DOI: 10.21513/2410-8758-2022-3-31-51

Лидарные наблюдения стратосферного аэрозоля в г. Обнинск с 2012 по 2021 гг.: влияние вулканических извержений и природных пожаров

В.А. Коршунов

ФГБУ «Научно-производственное объединение «Тайфун», Россия, 249038, Обнинск, ул. Победы, 4

Адрес для переписки: korshunov@rpatyphoon.ru

Реферат. Представлены результаты лидарных наблюдений на длине волны 532 нм в г. Обнинск за период с 2012 по 2021 гг. В 2014-2018 гг. аэрозоль стратосферы находился в состоянии, близком к фоновому. В 2019 г. в слое 15-30 км наблюдались аэрозольные максимумы, связанные с извержениями вулканов Амбае и Райкоке. Представлен сезонный ход интегрального коэффициента обратного рассеяния в фоновый период. В нижнем слое стратосферы 13-23 км наблюдается увеличение обратного рассеяния во втором полугодии, связанное с ростом числа природных пожаров. В слое 23-30 км максимум обратного рассеяния отмечается в летнее время.

Приводятся оценки оптической толщины стратосферного аэрозоля в слоях от 10 до 30 км и от 15 до 30 км на основе лидарных поляризационных измерений Получено, что вклад нижнего слоя 10-15 км в оптическую толщину всего слоя 10-30 км в среднем составляет 61%. Отсюда следует необходимость учета аэрозоля нижнего слоя 10-15 км в общем балансе стратосферного аэрозоля в химико-климатических моделях стратосферы.

Во втором полугодии в слое 10-15 км часто наблюдается аэрозоль природных пожаров. В отдельных эпизодах добавка аэрозоля природных пожаров в оптическую толщину слоя 10-30 км по отношению к сферическому сернокислотному аэрозолю составляет от 50 до 150%. В то же время в среднегодовом выражении указанная добавка в среднем за 2014-2021 гг. составляет только 10%. В последние пять лет наблюдается тенденция увеличения содержания аэрозоля природных пожаров, однако пока содержание сульфатного аэрозоля в стратосфере остается преобладающим.

Ключевые слова. Стратосферный аэрозоль, лидарное зондирование, сте-пень деполяризации, вулканические извержения, аэрозоль природных пожаров.

Lidar observations of stratospheric aerosols at Obninck in 2012 - 2021: influence of volcanic eruptions and biomass burning

V.A. Korshunov

Typhoon Research and Production Association, Russian Federation, 4, Pobeda str., 249038, Obninsk, Kaluga region,

Correspondence address: korshunov@rpatyphoon.ru

Коршунов В.А. Korshunov V.A.

Abstract. Results of lidar sensing at 532 nm wavelength in Obninsk city for 2012-2021 period are presented. It was revealed that the state of stratosphere aerosol in 2014-2018 was close to background. In 2019 aerosol peaks were observed connected with eruptions of Ambae and Raikoke volcanoes. Seasonal variation of integral backscattering coefficient is presented for background period. The increase of backscattering is observed in second half-year at low stratosphere layer of 12-23 km, caused by growth of biomass burning events. Peak value of backscattering in 23-30 km layer is registered in summer period.

Estimates of optical thickness of stratospheric aerosol for 10-30 and 15-30 km layers are presented on the base of lidar polarization measurements. The contribution of the lower 10-15 km layer in optical thickness of the overall 10-30 km layer is equal in average to 61%. It follows from this that lower stratosphere aerosol has to be taken into account in chemical-climate models of the atmosphere.

Biomass burning aerosol is frequently observed in lidar observations during second half-year at 10-15 km stratosphere layer. For separate episodes the input of biomass burning aerosol to the optical thickness of the 10-30 km layer varies within the limits of 50-150% relative to spherical sulfate aerosol. At the same time the average annual input is only 10% of sulfate aerosol in 2014-2021. In a recent five years it is observed a tendency of the growth of biomass burning aerosol amount, but until now the content of sulfur aerosol in the stratosphere remains prevailing.

Keywords. Stratospheric aerosol, lidar sensing, depolarization ratio, volcano eruptions, biomass burning aerosol.

Введение

Стратосферный аэрозоль является одним из существенных климатообразующих факторов. Известно, что основным его компонентом являются частицы водного раствора серной кислоты субмикронного диапазона размеров. Они рассеивают солнечное излучение, частично отражая его в обратном направлении, и в то же время пропускают тепловое излучение Земли. Тем самым они обеспечивают отрицательный радиационный форсинг и в определенной степени компенсируют эффект глобального потепления. Стратосферный аэрозоль, образующийся в тропической зоне и переносимый в средние широты в результате циркуляции Брюера-Добсона, сосредоточен в так называемом слое Юнга на высотах около 20 км. Другим постоянно действующим источником стратосферного аэрозоля является зимний Азиатский муссон. Аэрозольный слой, формируемый под воздействием Азиатского муссона, имеет максимум ранним летом на высоте 17 км в области 60-120 в.д., 20 ю.ш.-50 с.ш. По данным моделирования (Yu et al., 2017) аэрозоль Азиатского летнего муссона образуется из газов-предшественников и проникает на высоты ~2 км над тропопаузой, а затем распространяется на все северное полушарие. При этом он дает вклад около 15% в общее содержание аэрозоля (по площади поверхности аэрозоля).

При оценке содержания аэрозоля в стратосфере по данным лидарного или спутникового зондирования нередко ограничиваются слоем от 15 до 30 км (Хмелевцов и др., 1998; Zuev et al., 2017). В работе (Brühl et al., 2018) прово-

дилось сравнение спутниковых измерений SAGE-II, CALIPSO, OSIRIS с данными моделирования на стратосферных высотах от 14-16 км. Показано, что удовлетворительное совпадение с измерениями в фоновый период получается при учете всех вулканических извержений небольшой и средней мощности и азиатского муссона.

В то же время в (Ridley et al., 2014) обращалось внимание на то, что значительная часть стратосферного аэрозоля заключается в области нижней стратосферы (lowermost stratosphere), в области от тропопаузы до высотного уровня потенциальной температуры 380К. На основании анализа данных AERONET в (Ridley et al., 2014) дана оценка вклада слоя стратосферы от тропопаузы до 15 км в суммарную аэрозольную оптическую толщу (AOT) стратосферы ~ (30-70)%. В (Andersson et al., 2015) на основе измерений CALIPSO и данных проекта CARIBIC приводится оценка относительного вклада нижней стратосферы в AOT ~45%. Согласно данным моделирования, проведенного в (Schmidt et al., 2018), в нижней стратосфере может содержаться 30-70% от общей AOT в столбе стратосферы. При расчетах, проведенных в (Schmidt et al., 2018), учитывались небольшие и средние извержения (VEI = 3-5) с высотой выброса более 10 км и величиной эмиссии серы с 10 кТ.

Кроме сульфатного аэрозоля в стратосфере наблюдается аэрозоль природных пожаров (АПП) (Fromm et al., 2019). Проникновение АПП непосредственно в стратосферу происходит при образовании мощных конвективных образований типа РугоСb. Последние формируются над районами наиболее интенсивных пожаров в жаркий летний период. Аэрозольные образования, связанные с РугоСb, могут наблюдаться в виде тонких и плотных слоев за тысячи километров от района их образования (Коршунов, Зубачев, 2016; Zuev et al., 2019). Рекордный за последнее десятилетие вброс аэрозоля в стратосферу произошел в августе и сентябре 2017 г. над территорией Северной Америки. В частности, 12 августа 2017 г. в результате почти одновременного образования пяти PyroCb было выброшено 0.1-0.3 Мт аэрозоля, что сравнимо с вулканическим извержением уровня VEI=3-4 (Peterson et al., 2018). Последствием этих событий было появление мощных слоев АПП, которые наблюдались на севере Франции (Hu et al., 2019), в провинции Haute Provance (Франция) (Khaykin et al., 2018), в Обнинске (Коршунов, 2018) и в Томске (Zuev et al., 2019).

Проникновение аэрозоля в стратосферу может происходить и при иных процессах тропосферно – стратосферного обмена, в частности, в районе конвективных образований, не связанных непосредственно с природными пожарами (Mullendore et al., 2005). Примером может служить вынос углеродсодержащего аэрозоля природных пожаров из Индонезии и Восточной Азии в весеннее время. В результате процессов глубокой конвекции частицы этого аэрозоля достигают верхней тропосферы – нижней стратосферы (Chavan et al., 2021).

Следует также отметить, что, по мнению некоторых авторов (Murphy et al., 2014; Friberg et al., 2014), РугоСb не являются основным источником углеродосодержащих частиц в нижней стратосфере. Аэрозоль лесных пожаров в Азиатской части РФ распространяется преимущественно в тропосфере (Ситнов и др., 2017). Однако при образовании в Сибири РугоСb (Rosenfeld et al., 2014; Ругосb, 2013) аэрозоль может транспортироваться на восток вокруг полюса, достигая в течение примерно месяца Европейской части РФ (по аналогии с переносом аэрозоля от вулкана Райкоке (Гребенников и др., 2020).

В АПП могут присутствовать как сферические частицы (смолы), так и частицы неправильной формы в виде агломератов сажевых частиц, а также углеродсодержащих частиц в твердом или стеклообразном состоянии (Blake, Kato, 1995; Ansmann et al., 2021). Поэтому АПП производит заметную деполяризацию обратного рассеяния. Обзор измерений степени деполяризации в АПП приведен в (Burton et al., 2015). Согласно (Burton et al., 2015) в слоях АПП вдали от источников степень деполяризации меняется от 0.05 до 0.18. В недавних стратосферных измерениях в самых мощных слоях АПП в августе 2017 г наблюдалась степень деполяризации 0.18-0.19 (Hu et al., 2019), 0.18 (Haarig et al., 2018) на длине волны 532 нм. При этом получена убывающая зависимость степени деполяризации с увеличением длины волны от 355 до 1064 нм. Эта зависимость объясняется тем, что несферические частицы, присутствующие в дымовых слоях, лежат в субмикронном диапазоне размеров. Повышенная степень деполяризации обратного рассеяния в АПП может использоваться для идентификации присутствия АПП в стратосфере.

До настоящего времени исследования АПП относились, в основном, к отдельным эпизодам появления достаточно мощных слоев, связанным с РугоСb. Однако с точки зрения климатологии представляют интерес оценки среднего содержании АПП в стратосфере и его вклада в оптические характеристики стратосферы. Для проведения таких оценок в работе используются результаты лидарных поляризационных измерений на длине волны 532 нм, выполненных в НПО «Тайфун» (г. Обнинск) в период с 2012 по 2021 гг. в диапазоне высот от 10 до 30 км.

Методика измерений

Измерения проводились с помощью сетевого лидара АК-3 в г. Обнинск (55° с.ш.). Описание лидара и методики обработки измерений дано в (Иванов и др., 2020). Измерения проводились в ночное время при безоблачной погоде. Время одного сеанса измерений составляло 1 час. Обработка сигналов обратного рассеяния проводилась на основе интегральных решений лидарного уравнения с граничным условием, задаваемым на высоте около 30 км по результатам двухволновых температурных измерений, проводимых в ту же ночь. По результатам зондирования определялись высотные профили коэффициента аэрозольного обратного рассеяния $\beta_a(h)$, отношения обратного рассеяния $R(h)=1+\beta_a(h)/\beta_R(h)$ (h – высота над уровнем моря, $\beta_R(h)$ – коэффициент молекулярного обратного рассеяния $d_a(h)$ на длине волны 532 нм. Общее содержание аэрозоля в диапазоне высот стратос

феры от h_1 до h_2 характеризуется интегральным коэффициентом обратного рассеяния (ИКОР) $B_{\pi}(h_1,h_2) = \int_{h_1}^{h_2} \beta_a(h) dh$. Коэффициент ослабления $\sigma_a(h) = \chi \beta_a(h)$,

где величина χ называется лидарным отношением и задается на основе априорных соображений [Коршунов, Зубачев, 2016]. Оптическая толщина слоя τ (h_1, h_2) = $\chi B_{\pi}(h_1, h_2)$.

Результаты измерений и их обсуждение

Временной ход и сезонные вариации стратосферного аэрозоля

На рис. 1 показаны результаты измерений величины B_{π} в слое 15-30 км, проведенных с 2012 по 2014 гг. Из рис. 1 видно, что с 2012 по 2018 г. среднегодовые значения B_{π} колебались около фонового уровня $1.0^{*1}0^{-4}$ ст⁻¹ с небольшим снижением с 2014 по 2016 г. В 2019 г. появляются два пика B_{π} (в мае-июне и июленоябре), отмеченные стрелками. Первый пик с большой вероятностью можно соотнести с извержением вулкана Ambae (15° ю.ш., 167° в.д.) в июле 2018 г. Несмотря на расположение вулкана в Южном полушарии, образовавшийся аэрозоль в силу благоприятных условий переноса распространился на оба полушария (Kloss et al., 2020). При этом превышение уровня аэрозольного содержания над фоновым наблюдалось в течение года. Второй пик возник в результате извержения среднеширотного вулкана Райкоке (48.3° с.ш., 153.2° в.д.) в июне 2019 г. (Гребенников и др., 2020). Повышенный уровень B_{π} после извержения Райкоке сохранялся и в последующие 2020 и 2021 гг.



Рисунок 1. Временной ход ИКОР на длине волны 532 нм в слое 15-30 км с 2012 по 2021 гг. Точки – отдельные измерения, треугольники – среднегодовые значения, вертикальные стрелки обозначают пики ИКОР в 2019 г.

Figure 1. Time variation of ICBS at 532 nm wavelength at 15-30 km layer from 2012 to 2021 Dots – separate measurements, triangles – average annual values, vertical arrows denote peaks of ICBS in 2019

Рис. 2 показывает, как изменяется содержание аэрозоля в стратосфере в течение года за фоновый период 2014-2018 гг. Сезонный ход B_{π} представлен отдельно для нижней стратосферы от 13 до 23 км (рис. 2а) и средней стратосферы от 23 до 30 км (рис. 2б). Выбор нижней границы 13 км в слое 13-23 км сделан с целью исключения влияние перистых облаков.



 Рисунок 2. Сезонный ход ИКОР в слоях стратосферы 13-23 км (а) и 23-30 км (б) за период с 2014 по 2018 гг.

 Figure 2. Seasonal variations of ICBS at stratosphere layers 13-23 km (a) and 23-30 km (б) for 2014-2018 time period

В нижней стратосфере (рис. 2a) заметен короткий зимний максимум и продолжительный подъем во II полугодии с выделенным сентябрьским максимумом. С учетом приведенных выше литературных данных, подъем во II полугодии можно связать с аэрозолем природных пожаров, происходивших, в первую очередь, в Северной Америке. Согласно статистике природных пожаров в Канаде (*CWFIS*, electronic resource), первый пик числа пожаров наблюдается во второй половина мая–первой половине июня, а второй – во второй половине июля–августа. Дополнительным подтверждением увеличения влияния АПП во II полугодии является рост степень деполяризации обратного рассеяния летом и осенью. По данным наших измерений средняя величина степени деполяризации составляет 0.020, 0.028, и 0.049 для весны, лета и осени. Сохраняющийся до осени высокий уровень содержания аэрозоля говорит о том, что время жизни аэрозоля в нижней стратосфере составляет недели и месяцы. Определенный вклад в названное увеличение может давать и аэрозоль, образовавшийся под влиянием летнего азиатского муссона в нижней стратосфере и перенесенный затем в средние широты.

В средней стратосфере максимум аэрозольного содержания наблюдается в летнее время (рис. 2б), что говорит об активизации фотохимических процессов образования аэрозоля под влиянием усиливающейся солнечной инсоляции. При этом предположительно происходит фотохимическое разложение резервуарного газа OCS с последующим образованием дополнительного сернокислотного аэрозоля. Отмечается также небольшой сентябрьский пик, что говорит о поднятии некоторого количества АПП в результате конвективных, либо фотофоретических процессов (Cheremisin, 2019).

Оценка вклада АПП в обратное рассеяние и ослабление

Для проведения количественных оценок относительного вклада дымового аэрозоля в оптические характеристики использовались данные поляризационных измерений. Как было отмечено во введении, степень деполяризации обратного рассеяния d_a в АПП составляет 0.05-0.2. Поэтому появление аэрозоля с повышенной деполяризацией может служить индикатором присутствия аэрозоля АПП. Анализ полученных нами высотных профилей степени деполяризации для разных сезонов показал, что в фоновом сернокислотном аэрозоле с незначительной примесью частиц других типов (например, метеорного происхождения), степень деполяризации меняется от 0.02 до 0.05. В слоях перистых облаков, как правило, $d_a > 0.2$ (Wang et al., 2016). Оцененная инструментальная погрешность определения d_a при R532 > 0.1 составляет ± 0.015. С использованием указанных пределов изменения деполяризации проведена селекция всех профилей на основе критерия максимальной величины d_{am} в слое от 10 до 18 км. Профили с наличием перистых облаков ($d_{am} > 0.2$) отфильтровывались, остальные при $d_{am} < 0.05$ относились к фоновым сернокислотным, а при 0.05 < d_{am} < 0.2 к профилям со смешанным (сернокислотный + АПП) аэрозолем. Подчеркнем, что критерий максимальной величины деполяризации является лишь индикатором присутствия АПП и не исключает того, что на каких-то высотах одновременно может присутствовать и АПП сферического типа.

Для примера на рис. 3 приводятся результаты селекции профилей для I полугодия 2014 г. Показаны средние высотные профили $R_{532}(h)$ (рис. 3а) и

Коршунов В.А. Korshunov V.A.

 $d_a(h)$ (рис. 36) для профилей сферического (синие линии) и смешанного (фиолетовые линии) типа. Из рис. 3 видно, что для профилей смешанного типа наблюдается наличие слоистой структуры $R_{532}(h)$ и повышенной степени деполяризации d_a в интервале высот от 10 до 15 км.



Рисунок 3. Средние за I полугодие 2014 г. высотные профили отношения обратного рассеяния *R532(h)* и степени деполяризации *d_a(h)* для профилей сферического (синие линии) и смешанного (фиолетовые линии) типов

Figure 3. Vertical profiles of backscattering ratio R532(h) and depolarization ratio $d_a(h)$ averaged for the first half-year of 2014 for spherical (blue curves) and mixed (red curves) profile types

Проведем оценку вклада дымового аэрозоля в интегральный коэффициент обратного рассеяния B_{π} и оптическую толщину т для двух слоев стратосферы 10-30 км и 15-30 км. Поясним выбор уровня отсчета 10 км для нижней стратосферы. Обычно при расчетах ИКОР и оптической толщины стратосферы в качестве нижней границы слоя интегрирования выбирается либо фиксированная высота, либо уровень термической тропопаузы. При проведении наших измерений средняя высота тропопаузы во втором полугодии, когда наблюдалось большинство слое АПП, менялась в пределах 11.6 ± 0.4 км. Во многих случаях аэрозольные слои, наблюдаемые в районе тропопаузы, проникали и под тропопаузу. Интегрирование коэффициентов обратного рассеяния строго от уровня термической тропопаузы приводило бы к искусственному ограничению слоев. Поэтому был выбран вариант интегрирования в фиксированном диапазоне 10-30 км.

Будем рассматривать величины B_{π} и τ , усредненные по совокупности измерений, относящихся к определенным временным периодам. К ним относятся эпизоды появления выраженных слоев АПП (обычно порядка недели), и более длительные временные интервалы (полугодие, год). Отметим индексами S и Mx средние значения величин B_{π} и τ по профилям с аэрозолем сфе-

рического и смешанного типа, индексом Σ – по совокупности профилей типа S и Mx, а индексом Sm обозначим величины, относящиеся к АПП. Для проведения оценок будем полагать, что содержание сферического сернокислотного аэрозоля в профилях сферического и смешанного типа одинаково, в то время как профили смешанного типа содержат некоторое добавочное количество аэрозоля АПП.

При усреднении по определенному эпизоду величина $B_{\pi S}$ берется средней по полугодию, к которому относится данный эпизод, а $B_{\pi\Sigma}$ – средней по эпизоду, соответственно, $B_{\pi Sm} = B_{\pi \Sigma} - B_{\pi S}$. Для оценки оптической толщины аэрозоля принималась величина лидарного отношения 45 ср для сферического сульфатного аэрозоля (Коршунов, Зубачев, 2016) и 70 ср для АПП (Ansmann et al., 2021). Увеличение лидарного отношения для АПП связано с несферичностью частиц и наличием поглощения вещества аэрозоля. Соответственно, $\tau_S = 45B_{\pi S}$, $\tau_{Sm} = 70B_{\pi Sm}$, $\tau_{\Sigma} = \tau_S + \tau_{Sm}$. Введем также параметр $\delta_{\tau} =$ <т>_{Sm}/<т>_S *100%, который показывает относительное увеличение оптической толщины за счет АПП.

Результаты расчетов τ_{Sm} и δ_{τ} для ряда наиболее заметных эпизодов появления слоев АПП приведены в табл. 1. В первой и второй строках табл. 1 указан период времени наблюдения, в третьей – количество наблюдений АПП в данный период.

Из табл. 1 видно, что во время наблюдения выраженных слоев АПП величина τ_{Sm} лежит в интервале от 0.005 до 0.035, а показатель увеличения δ_{τ} по отношению к сферическому сернокислотному аэрозолю меняется от 47 до 170%. Почти все эпизоды, представленные в табл. 1, относятся ко второму полугодию.

Месяц, год	07.14	11.16	09.17	05-06.19	09.20
Дни	24-27	22-30	09-26	20-30	22-30
Кол-во изм	4	3	8	5	3
τ _{Sm}	0.016	0.0053	0.0057	0.035	0.0071
δ _τ , %	120	50	49	170	47
Месяц, год	10.20	07.21	08.21	09.21	
Дни	20-28	08-22	22-23	05-29	
Кол-во изм	3	5	2	3	
τ_{Sm}	0.0075	0.014	0.022	0.009	
δ _τ , %	49	100	150	63	

Таблица 1. Параметры АПП для эпизодов наблюдения выраженных аэрозольных слоев Table 1. Parameters of biomass burning aerosol (BBA) for observation events

of clearly marked aerosol layers

Проведем теперь среднегодовые оценки тех же параметров. Для профилей смешанного типа, наблюдавшихся в течение года, $B_{\pi Sm} = B_{\pi M X} - B_{\pi S}$. Средние по всему периоду $\langle B_{\pi S} \rangle = B_{\pi S}, \langle B_{\pi \Sigma} \rangle = B_{\pi \Sigma}, \langle B_{\pi Sm} \rangle = B_{\pi Sm} N_{Mx} / (N_S + N_{Mx}),$ где N_S и N_{Mx} – число профилей сферического и смешанного типа в данном периоде. Для среднегодовых величин оптической толщины имеют место соотношения <т_S>=45< $B_{\pi S}$ >, < τ_{Sm} >=70 < $B_{\pi Sm}$ >, < τ_{Σ} >= < τ_{S} > + < τ_{Sm} >.

На рис. 4 показан временной ход среднегодовых величин $\langle \tau_{\Sigma} \rangle$, $\langle \tau_{S} \rangle$ (рис. 4a) и $\langle B_{\pi\Sigma} \rangle$, $\langle B_{\pi S} \rangle$ (рис. 4б), рассчитанных для слоев 10-30 и 15-30 км. Выделяющийся на рис. 4 пик 2019 г. связан с извержением среднеширотного вулкана Райкоке (Гребенников и др., 2020).





Синие линии относятся к профилям сферического типа, красные – к совокупности профилей сферического и смешанного типов

Figure 4. Time variations of annual average values of optical density (a) and ICBS (6) at stratospheric layers 15-30 (triangles) and 10-30 km (squares)

Blue curves refer to profiles of spherical type, red curves - to sum of spherical and mixed type profiles

Из рис. 4 видно, что как ИКОР, так и оптическая толщина аэрозоля в слое 10-30 км заметно выше их значений для слоя 15-30 км. При этом вклад слоя 10-15 км в общую оптическую толщину слоя 10-30 км за рассматриваемый период (кроме 2019 г.) в среднем составляет 61%. Эта величина соответствует приведенным во введение данным других работ (30-70%). Для 2019 г. вклад еще больше (74%), так как основной слой вулканического аэрозоля Райкоке наблюдался в интервале высот от 10 до 15 км. Увеличение оптической толщины аэрозоля в результате извержения вулкана Райкоке в среднегодовом исчислении составило 58% в слое 15-30 км и практически 100% в слое 10-30 км.

Из сравнения хода кривых для слоев 10-30 и 15-30 км видно, что АПП в слое 15-30 км практически не проявляется, а весь его вклад в оптику относится к нижнему слою 10-15 км. При этом как $\langle \tau \rangle_{Sm}$, так и относительное увеличение оптической толщины слоя 10-30 км за счет дымового аэрозоля δ_{τ} сильно изменяется от года к году. Наибольшая величина δ_{τ} отмечается в 2014, 2017, 2019 и 2021 г. (рис. 4а). Численные значения $\langle \tau_{Sm} \rangle$, δ_{τ} , и $\delta_{B\pi} = \langle B_{\pi Sm} \rangle / \langle B_{\pi S} \rangle^* 100\%$ представлены в табл. 2.

Таблица 2. Параметры АПП для ряда временных интервалов

	2014	2017	2019	2021	2014-2021	2017-2021
$<\tau_{Sm}>$	0.0016	0.0017	0.0045	0.0030	0.0015	0.0022
$\delta_{\tau}, \%$	11.5	16	16	23	10	14
$\delta_{B\pi}, \%$	7	10	11	15	6.4	8.6

Table 2. Parameters of biomass burning aerosol (BBA) for separate time periods

Как следует из табл. 2 в среднегодовом выражении параметры τ_{Sm} и δ_{τ} существенно меньше, чем для эпизодов появления выраженных слоев АПП (табл. 1). В среднем за 2014-2021 оптическая толщина АПП составила 10% от сернокислотного. Из сравнения средних величин τ_{sm} за 2017-2021 и 2014-2021 гг. (табл. 2) видно, что в последние годы проявляется тенденцию увеличения содержания АПП в стратосфере. При этом растет как число эпизодов появления слоев АПП, так и их интенсивность (табл. 1).

Максимальная среднегодовая величина $\tau_{Sm} = 0.0045$ наблюдалась в 2019 г. Данный результат получился в результате сложения двух разных эпизодов. В I полугодии в мае-июне наблюдались заметные слои АПП в районе тропопаузы на высотах от 11 до 13 км, которые обеспечили $\tau_{Sm} = 0.035$ (табл. 1). Обратный траекторный анализ показал, что распространение аэрозоля происходило из районов Канады, где в мае в провинции Альберта наблюдались рекордные за десятилетие лесные пожары. Во II полугодии 2019 г. несферический аэрозоль наблюдался на фоне вулканического аэрозоля Райкоке, который также мог содержать несферические частицы (Friberg et al., 2014). Это могло привести к некоторому завышению содержания АПП для данного периода.

Представляет интерес провести сравнение полученных оценок с данными контактных измерений. В самолетных измерениях над Северной Америкой с набором приборов для измерения состава аэрозольных частиц (масс-спектрометры, аэрозольные счетчики) (Hudson et al., 2004) было получено, что в обычных условиях около 7% частиц могли быть отнесены к АПП, в то же

время этот процент увеличивался до 52% в зоне активных природных пожаров. В предположении о том, что частицы сульфатного аэрозоля и АПП относятся к одному и тому же диапазону субмикронных частиц, можно говорить об определенном соответствии данных контактных и лидарных измерений, представленных в табл. 1 и 2.

Сопоставим оптическую толщину аэрозоля АПП и вулканического аэрозоля Райкоке в слое 10-30 км. Среднеширотное извержение Райкоке относится к извержениям средней мощности с выбросом серы в стратосферу более 1 Мт. В августе 2019 г. наблюдался максимум содержания аэрозоля Райкоке над Обнинском. Средние за этот месяц значения $B_{\pi\Sigma}$ и τ_{Σ} составили 1.1 10^{-3} ср⁻¹ и 0.048. Из сравнения с данными табл. 1 видно, что для некоторых эпизодов появления АПП т_{sm} по порядку величины сопоставимы с максимальной среднемесячной величиной τ для вулканического аэрозоля Райкоке. В то же время среднегодовая величина <т_S> за 2019 г. в результате извержения Райкоке составила 0.027 (рис. 1), что почти на порядок больше среднегодовых значений оптической толщины для АПП 0.0016-0.003. Приведенные здесь оценки показывают, что, несмотря на наметившую тенденцию увеличения содержания АПП в стратосфере, среднегодовой вклад сульфатного аэрозоля в оптические характеристики обратного рассеяния и ослабления остается преобладающим.

Радиационные параметры АПП

Используя известные литературные данные, проведем оценки радиационного форсинга АПП и влияния АПП на приземную температуру. В данном случае ограничимся рассмотрением величины прямого (мгновенного) радиационного форсинга (ПРФ) без учета обратных связей за счет изменения температуры атмосферы и трансформации облачности. Результаты такого учета, как правило, зависят от ряда параметров и конкретных особенностей используемых численных моделей (Hansen et al., 2005). Этот вопрос требует специального рассмотрения и выходит за рамки данной работы.

Величина ПРФ для слоя поглощающего аэрозоля зависит от эффективного размеров частиц r_{ef} и альбедо однократного рассеяния ω (Chylek, Wong, 1995). При небольших оптических толщинах слоя т величина ПРФ пропорциональна т. Рассмотрим расчеты ПРФ, проведенные в работах (Chylek, Wong, 1995; Hansen et al., 1997), а также в работе (Hu et al., 2019), где проанализирован один конкретный эпизод наблюдения стратосферного слоя АПП в августе 2017 г. над Францией. В табл. 3 сведены результаты оценок ПРФ на верхней границе атмосферы (ВГА) и в районе тропопаузы (ТПП), полученные с использованием цитированных выше работ.

Как видно из табл. 3, величина ПРФ в районе ТПП значительно превышает его величину на ВГА. Это связано с поглощением АПП. Действительно, на уровне ВГА изменение радиационного баланса определяется только наличием отраженного слоем излучения, в то время как на уровне ВГА к отраженному потоку добавляется поток, поглощенный в слое АПП. Оценки ПРФ на ВГА по работам (Chylek, Wong, 1995; Hu et al., 2019) близки. Значительно отличаются оценки ПРФ согласно работам (Hansen et al, 1997) и (Hu et al., 2019) в районе ТПП. Это объясняется более высоким поглощением аэрозоля, наблюдавшегося в (Hu et al., 2019). (Для сравнения приведем также оценку величины ПРФ в районе ТПП -28 т для сульфатного непоглощающего аэрозоля (Hansen et al., 2007; Andronova et al., 1999)). Используя данные табл. 3 и взяв средние за последние пять лет значении $\tau_{\rm Sm}$ =0.0022 (табл. 2), получим средние оценки ПРФ для АПП – (0.033-0.054) Вт/м² на ВГА и – (0.079-0.19) Вт/м²в районе тропопаузы.

Таблица 3. Оценки величин ПРФ (по литературным данным)

Table 3. Estimates of values of direct radiation forcing (DRF) (on the base of literature data)

	r _{ef} , мкм	ω	ΒΓΑ	ТПП
Chylek, Wong, 1995	0.1	0.92	-24.5τ	
Hansen et al, 1997	0.5	0.9-0.95		-36τ
Hu et al., 2019	0.33	0.85-0.9	-15 τ	-85τ

Оценим влияние АПП на приземную температуру. С учетом только прямого радиационного воздействия при среднем $\omega = 0.9$ изменение приземной температуры составляет $\Delta T = -8.2 \tau$ (Hansen et al., 2007) (сравним с $\Delta T = -(3-6) \tau$ для непоглощающего сульфатного аэрозоля (Коршунов, 2018)). При том же среднегодовом значении $\tau_{\rm Sm} = 0.0022$ получим изменение приземной температуры $\Delta T = -0.018$ К для аэрозоля АПП. Эту величину можно рассматривать, как оценку сверху, поскольку учет обратных связей приводит, как правило, к уменьшению изменения температуры (Hansen et al., 2005).

Заключение

Результаты лидарного зондирования, проведенного в г. Обнинск с 2012 по 2021 гг., подтверждают ранее приводившиеся в литературе данные о том, что в нижнем слое стратосферы (до высоты 15 км) содержится более половины аэрозоля стратосферы. Отсюда вытекает необходимость развития методов дистанционных измерений, которые бы рассматривали весь аэрозоль стратосферы, начиная от области тропопаузы. При этом является актуальным совершенствование методов селекции перистых облаков, поскольку оптические и радиационные свойства перистых облаков и аэрозоля (сульфатного и АПП) существенно различаются. Это относится как к лидарным, так и к пассивным спутниковым методам наклонного зондирования. Аэрозоль нижнего слоя стратосферы 10-15 км необходимо учитывать в общем балансе стратосферного аэрозоля в химико-климатических моделях атмосферы.

В последнее время в литературе активно обсуждается вопрос о проникновении АПП в стратосферу при образовании пирокумулюсов. В некоторых работах делается вывод о том, что вклад природных пожаров в аэрозольное содержание стратосферы может быть сравним с вулканическими извержениями небольшой и средней мощности (до VEI=3). Действительно, в отдельных эпизодах (как, например, в августе 2017 г.) наблюдаются аэрозольные слои, вполне сопоставимые с вулканическими.

В данной работе на основе лидарных измерений проведена оценка среднегодового вклада АПП в оптические и радиационные параметры стратосферного аэрозоля. Индикатором присутствия АПП являлась повышенная степень деполяризации обратного рассеяния. По результатам проведенного анализа получена среднегодовая величина вклада АПП в оптическую тол-щину слоя атмосферы 10-30 км на уровне 10%. Хотя в настоящее время содержание сульфатного аэрозоля в стратосфере остается преобладающим, в последние годы наметилась тенденция увеличения содержания АПП в стратосфере. Поскольку АПП в отличие от сульфатного аэрозоля нагревает стратосферу, его влияние на радиационный баланс стратосферы может быть заметным. Поэтому задача мониторинга содержания АПП в стратосфере остается актуальной.

Работа выполнена при поддержке Росгидромета – тема 3.2 «Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга».

Список литературы

Гребенников, В.С., Зубачев, Д.С., Коршунов, В.А., Сахибгареев, Д.Г., Черных, И.А. (2020) Наблюдения стратосферного аэрозоля на лидарных станциях Росгидромета после извержения вулкана Райкоке в июне 2019 года, Оптика атмосферы и океана, т. 33, № 4, с. 272-276.

Иванов, В.Н., Зубачев, Д.С., Коршунов, В.А., Сахибгареев, Д.Г. (2020) Сетевой лидар АК-3 для зондирования средней атмосферы: устройство, методы измерений, результаты, *Труды ГГО*, вып. 598, с. 155-187.

Коршунов, В.А., Зубачев, Д.С. (2016) Характеристики стратосферного аэрозоля по данным лидарных измерений нал г. Обнинск в 2012-2015 гг., Оптика атмосферы и океана, т. 29, с. 1034-1042, doi: 10.15372/AOO20161205.

Коршунов В.А. (2018) Фоновый стратосферный аэрозоль и его радиационные характеристики по данным лидарных наблюдений в 2014-2017 гг. в городе Обнинске, *Труды ГГО*, вып. 589, с. 50-73.

Ситнов, С.А., Мохов, И.И., Горчаков, Г.И., Джола, А.В. (2017) Дымная мгла на Европейской части России летом 2016 г.: связь с лесными пожарами в Сибири и аномалиями атмосфер циркуляции, *Метеорология и гидрология*, № 8, с. 50-62.

Хмелевцов, С.С., Кауфман, Ю.Г., Коршунов, В.А., Светогоров, Е.Д., Хмелевцов, А.С. (1998) Лазерное зондирование атмосферных параметров на Обнинской лидарной станции НПО «Тайфун», *Вопросы физики атмосферы*. *Сборник статей*, Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 516 с.

Andersson, S.M., Martinsson, B.G., Vernier, J-P., Friberg, J., Brenninkmeijer, C.A.M., Hermann, M., van Velthoven, P.F.G., Zahn, A. (2015) Significant radiative impact of volcanic aerosol in the lowermost stratosphere, *Nature Communications*, vol. 6, pp. 692-700, doi: 10.1038/ncomms8692.

Andronova, N.G., Rozanov, E., Yang, F., Schlesinger, M.E., Stenchikov, G.L. (1999) Radiative forsing by volcanic aerosols from 1850 through 1994, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 16.807-16.826.

Ansmann, A., Ohneiser, K., Mamouri, R-E., Knop, D.A., Veselovskii, I., Baars, H., Engelmann, R., Foth, A., Jimenez, C., Seifert, P., Barja, B. (2021) Tropospheric and stratospheric wildfire smoke profiling with lidar: mass, surface area, CCN, and INP retrieval, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 21, pp. 9779-9807, doi.org/10.5194/acp-21-9779-2021.

Blake, D.F., Kato, K. (1995) Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res*, vol. 100, pp. 7195-7202.

Brühl, C., Schallock, J., Klingmüller, K., Robert, C., Bingen, C., Clarisse, L., Heckel, A., North P., Rieger, L. (2018) Stratospheric aerosol radiative forcing simulated by the chemistry climate model EMAC using Aerosol CCI satellite data, vol. 18, pp. 12845-12857, doi.org/10.5194/acp-18-12845-2018.

Burton, S.P., Hair, J.W., Kahnert, M., Ferrare, R.A., Hostetler, C.A., Cook, A.L., Harper, D.B., Berkoff, T.A., Seaman, S.T., Collins, J.E., Fenn, M.A., Rogers, R.R. (2015) Observations of the spectral dependence of linear particle depolarization ratio of aerosols using NASA Langley airborne High Spectral Resolution Lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 15, pp. 13453-13473, doi:10.5194/acp-15-13453-2015.

CWFIS. Canadian Wildland Fire Information System/National Wildland Fire Situation Report, available at: https://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/report/graphs#gr6.

Chavan, P., Fadnavis, S., Chakroborty, T., Sioris, C.E., Griessbach, S., Müller, R. (2021) The outflow of Asian biomass burning carbonaceous aerosol into the upper troposphere and lower stratosphere in spring: radiative effects seen in a global model, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 21, pp. 14371-14384, doi.org/10.5194/acp-21-14371-2021.

Cheremisin A.A. (2019) Photophoresis of aerosol particles with nonuniform gas–surface accommodation in the free molecular regime, *J. Aerosol Sci.*, vol. 136, pp. 15-35.

Chylek, P., Wong, J. (1995) Effect of absorbing aerosols on global radiation budget, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 22, pp. 929-931.

Friberg, J., Martinsson, B.G., Andersson, S.M., Brenninkmeijer, C.A.M., Hermann, M., Van Velthoven, P.F.J., Zahn, A. (2014) Sources of increase in lowermost stratospheric sulphurous and carbonaceous aerosol background concentrations during 1999-2008 derived from CARIBIC flights, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, vol. 66, p. 23428, doi: 10.3402/tellusb.v66.23428.

Friberg, J., Martinsson, B.G., Andersson, S.M., Sandvik, O.S. (2018) Volcanic impact on the climate – the stratospheric aerosol load in the period 2006-2015, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 18, pp. 11149-11169, doi.org/10.5194/acp-18-11149-2018.

Fromm, M., Peterson, D., DiGirolamo, L. (2019) The primary convective pathway for observed wildfire emissions in the upper troposphere and lower stratosphere: A targeted reinterpretation, *J. Geophys. Res.*: Atmospheres, vol. 124, pp. 13.54-13.72, doi.org/10.1029/2019JD031006.

Haarig, M., Ansmann, A., Baars, H., Jimenez, C., Veselovskii, I., Engelmann, R., Althausen, D. (2018) Depolarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064 nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 18, pp. 11847-11861, doi.org/10.5194/ acp-18-11847-2018.

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R. (1997) Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, vol. 102, pp. 6831-6864.

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R. et al. (2005) Efficacy of climate forcings, J. Geophys. Res., vol. 110, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.

Hu, Q., Goloub, P., Veselovskii, I., Bravo-Aranda, J-A., Popovici, I.E., Podvin, T., Haeffelin, M., Lopatin, A., Dubovik, O., Pietras, C., Huang, X., Torres, B., Chen, C. (2019) Long-range-transported Canadian smoke plumes in the lower stratosphere over northern France, *Atmos. Chem. Phys*, vol. 19, pp. 1173-1193, doi.org/10.5194/acp-19-1173-2019.

Hudson, P.K., Murphy, D.M., Cziczo, D.J., Thomson, D.S., de Gouw, J.A., Warneke, C., Holloway, J., Jos,t H.-J., Hübler, G. (2004) Biomass-burning particle measurements: Characteristic composition and chemical processing, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, pp. D23S27, doi:10.1029/2003JD004398.

Khaykin, S.M., Godin-Beekmann, S., Hauchecorne, A., Pelon, J., Ravetta, F., Keckhut, P. (2018) Stratospheric smoke with unprecedentedly high backscatter observed by lidars above southern France, *Geophysical Research Letters*, vol. 45, pp. 639-1646, doi.org/10.1002/ 2017GL076763.

Kloss, C., Sellitto, P., Legras, B., Vernier, J-P., Jégou, F., Ratnam, M.V., Kumar, B.S., Madhavan, B.L., Berthet, G. (2020) Impact of the 2018 Ambae eruption on the global stratospheric aerosol layer and climate, *J. Geophys. Res.*: Atmospheres, vol. 125, issue 14, e2020JD032410, doi.org/10.1029/2020JD032410.

Murphy, D.M., Froyd, K.D., Schwarz, J.P., Wilson, J.C. (2014) Observations of the chemical composition of stratospheric aerosol particles, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 140, pp. 1269-1278, doi:10.1002/qj.2213.

Mullendore, G.L., Durran, D.R., Holton, J.R. (2005) Cross-tropopause tracer transport in midlatitude convection, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, p. D06113, doi:10.1029/2004JD005059, 2005.

Peterson, D.A., Campbell, J.R., Hyer, E.J., Fromm, M.D., Kablick III, G.P., Cossuth, J.H., DeLand, M.T. (2018) Wildfire-driven thunderstorms cause a

volcano-like stratospheric injection of smoke, *Climate and Atmospheric Science*, vol. 1, article number 30, doi:10.1038/s41612-018-0039-3.

PyroCb over Siberia on 22 June 2013, available at: http:// pyrocb.ssec.wisc.edu/ archives/175.

Ridley, D.A., Solomon, S., Barnes, J.E., Burlakov, V.D, Deshler, T., Dolgii, S.I., Herber, A.B., Nagai, T., Neely III, R.R., Nevzorov, A.V., Ritter, C., Sakai, T., Santer, B.D., Sato, M, Schmidt, A., Uchino, O., Vernier, J.P. (2014) Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change, *Geophys. Res. Lett.*, vol.41 (22), pp. 7763-7769, doi:10.1002/2014GL061541.

Rosenfeld, D., Liu, G., Yu, X., Zhu, Y., Dai, J., Xu, X., Yue, Z. (2014) Highresolution (375 m) cloud microstructure as seen from the NPP/VIIRS satellite imager, *Atmos. Chem. Phys.*, vol., 14, pp. 2479-2496, doi:10.5194/acp-14-2479-2014.

Schmidt, A., Mills, M.J., Ghan, S., Gregory, J.M., Allan, R.P., Andrews, T., Bardeen, C.G., Conley, A., Forster, P.M., Gettelman, A., Portmann, R.W., Solomon, S., Toon, O.B. (2018) Volcanic radiative forcing from 1979 to 2015, J. *Geophys. Res.: Atmosphere*, vol. 123, pp. 12.491-12.508, doi.org/10.1029/2018JD028776.

Yu, P., Rosenlof, K.H., Liu, S., Telg, H., Troy, D., Thornberry, T.D., Rollins, A.W., Portmann, R.W., Baid, Z., Ray, E.A., Duan, Y., Pan, L.L., Toon, O.B., Bian, J., Gao, R-H. (2017) Efficient transport of tropospheric aerosol into the stratosphere via the Asian summer monsoon anticyclone, *PNAS*, vol. 114, pp. 6972-6977, doi.org/10.1073/pnas.1701170114.

Wang, Z., Шишко, В.А., Коношонкин, А.В., Кустова, Н.В., Боровой, А.Г., Матвиенко, Г.Г., Хіе, С., Liu, D., Wang, Y. (2016) Исследование перистых обла-ков поляризационным лидаром в юго-восточном Китае (г. Хефей), Оптика атмосферы и океана, т. 29, № 12, с. 1050-1052. doi: 10.15372/AOO20161207.

Zuev, V.V., Burlakov, V.D., Nevzorov, A.V., Pravdin, V.L., Savelieva, E.S., Gerasimov, V.V. (2017) 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia), *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 17, pp. 3067-3081, doi:10.5194/acp-17-3067-2017.

Zuev, V.V., Gerasimov, V.V., Nevzorov, A.V., Savelieva, E.S. (2019) Lidar observations of pyrocumulonimbus smoke plumes in the UTLS over Tomsk (Western Siberia, Russia) from 2000 to 2017, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 19, pp. 3341-3356, doi.org/10.5194/acp-19-3341-2019.

References

Grebennikov, V.S., Zubachev, D.S., Korshunov, V.A., Sahibgareev, D.G., Chernyh, I.A. (2020) Na-blyudeniya stratosfernogo aerozolya na lidarnyh stanciyah Rosgidrometa posle izverzheniya vulkana Rajkoke v iyune 2019 goda [Observations of stratospheric aerosol at the lidar stations of Roshydromet after the eruption of the Raikoke volcano in June 2019], *Optika atmosfery i okeana*, vol. 33, no. 4, pp. 272-276.

Ivanov, V.N., Zubachev, D.S., Korshunov, V.A., Sahibgareev, D.G. (1920) Setevoj lidar AK-3 dlya zondirovaniya srednej atmosfery: ustrojstvo, metody izmerenij, rezul'taty [Network lidar AK-3 for sounding the middle atmosphere: device, measurement methods, results], *Trudy GGO*, issue 598, pp. 155-187.

Korshunov, V.A., Zubachev, D.S. (2016) Harakteristiki stratosfernogo aerozolya po dan-nym lidarnyh izmerenij nal g. Obninsk v 2012-2015 gg. [Characteristics of stratospheric aerosol according to lidar measurements in Obninsk in 2012-2015], *Optika atmosfery i okeana*, vol. 29, pp.1034-1042, doi: 10.15372/AOO20161205.

Korshunov, V.A. (2018) Fonovyj stratosfernyj aerozol' i ego radiacionnye harakte-ristiki po dannym lidarnyh nablyudenij v 2014-2017 gg. v gorode Obninske [Background stratospheric aerosol and its radiation characteristics according to lidar observations in 2014-2017 in the city of Obninsk], *Trudy GGO*, issue 589, pp. 50-73.

Sitnov, S.A., Mohov, I.I., Gorchakov, G.I., Dzhola, A.V. (2017) Dymnaya mgla na Evropej-skoj chasti Rossii letom 2016 g.: svyaz' s lesnymi pozharami v Sibiri i anomaliyami atmosfer cirkulyacii [Smoky haze in the European part of Russia in the summer of 2016: connection with forest fires in Siberia and circulation atmospheric anomalies], *Meteorologiya i gidrologiya*, no. 8, pp. 50-62.

Khmelevtsov, S.S., Kaufman, Yu.G., Korshunov, V.A., Svetogorov, E.D., Khmelevtsov, A.S. (1998) Lazernoe zondirovanie atmosfernyh parametrov na Obninskoj lidarnoj stancii NPO «Tajfun» [Laser sensing of atmospheric parameters at the Obninsk lidar station of NPO Typhoon], *Voprosy fiziki atmosfery, Sbornik statej, Gidrometeoizdat*, Sankt-Peterburg, Russia, 516 p.

Andersson, S.M., Martinsson, B.G., Vernier, J-P., Friberg, J., Brenninkmeijer, C.A.M., Hermann, M., van Velthoven, P.F.G., Zahn, A. (2015) Significant radiative impact of volcanic aerosol in the lowermost stratosphere, *Nature Communications*, vol. 6, pp. 692-700, doi: 10.1038/ncomms8692.

Andronova, N.G., Rozanov, E., Yang, F., Schlesinger, M.E., Stenchikov, G.L. (1999) Radiative forsing by volcanic aerosols from 1850 through 1994, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 16.807- 16.826.

Ansmann, A., Ohneiser, K., Mamouri, R-E., Knop, D.A., Veselovskii, I., Baars, H., Engelmann, R., Foth, A., Jimenez, C., Seifert, P., Barja, B. (2021) Tropospheric and stratospheric wildfire smoke profiling with lidar: mass, surface area, CCN, and INP retrieval, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 21, pp. 9779-9807, doi.org/10.5194/acp-21-9779-2021.

Blake, D.F., Kato, K. (1995) Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res*, vol. 100, pp. 7195-7202.

Brühl, C., Schallock, J., Klingmüller, K., Robert, C., Bingen, C., Clarisse, L., Heckel, A., North P., Rieger, L. (2018) Stratospheric aerosol radiative forcing simulated by the chemistry climate model EMAC using Aerosol CCI satellite data, vol. 18, pp. 12845-12857, doi.org/10.5194/acp-18-12845-2018.

Burton, S.P., Hair, J.W., Kahnert, M., Ferrare, R.A., Hostetler, C.A., Cook, A.L., Harper, D.B., Berkoff, T.A., Seaman, S.T., Collins, J.E., Fenn, M.A., Rogers, R.R. (2015) Observations of the spectral dependence of linear particle depolarization ratio of aerosols using NASA Langley airborne High Spectral Resolution Lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 15, pp. 13453-13473, doi:10.5194/acp-15-13453-2015.

CWFIS. Canadian Wildland Fire Information System/National Wildland Fire Situation Report, available at: https://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/report/graphs#gr6.

Chavan, P., Fadnavis, S., Chakroborty, T., Sioris, C.E., Griessbach, S., Müller, R. (2021) The outflow of Asian biomass burning carbonaceous aerosol into the upper troposphere and lower stratosphere in spring: radiative effects seen in a global model, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 21, pp. 14371-14384, doi.org/10.5194/acp-21-14371-2021.

Cheremisin A.A. (2019) Photophoresis of aerosol particles with nonuniform gas–surface accommodation in the free molecular regime, *J. Aerosol Sci.*, vol. 136, pp. 15-35.

Chylek, P., Wong, J. (1995) Effect of absorbing aerosols on global radiation budget, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 22, pp. 929-931.

Friberg, J., Martinsson, B.G., Andersson, S.M., Brenninkmeijer, C.A.M., Hermann, M., Van Velthoven, P.F.J., Zahn, A. (2014) Sources of increase in lowermost stratospheric sulphurous and carbonaceous aerosol background concentrations during 1999-2008 derived from CARIBIC flights, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, vol. 66, p. 23428, doi: 10.3402/tellusb.v66.23428.

Friberg, J., Martinsson, B.G., Andersson, S.M., Sandvik, O.S. (2018) Volcanic impact on the climate – the stratospheric aerosol load in the period 2006-2015, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 18, pp. 11149-11169, doi.org/10.5194/acp-18-11149-2018.

Fromm, M., Peterson, D., DiGirolamo, L. (2019) The primary convective pathway for observed wildfire emissions in the upper troposphere and lower stratosphere: A targeted reinterpretation, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 124, pp. 13.54-13.72, doi.org/10.1029/2019JD031006.

Haarig, M., Ansmann, A., Baars, H., Jimenez, C., Veselovskii, I., Engelmann, R., Althausen, D. (2018) Depolarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064 nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 18, pp. 11847-11861, doi.org/10.5194/ acp-18-11847-2018.

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R. (1997) Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, vol. 102, pp. 6831-6864.

Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R. et al. (2005) Efficacy of climate forcings, J. Geophys. Res., vol. 110, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.

Hu, Q., Goloub, P., Veselovskii, I., Bravo-Aranda, J-A., Popovici, I.E., Podvin, T., Haeffelin, M., Lopatin, A., Dubovik, O., Pietras, C., Huang, X., Torres, B.,

Chen, C. (2019) Long-range-transported Canadian smoke plumes in the lower stratosphere over northern France, *Atmos. Chem. Phys*, vol. 19, pp. 1173-1193, doi.org/10.5194/acp-19-1173-2019.

Hudson, P.K., Murphy, D.M., Cziczo, D.J., Thomson, D.S., de Gouw, J.A., Warneke, C., Holloway, J., Jos,t H.-J., Hübler, G. (2004) Biomass-burning particle measurements: Characteristic composition and chemical processing, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, pp. D23S27, doi:10.1029/2003JD004398.

Khaykin, S.M., Godin-Beekmann, S., Hauchecorne, A., Pelon, J., Ravetta, F., Keckhut, P. (2018) Stratospheric smoke with unprecedentedly high backscatter observed by lidars above southern France, *Geophysical Research Letters*, vol. 45, pp. 639-1646, doi.org/10.1002/ 2017GL076763.

Kloss, C., Sellitto, P., Legras, B., Vernier, J-P., Jégou, F., Ratnam, M.V., Kumar, B.S., Madhavan, B.L., Berthet, G. (2020) Impact of the 2018 Ambae eruption on the global stratospheric aerosol layer and climate, *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, vol. 125, issue 14, e2020JD032410, doi.org/10.1029/2020JD032410.

Murphy, D.M., Froyd, K.D., Schwarz, J.P., Wilson, J.C. (2014) Observations of the chemical composition of stratospheric aerosol particles, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 140, pp. 1269-1278, doi:10.1002/qj.2213.

Mullendore, G.L., Durran, D.R., Holton, J.R. (2005) Cross-tropopause tracer transport in midlatitude convection, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, p. D06113, doi:10.1029/2004JD005059, 2005.

Peterson, D.A., Campbell, J.R., Hyer, E.J., Fromm, M.D., Kablick III, G.P., Cossuth, J.H., DeLand, M.T. (2018) Wildfire-driven thunderstorms cause a volcano-like stratospheric injection of smoke, *Climate and Atmospheric Science*, vol. 1, article number 30, doi:10.1038/s41612-018-0039-3.

PyroCb over Siberia on 22 June 2013, available at: http:// pyrocb.ssec.wisc.edu/ archives/175.

Ridley, D.A., Solomon, S., Barnes, J.E., Burlakov, V.D, Deshler, T., Dolgii, S.I., Herber, A.B., Nagai, T., Neely III, R.R., Nevzorov, A.V., Ritter, C., Sakai, T., Santer, B.D., Sato, M, Schmidt, A., Uchino, O., Vernier, J.P. (2014) Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change, *Geophys. Res. Lett.*, vol.41 (22), pp. 7763-7769, doi:10.1002/2014GL061541.

Rosenfeld, D., Liu, G., Yu, X., Zhu, Y., Dai, J., Xu, X., Yue, Z. (2014) High-resolution (375 m) cloud microstructure as seen from the NPP/VIIRS satellite imager, *Atmos. Chem. Phys.*, vol., 14, pp. 2479-2496, doi:10.5194/acp-14-2479-2014.

Schmidt, A., Mills, M.J., Ghan, S., Gregory, J.M., Allan, R.P., Andrews, T., Bardeen, C.G., Conley, A., Forster, P.M., Gettelman, A., Portmann, R.W., Solomon, S., Toon, O.B. (2018) Volcanic radiative forcing from 1979 to 2015, *J. Geophys. Res.: Atmosphere*, vol. 123, pp. 12.491-12.508, doi.org/10.1029/2018JD028776.

Yu, P., Rosenlof, K.H., Liu, S., Telg, H., Troy, D., Thornberry, T.D., Rollins, A.W., Portmann, R.W., Baid, Z., Ray, E.A., Duan, Y., Pan, L.L., Toon, O.B., Bian, J., Gao, R-H. (2017) Efficient transport of tropospheric aerosol into the stratosphere via the Asian summer monsoon anticyclone, *PNAS*, vol. 114, pp. 6972-6977, doi.org/10.1073/pnas.1701170114.

Wang, Z., Шишко, В.А., Коношонкин, А.В., Кустова, Н.В., Боровой, А.Г., Матвиенко, Г.Г., Xie, C., Liu, D., Wang, Y. (2016) Исследование перистых облаков поляризационным лидаром в юго-восточном Китае (г. Хефей), *Оптика атмосферы и океана*, т. 29, № 12, с. 1050-1052. doi: 10.15372/AOO20161207.

Zuev, V.V., Burlakov, V.D., Nevzorov, A.V., Pravdin, V.L., Savelieva, E.S., Gerasimov, V.V. (2017) 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia), *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 17, pp. 3067-3081, doi:10.5194/acp-17-3067-2017.

Zuev, V.V., Gerasimov, V.V., Nevzorov, A.V., Savelieva, E.S. (2019) Lidar observations of pyrocumulonimbus smoke plumes in the UTLS over Tomsk (Western Siberia, Russia) from 2000 to 2017, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 19, pp. 3341-3356, doi.org/10.5194/acp-19-3341-2019.

Статья поступила в редакцию (Received): 14.07.2022. Статья доработана после рецензирования (Revised): 29.08.2022. Принята к публикации (Accepted): 16.09.2022.

Для цитирования / For citation:

Коршунов, В.А. (2022) Лидарные наблюдения стратосферного аэрозоля в г. Обнинск с 2012 по 2021 гг.: влияние вулканических извержений и природных пожаров, *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 8, № 3, с. 31-51, doi:10.21513/2410-8758-2022-3-31-51.

Korshunov, V.A. (2022) Lidar observations of stratospheric aerosols at Obninck in 2012 - 2021: influence of volcanic eruptions and biomass burning, *Fundamental and Applied Climatology*, vol. 8, no. 3, pp. 31-51, doi:10.21513/2410-8758-2022-3-31-51.