

# Модельный анализ механизмов формирования полупрямого радиационного эффекта сибирского дымового аэрозоля в Арктике

И.Б. Коновалов<sup>✉</sup>, Н.А. Головушкин\*

Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики  
им. А.В. Гапонова-Грехова РАН  
603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46

Поступила в редакцию 11.07.2023;

после доработки 25.09.2023;

принята к печати 02.10.2023

Исследования воздействий атмосферного аэрозоля, в том числе дымового, на характеристики облачности имеют большое значение для понимания происходящих изменений климата. Однако радиационные воздействия сибирского дымового аэрозоля (СДА) на облачность в Арктике до сих пор слабо изучены. В работе на основе расчетов с помощью химико-транспортной модели CHIMERE и метеорологической модели WRF проанализированы процессы, отвечающие за возникновение полупрямого радиационного эффекта (ППРЭ) дымов от сибирских пожаров над снежно-ледовыми поверхностями в Арктике; рассмотрены усредненные по времени и пространству изменения радиационных потоков, параметров облаков на различных ярусах облачности и некоторых метеорологических характеристик вследствие радиационного воздействия СДА. Результаты анализа показывают, что рассеяние солнечного излучения частицами СДА повышает статическую устойчивость атмосферы на высотах примерно от 2 до 4 км и подавляет вертикальные турбулентные движения, что приводит к уменьшению скорости конденсации воды, оптической толщины облаков и отношения смеси сконденсированной воды на среднем и частично нижнем ярусах облачности. Уменьшение оптической толщины облаков, в свою очередь, обуславливает возникновение положительного ППРЭ СДА на верхней и нижней границах атмосферы. Поглощение излучения частицами СДА принципиальной роли в указанных процессах не играет, хотя и приводит к дополнительным изменениям метеорологических параметров. Полученные результаты расширяют фундаментальные знания об аэрозольно-облачных взаимодействиях в Арктике и могут быть полезны для совершенствования климатических моделей.

*Ключевые слова:* аэрозоль, думы, химико-транспортная модель, аэрозольно-радиационное взаимодействие; aerosol, smoke, chemistry-transport model, aerosol-radiation interaction.

## Введение

Атмосферный аэрозоль влияет на радиационный баланс атмосферы как непосредственно в результате рассеяния и поглощения излучения частицами аэрозоля (прямой радиационный эффект (ПРЭ) [1]), так и путем воздействия на облачность (непрямой [2] и полупрямой (ППРЭ) [3] радиационные эффекты). Непрямой аэрозольный радиационный эффект является следствием аэрозольно-облачного взаимодействия (АОВ), определяемого участием частиц аэрозоля в формировании облаков в качестве ядер конденсации [4, 5]. Полупрямой радиационный эффект определяется (наряду с ПРЭ) аэрозольно-радиационным взаимодействием (АРВ). Его возникновение связано с тем, что возмущения радиационных потоков аэрозолем вызывают изменения теплового балан-

са и температурной стратификации атмосферного воздуха, тем самым влияя на образование и жизненный цикл облаков [6, 7].

Среди указанных радиационных эффектов атмосферного аэрозоля ППРЭ наиболее сложен и наименее изучен, что проявляется в больших неопределенностях существующих модельных оценок его величины. В частности, среди различных модельных исследований [8, 9] отсутствует согласие даже по поводу знака ППРЭ черного углерода в глобальном масштабе. В недавних крупных исследованиях [10, 11] было обнаружено, что в ряде тропических и субтропических регионов мира сильное влияние на облачность оказывает радиационное воздействие дымов от природных пожаров; в исследованных ситуациях изменения характеристик облачности и осадков вследствие АРВ оказались более значительными, чем вследствие АОВ.

Отмеченные работы свидетельствуют о высокой актуальности исследования радиационного воздействия атмосферного аэрозоля, в том числе дымового, на характеристики облачности. В то же время

\* Игорь Борисович Коновалов (konov@ipfran.ru); Николай Александрович Головушкин (golovushkin@ipfran.ru).

во многих регионах, в которых аэрозольно-облачные взаимодействия, обуславливаемые дымами, могут быть значительными, это воздействие изучено слабо. К числу таких регионов относится Арктика. Исследование радиационных эффектов дымового аэрозоля в этом регионе необходимо для определения естественных причин [12] происходящих в нем быстрых климатических изменений, которые пока не в полной мере могут быть воспроизведены моделями [13].

Одним из основных источников аэрозоля в Арктике являются природные пожары, ежегодно происходящие в бореальных лесах, в том числе в Сибири [14]. В ряде работ [15–17] показано, что дымовой аэрозоль от пожаров в бореальных лесах Сибири и Северной Америки оказывает сильное эпизодическое воздействие на радиационный баланс в Арктике в виде ППРЭ. Согласно результатам климатологического исследования радиационных эффектов аэрозолей различного происхождения в Арктике [18] среднегодовые величины прямого и непрямого радиационных эффектов дымов от ландшафтных пожаров в Северной Евразии и Северной Америке сопоставимы по порядку величины с аналогичными эффектами, обусловленными антропогенными эмиссиями аэрозоля в тех же регионах.

Имеющиеся оценки ППРЭ дымового аэрозоля в Арктике являются более скудными. Согласно результатам модельного исследования [19], в котором рассматривался четырехсуточный эпизод интенсивного загрязнения воздуха на Аляске вследствие переноса дымов от ранних весенних пожаров в Сибири и степных пожаров в Казахстане, АРВ в дымовых шлейфах привело к изменениям параметров облачного покрова, но возникшие изменения имели нерегулярный характер. По результатам численного моделирования радиационных воздействий сибирских дымов на метеорологические процессы, происходившие в Восточной Арктике во второй половине июля 2016 г. [20], был выявлен положительный по знаку ППРЭ сибирского дымового аэрозоля (СДА), который в значительной мере компенсировал преимущественно выхолаживающий ПРЭ СДА. Однако конкретные процессы, обуславливающие возникновение этого эффекта, в указанной работе определены не были.

Настоящее исследование представляет собой продолжение упомянутой работы [20] и нацелено на достижение понимания возможных механизмов формирования ППРЭ СДА над снежно-ледовыми поверхностями Арктики. Как и в предыдущем исследовании, с помощью модельного комплекса, включающего в себя химико-транспортную модель CHIMERE и метеорологическую модель WRF, моделировалась атмосферная ситуация июля 2016 г. Некоторые различия между настоящей и предыдущей работами в плане конфигурации модельных расчетов и организации численных экспериментов описаны далее.

Важно отметить, что в большинстве исследований, в которых изучаются обуславливаемые атмосферным аэрозолем обратные связи между радиа-

цией и облачностью, традиционно подразумевается, что ППРЭ возникает вследствие поглощения солнечного излучения частицами аэрозоля. Такое представление происходит от впервые предложенного описания ППРЭ [3] и отчасти оправдано тем, что во многих исследованиях ППРЭ антропогенного аэрозоля в формировании этого эффекта ключевую роль играет черный углерод. В некоторых работах [7, 11, 21] отмечено, что ППРЭ может возникать из-за затемнения земной поверхности аэрозольным слоем, которое ведет к выхолаживанию поверхности и подавлению конвективного облакообразования. Очевидно, что затемнение не может быть обусловлено исключительно поглощающей компонентой частиц (которая в дымах обычно вносит незначительный вклад в аэрозольную экстинкцию [22]). В нашей статье какие-либо априорные допущения, касающиеся природы ППРЭ СДА, не использовались.

Цель работы – изучение механизмов формирования ППРЭ СДА над снежно-ледовыми поверхностями Арктики.

## Материалы и методы

Для достижения указанной выше цели были выполнены и затем проанализированы расчеты с использованием химико-транспортной модели CHIMERE (версия 2020r3) [23] и сопряженной с ней метеорологической модели WRF [24] (версия 3.7.1), охватывающие период с 7 по 31.07.2016 г. Сопряжение моделей обеспечивается программным модулем OASIS [25], который позволяет выполнять вычисления с учетом АРВ и (или) АОВ (онлайн-расчеты) и без учета какого-либо воздействия аэрозоля на метеорологические процессы (оффлайн-расчеты). В расчетах с учетом АРВ в WRF полученные значения оптических параметров аэрозоля – аэрозольной оптической толщины (АОТ), альbedo однократного рассеяния (АОР) и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния – передаются и учитываются при моделировании радиационных потоков. Сопоставление таких расчетов с аналогичными без учета АРВ позволяет выделить радиационное влияние аэрозоля на характеристики облачности и другие метеорологические параметры. Анализ модельных результатов включал в себя определение зависимости значений ППРЭ СДА и оптической толщины облаков от продолжительности радиационного воздействия СДА, а также сопоставление высотных профилей нескольких величин, характеризующих влияние АРВ на облачность и конвективные движения над снежно-ледовыми поверхностями Восточной Арктики.

Конфигурация расчетов в настоящей работе была почти аналогична таковой в предыдущих исследованиях [20, 26]. По этой причине ниже отмечены только наиболее важные параметры и ее отличительные особенности. Отметим, что выбор большинства опций модельной конфигурации среди тех, которые предлагаются в стандартном дистрибутиве CHIMERE и описаны в документации модели

(<https://www.lmd.polytechnique.fr/chimere/docs/>) и обзорных статьях [23, 27], в контексте нашей работы является несущественным, поскольку ее результаты имеют преимущественно качественный характер.

Следуя предыдущим исследованиям [20, 26], представленные ниже вычисления были сделаны с использованием общего для CHIMERE и WRF модельного домена, охватывающего Восточную Арктику, Европу и значительную часть Азии с разрешением  $90 \times 90$  км. По вертикали расчеты с CHIMERE и WRF производились на 15 и 33 уровнях соответственно, охватывающих атмосферу от поверхности до уровней давления 200 и 50 гПа. Источники дымов (скорость эмиссий и высота дымового факела) были заданы в каждой ячейке модельной сетки с почасовым разрешением на основе глобальной базы данных CAMS–GFAS [28]. При этом первичные углеродсодержащие компоненты дымов, образующихся в результате ландшафтных пожаров в Сибири, были заданы в виде отдельных модельных компонент. Помимо дымового аэрозоля учитывался антропогенный, эмиссии которого вычислялись по данным инвентаризации CAMS [29], а также минеральный, морской и органический биогенный аэрозоли, эмиссии которых рассчитывались в самой модели. Для всех типов аэрозоля рассматривались частицы диаметром от 10 нм до 40 мкм, разделенные по размерам на 10 диапазонов.

В WRF для вычисления характеристик пограничного слоя применялась параметризация Йонсейского университета [30], а для представления глубокой конвекции — параметризация Грелля–Девенья [31]. При моделировании аэрозольного ППРЭ особое значение имеет описание микрофизических процессов, определяющих образование, эволюцию и фазовый состав частиц облаков. В данной работе для описания таких процессов использовалась параметризация Томпсона [32]. Применимость указанной параметризации для моделирования полярных облаков подтверждают результаты модельных расчетов параметров облачности с использованием этой и нескольких альтернативных микрофизических параметризаций, сопоставленные с соответствующими измерениями над Антарктическим полуостровом [33].

Отличительной особенностью расчетов, выполненных в данной работе, является использование оригинального упрощенного модельного представления (параметризации) эволюции органического аэрозоля в сибирских дымах [34] на основе широко применяемого метода VBS (volatility base set) [35]. В рамках этой параметризации эволюция микрофизических и оптических свойств органической фракции СДА описывается посредством шести модельных компонент, представляющих первичный и вторичный органический аэрозоль, а также совокупность летучих органических соединений, окисление которых приводит к образованию компонент вторичного органического аэрозоля. Предполагается, что в процессе эволюции СДА происходят реакции функционализации и фрагментации аэрозольного органи-

ческого вещества, которые описываются с помощью газофазных окислительных реакций рассматриваемых компонент с гидроксил-радикалом. Некоторые параметры этих реакций были оптимизированы [34] в результате сопоставления модельных расчетов оптических характеристик СДА с данными соответствующих спутниковых измерений. Отметим, что использование одного из стандартных модельных представлений органического аэрозоля в [20] обусловило необходимость увеличения эмиссий от пожаров в модели более чем в два раза, ибо без такой коррекции вычисленные значения АОТ в Сибири и Арктике оказались заниженными по сравнению с данными спутниковых измерений. Позднее в [26] было установлено, что указанная оригинальная параметризация в CHIMERE обеспечивает разумное согласие вычислений и измерений АОТ и в Сибири, и в Восточной Арктике без какой-либо коррекции данных CAMS–GFAS. Кроме того, сопоставление тех же расчетов с данными измерений коэффициентов поглощения и рассеяния на нескольких арктических станциях продемонстрировало корректность вычисленных значений АОР СДА [26].

Наряду с аэрозольными примесями нами учитывались основные малые газовые составляющие атмосферы, определяющие ее окислительную способность и тем самым влияющие на формирование и эволюцию вторичного органического и неорганического аэрозоля. Для задания начальных и граничных условий для аэрозольных и газовых примесей были использованы данные климатологических расчетов с помощью глобальной модели LMDz4\_INCA3, которые являются частью стандартного дистрибутива CHIMERE. Данные «финального» (FNL) реанализа NCEP (<https://rda.ucar.edu>) использовались для определения начальных и граничных условий метеорологических расчетов.

Численные эксперименты были выполнены, в основном следуя ранее предложенной вычислительной технологии [20]. Комбинация онлайн- и офлайн-расчетов позволяет не только оценивать вклады прямого и полупрямого радиационных эффектов дымового аэрозоля в полный эффект АРВ, но и выявлять динамику формирования ППРЭ. Эксперименты включали в себя две серии онлайн-расчетов с учетом АРВ, отличающиеся только тем, что в первой принимались во внимание эмиссии от пожаров в Сибири, а во второй — нет. Каждый из расчетов, входящих в серию, охватывает 48 ч. Модели перезапускались через 6 ч (т.е. один и тот же момент времени охватывался несколькими расчетами, отличающимися начальными условиями). В данной работе начало периода моделирования соответствовало 00:00 7.07.2016 г., а конец — 18:00 31.07.2016 г. (время по Гринвичу). Разность значений произвольной характеристики  $X$ , полученных в вычислениях с учетом и без эмиссий от сибирских пожаров в любой выбранной ячейке модельной сетки, позволяет оценить изменение этой характеристики ( $\Delta X$ ) вследствие радиационного воздействия СДА в зависимости от его продолжительности ( $\tau$ ):

$$\Delta X(\tau) = \sum_i [X_i^{\text{fire}}(\tau, t_i) - X_i^{\text{bg}}(\tau, t_i)] N^{-1}, \quad (1)$$

где  $X_i^{\text{fire}}$  и  $X_i^{\text{bg}}$  – значения  $X$  согласно расчетам с учетом и без радиационных эффектов СДА;  $i$  – номер двухсуточного расчета;  $t_i$  – момент времени, соответствующий в расчете  $i$  выбранному значению  $\tau$  (которое равно промежутку времени от момента инициации расчета до рассматриваемого момента  $t_i$ ). Усреднение разности ( $X^{\text{fire}} - X^{\text{bg}}$ ) по результатам нескольких вычислений призвано снизить влияние на  $\Delta X$  начальных условий. Выявлению систематических изменений величины  $X$  вследствие радиационного воздействия СДА в рассматриваемом регионе способствует также и усреднение значений  $\Delta X$  по пространству.

Также были выполнены две серии офлайн-вычислений (также с учетом и без сибирских пожаров). Серии состояли из последовательных шестичасовых расчетов; при этом, за исключением самого первого, каждый последующий в серии был инициализирован по результатам предыдущего. Результаты офлайн-вычислений использовались для инициализации соответствующих онлайн-расчетов. Начало офлайн-вычислений соответствовало 00:00 21.06.2016 г., а в качестве начальных условий использовались данные глобальных моделей (см. выше). Расчеты были выполнены с использованием предусмотренной в WRF процедуры наджинга (nudging). Эта процедура «подталкивает» расчеты к данным реанализа и позволяет тем самым ограничить ошибки в метеорологических данных, неизбежно накапливающиеся за многодневный период моделирования. Обратный временной масштаб наджинга был задан равным  $3 \cdot 10^{-4}$  с. Организованные таким образом офлайн-вычисления призваны обеспечить адекватное воспроизведение пространственно-временного распределения рассматриваемых типов атмосферного аэрозоля за 07–31.07.2016 г.

В онлайн-расчетах (горизонт прогноза в которых был ограничен двумя сутками) процедура наджинга не применялась. Отметим, что в предыдущей работе [20] ее не было вовсе, а ошибки метеорологических прогнозов в офлайн-расчетах ограничивались за счет инициализации последовательных вычислений по данным реанализа. Однако в такой конфигурации на оценки АРВ может повлиять возникающая в WRF переходная динамика характеристик облачности.

Описанные численные эксперименты были выполнены для двух различных сценариев. В первом (базовом) сценарии учитывалось поглощение излучения черным и коричневым углеродом в составе частиц СДА, а во втором – нет; АОР СДА во втором сценарии было равно единице.

В настоящей статье уравнение (1) было применено к результатам расчетов нескольких величин, характеризующих радиационные эффекты СДА и некоторые связанные с ними процессы. В частности, в качестве  $\Delta X$  рассматривалась величина радиационного эффекта АРВ, определяемого СДА

( $\Phi_{\text{ARI}}$ , где АRI (aerosol-radiation interaction) – аналог АРВ), т.е. разность радиационных притоков на нижней или верхней границе атмосферы при наличии и отсутствии в атмосфере СДА. Величина  $\Phi_{\text{ARI}}$  равна ПРЭ (или, иными словами, мгновенному радиационному форсингу) аэрозоля в ситуациях, в которых воздействие аэрозоля на метеорологические параметры и облачность не учитывается [15–17, 36]. Как было аргументировано ранее [20], в рамках применяемой вычислительной технологии ПРЭ может быть оценен как значение  $\Phi_{\text{ARI}}$  при  $\tau = 0$  ( $\Phi_{\text{ARI}}(0)$ ), а ППРЭ при произвольном значении  $\tau$  – как разность значений  $\Phi_{\text{ARI}}(\tau)$  и  $\Phi_{\text{ARI}}(0)$ . В расчетах  $\Phi_{\text{ARI}}$  учитывались коротковолновая и длинноволновая составляющие радиационного форсинга.

Наряду с  $\Phi_{\text{ARI}}$  в качестве  $X$  рассматривались коэффициент аэрозольной экстинкции ( $\beta_a$ ), оптическая толщина облаков ( $\tau_c$ ) различных ярусов облачности, отношение смеси сконденсированной (жидкой и замерзшей) воды ( $Q_c$ ), эквивалентная потенциальная температура ( $\theta_e$ ), дивергенция потока влаги ( $\nabla \cdot \mathbf{F}_m$ ), турбулентная кинетическая энергия (ТКЭ) вертикальной компоненты движений воздуха ( $E_w$ ), а также скорость генерации ТКЭ за счет градиента плавучести воздуха ( $B_p$ ). Уточним, что  $\beta_a$  и  $Q_c$  были определены на уровнях расчетной сетки CHIMERE непосредственно по соответствующим выходным модельным данным, а  $\theta_e$  вычислялась стандартным образом по значениям температуры и отношения смеси паров воды. Величина  $T_c$  рассчитывалась на каждом уровне CHIMERE исходя из допущения сферической формы капель воды и частичек льда следующим образом:

$$T_c = \frac{3}{4} [\text{LWP} \cdot \eta_w / (r_w \cdot \rho_w) + \text{IWP} \cdot \eta_i / (r_i \cdot \rho_i)], \quad (2)$$

где LWP (liquid water path) и IWP (ice water path) – интегральные содержания воды и льда на соответствующем уровне,  $\text{г} \cdot \text{м}^{-2}$ ;  $\eta_w$  и  $\eta_i$  – безразмерные коэффициенты экстинкции (рассчитанные в CHIMERE на основе теории Ми) для капель воды и частичек льда;  $r_w$  и  $r_i$  – эффективные радиусы водяных капель и частичек льда, мкм;  $\rho_w$  и  $\rho_i$  – плотность воды и льда,  $\text{г} \cdot \text{м}^{-3}$ . Вектор потока влаги  $\mathbf{F}_m$  рассчитывался как произведение вектора скорости ветра на массовую концентрацию паров воды, а для оценки  $\nabla \cdot \mathbf{F}_m$  в данной модельной ячейке (с индексами  $i$ ,  $j$  и  $k$  по долготе, широте и высоте) вычислялась сумма разностей значений  $\mathbf{F}_m$  в смежных ячейках ( $i+1$ ,  $i-1$ ;  $j+1$ ,  $j-1$ ;  $k+1$ ,  $k-1$ ).

Величина  $E_w$  в данной модельной ячейке находилась по формуле

$$E_w = \frac{1}{2} (\overline{\omega} - \bar{\omega})^2, \quad (3)$$

где  $\omega$  – вертикальная компонента скорости ветра, а горизонтальной чертой обозначено усреднение

по всему набору данных в данной ячейке. Величина  $B_p$  рассчитывалась исходя из флуктуаций  $\theta_e$  и  $\omega$  в соответствии с классическим определением соответствующей компоненты бюджета ТКЭ [37]:

$$B_p = \frac{g}{\theta_v} (\overline{\omega - \bar{\omega}}) (\theta_v - \bar{\theta}_v), \quad (4)$$

( $g$  — ускорение свободного падения;  $\theta_v$  — виртуальная потенциальная температура).

В нашей работе анализировались только те результаты расчетов, которые соответствовали океаническому региону Восточной Арктики, покрытому льдами. Критерием отбора таких данных было превышение эффективным альбедо поверхности (рассчитываемым в WRF) значения 0,5, которое указывает, что они образуются преимущественно за счет льда или снега. Изучение радиационных процессов над снежно-ледовыми поверхностями Арктики представляет особый интерес в связи с тем, что уменьшение их площади ускоряет климатические изменения в Арктике [13]. С целью более четкого выделения эффектов, обусловленных присутствием в арктической атмосфере СДА, в пространственно-временном домене модели были отобраны только те модельные «пиксели», в которых рассчитанные почасовые значения АОТ СДА превышали 0,1.

## Результаты и обсуждение

На рис. 1 (цв. вкладка) показаны пространственные распределения значений АОТ СДА,  $\Phi_{ARI}(0)$  и  $\Phi_{ARI}(48)$  на верхней границе атмосферы, а также альбедо поверхности, усредненные за 07–31.07.2016 г. согласно результатам расчетов для базового сценария. На рис. 1, *a* можно отметить крупные области сильного задымления ( $АОТ > 1$ ) в западной и центральной части Сибири. Согласно расчетам менее плотные дымы охватывали гораздо более обширные территории, в том числе европейскую территорию России и почти всю Восточную Арктику. Расчеты также показывают, что на территориях, охваченных дымами (за исключением части океанической области, покрытой льдом), радиационное воздействие вследствие ПРЭ было выхолаживающим (рис. 1, *б*). Заметим, что согласно базовому расчету СДА в Арктике был слабопоглощающим (со средним значением АОП, близким к 0,98). Вклад ПРЭ СДА в радиационный баланс атмосферы и подстилающей поверхности частично «демпфировался» ПППРЭ, возникающим при учете влияния СДА на метеорологические процессы. В частности, сопоставляя рис. 1, *б* и *в*, можно заметить, что, по сравнению с  $\Phi_{ARI}(0)$ ,  $\Phi_{ARI}(48)$  во многих случаях приобретает либо положительные, либо меньшие по модулю отрицательные значения. Изменение знака эффекта АРВ хорошо заметно над частью территорий со снежно-ледовым покрытием, которые на рис. 1, *г* соответствуют значениям альбедо, превышающим 0,5.

Динамика пространственно-усредненных значений ПППРЭ и изменений характеристик облачности над снежно-ледовыми поверхностями представлена на рис. 2. В частности, на рис. 2, *a* показаны значения ПППРЭ на верхней и нижней границах атмосферы в зависимости от  $\tau$ , а также указаны значения ПРЭ. Можно отметить, что на верхней границе атмосферы ПППРЭ возрастает от 0 до 1,8 Вт/м<sup>2</sup> в течение примерно одних суток, а затем изменяется сравнительно слабо и нерегулярно. В данном случае ПППРЭ определяется в основном коротковолновой составляющей радиационного форсинга; вклад длинноволновой составляющей является положительным, но после суток эволюции не превышает 17%. При этом «развитый» ПППРЭ по абсолютной величине превышает ПРЭ СДА (–0,75 Вт/м<sup>2</sup>). Иными словами, вследствие ПППРЭ радиационный форсинг СДА становится положительным. На нижней границе атмосферы ПППРЭ также положительный, но слабее, чем на верхней.

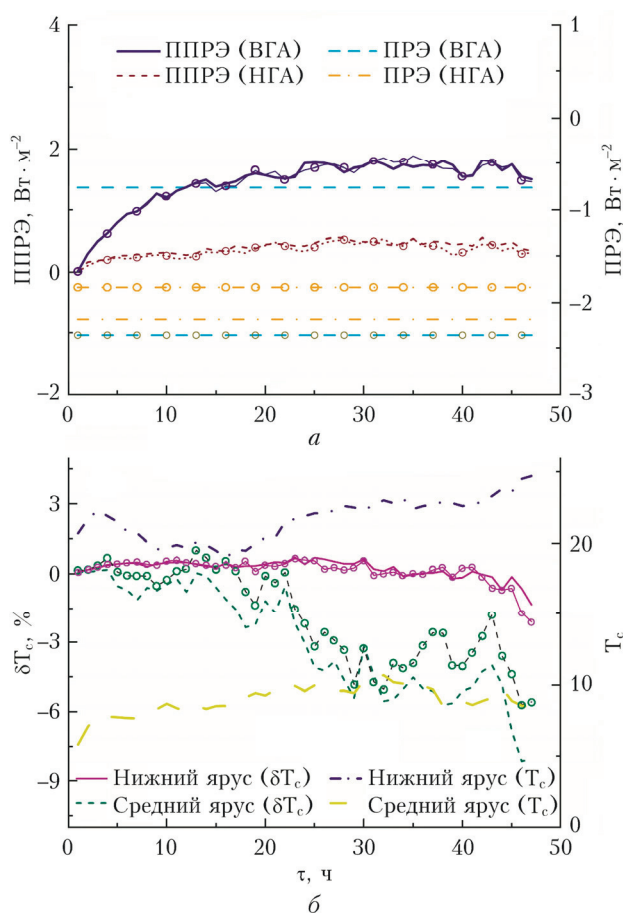


Рис. 2. Зависимости ПППРЭ на верхней (ВГА) и нижней границах атмосферы (НГА) и для сравнения ПРЭ СДА (*a*), относительных изменений ( $\delta T_c$ ) и абсолютных значений оптической толщины облаков ( $T_c$ ) нижнего и среднего яруса от продолжительности радиационного воздействия (форсинга) СДА (*б*). Значения усреднены за период 07–31.07.2016 г. по территории Восточной Арктики, покрытой льдом или снегом. Кривые без символов и с кружками соответствуют расчетам с учетом и без поглощения излучения частицами СДА (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.02>)

В то время как значения ПРЭ, рассчитанные для сценариев с учетом и без аэрозольного поглощения, существенно (более чем в два раза) различаются, значения ППРЭ для этих же сценариев оказались почти идентичными. Большие различия в значениях ПРЭ не удивительны, поскольку известно, что над поверхностями с высоким альбедо даже слабое аэрозольное поглощение может внести значительный вклад в радиационный форсинг [38, 39]. В то же время отсутствие заметных различий между значениями ППРЭ для двух сценариев показывает, что в формировании этого эффекта аэрозольное поглощение значительной роли не играет.

Хотя усредненная величина ППРЭ над снежно-ледовыми поверхностями является положительной, его значения во многих пикселях пространственно-временного домена модели отрицательны. Из последующего анализа причин возникновения положительного ППРЭ такие пиксели были исключены. Учитываемые далее модельные данные покрывают более 93% площади арктического региона, которому соответствуют расчеты, представленные на рис. 2, а. Динамика усредненных по пространству (после указанного дополнительного отбора модельных данных) относительных изменений оптической толщины облаков ( $\delta T_c$ ) на нижнем (0–2 км по высоте) и среднем (2–4 км) ярусах согласно расчетам для двух модельных сценариев показана на рис. 2, б.

Можно отметить, что  $\delta T_c$  демонстрирует отрицательные тенденции на обоих ярусах облачности для обоих сценариев, но изменения на среднем ярусе, где  $\delta T_c$  в базовом сценарии достигает  $-8\%$ , выражены значительно сильнее, чем на нижнем, где  $\delta T_c$  в том же сценарии не достигает и  $-2\%$ . Следует иметь в виду, что различия между абсолютными изменениями  $T_c$  (т.е.  $\Delta T_c$ ) уже не столь значительны, поскольку  $T_c$  на нижнем ярусе облачности в среднем более чем в два раза выше, чем на среднем. Значения  $\delta T_c$  для базового сценария превышают по модулю соответствующие значения для сценария с отсутствующим аэрозольным поглощением на среднем ярусе облачности, но на нижнем ярусе соотношение между значениями  $\delta T_c$  для двух сценариев противоположно. Заметим, что облака среднего и нижнего ярусов по данным расчетов являлись преимущественно капельно-жидкими; кристаллические облака доминировали только на высотах более 6 км и в анализируемых процессах существенной роли не играли.

Поскольку облака обладают высоким альбедо, можно предположить, что уменьшение  $T_c$  приводит к уменьшению восходящего потока коротковолнового излучения ( $F^\uparrow$ ) на верхней границе атмосферы, что соответствует положительному ППРЭ СДА. Обоснованность этого предположения подтверждается соотношениями между  $T_c$  и  $F^\uparrow$ , представленными на рис. 3. Действительно, согласно этим соотношениям значительная часть изменчивости  $F^\uparrow$  в условиях с примерно одинаковым потоком нисходящего коротковолнового излучения объясняется

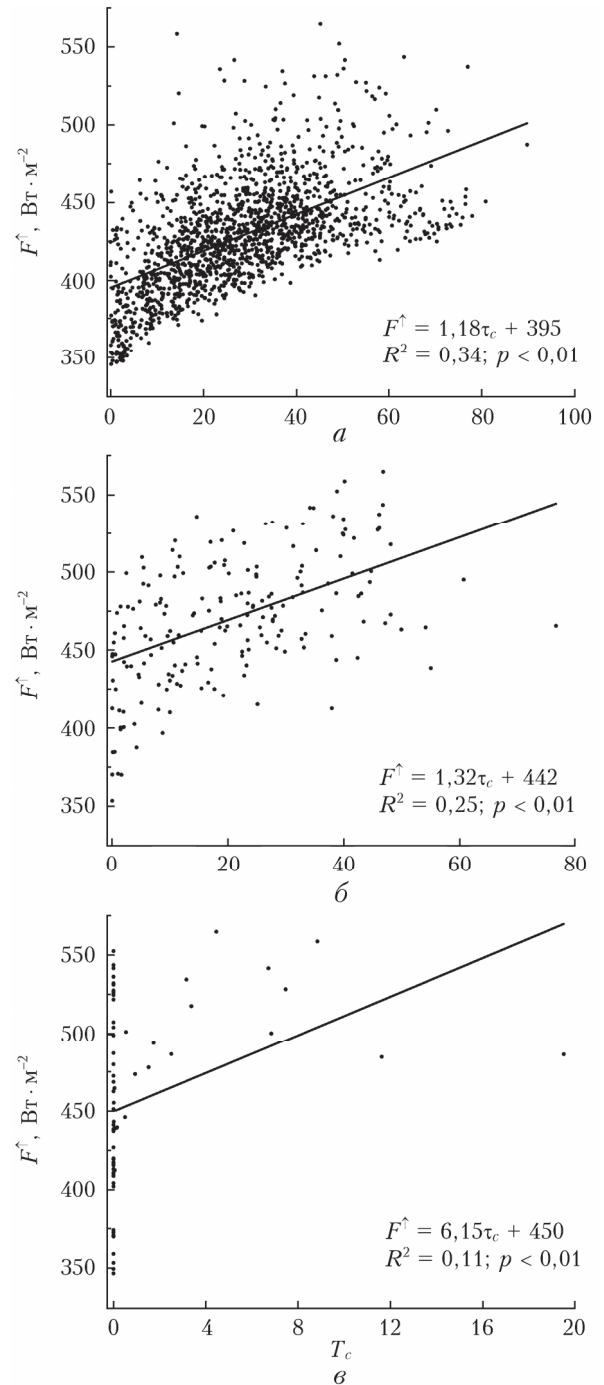


Рис. 3. Соотношения между значениями оптической толщины облаков и восходящего коротковолнового радиационного потока на верхней границе атмосферы на нижнем (а), среднем (б) и верхнем (в) ярусах облачности над снежно-ледовой поверхностью Восточной Арктики. Отражены только модельные пиксели с  $T_c > 0$  и  $F^\uparrow$  от 670 до 770  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  (что соответствует типичным полуденным условиям в Восточной Арктике в июле). Указаны уравнения линейной регрессии, значения коэффициента определенности ( $R^2$ ) и значимость линейной регрессии ( $p$ )

вариациями  $T_c$  на одном из ярусов облачности. Вклад изменчивости  $T_c$  в изменчивость  $F^\uparrow$  понижается от нижнего яруса облачности к верхнему, в том числе и по причине частого отсутствия облаков

на среднем и верхнем ярусах. При этом необходимо отметить, что связь  $T_c$  с  $F^\uparrow$  (и, следовательно, с альбедо облачного покрова) является сложной и не вполне однозначной.

Если возникновение ППРЭ СДА обусловлено уменьшением альбедо облаков, проявляющимся в уменьшении  $T_c$  на среднем и отчасти на нижнем ярусах облачности при наличии СДА, то какие процессы вызвали уменьшение  $T_c$ ? Для ответа на этот вопрос были рассмотрены зависимости величин, определенных в предыдущем разделе, от высоты  $h$  (рис. 4).

Зависимость  $\Delta Q_c(h)$  (рис. 4, а) показывает, что уменьшение  $T_c$  на нижнем и среднем ярусах облачности было обусловлено соответствующими умень-

шениями отношения смеси сконденсированной воды. Согласно представленным расчетам частицы облаков нижнего и среднего ярусов в рассмотренных условиях почти полностью находятся в жидкой фазе; кристаллические облака доминируют только выше  $\sim 6$  км. Преобладание жидкой фазы частиц в облаках нижнего и среднего ярусов над ледовыми поверхностями Арктики во время теплого сезона согласуется с результатами другого численного исследования [40].

Наличие приращения дивергенции потока влаги  $\Delta(\nabla \cdot \mathbf{F}_m)$  на тех же высотах (рис. 4, б) указывает на то, что процессы, приводящие к истончению облаков, имели локальный характер. Положительное значение  $\Delta(\nabla \cdot \mathbf{F}_m)$  может быть интерпретировано

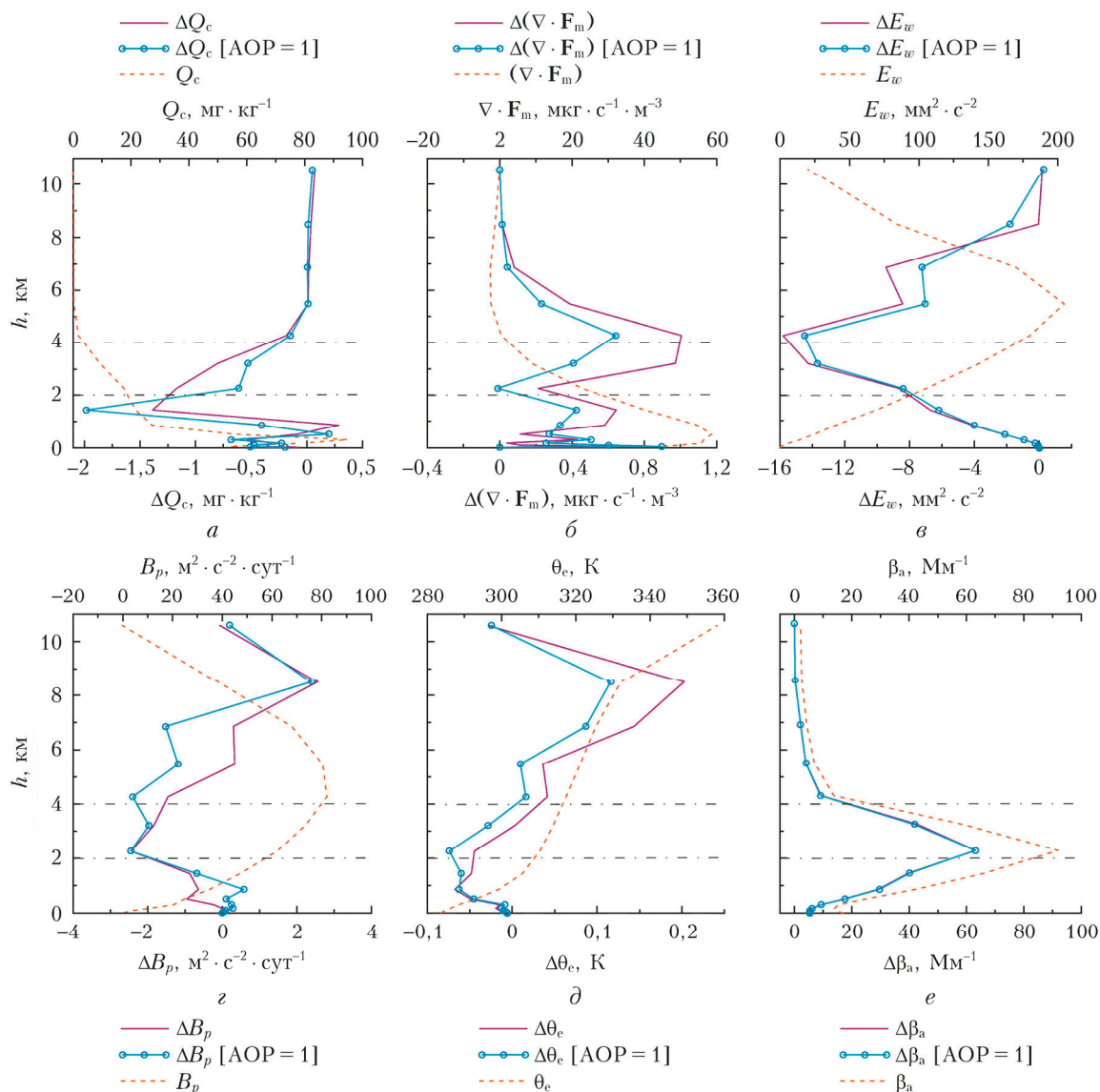


Рис. 4. Вертикальные профили изменений  $Q_c$  (а),  $\nabla \cdot \mathbf{F}_m$  (б),  $E_w$  (в),  $B_p$  (г),  $\theta_e$  (д) и  $\beta_a$  (е) вследствие радиационного воздействия СДА в расчетах с учетом (кривые без символов) и без учета (кривые с кружочками) поглощения СДА и профили самих указанных величин для базового сценария, рассчитанные путем усреднения отобранных значений по времени (07–31.07.2016 г.) и пространству (территория Восточной Арктики, покрытая льдом и снегом); штрихпунктирными линиями отмечены границы между ярусами облаков (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.02>)

либо как индикатор уменьшения интенсивности облакообразования и выпадения осадков, либо как показатель ускоренного испарения облаков при радиационном воздействии СДА. В расчетах с учетом поглощающих свойств СДА приращение величины  $\nabla \cdot \mathbf{F}_m$  больше, чем с непоглощающим СДА, что согласуется с классическим представлением об ускоренном испарении облаков в результате поглощения солнечного излучения черным углеродом и диабатического нагрева воздуха [3]. Однако положительные приращения  $\nabla \cdot \mathbf{F}_m$  сохраняются и в вычислении с непоглощающими дымами, которые не могут вызывать дополнительный диабатический нагрев. Таким образом, в обоих сценариях модельных расчетов приращение  $\nabla \cdot \mathbf{F}_m$ , вероятно, было обусловлено в той или иной мере замедлением процессов облакообразования при радиационном воздействии СДА.

Можно предположить, что замедленное облакообразование было обусловлено, в свою очередь, ослаблением турбулентных восходящих потоков воздуха, вызывающих адиабатическое выхолаживание воздуха и конденсацию влаги. Об ослаблении восходящих движений свидетельствует уменьшение ТКЭ  $E_w$  (рис. 4, *в*). Результаты, представленные на рис. 4, *г*, указывают на то, что вероятной причиной уменьшения  $E_w$  было падение  $B_p$ , которое, по всей видимости, вызвано повышением устойчивости атмосферы вследствие увеличения вертикального градиента  $\theta_e$  на высотах среднего яруса облаков наряду с уменьшением плавучести воздуха на нижнем ярусе (рис. 4, *д*).

Принимая во внимание расчеты вертикального профиля коэффициента аэрозольной экстинкции (см. рис. 4, *е*), которые показывают, что наряду с нижним ярусом облачности дымовые шлейфы охватывали также средний и (в меньшей степени) верхний ярусы облачности, разумно предположить, что ключевым фактором, обусловившим уменьшение  $\theta_e$  на высотах ниже 3 км, явилось рассеяние нисходящего коротковолнового излучения сибирскими дымами в вышележащих слоях атмосферы. Значимость указанного фактора была оценена путем вспомогательных численных экспериментов, в которых изменялась максимальная высота выбросов дымовых эмиссий ( $H_p$ ) в сибирских пожарах. А именно: в то время как в базовом расчете  $H_p$  задавалась непосредственно по данным CAMS–GFAS [28], а ее типичные значения варьировались в диапазоне от 1 до 4 км, в двух вспомогательных экспериментах  $H_p$  была задана постоянной и равной 1 или 5 км. Использование различных значений  $H_p$  привело к изменениям усредненных значений АОТ (550 нм) дымов выше 3 км, которые оказались заметно меньшими (0,04) при  $H_p = 1$  км и большими (0,09) при  $H_p = 5$  км, чем в базовом расчете (0,06). В подтверждение высказанного предположения изменения профиля аэрозольного ослабления привели к изменениям величины ППРЭ, которая уменьшилась более чем в два раза (до  $0,6 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) в первом расчете и увеличилась до  $1,8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  во втором (по сравнению с  $1,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  в базовом расчете). Разли-

чия между изменениями ППРЭ в двух тестовых расчетах свидетельствуют о сильной нелинейной зависимости этого эффекта от характеристик вертикальной структуры дымовых шлейфов.

Отметим, что простые алгебраические связи между изменениями величин  $E_w$ ,  $B_p$  и  $\theta_e$  вследствие радиационного воздействия СДА заведомо отсутствуют. В частности, ТКЭ может увеличиваться или уменьшаться в данной области атмосферы не только за счет плавучести атмосферы, но и нескольких других механизмов, включая возмущения сдвиговых течений [37]. В свою очередь, генерация ТКЭ за счет плавучести зависит не только от вертикального профиля  $\theta_e$ , но и от пространственно-временной структуры вертикальных скоростей. Едва ли существуют и простые соотношения между изменениями всех рассмотренных величин согласно расчетам для сценариев с учетом и без аэрозольного поглощения. Очевидно, например, что локальный нагрев атмосферы, вызываемый аэрозольным поглощением, приводит не только к непосредственным изменениям  $\theta_e$  и  $B_p$ , но и к возмущениям атмосферной динамики (в частности, поля вертикальных скоростей), которые также находят отражение в изменениях  $B_p$ . Ввиду этих обстоятельств вертикальные профили изменений различных величин вследствие радиационного форсинга СДА, а также разности профилей изменений этих величин, полученных в расчетах для двух сценариев, существенно различаются. Тем не менее наиболее выраженные черты изменений рассматриваемых величин под воздействием СДА качественно согласуются между собой и с представленной выше интерпретацией результатов численных экспериментов.

Хотя вычисления были выполнены с относительно грубым пространственным разрешением, обсуждаемые «триггеры» ППРЭ СДА (включая выхолаживание атмосферы и увеличение ее устойчивости в слое 1–3 км) едва ли могли исчезнуть, если бы расчеты были выполнены с более высоким разрешением. Несмотря на невысокое пространственное разрешение расчетов, образование и эволюция облаков над анализируемой арктической территорией были представлены в них не как подсеточные процессы в соответствии с параметризацией глубокой конвекции [31], а фактически описывались явным образом. Об этом свидетельствует тот факт, что жидкая фаза облаков, образовавшаяся в процессе глубокой конвекции, согласно соответствующей диагностической переменной WRF составляла менее 1% интегрального содержания скондесированной воды над рассматриваемым регионом.

Поскольку представленный анализ имеет преимущественно качественный характер, валидация (которая в данном случае является чрезвычайно сложной и трудоемкой задачей) полученных модельных результатов путем их количественного сопоставления с измерениями выходит за рамки выполненного численного исследования. Результаты ряда опубликованных работ, в которых вычисления параметров облаков в полярных регионах, выполненные,



как и в настоящей статье, с помощью модели WRF [41, 42] или ее модифицированной версии (Polar WRF) [40, 43, 44], были сопоставлены с измерениями. Вычисления оказались достаточно адекватными, хотя и заведомо не идеальными. Это дает определенную уверенность в том, что полученные результаты моделирования в целом соответствуют реальности, по крайней мере на качественном уровне. Некоторые значимые (в контексте представленной интерпретации механизмов формирования ППРЭ) особенности облачности в результатах наших расчетов, таких как доминирование низких облаков, расположенных преимущественно на высотах ниже одного километра, и значимый вклад облаков среднего яруса в полную облачность (см. рис. 4, а), качественно согласуются с опубликованными данными измерений [43, 45] и вычислениями с Polar WRF [40]. Заметим, что модификации, сделанные в Polar-WRF, в основном нацелены на улучшение описания процессов теплообмена атмосферы с поверхностью, покрытой льдом, а также совершенствование микрофизических параметризаций, определяющих формирование кристаллических частиц. Существенной роли в обсуждаемом механизме формирования ППРЭ указанные явления, по видимому, не играют.

Описанная выше цепочка явлений, приводящих к возникновению ППРЭ СДА над снежно-ледовыми поверхностями Арктики, существенно отличается от предложенных ранее механизмов воздействия АРВ на облачность [3, 6–11, 46, 47]. Одна из особенностей механизма, выявленного в данной работе, заключается в том, что он в основном обусловлен процессами, происходящими не в нижнем (как в большинстве других описанных ранее ситуаций), а в среднем ярусе облачности. При этом потоки тепла и влаги от ледовой поверхности в арктическом регионе играют, по всей видимости, гораздо меньшую роль, чем в других районах. Другая особенность предложенного механизма состоит в доминирующей роли рассеяния излучения аэрозолям в процессах формирования ППРЭ СДА. Действительно, как следует из рис. 2, а, значения ППРЭ на верхней и нижней границах атмосферы очень слабо зависят от наличия поглощающих компонент в составе СДА. Таким образом, выполненный анализ существенно дополняет известные представления о физических факторах, которые определяют вклад АРВ в радиационный баланс атмосферы и подстилающей поверхности.

## Заключение

Установлено, что развитие положительного ППРЭ СДА в рассмотренных численных экспериментах происходит из-за уменьшения оптической толщины облаков на высотах от 1 до 3 км. Уточнение облачных слоев, в свою очередь, обусловлено выхолаживанием атмосферы на тех же высотах и связанным с ним подавлением конвективных дви-

жений, вызывающих конденсацию атмосферной влаги и образование облаков. Поскольку выхолаживание определяется в основном рассеянием излучения частицами аэрозоля, выявленный механизм расширяет традиционные представления о ППРЭ атмосферного аэрозоля, согласно которым этот эффект обусловлен преимущественно поглощающими компонентами аэрозольных частиц. Понимание причин возникновения ППРЭ СДА будет способствовать дальнейшему количественному изучению роли сибирских дымов в радиационных процессах в Арктике и совершенствованию описания взаимосвязей между радиационными, метеорологическими и аэрозольными процессами в химико-транспортных и климатических моделях.

**Финансирование.** Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 23-27-00172) (<https://rscf.ru/project/23-27-00172>).

## Список литературы

1. Bond T.C., Doherty S.J., Fahey D.W., Forster P.M., Berntsen T., De Angelo B.J., Flanner M.G., Ghan S., Kärcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P.K., Sarofim M.C., Schultz M.G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S.K., Hopke P.K., Jacobson M.Z., Kaiser J.W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J.P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S.G., Zender C.S. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2013. V. 118, N 11. P. 5380–5552. DOI: 10.1002/jgrd.50171.
2. Twomey S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds // *J. Atmos. Sci.* 1977. V. 34. P. 1149–1152.
3. Hansen J., Sato M., Reudy R. Radiative forcing and climate response // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 6831–6864.
4. Andreae M.O., Rosenfeld D. Aerosol – cloud – precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols // *Earth-Sci. Rev.* 2008. V. 89. P. 13–41.
5. Lu Z., Zhang Z., Penner J. Biomass smoke from southern Africa can significantly enhance the brightness of stratocumulus over the southeastern Atlantic Ocean // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2018. V. 115. P. 2924–2929.
6. Koch D., Del Genio A. Black carbon semi-direct effects on cloud cover: Review and synthesis // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 7685–7696.
7. Koren I., Martins J.V., Remer L.A., Afargan H. Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon // *Science.* 2008. V. 321. P. 946–949.
8. Stjern C.W., Samset B.H., Myhre G., Forster P.M., Hodnebrog O., Andrews T., Boucher O., Faluvegi G., Iversen T., Kasoar M., Kharin V., Kirkevåg A., Lamarque J.-F., Olivie D., Richardson T., Shawki D., Shindell D., Smith C.J., Takemura T., Voulgarakis A. Rapid adjustments cause weak surface temperature response to increased black carbon concentrations // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2017. V. 122, N 21. P. 11462–11481. DOI: 10.1002/2017JD027326.
9. Allen R.J., Amiri-Farahani A., Lamarque J.F., Smith C., Shindell D., Hassan T., Chung C.E. Observationally constrained aerosol – cloud semi-direct effects // *Clim. Atmos. Sci.* 2019. V. 2. P. 16. DOI: 10.1038/s41612-019-0073-9.

10. Ding K., Huang X., Ding A., Wang M., Su H., Kerminen V.-M., Petäjä T., Tan Z., Wang Z., Zhou D., Sun J., Liao H., Wang H., Carslaw K., Wood R., Zuidema P., Rosenfeld D., Kulmala M., Fu C., Pöschl U., Cheng Y., Andreae M.O. Aerosol-boundary-layer-monsoon interactions amplify semi-direct effect of biomass smoke on low cloud formation in Southeast Asia // *Nat. Commun.* 2021. V. 12. P. 6416. DOI: 10.1038/s41467-021-26728-4.
11. Huang X., Ding K., Liu J., Wang Z., Tang R., Xue L., Wang H., Zhang Q., Tan Z.-M., Fu C., Davis S.J., Andreae M.O., Ding A. Smoke-weather interaction affects extreme wildfires in diverse coastal regions // *Science.* 2023. V. 379. P. 457–461. DOI: 10.1126/science.add9843.
12. Schmale J., Zieger P., Ekman A.M.L. Aerosols in current and future Arctic climate // *Nat. Clim. Chang.* 2021. V. 11. P. 95–105. DOI: 10.1038/s41558-020-00969-5.
13. Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T., Laaksonen A. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // *Commun. Earth Environ.* 2022. V. 3. P. 168. DOI: 10.1038/s43247-022-00498-3.
14. Evangeliou N., Balkanski Y., Hao W.M., Petkov A., Silverstein R.P., Corley R., Nordgren B.L., Urbanski S.P., Eckhardt S., Stohl A., Tunved P., Crepinsek S., Jefferson A., Sharma S., Nøjgaard J.K., Skov H. Wildfires in northern Eurasia affect the budget of black carbon in the Arctic – a 12-year retrospective synopsis (2002–2013) // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 7587–7604. DOI: 10.5194/acp-16-7587-2016.
15. Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Виноградова А.А. Прямые радиационные эффекты дымового аэрозоля в районе ст. Тикси (Российская Арктика): предварительные результаты // *Оптика атмосф. и океана.* 2019. Т. 32, № 1. С. 29–38; Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Vinogradova A.A. Direct radiative effects of smoke aerosol in the region of Tiksi station (Russian Arctic): Preliminary results // *Atmos. Ocean. Opt.* 2019. V. 32, N 3. P. 296–305. DOI: 10.1134/S1024856019030187.
16. Lisok J., Rozwadowska A., Pedersen J.G., Markowicz K.M., Ritter C., Kaminski J.W., Struzewska J., Mazzola M., Udisti R., Becagli S., Gorecka I. Radiative impact of an extreme Arctic biomass-burning event // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 8829–8848. DOI: 10.5194/acp-18-8829-2018.
17. Quaglia F.C., Meloni D., Muscari G., Di Iorio T., Ciardini V., Pace G., Becagli S., Di Bernardino A., Cacciani M., Hannigan J.W., Ortega I., Giorgio di Sarra A. On the radiative impact of biomass-burning aerosols in the Arctic: The August 2017 case study // *Remote Sens.* 2022. V. 14. P. 313. DOI: 10.3390/rs14020313.
18. Sand M., Bernsten T., von Salzen K., Flanner M., Langner J., Victor D. Response of arctic temperature to changes in emissions of short-lived climate forcers // *Nat. Climate Change.* 2016. V. 6. P. 286–289. DOI: 10.1038/nclimate2880.
19. Lindeman J.D., Boybeyi Z., Gultepe I. An examination of the aerosol semi-direct effect for a polluted case of the ISDAC field campaign // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. D00T10. DOI: 10.1029/2011JD015649.
20. Коновалов И.Б., Головушкин Н.А., Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Ужегов В.Н., Беекманн М. Применение модельного комплекса CHIMERE-WRF для изучения радиационных воздействий сибирского дымового аэрозоля в Восточной Арктике // *Оптика атмосф. и океана.* 2023. Т. 36, № 2. С. 129–139; Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Uzhegov V.N., Beekmann M. Application of the CHIMERE-WRF model complex to study the radiative effects of Siberian smoke aerosol in the Eastern Arctic // *Atmos. Ocean. Opt.* 2023. V. 36, N 4. P. 337–347. DOI: 10.1134/S1024856023040085.
21. Nabat P., Somot S., Mallet M., Sevault F., Chiachio M., Wild M. Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model // *Clim. Dyn.* 2015. V. 44. P. 1127–1155. DOI: 10.1007/s00382-014-2205-6.
22. Reid J.S., Eck T.F., Christopher S.A., Koppmann R., Dubovik O., Eleuterio D.P., Holben B.N., Reid E.A., Zhang J. A review of biomass burning emissions. Part III: Intensive optical properties of biomass burning particles // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5. P. 827–849. DOI: 10.5194/acp-5-827-2005.
23. Menut L., Bessagnet B., Briant R., Cholakan A., Couvidat F., Mailler S., Pennel R., Siour G., Tuccella P., Turquety S., Valari M. The CHIMERE v2020r1 online chemistry-transport model // *Geosci. Model Dev.* 2021. V. 14. P. 6781–6811. DOI: 10.5194/gmd-14-6781-2021.
24. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Duda M.G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J.G. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR. 2008. P. 1–113. DOI: 10.5065/D68S4MVH.
25. Briant R., Tuccella P., Deroubaix A., Khvorostyanov D., Menut L., Mailler S., Turquety S. Aerosol-radiation interaction modelling using online coupling between the WRF 3.7.1 meteorological model and the CHIMERE 2016 chemistry-transport model, through the OASIS3-MCT coupler // *Geosci. Model Dev.* 2017. V. 10. P. 927–944. DOI: 10.5194/gmd-10-927-2017.
26. Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Siour G., Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Kuznetsova I.N. On the importance of the model representation of organic aerosol in simulations of the direct radiative effect of Siberian biomass burning aerosol in the eastern Arctic // *Atmos. Environ.* 2023. V. 309. P. 119910. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2023.119910.
27. Menut L., Bessagnet B., Khvorostyanov D., Beekmann M., Blond N., Colette A., Coll I., Curci G., Foret G., Hodzic A., Mailler S., Meleux F., Monge J.-L., Pison I., Siour G., Turquety S., Valari M., Vautard R., Vivanco M.G. CHIMERE 2013: A model for regional atmospheric composition modeling // *Geosci. Model Dev.* 2013. V. 6. P. 981–1028.
28. CAMS – the Copernicus Atmosphere Monitoring Service Team: Global Fire Assimilation System v2.1, Fire Radiative Power, ECMWF. URL: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/cams-gfas> (last access: 14.05.2022).
29. Granier C., Darras S., Denier van der Gon H., Doubalova J., Elguindi N., Galle B., Gauss M., Guevara M., Jalkanen J.-P., Kuenen J., Lioussé C., Quack B., Simpson D., Sindelarova K. The Copernicus Atmosphere Monitoring Service Global and Regional Emissions (April 2019 version). Copernicus Atmosphere Monitoring Service, 2019. P. 54. URL: [https://atmosphere.copernicus.eu/sites/default/files/2019-06/cams\\_emissions\\_general\\_document\\_apr2019\\_v7.pdf](https://atmosphere.copernicus.eu/sites/default/files/2019-06/cams_emissions_general_document_apr2019_v7.pdf) (last access: 01.08.2023).
30. Hong S.-Y., Noh S.-Y., Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes // *Mon. Weather Rev.* 2006. V. 134. P. 2318–2341. DOI: 10.1175/MWR3199.1.

31. Grell G.A., Devenyi D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 38-1–38-4. DOI: 10.1029/2002GL015311.
32. Thompson G., Field P.R., Rasmussen R.M., Hall W.D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization // *Mon. Weather Rev.* 2008. V. 136. P. 5095–5115. DOI: 10.1175/2008MWR2387.1.
33. Listowski C., Lachlan-Cope T. The microphysics of clouds over the Antarctic Peninsula – Part 2: Modelling aspects within Polar WRF // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 10195–10221. DOI: 10.5194/acp-17-10195-2017.
34. Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Andreae M.O. Insights into the aging of biomass burning aerosol from satellite observations and 3D atmospheric modeling: Evolution of the aerosol optical properties in Siberian wildfire plumes // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 357–392. DOI: 10.5194/acp-21-357-2021.
35. Robinson A.L., Donahue N.M., Shrivastava M.K., Weitkamp E.A., Sage A.M., Grieshop A.P., Lane T.E., Pierce J.R., Pandis S.N. Rethinking organic aerosols: Semivolatile emissions and photochemical aging // *Science*. 2007. V. 315. P. 1259–1262. DOI: 10.1126/science.1133061.
36. Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M. Impact of the atmospheric photochemical evolution of the organic component of biomass burning aerosol on its radiative forcing efficiency: A box model analysis // *Atmosphere*. 2021. V. 12. 1555. DOI: 10.3390/atmos12121555.
37. Stull R.B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, the Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.
38. Tomasi C., Lanconelli C., Lupi A., Mazzola M. Dependence of direct aerosol radiative forcing on the optical properties of atmospheric aerosol and underlying surface / A. Kokhanovsky (ed.). *Light Scattering Reviews* 8. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. P. 505–627.
39. Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Коновалов И.Б., Головушкин Н.А. Радиационный форсинг дымового аэрозоля с учетом фотохимической эволюции его органической компоненты: влияние условий освещенности и альbedo подстилающей поверхности // *Оптика атмосф. и океана*. 2022. Т. 35, № 9. С. 748–758; Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Konovalov I.B., Golovushkin N.A. Radiative forcing of smoke aerosol taking into account the photochemical evolution of its organic component: Impact of illumination conditions and surface albedo // *Atmos. Ocean. Opt.* 2022. V. 35, N S1. P. S113–S124. DOI: 10.1134/S1024856023010219.
40. Hines K.M., Bromwich D.H. Simulation of late summer Arctic clouds during ASCOS with Polar WRF // *Mon. Weather Rev.* 2017. V. 145. P. 521–541. DOI: 10.1175/MWR-D-16-0079.1.
41. Keita S.A., Girard E., Raut J.-C., Pelon J., Blanchet J.-P., Lemoine O., Onishi T. Simulating Arctic ice clouds during spring using an advanced ice cloud microphysics in the WRF model // *Atmosphere*. 2019. V. 10. P. 433. DOI: 10.3390/atmos10080433.
42. Hagman M., Svensson G., Angevine W.M. Forecast of low clouds over a snow surface in the Arctic using the WRF model // *Mon. Weather Rev.* 2021. V. 149. P. 2559–2579. DOI: 10.1175/MWR-D-20-0396.1.
43. Cho H., Jun S.-Y., Ho C.-H., McFarquhar G. Simulations of winter Arctic clouds and associated radiation fluxes using different cloud microphysics schemes in the Polar WRF: Comparisons with CloudSat, CALIPSO, and CERES // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2020. V. 125. P. e2019JD031413. DOI: 10.1029/2019JD031413.
44. Dodson J.B., Taylor P.C., Moore R.H., Bromwich D.H., Hines K.M., Thornhill K.L., Corr C.A., Anderson B.E., Winstead E.L., Bennett J.R. Evaluation of simulated cloud liquid water in low clouds over the Beaufort Sea in the Arctic System Reanalysis using ARISE airborne *in situ* observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2021. V. 21. P. 11563–11580. DOI: 10.5194/acp-21-11563-2021.
45. Jin X., Hanesiak J., Barber D. Detecting cloud vertical structures from radiosondes and MODIS over Arctic first-year sea ice // *Atmos. Res.* 2007. V. 83. P. 64–76. DOI: 10.1016/j.atmosres.2006.03.003.
46. Johnson B.T., Shine K., Forster P. The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2004. P. 1407–1422. DOI: 10.1256/qj.03.61.
47. Mallet M., Solmon F., Nabat P., Elguindi N., Waquet F., Bouniol D., Sayer A.M., Meyer K., Roehrig R., Michou M., Zuidema P., Flamant C., Redemann J., Formenti P. Direct and semi-direct radiative forcing of biomass-burning aerosols over the southeast Atlantic (SEA) and its sensitivity to absorbing properties: A regional climate modeling study // *Atmos. Chem. Phys.* 2020. V. 20. P. 13191–13216. DOI: 10.5194/acp-20-13191-2020.

**I.B. Konovalov, N.A. Golovushkin. Model analysis of the formation of the semi-direct radiative effect of Siberian biomass burning aerosol in the Arctic.**

Based on simulations performed with the CHIMERE chemistry transport model and WRF meteorological model, we analyzed the processes responsible for the formation of the semi-direct radiative effect (SDRE) of smoke from Siberian fires over snow-ice surfaces in the Arctic. Within the framework of the analysis, time and space averaged changes in the radiative fluxes, cloud parameters in different cloud layers, and some meteorological characteristics associated with cloud formation processes due to the radiative impact of Siberian biomass burning aerosol (SBBA) have been considered. The results show that the scattering of the solar radiation by SBBA particles increases the static stability of the atmosphere at altitudes of 2–4 km and suppresses vertical turbulent motions, which decreases the rate of water condensation, the optical thickness of clouds, and the ratio of the mixture of condensed water in the mid-level and partially low-level clouds. The decrease in the optical thickness of the clouds, in turn, causes the appearance of a positive SDRE of SBBA at the top and bottom of the atmosphere. Absorption of radiation by SBBA particles does not play a fundamental role in these processes, although it causes additional changes in the meteorological characteristics.

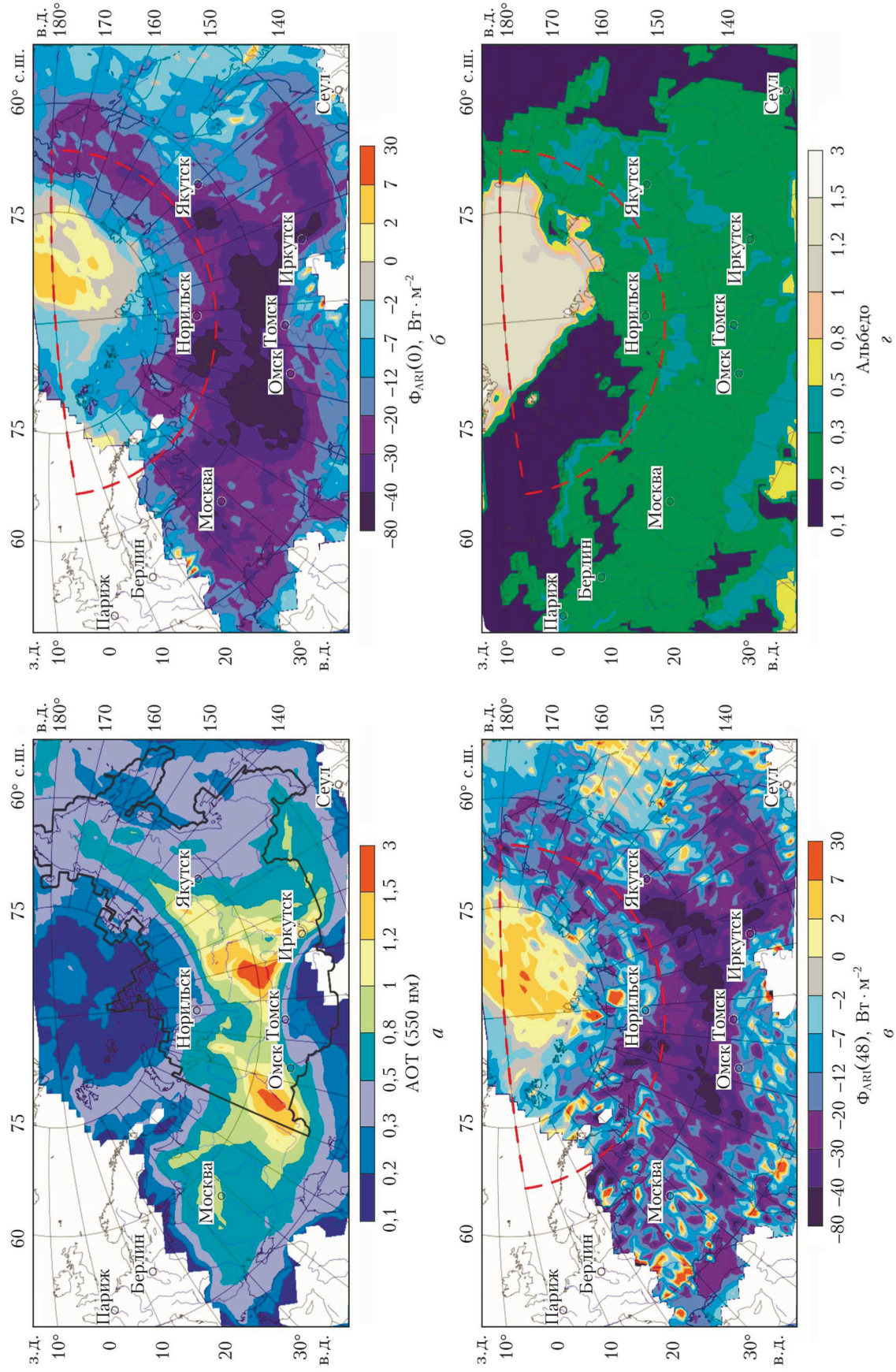


Рис. 1. Усредненные за 07–31.07.2016 г. значения вклада СДА в АОТ (550 нм) (а), ПРЭ СДА ( $\Phi_{\text{ARI}}(0)$ ) (б), ПРЭ СДА ( $\Phi_{\text{ARI}}(48)$ ) (в) и альbedo поверхности согласно расчету для базового сценария (д); значения ПРЭ и эффекта АРВ даны для верхней границы атмосферы. При усреднении величин, показанных на фрагментах (а)–(в), учитывались только модельные «пиксели», в которых вклад СДА в АОТ (550 нм) превышал 0,1; для неокрашенных территорий такие пиксели отсутствовали