

Использование данных CloudSat CPR для повышения эффективности нейросетевого подхода к восстановлению высоты нижней границы облаков на спутниковых снимках Aqua MODIS

А. В. Скороходов, К. В. Курьянович

*Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН, Томск, 634055, Россия
E-mails: vazime@yandex.ru, ksuyain@mail.ru*

Предложен модифицированный алгоритм восстановления высоты нижней границы облаков по данным пассивного спутникового зондирования. Привлекаются синхронные результаты сканирования земной поверхности радаром CPR (*англ.* Cloud Profiling Radar) (спутник CloudSat (*англ.* Cloud Satellite)) и спектрорадимером MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (спутник Aqua), а также тематические продукты их обработки. Использование радиолокационных данных позволяет достаточно надёжно определять высоту основания облаков среднего яруса и конвективной облачности с оптической толщиной $\tau \leq 30$. Основная суть выполненных модификаций заключается в использовании двух независимых самоорганизующихся нейронных сетей Кохонена. Первая (исходная версия алгоритма) из них обучена по данным лидара CALIOP (*англ.* Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) (спутник CALIPSO (*англ.* Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)), а вторая (представлена здесь) — на основе информации, получаемой радаром CPR. Использование двух нейронных сетей позволяет компенсировать различия лидарной и радарной съёмки. Обсуждаются результаты восстановления высоты нижней границы однослойной облачности на спутниковых снимках MODIS, полученных над территорией Западной Сибири в летнее время с мая по сентябрь. Установлено, что получаемые предложенным алгоритмом результаты оценки высоты основания облаков с $10 < \tau \leq 30$ удовлетворяют существующим в данной области требованиям NOAA (*англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration) NESDIS (*англ.* National Environmental Satellite, Data, and Information Service) в 71 % случаев.

Ключевые слова: высота нижней границы облаков, нейронная сеть, обработка изображений, спутниковые данные, CALIOP, CPR, MODIS

Одобрена к печати: 26.10.2022

DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-63-75

Введение

Информация о высоте нижней границы облаков (ВНГО) необходима не только для обеспечения безопасности полётов воздушных судов различного типа, но и для определения степени воздействия облачности на уходящее от подстилающей поверхности длинноволновое излучение и на характеристики атмосферного аэрозоля, а также для радиолокации, например, при выборе рабочего диапазона частот (Кхыонг, 2020; Gebremariam et al., 2018; Mecikalski et al., 2007). Традиционным подходом к оценке рассматриваемого параметра является использование наземных светолокационных регистраторов (ДВО-2, ИВО-1м, РВО-2м) и лазерных высотометров (СТ25К, LD12, CL31) (Борейшо и др., 2019; Толмачева, Крючкова, 2013). Общим недостатком обоих типов устройств выступает локальность производимых ими измерений. Учитывая ещё и их достаточно редкую приборную сеть, это не позволяет осуществлять глобальный мониторинг ВНГО, особенно в высоких широтах и над поверхностью океанов (Automated..., 1998). Поэтому сегодня активно развиваются методы и подходы к восстановлению значений рассматриваемого параметра на основе результатов дистанционного зондирования Земли из космоса.

Существующие системы спутниковой съёмки условно можно разделить на два типа: пассивные и активные. Первые из них регистрируют отражённое или собственное излучение от атмосферы и подстилающей поверхности в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. Поэтому при использовании таких данных напрямую можно восстановить характеристики

только верхней границы облаков, а косвенно (используя различные модели) — некоторые их физические параметры, например оптическую толщину, эффективный радиус частиц и водо-запас (Platnick et al., 2017). Второй тип систем спутникового дистанционного зондирования состоит уже не только из приёмника, но и передатчика, посылающего лазерные импульсы или радиосигналы к поверхности планеты. Эти сигналы ослабевают, проходя сквозь атмосферу Земли, и, отражаясь от подстилающей поверхности, поступают обратно на спутник. Такие устройства позволяют восстанавливать уже вертикальную структуру атмосферы, включая характеристики нижней границы облаков.

В середине 2000-х гг. были запущены лидар CALIOP (*англ.* Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) (спутник CALIPSO (*англ.* Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)) и радар CPR (*англ.* Cloud Profiling Radar) (спутник CloudSat (*англ.* Cloud Satellite)) в составе группировки A-Train, которые функционируют по настоящее время. Полученные ими синхронные результаты позволили существенно улучшить понимание о вертикальном строении атмосферы, включая микроструктуру облаков (Koffi et al., 2020; Oreopoulos et al., 2017; Stubenrauch et al., 2010). Однако для осуществления глобального и оперативного мониторинга облачности указанные инструменты непригодны. Основным недостатком обоих приборов — периодичность съёмки одного и того же участка подстилающей поверхности, которая составляет 16 сут. При этом оба инструмента характеризуются узкой шириной полосы обзора. Так, для CALIOP пятно сканирования имеет форму окружности с диаметром после усреднения 333 или 1000 м в зависимости от высоты расположения облаков, а для CPR — форму суперэллипса размером $1,4 \times 2,5$ км на подстилающей поверхности (Tanelli et al., 2008; Winker et al., 2009).

Результаты оценки возможностей инструментов CALIOP и CPR показали, что эффективность восстановления ими вертикальной структуры облаков зависит от их оптической толщины (τ) и фазового состава. Так, в работе (Mace, Zhang, 2014) указано, что лидар способен надёжно детектировать нижнюю границу в основном у кристаллической облачности с $\tau < 5$. Однако в исследовании (Скороходов, Курьянович, 2022) продемонстрировано, что CALIOP позволяет достаточно эффективно определять ВНГО для облаков различного фазового состава с $\tau < 15$. Радар же теоретически способен восстанавливать профили преимущественно жидкокапельной облачности с любой оптической толщиной (Marchand et al., 2008). Однако результаты оценки эффективности CPR по детектированию нижней границы облаков при различных значениях τ в известных работах в данной области не приведены. Известно только, что комплексные данные лидара и радара (тематический продукт 2B-GEOPROF-LIDAR), полученные до 2011 г. (когда произошла аномалия с аккумуляторными батареями на CloudSat), хорошо согласуются с самолётными измерениями ВНГО согласно работе (Nayak et al., 2012).

Накопленная за время функционирования CALIOP и CPR информация позволила выявить некоторые эмпирические зависимости между ВНГО и другими характеристиками облаков, например водозапасом, которые в настоящее время стали активно использоваться для создания методов оценки высоты расположения основания облачности по данным пассивных спутниковых систем (Hutchison et al., 2006; Miller et al., 2014; Noh et al., 2017). Вторым подходом в данной области является применение концепции «донор–реципиент», согласно которой результаты восстановления ВНГО вдоль трассы лидара и/или радара, наложенной на синхронный снимок от пассивного сенсора, экстраполируются на другие участки этого изображения (Barker et al., 2011; Chen et al., 2020; Sun et al., 2016). В работе (Скороходов, Курьянович, 2022) был предложен нейросетевой метод определения высоты основания облачности по спутниковым снимкам MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (спутник Aqua), объединяющий указанные выше подходы и нивелирующий некоторые их недостатки. Здесь обучение сети осуществлялось с помощью данных лидара и радиометра, а сама процедура восстановления ВНГО — только на основе результатов пассивного зондирования. Указанный метод позволяет определять высоту основания облаков нижнего и верхнего ярусов, имеющих $\tau < 15$, с точностью, удовлетворяющей требованиям NOAA NESDIS (NOAA — *англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration, Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США; NESDIS —

англ. National Environmental Satellite, Data, and Information Service, Национальная информационная служба по космическим данным об окружающей среде) (Miller et al., 2019), представляемых к операционным алгоритмам обработки результатов пассивного спутникового зондирования.

Цель настоящей работы заключалась в исследовании возможностей радара CPR по определению высоты основания однослойных облаков с различной оптической толщиной и потенциала использования результатов его применения для повышения эффективности нейросетевого метода восстановления ВНГО по спутниковым снимкам MODIS и тематическим продуктам их обработки. Представленная публикация — логическое продолжение исследований, начатых в работе (Скороходов, Курьянович, 2022).

Исходные данные

В работе использовались спутниковые данные радара CPR и спектрорадиометра MODIS, а также тематические продукты их обработки, полученные в светлое время суток над территорией Западной Сибири за период с 2010 по 2017 г. Указанные системы входили в группировку A-Train, космические аппараты которой имели одинаковую солнечно-синхронную орбиту 705 км с углом наклона 98° и периодом 16 сут. В 2018 г. вышло из строя одно из трёх колёс позиционирования CloudSat, что привело к понижению его орбиты (Braun et al., 2019). При этом до 2011 г. время пролёта над одной и той же территорией между двумя этими спутниками различалось всего на несколько десятков секунд. Однако случившаяся аномалия с аккумуляторными батареями CloudSat увеличила его отставание от Aqua до 3,5 мин. Несмотря на это, данные CPR и MODIS можно считать синхронными, а смещение облаков и изменение их формы незначительными согласно (Eastman, Warren, 2013). Аналогично (Скороходов, Курьянович, 2022) в работе рассматривались спутниковые данные, полученные в летнее время с мая по сентябрь, позволяющее охватить практически все типы облачности согласно метеорологическому стандарту Всемирной метеорологической организации (ВМО) (Код..., 2013).

Нами рассматривались следующие продукты спутниковой съёмки CPR и MODIS: изображения в видимом диапазоне спектра (0,62–0,67 мкм) с пространственным разрешением 1000 м (MYD021KM); файлы, содержащие информацию о характеристиках облаков (MYD06_L2, CLDPROP_L2 и 2B-CLDCLASS) и геопривязку (MYD03) (<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov>, <https://www.cloudsat.cira.colostate.edu>). Отметим, что продукт 2B-CLDCLASS сформирован только на основе радарных данных без привлечения результатов съёмки другими аппаратами из A-Train, за исключением сведений о типе наблюдаемой облачности, для получения которых используются снимки MODIS. Выделение пикселей, принадлежащих однослойным облакам, осуществлялось на основе соответствующего флага из продукта MYD06_L2. Остальные параметры облачности, восстановленные по результатам пассивного зондирования, извлекались из продукта CLDPROP_L2. При этом рассматривались следующие характеристики облаков, подстилающей поверхности и условий съёмки: оптическая толщина (для расчёта используется спектральный канал MODIS 2,2 мкм), эффективный радиус частиц (2,2 мкм), водозапас (P) (2,2 мкм), фазовый состав, ВНГО ($h_{НГ}$), высота ($h_{ВГ}$), температура и давление на верхней границе облачности (11 мкм), её эффективная излучательная способность (11 мкм), разновидность облаков, температура суши или воды, тип подстилающей поверхности, а также зенитные углы Солнца в исследуемой точке (θ).

В работе был проведён анализ возможностей CPR по детектированию высоты основания облачности. На *рис. 1* (см. с. 66) приведены гистограммы относительной частоты (N) значений некоторых из перечисленных выше характеристик облаков. Здесь $\Delta h = h_{ВГ} - h_{НГ}$ — это геометрическая толщина облаков. Обозначения под осью абсцисс на *рис. 1г* — это названия типов облачности в соответствии со спецификацией продукта 2B-CLDCLASS (Wang, Sassen, 2007): HL — облака верхнего яруса, As — высокослоистые, Ac — высококучевые, St — слоистые, Sc — слоисто-кучевые, Cu — кучевые, Ns — слоисто-дождевые и Deep — облака глубокой конвекции. Из *рис. 1а* видно, что радарные данные позволяют восстанавливать

ВНГО преимущественно для облачности с $\tau < 50$. При этом у таких облаков $h_{НГ} < 3000$ м, а $\Delta h < 6000$ м согласно *рис. 1б* и *в*. Наиболее эффективно инструмент CPR детектирует высоту основания у слоисто-кучевой облачности, а наименее — у облаков глубокой конвекции, что видно из *рис. 1г*. Значение $N = 0$ в столбце St, предположительно, вызвано низкой повторяемостью слоистой облачности в летнее время над Западной Сибирью при отсутствии облаков верхних ярусов. Исходя из полученных результатов анализа можно сделать вывод, что CPR позволяет надёжно восстанавливать ВНГО для всех ярусов облачности, за исключением облаков глубокой конвекции. Поэтому при улучшении нейросетевого подхода к оценке высоты основания облачности нами было принято решение об использовании выборочных данных, соответствующих $10 < \tau \leq 30$. Большие значения оптической толщины характерны уже облакам глубокой конвекции согласно (Maddox, 1980), а поэтому исключены из рассмотрения. А облачность с $\tau \leq 10$ более эффективно детектируется лидаром CALIOP (спутник CALIPSO), обучающие образцы для этого уже сформированы в исследовании (Скороходов, Курьянович, 2022). Решение же задачи восстановления ВНГО конвективной облачности с $\tau > 30$ по данным пассивного спутникового зондирования можно считать перспективным направлением развития настоящей работы.

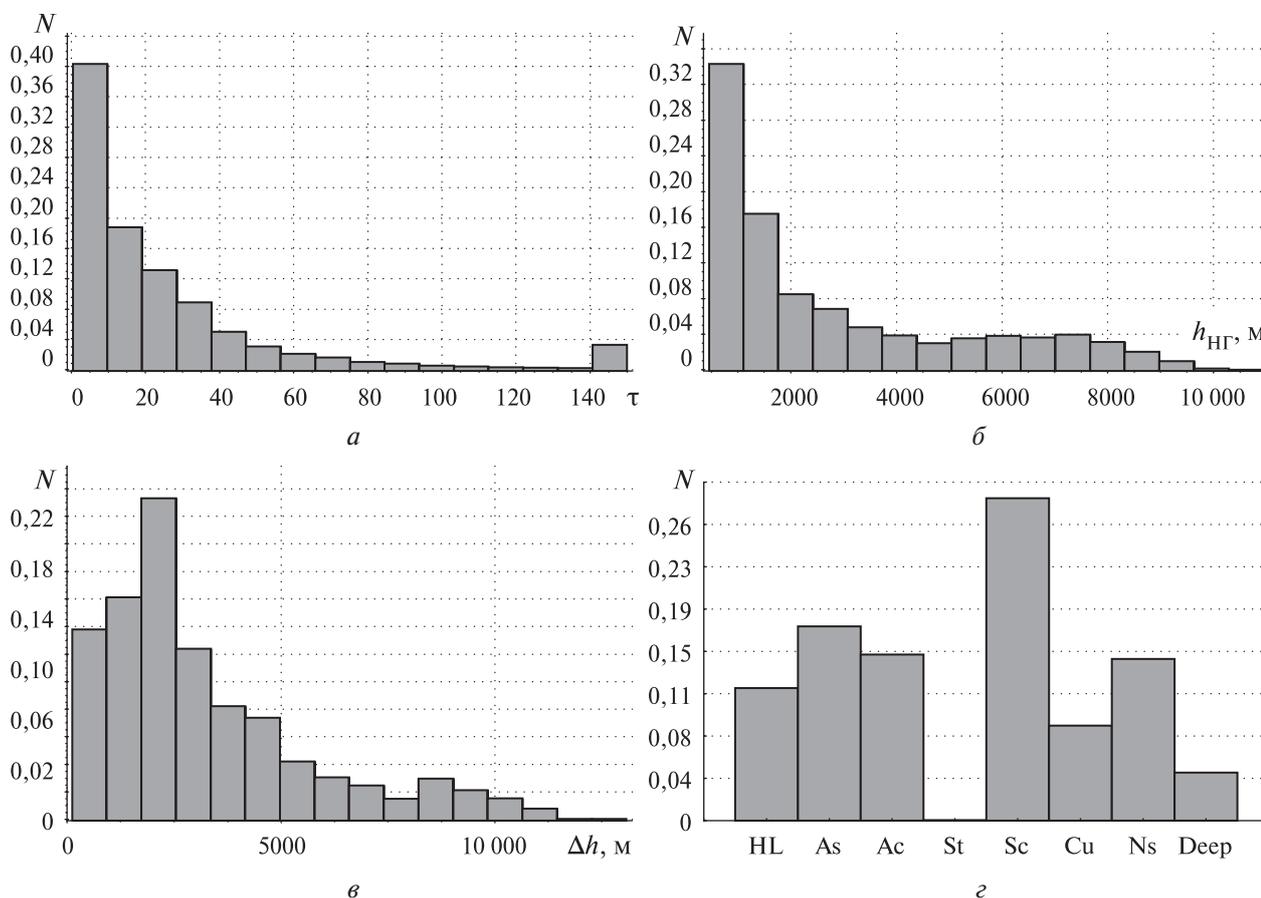


Рис. 1. Гистограммы относительной частоты значений оптической толщины (а), высоты нижней границы (б), геометрической толщины (в) и типа (г) облачности над Западной Сибирью, полученных по данным CPR и MODIS в летнее время

Методика восстановления высоты нижней границы облаков

В работе (Скороходов, Курьянович, 2022) процедура восстановления ВНГО рассмотрена в качестве частного случая задачи классификации. Для её решения был разработан алгоритм на основе самоорганизующейся нейронной сети Кохонена. При этом на этапе обучения

классификатора использовались синхронные данные лидара CALIOP и спектрорадиометра MODIS. Определение высоты основания облаков осуществляется уже только на основе результатов пассивного зондирования. На вход сети предъявляются характеристики облаков из продукта CLDPROP_L2, а каждому нейрону соответствует узкий (50 м) интервал значений ВНГО из диапазона 0–20 000 м. Вследствие ограниченных возможностей лазерного сканирования размер сети на основе результатов её обучения уменьшился от предполагаемых 400 нейронов (исходя из области допустимых значений высоты основания облаков у лидара CALIOP) до 81. Таким образом, указанный алгоритм способен надёжно (согласно требованиям NOAA NESDIS) восстанавливать значения ВНГО преимущественно для оптически тонкой облачности нижнего и верхнего ярусов. Поэтому для улучшения эффективности разработанного нейросетевого подхода к восстановлению высоты основания облачности было принято решение об использовании ещё и синхронных данных CPR и MODIS.

Нами было рассмотрено три способа усовершенствования алгоритма восстановления ВНГО на основе результатов пассивного спутникового зондирования сенсором MODIS:

1. Объединение эталонных выборок, полученных по данным лидара CALIOP и радара CPR, с последующим переобучением самоорганизующейся нейронной сети Кохонена, при котором её весовые коэффициенты $w_j^{(\tau)}$, $w_j^{(P)}$, $w_j^{(h_{\text{нг}})}$, ..., $w_j^{(\theta)}$, где $j = 1, 2, 3, \dots, K$ и $K = 400$, на начальном этапе инициализируются случайными значениями.
2. Дообучение уже настроенной по данным лидара CALIOP нейронной сети в работе (Скороходов, Курьянович, 2022), используя результаты зондирования радаром CPR. Ожидается увеличение числа нейронов с 81 до предполагаемых нами 400 и инициализация весовых коэффициентов случайными значениями только для вновь добавленных из них. При этом на начальных эпохах обучения «механизм утомления» для старых нейронов должен быть более строгим, например, число их побед можно корректировать с неким повышающим коэффициентом (Осовский, 2002; Хайкин, 2008).
3. Использование двух самоорганизующихся нейронных сетей Кохонена для восстановления ВНГО у облаков с $\tau \leq 10$ и $10 < \tau \leq 30$ соответственно. Таким образом, предполагается применение уже обученного по данным лидара CALIOP классификатора из работы (Скороходов, Курьянович, 2022) и настройка второго на основе результатов зондирования радаром CPR. При этом подразумевается применение тех же методов обучения и редукции нейронной сети, что и для первого классификатора.

В результате проведённых экспериментов установлено, что использование первого способа не позволяет активировать существенно большее число нейронов, чем при обучении сети только на данных CALIOP (117 против 81). Предположительно, это связано с тем, что оптическая толщина не является ключевым косвенным признаком при делении облаков по высоте их основания. Применение второго способа также оказалось неэффективным, главным образом из-за неспособности более строгого «механизма утомления» активировать много новых конкурентоспособных нейронов. В данном случае размерность сети возросла всего до 109 нейронов из 400 предполагаемых. Наилучшие результаты восстановления ВНГО продемонстрировал третий способ, поэтому рассмотрим его более подробно.

На рис. 2 (см. с. 68) показана общая схема модифицированного алгоритма определения высоты основания облаков. Для каждого пикселя осуществляется проверка на его принадлежность к однослойной облачности исходя из значения соответствующего флага в продукте MYD06_L2 и определённость оптической толщины в продукте CLDPROP_L2. Следует отметить, что, если для исследуемой точки восстановлено значение оптической толщины, то эффективный радиус частиц и водозапас в ней также определены. Далее этот пиксель обрабатывается первой нейронной сетью, если $\tau \leq 10$, и второй — если $10 < \tau \leq 30$. Точки, в которых оптическая толщина больше 30 или вообще не определена и которые при этом соответствуют многослойной облачности, остаются необработанными. Результаты настройки первого классификатора взяты из работы (Скороходов, Курьянович, 2022). Вторая нейронная сеть была обучена методом CWTA (*англ.* Conscience Winner Takes All) на основе синхронных данных CPR и MODIS, описание которых изложено в предыдущем разделе.

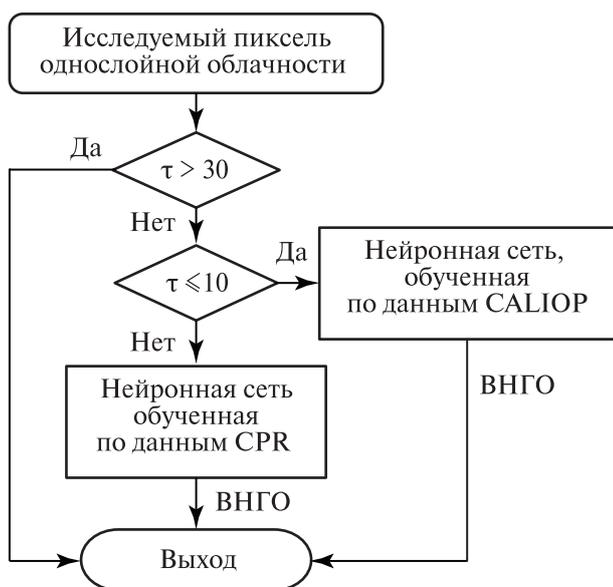


Рис. 2. Общая схема модифицированного алгоритма восстановления ВНГО по спутниковым снимкам MODIS на основе использования данных CALIOP и CPR

Тренировочный набор составлен по результатам спутниковой съёмки за период 2010–2017 гг., исключая информацию 2013 г., которая использовалась далее при тестировании алгоритма. Каждый обучающий образец включает значения рассматриваемых в работе параметров однослойной облачности в точке, находящейся на трассе CPR, наложенной на снимок MODIS. Объём обучающей выборки составил 52 980 пикселей. На рис. 3 показаны гистограммы относительной частоты значений геометрической толщины и разновидностей

облаков, построенных по этим точкам. Из рис. 3 видно, что большая часть обучающей выборки состоит из образцов слоисто-кучевой, слоисто-дождевой, высокослоистой и высококучевой облачности с вертикальной протяжённостью менее 3000 м. Это предопределяет возможности и ограничения второго классификатора. После завершения обучения и применения методов редукции сети, изложенных в исследовании (Скороходов, Курьянович, 2022), количество нейронов сократилось до 144. Отметим, что один и тот же диапазон ВНГО может соответствовать нескольким нейронам одновременно. Это объясняется тем, что различные типы облачности могут характеризоваться существенно различающимися параметрами, но иметь одинаковую высоту основания, например кучевые и высокослоистые. Таким нейронам назначаются одни и те же цвета, в которые перекрашивается исходное изображение MODIS в ходе выполнения процедуры восстановления ВНГО. Цвет необработанных пикселей остаётся без изменений.

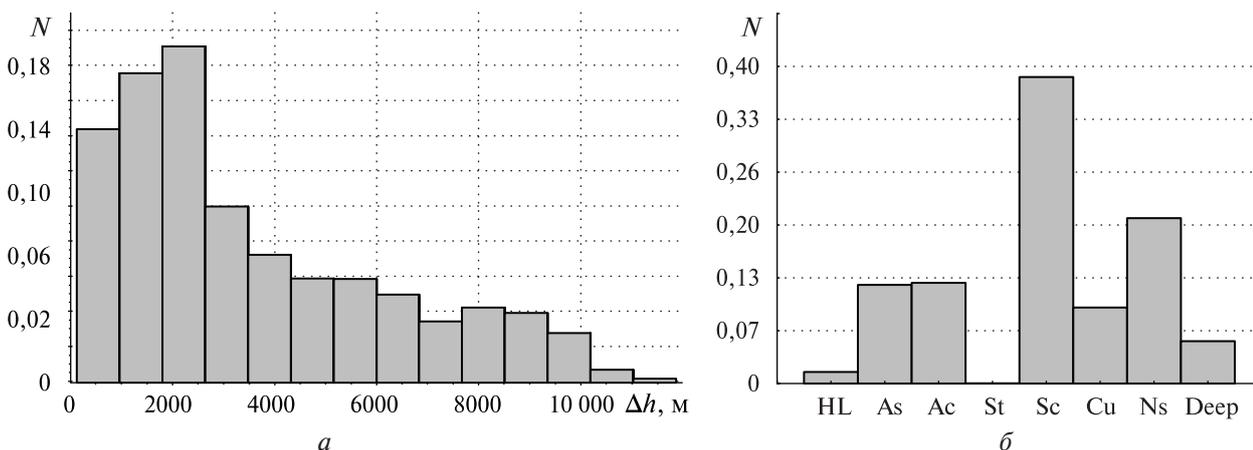


Рис. 3. Гистограммы относительных частот значений геометрической толщины облаков (а) и их разновидностей (б) в обучающей выборке

На рис. 4 показаны результаты восстановления ВНГО по спутниковым данным MODIS, полученным над севером Западной Сибири (>60° с.ш.) 03.07.2013, с помощью исходного и модифицированного алгоритмов. Из рис. 4б видно, что использование одной нейронной сети, обученной на основе результатов зондирования лидаром CALIOP, позволяет определять высоту основания только у оптически тонких облаков нижнего и верхнего ярусов, а также

по краям более плотной облачности. Здесь доля облаков, для которых ВНГО была восстановлена, составила около 30 % от общего их числа в соответствии с облачной маской и приблизительно 50 % от всей однослойной облачности, для которой значения оптической толщины в продукте CLDPROP_L2 определены. Из *рис. 4в* видно, что привлечение результатов съёмки радаром CPR повышает эффективность восстановления высоты основания облаков во всех ярусах. Особенно отчётливо это проявляется в центре снимка, где наблюдается поле высококучевой облачности, и в его правом верхнем углу для слоисто-дождевых облаков исходя из сравнения количества перекрашенных пикселей. В процентном отношении доля облаков, для которых ВНГО была восстановлена, увеличилась до 45 % от общего их числа и до 76 % для однослойной облачности с определёнными в продукте CLDPROP_L2 значениями оптической толщины. Таким образом, модифицированный в рамках настоящей работы алгоритм позволяет составить достаточно полное представление о высоте основания облачных полей, наблюдаемых по данным пассивного спутникового зондирования над конкретным регионом.

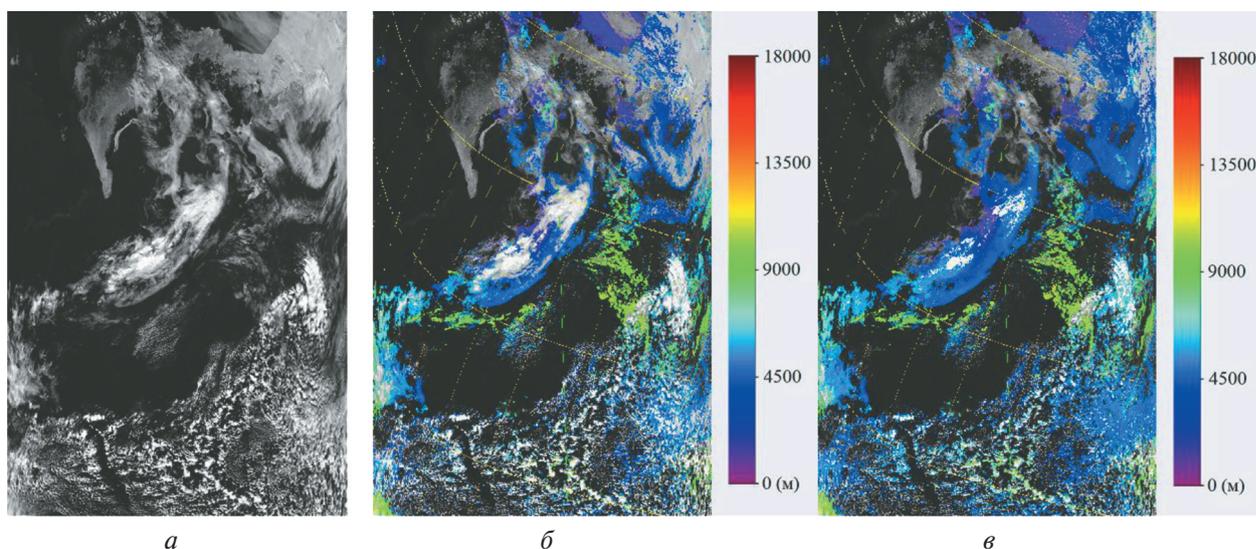


Рис. 4. Результаты восстановления ВНГО на основе применения исходного (*а*) и модифицированного (*б*) алгоритмов по спутниковому снимку MODIS (*в*) севера Западной Сибири от 03.07.2013

Обсуждение результатов

Эффективность восстановления ВНГО второй сетью Кохонена оценивалась на основе результатов обработки тестовой выборки, состоящей из синхронных данных CPR и MODIS объёмом 3778 образцов, полученных над Западной Сибирью с мая по сентябрь 2013 г. Отметим, что рассматривались только пиксели однослойной облачности с $10 < \tau \leq 30$, принадлежащие трассе радара, наложенной на изображение в видимом диапазоне спектра. После обработки всей тестовой выборки вычислялись следующие оценки эффективности:

$$\Delta h_{\text{НГ}}(t) = \left| h_{\text{НГ}}^A(t) - h_{\text{НГ}}^C(t) \right|,$$

где $h_{\text{НГ}}^A(t)$ и $h_{\text{НГ}}^C(t)$ — значения ВНГО, восстановленные классификатором и радаром CPR соответственно для t -го тестового образца, а также

$$\Delta h(t) = \left| \Delta h^A(t) - \Delta h^C(t) \right|,$$

где $\Delta h^A(t)$ и $\Delta h^C(t)$ — значения геометрической толщины облаков, определённые сетью Кохонена и рассчитанные на основе радарных данных соответственно для этого же тестового образца.

На *рис. 5а* и *б* показаны гистограммы относительной частоты значений ВНГО в тестовой выборке и восстановленных разработанным алгоритмом соответственно. Из *рис. 5а* вид-

но, что для большинства тестовых образцов $h_{\text{НГ}} < 3000$ м, что соответствует облакам нижнего и среднего ярусов. Однако в тестовой выборке встречаются примеры и перистообразной облачности исходя из значений ВНГО. Анализ данных, показал, что в основном эти образцы соответствуют краям облаков глубокой конвекции, которые идентифицируются как однослойная облачность с $\tau < 30$. Из *рис. 5б* видно, что максимальные значения $h_{\text{НГ}}$, восстановленные алгоритмом, не превышают 4000 м. Предположительно, это связано с недостаточным количеством обучающих образцов, соответствующих краям облаков вертикального развития, а также сходством значений их характеристик с другими типами облачности. Поэтому алгоритм и «занижает» значения ВНГО. При этом подобная тенденция отмечается и в других работах из этой области, например в публикации (Noh et al., 2017). Повышение эффективности определения ВНГО у таких образцов можно рассматривать в качестве перспективного направления развития данной работы. В целом же исходные и восстановленные значения $h_{\text{НГ}}$ описываются логнормальными распределениями, параметры которых хорошо согласуются между собой. Так, мода ВНГО на *рис. 5а* равна 1253 м и стандартное отклонение — 2000 м, а на *рис. 5б* — 1077 и 582 м соответственно.

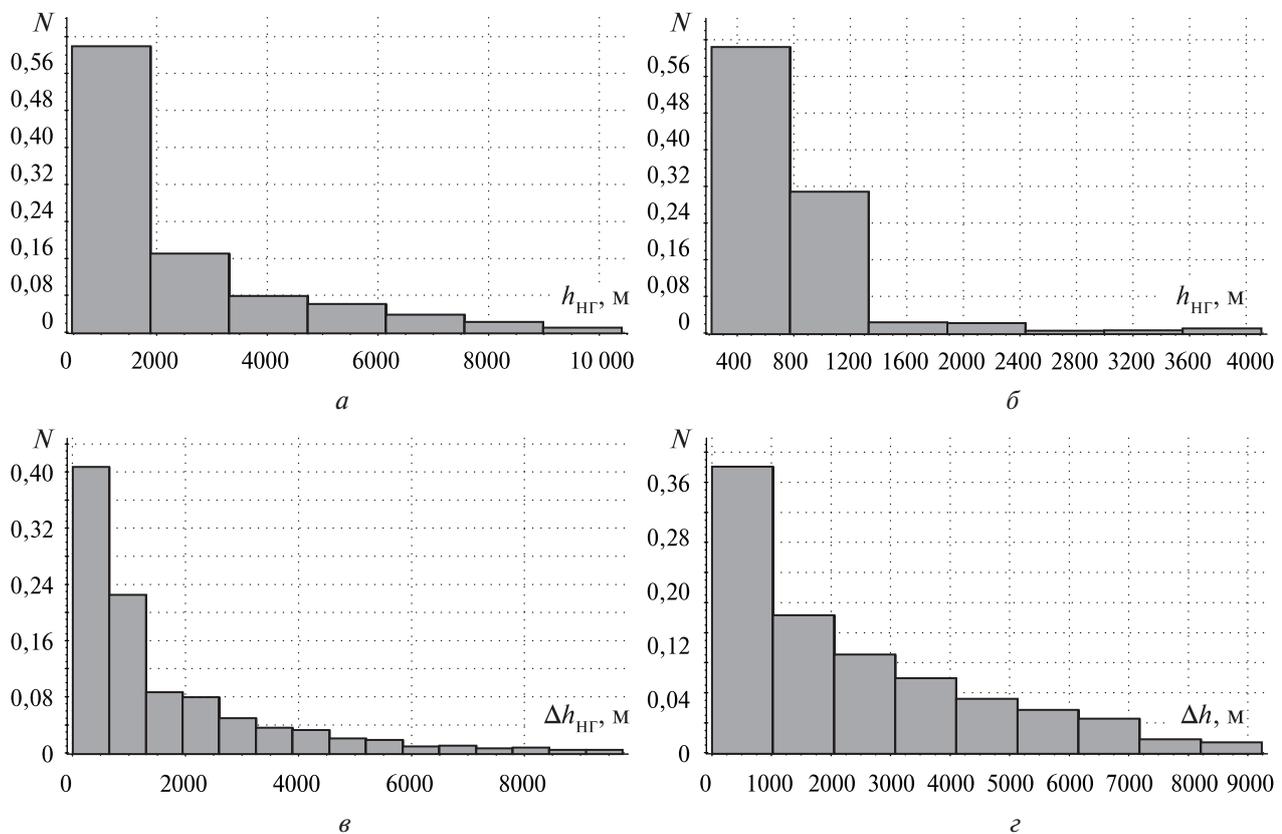


Рис. 5. Диаграммы относительной частоты значений ВНГО в тестовой выборке (*а*) и восстановленных алгоритмом (*б*), а также их разницы (*в*) и отклонения геометрической толщины (*г*)

На *рис. 5в* и *г* показаны гистограммы относительных частот $\Delta h_{\text{НГ}}(t)$ и $\Delta h(t)$ соответственно. Согласно требованиям NOAA NESDIS (Miller et al., 2019), предъявляемым к алгоритмам в данной области, отклонение восстановленных значений ВНГО от эталонных (результатов съёмки CPR в нашем случае) не должно превышать 2 км для облаков с $\tau > 1$. Из *рис. 5а* видно, что это условие выполняется в 71 % случаев. У первой нейронной сети, которая определяет высоту основания облаков с $\tau < 15$, это условие выполняется для 80 % образцов согласно (Скороходов, Курьянович, 2022). Из *рис. 5г* видно, что наблюдается достаточно низкий процент «совпадений» мнений второго классификатора с данными CPR относительно величины геометрической толщины наблюдаемой облачности. Эти показатели существенно ниже тех,

которые были достигнуты первой нейронной сетью для облаков с $\tau < 15$. В первую очередь это связано с тем, что радар позволяет восстанавливать ВНГО у облаков с более высокой вертикальной протяжённостью, чем аппаратура CALIOP. Следовательно, и сами значения геометрической толщины в этом случае получаются высокими. Но точность оценки высоты основания облачности в целом выше у лидара, чем у CPR, поскольку лазерное зондирование позволяет детектировать облачные частицы даже на уровне конденсации влаги, а радиосигнал начинает ослабевать уже в плотных слоях облаков (Tanelli et al., 2008; Winker et al., 2009). Таким образом, использование подхода с двумя нейронными сетями Кохонена для восстановления ВНГО у облачности с различными значениями τ можно считать оправданным.

Заключение

Основным результатом работы является модифицированный алгоритм восстановления ВНГО у однослойных облаков с $\tau \leq 30$ по результатам пассивного спутникового зондирования на основе нейросетевого подхода. Предложенный в исследовании (Скороходов, Курьянович, 2022) метод был адаптирован для определения высоты основания у облачности с большей оптической толщиной по сравнению с его исходной версией за счёт привлечения данных, получаемых космическим радаром CPR. В частности, это позволило восстанавливать ВНГО у облаков среднего яруса, а также слоисто-кучевой и конвективной облачности (см. *рис. 3б*). При этом установлено, что подход к оценке высоты основания облаков на основе использования двух независимых самоорганизующихся нейронных сетей Кохонена наиболее эффективен из-за различающихся возможностей спутниковой съёмки лидаром CALIOP и радаром CPR. Принципиальное различие этих классификаторов в том, что в первом случае восстановление ВНГО осуществляется через геометрическую толщину облачности, а во втором — напрямую.

Результаты восстановления ВНГО по данным пассивного спутникового зондирования для облаков с $10 < \tau \leq 30$ удовлетворяют требованиям NOAA NESDIS (Miller et al., 2019) при сопоставлении с измерениями CPR в 71 % случаев. В целом анализ результатов, представленных на *рис. 5*, показывает, что предложенный алгоритм «занижает» значения $h_{НГ}$. Предположительно, это обусловлено меньшим числом образцов для облаков более высоких ярусов в обучающей выборке по сравнению с нижележащими слоями. При этом модифицированный алгоритм позволяет обрабатывать в среднем 75 % пикселей однослойной облачности, для которых известна оптическая толщина. Это позволяет создать более целостное представление о высоте основания облаков в конкретный момент времени над исследуемым регионом планеты. Перспективным направлением развития настоящей работы представляется привлечение результатов измерений наземными лазерными высотометрами, входящими в международную наблюдательную сеть ASOS (*англ.* Automated Surface Observing Stations), для обеспечения возможности восстановления ВНГО у облаков глубокой конвекции в целом и на их краях в частности, а также многослойной облачности по данным пассивного спутникового зондирования.

Работа в части анализа возможностей спутниковой съёмки MODIS и CPR, а также модификации алгоритма восстановления ВНГО на основе его результатов выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 21-71-10076, <https://rscf.ru/project/21-71-10076/>), а в части изучения характеристик облачности над Западной Сибирью — в рамках государственного задания Института оптики атмосферы им. В. Е. Зуева Сибирского отделения РАН.

Литература

1. Борейшо А. С., Ким А. А., Коняев М. А., Лугиня В. С., Морозов А. В., Орлов А. Е. Современные лидарные средства дистанционного зондирования атмосферы // Фотоника. 2019. Т. 13. № 7. С. 648–657. DOI: 10.22184/1992-7296.

2. Код для оперативной передачи данных приземных метеорологических наблюдений с сети станций Росгидромета (Код КН-01 SYNOP). М.: Триада ЛТД, 2013. 79 с.
3. *Кхьюнг Н. В.* Оценка влияния метеообразования на распространение радиоволн в X-диапазоне // Тр. Московского физико-техн. ин-та. 2020. Т. 12. № 3. С. 94–103. DOI: 10.53815/20726759_2020_12_3_94.
4. *Осовский С.* Нейронные сети для обработки информации / пер. с польского Рудинского И. Д. М.: Финансы и статистика, 2002. 344 с.
5. *Скороходов А. В., Курьянович К. В.* Использование данных CALIOP для оценки высоты нижней границы облаков на спутниковых снимках MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 2. С. 43–56. DOI: 0.21046/2070-7401-2022-19-2-43-56.
6. *Толмачева Н. И., Крючкова А. Д.* Методы и средства метеорологических измерений: учеб. пособие. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2013. 253 с.
7. *Хайкин С.* Нейронные сети: Полный курс / пер. с англ. Н. Н. Куссуль, А. Ю. Шелестовой. М.: Изд. дом «Вильямс», 2008. 1103 с.
8. Automated Surface Observing System (ASOS): User's Guide. Washington, D. C., USA: NOAA, 1998. 74 p.
9. *Barker H. W., Jerg M. P., Wehr T., Kato S., Donovan D. P., Hogan R. J.* A 3D cloud-construction algorithm for the EarthCARE satellite mission // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 1042–1058. DOI: 10.1002/qj.824.
10. *Braun B. M., Sweetser T. H., Graham C., Bartsch J.* CloudSat's A-Train exit and the formation of the C-Train: An orbital dynamics perspective // IEEE Aerospace Conf. Proc. 2019. P. 18759265. DOI: 10.1109/AERO.2019.8741958.
11. *Chen S., Cheng C., Zhang X., Su L., Tong B., Dong C., Wang F., Chen B., Chen W., Liu D.* Construction of nighttime cloud layer height and classification of cloud types // Remote Sensing. 2020. V. 12. Art. No. 668. DOI: 10.3390/rs12040668.
12. *Eastman R., Warren S. G.* Diurnal cycles of cumulus, cumulonimbus, stratus, stratocumulus, and fog from surface observations over land and ocean // J. Climate. 2013. V. 27. P. 2386–2404. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00352.1.
13. *Gebremariam S., Li S., Weldegaber M.* Observed correlation between aerosol and cloud base height for low clouds at Baltimore and New York, United States // Atmosphere. 2018. V. 9. No. 4. P. 143. DOI: 10.3390/atmos9040143.
14. *Hutchison K. D., Wong E., Ou S. C.* Cloud base height retrieval during nighttime conditions with MODIS data // Intern. J. Remote Sensing. 2006. V. 27. P. 2847–2862. DOI: 10.1080/01431160500296800.
15. *Koffi B., Schulz M., Bréon F.-M., Griesfeller J., Winker D., Balkanski Y., Bauer S., Bernsten T., Chin M., Collins W. D., Dentener F., Diehl Th., Easter R., Ghan S., Ginoux P., Gong S., Horowitz L. W., Iversen T., Kirkevåg A., Koch D., Krol M., Myhre G., Stier Ph., Takemura T.* Application of the CALIOP layer product to evaluate the vertical distribution of aerosols estimated by global models: AeroCom phase I results // J. Geophysical Research. 2012. V. 117. D10201. DOI:10.1029/2011JD016858.
16. *Mace G. G., Zhang Q.* The CloudSat radar-lidar geometrical profile product (RL-GeoProf): updates, improvements and selected results // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2014. V. 119. P. 9441–9462. DOI: 10.1002/2013JD021374.
17. *Maddox R. A.* Mesoscale convective complexes // Bull. American Meteorological Society. 1980. V. 61. P. 1374–1387.
18. *Marchand R., Mace G. G., Ackerman T., Stephens G.* Hydrometeor detection using Cloudsat — An earth-orbiting 94-GHz cloud radar // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2008. V. 25. P. 519–533. DOI: 10.1175/2007JTECHA1006.1.
19. *Mecikalski J. R., Feltz W. F., Murray J. J., Johnson D. B., Bedka K. M., Bedka S. T., Wimmers A. J., Pavlonis M., Berendes T. A., Haggerty J., Minnis P., Bernstein B., Williams E.* Aviation applications for satellite-based observations of cloud properties, convection initiation, in-flight icing, turbulence, and volcanic ash // Bull. American Meteorological Society. 2007. V. 88. P. 1589–1607. DOI: 10.1175/BAMS-88-10-1589.
20. *Miller S. D., Forsythe J. M., Partain P. T., Haynes J. M., Bankert R. L., Sengupta M., Mitrescu C., Hawkins J. D., Vonder Haar T. H.* Estimating three-dimensional cloud structure via statistically blended satellite observations // J. Applied Meteorology Climatology. 2014. V. 53. P. 437–455. DOI: 10.1175/JAMC-D-13-070.1.
21. *Miller S. D., Noh Y.-J., Forsythe J. F., Seaman C. J., Li Y., Heidinger A. K., Lindsey D. T.* AWG Cloud Base Algorithm (ACBA). Silver Spring, MD, USA: NOAA NESDIS, 2019. 46 p.
22. *Nayak M., Witkowski M., Vane D., Livermore T., Rokey M.* CloudSat anomaly recovery and operational lessons learned // Proc. 12th Intern. Conf. Space Operations (Space Ops 2012). 2012. P. 1295798. DOI: 10.2514/6.2012-1295798.
23. *Noh Y., Forsythe J. M., Miller S. D., Seaman C. J., Li Y., Heidinger A. K., Lindsey D. T., Roger M. A., Partain P. T.* Cloud-base height estimation from VIIRS. Part II: A statistical algorithm based on A-Train satellite data // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2017. V. 34. P. 585–598. DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0110.1.

24. Oreopoulos L., Cho N., Lee D. New insights about cloud vertical structure from CloudSat and CALIPSO observations // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2017. V. 122. P. 9280–9300. DOI: 10.1002/2017JD026629.
25. Platnick S. K., Meyer G., King M. D., Wind G., Amarasinghe N., Marchant B., Arnold G. T., Zhang Z., Hubanks P. A., Holz R. E., Yang P., Ridgway W. L., Riedi J. The MODIS cloud optical and microphysical products: Collection 6 updates and examples from Terra and Aqua // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2017. V. 55. P. 502–525. DOI: 10.1109/TGRS.2016.2610522.
26. Stubenrauch C. J., Cros S., Guignard A., Lamquin N. A 6-year global cloud climatology from the Atmospheric InfraRed Sounder AIRS and a statistical analysis in synergy with CALIPSO and CloudSat // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2010. V. 10. P. 7197–7214. DOI: 0.5194/acp-10-7197-2010, 2010.
27. Sun X. J., Li H. R., Barker H. W., Zhang R. W., Zhou Y. B., Liu L. Satellite-based estimation of cloud-base heights using constrained spectral radiance matching // *Quarterly J. Royal Meteorological Society*. 2016. V. 142. P. 224–232. DOI: 10.1002/qj.2647.
28. Tanelli S., Durden S. L., Eastwood I., Pak K. S., Reinke D. G., Partain Ph., Haynes J. M., Marchand R. T. CloudSat's Cloud Profiling Radar after two years in orbit: performance, calibration, and processing // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2008. V. 46(11). P. 3560–3573. DOI: 10.1109/TGRS.2008.2002030.
29. Wang Z., Sassen K. Level 2 Cloud Scenario Classification Product Process Description and Interface Control Document / Cooperative Inst. Research in the Atmosphere. Denver, CO, USA: Univ. Colorado, 2007. 50 p.
30. Winker D. M., Vaughan M. A., Omar A., Hu Y., Powell K. A. Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms // *J. Atmospheric and Oceanic Technology*. 2009. V. 26. P. 2310–2323. DOI: 10.1175/2009JTECHA1281.1.

Using CloudSat CPR data to improve the efficiency of the neural network approach to estimating cloud base height in Aqua MODIS satellite images

A. V. Skorokhodov, K. V. Kuryanovich

*V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk 634055, Russia
E-mails: vazime@yandex.ru, ksuyain@mail.ru*

We propose a modified algorithm for estimating the cloud base height from passive satellite data. The synchronous results of CPR (CloudSat) and MODIS (Aqua) scans of the Earth's surface are used, as well as the data products of their processing. The use of radar measurements makes it possible to determine quite reliably the base height of middle-level and convective clouds with optical thickness $\tau \leq 30$. The main idea of the performed transformations is the use of two independent Kohonen self-organizing neural networks. The first (the original version of the algorithm) is trained on CALIOP lidar data (CALIPSO), and the second (presented here) is based on information obtained by the CPR radar. Using two neural networks makes it possible to compensate for differences between lidar and radar imagery. We discuss the results of estimating the base height of single-layer clouds on MODIS images obtained over the territory of Western Siberia in the summer from May to September. It was found that the results achieved by the proposed algorithm to estimate the cloud base height with $10 < \tau \leq 30$ satisfy the existing NOAA NESDIS requirements in this area in 71 % of cases.

Keywords: CALIOP, CPR, cloud base height, image processing, MODIS, neural network, satellite data

Accepted: 26.10.2022

DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-63-75

References

1. Boreisho A. S., Kim A. A., Konyaev M. A., Luginya V. S., Morozov A. V., Orlov A. E., Modern lidar systems for atmosphere remote sensing, *Fotonika*, 2019, Vol. 13, No. 7, pp. 648–657 (in Russian), DOI: 10.22184/1992-7296.
2. *Code for live data transfer surface meteorological observations from the network of Roshydromet stations (KN-01 SYNOP)*, Moscow: Triada Ltd., 2013, 79 p. (in Russian).
3. Khyong N. V., Evaluation of the influence of meteorology on the propagation of radio waves in X-bands, *Trudy Moskovskogo fiziko-tekhnicheskogo instituta*, 2020, Vol. 12, No. 3, pp. 94–103 (in Russian), DOI: 10.53815/20726759_2020_12_3_94.
4. Osovskii S., *Neironnye seti dlya obrabotki informatsii* (Neural networks for information processing), Moscow: Finansy i statistika, 2002, 344 p. (in Russian).
5. Skorokhodov A. V., Kuryanovich K. V., Using CALIOP data to estimate the cloud base height on MODIS images, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2022, Vol. 19, No. 2, pp. 43–56 (in Russian), DOI: 0.21046/2070-7401-2022-19-2-43-56.
6. Tolmacheva N. I., Kryuchkova A. D., *Metody i sredstva meteorologicheskikh izmerenii* (Methods and instruments of meteorological measurements), Perm: PGNIU Publ., 2013, 253 p. (in Russian).
7. Khaikin S., *Neironnye seti* (Neural networks), Moscow: Publ. House “Williams”, 2008, 1103 p. (in Russian).
8. *Automated Surface Observing System (ASOS): User’s Guide*, Washington, D. C., USA: NOAA, 1998, 74 p.
9. Barker H. W., Jerg M. P., Wehr T., Kato S., Donovan D. P., Hogan R. J., A 3D cloud-construction algorithm for the EarthCARE satellite mission, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2011, Vol. 137, pp. 1042–1058, DOI: 10.1002/qj.824.
10. Braun B. M., Sweetser T. H., Graham C., Bartsch J., CloudSat’s A-Train exit and the formation of the C-Train: An orbital dynamics perspective, *IEEE Aerospace Conf. Proc.*, 2019, p. 18759265, DOI: 10.1109/AERO.2019.8741958.
11. Chen S., Cheng C., Zhang X., Su L., Tong B., Dong C., Wang F., Chen B., Chen W., Liu D., Construction of nighttime cloud layer height and classification of cloud types, *Remote Sensing*, 2020, Vol. 12, Art. No. 668, DOI: 10.3390/rs12040668.
12. Eastman R., Warren S. G., Diurnal cycles of cumulus, cumulonimbus, stratus, stratocumulus, and fog from surface observations over land and ocean, *J. Climate*, 2013, Vol. 27, pp. 2386–2404, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00352.1.
13. Gebremariam S., Li S., Weldegaber M., Observed correlation between aerosol and cloud base height for low clouds at Baltimore and New York, United States, *Atmosphere*, 2018, Vol. 9, No. 4, p. 143, DOI: 10.3390/atmos9040143.
14. Hutchison K. D., Wong E., Ou S. C., Cloud base height retrieval during nighttime conditions with MODIS data, *Intern. J. Remote Sensing*, 2006, Vol. 27, pp. 2847–2862, DOI: 10.1080/01431160500296800.
15. Koffi B., Schulz M., Bréon F.-M., Griesfeller J., Winker D., Balkanski Y., Bauer S., Berntsen T., Chin M., Collins W. D., Dentener F., Diehl Th., Easter R., Ghan S., Ginoux P., Gong S., Horowitz L. W., Iversen T., Kirkevåg A., Koch D., Krol M., Myhre G., Stier Ph., Takemura T., Application of the CALIOP layer product to evaluate the vertical distribution of aerosols estimated by global models: AeroCom phase I results, *J. Geophysical Research*, 2012, Vol. 117, D10201, DOI: 10.1029/2011JD016858.
16. Mace G. G., Zhang Q., The CloudSat radar-lidar geometrical profile product (RL-GeoProf): updates, improvements and selected results, *J. Geophysical Research: Atmosphere*, 2014, Vol. 119, pp. 9441–9462, DOI: 10.1002/2013JD021374.
17. Maddox R. A., Mesoscale convective complexes, *Bull. American Meteorological Society*, 1980, Vol. 61, pp. 1374–1387.
18. Marchand R., Mace G. G., Ackerman T., Stephens G., Hydrometeor detection using Cloudsat — An earth-orbiting 94-GHz cloud radar, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2008, Vol. 25, pp. 519–533, DOI: 10.1175/2007JTECHA1006.1.
19. Mecikalski J. R., Feltz W. F., Murray J. J., Johnson D. B., Bedka K. M., Bedka S. T., Wimmers A. J., Pavlonis M., Berendes T. A., Haggerty J., Minnis P., Bernstein B., Williams E., Aviation applications for satellite-based observations of cloud properties, convection initiation, in-flight icing, turbulence, and volcanic ash, *Bull. American Meteorological Society*, 2007, V. 88, pp. 1589–1607, DOI: 10.1175/BAMS-88-10-1589.
20. Miller S. D., Forsythe, J. M., Partain P. T., Haynes J. M., Bankert R. L., Sengupta M., Mitrescu C., Hawkins J. D., Vonder Haar T. H., Estimating three-dimensional cloud structure via statistically blended satellite observations, *J. Applied Meteorology Climatology*, 2014, Vol. 53, pp. 437–455, DOI: 10.1175/JAMC-D-13-070.1.
21. Miller S. D., Noh Y.-J., Forsythe J. F., Seaman C. J., Li Y., Heidinger A. K., Lindsey D. T., *AWG Cloud Base Algorithm (ACBA)*, Silver Spring, MD, USA: NOAA NESDIS, 2019, 46 p.

22. Nayak M., Witkowski M., Vane D., Livermore T., Rokey M., CloudSat anomaly recovery and operational lessons learned, *Proc. 12th Intern. Conf. Space Operations (Space Ops 2012)*, 2012, p. 1295798, DOI: 10.2514/6.2012-1295798.
23. Noh Y., Forsythe J. M., Miller S. D., Seaman C. J., Li Y., Heidinger A. K., Lindsey D. T., Roger M. A., Partain P. T., Cloud-base height estimation from VIIRS. Part II: A statistical algorithm based on A-Train satellite data, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2017, Vol. 34, pp. 585–598, DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0110.1.
24. Oreopoulos L., Cho N., Lee D., New insights about cloud vertical structure from CloudSat and CALIPSO observations, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, Vol. 122, pp. 9280–9300, DOI: 10.1002/2017JD026629.
25. Platnick S. K., Meyer G., King M. D., Wind G., Amarasinghe N., Marchant B., Arnold G. T., Zhang Z., Hubanks P. A., Holz R. E., Yang P., Ridgway W. L., Riedi J., The MODIS cloud optical and microphysical products: Collection 6 updates and examples from Terra and Aqua, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2017, Vol. 55, pp. 502–525, DOI: 10.1109/TGRS.2016.2610522.
26. Stubenrauch C. J., Cros S., Guignard A., Lamquin N., A 6-year global cloud climatology from the Atmospheric InfraRed Sounder AIRS and a statistical analysis in synergy with CALIPSO and CloudSat, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, Vol. 10, pp. 7197–7214, DOI: 0.5194/acp-10-7197-2010, 2010.
27. Sun X. J., Li H. R., Barker H. W., Zhang R. W., Zhou Y. B., Liu L., Satellite-based estimation of cloud-base heights using constrained spectral radiance matching, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2016, Vol. 142, pp. 224–232, DOI: 10.1002/qj.2647.
28. Tanelli S., Durden S. L., Eastwood I., Pak K. S., Reinke D. G., Partain Ph., Haynes J. M., Marchand R. T., CloudSat's Cloud Profiling Radar after two years in orbit: performance, calibration, and processing, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2008, Vol. 46, No. 11, pp. 3560–3573, DOI: 10.1109/TGRS.2008.2002030.
29. Wang Z., Sassen K., *Level 2 Cloud Scenario Classification Product Process Description and Interface Control Document*, Cooperative Institute for Research in the Atmosphere, Denver, CO, USA: Univ. Colorado, 2007, 50 p.
30. Winker D. M., Vaughan M. A., Omar A., Hu Y., Powell K. A., Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, Vol. 26, pp. 2310–2323, DOI: 10.1175/2009JTECHA1281.1.