнительной информации.

Выходные облачные продукты КПМ в основном удовлетворяют предъявляемым к ним пользователями требованиям (Волкова, 2017; Волкова, Успенский, 2015) и находятся в хорошем соответствии с климатологией для соответствующих облачных классов: значения  $COD$ ,  $COT$ ,  $R_{эф}$ ,  $W_{max}$  и  $SW$  в целом прямо пропорциональны приземной температуре воздуха (особенно для кучевообразной облачности), т.е. обычно растут летом, днём и с приближением к экватору (Мазин, Хргиан, 1989). При визуальном анализе больших фрагментов классифицированных спутниковых изображений облачности видно, что результаты классификации удовлетворительно согласуются с синоптической ситуацией. Хорошая точность спутниковых оценок  $faza$ ,  $W$ ,  $SW$ ,  $COD$ ,  $COT$  и  $R_{эф}$ , полученных с помощью КПМ, косвенно подтверждается сопоставлением с наземными наблюдениями на метеостанциях результатов детектирования зон осадков, грозы и града, полученных на последующих этапах работы КПМ при использовании микрофизических параметров облачности в качестве предикторов. Получаемые автором оценки микрофизических параметров облачности по градациям и с точностью  $\pm 1-2$  градации вполне соответствуют реальным условиям, так как колебания значений  $COD$ ,  $COT$ ,  $R_{эф}$ ,  $W_{max}$  и  $SW$  в пределах пиксела спутникового изображения в зависимости от типа облачности могут достигать ещё больших величин.

## Литература

1. Волкова Е. В. Оценки параметров облачного покрова, осадков и опасных явлений погоды по данным радиометра AVHRR с МИСЗ серии NOAA круглосуточно в автоматическом режиме // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 66–74.
2. Волкова Е. В. Оценки параметров облачного покрова и осадков по данным радиометра МСУ-МР с полярно-орбитального метеоспутника «Метеор-М» № 2 для Европейской территории России» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 5. С. 300–320.
3. Волкова Е. В., Успенский А. Б. Оценки параметров облачного покрова по данным геостационарного МИСЗ Meteosat-9 круглосуточно в автоматическом режиме // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 3. С. 16–22.
4. Волкова Е. В., Успенский А. Б. Оценки параметров облачного покрова и осадков по данным сканирующих радиометров полярно-орбитальных и геостационарных метеоспутников // Исследования Земли из космоса. 2015. № 5. С. 30–43.
5. Калинин Н. А., Смирнова А. А. Методика расчёта водности и водозапаса кучево-дождевой облачности // Вестник Удмуртского университета. Биология. Науки о Земле. 2008. Вып. 1. С. 59–72.
6. Мазин И. П., Хргиан А. Х. Облака и облачная атмосфера: справочник. Л.: Гидрометиздат, 1989. 647 с.
7. Мучник В. М. Физика грозы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 352 с.
8. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.
9. Чукин В. В., Нгуен Т. Т. Определение фазового состояния облаков по данным прибора SEVIRI в видимом и ближнем ИК-диапазоне длин волн // Международный научно-исследовательский журнал. 2017. № 2-2(56). С. 59–62. DOI: 10.23670/IRJ.2017.56.002.
10. Шметер С. М. Физика конвективных облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 232 с.
11. Barnard J. C., Long C. N. A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements // J. Applied Meteorology. 2004. V. 43. No. 7. P. 1057–1066.
12. Chen R., Wood R., Li Z., Ferraro R., Chang F.-L. Studying the vertical variation of cloud droplet effective radius using ship and space-borne remote sensing day // J. Geophysical Research. 2008. V. 113. D00A02. 8 p. DOI: 10.1029/2007JD009596.
13. Chiu J. C., Marshak A., Huang C.-H., Carnai T., Hogan R. J., Giles D. M., Holben B. N., O'Connor E. J., Knyazikhin Y., Wiscombe W. J. Cloud droplet size and liquid water path retrievals from zenith radiance measurements: examples from the Atmospheric Radiation Measurement Program and the Aerosol

- Robotic Network // Atmospheric Chemistry and Physics. 2012. V. 12. P 0313–10329. DOI: 10.5194/acp-12-10313-2012.
14. Deneke H., Johnston S., Reuter M., Roebeling R., Tetslaff A., Thomas W., Wolters E. SAF CM scientific report. Validation of CM-SAF cloud products derived from MSG/SEVIRI day. Version 300 products: CFC, CTY, CTH/CTP/CTT, COT, CWP, CPH / Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2007. Iss. 1.2. SAF/CM/DWD/KNMI/SMHI/SR/CLOUDS-ORR/3. 105 p.
  15. EUMETSAT. OCA Product Verification. Doc. No. EUM/TSS/DOC/13/706263. Iss. v1. May 23, 2013. 42 pp.
  16. Heymsfield A. J., Matrosov S., Baum B. Ice water path — optical depth relationship for Cirrus and deep stratiform ice cloud layers // J. Applied Meteorology. 2003. V. 42. No. 10. P. 1369–1390.
  17. Hollmann R. Annual product quality assessment report 2012 / EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2013. Iss. 1.1. SAF/CM/DWD/AQA/OR2013. 71 p.
  18. Huang J., Minnis P., Lin B., Yi Y., Fan T.-F., Sun-Mack S., Ayers J. K. Determination of ice-water path in ice-over-water cloud systems using combined MODIS and AMSR-E measurements // Geophysical Research Lett. 2006. V. 33. L21801. 5 p. DOI: 10.1029/2006GL027038.
  19. Ipe A., Bertrand C., Clerbaux N., Dewitte S., Gonzalez L. Validation and homogenization of cloud optical depth and cloud fraction retrievals for GERB/SEVIRI scene identification using Meteosat-7 data // Atmospheric Research. 2004. V. 72. P. 17–37. DOI: 10.1016/j.atmosres.2004.03.010.
  20. Kniffka A., Lockhoff M., Meirink J. F., Stengel M. (2013a) CM SAF: Validation Report. SEVIRI cloud products. CM-21012 / EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2013. Iss. 1.2. SAF/CM/DWD/VAL/SEV/CLD. 88 p. DOI: 10.5676/EUM\_SAF\_CM/CMA\_SEVIRI/V001.
  21. Kniffka A., Meirink J. F., Stengel M. (2013b) CM SAF: Product User Manual. SEVIRI dataset cloud products. Edition 1 / EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2013. Iss. 1.2. SAF/CV/DWD/PUM/SEV/CLD. 45 p. DOI: 10.5676/EUMETSAT\_SAF\_CM/CLAAS/V001.
  22. Kobayashi T. Significant differences in the cloud effective radius between non-precipitating and precipitating clouds // Geophysical Research Lett. 2007. V. 34. L15811. 4 p. DOI: 10.1029/2007GL029606.
  23. Liu G., Shao H., Coakley J. A., Curry J. A., Haggerty J. A., Tschudi M. A. Retrieval of cloud droplet size from visible and microwave radiometric measurements during INDOEX: implication to aerosols' indirect radiative effect // J. Geophysical Research. 2003. V. 108. No. D1. 4006. 10 p. DOI: 10.1029/2001JD001395.
  24. Marchand R., Ackerman T., Smyth M., Rossow W. B. A review of cloud top height and optical depth histograms from MISR, ISCCP, and MODIS // J. Geophysical Research. 2010. V. 115. D16206. DOI: 10.1029/2009JD013422.
  25. Martins J. V., Marshak A., Remer L. A., Rosenfeld D., Kaufman Y. J., Fernandez-Borda R., Koren I., Correia A. L., Zubko V., Artaxo P. Remote sensing the vertical profile of cloud droplet effective radius, thermodynamic phase, and temperature // Atmospheric Chemistry and Physics. 2011. V. 11. P. 9485–9501. DOI: 10.5194/acp-11-9485-2011.
  26. Meirink J. F., van Zadelhoff G.-J. CM SAF. Algorithm theoretical basis document. SEVIRI cloud products. CLAAS Edition 2 / EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2016. Iss. 2.2. SAF/CM/KNMI/ATBD/SEVIRI/CLD. 35 p. DOI: 10.5676/EUM\_SAF\_CM/CLAAS/V002.
  27. Meirink J. F., Roebeling R., Wolters E., Deneke H. CM SAF: algorithm theoretical basis document. Cloud physical products. AVHRR/SEVIRI / EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2010. Iss. 1.1. SAF/CM/KNMI/ATBD/CLD. 24 p.
  28. Mitchell D. L., Lawson R. P., Baker B. Understanding effective diameter and its application to terrestrial radiation in ice clouds // Atmospheric Chemistry and Physics. 2011. V. 11. P. 3417–3429. DOI: 10.5194/acp-11-3417-2011.
  29. Pandey P., De Ridder K., Gillotay D., van Lipsig N. P. M. Estimating cloud optical thickness and associated UV irradiance from SEVIRI by implementing a semi-analytical cloud retrieval algorithm // Atmospheric Chemistry and Physics. 2012. V. 12. P. 7961–7975. DOI: 10.5194/acp-12-7961-2012.
  30. Parol F., Descloitres J., Fouquart Y. Cloud Optical Thickness and albedo retrievals from bidirectional reflectance measurements of Polder instruments during ACE-2 (manuscript). 2013. 22 p. URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00811540>.
  31. Pincus R., Szczodrak M., Gu J., Austin P. Uncertainty in cloud optical depth estimates made from satellite radiance measurements // J. Climate. 1995. V. 8. P. 1453–1462.
  32. Reid J. S., Hobbs P. V., Rangno A. L., Hegg D. A. Relationships between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke // J. Geophysical Research. 1999. V. 104. No. D6. P. 6145–6153.
  33. SAF CM. Products validation report summary / Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2005. SAF/CM/DWD/PVRS/1. Iss. 2.0. 41 p.

34. Sengupta M., Clothiaux E. E., Ackerman T. P., Kato S., Min Q. Importance of accurate liquid water path for estimation of solar radiation in warm boundary layer clouds: an observational study // J. Climate. 2003. V. 16. P. 2997–3009.
35. Stengel V., Karlsson K. G., Meirink J. F. CM SAF. Product user manual. Clouds / EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring. 2015. Iss. 1.8. SAF/CM/DWD/PUM/CLOUDS. 99 p.
36. Yoo H., Li Z. Evaluation of cloud properties in the NOAA/NCEP global forecast system using multiple satellite products // Climate Dynamics. 2012. V. 39. Iss. 12. P. 2769–2787. DOI: 10.1007/s00382-012-1430-0.

## Retrieval of cloud microphysical properties from satellite observations

E. V. Volkova

*State Research Center of Space Hydrometeorology “Planeta”, Moscow 123242, Russia  
E-mail: quantocosa@bk.ru*

Information on microphysical state of cloud cover (cloud water content, total cloud water content, cloud water phase, cloud optical depth, cloud optical thickness, effective cloud droplet size, etc.) is very important for modeling and investigation of climatic and weather changes as cloud optical and physical properties greatly influence the Earth’s radiation budget and climate. Accurate estimation of cloud microphysical properties (CMPP) is an absolute necessity in any climate model. By now, a lot of various algorithms and retrieval techniques for computing CMPP have been developed. Most of them utilize satellite radiances at wavelengths in the non-absorbing visible and the moderately absorbing solar infrared parts of the spectrum. Since backscattered solar radiation is used, the algorithms are only applicable during daylight and over snowless territories. Moreover, the accuracy of estimations strongly depends on the uncertainties produced by various assumptions about the atmosphere and the cloud embedded in it, for example, the assumption of plane-parallel and homogeneous cloud layers. Three versions of the multispectral threshold technique (MTT) were proposed and developed by the author at “Planeta” for automatic classification of satellite data from polar-orbiting (AVHRR/NOAA, MSU-MR/“Meteor-M” No. 2) and geostationary (SEVIRI/Meteosat-8, -9, -10) imagers for the purpose of deriving CMPP (among other cloud cover parameters) day-and-night all year round above any ground surface. The MTT employs brightness temperature and daytime albedo along with the cloud cover parameters retrieved at the previous steps of the technique. The MTT was tested for AVHRR and MSU-MR data over the European territory of Russia and neighboring countries, and for SEVIRI data over the whole field of the imager’s view. The validation showed a good agreement of MTT results with synoptic situations and the climatic information (concerning certain cloud types). The output products were also indirectly compared with ground-based conventional meteorological observations. The results of the validation proved MTT quite competitive with retrieval techniques implemented in foreign satellite centers and meeting user demands for the accuracy of CMPP. The paper presents a review and qualitative comparison of various approaches to CMPP retrieval from satellite data.

**Keywords:** AVHRR/NOAA, MSU-MR/Meteor, SEVIRI/Meteosat, cloud water content, total cloud water content, cloud water phase, cloud optical depth, cloud optical thickness, effective cloud droplet size

Accepted: 30.07.2018

DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-4-265-279

## References

1. Volkova E. V., Otsenki parametrov oblachnogo pokrova, osadkov i opasnykh yavlenii pogody po dannym radiometra AVHRR s MISZ serii NOAA kruglosutochno v avtomaticheskom rezhime (Day and night automatic estimation of cloud cover parameters, precipitation and weather hazards using AVHRR/NOAA day), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 3, pp. 66–74.

2. Volkova E. V., Otsenki parametrov oblachnogo pokrova i osadkov po dannym radiometra MSU-MR с polyarno-orbital'nogo meteosputnika "Meteor-M" № 2 dlya Evropeiskoi territorii Rossii (Detection and assessment of cloud cover and precipitation parameters using data from the MSU-MR of the polar-orbiting Meteor-M No. 2 for the European territory of Russia), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2017, Vol. 14, No. 5, pp. 300–320.
3. Volkova E. V., Uspenskii A. B., Otsenki parametrov oblachnogo pokrova po dannym geostatsionarnogo MISZ Meteosat-9 kruglosutochno v avtomaticheskom rezhime (Day and night automatic estimation of cloud cover parameters using Meteosat-9 data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2010, Vol. 7, No. 3, pp. 16–22.
4. Volkova E. V., Uspenskii A. B., Otsenki parametrov oblachnogo pokrova i osadkov po dannym skaniruyushchikh radiometrov polyarno-orbital'nykh i geostatsionarnykh meteosputnikov (Estimation of cloud cover parameters and precipitation utilizing polar-orbiting and geostationary satellite data), *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 5, pp. 30–43.
5. Kalinin N. A., Smirnova A. A., Metodika raschyota vodnosti i vodozapasa kuchevo-dozhdevoi oblachnosti (A method of estimation of cloud water and cloud water content in Cumulonimbus), *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Biologiya. Nauki o Zemle*, 2008, No. 1, pp. 59–72.
6. Mazin I. P., Khrgian A. H., *Oblaka i oblachnaya atmosfera* (Clouds and cloud atmosphere), Leningrad: Gidrometizdat, 1989, 647 p.
7. Muchnik V. M., *Fizika grozy* (Thunderstorm physics), Leningrad: Gidrometizdat, 1974, 352 p.
8. Khromov S. P., Mamontova L. I., *Meteorologicheskii slovar'* (Meteorological dictionary), Leningrad: Gidrometizdat, 1974, 568 p.
9. Chukin V. V., Nguyen T. T., Opredelenie fazovogo sostoyaniya oblakov po dannym pribora SEVIRI v vidimom i blizhnem IK diapazone dlin voln (Detection of phase state of clouds with the help of the SEVIRI device in the visible and near infrared wavelength range), *Mezhdunarodnyi nauchno-issledovatel'skii zhurnal*, 2017, No. 2-2 (56), P. 59–62, DOI: 10.23670/IRJ.2017.56.002.
10. Shmeter S. M., *Fizika konvektivnykh oblakov* (Physics of convective clouds), Leningrad: Gidrometizdat, 1972, 232 p.
11. Barnard J. C., Long C. N., A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements, *J. Applied Meteorology*, 2004, Vol. 43, No. 7, pp. 1057–1066.
12. Chen R., Wood R., Li Z., Ferraro R., Chang F.-L., Studying the vertical variation of cloud droplet effective radius using ship and space-borne remote sensing day, *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, D00A02, 8 p., DOI: 10.1029/2007JD009596.
13. Chiu J. C., Marshak A., Huang C.-H., Carnai T., Hogan R. J., Giles D. M., Holben B. N., O'Connor E. J., Knyazikhin Y., Wiscombe W. J., Cloud droplet size and liquid water path retrievals from zenith radiance measurements: examples from the Atmospheric Radiation Measurement Program and the Aerosol Robotic Network, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, Vol. 12, pp. 10313–10329, DOI: 10.5194/acp-12-10313-2012.
14. Deneke H., Johnston S., Reuter M., Roebeling R., Tetslaff A., Thomas W., Wolters E., *SAF CM scientific report. Validation of CM-SAF cloud products derived from MSG/SEVIRI day, Version 300 products: CFC, CTY, CTH/CTP/CTT, COT, CWP, CPH*, 2007, Issue 1.2, SAF/CM/DWD/KNMI/SMHI/SR/CLOUDS-ORR/3, 105 p.
15. *EUMETSAT. OCA product verification*, Doc. No. EUM/TSS/DOC/13/706263, Issue v1, May 23, 2013, 42 p.
16. Heymsfield A. J., Matrosov S., Baum B., Ice water path — optical depth relationship for Cirrus and deep stratiform ice cloud layers, *J. Applied Meteorology*, 2003, Vol. 42, No. 10, pp. 1369–1390.
17. Hollmann R., *Annual product quality assessment report 2012*, 2013, Issue 1.1, SAF/CM/DWD/AQA/OR2013, 71 p.
18. Huang J., Minnis P., Lin B., Yi Y., Fan T.-F., Sun-Mack S., Ayers J. K., Determination of ice-water path in ice-over-water cloud systems using combined MODIS and AMSR-E measurements, *Geophysical Research Letters*, 2006, Vol. 33, L21801, 5 p., DOI: 10.1029/2006GL027038.
19. Ipe A., Bertrand C., Clerbaux N., Dewitte S., Gonzalez L., Validation and homogenization of cloud optical depth and cloud fraction retrievals for GERB/SEVIRI scene identification using Meteosat-7 day, *Atmospheric Research*, 2004, Vol. 72, pp. 17–37, DOI: 10.1016/j.atmosres.2004.03.010.
20. Kniffka A., Lockhoff M., Meirink J. F., Stengel M., *CM SAF: validation report. SEVIRI cloud products*, 2013, Issue 1.2, SAF/CM/DWD/VAL/SEV/CLD, Edition 1, 88 p. DOI: 10.5676/EUM\_SAF\_CM/CMA\_SEVIRI/V001.

21. Kniffka A., Meirink J. F., Stengel M., *CM SAF: Product User Manual. SEVIRI dataset cloud products*, 2013, Issue 1.2, SAF/CV/DWD/PUM/SEV/CLD, Edition 1, 45 p. DOI: 10.5676/EUMETSAT\_SAF\_CM/CLAAS/V001.
22. Kobayashi T., Significant differences in the cloud effective radius between non-precipitating and precipitating clouds, *Geophysical Research Lett.*, 2007, Vol. 34, L15811, 4 p., DOI: 10.1029/2007GL029606.
23. Liu G., Shao H., Coakley J. A., Curry J. A., Haggerty J. A., Tschudi M. A., Retrieval of cloud droplet size from visible and microwave radiometric measurements during INDOEX: implication to aerosols' indirect radiative effect, *J. Geophysical Research*, 2003, Vol. 108, No. D1, 4006, 10 p., DOI: 10.1029/2001JD001395.
24. Marchand R., Ackerman T., Smyth M., Rossow W. B., A review of cloud top height and optical depth histograms from MISR, ISCCP, and MODIS, *J. Geophysical Research*, 2010, Vol. 115, D16206, DOI: 10.1029/2009JD013422.
25. Martins J. V., Marshak A., Remer L. A., Rosenfeld D., Kaufman Y. J., Fernandez-Borda R., Koren I., Correia A. L., Zubko V., Artaxo P., Remote sensing the vertical profile of cloud droplet effective radius, thermodynamic phase, and temperature, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, Vol. 11, pp. 9485–9501, DOI: 10.5194/acp-11-9485-2011.
26. Meirink J. F., van Zadelhoff G.-J., *CM SAF: Algorithm theoretical basis document. SEVIRI cloud physical products. CLAAS Edition 2*, 2016, Issue 2.2, SAF/CM/KNMI/ATBD/SEVIRI/PPP, 35 p., DOI: 10.5676/EUMETSAT\_SAF\_CM/CLAAS/V002.
27. Meirink J. F., Roebeling R., Wolters E., Deneke H., *CM SAF: algorithm theoretical basis document. Cloud physical products: AVHRR/SEVIRI*, SAF/CM/KNMI/ATBD/PPP, Issue 1.1, June 06, 2010, 24 p.
28. Mitchell D. L., Lawson R. P., Baker B., Understanding effective diameter and its application to terrestrial radiation in ice clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, Vol. 11, pp. 3417–3429, DOI: 10.5194/acp-11-3417-2011.
29. Pandey P., De Ridder K., Gillotay D., van Lipsig N. P. M., Estimating cloud optical thickness and associated UV irradiance from SEVIRI by implementing a semi-analytical cloud retrieval algorithm, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, Vol. 12, pp. 7961–7975, DOI: 10.5194/acp-12-7961-2012.
30. Parol F., Descloitres J., Fouquart Y., *Cloud Optical Thickness and albedo retrievals from bidirectional reflectance measurements of Polder instruments during ACE-2* (manuscript), 2013, 22 p., URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/nal-00811540>.
31. Pincus R., Szczodrak M., Gu J., Austin P., Uncertainty in cloud optical depth estimates made from satellite radiance measurements, *J. Climate*, 1995, Vol. 5, pp. 1453–1462.
32. Reid J. S., Hobbs P. V., Rangno A. L., Hegg D. A., Relationships between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke, *J. Geophysical Research*, 1999, Vol. 104, No. D6, pp. 6145–6153.
33. *SAF CM. Products validation report summary*, SAF/CM/DWD/PVRS/1, 2005, Issue 2.0, 41 p.
34. Sengupta M., Clothiaux E. E., Ackerman T. P., Kato S., Min Q., Importance of accurate liquid water path for estimation of solar radiation in warm boundary layer clouds: an observational study, *J. Climate*, 2003, Vol. 16, pp. 2997–3009.
35. Stengel V., Karlsson K. G., Meirink J. F., *CM SAF: Product user manual. Clouds*, SAF/CM/DWD/PUM/CLOUDS, Ver. 1.8, February 22, 2015, 99 p.
36. Yoo H., Li Z., Evaluation of cloud properties in the NOAA/NCEP global forecast system using multiple satellite products, *Climate Dynamics*, 2012, Vol. 39, Issue 12, pp. 2769–2787, DOI: 10.1007/s00382-012-1430-0.