

Сравнительный анализ оценок высоты верхней границы облачности по данным радиометра AVHRR МИСЗ NOAA и метеорологического радиолокатора

Е.В. Волкова, А.Б. Успенский

*ГУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»
123242, Москва, Б. Предтеченский пер., д. 7
E-mail: uspensky@planet.iitp.ru*

Пороговая методика автоматической попиксельной классификации данных измерений радиометра AVHRR полярно-орбитального ИСЗ серии NOAA, детектирующая облачность и оценивающая ее параметры (в умеренных широтах в светлое время суток (высота солнца более 6°) в течение всего года), позволяет определять реальную температуру воздуха на уровне верхней границы облачности (ВГО) благодаря уравнению коррекции значений радиационной температуры по данным измерений канала 4 радиометра AVHRR/NOAA и рассчитывать по ней высоту ВГО для индивидуального пиксела спутникового изображения независимо от типа облачности. Уравнение коррекции получено эмпирическим путем. Дополнительно в методике используются данные вертикального распределения температуры и влажности в атмосфере. Настройка и испытание методики проводились на материале архива синхронных спутниковых и наземных метеорологических и радиолокационных наблюдений для области 46,7-63,0° с.ш., 26,0-43,7° в.д. в 1998-2008 гг. Полученные оценки высоты ВГО хорошо согласуются со среднеклиматическими оценками, оценками ВМО (для соответствующих типов облачности) и наблюдениями МРЛ и могут использоваться для мезомасштабных исследований облачности, аналогичных наземным и самолетным наблюдениям.

Ключевые слова: высота верхней границы облачности, AVHRR NOAA, метеорологический радиолокатор.

Введение

Сведения о высоте ВГО и температуре воздуха на этом уровне необходимы для решения целого ряда прикладных задач, в т.ч. для мониторинга облачного покрова с целью его анализа и прогноза, климатических исследований и др. Получаемые обычно по спутниковым наблюдениям значения температуры воздуха на уровне ВГО по сути не являются таковыми, т.к. в зависимости от высоты положения ВГО существенный вклад в его значение вносит поглощение теплового излучения в атмосфере, а в зависимости от оптической плотности облака – и излучение нижележащих слоев облака или даже подстилающей поверхности. Поэтому получаемые оценки высоты ВГО, рассчитанные по этим значениям температуры воздуха, заметно отличаются от реальных.

Разработанная методика автоматического анализа данных радиометра AVHRR ИСЗ серии NOAA позволяет создать достаточно эффективную систему спутникового мониторинга высоты и температуры верхней границы облачности регионального покрытия, не требующую больших вычислительных и информационных ресурсов и применимую в умеренных широтах в светлое время суток в течение всего года независимо от типа подстилающей поверхности. Получаемые с ее помощью данные могут существенно дополнить и даже заменить информацию метеорологического радиолокатора. Они могут использоваться для решения ряда задач анализа и прогноза погоды и климатических исследований мезомасштабных процессов.

Исходные данные

Данная работа продолжает исследования [1]. Настройка и испытание методики проводились на материале архива синхронных спутниковых данных (измерения радиометров AVHRR ИСЗ

NOAA-14, NOAA-16 и NOAA-18) и наземных метеорологических и радиолокационных наблюдений для территории 46,7-63,0° с.ш., 26,0-43,7° в.д. в период с мая 1998 г. по октябрь 2008 г.

Спутниковые данные представляют измерения в каналах 1 ($\lambda_1=0,58-0,68$ мкм) и 2 ($\lambda_2=0,73-1,1$ мкм) видимого диапазона (альbedo A1 и A2), в канале 3 видимого (NOAA-16) или ИК (NOAA-14) диапазона ($\lambda_3=1,6$ мкм – альbedo A3 или $\lambda_3=3,55-3,93$ мкм – радиационная температура T3), в каналах 4 ($\lambda_4=3,55-11,3$ мкм) и 5 ($\lambda_5=11,5-12,5$ мкм) ИК-диапазона (радиационные температуры T4 и T5), а также их разности (A2-A1), (T4-T5), (T3-T4), (A1-A3). Т.к. T3 и A3 не доступны одновременно, то применяются 2 варианта методики: «альбедный», использующий значения A3, и «температурный» - значения T3.

В качестве дополнительной информации в методике привлекаются данные численного анализа (или прогноза) полей температуры и относительной влажности воздуха на стандартных барических уровнях, а также значения приземной температуры воздуха (T_a) и приведенной к уровню моря ($T_{a_{sea}}$) за 12 ч МСВ, извлекаемые из базы данных Гидрометцентра РФ (в качестве альтернативы можно использовать результаты температурно-влажностного зондирования атмосферы по данным аппаратуры ATOVS ИСЗ NOAA [2]). Разрешение этих видов информации составляет 2,5° по широте и долготе, поэтому для каждого пиксела спутникового изображения проводится интерполяция значений температуры и влажности с четырех ближайших к ней узлов сетки.

Работоспособность методики оценивалась с помощью визуального анализа фрагментов спутниковых изображений размером 600x600 пикселей, приведенных к равномерной широтно-долготной географической проекции с разрешением 1' по широте и 1,5' по долготе. Результаты классификации сравнивались с соответствующими наземными метеорологическими и радиолокационными наблюдениями.

Данные наземных наблюдений за высотой НГО ($h_{НГО}$) извлекались из телеграмм SYNOP за 12 ч МСВ. При этом рассматривались фрагменты спутниковых изображений размером 7x7 пикселей с центром в метеостанции, разница по времени (dt) между спутниковыми и наземными наблюдениями не превышала ± 15 мин.

Для визуального контроля результатов спутниковых оценок высоты ВГО ($h_{ВГО}$) использовались данные наблюдений метеорологического радара (МРЛ, Крылатское, г.Москва) за высотой ВГО для территории радиусом ~ 200 км с пространственным линейным разрешением ~ 4 км за срок, ближайший ко времени спутникового зондирования ($dt \leq \pm 10$ мин).

Описание методики определения температуры и высоты ВГО и валидация результатов классификации

Обычно $h_{ВГО}$ вычисляется следующим образом. Значения T4 в каждом облачном пикселе сравниваются со значениями температуры T(p) на различных изобарических уровнях в пункте зондирования атмосферы. Профиль T(p) получают по данным ближайшего аэрологического зондирования, а в случае его отсутствия - по данным численного анализа, прогноза или спутникового атмосферного зондирования. В результате определяется предварительная оценка $h_{ВГО}$ в гПа. С ее учетом, используя уравнение переноса ИК излучения в атмосфере и вертикальные профили температуры и влажности в атмосфере, рассчитывается температурная поправка на ослабление излучения в надоблачном слое, поэтому температура ВГО несколько увеличивается и опять сравнивается с вертикальным профилем температуры в атмосфере, что дает более точную оценку $h_{ВГО}$ сначала в гПа, затем в метрах (с помощью барометрической формулы для политропной атмосферы).

Однако регистрируемая МИСЗ температура T4 обычно не соответствует реальным значениям, т.к. даже у плотной облачности излучает не верхний край, а некоторый нижележащий слой, сквозь полупрозрачную облачность вдобавок «просвечивает» подстилающая поверхность или нижележащая облачность. Поэтому сопоставление с независимыми оценками $h_{ВГО}$ (например, по данным МРЛ) показывает, что даже для плотной облачности спутниковые оценки оказываются ниже реальных

значений $h_{ВГО}$, т.е. регистрируемое со спутника тепловое излучение облака относится не к ВГО, а к некоторому нижележащему слою. Для полупрозрачной облачности любого яруса оценки $h_{ВГО}$ оказываются еще более заниженными, т.к. сквозь них «просвечивает» подстилающая поверхность.

В предлагаемой к рассмотрению методике для повышения точности восстановления $h_{ВГО}$ проводится коррекция значений T_4 (независимо от типа облачности) с помощью эмпирического уравнения $T_{4n}=f(T_4, T_5, T_3 \text{ (или } A_3), A_1, \text{data}, h_0, T_{a_{sea}})$, где *data* – календарный день, h_0 - высота солнца. Используя T_{4n} , данные о вертикальном распределении температуры и влажности в атмосфере, значение давления на уровне моря в данной точке, $T_{a_{sea}}$ и барометрическую формулу для политропной атмосферы, производится расчет высоты ВГО над уровнем моря в гПа или в метрах. Получаемые таким образом оценки $h_{ВГО}$ удовлетворительно согласуются с синхронными наблюдениями МРЛ и среднеклиматическими оценками $h_{ВГО}$ для основных типов облачности.

Конечный продукт для T_{4n} и $h_{ВГО}$ может быть представлен для каждого пиксела соответственно в кельвинах и в метрах (матрицей или в виде черно-белого изображения, где интенсивность серого цвета показывает величины T_{4n} и $h_{ВГО}$, дополнительно можно наносить изолинии равных значений T_{4n} и $h_{ВГО}$), а также в градациях (например, температуры: > 290, 290-280, 280-270, 270-260, 260-250, 250-240, 240-230, 230-220, 220-210 и < 210 К, высоты: <2 км, 2-3, 3-4, 4-5, 5-6, 6-7, 7-8, 8-9, 9-12 и >12 км) (см. рис. 1 и 2).

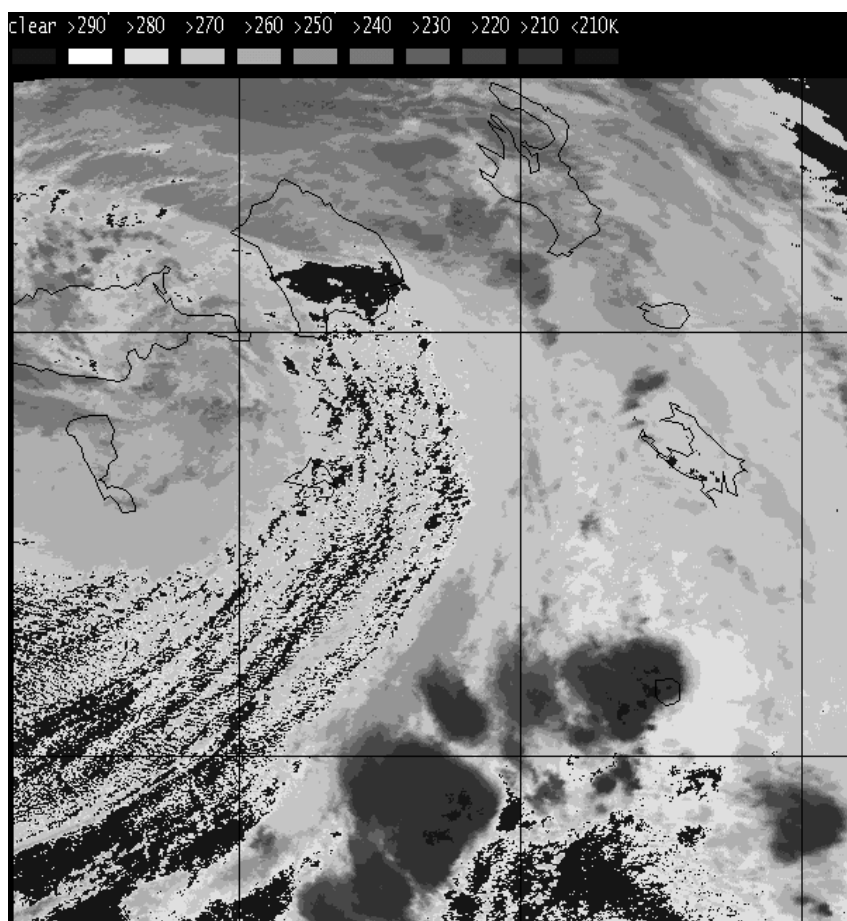


Рис. 1. Температура (T_{4n} , К) (29 июля 2004 г., 12:03 МСВ) по градациям (см. шкалу цвета). Проведены параллели 55 и 60° с.ш. и меридианы 30, 35 и 40° в.д. Дополнительно нанесены контуры г. Москва и крупных водоемов. Примечание: *clear* – безоблачно

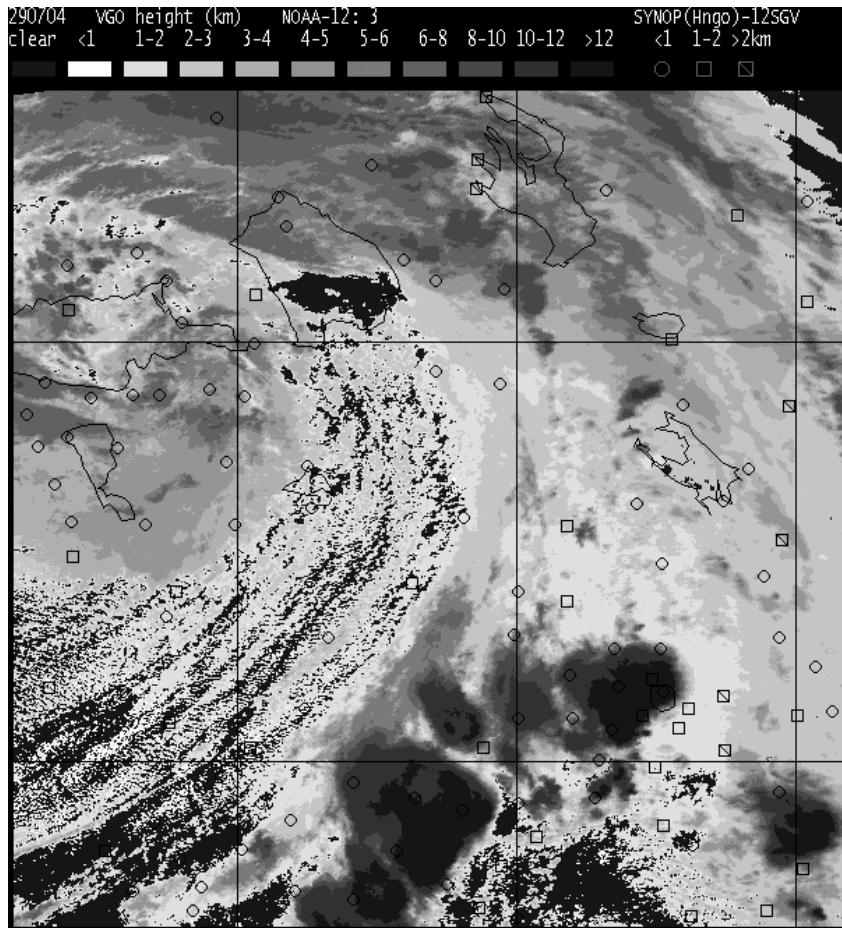


Рис. 2. Высота ВГО (км) (29 июля 2004 г., 12:03 МСВ) по градациям (см. шкалу цвета). Проведены параллели 55 и 60° с.ш. и меридианы 30, 35 и 40° в.д. Дополнительно нанесены контуры г. Москва и крупных водоемов, а также результаты наземных метеонаблюдений за высотой НГО (см. условные обозначения).
 Примечание: clear – безоблачно

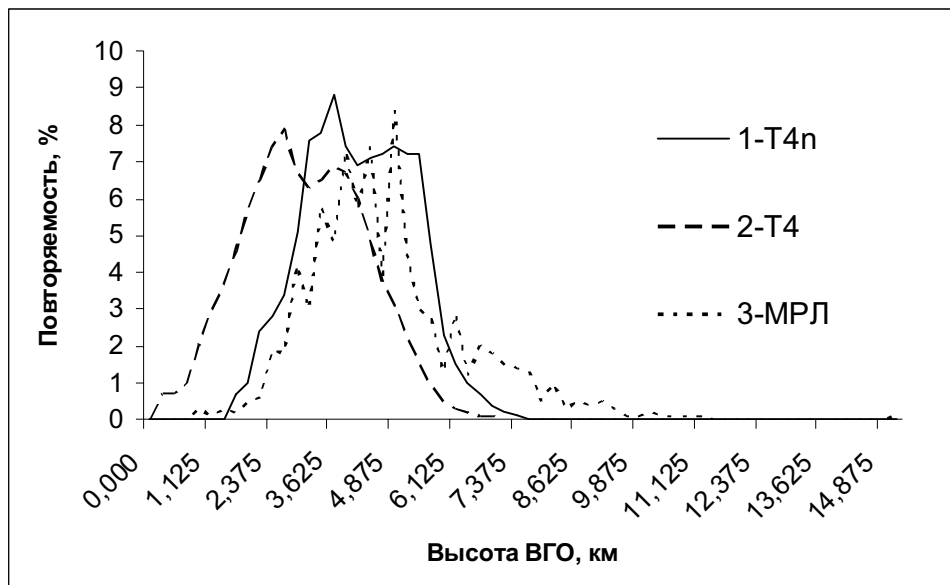


Рис. 3. Гистограммы распределения повторяемости высоты ВГО (км) по градациям для многослойной облачности (As над облачностью нижнего яруса): 1 – $h_{ВГО}$ посчитана по данным AVHRR/NOAA с коррекцией (T4n); 2 – $h_{ВГО}$ посчитана по данным AVHRR/NOAA без коррекции (T4); 3 – $h_{ВГО}$ по данным МРЛ для тех же пикселей

Сопоставление результатов оценки $h_{ВГО}$ по спутниковым данным и результатов наземных наблюдений за $h_{НГО}$ показывает, что более чем в 95 % случаев $h_{ВГО}$ (ИСЗ) оказывается выше $h_{НГО}$ (метеонаблюдения). Ошибки обычно связаны с проблемами пространственно-временного совмещения спутниковых и наземных наблюдений и проблемами осреднения информации в пределах пиксела (может присутствовать облачность с разной $h_{НГО}$).

В табл. 1 и на рис. 3 представлены результаты сопоставления оценок $h_{ВГО}$ по спутниковым данным с использованием значений T4 и T4n и по данным МРЛ. Их анализ показывает, что использование значений T4n вместо T4 «поднимает» тонкую полупрозрачную облачность, в среднем, на 1,5-2 км, а относительно плотную – на 0,5-1 км. При этом средние, минимальные и максимальные значения $h_{ВГО}$ для разных типов облачности лучше совпадают с климатическими оценками [3, 4] и наблюдениями МРЛ.

Таблица 1. Средняя, минимальная и максимальная высота ВГО (км) для каждого типа облачности рассчитанная по измеренной и скорректированной радиационной температуре T4 и по данным МРЛ (выборка 1998 и 2004 гг., бесснежный период, Европейская территория России и Украина, $N_{дн.}=49$, $N_{сл.}=1963759$, 9:30-13:00 ч МСВ, $dt_{NOAA-МРЛ} = \pm 15$ мин)

	Ci,Cs	Cu,Sc	Cbinc	Cbcalv	Ns,Cb	Cbcar	l+h	Ac	As	l+m	m+h	St	lmh
<i>Высота ВГО по данным T4 (без коррекции) радиометра AVHRR/NOAA</i>													
Сред.	6,8	2,1	11,7	5,0	3,5	9,3	7,5	1,8	3,2	4,2	6,2	1,5	6,6
Мин.	5,6	0,5	9,2	3,4	1,9	5,6	5,6	0,5	2,0	1,5	5,6	0,0	5,6
Макс.	9,5	4,4	13,3	10,9	5,6	15,0	12,6	5,6	5,6	8,2	9,4	2,0	10,7
<i>Высота ВГО по данным T4n (с коррекцией) радиометра AVHRR/NOAA</i>													
Сред.	4,9	0,9	11,1	4,1	2,6	8,6	6,3	0,6	1,8	3,0	4,6	0,3	5,4
Мин.	3,2	0,0	8,2	2,5	0,0	4,4	3,3	0,0	0,0	0,0	3,4	0,0	3,6
Макс.	7,9	3,2	12,7	10,8	5,1	14,3	12,0	4,1	4,5	7,8	7,9	0,7	9,9
<i>Высота ВГО по данным МРЛ</i>													
Сред.	7,9	4,7	9,0	4,7	4,2	4,2	9,1	5,9	6,4	5,1	6,5	5,1	6,6
Мин.	2,9	0,5	2,9	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,2	0,8	1,4
Макс.	13,4	17,0	13,6	16,0	15,7	17,8	16,6	15,7	16,1	17,7	13,6	13,4	17,6

Примечание. Типы облаков: Ci,Cs – перистые, Cu,Sc кучевые и слоистокучевые, Cbinc – мощные кучеводождевые с наковальней, Cbcalv – мощные кучеводождевые лысые, Ns,Cb – слоистодождевые и кучеводождевые, Cbcar – мощные кучеводождевые с перистыми, l+h – многослойные: перистые над мощными кучевыми, Ac – высококучевые и мелкие кучевые, As – высокослоистые, l+m – многослойные: средний ярус над нижним, m+h – многослойная: перистые над облаками среднего яруса, St – слоистые и туман, lmh – многослойная типа Ns-As-Cs [1].

Тот факт, что оценки высоты ВГО по данным МРЛ выходят за рамки среднеклиматических оценок, объясняется пространственным смещением облачных массивов по данным МИСЗ и МРЛ друг относительно друга из-за неточностей географической привязки и сдвигом по времени между наблюдениями, поэтому оценки $h_{ВГО}$ по МРЛ могут относиться к другому типу облачности, чем по данным МИСЗ. Однако, в целом, средние и модальные оценки $h_{ВГО(МРЛ)}$ оказываются близкими к спутниковым оценкам для аналогичных типов облачности.

Сопоставление результатов спутниковых и радиолокационных наблюдений за высотой ВГО показывает (см. рис. 4), что для МРЛ характерно занижение количества облачности, особенно в тылу крупных кучеводождевых образований. Действительно, изолиния $h_{ВГО(МРЛ)}=3000$ м оконтуривает примерно одинаковую с аналогичными оценками по МИСЗ область для кучеводождевого облака возле г.Москва, но в тылу этого образования для схожего облака МРЛ “видит” намного меньше, чем МИСЗ, и только центральную часть облака с высокими концентрациями и более крупными облачными частицами. Более мелкие и особенно тонкие облака МРЛ вообще практически все потерял (их не видно ни на каком другом уровне наблюдения МРЛ). Изолиния $h_{ВГО(МРЛ)}=8000$ м уже «не видит» второе облако, хотя оно не сильно уступает по размерам и структуре первому. Максимальная высота первого облака по данным МРЛ составляет около 15,5 км, по данным AVHRR/NOAA – около 15 км, что

можно считать неплохим совпадением. Действительно, понятие высота ВГО – достаточно нестабильно во времени и неоднородно в пространстве, а кроме того, часто трудно проводимо на практике. Так, для слоистообразных облаков (особенно полупрозрачных) переход облака в “необлако” очень постепенен и может составлять от нескольких десятков до нескольких сотен метров в зависимости от характеристик облака. У кучевообразных облаков верхняя граница облака выделяется несколько легче (более резкая смена концентрации облачных частиц), но очень динамична во времени и неоднородна в пространстве – за 5-10 мин она может измениться на несколько десятков, и даже сотен метров, да и на площади в несколько км² амплитуда изменчивости высот может достигать аналогичных значений. Поэтому сопоставление оценок высот ВГО, выполненных разными способами (например, спутниковыми и радиолокационными или самолетными) довольно проблематично. Поэтому совпадение оценок с точностью до 10 % от значений $h_{ВГО}$ можно считать хорошим.

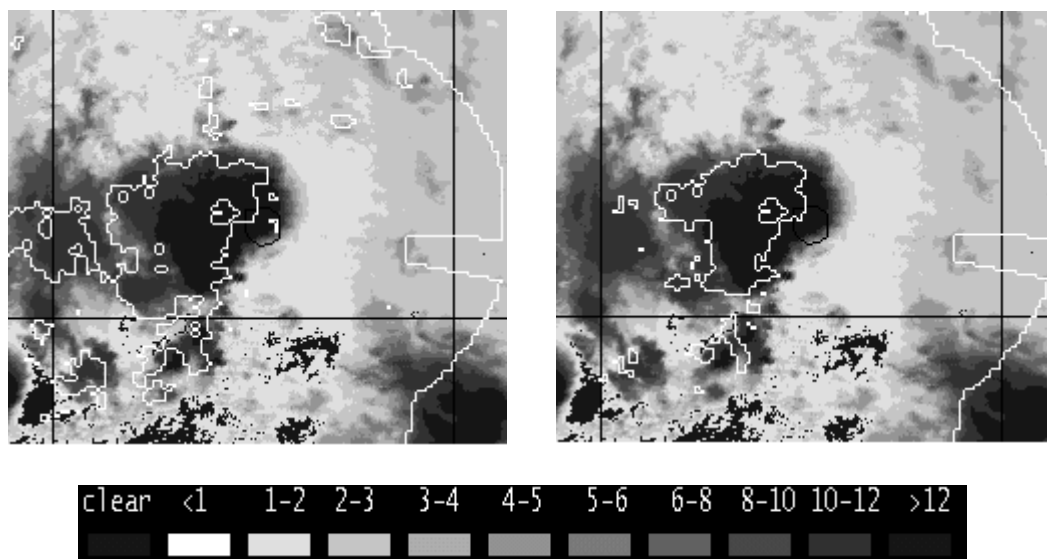


Рис. 4. Сопоставление оценок высоты ВГО по спутниковым (AVHRR/NOAA, 12:03 МСВ, см. шкалу цвета в км) и радиолокационным (МРЛ, Крылатское г.Москва, 12:00 МСВ, белая изолиния) данным (29 июля 2004 г.). Слева - $h_{ВГО(МРЛ)}=3\ 000$ м, справа - $h_{ВГО}=8\ 000$ м. Примечание: clear – безоблачно

В целом, исследования показывают, что ошибки определения $h_{ВГО}$ обычно не превосходят 10 % от полученного значения, т.е 100-300 м для низкой облачности, 300-500 м для облачности среднего яруса и 0,5-1 км для облачности верхнего яруса, многослойной и большого вертикального развития. Величина ошибки оценки $h_{ВГО}$ зависит от оптической плотности облака (в меньшей степени) и от точности (в том числе пространственного и временно'го разрешения) дополнительной информации о температуре и влажности воздуха.

Заключение

Предложена методика автоматического попиксельного определения температуры и высоты ВГО по данным радиометра AVHRR МИСЗ ссерии NOAA в умеренных широтах в светлое время суток в течение всего года независимо от типа облачности и состояния подстилающей поверхности. Уравнение коррекции значений температуры ВГО получено эмпирическим путем. Методика удовлетворительно рассчитывает значения температуры ВГО. Полученные оценки $h_{ВГО}$ хорошо согласуются со среднеклиматическими оценками, оценками ВМО [3, 4] и наблюдениями МРЛ и могут использоваться для мезомасштабных исследований облачности, аналогичных наземным и самолетным наблюдениям.

Литература

1. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Оценки параметров облачного покрова по данным радиометра AVHRR ИСЗ NOAA регионального покрытия в светлое время суток в автоматическом режиме // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. научн. статей. М.: ООО «Азбука-2000», 2007. Выпуск 4. Т. II. С. 65-73.
2. Соловьев В.И., Успенский А.Б., Кухарский А.В. Опыт регионального температурно-влажностного зондирования атмосферы по данным ИСЗ «NOAA» // Метеорология и гидрология, 2003. №3. С.38-46.
3. Атлас облаков / Под ред. М.М. Ясногородской. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 268 с.
4. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 647 с.

Comparative analysis of cloud upper border assessments obtained by AVHRR NOAA and meteorological radar

E.V. Volkova, A.B. Uspensky

Scientific Research Center of Space Hydrometeorology "Planeta"

E-mail: uspensky@planet.iitp.ru

A threshold method of automatic pixel-by-pixel classification of AVHRR NOAA data makes it possible to determine the real air temperature at the cloud upper border height due to an equation of the AVHRR 4th band data corrections and to compute cloud upper border height for an individual pixel regardless of cloud type. The corrections equation was derived empirically. Additionally the method uses the data of air temperature and humidity vertical distribution. The method was adjusted and tested on the satellite and ground meteorological data archived for the region 46.7-63.0°N, 26.0-43.7°E in 1998-2008. Cloud upper border height assessments obtained show a good correlation with the average climatological and WMO assessments as well as with meteorological radar measurements and can be used for mesoscale cloud investigations.

Keywords: cloud upper border height, AVHRR NOAA, meteorological radar.