

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.521.3, 551.510.43

**Радиационный форсинг дымового аэрозоля  
с учетом фотохимической эволюции его органической  
компоненты: влияние условий освещенности  
и альbedo подстилающей поверхности**

**Т.Б. Журавлева<sup>1</sup>✉, И.М. Насртдинов<sup>1</sup>, И.Б. Коновалов<sup>2</sup>, Н.А. Головушкин<sup>2\*</sup>**

<sup>1</sup>*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

<sup>2</sup>*Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН  
603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46*

Поступила в редакцию 11.05.2022 г.;

после доработки 6.06.2022 г.;

принята к печати 15.06.2022 г.

Рассматриваются результаты моделирования радиационного форсинга дымового аэрозоля (РФА) на границах атмосферы в зависимости от фотохимической эволюции его органической компоненты, условий освещенности и типов подстилающей поверхности («вода», «смешанный лес», «снег/лед»). На верхней границе атмосферы увеличение альbedo подстилающей поверхности и уменьшение аэрозольной оптической толщины могут приводить к трансформации эффекта выхолаживания в нагревание. Рост поглощательной способности аэрозольных частиц является причиной увеличения РФА на верхней границе, наиболее значимо проявляемого над поверхностями типа «снег/лед», тогда как на нижней границе атмосферы РФА уменьшается. По мере роста зенитного угла Солнца РФА по абсолютной величине убывает, если дымовой шлейф распространяется над слабо отражающими поверхностями, но с увеличением альbedo подстилающей поверхности эта зависимость трансформируется в немонотонную. Показано, что пренебрежение трансформациями оптических характеристик органического аэрозоля может приводить к завышению или занижению радиационного форсинга аэрозоля на верхней границе атмосферы в несколько раз (на несколько десятков Вт/м<sup>2</sup>), а также стать причиной ошибки определения знака РФА.

*Ключевые слова:* органический аэрозоль, микрофизическая модель, эволюция оптических характеристик, численное моделирование, солнечное излучение, радиационный форсинг аэрозоля; organic aerosol, microphysical model, evolution of optical characteristics, numerical simulation, solar radiation, aerosol radiative forcing.

## Введение

Дымовой аэрозоль (ДА), одним из основных источников которого являются лесные и торфяные пожары, вносит существенный вклад в радиационный баланс атмосферы и подстилающей поверхности [1–3]. Основные компоненты, определяющие его радиационные свойства, — это черный углерод (BC) и органическое вещество, которое обычно называют органическим аэрозолем (ОА) [1, 4]. В ходе многолетних лабораторных исследований, натурных наблюдений и дистанционного зондирования накоплен большой объем информации о характеристиках углеродсодержащих частиц. Однако даже при наличии такого количества данных определение радиационно

значимых характеристик ДА является непростой задачей в первую очередь потому, что его свойства сильно варьируются в зависимости от региона, метеорологических условий, типа биомассы, температуры и режима горения, возраста дыма и т.д. (см., например, обзоры [5–9] и представленную в них библиографию).

Для исследования радиационных эффектов ДА в глобальном и региональном масштабах в настоящее время широко используются химико-транспортные модели различной степени сложности. Адекватная оценка радиационных характеристик ДА в этих моделях напрямую определяется тем, насколько корректно описаны его оптические характеристики, в частности входящая в состав дымовых эмиссий органическая компонента. Под воздействием атмосферных окислительных процессов ДА может существенно трансформироваться, прежде всего, в ходе испарения первичного и формирования вторичного ОА [10]. Эти трансформации проявляются

\* Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Ильмир Мансурович Насртдинов (wizard@iao.ru); Игорь Борисович Коновалов (konov@ipfran.ru); Николай Александрович Головушкин (golovushkin@ipfran.ru).

в изменениях химического и дисперсионного составов аэрозоля и приводят к модификациям его основных оптических характеристик — аэрозольной оптической толщины (АОТ), альбедо однократного рассеяния (АОР) и фактора асимметрии (ФА) [11, 12]. Однако влияние атмосферной эволюции органической компоненты ДА на его радиационные свойства пока изучено недостаточно и по существу не учитывается в большинстве модельных расчетов, поскольку в настоящее время единого обоснованного способа представления атмосферной эволюции ОА в химико-транспортных моделях не существует. Поэтому для детального изучения эффектов ОА целесообразно использовать боксовые модели [13–15], которые дают возможность описать эволюцию органической компоненты дымового аэрозоля.

Ранее в нашей работе [16] были представлены оценки изменчивости радиационного форсинга аэрозоля (РФА) и его эффективных значений (значения РФА, нормированные на АОТ на длине волны 500 или 550 нм), обусловленные фотохимической эволюцией органической компоненты дымов от сибирских лесных пожаров для типичных летних условий Западной Сибири и фиксированного зенитного угла Солнца  $SZA = 35^\circ$  (полдень 15 июля в г. Томске). Исследование выполнялось на базе микрофизической боксовой модели [17], позволяющей упрощенным образом описывать атмосферную эволюцию ОА внутри изолированного дымового шлейфа с учетом окисления, конденсационного роста и испарения частиц. Для описания процессов окисления и летучести органического материала использовалась простая параметризация на основе общего метода VBS (volatility basis set) [10], которая ранее была предложена и успешно апробирована в исследовании многодневной эволюции дымовых шлейфов от пожаров в Сибири [12].

Цель настоящей работы состоит в исследовании эволюции РФА на верхней и нижней границах атмосферы в зависимости от изменений условий освещенности ( $35^\circ \leq SZA \leq 75^\circ$ ) и типов подстилающей поверхности («вода», «смешанный лес», «снег/лед»), над которой распространяется дымовой шлейф. Это позволит оценить тенденции изменения РФА в регионах, также подверженных влиянию выносов дымов сибирских пожаров, в частности, в арктической зоне. Подчеркнем, что полученные в рамках нашего подхода результаты описывают идеализированную ситуацию и не обеспечивают надежных количественных оценок изменчивости оптических и радиационных характеристик ОА, однако способствуют лучшему пониманию сложных процессов, которые происходят в реальных дымовых шлейфах.

## 1. Модель атмосферы и входные параметры расчетов

Рассматривается многослойная горизонтально однородная модель безоблачной атмосферы (0–100 км). В пределах каждого слоя спектральные объемные коэффициенты ослабления (КО)  $\sigma_\lambda$ , альбедо одно-

кратного рассеяния  $\omega_\lambda$ , индикатриса рассеяния излучения или фактор асимметрии  $g_\lambda$  аэрозоля, коэффициенты молекулярного рассеяния, а также давление, температура и концентрация атмосферных газов полагаются постоянными.

**Аэрозольные характеристики.** Моделирование широкополосных потоков солнечного излучения выполнено с использованием задымленной и фоновой моделей атмосферы.

КО, АОР и ФА рассчитаны в диапазоне 350–1350 нм на 10 длинах волн на основе боксовой микрофизической модели [17], объединенной с компьютерным кодом, позволяющим вычислять оптические характеристики аэрозоля на основе теории Ми в предположении, что аэрозольные частицы состоят из ядра, образуемого элементарным углеродом, и оболочки, образуемой ОА [18, 19]. Моделирование выполнено для двух начальных концентраций органического аэрозоля  $c_0$ : 10 и 50  $\text{мкг}/\text{м}^3$  (далее по тексту  $c_{010}$ ,  $c_{050}$ ), — и трех начальных относительных концентраций ВС/ОА: 1,5; 3 и 6%, — для временного интервала  $[0, t_e = 120 \text{ ч}]$ . Отметим, что в реальной атмосфере над Сибирью как концентрация ДА, так и отношение ВС/ОА могут варьироваться в широких пределах. Например, согласно стационарным аэрозольным измерениям в центральной Сибири [20], массовая концентрация ДА в летние месяцы 2010–2014 гг. изменялась почти от нуля до 200  $\text{мкг}/\text{м}^3$ , а ВС/ОА (в предположении, что отношение массовых концентраций ОА и органического углерода близко к 1,8 [20]) — от 1 до 7%. При этом измерения характеристик дымов, образуемых при сгорании природных сибирских лесоматериалов в аэрозольной камере, свидетельствуют о том, что в случае тлеющих пожаров начальное отношение ВС/ОА может быть менее 0,5% [21]. Таким образом, выбранные начальные параметры расчетов не выходят за пределы типичных значений соответствующих характеристик сибирского ДА.

В расчетах дымовые шлейфы предполагались крупномасштабными, и поэтому эффект рассеяния дымов не учитывался. Принимая во внимание, что оптически плотные дымовые шлейфы могут наблюдаться в Сибири в условиях относительно сухой атмосферы, влияние относительной влажности на изменение характеристик аэрозоля мы также не учитывали [19, 22].

Поскольку использованные в радиационных расчетах оптические характеристики ОА подробно рассмотрены в [16], в настоящей работе мы коротко остановимся только на основных закономерностях временных изменений КО, АОР и ФА органического аэрозоля при  $\lambda = 550 \text{ нм}$ .

Согласно ранее выполненным расчетам [16], в атмосферной эволюции  $\sigma_{550}^{\text{ОА}}$  и  $\omega_{550}^{\text{ОА}}$  выделяются два этапа: увеличение до максимальных значений в первые 7–10 ч ( $0 \leq t \leq t_{\text{max}}$ ) с наиболее интенсивным ростом в первые 40 мин и последующий, гораздо более медленный по сравнению с периодом возрастания, спад ( $t \geq t_{\text{max}}$ ) (рис. 1, а, б). При этом величина ВС/ОА в течение первых  $\sim 10$  ч резко

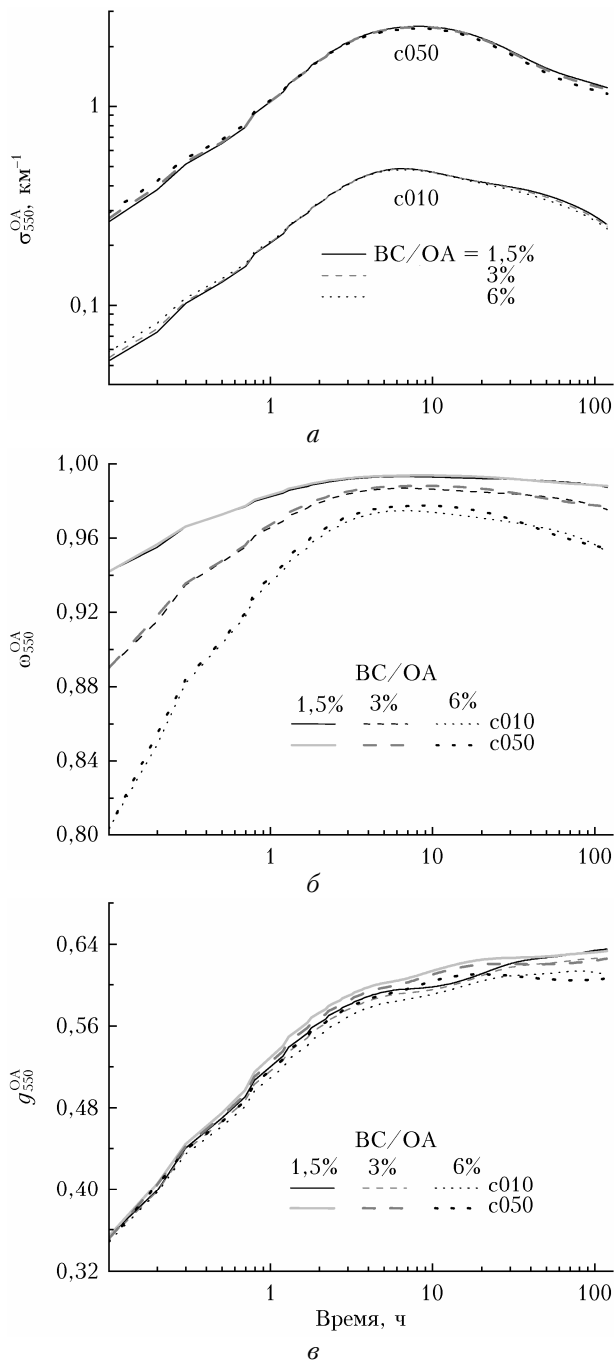


Рис. 1. Эволюция оптических характеристик ДА: КО (а), АОР (б) и ФА (в) при  $\lambda = 550$  нм для различных начальных концентраций ОА и начального относительного содержания ВС/ОА

(почти на порядок) сокращается за счет быстрого образования вторичного ОА, а затем — по мере доминирования его испарения — увеличивается. Следствием этого является практически не зависящий от  $c_0$  рост АОР при  $0 \leq t \leq t_{\max}$ , который сменяется его последующим уменьшением вследствие окисления, приводящего к распаду (фрагментация) тяжелых и малолетучих органических молекул (рис. 1, б). Наибольший диапазон изменения АОР наблюдается при высоких начальных значениях

ВС/ОА = 6%, когда  $\omega_{550}^{\text{OA}}$  увеличивается от  $\sim 0,8$  до  $\sim 0,97$ , а затем незначительно (на  $\sim 0,02$ ) уменьшается до конца периода моделирования  $t_e = 120$  ч. Такая же тенденция имеет место и при ВС/ОА = 1,5%, но вариации АОР не выходят за пределы интервала 0,94–0,99, что свидетельствует об увеличивающемся влиянии рассеивающих свойств аэрозоля на формирование потоков солнечного излучения.

Эволюция  $g_{550}^{\text{OA}}$  слабо зависит как от начальной концентрации ОА, так и от отношения ВС/ОА в начальный момент времени: ФА наиболее существенно возрастает от  $\sim 0,36$  до  $\sim 0,60$ – $0,62$  в период времени  $t$  от 0 до  $\sim 10$  ч, а затем приращение  $g_{550}^{\text{OA}}$  становится крайне незначительным практически во всех рассматриваемых ситуациях (рис. 1, в).

Фоновая модель (bg – background) сформирована на основе данных наземных и судовых наблюдений в арктической зоне [23–27] и дополнена данными из модели «arctic» пакета OPAC [28]. Оптическая толщина фонового аэрозоля на длине волны  $\lambda = 550$  нм полагалась  $\tau_{550}^{\text{bg}} = 0,064$ .

В пределах дымового слоя оптические характеристики смеси «дым + фон» формировались в результате сложения (аддитивного для коэффициентов ослабления, взвешенного для АОР и ФА) соответствующих характеристик фонового и дымового аэрозолей. Вне спектрального интервала 350–1350 нм оптические характеристики полагались постоянными и равными значениям на границах указанного диапазона.

**Молекулярная атмосфера.** Функции пропускания атмосферными газами рассчитаны с использованием базы данных спектроскопической информации HITRAN 2012, модели континуума водяного пара MT\_CKD v. 2.5 [29, 30] и региональной модели профилей температуры, давления и концентрации водяного пара [31] с учетом поглощения атмосферными газами, представленными в метеорологической модели AFGL [32]. Общее содержание водяного пара  $W$  полагалось равным 0,9 или 1,9 г/см<sup>2</sup> [24, 33]; отношение смеси диоксида углерода и общее содержание озона в столбе атмосферы составляли 400 млн<sup>-1</sup> и 400 еД [34, 35].

Отражение приходящего излучения от подстилающей поверхности определяется законом Ламберта с альбедо  $A_{s, \lambda}$ , которое в наших расчетах соответствовало альбедо подстилающей поверхности трех типов: «вода», «смешанный лес», «снег/лед» [36]. Зависимость  $A_{s, \lambda}$  от SZA не учитывалась.

Основные расчеты выполнены для ситуации, когда дымовой шлейф занимал интервал высот 3–4 км и  $W = 0,9$  г/см<sup>2</sup>; оптические характеристики фонового аэрозоля в пределах этого слоя:  $\sigma_{550}^{\text{bg}} = 0,0013$  км<sup>-1</sup>,  $\omega_{550}^{\text{bg}} = 0,935$ ,  $g_{550}^{\text{bg}} = 0,67$ .

## 2. Моделирование радиационного форсинга аэрозоля

В настоящей работе рассматриваются мгновенные (для фиксированного SZA) значения РФА на верхней (TOA – top of the atmosphere) и нижней (BOA – bottom of the atmosphere) границах атмосферы

$$\Phi_{\text{ТОА(ВОА)}}(t) = F_{\text{ТОА(ВОА)}}^{\text{net, mix}}(t) - F_{\text{ТОА(ВОА)}}^{\text{net, bg}}(t), \quad (1)$$

где индексы «mix» и «bg» соответствуют расчетам в задымленной и фоновой атмосферах. Радиационные притоки  $F^{\text{net}}$  на разных атмосферных уровнях рассчитываются как разность нисходящих и восходящих потоков излучения:

$$F_{\text{ТОА(ВОА)}}^{\text{net}}(t) = F_{\text{ТОА(ВОА)}}^{\downarrow}(t) - F_{\text{ТОА(ВОА)}}^{\uparrow}(t). \quad (2)$$

На основе (1), (2) величина РФА может быть представлена в более удобном для анализа виде:

$$\Phi_{\text{ТОА}}(t) = F_0 \cdot \Delta A, \quad \Delta A = A^{\text{bg}}(t) - A^{\text{mix}}(t), \quad (3a)$$

$$\Phi_{\text{ВОА}}(t) = -F_0(1 - A_s^*) \cdot \Delta T, \quad \Delta T = T^{\text{bg}}(t) - T^{\text{mix}}(t), \quad (3б)$$

где  $A$  и  $T$  – альbedo и пропускание на верхней и нижней границах атмосферы соответственно;  $A_s^*$  – эффективное значение альbedo подстилающей поверхности;  $F_0 = S \cdot \cos \text{SZA}$  – приходящий на верхнюю границу атмосферы поток солнечного излучения;  $S = 1366,1 \text{ Вт/м}^2$  – солнечная постоянная [37].

Моделирование широкополосных потоков солнечной радиации на различных атмосферных уровнях выполнено в диапазоне 0,2–5 мкм с использованием оригинального статистического алгоритма [38]. Согласно подходу [38] выбранный диапазон был разбит на  $M = 30$  полос ( $\lambda_i, \lambda_{i+1}$ ) в соответствии с результатами [39]: 5 полос в ультрафиолетовой, 6 – видимой и 19 – ближней ИК-областях спектра. В пределах каждой из полос вычисление радиационных характеристик выполнялось для оптических характеристик аэрозоля и коэффициентов молекулярного рассеяния, соответствующих середине интервала, а функция пропускания аппроксимировалась конечным рядом экспонент (метод  $k$ -распределений).

Отрицательное и положительное значения  $\Phi_{\text{ТОА(ВОА)}}$  соответствуют выхолаживающему и нагревающему эффектам аэрозоля на границах атмосферы. Для понимания закономерностей формирования радиационных эффектов аэрозоля в зависимости от оптических характеристик ОА, условий освещенности и альbedo подстилающей поверхности анализ результатов радиационных расчетов включает некоторые малореальные ситуации в контексте исследований роли ДА в Арктике: например, положение Солнца близко к зениту над снежно-ледовой поверхностью.

На рис. 2 представлены результаты расчетов альbedo  $A$  и пропускания  $T$  атмосферы в зависимости от  $\tau_{550}^{\text{mix}}$  на разных этапах эволюционного процесса. Над водной поверхностью альbedo атмосферы возрастает по мере увеличения АОТ (рис. 2, а). При высокой отражательной способности подстилающей поверхности («снег/лед») прирост доли отраженной радиации по мере увеличения АОТ может быть полностью или частично компенсирован увеличением доли коротковолновой радиации, поглощенной частицами ДА (а именно сажей, входящей в их состав). Рост SZA приводит, с одной стороны, к увеличению доли поглощения, с другой – к возрастанию

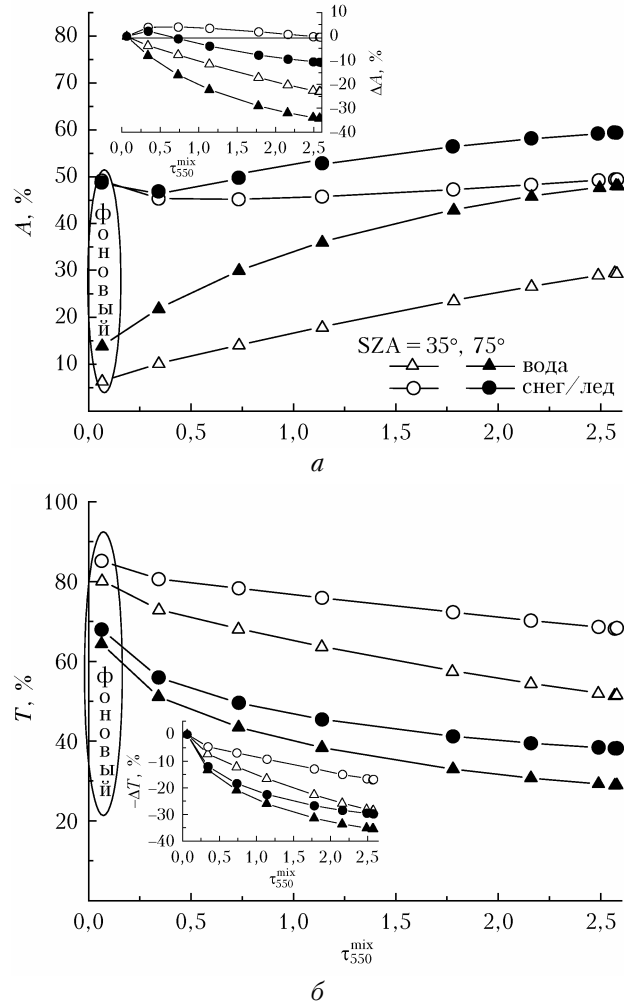


Рис. 2. Альbedo (а) и пропускание (б), а также различие альbedo и пропускания фоновой и задымленной атмосферы (врезки на панелях (а) и (б) соответственно) в зависимости от условий освещенности и типа подстилающей поверхности при начальной концентрации  $\tau_{550}^{\text{mix}} = 0,3$  и ВС/ОА = 3%

альbedo атмосферы [40–42]. Суммарное воздействие этих противоположных факторов является причиной более сложной зависимости  $A$  от оптической толщины над поверхностью типа «снег/лед». Так, при начальной концентрации  $\tau_{550}^{\text{mix}} = 0,3$  и ВС/ОА = 3% ( $0,3 \leq \tau_{550}^{\text{OA}}(t) \leq 2,5$ ,  $0,89 \leq \omega_{550}^{\text{OA}}(t) \leq 0,98$ ) существует диапазон значений АОТ, в пределах которого увеличение поглощения доминирует и альbedo атмосферы является убывающей функцией  $\tau_{550}^{\text{mix}}$ , а при дальнейшем увеличении АОТ начинает постепенно возрастать.

Различие между альbedo фоновой и задымленной атмосферы приведено на врезке на рис. 2, а. В отличие от отрицательных значений  $\Delta A$  над водной поверхностью, значения  $\Delta A$  и, как следствие,  $\Phi_{\text{ТОА}}$  над поверхностями типа «снег/лед» могут быть как положительными, так и отрицательными в зависимости от АОТ и условий освещенности.

Что касается пропускания атмосферы, то выделим лишь две очевидные закономерности: 1)  $T$  монотонно убывает с ростом АОТ; 2) при фиксированных

значениях АОТ и SZA  $T$  растет по мере увеличения альbedo подстилающей поверхности за счет возрастания переотражения между подстилающей поверхностью и дымовым слоем (рис. 2, б). Характер зависимости  $\Delta T$  от оптической толщины атмосферы определяет знак радиационного форсинга на нижней границе атмосферы: согласно формуле (36),  $\Phi_{\text{ВОА}}(t) < 0$  (врезка на рис. 2, б).

Отметим, что при моделировании потоков излучения учитывалась эволюция не только АОТ, но и АОР и ФА. Однако полученная зависимость РФА от АОТ соответствует ситуации, в которой радиационные расчеты выполняются при фиксированных значениях АОР и ФА. Это означает, что в указанных диапазонах изменения АОР и ФА (см. рис. 1) влияние этих характеристик на качественный характер эволюции РФА в зависимости от временной изменчивости АОТ не проявляется, хотя его количественная трансформация при вариациях АОР и ФА имеет место.

В заключение раздела проиллюстрируем на нескольких примерах, как влияет на РФА изменение SZA (рис. 3). Расчеты выполнены для ситуаций с оптически тонким и плотным слоями ОА, наблюдаемыми в начале эволюционного процесса ( $c010$ ,  $\tau_{550}^{\text{OA}} = 0,055$ ,  $\tau_{550}^{\text{mix}} = 0,12$ ,  $\omega_{550}^{\text{OA}} = 0,89$ ,  $g_{550}^{\text{OA}} = 0,35$ ) и в момент наибольшего замутнения ( $c050$ ,  $\tau_{550}^{\text{OA}} = 2,5$ ,  $\tau_{550}^{\text{mix}} = 2,57$ ,  $\omega_{550}^{\text{OA}} = 0,96$ ,  $g_{550}^{\text{OA}} = 0,59$ ). При ин-

терпретации результатов будем принимать во внимание, что РФА формируется под влиянием двух факторов, которые могут оказывать противоположное воздействие (формула (3)): (i) характер зависимости  $\Delta A$  ( $\Delta T$ ) при вариациях SZA и (ii) уменьшение приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной энергии  $F_0$  при возрастании SZA (см. [40]). Отметим также, что, согласно полученным ранее результатам [41, 43–45], зависимость  $\Phi_{\text{ВОА}}$  и  $\Phi_{\text{ТОА}}$  от SZA может быть немонотонной: минимальные значения РФА (т.е. максимальные по абсолютной величине) достигаются примерно в диапазоне углов Солнца  $60\text{--}75^\circ$  в зависимости от оптических характеристик аэрозоля и альbedo подстилающей поверхности.

Над водной поверхностью независимо от оптической толщины ОА и SZA величина  $\Phi_{\text{ТОА}}$  отрицательна и  $|\Phi_{\text{ТОА}}(\text{SZA} = 75^\circ)| < |\Phi_{\text{ТОА}}(60^\circ)| < |\Phi_{\text{ТОА}}(35^\circ)|$  (рис. 3, а, б). Последнее неравенство обусловлено тем, что, несмотря на соотношение  $|\Delta A(75^\circ)| > |\Delta A(35^\circ)|$  (рис. 2, б), определяющим является уменьшение  $F_0$  с увеличением SZA. Если поверхность сильно отражающая, то  $\Phi_{\text{ТОА}}$  принимает положительные значения при малых АОТ и  $|\Phi_{\text{ТОА}}(75^\circ)| < |\Phi_{\text{ТОА}}(60^\circ)| < |\Phi_{\text{ТОА}}(35^\circ)|$  ввиду того, что факторы (i) и (ii) усиливают влияние друг друга при увеличении SZA (рис. 2, а и 3, б). Нагревающий эффект ДА на уровне верхней границы атмосферы при больших значениях альbedo подстилающей

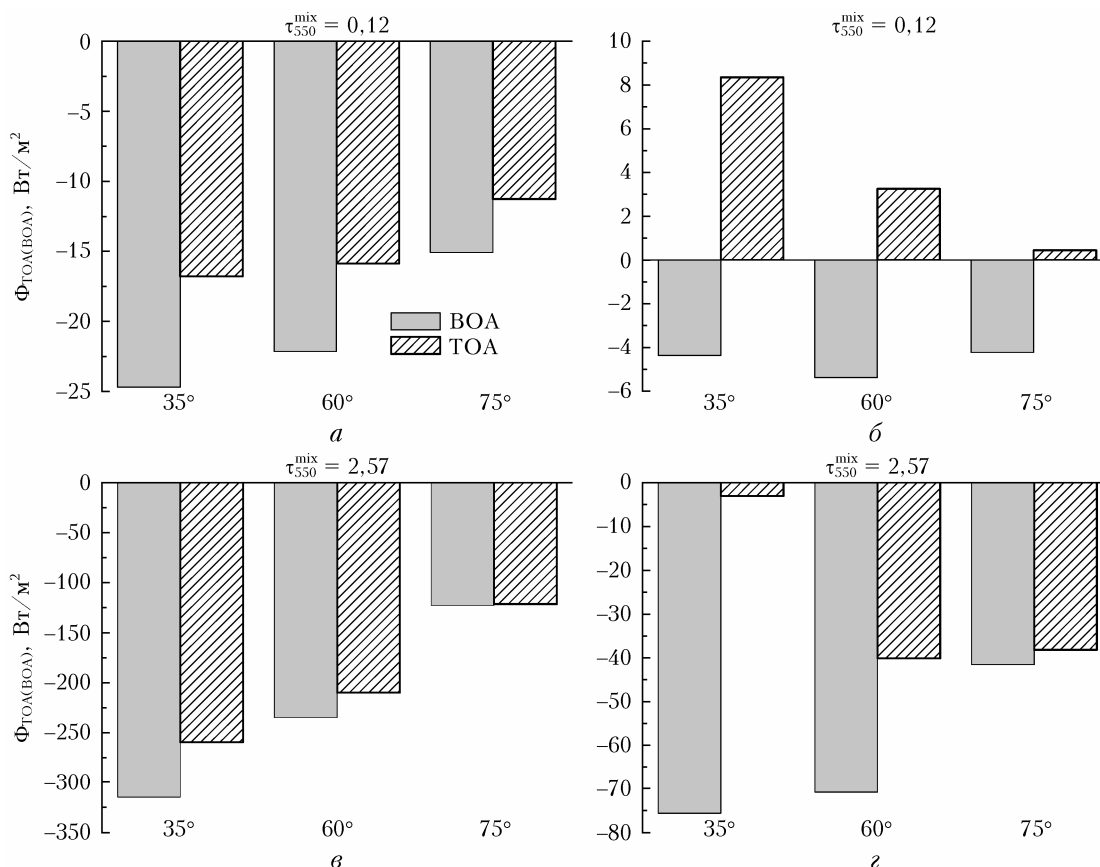


Рис. 3. Радиационный форсинг ДА на верхней и нижней границах атмосферы для различных значений АОТ и SZA в зависимости от типа подстилающей поверхности: «вода» (а, в) или «снег/лед» (б, г), при  $c050$ ,  $\text{BC}/\text{OA} = 3\%$

поверхности (снег, лед, песок) отмечается также в [40, 43, 45–47].

По мере возрастания АОТ и АОР нагревающий эффект ОА трансформируется в выхолаживающий. Выхолаживание на уровне верхней границы атмосферы возрастает с увеличением SZA, достигая слабо выраженного максимума при SZA = 60° (рис. 3, з).

Согласно результатам, представленным на врезке к рис. 2, б, для рассматриваемых входных параметров справедливо неравенство  $|\Delta T(75^\circ)| > |\Delta T(35^\circ)|$ . В случае, когда оптически тонкий слой располагается над поверхностью типа «снег/лед», имеет место отмеченный выше немонотонный характер зависимости РФА от SZA: слабое увеличение выхолаживания наблюдается при SZA = 60°. В остальных рассмотренных ситуациях имеет место соотношение  $|\Phi_{\text{ВОА}}(75^\circ)| < |\Phi_{\text{ВОА}}(60^\circ)| < |\Phi_{\text{ВОА}}(35^\circ)|$ , что является следствием уменьшения  $F_0$  при возрастании SZA (рис. 3, а, в, з). Отметим также, что выхолаживание на уровне нижней границы атмосферы уменьшается при переходе от подстилающей поверхности типа «вода» к типу «снег/лед», что отчасти обусловлено наличием в формуле (36) множителя  $(1 - A_s^*)$ .

### 3. Зависимость РФА от атмосферной эволюции оптических характеристик ОА

Полученные в предыдущем разделе результаты используем для анализа эволюции радиационного форсинга ОА в зависимости от атмосферной трансформации оптических характеристик аэрозоля при различных условиях освещенности и типах подстилающей поверхности.

Ранее в нашей работе [16] рассматривались оценки РФА, полученные в предположении, что дымовой шлейф проходит над территорией, покрытой смешанным лесом, а SZA = 35°. Анализ качественной зависимости радиационных эффектов от влияния фотохимической эволюции ОА был выполнен на основе формул, аналогичных (3), в предположении, что изменялась только одна из оптических характеристик (АОТ, АОР, ФА), а остальные оставались неизменными (см. также [48]). Показано:

1) что при возрастании АОТ альbedo атмосферы  $A$  увеличивается, а пропускание  $T$  уменьшается: следствием этого является уменьшение  $\Phi_{\text{ТОА}}$  и  $\Phi_{\text{ВОА}}$  (усиление эффекта выхолаживания);

2) при увеличении АОР (уменьшении BC/OA) возрастает доля рассеянного излучения,  $A$  и  $T$  увеличиваются и, следовательно,  $\Phi_{\text{ТОА}}$  уменьшается, а  $\Phi_{\text{ВОА}}$  возрастает;

3) при увеличении ФА альbedo  $A$  уменьшается, а пропускание  $T$  увеличивается, вследствие чего  $\Phi_{\text{ТОА}}$  и  $\Phi_{\text{ВОА}}$  возрастают (ослабление эффекта выхолаживания).

Следует иметь в виду, что при одновременном изменении двух или всех трех оптических характеристик вывод о вариациях РФА в зависимости от эволюции АОТ, АОР и ФА сделать существенно

труднее, поскольку трансформация каждой из них может оказывать противоположное воздействие (выхолаживание или нагревание) на радиационные эффекты. Какой из факторов в конкретной ситуации будет доминирующим, можно определить только на основе численных экспериментов.

Предположения о влиянии оптических характеристик на эволюцию РФА, сформулированные для частного случая [16], остаются справедливыми при фиксированных значениях  $35^\circ \leq \text{SZA} \leq 75^\circ$  и типов подстилающей поверхности «вода», «смешанный лес» (особенности временной изменчивости РФА над снегом/льдом будут рассмотрены ниже).

Из представленных на рис. 4 результатов следует, что эффект выхолаживания проявляется сильнее на уровне нижней границы атмосферы ( $|\Phi_{\text{ВОА}}(t)| < |\Phi_{\text{ТОА}}(t)|$ ) и увеличивается по мере роста начальной концентрации ОА как на нижней, так и на верхней границах атмосферы. Временные изменчивости  $\Phi_{\text{ТОА(ВОА)}}(t)$  и  $\tau_{550}^{\text{mix}}(t)$  хорошо согласуются друг с другом: увеличение (уменьшение)  $\tau_{550}^{\text{mix}}(t)$  влечет за собой уменьшение (увеличение) радиационного форсинга аэрозоля на границах атмосферы. Вследствие того, что диапазон изменения  $\tau_{550}^{\text{OA}}(t)$  и, следовательно,  $\tau_{550}^{\text{mix}}(t)$  в интервале  $0 \leq t \leq t_{\text{max}}$  ( $t_{\text{max}}$  – время, когда АОТ достигает максимальных значений) больше по сравнению с  $t_{\text{max}} \leq t \leq 120$  ч, в первом временном интервале наблюдается большая амплитуда изменения  $\Phi_{\text{ТОА(ВОА)}}(t)$ , чем во втором. Также очевидно, что амплитуда изменения РФА на границах атмосферы при c010 существенно меньше, чем при c050.

Если дымовой слой располагается над снежной/ледяной поверхностью, то при SZA = 60–75° радиационное воздействие аэрозоля на верхнюю границу атмосферы, как было показано в разд. 2, может проявиться как в виде нагревающего (при невысоких АОТ), так и охлаждающего эффекта (рис. 4, а, в). Кроме того, в этом случае диапазон изменения  $\Phi_{\text{ТОА(ВОА)}}(t)$  существенно меньше по сравнению с РФА над водой и смешанным лесом.

На рис. 4, в, з приведены зависимости  $\Phi_{\text{ТОА}}(t)$  и  $\Phi_{\text{ВОА}}(t)$  от поглощательной способности аэрозоля при малой начальной концентрации ОА (c010). Эта ситуация интересна для рассмотрения в связи с возможной сменой знака  $\Phi_{\text{ТОА}}(t)$ . Увеличение отношения BC/OA от 1,5 до 6% приводит к снижению АОР, вследствие чего при прочих равных условиях уменьшается поток восходящей радиации и  $\Phi_{\text{ТОА}}(t, \text{BC/OA} = 6\%) > \Phi_{\text{ТОА}}(t, \text{BC/OA} = 1,5\%)$ . Над водной поверхностью это изменение находится в пределах 5 Вт/м<sup>2</sup>, но возрастает до ~20 Вт/м<sup>2</sup> над снегом/льдом за счет увеличения поглощения в атмосфере, обусловленного отражением от подстилающей поверхности. На нижней границе атмосферы наблюдается другая ситуация: с возрастанием BC/OA имеет место неравенство  $\Phi_{\text{ВОА}}(t, \text{BC/OA} = 6\%) < \Phi_{\text{ВОА}}(t, \text{BC/OA} = 1,5\%)$ , и изменение РФА несколько больше над водной поверхностью (~10 Вт/м<sup>2</sup>) по сравнению с поверхностью типа «снег/лед» (~5 Вт/м<sup>2</sup>).

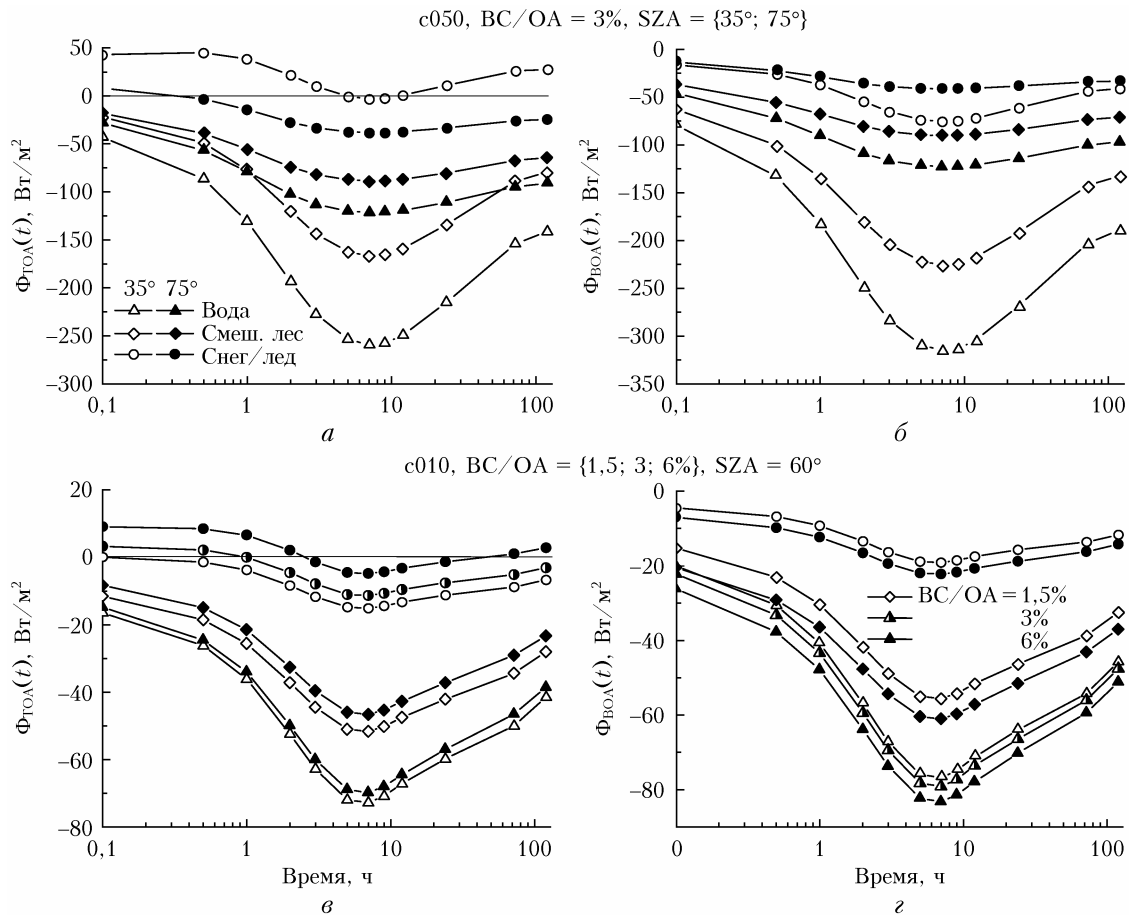


Рис. 4. Эволюция РФА на верхней (а, в) и нижней (б, з) границах атмосферы в зависимости от условий освещенности, типа подстилающей поверхности и начальных концентраций  $c_0$  и отношения  $BC/OA$

Помимо описанных выше численных экспериментов мы провели также цикл дополнительных расчетов, чтобы оценить влияние на РФА изменение общего содержания водяного пара ( $0,9 \leq W \leq 1,9 \text{ г/см}^2$ ) и положения дымового слоя (0–1 и 3–4 км) при фиксированных начальных концентрациях  $OA$  ( $c050$ ,  $BC/OA = 3\%$ ). Показано, что увеличение  $W$  в указанном диапазоне, типичном для летних условий Западной Сибири и прибрежной арктической зоны [24, 33], незначительно сказывается на величине  $\Phi_{BOA}(t)$ : изменение РФА по абсолютной величине не превышает 5–7  $\text{Вт/м}^2$  в области максимальных значений АОТ. Несколько большее влияние на радиационные эффекты  $OA$  оказывает положение дымового слоя. Увеличение его верхней границы приводит к уменьшению поглощения водяным паром над дымовым слоем, вследствие чего альbedo атмосферы возрастает, а выхолаживание усиливается: максимальные различия наблюдаются в области наибольших значений АОТ и достигают  $\sim 20\text{--}25 \text{ Вт/м}^2$  над водой, уменьшаясь до  $\sim 15 \text{ Вт/м}^2$  над снегом/льдом. Поскольку формирование РФА на нижней границе атмосферы определяется характеристиками всего столба атмосферы, его значения зависят от положения дымового слоя в меньшей степени и изменения РФА не превышают по абсолютной величине  $\sim 7 \text{ Вт/м}^2$ .

#### 4. Насколько важно учитывать эволюцию оптических характеристик $OA$ при оценках РФА?

Учитывая существующие на сегодняшний день сложности в моделировании эволюции оптических характеристик  $OA$ , оценим, насколько значимым для оценок РФА является учет динамики АОТ, АОР и  $\Phi_A$ . С этой целью проанализируем изменения  $\Phi_{TOA(BOA)}$ , рассчитанных с учетом эволюции этих характеристик и при некоторых постоянных – опорных – значениях. В рамках настоящей работы в качестве опорных выберем осредненные по временному интервалу 0–120 ч значения. В частности, при  $c050$  и  $BC/OA = 3\%$  они соответствуют расчетам при  $t^* \sim 2$  ч и для  $\lambda = 550 \text{ нм}$  равны  $\hat{\sigma}_{350}^{OA} = 1,6 \text{ км}^{-1}$ ,  $\hat{\alpha}_{350}^{OA} = 0,98$ ,  $\hat{\beta}_{350}^{OA} = 0,62$  (рис. 5). Для характеристики различий  $\Phi_{TOA}(t)$  и  $\Phi_{TOA}(t^*)$  используем две величины:

$$B_{TOA(BOA)}(t) = \Phi_{TOA(BOA)}(t^*) - \Phi_{TOA(BOA)}(t),$$

$$R_{TOA(BOA)}(t) = \Phi_{TOA(BOA)}(t) / \Phi_{TOA(BOA)}(t^*). \quad (4)$$

Анализ результатов моделирования показывает, что в зависимости от ситуации  $B(t)$  принимает как положительные, так и отрицательные значения,

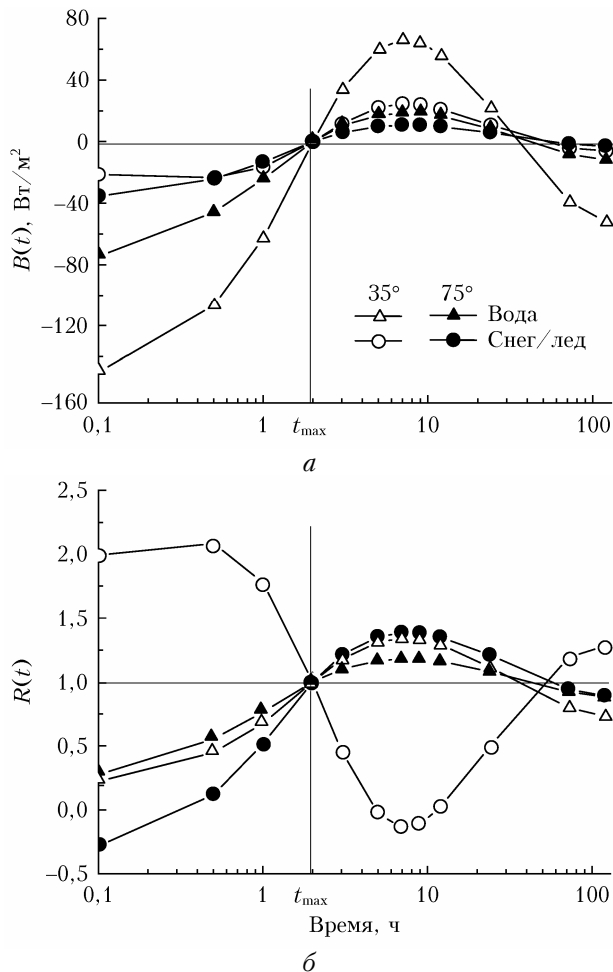


Рис. 5. Характеристики различной РФА на уровне верхней границы атмосферы:  $B(t)$  (а) и  $R(t)$  (б) для различных типов подстилающей поверхности и условий освещенности при  $s050$  и  $BC/OA = 3\%$

т.е.  $\Phi_{TOA}(t^*)$  может как завышать, так и занижать  $\Phi_{TOA}(t)$ . Отрицательные значения  $R(t)$  свидетельствуют о том, что нагревающий эффект может быть ошибочно интерпретирован как охлаждение; близость  $R(t)$  к нулевым значениям означает существенное превышение  $|\Phi_{TOA}(t^*)|$  по отношению к  $|\Phi_{TOA}(t)|$ .

Следует отметить различие функциональных зависимостей  $R(t)$  при разных условиях освещенности и типах подстилающей поверхности: в частности, в интервале  $[0, t_{max}]$  функция  $R(t)$  убывает при  $SZA = 35^\circ$  и подстилающей поверхности типа «снег/лед» в отличие от трех остальных кривых (рис. 5, б). Это связано с тем, что при указанных параметрах  $\Phi_{TOA}(t)$  – убывающая положительная функция в отличие, в частности, от  $R(t)$  при  $SZA = 35^\circ$  и подстилающей поверхности типа «вода», которая является также убывающей, но отрицательной функцией (рис. 4, а). Рассмотрим для примера интервал  $t \in [0, t^*]$ . В пределах этого временного промежутка справедливо неравенство  $\Phi_{TOA}(t) \geq \Phi_{TOA}(t = t^*)$ , однако в первом случае ввиду положительных значений РФА функция  $R(t) > 1$  и убывает,

тогда как во втором случае вследствие неравенства  $|\Phi_{TOA}(t)| \leq |\Phi_{TOA}(t = t^*)|$  функция  $R(t)$  возрастает и выполняется соотношение  $R(t) < 1$ .

Рассмотрим в заключение две конкретные ситуации. Максимальный сдвиг  $B(t)$  наблюдается для дымового слоя над поверхностью воды и  $SZA = 35^\circ$  вследствие большего диапазона изменения  $\Phi_{TOA}(t)$  (см. рис. 4, а): пренебрежение эволюцией оптических характеристик приводит к занижению РФА на  $\sim 150 Wt/m^2$  в начальный момент времени и завышению на  $\sim 70 Wt/m^2$  в области максимальных значений АОТ ( $t \sim 10$  часов) (рис. 5, а). Если дымовой шлейф располагается над снегом/льдом, то использование опорных значений АОТ, АОР и ФА при расчете РФА для  $SZA = 75^\circ$  приведет к занижению  $\Phi_{TOA}(t)$  на  $\sim 35 Wt/m^2$  (рис. 5, а) и фактически наблюдаемый при слабом замутнении эффект нагревания подстилающей поверхности не будет выявлен.

## Заключение

В настоящем исследовании представлен анализ выявленных на основе численного моделирования закономерностей формирования РФА на границах атмосферы, которые обусловлены фотохимической эволюцией органической компоненты ДА. Приведенные результаты получены на основе результатов расчетов с использованием боксовой модели [17] и радиационного кода [38] для различных типов подстилающей поверхности («вода», «смешанный лес», «снег/лед») и широкого диапазона условий освещенности ( $35^\circ \leq SZA \leq 75^\circ$ ) и являются продолжением нашей работы [16].

Показано, что на уровне верхней границы атмосферы радиационный форсинг аэрозоля при невысоких значениях альbedo подстилающей поверхности («вода», «смешанный лес») является отрицательным, однако при переходе к высокоотражающим поверхностям знак РФА зависит от АОТ и АОР: наблюдаемое при сравнительно невысоком задымлении нагревание может смениться выхолаживанием по мере увеличения АОТ и/или АОР. При появлении ДА имеет место выхолаживание нижней границы атмосферы, и этот эффект усиливается по мере возрастания поглощающей способности углеродсодержащих частиц (увеличение отношения  $BC/OA$ ) и уменьшения отражательной способности подстилающей поверхности. Эти результаты, как и некоторые другие закономерности (выраженная корреляция РФА и АОТ, характер зависимости  $|\Phi_{TOA(BOA)}|$  от зенитного угла Солнца и др.) соответствуют выводам, представленным ранее в публикациях других авторов [44, 45].

Наиболее важным результатом, полученным в рамках настоящей работы и не отмеченным ранее ни в отечественной, ни в зарубежной литературе, является демонстрация связи между эволюцией оптических характеристик ОА и тенденциями изменений радиационных эффектов аэрозоля при распространении дымов от сибирских пожаров над различными



территориями, а также их количественная оценка (в первом приближении). Например, выхолаживание на верхней границе атмосферы на начальном этапе распространения шлейфа ( $SZA = 35^\circ$ , «смешанный лес») сменяется нагреванием по мере его дальнейшего происхождения над акваторией морей Северного Ледовитого океана ( $SZA = 75^\circ$ , снег/лед). Показано также, что пренебрежение трансформацией оптических характеристик ОА может привести к завышению/занижению  $\Phi_{ТОА}$  в несколько раз (на несколько десятков  $Вт/м^2$ ), а также стать причиной ошибки определения знака РФА.

В заключение отметим, что в работе обсуждается влияние эволюции оптических характеристик ОА на радиационные эффекты аэрозоля только на границах атмосферы. Изучение динамики поглощения в столбе атмосферы эффективных значений РФА в зависимости от типа подстилающей поверхности и условий освещенности является предметом наших дальнейших исследований.

**Финансирование.** Моделирование оптических характеристик дымового аэрозоля выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-77-20109). Радиационные расчеты и анализ полученных результатов выполнены в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

### 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. Ward D.S., Kloster S., Mahowald N.M., Rogers B.M., Randerson J.T., Hess P.G. The changing radiative forcing of fires: Global model estimates for past, present and future // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12, N 22. P. 10857–10886. DOI: 10.5194/acp-12-10857-2012.
3. Sand M., Berntsen T.K., von Salzen K., Flanner M.G., Langner J., Victor D.G. Response of Arctic temperature to changes in emissions of short-lived climate forcers // *Nat. Clim. Chang.* 2015. V. 6. P. 286–289. DOI: 10.1038/nclimate2880.
4. Andreae M.O. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning – an updated assessment // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19, N 13. P. 8523–8546. DOI: 10.5194/acp-19-8523-2019.
5. Reid J.S., Koppmann R., Eck T.F., Eleuterio D.P. A review of biomass burning emissions part II: Intensive physical properties of biomass burning particles // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5, N 3. P. 799–825. DOI: 10.5194/acp-5-799-2005.
6. 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, N 3. P. 827–849. DOI: 10.5194/acp-5-827-2005.
7. Bond T.C., Bergstrom R.W. Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review // *Aerosol Sci. Technol.* 2006. V. 40, N 1. P. 27–67. DOI: 10.1080/02786820500421521.
8. Nikonovas T., North P.R.J., Doerr S.H. Smoke aerosol properties and ageing effects for northern temperate and boreal regions derived from AERONET source and age attribution // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15, N 14. P. 7929–7943. DOI: 10.5194/acp-15-7929-2015.
9. Hodshire A., Akherati A., Alvarado M.J., Brown-Steiner B., Jathar S.H., Jimenez J.L., Kreidenweis S.M., Lonsdale C.R., Onasch T.B., Ortega A., Pierce J.R. Aging effects on biomass burning aerosol mass and composition: A critical review of field and laboratory studies // *Environ. Sci. Technol.* 2019. V. 53, N 17. P. 10007–10022. DOI: 10.1021/acs.est.9b02588.
10. Robinson A.L., Donahue N.M., Shrivastava M.K., Weitzkamp E.A., Sage A.M., Grieshop A.P., Lane T.E., Pierce J.R., Pandis S.N. Rethinking organic aerosols: Semi-volatile emissions and photochemical aging // *Science*. 2007. V. 315, N 5816. P. 1259–1262. DOI: 10.1126/science.1133061.
11. Akagi S.K., Craven J.S., Taylor J.W., McMeeking G.R., Yokelson R.J., Burling I.R., Urbanski S.P., Wold C.E., Seinfeld J.H., Coe H., Alvarado M.J., Weise D.R. Evolution of trace gases and particles emitted by a chaparral fire in California // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12, N 3. P. 1397–1421. DOI: 10.5194/acp-12-1397-2012.
12. 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, N 1. P. 357–392. DOI: 10.5194/acp-21-357-2021.
13. Lee-Taylor J., Hodzic A., Madronich S., Aumont B., Camredon M., Valorso R. Multiday production of condensing organic aerosol mass in urban and forest outflow // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15, N 2. P. 595–615. DOI: 10.5194/acp-15-595-2015.
14. Bian Q., Jathar S.H., Kodros J.K., Barsanti K.C., Hatch L.E., May A.A., Kreidenweis S.M., Pierce J.R. Secondary organic aerosol formation in biomass-burning plumes: Theoretical analysis of lab studies and ambient plumes // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17, N 8. P. 5459–5475. DOI: 10.5194/acp-17-5459-2017.
15. Hodshire A.L., Bian Q., Ramnarine E., Lonsdale C.R., Alvarado M.J., Kreidenweis S.M., Jathar S.H., Pierce J.R. More than emissions and chemistry: Fire size, dilution, and background aerosol also greatly influence near-field biomass burning aerosol aging // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2019. V. 124, N 10. P. 5589–5611. DOI: 10.1029/2018JD029674.
16. Zhuravleva T., Nastrdinov I., Konovalov I., Golovushkin N., 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, N 12. P. 1555. DOI: 10.3390/atmos12121555.
17. Konovalov I.B., Beekmann M., Golovushkin N.A., Andreae M.O. Nonlinear behavior of organic aerosol in biomass burning plumes: A microphysical model analysis // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19, N 19. P. 12091–12119. DOI: 10.5194/acp-19-12091-2019.
18. Golovushkin N.A., Konovalov I.B. Nonlinear features of the atmospheric evolution of the absorption properties of biomass burning aerosol // *Proc. SPIE*. 2020. V. 11560. P. 115605C. DOI: 10.1117/12.2575980.
19. Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Panchenko M.V., Andreae M.O. Inferring the absorption

- properties of organic aerosol in biomass burning plumes from remote optical observations // *Atmos. Meas. Tech.* 2021. V. 14, N 10. P. 6647–6673. DOI: 10.5194/amt-14-6647-2021.
20. *Mikhailov E.F., Mironova S., Mironov G., Vlasenko S., Panov A., Chi X., Walter D., Carbone S., Artaxo P., Heimann M., Lavric J., Pöschl U., Andreae M.O.* Long-term measurements (2010–2014) of carbonaceous aerosol and carbon monoxide at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) in central Siberia // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17, N 23. P. 14365–14392. DOI: 10.5194/acp-17-14365-2017.
  21. *Kozlov V.S., Kononov I.B., Uzhegov V.N., Chernov D.G., Pol'kin V.S., Zenkova P.N., Yausheva E.P., Shmargunov V.P., Dubtsov S.N.* Dynamics of optical-microphysical characteristics of smokes from Siberian wildfires in the Big Aerosol Chamber at the stages of smoke generation and ageing // *Proc. SPIE.* 2020. V. 11560. P. 1156046. DOI: 10.1117/12.2575499.
  22. *Kozlov V.S., Yausheva E.P., Terpugova S.A., Panchenko M.V., Chernov D.G., Shmargunov V.P.* Optical-microphysical properties of smoke haze from Siberian forest fires in summer 2012 // *Int. J. Remote Sens.* 2014. V. 35, N 15. P. 5722–5741. DOI: 10.1080/01431161.2014.945010.
  23. *Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Польшкин В.В., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г.* Сравнение средних характеристик аэрозоля в соседних арктических районах // *Оптика атмосф. и океана.* 2018. Т. 31, № 8. С. 640–646; *Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kozlov V.S., Pol'kin V.V., Radionov V.F., Chernov D.G.* Comparison of average aerosol characteristics in neighboring Arctic regions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2019. V. 32, N 1. P. 33–40.
  24. *Терпугова С.А., Зенкова П.Н., Кабанов Д.М., Польшкин В.В., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Политова Н.В., Козлов В.С., Ходжер Т.В., Шмаргунов В.П., Чернов Д.Г.* Результаты исследований характеристик аэрозоля в атмосфере Карского и Баренцева морей в летне-осенний период 2016 г. // *Оптика атмосф. и океана.* 2018. Т. 31, № 5. С. 391–402; *Terpugova S.A., Zenkova P.N., Kabanov D.M., Pol'kin V.V., Golobokova L.P., Panchenko M.V., Sakerin S.M., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Politova N.V., Kozlov V.S., Khodzher T.V., Shmargunov V.P., Chernov D.G.* Results of the study of aerosol characteristics in the atmosphere of the Kara and Barents Seas in summer and autumn 2016 // *Atmos. Ocean. Opt.* 2018. V. 31, N 5. P. 507–518.
  25. *Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Калашникова Д.А., Козлов В.С., Круглинский И.А., Макаров В.И., Макситас А.П., Попова С.А., Радионов В.Ф., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Ходжер Т.В., Хуриганова О.И., Чанкина О.В., Чернов Д.Г.* Результаты измерений физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база «Мыс Баранова»» в 2018 г. // *Оптика атмосф. и океана.* 2019. Т. 32, № 6. С. 421–429; *Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kalashnikova D.A., Kozlov V.S., Kruglinsky I.A., Makarov V.I., Makshtas A.P., Popova S.A., Radionov V.F., Simonova G.V., Turchinovich Yu.S., Khodzher T.V., Khuriganova O.I., Chankina O.V., Chernov D.G.* Measurements of physicochemical characteristics of atmospheric aerosol at research station ice base Cape Baranov in 2018 // *Atmos. Ocean. Opt.* 2019. V. 32, N 5. P. 511–520.
  26. *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere* / A. Kokhanovsky, C. Tomasi (eds.). Switzerland: Springer, 2020. 723 p.
  27. *Schmeisser L., Backman J., Ogren J.A., Andrews E., Asmi E., Starkweather S., Uttal T., Fiebig M., Sharma S., Eleftheriadis K., Vratolis S., Bergin M., Tunved P., Jefferson A.* Seasonality of aerosol optical properties in the Arctic // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18, N 16. P. 11599–11622. DOI: 10.5194/acp-18-11599-2018.
  28. *Hess M., Koepke P., Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79, N 5. P. 831–844. DOI: 10.1175/1520-0477(1998)079<0831:OPOAAC>2.0.CO;2.
  29. *Rothman L.S., Gordon I.E., Babikov Y., Barbe A., Chris Benner D., Bernath P.F., Birk Bizzocchi M.L., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Chance K., Cohen E.A., Coudert L.H., Devi V.M., Drouin B.J., Fayt A., Flaud J.-M., Gamache R.R., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Hill C., Hodges J.T., Jacquemart D., Jolly A., Lamouroux J., Le Roy R.J., Li G., Long D.A., Lyulin O.M., Mackie C.J., Massie S.T., Mikhailenko S., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V., Perrin A., Polovtseva E.R., Tashkun S., Smith M.A.H., Starikova E., Sung K., Tashkun S., Tennyson J., Toon G.C., Tyuterev V.G., Wagner G.* The HITRAN2012 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2013. V. 130. P. 4–50. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2013.07.002.
  30. *Mlawer E.J., Payne V.H., Moncet J.-L., Delamere J.S., Alvarado M.J., Tobin D.C.* Development and recent evaluation of the MT\_CKD model of continuum absorption // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2012. V. 370, N 1968. P. 2520–2556. DOI: 10.1098/rsta.2011.0295.
  31. *Комаров В.С., Ломакина Н.Я.* Статистические модели пограничного слоя атмосферы Западной Сибири. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. 222 с.
  32. *Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., Shettle E.* AFGL-TR-86-0110. Environmental Research Paper N 954. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km). Air Force Geophysics Laboratory, 1986. 46 p.
  33. *Antüna Marrero J.C., Román R., Cachorro V.E., Mateos D., Toledano C., Calle A., Antüna-Sánchez J.C., Vaquero-Martínez J., Antyn M., de Frutos Baraja A.M.* Integrated water vapor over the Arctic: Comparison between radiosondes and sun photometer observations // *Atmos. Res.* 2022. V. 270. P. 106059. DOI: 10.1016/j.atmosres.2022.106059
  34. *Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Дудорова Н.В., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Краснов О.А., Максюттов Ш.Ш., Machida T., Панченко М.В., Пестунов Д.А., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Sasakiwa M., Симонович Д.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В.* Исследование динамики концентрации парниковых газов на территории Западной Сибири // *Оптика атмосф. и океана.* 2019. Т. 32, № 9. С. 777–785. DOI: 10.15372/AOO20190910.
  35. *Баженов О.Е., Бурлаков В.Д., Гришаев М.В., Гриднев Ю.В., Долгий С.И., Макеев А.П., Невзоров А.В., Сальникова Н.С., Трифанов Д.А., Аршинов М.Ю., Ивлев Г.А.* Сравнение результатов дистанционных спектрофотометрических и лидарных измерений О<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, температуры и стратосферного аэрозоля с данными спутниковых и радиозондовых измерений // *Оптика атмосф. и океана.* 2016. Т. 29, № 3. С. 216–223. DOI: 10.15372/AOO20160308.

36. *Baldrige A.M., Hook S.J., Grove C.I., Rivera G.* The ASTER spectral library version 2.0 // *Remote Sens. Environ.* 2009. V. 113, N 4. P. 711–715. DOI: 10.1016/j.rse.2008.11.007.
37. *Gueymard C.A.* The Sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models // *Sol. Energy.* 2004. V. 76, N 4. P. 423–453. DOI: 10.1016/j.solener.2003.08.039.
38. *Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Фирсов К.М.* Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22, № 2. С. 163–172; *Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Sakerin S.M., Firsov K.M.* Simulation of aerosol direct radiative forcing under typical summer conditions of Siberia. Part 1. Method of calculation and choice of input parameters // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 1. P. 63–73.
39. *Slingo A.* A GCM parameterization for shortwave radiative properties of water clouds // *J. Atmos. Sci.* 1989. V. 46, N 10. P. 1419–1427. DOI: 10.1175/1520-0469(1989)046<1419:AGPFTS>2.0.CO;2.
40. *Haywood J.M., Shine K.P.* Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1997. V. 123, N 543. P. 1907–1930. DOI: 10.1002/qj.49712354307.
41. *Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* О дневной изменчивости аэрозольной оптической толщи атмосферы и радиационного форсинга аэрозоля // *Оптика атмосфер. и океана.* 2010. Т. 23, № 8. С. 700–709; *Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Sakerin S.M.* On daytime variations of atmospheric aerosol optical depth and aerosol radiative forcing // *Atmos. Ocean. Opt.* 2010. V. 23, N 6. P. 528–537.
42. *Журавлева Т.Б., Панченко М.В., Козлов В.С., Насрtdинов И.М., Полькин В.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г.* Модельные оценки динамики вертикальной структуры поглощения солнечного излучения и температурных эффектов в фоновых условиях и экстремально задымленной атмосфере по данным самолетных наблюдений // *Оптика атмосфер. и океана.* 2017. Т. 30, № 10. С. 834–839; *Zhuravleva T.B., Panchenko M.V., Kozlov V.S., Nasrtdinov I.M., Pol'kin V.V., Terpugova S.A., Chernov D.G.* Model estimates of dynamics of the vertical structure of solar absorption and temperature effects under background conditions and in extremely smoke-laden atmosphere according to data of aircraft observations // *Atmos. Ocean. Opt.* 2018. V. 31, N 1. P. 24–30.
43. *Derimian Y., Dubovik O., Huang X., Lapyonok T., Litvinov P., Kostinski A.B., Dubuisson P., Ducos F.* Comprehensive tool for calculation of radiative fluxes: Illustration of shortwave aerosol radiative effect sensitivities to the details in aerosol and underlying surface characteristics // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16, N 9. P. 5763–5780. DOI: 10.5194/acp-16-5763-2016.
44. *Markowicz K.M., Flatau P.J., Remiszewska J., Wittek M., Reid E.A., Reid J.S., Bucholtz A., Holben B.* Observations and modeling of the surface aerosol radiative forcing during UAE2 // *J. Atmos. Sci.* 2008. V. 65, N 9. P. 2877–2891. DOI: 10.1175/2007jas2555.1.
45. *Tomasi C., Lanconelli C., Lupi A., Mazzola M.* Dependence of direct aerosol radiative forcing on the optical properties of atmospheric aerosol and underlying surface // *Light Scattering Rev.* 8. Radiative Transfer and Light Scattering / A.A. Kokhanovsky (ed.). Springer, 2013. 634 p. DOI: 10.1007/978-3-642-32106-1.
46. *Stone R.S., Anderson G.P., Shettle E.P., Andrews E., Loukachine K., Dutton E.G., Schaaf C., Roman III M.O.* Radiative impact of boreal smoke in the Arctic: Observed and modeled // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113, N D14S16. P. 1–17. DOI: 10.1029/2007JD009657.
47. *Markowicz K.M., Lisok J., Xian P.* Simulations of the effect of intensive biomass burning in July 2015 on Arctic radiative budget // *Atmos. Environ.* 2017. V. 171. P. 248–260. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2017.10.015.
48. *Markowicz K.M., Flatau P.J., Quinn P.K., Carriço C.M., Flatau M.K., Vogelmann A.M., Bates D., Liu M., Rood M.J.* Influence of relative humidity on aerosol radiative forcing: An ACE-Asia experiment perspective // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N D23. P. 1–12. DOI: 10.1029/2002jd003066.

*T.B. Zhuravleva, I.M. Nasrtdinov, I.B. Kononov, N.A. Golovushkin.* **Radiative forcing of smoke aerosol taking into account the photochemical evolution of its organic component: influence of illumination conditions and underlying surface albedo.**

The simulation results the radiative forcing of smoke aerosol (RFA) at the boundaries of the atmosphere are considered depending on the photochemical evolution of its organic component, illumination conditions, and underlying surface types (water, mixed forest, and snow/ice). An increase in the albedo of the underlying surface and a decrease in the aerosol optical depth can lead to the transformation of the cooling effect into heating at the top of the atmosphere. An increase in the absorbency of aerosol particles is the cause of an increase in RFA at the top of the atmosphere, which is most significant over snow/ice surfaces, while at the bottom of the atmosphere, RFA decreases. As the solar zenith angle increases, the absolute value of RFA decreases as the smoke plume propagates over weakly reflecting surfaces, but with an increase in the albedo of the underlying surface, this dependence transforms into a nonmonotonic one. It is shown that neglecting the transformations of the optical characteristics of organic aerosol can lead to overestimation or underestimation of the radiative forcing of the aerosol at the top of the atmosphere by several times (by several tens of  $W/m^2$ ), and also cause an error in determining the RFA sign.