# Использование данных CALIOP для оценки высоты нижней границы облаков на спутниковых снимках 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

Представлен анализ результатов использования активных спутниковых измерений при разработке алгоритма восстановления высоты нижней границы облаков на основе пассивных наблюдений из космоса. При этом рассматривались данные и тематические продукты дистанционного зондирования CALIOP (спутник CALIPSO) и MODIS (спутник Aqua). Алгоритм восстановления высоты нижней границы облаков основан на применении адаптированной самоорганизующейся карты Кохонена. На этапе обучения нейронной сети используются данные обоих приборов, а при кластеризации изображений — только снимки MODIS и тематические продукты их обработки. Предложен подход к редукции карты Кохонена путём выборочного удаления нейронов со сходными значениями некоторых весовых коэффициентов. Определены ключевые признаки кластеризации, одним из которых выступает геометрическая толщина облаков. Обсуждаются результаты восстановления высоты нижней границы однослойной облачности на спутниковых снимках территории Западной Сибири, полученных с мая по сентябрь. Приведены ограничения разработанного алгоритма и перспективные направления его доработки с привлечением дополнительной информации. Результаты восстановления высоты нижней границы облачности по данным MODIS хорошо согласуются с измерениями CALIOP над исследуемым регионом для тонких облаков нижнего и верхнего ярусов с оптической толщиной меньше 15.

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

Одобрена к печати: 25.03.2022 DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-43-56

# Введение

Высота нижней границы облаков (ВНГО) выступает одной из наиболее важных характеристик, изучаемых в климатологии и метеорологии. Данный параметр имеет первостепенное значение для обеспечения безопасности полётов воздушных судов с точки зрения определения видимости и вертикальной протяжённости зон их потенциального обледенения (Mecikalski et al., 2007). Особенно актуально это стало в последнее десятилетие в связи с широким распространением беспилотных летательных аппаратов различного предназначения (Szilder, Yuan, 2017). Кроме этого, от ВНГО зависит степень воздействия облаков на уходящее от подстилающей поверхности длинноволновое излучение, а также на характеристики атмосферного аэрозоля (Gebremariam et al., 2018). Также значения данного параметра необходимо учитывать в радиолокации, например при выборе рабочего диапазона частот (Кхыонг, 2020). Несмотря на это, задача оперативного мониторинга ВНГО в глобальном масштабе попрежнему не решена в полном объёме по ряду причин.

Инструментальные измерения ВНГО имеют более чем 60-летнюю историю (Латенко и др., 2009). Однако до сих пор не существует единого определения рассматриваемой величины. Это связано с тем, что нижний край облаков представляет собой не чёткую грань, а состоит из трёх переходных зон: уровня конденсации, предоблачного слоя и непосредственно плотной части (Позднякова, 2010). Поэтому в фундаментальной метеорологии ВНГО считается расстоянием от подстилающей поверхности до области, в которой прозрачность ясного неба или дымки переходит в прозрачность совокупности водяных капель и кристаллов льда (Швень и др., 2009). А в авиации данный параметр определяется как дистанция по вертикали между уровнем земли и границей самого низкого слоя облаков (Руководство..., 2006).

При этом существуют ещё два понятия: вертикальная видимость — максимальное расстояние от подстилающей поверхности до точки, из которой вертикально вниз видны земные объекты, и высота принятия решения — установленный уровень, при достижении которого пилотом должен быть начат манёвр ухода на второй круг. Таким образом, измерения ВНГО в одной точке Земли, сделанные различными приборами, могут различаться на несколько сотен метров, но быть при этом одинаково истинными в зависимости от используемой при этом методологии.

Традиционным подходом к определению ВНГО является использование светолокационных регистраторов (датчика высоты облаков ДВО-2, измерителя высоты нижней границы облаков ИВО-1м, регистратора нижней границы облаков РВО-2м), в основе которых лежит принцип различающихся характеристик спектральной селективности внутри облака от соответствующих параметров безоблачных слоёв атмосферы (Толмачева, Крючкова, 2013). Фактически указанные устройства позволяют детектировать оптически плотные слои облачности на высотах до 3 м. Однако на точность результатов их измерений влияет как время суток, так и погодные условия. В настоящее время указанные выше приборы начали постепенно замещаться лазерными облакомерами (CT25K, LD12, CL31), основной принцип функционирования которых заключается в регистрации ослабленных облаками лидарных сигналов, проникающих сквозь них на высоту до 7,5 км (Борейшо и др., 2019). Сегодня часть метеостанций и все крупные аэропорты мира оборудованы такими системами и объединены в единую международную наблюдательную сеть ASOS (англ. Automated Surface Observing Stations) (Automated..., 1998). При этом периодичность определения ВНГО составляет всего 30 мин. В отличие от светолокационных регистраторов лидарные системы функционируют в любое время суток, позволяют восстанавливать и другие параметры облачности, а также в меньшей степени подвержены влиянию погодных условий (Бочарников и др., 2003). Однако для обоих типов устройств характерен один и тот же недостаток — локальность измерений. При этом неравномерность их распределения по планете (особенно в высоких широтах) делает невозможным глобальный мониторинг ВНГО. Поэтому ещё одним подходом к восстановлению рассматриваемого параметра стало использование результатов дистанционного зондирования Земли из космоса.

В настоящее время оперативный мониторинг ВНГО из космоса осуществляется только на основе данных лидара CALIOP (англ. Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) (спутник CALIPSO (англ. Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)) и радара CPR (анел. Cloud Profiling Radar) (спутник CloudSat (анел. Cloud Satellite)), входящих в спутниковую группировку A-Train. Первый из них позволяет надёжно определять рассматриваемый параметр только у оптически тонких облаков, а второй — восстанавливать профили преимущественно жидкокапельной облачности (Mace, Zhang, 2014; Marchand et al., 2008). Результаты их комплексного использования до 2011 г. (когда произошла аномалия с батареями на CloudSat) хорошо согласовывались с самолётными измерениями ВНГО (Nayak et al., 2012). В 2018 г. было принято решение о постепенно корректировке орбиты CALIPSO для синхронизации её с CloudSat (Braun et al., 2019). Однако до сих пор нет достоверной информации об эффективности данного манёвра. Также с учётом того, что восстановление ВНГО этими двумя приборами осуществляется для узкой полосы сканирования, интерес представляют методы оценки рассматриваемого параметра на основе данных систем пассивного зондирования в различных спектральных диапазонах. Ключевая проблема при использовании последних заключается в «недоступности» нижнего края облаков. Поэтому основным подходом к восстановлению ВНГО здесь представляется излечение косвенной информации на основе сопоставления активных и пассивных спутниковых данных.

Существует две группы методов восстановления ВНГО по данным пассивных спутниковых измерений. К первой относятся алгоритмы, основанные на использовании эмпирических зависимостей между рассматриваемым параметром и другими характеристиками облаков, например водозапасом (Hutchison et al., 2006; Miller et al., 2014; Noh et al., 2017). Основная проблема здесь — сильная зависимость результатов от сделанных ранее статистических предположений относительно их взаимосвязи. Во вторую группу входят алгоритмы, основанные на 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 с учётом выбранного критерия (Barker et al., 2011; Chen et al., 2020; Sun et al., 2016). Основной недостаток этих методов — значительное падение точности оценки рассматриваемого параметра по мере удаления от пикселей-доноров. Кроме этого, существуют проблемы восстановления ВНГО по изображениям из космоса для многослойной облачности и облаков глубокой конвекции из-за особенностей их образования (Bennartz, 2007; Pavolonis, Heidinger, 2004). Поэтому задача определения рассматриваемого параметра облачности по данным систем пассивного спутникового зондирования по-прежнему актуальна.

Таким образом, цель настоящей работы состоит в исследовании возможностей лидара CALIOP по извлечению различных характеристик облачности и использовании его результатов для разработки алгоритма восстановления ВНГО по данным MODIS (*англ*. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) на основе применения технологии искусственных нейронных сетей, а также его апробация на спутниковых снимках территории Западной Сибири.

### Исходные данные

В работе использовались спутниковые данные лидара CALIOP (спутник CALIPSO) и спектрорадиометра MODIS (спутник Aqua), а также тематические продукты их обработки, полученные в светлое время суток над территорией Западной Сибири в период с 2013 по 2018 г. Указанные системы входят в группировку A-Train, космические аппараты которой имели одинаковую солнечно-синхронную орбиту 705 км с углом наклонения 98° и периодом 16 сут. Поэтому время пролётов над одним и тем же участком планеты между аппаратами CALIPSO и Aqua различалось чуть более чем на 2 мин до сентября 2018 г., когда было выполнено искусственное понижение орбиты первого из них до 688 км для совмещения с CloudSat (Braun et al., 2019). Таким образом, данные CALIOP и MODIS за рассматриваемый в работе промежуток времени можно считать синхронными, а смещение облаков и изменение их формы незначительными (согласно работе (Eastman, Warren, 2013)). На данном этапе исследований использовалась информация, полученная только за летний период с мая по сентябрь с целью охватить как можно большее число разновидностей облаков и нивелирования вклада подстилающей поверхности в результаты восстановления ВНГО. В рассматриваемые месяцы над территорией Западной Сибири регулярно встречаются практически все типы облачности согласно международной классификации Всемирной метеорологической организации (Код..., 2013).

Инструмент MODIS сканирует земную поверхность в 36 спектральных диапазонах, имея ширину полосы обзора 1354 км, что даёт возможность ежедневно охватывать большую часть территории Западной Сибири за один-два последовательных снимка с разницей 5 мин между ними при углах отклонения от надира  $\pm 40^{\circ}$ . При этом положение трассы лидара CALIOP на рассматриваемых изображениях из космоса имеет незначительное отклонение от линии надира MODIS. Это позволяет нивелировать зависимость результатов восстановления характеристик облаков от угла съёмки (Maddux et al., 2010). В работе использовались следующие данные MODIS и CALIOP с пространственным разрешением 1000 м: изображения в видимом диапазоне спектра МУD021КМ (0,62–0,67 мкм), тематические продукты МУD06 L2, CLDPROP\_L2 и CAL\_LID\_L2\_01kmCLay-Standard, содержащие информацию о характеристиках наблюдаемой облачности, а также файлы геопривязки MYD03 (https://ladsweb.modaps. eosdis.nasa.gov). На начальном этапе был проведён разведочный анализ исходной информации с целью выявления будущих ограничений изложенного в следующем разделе алгоритма восстановления ВНГО. Для этого была сформирована выборка, состоящая из наборов характеристик облаков, полученная сопоставлением синхронных данных MODIS и CALIOP. При этом рассматривалась только однослойная облачность на основании значений соответствующих флагов в используемых тематических продуктах спутниковой съёмки, для которой была определена ВНГО. Анализ эпизодов наблюдения облаков нескольких ярусов одновременно требует привлечения дополнительной информации и представляется перспективным направлением развития данной работы.

В работе рассматривались следующие характеристики облачности и вспомогательные параметры: оптическая толщина ( $\tau$ ) (используемая при расчёте длина волны — 2,2 мкм), эффективный радиус частиц ( $r_{ab}$ ) (2,2 мкм), водозапас (P) (2,2 мкм), фазовый состав (Q), ВНГО  $(h_{\rm HF})$ , высота  $(h_{\rm BF})$ , температура  $(T_{\rm BF})$  и давление  $(p_{\rm BF})$  на верхней границе облаков (11 мкм), их эффективная излучательная способность (ε) (11 мкм), температура подстилающей поверхности  $(T_{\Pi\Pi})$  и её тип (C), а также зенитные углы Солнца в точке наблюдения ( $\theta$ ). На *рис. 1* приведены гистограммы относительных частот (N) для некоторых из перечисленных выше характеристик облачности и условий спутниковой съёмки. На рис. 1а видны преобладающие параметры освещённости, при которых осуществлялось зондирование Земли над Западной Сибирью. Так, практически отсутствуют данные, полученные при малых ( $\theta < 60^{\circ}$ ) и больших  $(\theta > 60^\circ)$  зенитных углах Солнца. Рисунок 16 свидетельствует, что CALIOP способен идентифицировать нижнюю границу для облаков с небольшой оптической толщиной при  $\tau < 15$ . При этом найденная оценка выше гипотетического предположения, выдвинутого в работе (Mace, Zhang, 2014), где указан интервал  $\tau < 5$ . Данный факт существенно расширяет возможности восстановления ВНГО по спутниковым снимкам MODIS за счёт сокращения числа необработанных пикселей облачности. Из рис. 2в и е видно, что CALIOP регистрирует нижнюю границу в основном у облаков нижнего и верхнего ярусов, что объясняется их сравнительно небольшой геометрической толщиной ( $\Delta h < 1000$  м). Облачность же среднего яруса, а также конвективная более развита по вертикали, и разница высот между основанием и верхушкой может превышать 10 км. Поэтому для оценки их ВНГО необходимо привлекать дополнительную информацию, что также является перспективным направлением развития данной работы.



Рис. 1. Гистограммы относительных частот для зенитных углов Солнца в точках наблюдения однослойной облачности над Западной Сибирью за период с 2013 по 2018 г. в летнее время по синхронным данным MODIS и CALIPSO (*a*), оптической толщины (*б*), высоты нижней (*в*) и верхней (*г*) границ облаков

### Методика восстановления высоты нижней границы облаков

Как уже упоминалось ранее, существует два основных подхода к оценке ВНГО по данным пассивного спутникового зондирования: 1) использование статистических предположений относительно взаимосвязи исследуемого параметра с другими характеристиками облаков (Hutchison et al., 2006; Miller et al., 2014; Noh et al., 2017); 2) экстраполяция результатов активных измерений параметров облачности лидаром и/или радаром на остальные участки синхронного изображения из космоса (Barker et al., 2011; Chen et al., 2020; Sun et al., 2016). Каждый из них имеет свои достоинства и недостатки, что не позволяет надёжно и эффективно решить задачу восстановления ВНГО в полном объёме с учётом таких факторов, как многослойность облаков, их вертикальная протяжённость, условия съёмки и т.д. Поэтому нами предлагается метод, в котором реализованы обе указанные концепции одновременно.

Восстановление ВНГО можно представить как частный случай задачи классификации. Тогда в качестве классификационных признаков можно рассматривать различные характеристики облаков, а классами будут выступать узкие интервалы значений исследуемого параметра по аналогии с тем, как определяется высота их верхней границы (ВВГО) в стандартном тематическом продукте MYD06\_L2, где диапазон составляет 50 м (Platnick et al., 2017). Таким образом, для решения задачи восстановления ВНГО могут быть использованы различные современные методы классификации, к которым относятся и искусственные нейронные сети. В этом случае процесс их настройки представляет по своей сути установление взаимосвязи между различными параметрами облачности и значениями ВНГО, а использование обученного классификатора — экстраполяцию эталонных образцов на произвольные изображения из космоса (Хайкин, 2008).

Основная суть предложенной нами методики восстановления ВНГО заключается следующем:



*Рис. 2.* Гистограммы относительных частот для оптической толщины (*a*), высоты нижней границы облаков (*б*), водозапаса (*в*) и эффективного радиуса частиц (*г*) на основе обучающей выборки

1. На основе полученных путём сопоставления результатов синхронных измерений CALIOP и MODIS выборочных данных, представленных в предыдущем разделе, были сформированы обучающая и тестовая выборки. При этом были отобраны только те образцы облачности, у которых  $\tau < 15$ . Следует отметить, что обучающая выборка была получена по спутниковым данным за летний период (май – сентябрь) с 2014 по 2018 г. в светлое время суток, а тестовая — за эти же месяцы 2013 г. Количество образцов в первой из них составило 30 817, а во второй — 5419. На *puc. 2* (см. с. 47) показаны гистограммы относительных частот для некоторых из рассматриваемых в работе параметров облачности, построенные уже на основе обучающей выборки. Из *puc. 2* видно, что среди образцов преобладают оптически тонкие облака (см. *puc. 2a*) нижнего и верхнего ярусов (см. *puc. 26*) с небольшим водозапасом (см. *puc. 2в*), которые состоят из жидких капель малого размера (см. *puc. 2г*).

2. На следующем этапе была выполнена процедура кластеризации обучающей выборки. Для этого использовалась самоорганизующаяся нейронная сеть Кохонена (CHCK), которая



*Рис. 3.* Исходная структура самоорганизующейся сети Кохонена

является одним из самых эффективных алгоритмов в данной области с учётом применения правила «победитель забирает всё с механизмом утомления» (Осовский, 2002). Это обеспечивает активацию максимально возможного числа нейронов исходя из качества обучающей выборки. На рис. 3 представлена исходная структура СНСК. На вход сети предъявлялись значения параметров облачности *i*-го обучающего образца. Выходом СНСК являются взвешенные отклики нейронов на входящий сигнал. Здесь  $w_j^{(\tau)}$ ,  $w_j^{(P)}$ ,  $w_j^{(h_{\rm H\Gamma})}$ , ...,  $w_j^{(\theta)}$  обозначают весовые коэффициенты *j*-го нейрона. Поскольку ВНГО восстанавливается по данным CALIOP в пределах от 0 до 20 000 м, а рассматриваемый нами шаг для определения этого параметра по снимкам MODIS — 50 м, то начальное число нейронов составляло K = 400. После предъявления каждого обучающего образца на вход сети определялся нейрон-победитель с учётом числа его предыдущих побед  $V_i$ , для которого значение суммарного

отклика было максимальным. Далее у этого нейрона производилась корректировка весовых коэффициентов по правилу Гроссберга (Калан, 2001). После каждого предъявления всей обучающей выборки (эпохи обучения) на вход СНСК рассчитывалась ошибка квантования и проводилась проверка на завершённость кластеризации исходя из сравнения её с пороговым значением. Следует отметить, что механизм утомления отключался при отсутствии активаций новых нейронов в течение предыдущей эпохи обучения. Более детальное описание СНСК для работы со спутниковыми данными представлено, например, в работах (Астафуров, Скороходов, 2011; Filippi et al., 2010; Richardson et al., 2003).

3. Нейроны обученной СНСК фактически представляют собой центры кластеров, а их весовые коэффициенты соответствуют нормализованным средним значениям используемых в работе характеристик облаков. Поэтому данный классификатор может быть адаптирован для восстановления ВНГО после внесения ряда изменений в его структуру. В первую очередь были удалены неактивированные нейроны и их связи. Затем из структуры сети были исключены нейроны, ни разу не победившие в процессе обучения после отключения механизма утомления. Далее были удалены *х*-е нейроны, для которых выполнялись условия:

$$w_x^{(h_{\rm BF})} - w_y^{(h_{\rm BF})} < 50$$
 и  $V_x < V_y$  при  $x \neq y$ , (1)

где x = 1, 2, ..., K и y = 1, 2, ..., K, а значения остальных весовых коэффициентов являлись сходными исходя из расстояния Евклида без учёта  $w_x^{(h_{\rm H\Gamma})}$  и  $w_y^{(h_{\rm H\Gamma})}$ . Данная процедура была на-

целена на задание шага 50 м при восстановлении ВНГО. Следующим этапом было объединение нейронов, для которых условие (1) также выполнялось, но остальные весовые коэффициенты значительно отличались. Это было необходимо для того, чтобы одинаковые значения ВНГО различных типов облачности обозначались единообразно при обработке спутниковых снимков MODIS. Поэтому каждому нейрону модифицированной СНСК был поставлен в соответствие свой цвет исходя из его значений  $w_j^{(h_{\rm HT})}$ . На последнем шаге из входа сети был исключён элемент  $h_{\rm H\Gamma}(i)$  и все его связи (см. *рис. 2*). Таким образом, при обработке спутниковых снимков MODIS назначение исследуемым пикселям облачности определённого диапазона ВНГО разработанный нами классификатор осуществляет косвенно, только на основе других её параметров в соответствии с заданными цветами нейронов-победителей.

После всех проделанных преобразований число нейронов в СНСК сократилось с 400 до 81. Очевидно, что разработанный алгоритм не охватывает весь спектр возможных высот расположения нижней границы облаков от 0 и до 20 000 м, что обусловлено ограниченными возможностями CALIOP по восстановлению ВНГО, о чём говорилось ранее. Однако на данном этапе мы, прежде всего, преследовали цель изучить применимость такого подхода для оценки рассматриваемого параметра облачности по данным пассивного спутникового зондирования на примере частных случаев, а именно оптически тонких облаков нижнего и верхнего ярусов.

# Обсуждение результатов

Оценка эффективности разработанного алгоритма восстановления ВНГО осуществлялась на основе результатов анализа тестовой выборки, полученной сопоставлением синхронных данных CALIOP и MODIS над Западной Сибирью с мая по сентябрь 2013 г. Однако при вычислении количественных показателей рассматривались только те пиксели на обработанных изображениях MODIS, которые соответствуют трассе лидара, наложенной на него, и при этом принадлежат однослойной облачности с  $\tau < 15$ . На *рис. 4* показан пример восстановления ВНГО по спутниковому снимку MODIS от 17.07.2013 (07:10 UTC (*англ.* Coordinated Universal Time, всемирное координированное время)) разработанным алгоритмом. Здесь трасса CALIOP обозначена зелёной линией.



*Рис. 4.* Результат восстановления высоты нижней границы облаков (б) по спутниковому снимку MODIS территории Западной Сибири от 17.07.2013 (а)

Из анализа *рис. 2a* видно, что предложенный нами метод позволяет восстанавливать ВНГО в основном у полей оптически тонкой облачности нижнего и верхнего ярусов, а также по краям более плотных облаков. Последний факт даёт возможность приближённо оценивать исследуемый параметр у мощной облачности среднего яруса и конвективных облаков согласно (Mülmenstädt et al., 2018). Однако для подтверждения этой гипотезы требуется проведение дополнительных исследований.

Далее были рассмотрены следующие количественные показатели эффективности разработанного нами алгоритма. Отклонение ВНГО:

$$\Delta h_{\mathrm{H}\Gamma}(t) = \left| h_{\mathrm{H}\Gamma}^{A}(t) - h_{\mathrm{H}\Gamma}^{C}(t) \right|,$$

где  $h_{\rm H\Gamma}^{A}(t)$  и  $h_{\rm H\Gamma}^{C}(t)$  — значения ВНГО, полученные классификатором и измеренные CALIOP соответственно для *t*-го тестового образца, и отклонение геометрической толщины облаков (ГТО):

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

где  $\Delta h^A(t)$  и  $\Delta h^C(t)$  — разница между ВВГО и ВНГО по мнению классификатора и CALIOP соответственно для *t*-го тестового образца.

На *рис. 5а* и б (см. с. 51) показаны гистограммы относительных частот для  $h_{\rm HF}(t)$  и  $\Delta h(t)$ соответственно. Анализируя их, можно сделать вывод, что точность восстановления ВНГО разработанным алгоритмом достаточно низкая по сравнению с результатами CALIOP (см. рис. 5а). В спецификациях NOAA (англ. National Oceanic and Atmospheric Administration — Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США) NESDIS (англ. National Operational Hydrologic Remote Sensing Center — Национальный оперативный гидрологический центр дистанционного зондирования) указано, что достоверность определения рассматриваемого параметра не должна превышать 2-3 км в зависимости от величины т (Miller et al., 2019). При этом на *рис. 56* видно, что ГТО восстанавливается достаточно эффективно, поскольку для большинства обучающих образов  $\Delta h(t)$  было меньше 1 км. В первую очередь эти результаты вызваны расхождениями при восстановлении высоты ВВГО по данным MODIS и CALIOP, связанными с их функциональными возможностями. В общем случае лидар позволяет детектировать облачные частицы выше плотного слоя облаков, а радиометр — ниже него (Kim et al., 2011; Winker et al., 2009). Так, на *рис. 5в* приведена гистограмма относительных частот для разницы ВВГО, восстановленной в стандартных продуктах MODIS и CALIOP. Следует отметить, что существенные отклонения  $\Delta h(t)$  могут быть также вызваны и краевыми эффектами из-за небольшого, но всё-таки существующего расхождения по времени съёмки обоих приборов, а также смещения облаков за этот период.

Исходя из полученных выше результатов, подход к расчёту ВНГО в разработанном нами алгоритме было предложено модифицировать и осуществлять его по следующей формуле:

$$h'_{\mathrm{H}\Gamma}(t) = h^{M}_{\mathrm{B}\Gamma}(t) - \left| h^{A}_{\mathrm{B}\Gamma}(t) - h^{A}_{\mathrm{H}\Gamma}(t) \right|,\tag{2}$$

где  $h_{B\Gamma}^{M}(t)$  и  $h_{B\Gamma}^{A}(t)$  — ВВГО *t*-го тестового образца, извлечённая из тематического продукта MODIS и восстановленная CHCK соответственно. Результат применения этого способа показан на *puc. 5г*, где изображена диаграмма относительных частот пересчитанных на основе формулы (2) отклонений ВНГО. При анализе данного изображения видно, что  $\Delta h'_{H\Gamma}(t)$  для большей части тестовой выборки не превысил 1500 м, что удовлетворяет предъявляемым к точности его восстановления требованиям в данной области. Следует отметить, что этот показатель является справедливым, в том числе и для оптически тонкой облачности верхнего яруса с  $\tau < 1$ . На *puc. 5д* и *e* показаны средние значения  $\Delta \overline{h}(t)$  и  $\Delta \overline{h'_{H\Gamma}}(t)$ , а также их стандартные отклонения от группировки тестовых образцов по интервалам высот. Анализ данных изображений показывает, что наибольшими  $\Delta \overline{h}(t)$  и  $\Delta \overline{h'_{H\Gamma}}(t)$  характеризуется облачность верхнего уровня, а наименьшими — нижнего. При этом стандартные отклонения  $\Delta \overline{h}(t)$  меньше для облаков нижнего яруса, а у  $\Delta \overline{h'_{H\Gamma}}(t)$  практически одинаковые для всех рассматриваемых интервалов высот. Таким образом, разработанный нами алгоритм позволяет достаточно эффективно восстанавливать ВНГО только на основе спутниковых снимков MODIS и тематических продуктов их обработки с учётом обозначенных в работе ограничений.



Рис. 5. Диаграммы относительных частот разниц ВНГО (*a*) и ГТО (*б*) по данным исходного алгоритма и CALIOP, ВВГО по данным MODIS и CALIOP (*в*), ВНГО по данным модифицированного алгоритма и CALIOP (*г*), а также средние значения и стандартные отклонения ГТО (*д*) и ВНГО (*е*) по данным модифицированного алгоритма и CALIOP

#### Заключение

В настоящей работе была предпринята попытка по созданию алгоритма восстановления ВНГО по данным пассивного спутникового зондирования на основе применения результатов активных наблюдений из космоса. При этом использовались синхронные измерения спектрорадиометра MODIS и лидара CALIOP, полученные в светлое время суток над Западной Сибирью с мая по сентябрь за период с 2013 по 2018 г. Исследование возможностей лазерного сканирования по детектированию нижнего края облаков из космоса установило ряд

ограничений на разрабатываемый подход. В работе рассматривались только те пиксели спутниковых снимков, которые относятся к однослойной облачности с  $\tau < 15$ . Анализ диаграмм относительных частот  $h_{\rm H\Gamma}$  и  $h_{\rm B\Gamma}$  показал, что этим ограничениям удовлетворяют оптически тонкие облака нижнего и верхнего ярусов (см. *рис. 1*). В соответствии с этими условиями из всего объёма собранных данных были сформированы обучающая и тестовая выборки.

Предложенный нами алгоритм объединяет в себе оба подхода к восстановлению ВНГО: на основе определения взаимосвязей искомого параметра с другими характеристиками облаков и применения концепции «донор – реципиент». Так, на этапе обучения СНСК используются синхронные данные MODIS и CALIOP для формирования решающего правила, относящего образцы облачности со сходными параметрами к одному классу. Получение оценок ВНГО осуществляется уже применением этой функциональной зависимости к произвольным результатам пассивного спутникового зондирования. Визуальный анализ изображений показал, что разработанный алгоритм восстанавливает искомый параметр в основном для однородных полей оптически тонких облаков и краёв более плотной облачности (см. *рис. 4*). При этом исходная версия алгоритма даёт значительные расхождения ВНГО с данными САLIOP (см. *рис. 5а*), но эффективно оценивает ГТО (см. *рис. 5в*). Поэтому была предложена модификация метода в виде выражения (2). Результаты обработки тестовой выборки демонстрируют эффективность сделанных изменений (см. *рис. 5е*). В частности, расхождение оценок ВНГО с данными САLIOP сократилось и в среднем не превышало 1500 м, что удовлетворяет требованиям по точности, предъявляемым к алгоритмам в данной области.

Таким образом, восстановление ВНГО разработанным нами алгоритмом осуществляется косвенно через определение ГТО, как и в работах (Hutchison et al., 2006; Miller et al., 2014; Noh et al., 2017). Однако жёсткая привязка к одному из параметров облачности, например водозапасу, при этом не делается. При этом разработанный нами алгоритм даёт возможность учитывать некоторые условия спутниковой съёмки и характеристики окружающей среды: зенитный угол солнца, тип и температуру подстилающей поверхности. Это является немаловажным фактором при его адаптации к данным за различные сезоны года и из других регионов планеты. В дальнейшем нами планируется более детальное тестирование и модификация алгоритма для восстановления ВНГО оптически плотной облачности и облаков вертикального развития за счёт привлечения данных спутника CloudSat и сети лазерных высотомеров системы ASOS.

Работа в части анализа возможностей спутниковой съёмки MODIS и CALIOP, а также разработки 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. Астафуров В. Г., Скороходов А. В. Классификация облаков по спутниковым снимкам на основе технологии нейронных сетей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 1. С. 65–72.
- 2. *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.
- 3. *Бочарников Н. В., Брылев Г. Б., Гусева С. О.* Метеорологическое оборудование аэродромов и его эксплуатация: монография / под ред. П. Я. Никишкова, А. С. Солонина. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 591 с.
- 4. *Каллан Р.* Основные концепции нейронных сетей: пер. с англ. М.: Изд. дом «Вильямс», 2001. 287 с.
- 5. Код для оперативной передачи данных приземных метеорологических наблюдений с сети станций Росгидромета (Код КН-01 SYNOP). М.: Росгидромет, 2013. 79 с.
- 6. *Кхыонг Н. В.* Оценка влияния метеобразования на распространение радиоволн в Х-диапазоне // Тр. Московского физико-техн. ин-та. 2020. Т. 12. № 3. С. 94–103.

- 7. *Латенко В. И., Логвиненко И. В., Миронов Р. Д., Якименко Н. И.* Высота нижней границы облаков и вертикальная видимость как измеряемые величины // Наук. праці УкрНДГМІ. 2009. Вип. 258. С. 209–217.
- Осовский С. Нейронные сети для обработки информации: пер. с польского / пер. Рудинского И.Д. М.: Финансы и статистика, 2002. 344 с.
- 9. *Позднякова В.А.* Практическая авиационная метеорология. Екатеринбург: Изд-во Уральского УТЦ ГА, 2010. 113 с.
- 10. Руководство по автоматическим системам метеорологического наблюдения на аэродромах. Монреаль, Квебек, Канада: Международ. организация гражданской авиации, 2006. 106 с.
- 11. *Толмачева Н. И., Крючкова А. Д.* Методы и средства метеорологических измерений: учеб. пособие. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2013. 253 с.
- 12. *Хайкин С.* Нейронные сети: полный курс: пер. с англ. / пер. Н. Н. Куссуль, А. Ю. Шелестовой. М.: Изд. дом «Вильямс», 2008. 1103 с.
- 13. Швень Н. І., Павленко О. А., Орнатьский І. А. Методичні аспекти світлолокаційних вимірювань висоти нижньої висоти межі хмар // Фізична географія та геоморфологія. 2009. Вып. 57. С. 90–95.
- 14. Automated Surface Observing System: user's guide. Washington, D. C., USA: NOAA, 1998. 74 p.
- 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.
- 16. *Bennartz R*. Global assessment of marine boundary layer cloud droplet number concentration from satellite // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. D02201. DOI: 10.1029/2006JD007547.
- 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 // Proc. IEEE Aerospace Conf. 2019. P. 18759265. 10 p. DOI: 10.1109/AERO.2019.8741958.
- 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.
- 19. *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.
- 20. *Filippi A., Dobreva I., Klein A., Jensen J.* Self-organizing map-based applications in remote sensing // Self-Organizing Maps / ed. G. K. Matsopoulos. L.: INTECH, 2010. 432 p. P. 231–248. DOI: 10.5772/9163.
- 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. Art. No. 143. 9 p. DOI: 10.3390/atmos9040143.
- 22. *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.
- Kim S. W., Chung E. S., Yoon S. C., Sohn B. J., Sugimoto N. Intercomparisons of cloud-top and cloud-base heights from ground-based lidar, CloudSat and CALIPSO measurements // Intern. J. Remote Sensing. 2011. V. 32. P. 1179–1197.
- 24. *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.
- 25. *Maddux B. C., Ackerman S. A., Platnick S.* Viewing geometry dependencies in MODIS cloud products // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2010. V. 27. P. 1519–1528.
- 26. *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.
- 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. V. 88. P. 1589–1607.
- 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.
- 29. *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.
- Mülmenstädt J., Sourdeval O., Henderson D. S., L'Ecuyer T.S., Unglaub C., Jungandreas L., Böhm C., Russell L. M., Quaas J. Using CALIOP to estimate cloud-field base height and its uncertainty: the Cloud Base Altitude Spatial Extrapolator (CBASE) algorithm and dataset // Earth System Science Data. 2018. V. 10. P. 2279–2293.
- Nayak M., Witkowski M., Vane D., Livermore T., Rokey M. CloudSat anomaly recovery and operational lessons learned // Proc. 12<sup>th</sup> Intern. Conf. Space Operations (SpaceOps 2012). 2012. P. 1295798. DOI: 10.2514/6.2012-1295798.

- 32. 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(3). P. 585–598.
- 33. *Pavolonis M.J.*, *Heidinger A. K.* Daytime cloud overlap detection from AVHRR and VIIRS // J. Applied Meteorology. 2004. V. 43. P. 762–778.
- 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.
- 35. *Richardson A. J., Risien C., Shillington F.A.* Using self-organizing maps to identify patterns in satellite imagery // Progress in Oceanography. 2003. V. 59(2–3). P. 223–239.
- 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.
- 37. *Szilder K.*, *Yuan W.* In-flight icing on unmanned aerial vehicle and its aerodynamic penalties // Progerss in Flight Physics. 2017. V. 9. P. 173–188.
- 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.

# Using CALIOP data to estimate the cloud base height in MODIS 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 present an analysis of the results of using active remote sensing of Earth from space in developing an algorithm for estimating the cloud base height by passive observations. The images and data products of CALIOP (CALIPSO) and MODIS (Aqua) were considered. The algorithm for estimating the cloud base height is based on the use of an adapted Kohonen self-organizing map. The data of both instruments are used at the stage of training the neural network, and when clustering images, and only MODIS images and data products of their processing are taken for image clustering. We propose an approach to reduce the Kohonen map by selectively removing neurons with similar values of some weight coefficients. The key features of clustering are determined, one of which is the cloud geometric thickness. We discuss the results of estimating the cloud base height of single-layer cloudiness by satellite images of the Western Siberia obtained in the warm season, from May to September. The limitations of the developed algorithm and promising trends for its improvement with the involvement of additional information are given. The results of estimating the cloud base height according to MODIS data are in good agreement with the CALIOP measurements over the region under study for optically thin low- and high-level clouds with  $\tau < 15$ .

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

Accepted: 25.03.2022 DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-43-56

# References

1. Astafurov V.G., Skorokhodov A.V., Classification of clouds in satellite images based on the technology of neural networks, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2011, Vol. 8, No. 1, pp. 65–72 (in Russian).

- 2. Boreysho 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).
- 3. Bocharnikov N. V., Brylev G. B., Guseva S. O., *Meteorologicheskoe oborudovanie aerodromov i ego ekspluatatsiya* (Meteorological instruments of airfields and its operation), Nikishkova P. Ya., Solonina A. S. (eds), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 2003, 591 p. (in Russian).
- 4. Callan R., *The essence of neural networks*, L.: Prentice Hall Europe, 1999, 232 p.
- 5. Code for live data transfer surface meteorological observations from the network of Roshydromet stations (KN-01 SYNOP), Moscow: Rosgidromet, 2013, 79 p. (in Russian).
- 6. Khyong N.V., Evaluation of the influence of meteorology on the propagation of radio waves in X-bands, *Trudy Moskovskogo fiziko-tekhnologicheskogo instituta*, 2020, Vol. 12, No. 3, pp. 94–103 (in Russian).
- 7. Latenko V. I., Logvinenko I. V., Mironov R. D., Yakimenko N. I., Cloud base height and vertical visibility as measured parameters, *Naukovi praci UkrNDGMI*, 2009, Vyp. 258, pp. 209–217 (in Russian).
- 8. Osowski S., *Sieci neuronowe do przetwarzania informacji*, Warszawa: Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, 2000, 325 s. (in Polish).
- 9. Pozdnyakova V.A., *Prakticheskaya aviatsionnaya meteolrologiya* (Practical aviation meteorology), Ekaterinburg: Izd. Uralskogo UTTs GA, 2010, 113 p. (in Russian)
- 10. *Manual on automatic meteorological observing systems at aerodromes*, Montréal, Quebec, Canada: ICAO, 2006, 89 p.
- 11. Tolmacheva N. I., Kryuchkova A. D., *Metody i sredstva meteorologicheskikh izmerenii* (Methods and instruments of meteorological measurements), Perm: Izd. PGNIU, 2013, 253 p. (in Russian).
- 12. Haykin S., *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*, 2<sup>nd</sup> ed. New Jersey: Prentice Hall, 1999, 842 p.
- 13. Shven N., Pavlenko O.A., Ornatskyi I., Methodical aspects for tests of a measuring instrument of height of the bottom border of clouds, *Fizichna geografiya ta geomorfologiya*, 2009, Vyp. 57, pp. 90–95.
- 14. Automated Surface Observing System, Washington, D.C., USA: NOAA, 1998, 74 p.
- 15. 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.
- 16. Bennartz R., Global assessment of marine boundary layer cloud droplet number concentration from satellite, *J. Geophysical Research*, 2007, Vol. 112, D02201, DOI: 10.1029/2006JD007547.
- 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, *Proc. IEEE Aerospace Conf.*, 2019, p. 18759265, 10 p., DOI: 10.1109/AERO.2019.8741958.
- 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.
- 19. 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.
- Filippi A., Dobreva I., Klein A., Jensen J., Self-organizing map-based applications in remote sensing, Self-Organizing Maps, G.K. Matsopoulos (ed.), London: INTECH, 2010, 432 p., pp. 231–248, DOI: 10.5772/9163.
- 21. 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, Art. No. 143, 9 p., DOI: 10.3390/atmos9040143.
- 22. 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.
- Kim S. W., Chung E. S., Yoon S. C., Sohn B. J., Sugimoto N., Intercomparisons of cloud-top and cloudbase heights from ground-based lidar, CloudSat and CALIPSO measurements, *Intern. J. Remote Sensing*, 2011, Vol. 32, pp. 1179–1197.
- 24. Mace G. G., Zhang Q., The CloudSat radar-lidar geometrical profile product (RL-GeoProf): updates, improvements and selected results, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, Vol. 119, pp. 9441–9462.
- 25. Maddux B. C., Ackerman S. A., Platnick S., Viewing geometry dependencies in MODIS cloud products, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2010, Vol. 27, pp. 1519–1528.
- 26. 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.
- 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, Vol. 88, pp. 1589–1607.
- 28. 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.

- 29. 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.
- Mülmenstädt J., Sourdeval O., Henderson D.S., L'Ecuyer T.S., Unglaub C., Jungandreas L., Böhm C., Russell L. M., Quaas J., Using CALIOP to estimate cloud-field base height and its uncertainty: the Cloud Base Altitude Spatial Extrapolator (CBASE) algorithm and dataset, *Earth System Science Data*, 2018, Vol. 10, pp. 2279–2293.
- Nayak M., Witkowski M., Vane D., Livermore T., Rokey M., CloudSat anomaly recovery and operational lessons learned, *Proc. 12<sup>th</sup> Intern. Conf. Space Operations (SpaceOps 2012)*, 2012, p. 1295798, DOI: 10.2514/6.2012-1295798.
- 32. 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(3), pp. 585–598.
- 33. Pavolonis M.J., Heidinger A.K., Daytime cloud overlap detection from AVHRR and VIIRS, *J. Applied Meteorology*, 2004, Vol. 43, pp. 762–778.
- 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.
- 35. Richardson A.J., Risien C., Shillington F.A., Using self-organizing maps to identify patterns in satellite imagery, *Progress in Oceanography*, 2003, Vol. 59(2–3), pp. 223–239.
- 36. Sun X. J., Li H. R., Barker H. W., Zhang R. W., Zhou Y. B., Liu L., Satellite-based estimation of cloudbase heights using constrained spectral radiance matching, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2016, Vol. 142, pp. 224–232.
- 37. Szilder K., Yuan W., In-flight icing on unmanned aerial vehicle and its aerodynamic penalties, *Progerss in Flight Physics*, 2017, Vol. 9, pp. 173–188.
- 38. 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.