

УДК 551.510.413:551.508.856

## ПРОЯВЛЕНИЕ ЭФФЕКТОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ В ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

© 2022 г. В. А. Коршунов<sup>1</sup>, \*, Д. С. Зубачев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Научно-производственное объединение “Тайфун”, г. Обнинск (Калужская обл.), Россия

\*e-mail: korshunov@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 07.10.2020 г.

После доработки 02.08.2021 г.

Принята к публикации 24.09.2021 г.

Для выявления влияния факторов солнечной активности на стратосферный аэрозоль проведен анализ лидарных наблюдений на длинах волн 532 и 355 нм, выполненных в г. Обнинск (55° N) с 2014–2018 гг. в слое 13–23 км. В период 2016–2018 гг. обнаружено уменьшение обратного аэрозольного рассеяния на величину примерно в несколько процентов в интервале от 0 до 2 дней после начала Форбуш-понижений потока галактических космических лучей. В 2014–2017 гг. после солнечно-протонных событий с задержкой в 3–8 дней следует увеличение обратного аэрозольного рассеяния в пределах 20–70%. Показано, что этот эффект наблюдается, преимущественно, при переносе стратосферного воздуха в точку наблюдения из области высоких широт.

DOI: 10.31857/S0016794022010114

### 1. ВВЕДЕНИЕ

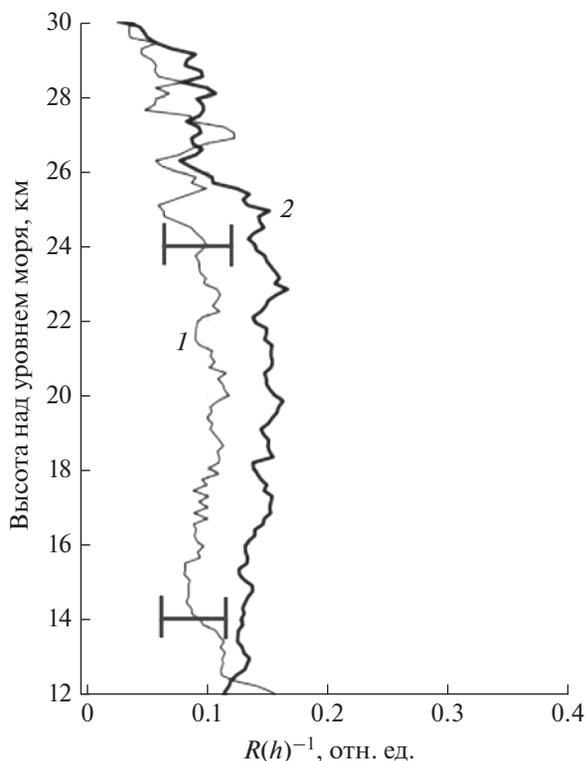
Вопрос о влиянии солнечной активности на стратосферный аэрозоль является предметом пристального внимания исследователей. Аэрозольная компонента участвует в физико-химических процессах стратосферы и является одним из климатообразующих факторов. Проникновение в атмосферу высокоэнергетических частиц космического происхождения вызывает ионизацию атмосферных газов и последующие изменения в составе атмосферы, в частности, ее аэрозольной компоненты. В качестве механизма модификации аэрозоля часто рассматривается ион-индуцированная нуклеация [Lee et al., 2003; Lovejoy et al., 2004; Yu, 2006] с возможностью дальнейшего роста частиц до оптически активных размеров при низких температурах. Однако конкретные физические механизмы укрупнения частиц нуклеационной фракции остаются неясными [Mironova et al., 2015].

В ряде исследований [Shumilov et al., 1996; Веретененко и др., 2008; Mironova et al., 2014] продемонстрирован эффект увеличения коэффициентов обратного рассеяния и аэрозольного ослабления на высотах 10–25 км в зимней высокоширотной атмосфере после солнечно-протонных событий (СПС). Во время этих наблюдений температура атмосферы, как правило, понижалась до уровня образования полярных стратосферных облаков. Из наблюдений в среднеширотной стратосфере можно отметить лишь работу

[Маричев и др., 2004], где также наблюдались изменения обратного рассеяния в ходе геомагнитных возмущений.

Помимо влияния солнечных протонов, которое проявляется спорадически, атмосфера находится под постоянным воздействием галактических космических лучей (ГКЛ). Возмущения межпланетного магнитного поля, связанные, в частности, с выбросами солнечной коронарной массы, приводят к частичному экранированию ГКЛ (Форбуш-понижения). В работе [Svensmark et al., 2009] с привлечением спутниковых измерений и данных сети AERONET обнаружены явления модификация облачной среды и тропосферного аэрозоля, которые приписываются Форбуш-понижениям (ФП). Вопрос о влиянии ГКЛ на стратосферный аэрозоль исследовался статистическими методами с использованием данных измерений SAGE-II [Vanhellemont et al., 2002]. Анализ, проведенный в работе [Vanhellemont et al., 2002], показал наличие воздействия ГКЛ на стратосферный аэрозоль с задержкой в несколько месяцев, однако какие-либо физические механизмы обнаруженного влияния не обсуждались.

В целом необходимо отметить определенный дефицит экспериментальных исследований по воздействию космических лучей на атмосферный аэрозоль выше уровня верхней тропосферы–нижней стратосферы, особенно в области средних широт. В НПО “Тайфун” (г. Обнинск, 55° N) с 2012 г. проводилось регулярное лидарное зонди-



**Рис. 1.** Высотные профили отношения обратного рассеяния  $R(h)$  до СПС 09.09 (1) и после СПС – среднее для 16.09 и 17.09 (2).

рование аэрозоля средней атмосферы на длинах волн 355 и 532 нм. В данной работе проведен анализ проведенных измерений с целью выявления возможного влияния факторов солнечной активности на стратосферный аэрозоль в слое 13–23 км.

## 2. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Лидарные измерения выполнялись на длинах волн 355 и 532 нм с помощью лидара АК-3, разработанного в НПО “Тайфун” [Иванов и др., 2020]. Зондирование проводилось в ночное время в безоблачную погоду. При обработке сигналов обратного рассеяния использовалась априорная информация о плотности атмосферы на основе данных аэрологических измерений. Определение высотных профилей коэффициентов обратного рассеяния проводилось с использованием интегральных решений лидарных уравнений и оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля [Коршунов, Зубачев, 2013]. В результате находился высотный профиль отношения обратного рассеяния  $R = (\beta_a + \beta_R)/\beta_R$ , где  $\beta_a$  и  $\beta_R$  – коэффициенты обратного аэрозольного и релеевского рассеяния. Величина  $R - 1 = \beta_a/\beta_R$  показывает отношение аэрозольного обратного рассеяния к релеевскому. Далее для характеристики обратно-

го рассеяния в атмосфере будем рассматривать высотные профили  $R(h) - 1$  ( $h$  – высота над уровнем моря).

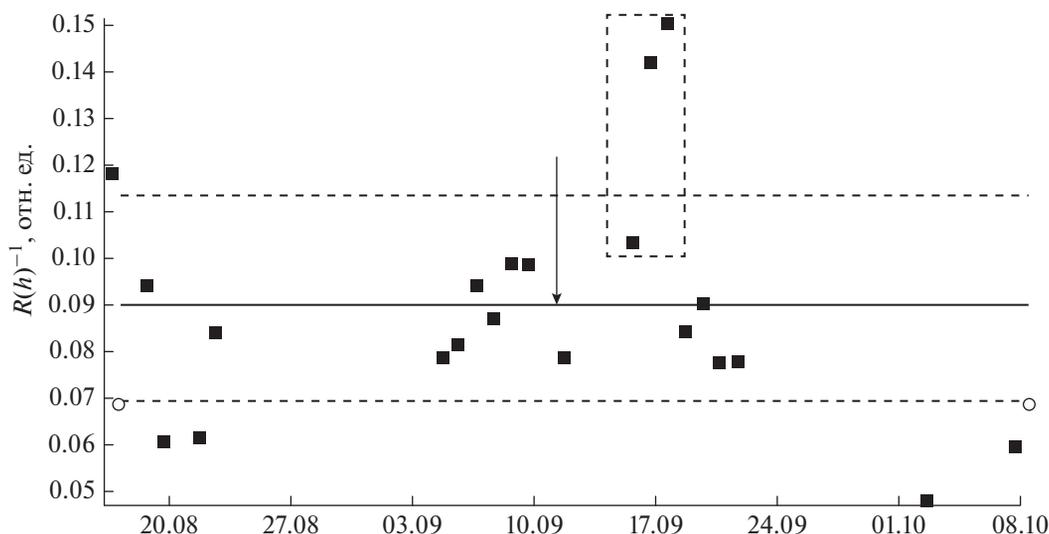
## 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

В 2014–2018 гг. наблюдалось фоновое состояние стратосферного аэрозоля [Коршунов, 2018]. В это время не было значительных вулканических извержений с выбросом в стратосферу продуктов извержения более 1 Мт. Иногда в нижней стратосфере появлялись слои, обусловленные возникновением пирокумулясов в результате лесных пожаров в Канаде. В целом состояние аэрозольной компоненты в стратосфере было достаточно стабильным, поэтому данный период времени является удобным для анализа эффектов солнечной активности в лидарных измерениях.

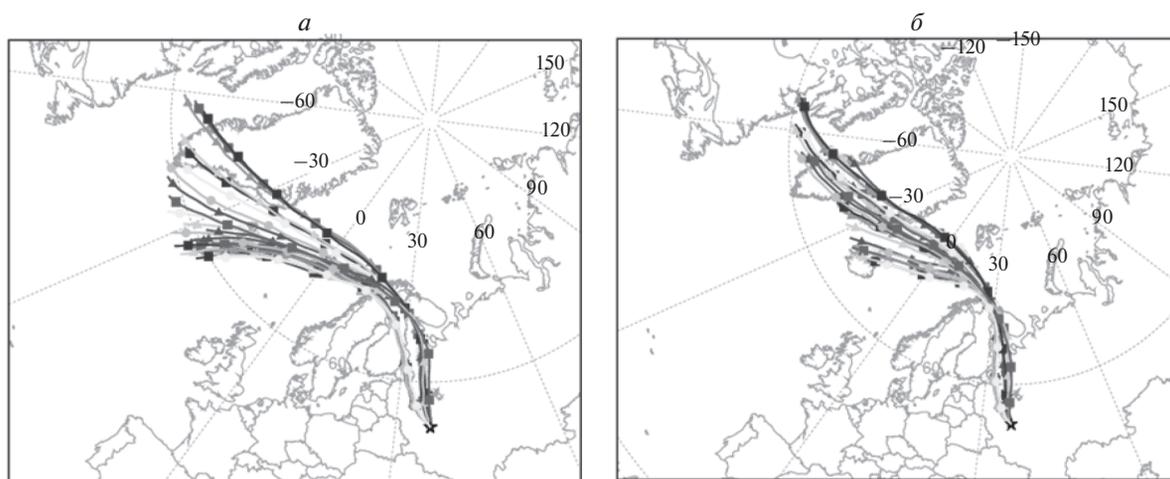
### 3.1. Лидарные наблюдения в период СПС

Приведем характерный пример изменения обратного рассеяния во время СПС. Рассмотрим эпизод 11–12 сентября 2014 г., когда наблюдалось достаточно сильное СПС с максимальным потоком протонов с энергией более 10 Мэв, равным 67.5 pfu [Logachev et al., 2019]. На рис. 1 показаны высотные профили для 09 сентября (фоновый) и средние для 16–17 сентября (возмущенные), откуда видно, что после СПС величина обратного рассеяния увеличилась в высотном диапазоне от 12 до 24 км примерно в 1.5 раза. В более широком временном интервале этот эпизод представлен на рис. 2, где показан временной ход величины  $R(h) - 1$ , усредненной по слою 15–30 км. Дата последнего СПС отмечена на рис. 2 вертикальной стрелкой. Сплошная горизонтальная линия показывают среднюю за три месяца (с августа по октябрь), усредненную по слою 15–30 км величину  $R(h) - 1$ , а штриховые линии показывают коридор ее среднеквадратического отклонения (СКО). На рис. 2 виден четкий эффект увеличения обратного рассеяния через некоторое время после СПС (соответствующие данные выделены на графике штриховым прямоугольником). При этом две точки, для 16 и 17 сентября, выходят за пределы двойного СКО.

Из рисунка 2 следует, что реакция аэрозоля на СПС происходит с задержкой в несколько дней, поэтому при интерпретации результатов следует учесть происходящее за это время перемещение объема воздуха, содержащего аэрозоль. С этой целью были построены обратные траектории переноса воздуха из точки наблюдения от даты наблюдения на семь дней назад с использованием программы HYSPLIT [Air Res. Lab.] в варианте ансамблевого построения (рис. 3). Совокупность 24-х траекторий, построенных с учетом возможной неопределенности начальных метеоданных,



**Рис. 2.** Временной ход среднего в слое 15–30 км значения  $\langle R - 1 \rangle$ ; горизонтальные линии показывают среднее за три месяца  $\langle R - 1 \rangle$  (сплошная) и коридор СКО (штриховые). Вертикальная стрелка обозначает дату СПС.



**Рис. 3.** Ансамбль обратных траекторий движения воздуха, построенных с помощью программы HYSPLIT, с начальной высоты 20 км над точкой наблюдения для дат 16 сентября (а) и 17 сентября (б) 2014 г. Звездочка показывает положение Обнинска. Точки на каждой траектории обозначают положение воздушного объема с интервалом через один день в обратном течении времени.

показана для дат наблюдения 16 и 17 сентября 2014 г. (рис. 3а и рис. 3б). Звездочкой отмечено положение точки наблюдения Обнинск на карте Северного полушария. Точки на каждой траектории обозначают положение воздушного объема с интервалом через один день в обратном течении времени. Из рис. 3 видно, что в период СПС 11 и 12 сентября траектории проходили в широтном поясе  $60^{\circ}$ – $65^{\circ}$  N. Это означает, что воздействие ионизации во время СПС, скорее всего, имело место в высоких широтах, а дальнейшая трансформация аэрозольных частиц могла происхо-

дить и в процессе их меридионального переноса к пункту наблюдения.

С использованием метода наложения эпох проведенный выше анализ был распространен и на другие эпизоды, связанные с СПС. Выбор СПС проводился согласно каталогу СПС 24-го солнечного цикла [Logachev et al., 2019]. Рассматривались только наиболее сильные СПС, для которых по каталогу [Logachev et al., 2019] максимальный поток протонов с энергией  $\geq 10$  МэВ превышал 10 pfu. Всего с 2014 по 2017 гг. с учетом совпадения с днями лидарных измерений было отобрано 15 таких событий, которые приходятся

на следующие даты (м/д/г) наблюдений: 01.06.2014, 01.07.2014, 02.20.2014, 02.25.2014, 02.28.2014, 04.18.2014, 09.10.2014, 09.11.2014, 06.18.2015, 06.22.2015, 01.02.2016, 07.14.2016, 09.05.2016, 09.08.2016, 09.10.2016. Отметим, что выбранные СПС относятся к различным сезонам (6 событий – зима, 1 событие – весна, 3 события – лето и 5 событий – осень).

При анализе определенного события сопоставлялись результаты лидарных измерений на временном интервале, включающем от пяти дней до события до десяти дней после события. При этом лидарные данные объединялись в группы по дням сдвига относительно СПС  $[-5, -1]$ ,  $[0, 2]$ ,  $[3, 5]$ ,  $[6, 8]$  и  $[9, 11]$ . Рассчитывались средние значения  $\langle R(h) - 1 \rangle$  на длинах волн 355 и 532 нм по высотным слоям 13–18, 18–23 км. Более высокие слои не рассматривались из-за возрастания погрешностей измерений. Полученные результаты для длины волны 532 нм в виде гистограмм представлены на рис. 4а. Из рис. 4а видно, что в дни, близкие к дате СПС  $[0, 2]$ , может наблюдаться некоторое понижение  $\langle R - 1 \rangle$  по сравнению с предшествующим периодом  $[-5, 2]$ . Причины этого явления неясны. Значимые повышения  $R - 1$  наблюдаются в периоды  $[3, 5]$  и  $[6, 8]$ , после чего величины  $\langle R - 1 \rangle$  возвращаются к первоначальным значениям. Наибольший рост  $\langle R - 1 \rangle$  отмечается для периода  $[6, 8]$ . По отношению к среднему “невозмущенному” значению за периоды “до”  $[-1, -5]$  и “после”  $[9, 11]$  степень увеличения  $\langle R - 1 \rangle$  составляет  $1.44 \pm 0.17$  в слое 13–18 км и  $1.18 \pm 0.11$  в слое 18–23 км.

Подобные результаты за те же дни наблюдения получены и на длине волны 355 нм (рис. 4б). Степень увеличения  $\langle R - 1 \rangle$  на 355 нм для периода  $[6, 8]$  составляет  $1.76 \pm 0.33$  в слое 13–18 км и  $1.53 \pm 0.33$  в слое 18–23 км. Отметим, что на длине волны 355 нм увеличение обратного рассеяния даже больше, чем на длине волны 532 нм.

### 3.2. Лидарные наблюдения во время ФП

При анализе эпизодов ФП использовался каталог Центра прогнозов космической погоды ИЗМИРАН [Каталог Форбуш-эффектов и межпланетных возмущений], где представлены даты событий ФП и их характеристики, рассчитанные по данным мировой сети нейтронных мониторов. Отдельно рассмотрены временные периоды вблизи максимума 24-го цикла солнечной активности (2014–2015 гг.) и на его спаде (2016–2018 гг.) Длительность события ФП, как правило, не превышает нескольких суток [Mironova et al. 2015]. Начальной датой, принимаемой за нулевой день в методе наложения, считалась дата начала события ФП согласно каталогу. Для уменьшения влияния случайных флуктуаций рассматривались только события ФП с величиной ФП, превышаю-

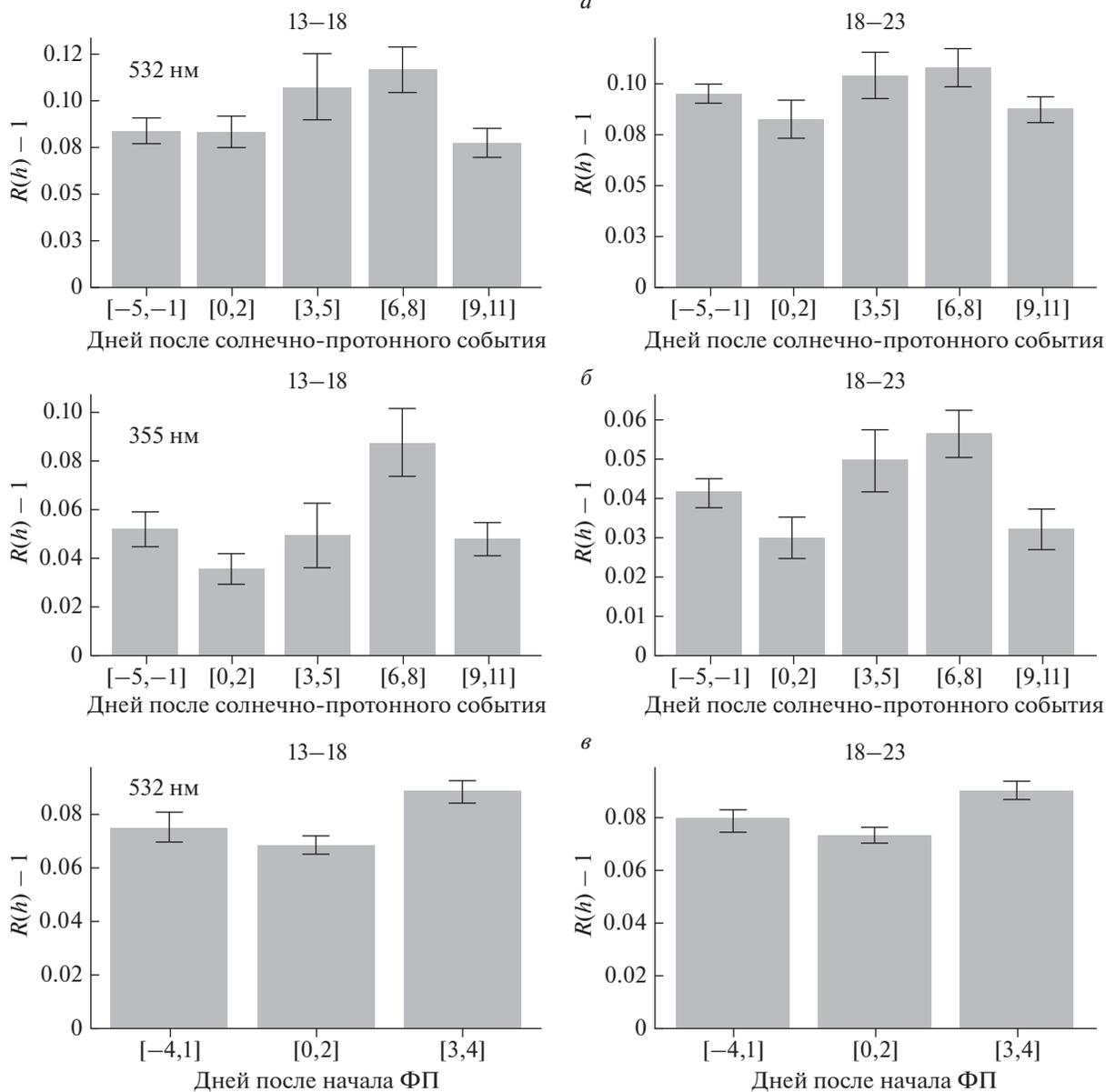
щей заданный уровень  $p$ . Рассматривались три уровня фильтрации  $p = 1, 2$  и  $3\%$ . Число рассмотренных событий ФП с учетом наложения на даты лидарных измерений составило  $\sim 60$  для  $p = 1\%$  и  $\sim 20$  для  $p = 2\%$ .

Для сглаживания случайных флуктуаций лидарные данные объединялись в три группы по дням сдвига относительно начала ФП:  $[-4, -1]$ ,  $[0, 2]$  и  $[3, 4]$  и представлялись в виде гистограмм. Результаты, полученные для периода 2016–2018 гг. при уровне  $p = 1\%$ , приведены на рис. 4в. Вертикальные отрезки показывают уровни СКО, обусловленные случайными временными вариациями  $\langle R - 1 \rangle$ . Из рисунка 4в видно, что в интервале  $[0, 2]$  для обоих высотных слоев наблюдается небольшое понижение  $\langle R - 1 \rangle$  относительно значений для предшествующего интервала  $[-4, -1]$ . Относительная величина понижения  $\Delta = [\langle (R - 1) \rangle_{[0,2]} - \langle (R - 1) \rangle_{[-4, -1]}] / \langle (R - 1) \rangle_{[-4, -1]}$ , рассчитанная с учетом СКО величин  $\langle (R - 1) \rangle_{[-4, -1]}$  и  $\langle (R - 1) \rangle_{[0,2]}$  составила  $(-7 \pm 7)\%$  для обоих высотных интервалов. Аналогичные оценки при уровне фильтрации  $p = 2\%$  дали  $\Delta = (-11 \pm 15)\%$  для слоя 13–18 км и  $\Delta = (-12 \pm 10)\%$  для слоя 18–23 км. Как видно из приведенных оценок, величина  $\Delta$ , хотя и находится на уровне СКО, но во всех случаях получается отрицательной и по порядку величины составляет несколько процентов. Зависимость  $\Delta$  от уровня фильтрации находится в пределах СКО. Для  $p = 3\%$  однозначных результатов не получено ввиду увеличения СКО при уменьшении числа событий ФП.

Подобная обработка данных наблюдений для временного периода 2014–2015 гг. дает несколько иной результат. Абсолютная величина  $\Delta$  на длине волны 532 нм независимо от уровня фильтрации меняется в пределах  $\pm 1\%$  при таком же уровне СКО, т.е. для этого периода влияния ФП в данных измерениях практически не обнаружено. Результаты, полученные на длине волны 355 нм, в качественном плане подобны приведенным выше данным для 532 нм.

## 4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные выше результаты лидарных наблюдений демонстрируют изменения обратного рассеяния, происходящие во время СПС и ФП. В случае ФП обнаружено небольшое (до 12%) уменьшение обратного рассеяния, происходящее в течение двух дней после начала события ФП. Это указывает на существование некоторой фракции аэрозоля в области оптически активных частиц 0.05–0.1 мкм, которая чувствительна к уровню ионизации и достаточно быстро (в течение 1–2 дней) реагирует на изменение ГКЛ. Данный эффект наблюдался только в период спада солнечной активности в 2016–2018 гг. и не был за-



**Рис. 4.** Временное изменение средних по высотным слоям 13–18 км и 18–23 км значений  $\langle R - 1 \rangle$  во время геомагнитных возмущений, иллюстрирующее влияние СПС (а, б) и ФП (в) и на длине волны 532 нм (а, в) и 355 нм (б).

фиксирован вблизи максимума солнечной активности в 2014–2015 гг. Причина зависимости изменений обратного рассеяния от периода солнечной активности остается неясной. Возможно, это результат общего увеличения интенсивности ГКЛ на спаде солнечной активности по сравнению с ее максимумом [Mironova et al., 2015].

Влияние СПС проявляется в увеличении обратного рассеяния в период времени от 3 до 8 дней после начала СПС. Указанные временные параметры близки к полученным в работе [Mironova et al., 2012], где по данным спутниковых наблюдений в полярной области наблюдалось уве-

личение коэффициента ослабления с задержкой 2–4 дня при общей длительности эффекта увеличения от 4 до 10 дней. Отметим, что наличие временного сдвига в появлении слоев повышенного обратного рассеяния относительно начала геомагнитного возмущения отмечалось также в [Маричев и др., 2014].

Величина наблюдаемого эффекта в данной работе существенно ниже, чем в полярной области, где она менялась от двух порядков величины для СПС рекордно высокого уровня типа GLE [Mironova et al., 2012] до 3–20 раз для более слабого СПС [Mironova, Usoskin, 2013]. В средних ши-

ротах ожидаемый эффект и должен быть меньше в связи с уменьшением потока ионизирующих частиц из-за эффекта геомагнитного обрезания и крутого спада спектра солнечных протонов в области высоких энергий. Более того, согласно данным моделирования [Usoskin et al., 2011] в средних широтах эффект ионизации вообще может быть сведен к нулю, или даже отрицателен при учете совместного действия ФП и СПС. В [Mironova, Usoskin, 2014] сделан вывод о том, что заметное влияние СПС на стратосферный аэрозоль может место только в полярных широтах для событий типа GLE. На первый взгляд результаты настоящей работы противоречат выводам [Usoskin et al., 2011], [Mironova, Usoskin, 2014]. Однако это противоречие может быть снято, если принять во внимание процессы переноса стратосферных воздушных масс в течение временного промежутка между событием СПС и увеличением обратного рассеяния. Для проверки влияния переноса для каждого случая измерений нами был проведен обратный траекторный анализ с использованием упоминавшейся выше программы HYSPLIT. Все наблюдения были разбиты на два класса по типу переноса. К северному переносу относились те случаи, когда в день СПС траектория движения воздушной массы проходила в широтной зоне от  $60^\circ$  N и выше. В ином случае перенос относился к условно нейтральному типу. Далее отдельно для случаев переноса северного и нейтрального типа была рассчитана средняя степень увеличения обратного рассеяния  $C_{с,н}$  после СПС. Для этого для каждого высотного слоя и временных сдвигов 3–5 и 6–8 дней были рассчитаны средние отношения  $\langle R - 1 \rangle_{[3-5]} / \langle R - 1 \rangle_{[-5, -1]}$  и  $\langle R - 1 \rangle_{[6-8]} / \langle R - 1 \rangle_{[-5, -1]}$ . Для улучшения статистики определялось среднее по двум слоям и временным сдвигам  $C_{с,н} = 0.5(\langle R - 1 \rangle_{[3-5]} / \langle R - 1 \rangle_{[-5, -1]} + \langle R - 1 \rangle_{[6-8]} / \langle R - 1 \rangle_{[-5, -1]})$ . В результате оказалось, что в среднем для всех случаев северного переноса  $C_{с,н} = 1.34 \pm 0.09$ , а для нейтрального  $C_{с,н} = 1.08 \pm 0.14$ . Аналогичная проверка для временной задержки 9–11 дней показала, что различия величин  $C_{с,н}$  для случаев северного и нейтрального переноса незначимы и находятся в пределах естественных флуктуаций этих величин. Отсюда следует, что за увеличение обратного рассеяния ответственен, в основном, северный перенос. Можно предположить, что воздействие ионизации во время СПС имеет место в высоких широтах, а дальнейшая трансформация аэрозольных частиц может происходить и в процессе их меридионального переноса к пункту наблюдения.

Остановимся на вопросе о возможном механизме изменения оптических характеристик аэрозоля в ходе СПС. Существенно, что наблюдавшееся нами увеличение относительной величины обратного рассеяния примерно одинаково в

слое 13–23 км и происходит за относительно короткое время в течение нескольких суток, в то время как фоновые процессы трансформации стратосферного аэрозоля имеют временные масштабы порядка месяцев [Namill et al., 1997]. Как уже отмечалось выше, нередко предполагается, что инициатором наблюдаемых процессов является ион-индуцированная нуклеация, за которой следует конденсационный рост частиц нуклеационной фракции, либо их коагуляция с субмикронной фракцией фонового предсуществующего аэрозоля.

Рассмотрим условия, при которых возможна ион-индуцированная нуклеация на высотах 13–23 км. Как показывает численное моделирование и данные экспериментов для заметных скоростей нуклеации  $\sim 0.1-1 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$  при характерной температуре стратосферы 220 К необходимы концентрации молекул серной кислоты  $\text{H}_2\text{SO}_4$  в диапазоне  $10^6-10^7 \text{ см}^{-3}$ . [Lovejoy et al., 2004; Lee et al., 2003; Kirkby et al., 2011]. Такие концентрации молекул  $\text{H}_2\text{SO}_4$  могут наблюдаться в верхней тропосфере-нижней стратосфере, где экспериментально наблюдалось образование нуклеационной фракции с концентрацией частиц в пределах  $10^2-10^3 \text{ см}^{-3}$ . [Lee et al., 2003; Hermann et al., 2003]. В то же время по имеющимся данным на высотах 13–23 км в средних и высоких широтах фоновые концентрации  $\text{H}_2\text{SO}_4$  существенно ниже. В частности, согласно [Hommel et al., 2011] средняя концентрация паров серной кислоты в стратосфере составляет около  $5 \times 10^5 \text{ см}^{-3}$  на высоте 13 км и падает ниже  $10^5 \text{ см}^{-3}$  на высоте 20 км. Поэтому на этих высотах развитие нуклеационных процессов является маловероятным [Mohnen et al., 1990]. Исключение могут составлять только случаи падения температуры до 200 К, когда значительно понижаются пороговые для начала нуклеации уровни концентрации  $\text{H}_2\text{SO}_4$  [Vehkamaki et al., 2002]. Однако такие температуры в приполярной стратосфере могут наблюдаться только в отдельные зимние месяцы, в то время как эффекты повышения уровня обратного рассеяния после СПС наблюдаются в данной работе в различные сезоны.

Из вышеизложенного следует, что обычно рассматриваемые механизмы ион-индуцированной нуклеации молекул  $\text{H}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$ , по-видимому, не могут служить в качестве объяснения наблюдаемых феноменов увеличения обратного рассеяния в интервале высот 13–23 км. Можно предположить наличие альтернативных сценариев трансформации аэрозоля под действием ионизации, таких как ускорение коагуляции частиц внутри микродисперсной фракции аэрозоля с радиусами частиц в диапазоне 0.01–0.1 мкм [Harrison, Carslaw, 2003], обычно присутствующей в фоновых вулканических условиях; ускорение образования молекул  $\text{H}_2\text{SO}_4$  из резервуарного газа

OCS [Sheng et al., 2015] при взаимодействии с молекулами атомарного кислорода, или ОН радикала [Rozanov et al., 2012], а также участие в процессах органического аэрозоля, присутствующего в стратосфере [Bian et al., 2020]. Рассмотрение такого рода механизмов требует детального моделирования соответствующих физико-химических процессов, протекающих в стратосфере, что выходит за рамки данной работы.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение ряда лет в г. Обнинск (55° N) проводилось лидарное зондирование стратосферного аэрозоля на длинах волн 355 и 532 нм в диапазоне высот от 10 до 30 км. Результаты, полученные в 2014–2018 гг., рассматриваются в данной работе с точки зрения возможного влияния эффектов солнечной активности на величину обратного рассеяния. Проведен статистический анализ изменений величины обратного рассеяния в ходе ФП и СПС в интервале высот от 13 до 23 км. В первые два дня после начала ФП отмечено уменьшение обратного рассеяния в пределах нескольких процентов. Этот эффект наблюдался только в период спада солнечной активности 2016–2018 гг. С задержкой в 3–8 дней после начала СПС отмечено увеличение обратного рассеяния на десятки процентов. Данные наблюдения относятся к периоду 2014–2107 гг. для случая 15-ти наиболее сильных СПС.

Физический механизм влияния ФП на аэрозоль, связан, по-видимому, с уменьшением ионизации при уменьшении интенсивности ГКЛ. И, наоборот, влияние СПС связано с увеличением ионизации под воздействием высокоэнергетических солнечных протонов. При этом на результаты измерений оказывает влияние перенос воздушных масс в стратосфере. Обратный траекторный анализ показывает, что со сдвигом 0–2 дня после начала ФП над Обнинском присутствует аэрозоль, который в момент начала ФП находился в другом регионе, но еще в средних широтах. В то же время за 5–8 дней после СПС воздух может испытать значительное меридиональное перемещение. Детальный траекторный анализ для всех случаев наблюдений показывает, что увеличение обратного рассеяния после СПС происходит, преимущественно, при переносе воздуха из области высоких широт. В этом случае первоначальное воздействие ионизации во время СПС имеет место в высоких широтах, а дальнейшая трансформация аэрозольных частиц (например, в результате конденсации и коагуляции) могла происходить в процессе их меридионального переноса к пункту наблюдения.

Приведенные выше результаты лидарных измерений в целом не противоречат существующим представлениям о влиянии космических лучей на

атмосферный аэрозоль. Тем не менее, остаются вопросы, касающиеся интерпретации отдельных экспериментальных результатов. Нет ясности относительно конкретных микрофизических механизмов, приводящих к наблюдаемым изменениям обратного рассеяния в интервале высот 13–23 км при изменении ионизации атмосферы в ходе ФП и СПС. В частности, приведенные в работе оценки, указывают на трудности в объяснении полученных результатов в рамках известных моделей ион-индуцированной бинарной нуклеации молекул  $\text{H}_2\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$ . По-видимому, при интерпретации наблюдаемых явлений необходим учет более широкого круга физико-химических процессов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Веретененко С.В., Ивлев Л.С., Ульянов В.А. Исследование вариаций стратосферного аэрозоля во время солнечных протонных событий января 2005 г. по данным инструмента 4GOMOS/ENVISAT // Проблемы Арктики и Антарктики. № 3(80). С. 126–130. 2008.
- Иванов В.Н., Зубачев Д.С., Коршунов В.А., Сахибгареев Д.Г. Сетевой лидар АК-3 для зондирования средней атмосферы: устройство, методы измерений, результаты исследований // Труды ГГО. Вып. 598. С. 155–187. 2020.
- Каталог Форбуш-эффектов и межпланетных возмущений <http://spaceweather.izmiran.ru/rus/fds2018.html>.
- Коршунов В.А., Зубачев Д.С. Об определении параметров стратосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 2. С. 196–207. 2013.
- Коршунов В.А. 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. 2018.
- Маричев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М. Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 44. № 6. С. 841–848. 2004.
- Air Resources Laboratory. Transport and Dispersion Modeling. HYSPLIT. [http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT\\_traj.php](http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php) (дата обращения 20.01.21).
- Bian J., Li D., Bai Z., Li Q., Lyu D., Zhou X. Transport of Asian surface pollutants to the global stratosphere from the Tibetan Plateau region during the Asian summer monsoon // National Science Rev. V. 7. P. 516–533. 2020. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwaa005>
- Hamill P., Jensen E.J., Russell P.B., Bauman J.J. The life cycle of stratospheric aerosol particles // Bulletin of the American Meteorological Society. V. 78. №. 7. P. 1395–1410. 1997.
- Harrison R.G., Carslaw K.S. Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere // Rev. Geophys. V. 41. Is. 3. P. 1012. 2003. <https://doi.org/10.1029/2002RG000114>
- Hermann M., Heintzenberg J., Wiedensohler A., Zahn A., Heinrich G., Brenninkmeijer C.A.M. Meridional distributions of aerosol particle number concentrations in the upper troposphere and lower stratosphere obtained by Civil Air-

- craft for Regular Investigation of the Atmosphere Based on an Instrument Container (CARIBIC) flights // *J. Geophys. Res.* V. 108. № D3. P. 4114. 2003.  
<https://doi.org/10.1029/2001JD001077>
- *Hommel R., Timmreck C., Graf H.F.* The global middle-atmosphere aerosol model MAECHAM5-SAM2: comparison with satellite and in-situ observations // *Geosci. Model Dev.* V. 4. P. 809–834. 2011. [www.geosci-model-dev.net/4/809/2011/doi:10.5194/gmd-4-809-2011](http://www.geosci-model-dev.net/4/809/2011/doi:10.5194/gmd-4-809-2011)
- *Kirkby J., Curtius J., Almeida J. et al.* Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation // *Nature.* V. 476. P. 429–433. 2011.
- *Lee S.-H., Reeves J.M., Wilson J.C., Hunton D.E., Viggiano A.A., Miller T.M., Ballenthin J.O., Lait L.R.* Particle formation by ion nucleation in the upper troposphere and lower stratosphere // *Science* V. 301. P. 1886. 2003.  
<https://doi.org/10.1126/science.1087236>
- *Logachev Yu.I., Bazilevskaya G.A., Daibog E.I., Ginzburg E.A., Ishkov V.N., Lazutin L.L., Nguyen M.D., Sur-ova G.M., Vlasova N.A., Yakovchuk O.S.* List of Solar Proton Events in the 24 Cycle of Solar Activity (2009–2019) // ESDB repository, GC RAS, Moscow. 2019.  
<https://doi.org/10.2205/ESDB-SAD-P-007>
- *Lovejoy E.R., Curtius J., Froyd K.D.* Atmospheric ion-induced nucleation of sulfuric acid and water // *J. Geophys. Res.* V. 109, D08204. 2004.  
<https://doi.org/10.1029/2003JD004460>
- *Mironova I.A., Usoskin I.G., Kovaltsov G.A., Petelina S.V.* Possible effect of extreme solar energetic particle event of 20 January 2005 on polar stratospheric aerosols: direct observational evidence // *Atmos. Chem. Phys.* V. 12. P. 769–778. 2012.
- *Mironova I.A., Usoskin I.G.* Possible effect of extreme solar energetic particle events of September–October 1989 on polar stratospheric aerosols: a case study // *Atmos Chem Phys.* V. 13. P. 8543–8550. 2013.
- *Mironova I.A., Usoskin I.G.* Possible effect of strong solar energetic particle events on polar stratospheric aerosol: a summary of observational results // *Environ. Res. Lett.* V. 9. № 1 P. 1–8. 2014.
- *Mironova I.A., Aplin K.L., Arnold F., Bazilevskaya G.A., Harrison R.G., Krivolutsky A.A., Nicol K.A., Rozanov E.V., Turunen E., Usoskin I.G.* Energetic particle influence on the Earth's atmosphere // *Space Sci. Rev.* V. 194. P. 1–96. 2015.  
<https://doi.org/10.1007/s11214-015-0185-4>
- *Mohnen V.A.* Stratospheric ion and aerosol chemistry and possible links with cirrus cloud microphysics – a critical assessment // *J. Atm. Sci.* V. 47. №. 16. P. 1933–1948. 1990.
- *Rozanov E., Calisto M., Egorova T., Peter T., Schmutz W.* Influence of the precipitating energetic particles on atmospheric chemistry and climate // *Surv. Geophys.* V. 33. P. 483–501. 2012.  
<https://doi.org/10.1007/s10712-012-9192-0>
- *Sheng J.-X., Weisenstein D.K., Luo B.-P., Rozanov E., Stenke A., Anet J., Bingemer H., Peter T.* Global atmospheric sulfur budget under volcanically quiescent conditions: Aerosol-chemistry-climate model predictions and validation // *J. Geophys. Res. Atmos.* V. 120. P. 256–276. 2015.  
<https://doi.org/10.1002/2014JD021985>
- *Shumilov O.I., Kasatkina E.A., Henriksen K., Vashenyuk E.V.* Enhancement of stratospheric aerosols after solar proton event // *Ann. Geophys.* V. 14(11). P. 1119–1123. 1996.
- *Svensmark H., Bondo T., Svensmark J.* Cosmic ray decreases affect atmospheric aerosols and clouds // *Geophys. Res. Lett.* V. 36. L15101. 2009. doi 1029/GL038429
- *Usoskin I.G., Kovaltsov G.A., Mironova I.A., Tylka A.J., Dietrich W.F.* Ionization effect of solar particle GLE events in low and middle atmosphere // *Atmos. Chem. Phys.* V. 11. P. 1979–1988. 2011.  
<https://doi.org/10.5194/acp-11-1979-2011>
- *Vanhellemont F., Fussen D., Bingen C.* Cosmic rays and stratospheric aerosols: Evidence for a connection? // *Geophys. Res. Lett.* V. 29. № 15. P. 1715. 2002.  
<https://doi.org/10.1029/2002gl015567>
- *Vehkamäki H., Kulmala M., Napari I., Lehtinen K.E.J., Timmreck C., Noppel M., Laaksonen A.* An improved parameterization for sulfuric acid – water nucleation rates for tropospheric and stratospheric conditions // *J. Geophys. Res.* V. 107(D22). P. 4622. 2002.  
<https://doi.org/10.1029/2002JD002184>
- *Yu F.* From molecular clusters to nanoparticles: second-generation ion-mediated nucleation model // *Atmos. Chem. Phys.* V. 6. P. 5193–5211. 2006.