

УДК 551.510.41

Динамика фракционного распределения аэрозолей в приземном воздухе бореальной зоны Западной Сибири (по наблюдениям в обсерватории «Фоновая»).

Часть 2. «Снеговой» фотофорез

М.П. Тентюков^{✉1,2}, Д.А. Тимушев³, Д.В. Симоненков¹, Б.Д. Белан¹,
К.А. Шукуров⁴, А.В. Козлов^{1*}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

²Сыктывкарский государственный университет им. Питиримы Сорокина
167001, г. Сыктывкар, Октябрьский пр., 55

³Физико-математический институт ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
167000, г. Сыктывкар, ул. Оплеснина, 4

⁴Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3

Поступила в редакцию 22.10.2024;
после доработки 30.01.2025;
принята к печати 04.02.2025

Исследованы особенности внутрисуточной динамики фракционирования аэрозольных частиц приземного воздуха при формировании зимнего аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» ИОА СО РАН (Томская область). Проанализированы распределения среднечасовых счетных концентраций аэрозольных частиц в совокупности с пространственными распределениями вероятности переноса влагонесущих воздушных масс и с учетом временных интервалов снегонакопления в обсерватории в первую половину зимы 2022/23 г. (с 17.11.2022 г. по 30.01.2023 г.). Установлено, что внутрисуточные вариации среднечасовых счетных концентраций аэрозольных частиц в размерном диапазоне 0,3...2,0 мкм в некоторых случаях определяются действием сил радиометрической природы – «снеговым» фотофорезом, обусловленным проявлением микрофизических свойств аэрозоля в поле уходящего от снежного покрова инфракрасного излучения. Обоснованно предполагается, что «снеговой» фотофорез определенным образом влияет на радиационный баланс зимней атмосферы и должен учитываться при построении транспортных моделей вертикального переноса аэрозолей в нижней тропосфере.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, время жизни аэрозоля, левитация, микрофизические свойства аэрозолей, «снеговой» фотофорез, фотофоретическая сила, инфракрасное излучение; atmospheric aerosol, aerosol lifetime, levitation, microphysical properties of aerosols, snow photophoresis, photophoretic force, infra-red radiation.

Введение

В предыдущей статье [1], посвященной сравнительной характеристике фракционного состава приземного аэрозоля в период летней вегетации и зимнего покоя древесных растений бореальной зоны Западной Сибири, были представлены результаты статистического анализа соотношений концентраций фракций приземного аэрозоля. По этим результатам

была выявлена парадоксальная ситуация: счетная концентрация аэрозольных частиц (N) в интервале $d = 0,3...2,0$ мкм оказалась существенно выше зимой, чем летом, что противоречит устоявшимся представлениям о продолжительности жизни аэрозолей в приземной атмосфере. Было высказано предположение, что обнаруженный феномен обусловлен действием фотофоретических сил.

Цель настоящей статьи – исследовать особенности действия фотофоретических сил на внутрисуточную динамику распределения среднечасовых счетных концентраций приземного аэрозоля при формировании зимнего аэрозольного поля в разные периоды снегонакопления с учетом пространственного распределения вероятности переноса влагонесущих воздушных масс.

* Михаил Пантелеймонович Тентюков (mpt@iao.ru); Дмитрий Анатольевич Тимушев (timushev@gmail.com); Денис Валентинович Симоненков (simon@iao.ru); Борис Денисович Белан (bbd@iao.ru); Карим Абдухакимович Шукуров (karim.shukurov@ifaran.ru); Артем Владимирович Козлов (artem@iao.ru).

Материалы и методы

Особенности формирования снежного покрова зимой 2022/23 г. Начало формирования снежного покрова было интенсивным. Обильные снегопады обеспечили быстрое нарастание снежной толщи (рис. 1, *а*). Однако наступившая в середине ноября сильная оттепель полностью его уничтожила, и снежный покров начал восстанавливаться только после 17.11.2022 г. Относительно стабильное накопление снега установилось в первой декаде декабря, после кратковременной оттепели (рис. 1, *а*). К моменту проведения снегомерных работ высота снега на территории обсерватории «Фоновая» (ИОА СО РАН, Томск) в выбранной точке пробоотбора составила 62 см.

Временной диапазон для расчета обратных траекторий переноса влагонесущих воздушных масс, с которыми связано выпадение стратиграфически значимых снегопадов, определялся по графикам нарастания высоты снежного покрова (рис. 1, *а*) и интенсивности выпадения снегопадов (рис. 1, *б*).

Траекторный анализ переноса влагонесущих воздушных масс при формировании зимнего аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая». Пространственные распределения региональной вероятности переноса воздуха над подстилающей поверхностью к обсерватории (P , %) восстанавливались по 10-суточным обратным траекториям воздушных масс,

рассчитанным по методике [2] с помощью траекторной модели NOAAHYSPPLIT_4 [3] и на основе сеточного архива метеоданных NCEP GFS1p0 с разрешением 1° по долготе и широте с учетом толщины слоя осадков (мм). Расчет осуществлялся для 20 уровней (через каждые 100 м) над подстилающей поверхностью в диапазоне высот от 100 до 2100 м. Диаграммы распределения P рассчитывались только по тем обратным траекториям, для которых в точке траектории над обсерваторией «Фоновая» осадки были ненулевыми.

Измерения счетной концентрации аэрозолей. На обсерватории «Фоновая» непрерывные замеры распределения аэрозольных частиц проводились с использованием аэрозольного спектрометра Grimm 1.108 ежедневно в течение 10 мин по 15 каналам дисперсности в диапазоне размеров d от 0,3 до 20,0 мкм (идентично среднегеометрическому диаметру аэрозоля) с предварительной продувкой 3 мин. Счетная концентрация приземного аэрозоля измерялась в воздушном потоке, который изокинетично отбирался из аэродинамической трубы на высоте 4,9 м от земной поверхности. Расход воздушного потока в спектрометре составлял 1,2 л/мин.

Статистическая обработка результатов измерений счетной концентрации частиц осуществлялась с использованием специально разработанных авторских программ. С их же помощью строились нормированные гистограммы распределения средне-

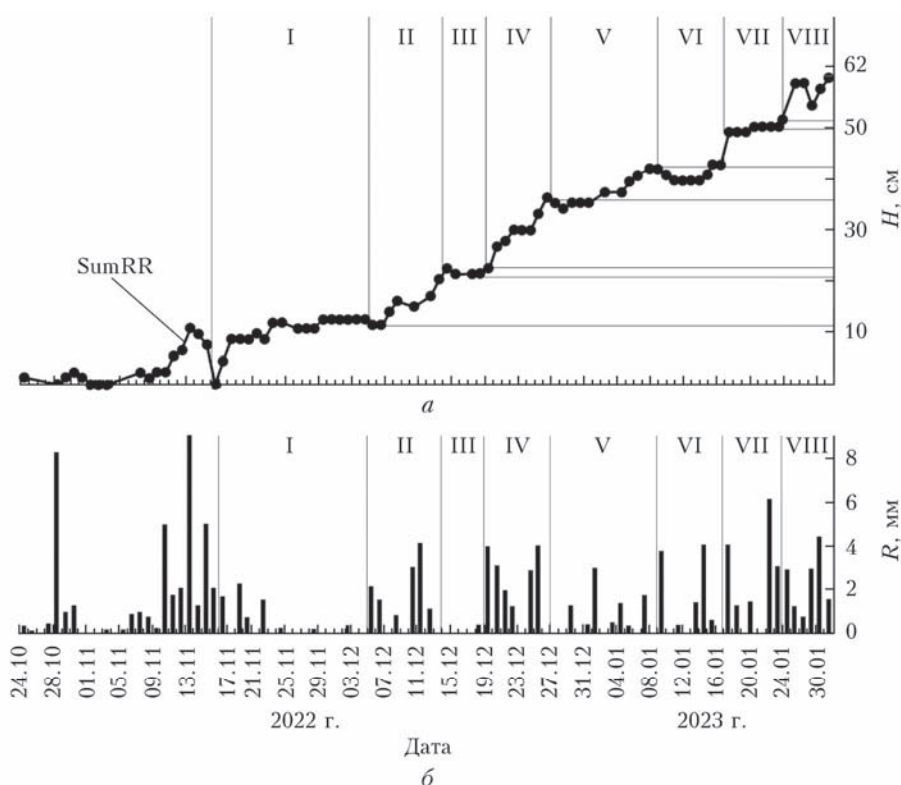


Рис. 1. Нарастание снежной толщи (*а*), хронологически сопряженное с периодами снегонакопления при выпадении стратиграфически значимых снегопадов (*б*) на территории обсерватории «Фоновая» (по данным м/с «Кожевниково»); SumRR — интегральная кривая нарастания снежной толщи в водном эквиваленте (мм), R — интенсивность снегопадов (в мм водного эквивалента) с отметками периодов снегонакопления: I — 17.11–5.12.2022 г.; II — 5–14.12.2022 г.; III — 14–19.12.2022 г.; IV — 19–27.12.2022 г.; V — 27.12.2022 г. — 9.01.2023 г.; VI — 9–17.01.2023 г.; VII — 17–24.01.2023 г.; VIII — 24–30.01.2023 г.

часовых значений N , позволяющие визуализировать особенности его внутрисуточных вариаций. Расчеты выполнены для выделенных периодов снегонакопления с 17.11.2022 г. по 30.01.2023 г. Объем выборки составил 1799 ч измерений.

Результаты и обсуждение

Перенос влагонесущих воздушных масс и особенности формирования зимнего аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая»

Для характеристики особенностей формирования зимнего аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» был выполнен анализ пространственных распределений вероятности дальнего переноса влагонесущих воздушных масс к точке наблюдения (рис. 2, цв. вкладка). Среднесуточная изменчивость соотношений концентраций дисперсных фракций приземного аэрозоля (рис. 3) определялась в сопряжении с результатами анализа обратных траекторий поступления влагонесущих воздушных масс и с учетом выпадения стратиграфически значимых снегопадов в разные этапы (периоды) снегонакопления (см. рис. 1). Для каждого этапа снегонакопления были рассчитаны распределения счетных концентраций фракций приземного аэрозоля, которые в виде диаграмм представлены на рис. 3. Высота каждого столбика характеризует среднечасовые значения N в каждом периоде для каждого часа измерений.

Изменчивость соотношений фракций приземного аэрозоля над обсерваторией «Фоновая» в разные этапы нарастания снежной толщи

Если принять, что местные терригенные источники зимой изолированы, а ближние антропогенные являются некой константой, то основные вариации фракционного состава зимнего аэрозольного поля формируются в результате дальнего переноса примесей в составе влагонесущих воздушных масс, поступающих к точке наблюдения (обсерватория «Фоновая») с разных направлений. Поэтому ретроспективную оценку изменчивости фракционного состава примесей можно получить путем хронологической привязки измерений счетной концентрации аэрозолей к конкретным периодам нарастания снежной толщи, приуроченным ко времени выпадения стратиграфически значимых снегопадов.

Для выделения временных диапазонов, с которыми связаны определенные этапы нарастания снежной толщи, использовались диаграммы интенсивности снегопадов (см. рис. 1, б) и график нарастания снежного покрова (см. рис. 1, а). Было выделено восемь временных интервалов снегонакопления. Для семи из них были рассчитаны обратные траектории переноса влагонесущих воздушных масс (рис. 2). Диаграммы строились только по тем траекториям, для которых в точке наблюдения (обсерватория

«Фоновая») осадки были ненулевыми, а поскольку в периоде III снегопадов не было, то диаграмма для него отсутствует.

Этап I (17.11–5.12.2022 г.). Нарастание снежной толщи шло за счет снегопадов, сгенерированных полярными воздушными массами, поступавшими в основном с восточно-европейского сектора Арктики и смешивавшимися с воздушными массами, пришедшими из среднеазиатских пустынь и Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 2, I). В этот период N во всех аэрозольных фракциях невысокая. Внутрисуточные вариации среднечасовых счетных концентраций частиц всех исследуемых фракций аэрозоля, за исключением частиц с $d = 4,0...7,5$ мкм, практически отсутствуют (рис. 3, I). Почти три четверти периода (с 23.11 по 5.12) осадки практически не выпадали (см. рис. 1, б). Прирост снежной толщи в это время осуществлялся за счет осадков осаждаемого поверхностного инея.

Этап II (5–14.12.2022 г.). Нарастание снежной толщи шло более динамично (см. рис. 1, б), хотя основные направления поступления воздушных масс остались те же: с восточно-европейского сектора Арктики и Арало-Каспийского аридного региона с несколько увеличенной долей вклада среднеазиатских пустынь (см. рис. 2, II). В этот период среднечасовые N возросли относительно значений предыдущего периода во всех фракциях почти в 2–3 раза. Обращает на себя внимание характер внутрисуточных колебаний среднечасовых N . Если колебания среднечасовых концентраций мелких частиц с $d = 0,3...2,0$ мкм невелики, то для частиц с $d = 4,0...7,5$ мкм они весьма заметны, особенно в утренние и дневные часы (рис. 3, II). Поскольку выявленная динамика вариаций среднечасовых N в каждом диапазоне не всегда связана с выпадением стратиграфически значимых снегопадов, можно предположить связь с действием сил радиометрической природы. Подробнее о данном механизме вертикального переноса аэрозолей в приземной атмосфере будет сказано ниже.

Этап III (14–19.12.2022 г.). Снегопады над обсерваторией «Фоновая» не фиксировались (см. рис. 1, б). Нарастание снежной толщи шло в основном за счет осадков осаждаемого поверхностного инея. В приземном воздухе наблюдался устойчивый рост содержания аэрозолей с $d = 0,3...3,0$ мкм (рис. 3, III). Появление в утренние часы хорошо выраженного пика в распределении среднечасовых N выглядит странным. Предполагается, что он обусловлен продолжающимся поступлением среднеазиатского пустынного аэрозоля, осаждение которого при отсутствии снегопадов (сухое выпадение) осуществляется в составе инея. Известно, что кристаллообразование инея наиболее активно происходит в утренние часы [4].

Механизм сухого выпадения аэрозолей в перерывах между снегопадами следующий. Из-за разности температур в зоне контакта «снег – атмосфера» возникает устойчивый градиент температуры и влагосодержания. Снежный покров, вбирая в себя атмосферную влагу, оказывает иссушающее

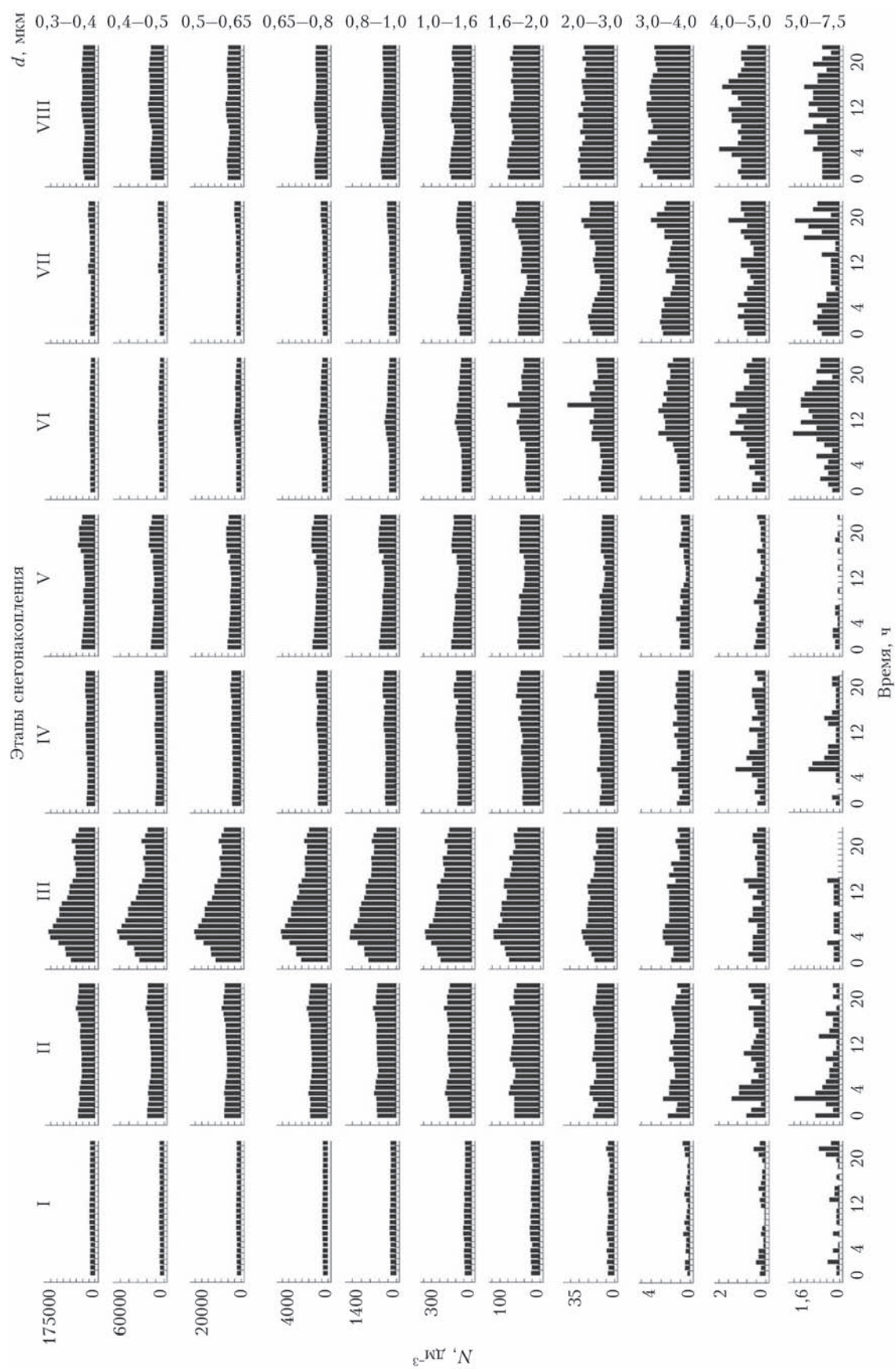


Рис. 3. Осредненные по этапу снегонакопления внутрисуточные вариации среднечасовых счетных концентраций частиц (N , дм^{-3}) для различных интервалов размеров частиц (d , $\mu\text{м}$) приземного аэрозоля

влияние на приснежный воздух [5]. Данное обстоятельство инициирует устойчивый массоперенос водяных паров к снежной поверхности. Этот сток «увлекает за собой» аэрозольные частицы из приземной атмосферы по направлению к снежной поверхности и инициирует сухое осаждение аэрозолей. Прирост снежной толщи в указанный бесснежный период также осуществляется за счет выпадения инея.

Известно, что для кристаллообразования инея требуются более низкие показатели относительной влажности воздуха, чем для выпадения снега, — менее 80% [6]. Тем не менее данный факт не объясняет отсутствие пика в первом периоде (17.11–5.12.2022 г.). В этом промежутке времени длительность бесснежного периода составила 13 дней. И все это время не наблюдалось какого-либо заметного прироста N , тогда как в периоде III (длительностью всего пять дней) N почти в три раза больше. Объяснение этого феномена будет представлено ниже.

Этап IV (19–27.12.2022 г.). Снег выпадал за счет разгрузки влагонесущих воздушных масс, поступавших из районов Атлантики и Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни (см. рис. 2, IV). Во всем размерном интервале N снижается почти в 1,5–2 раза, но внутрисуточные вариации N с $d = 0,3...3,0$ мкм, в отличие от $d = 3,0...7,5$ мкм, относительно невелики (рис. 3, IV).

Этап V (27.12.2022–9.01.2023 г.). Формирование аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» происходило за счет переноса частиц в составе влагонесущих воздушных масс, которые с наибольшей вероятностью прибывали из восточно-европейского сектора Арктики и Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 2, V).

Оценивая динамику общей счетной концентрации частиц относительно предыдущего периода, можно заметить определенный прирост содержания частиц размером $0,3...2,0$ мкм и существенное его снижение в интервале $3,0...7,5$ мкм (рис. 3, V). Предполагается, что такие колебания счетной концентрации частиц и соотношений отдельных фракций в аэрозольном поле над обсерваторией «Фоновая» связаны с разным механизмом осаждения частиц из воздуха.

Известно, что аэрозоли могут выпадать на земную поверхность в результате турбулентной и гравитационной седиментации. Однако если рассматривать скорость осаждения аэрозольной частицы как функцию ее диаметра, то для частиц малых размеров (от 0,01 до 10,0 мкм) механизм седиментации определяется преимущественно турбулентной диффузией [7]. Если же диаметр частицы $> 10,0$ мкм, то гравитационная седиментация начинает играть более значительную роль.

Однако в нашем случае удалось визуализировать (рис. 3) состояние, когда в зимнем приземном слое воздуха возникает ситуация, при которой турбулентная седиментация аэрозолей с $d = 0,3...2,0$ мкм уже неэффективна, а гравитационная — еще неэффективна. В итоге в приземном слое воздуха возникает диффузионно-гравитационное равновесие,

поддерживаемое «снеговым» фотофорезом. Именно благодаря влиянию последнего в условиях постоянного притока аэрозоля увеличиваются время жизни мелкодисперсного аэрозоля и связанный с этим рост его счетной концентрации. Это проявляется в разности динамики колебаний общей N в каждом размерном интервале.

Так, внутрисуточные флуктуации среднечасовых N частиц с $d = 0,3...2,0$ мкм слабо контрастны, и даже выпадение стратиграфически значимых снегопадов (см. рис. 1, б) не оказывает на них заметного влияния. В то же время для частиц с $d = 2,0...7,5$ мкм в распределении среднечасовых N появляются хорошо выраженные пики. В связи с этим можно предположить, что граница диффузионно-гравитационного равновесия, поддерживаемого «снеговым» фотофорезом, проходит между размерными фракциями $0,3...2,0$ и $2,0...7,5$ мкм.

Этап VI (9–17.01.2023 г.). Синоптическая обстановка характеризовалась поступлением воздушных масс из районов Атлантики и Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион (см. рис. 2, VI). В данном периоде, по сравнению с предыдущим, отмечаются очень низкие среднечасовые счетные концентрации аэрозолей размером от 0,3 до 0,8 мкм. Однако с увеличением размера фиксируется постепенный рост N , который наблюдается в дневные часы. Он заметен вначале для узкого интервала $d = 0,8...1,0$ мкм, который затем расширяется от 1,0 до 7,5 мкм (рис. 3, VI). Такой тренд изменчивости колебаний среднечасовой N с увеличением размера частиц обусловлен выпадением стратиграфически значимых снегопадов в этот период (см. рис. 1, б).

Этап VII (17–24.01.2023 г.). Интенсивные снегопады приходили с Атлантики и восточно-сибирского сектора Арктики и частично с Черноморско-Каспийского региона (см. рис. 2, VII). При этом такого заметного увеличения счетной концентрации аэрозольных частиц, как это было отмечено в периоде VI, не фиксируется (рис. 3, VII). Сравнительный анализ среднечасовых N выявил в диапазоне $d = 0,8...7,5$ мкм наличие трех пологих пиков, выраженность которых растет с увеличением размера частиц. Такие частотные колебания аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая», охватывающие утренние, дневные и вечерние часы, возможно, отражают особенности внутрисуточной динамики соотношения приходящей и рассеянной солнечной радиации в данный период. Возможно также и то, что отмеченный тренд увеличения контрастности внутрисуточных колебаний среднечасовых N при одновременном росте d связан с разной активностью проявления микрофизических свойств аэрозольных частиц, ответственных за поглощение оптического и теплового излучения, отраженного от снежной поверхности. Однако это предположение требует проверки.

Этап VIII (24–30.01.2023 г.) характеризуется активным переносом влагонесущих воздушных масс со стороны Атлантики и несколько в меньшей мере со стороны Средиземного и Черного морей, а также воздушных масс из Арало-Каспийского аридного

региона и среднеазиатских пустынь (см. рис. 2, VIII). Именно с последними в совокупности с интенсивными снегопадами связывается высокий прирост среднечасовых N , который наблюдается практически во всем интервале $d = 0,3...7,5$ мкм (рис. 3, VIII).

В целом аэрозольное поле над обсерваторией «Фоновая» в наблюдаемые периоды формировалось под преимущественным влиянием дальнего переноса влагонесущих воздушных масс со стороны среднеазиатских пустынь, Арало-Каспийского аридного региона и Атлантики и в меньшей степени — из Арктики, Средиземноморья и Черноморского региона. Резкие увеличения счетных концентраций частиц в зимнем аэрозольном поле над точкой наблюдения в периоды VI—VIII в большей мере связаны с поступлением пылевого аэрозоля из среднеазиатских пустынь и Арало-Каспийского аридного региона, нежели со стороны Атлантики и Средиземноморья. Основанием для этого служат ранее полученные данные [8], показывающие высокую повторяемость зимнего переноса воздушных масс из засушливого пояса к югу от России ($40-50^\circ$ с.ш., $50-80^\circ$ в.д. — Казахстан и север Арало-Каспийского аридного региона). В годовой динамике эти направления наблюдаются в более трети случаев.

Феномен «снегового» фотофореза

Сравнение динамики общей счетной концентрации частиц в ходе нарастания снежной толщи показало, что для периодов VI—VIII фиксируется устойчивый рост N в диапазоне $0,3...2,0$ мкм. То же самое наблюдается в периоды I—III. Если принять во внимание, что в указанные этапы рост N в диапазоне $0,3...2,0$ мкм не всегда был связан с выпадением стратиграфически значимых снегопадов, то отсутствие выраженной контрастности в характере внутрисуточных флуктуаций распределения среднечасовых N в указанном размерном интервале связано с действием сил радиометрической природы.

Известно, что все физические тела с температурой выше абсолютного нуля излучают собственное тепло. Поэтому снежный покров в любых условиях, даже при самой низкой температуре, излучает «собственное тепло» — длинноволновую (инфракрасную) радиацию. В этом смысле субвертикальные движения сажевых частиц в стратосфере против силы тяжести под влиянием солнечной радиации («солнечный» фотофорез [9, 10]), равно как и увеличение N в поле уходящего от поверхности снега инфракрасного излучения, обусловлены действием фотофоретических сил. Поэтому, чтобы отличать одно явление от другого, мы предлагаем силы, обеспечивающие диффузионно-гравитационное равновесие аэрозольных частиц в поле уходящего от поверхности снега инфракрасного излучения, называть «снеговым» фотофорезом.

Известно, что частицы, освещаемые лучом света или инфракрасным излучением с достаточной плотностью потока, могут двигаться в различных направлениях. Первым, кто отметил это явление, был М. Торе (1877 г.). Однако полное описание

указанного явления, подтвержденное экспериментами, было дано Ф. Эренхафтом (1918 г.) (цит. по: [11]). В своих экспериментах Эренхафт наблюдал, что под воздействием света от мощной лампы некоторые частицы двигались от источника света, а другие к нему. Этот эффект он назвал фотофорезом. Движение частиц от источника света определено как положительный фотофорез, а движение к источнику — как отрицательный. Далее было показано, что фотофорез аэрозолей относится к классу газокинетических явлений, обусловленных радиометрическим эффектом [12, 13]. Установлено также, что из-за неоднородностей в структуре и оптических свойств материала, слагающего частицу, падающее оптическое излучение неравномерно распределяется по ее объему [14, 15].

Долгое время из-за отсутствия практических приложений этого эффекта исследования движения частиц в поле оптического излучения представляли лишь научный интерес. Новый импульс исследованиям фотофореза придало появление экспериментальной техники, основанной на применении лазеров [16–19]. Тогда появились оригинальные результаты исследований вертикального переноса стратосферных аэрозолей в поле излучения, суть которых заключалась в следующем: неоднородное по объему поглощение излучения приводит к неоднородности температуры поверхности и, как следствие, к радиометрическому фотофорезу частиц [20, 21]. Интересным направлением в исследованиях влияния солнечного излучения на динамику атмосферных аэрозолей является изучение скорости осаждения аэрозолей в атмосфере и вакууме [9, 22–24], начало которого было положено М.Г. Марковым [25].

В настоящее время в качестве классического объяснения фотофореза принимается, что в результате поглощения аэрозольной частицей видимого солнечного и теплового излучений поверхность частицы разогревается неравномерно. Молекулы газа после соударения с частицей покидают ее поверхность с большей скоростью там, где она разогрета сильнее, что приводит к нарушению баланса импульса, передаваемого частице молекулами газа.

Микрофизические свойства аэрозолей и «снеговой» фотофорез

Фотофоретическая сила, действующая на сферические частицы, была количественно оценена рядом авторов [26, 27]. Наряду с этим существуют модельные решения для других форм: сфероидов [28], цилиндров [29], выпуклых частиц с вращательной симметрией [30], фрактальных структур [31].

Все эти модельные исследования фотофореза касаются движения частиц при прямом воздействии на частицу потока излучения, тогда как вертикальное движение частиц при «снеговом» фотофорезе проявляется в поле уходящего (отраженного) от снежной поверхности инфракрасного излучения. Если учесть, что снежный покров хорошо отражает не только оптическое (видимое) излучение, но и ультрафиолетовое и инфракрасное, то совокупная плотность потока, возникающая при отражении

от снежной поверхности этих трех видов излучения, будет способствовать более длительному сохранению диффузионно-гравитационного равновесия аэрозольных частиц определенного размера и, следовательно, более активному проявлению «снегового» фотофореза.

При оценке движения частиц в поле уходящего от снежной поверхности радиационного потока следует учесть еще одно важное обстоятельство. Ранее, в ходе модельных исследований [23], было установлено, что по отношению к поглощению оптического и теплового излучения можно выделить три типа частиц: слабо-, умеренно- и сильнопоглощающие. Следовательно, если принять, что реальные аэрозольные частицы, как правило, являются агрегатами, состоящими из более мелких частиц или представленными многослойными частицами, то разное соотношение этих трех типов частиц обеспечит таким поликомпонентным образованиям варьирование значений оптико-теплофизических параметров и, как результат, — разное проявление действия фотофоретических сил, что в конечном итоге повлияет на соотношение размерных фракций аэрозолей в поле действия сил радиометрической природы.

Микрофизические свойства аэрозолей могут определенным образом сказываться на соотношении аэрозольных фракций. Так, сравнительный анализ распределения счетной концентрации аэрозолей как внутри временных периодов, так и между ними показал (см. рис. 3), что по степени контрастности межчасового хода выделяются две группы. Первую образуют частицы с $d = 0,3...2,0$ мкм, для них характерны слабовыраженные колебания среднечасовых N , тогда как для второй ($d = 2,0...7,5$ мкм) они достаточно контрастны. Учитывая неодинаковый прирост снежной толщи в разные этапы снегонакопления (см. рис. 1, а), причина данного обстоятельства не может быть однозначно связана с выпадением стратиграфически значимых снегопадов. Поэтому если в качестве относительного критерия устойчивости проявления «снегового» фотофореза рассматривать степень контрастности колебаний среднечасовых N , то диффузионно-гравитационное равновесие в размерном диапазоне 0,3...2,0 мкм будет обеспечиваться совокупной плотностью потока излучения, формирующегося при отражении трех видов излучения (оптического, ультрафиолетового и инфракрасного) от снежной поверхности. С увеличением размера частиц гравитационный компонент в указанном равновесии будет нарастать. В результате флуктуации среднечасовой счетной концентрации частиц с $d = 2,0...7,5$ мкм становятся контрастными и появляются хорошо выраженные пики (см. рис. 3).

Возможно также и то, что наблюдаемое усиление контрастности вариаций среднечасовых концентраций частиц с $d = 2,0...7,5$ мкм есть результат проявления микрофизических свойств транзитных аэрозолей, поступающих к точке наблюдения в составе влагонесущих воздушных масс с разных направлений. Следует принять во внимание, что если

аэрозольный агрегат состоит преимущественно из частиц, поглощающих свет, то могут наблюдаться некоторые экстраординарные эффекты поведения частицы из-за повышения ее температуры. Такой фототепловой эффект придает дополнительный импульс проявлению действия фотофоретических сил, которые будут обнаруживаться тем активнее, чем выше доля таких светотеплопоглощающих компонентов в транзитном аэрозоле.

В атмосфере такое «нужное» соотношение светотеплопоглощающих компонентов в транзитном аэрозоле достигается агрегированием частиц, которое, в свою очередь, обусловлено коагуляцией. Под коагуляцией понимают объединения частиц дисперсной фазы в агрегаты, возникающие в результате сцепления частиц при их соударениях. Активность последних зависит от солнечной радиации. Известно, что воздух прозрачен для солнечной радиации, поэтому его температура зависит от нагрева частиц: чем больше частиц в атмосфере, тем выше ее температура и тем активнее идет их турбулентное перемешивание и число соударений частиц возрастает. При их контакте возникает связь — *аутогезия*. Она относится к числу поверхностных явлений, т.е. к таким, которые возникают на границе соприкасающихся фаз [32]. При этом возможно появление транзитных аэрозолей с разным соотношением в них светотеплопоглощающих компонентов и, следовательно, различающихся по своим микрофизическим и оптическим характеристикам.

Влияние орографического фактора на композиционный состав транзитных аэрозолей

Известно, что воздух инертен, поэтому свойства воздушных масс и композиционный состав аэрозолей, приобретенные в точке их зарождения, не могут изменяться мгновенно. Однако отмечается [33, 34], что в зависимости от степени расчлененности рельефа торможение воздушных потоков и связанное с этим рассеивание атмосферных примесей при их горизонтальном переносе будет выражено тем сильнее, чем больше амплитуда относительных высот в рельефе подстилающей поверхности. Поскольку горизонтальное перемещение транзитных воздушных масс в циклонах от места их зарождения до точки наблюдения осуществляется по относительно постоянным маршрутам с определенным сочетанием/соотношением элементов топографии подстилающей поверхности (низкогорья, межгорные плато, равнинные участки, горные области), то очевидно, что в процессе длительного горизонтального переноса транзитных воздушных масс исходный состав аэрозоля и соотношение размерных фракций в них будет испытывать неоднократные пертурбации — когда одни частицы осаждаются из транзитного потока, а другие поступают в него. В итоге в таких транзитных воздушных массах возможно появление дисперсной фазы с различным соотношением светотеплопоглощающих компонентов.

Левитация аэрозолей при «снеговом» фотофорезе

Механизм седиментации тонкодисперсных аэрозолей на снежную поверхность в составе замерзших гидрометеоров будет сопровождаться фракционированием, обусловленным как действием гравитации, так и турбулентной диффузией. Из-за структурных неоднородностей дисперсных частиц, характеризующихся различным соотношением светопоглощающих компонентов, под действием отраженного от снежного покрова оптического, ультрафиолетового и инфракрасного излучения поверхность частицы будет неравномерно разогреваться. При равной плотности потока излучения баланс импульса, передаваемого такой частице молекулами газа [25], будет нарушаться быстрее для мелких частиц, нежели для крупных. Другими словами, в поле уходящего от снежной поверхности радиационного излучения диффузионно-гравитационное равновесие быстрее возникает для мелких частиц в определенном размерном интервале, в нашем случае 0,3...2,0 мкм. Они зависают над снежным покровом — левитируют над ним. Это парадоксально увеличивает время жизни определенных фракций зимнего аэрозоля.

Очевидно, что «снеговой» фотофорез является неучтенным сезонным фактором, существенно сказывающимся на фракционировании приземного аэрозоля. Это дает основание рассматривать «снеговой» фотофорез и связанный с ним механизм фракционирования аэрозолей как новый феномен, влияющий на аэрозольный климат (т.е. среднесезонную аэрозольную погоду [35]) в приземной атмосфере.

Заключение

Результаты исследования почасовой динамики распределения счетной концентрации приземного аэрозоля по 15 каналам дисперсности в диапазоне от 0,3 до 20,0 мкм показали, что флуктуации среднечасовой счетной концентрации частиц с $d = 0,3...2,0$ мкм в разные этапы нарастания снежной толщи не всегда связаны с выпадением стратиграфически значимых снегопадов. Установлено, что данное обстоятельство обусловлено действием сил радиометрической природы и проявляется в условиях, когда в зимнем приземном слое воздуха турбулентная седиментация для мелких аэрозолей уже неэффективна, а гравитационная — еще неэффективна. В итоге в приземном слое воздуха возникает диффузионно-гравитационное равновесие, при котором парадоксально увеличивается время жизни зимних аэрозолей в размерном диапазоне 0,3...2,0 мкм и, следовательно, их счетная концентрация в приземной атмосфере.

Показано, что диффузионно-гравитационное равновесие контролируется «снеговым» фотофорезом, при котором вертикальные движения частиц осуществляются в поле уходящего отраженного от снежного покрова инфракрасного излучения. Поскольку снежная поверхность хорошо отражает

не только инфракрасное, но и оптическое (видимое) излучение и ультрафиолетовое, то совокупная плотность отраженного потока от снежной поверхности этих трех видов излучения будет способствовать более активному проявлению «снегового» фотофореза при фракционировании транзитных аэрозолей, поступающих к обсерватория «Фоновая» в составе влагонесущих воздушных масс с разных направлений. Принимается, что состав и соотношение светопоглощающих компонентов в транзитных аэрозолях с приближением к точке наблюдения будет отличаться от первоначального. Степень указанных различий определяется не столько расстоянием от места зарождения циклона, сколько характером расчлененности рельефа вдоль траектории движения влагонесущих воздушных масс.

Надо заметить, что анализ всей доступной литературы не выявил аналогов нашей работы. Возможно, это обусловлено тем, что основным приоритетом в исследованиях взаимодействия снежного покрова и атмосферы традиционно являются нарушения/изменения радиационного баланса, связанные с атмосферным загрязнением снежного покрова. В результате в настоящее время «специфика существующих климатических моделей, где осадки рассматриваются как „потери“ из климатической системы, усложняет комплексную оценку обратного влияния снежного покрова на климат» (цит. по: [36. С. 104]).

Финансирование. Исследование проведено в рамках госзадания Института оптики атмосферы СО РАН. Траекторный анализ выполнялся в рамках госзадания Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН.

Список литературы

1. Тентюков М.П., Тимушев Д.А., Симоненков Д.В., Белан Б.Д., Шукуров К.А., Козлов А.В. Динамика фракционного распределения аэрозолей в приземном воздухе бореальной зоны Западной Сибири (по наблюдениям в обсерватории «Фоновая» ИОА СО РАН). Часть 1. Сравнение периодов летней вегетации и зимнего покоя древесных растений // Оптика атмосф. и океана. 2024. Т. 37, № 12. С. 1069–1077. DOI: 10.15372/AOO20241211.
2. Tentyukov M.P., Shukurov K.A., Belan B.D., Simonenkov D.V., Ignatjev G.V., Mikhailov V.I. Geochemical markers of stagnant zones in an urban heat island // Geochem. Int. 2023. V. 61, N 1. P. 82–94. DOI: 10.1134/s0016702923010081.
3. Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // Aust. Meteor. Mag. 1998. V. 47. P. 295–308.
4. Stössel F., Guala M., Fierz C., Manes C., Lehning M. Micrometeorological and morphological observations of surface hoar dynamics on a mountain snow cover // Water Resour. Res. 2010. V. 46, N 4. P. W04511. DOI: 10.1029/2009WR008198.
5. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
6. Голубев В.Н. Роль аэрозольных частиц в зарождении атмосферного льда // Метеорол. и гидрол. 2015. № 12. С. 19–28.

7. Хорват Л. Кислотный дождь / пер. с венгер. и под ред. Ю.Н. Михайловского. М.: Стройиздат, 1990. 80 с.
8. Симонова Г.В., Калашикова Д.А., Маркелова А.Н., Бондаренко А.С., Давыдкина А.Е. Вариации изотопного состава кислорода и водорода в атмосферных осадках в г. Томске (2016–2020 гг.) // Оптика атмосф. и океана. 2023. Т. 36, № 7. С. 595–601. DOI: 10.15372/AOO20230709.
9. Береснев С.А., Ковалев Ф.Д., Кочнева Л.Б., Рунков В.А., Суетин П.Е., Черемисин А.А. О возможности фотофоретической левитации частиц в стратосфере // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16, № 1. С. 52–57.
10. Ковалев Ф.Д. Экспериментальное исследование фотофореза в газах: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Екатеринбург, 2003. 24 с.
11. Horvath H. Photophoresis – a forgotten force? // KONA Powder Part. J. 2014. N 31. P. 181–199. DOI: 10.14356/kona.2014009.
12. Rosen M.H., Orr C.J. The photophoretic force // J. Colloid Interface Sci. 1964. V. 19, N 1. P. 50–60.
13. Brock J.R. On radiometer forces // J. Colloid Interface Sci. 1967. V. 25, N 4. P. 564–567.
14. Пришивалко А.П. Оптические и тепловые поля внутри светорассеивающих частиц. Минск: Наука и техника, 1983. 190 с.
15. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 664 с.
16. Кабанов М.В. Лазерное зондирование промышленных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. 185 с.
17. Berne B.J., Pecora R. Dynamic Light Scattering. New York: John Wiley and Sons, 1976. 376 p. DOI: 10.1002/bbpc.19770810123.
18. Berthet G., Renard J.B., Brogniez C., Robert C., Chartier M., Pirre M. Optical and physical properties of stratospheric aerosols from balloon measurements in the visible and near-infrared domains. I. Analysis of aerosol extinction spectra from the AMON and SALOMON balloonborne spectrometers // Appl. Opt. 2002. V. 41. P. 7522–7539. DOI: 10.1364/AO.41.007522.
19. Евстратов А.А. Физические методы управления движением и разделением микрочастиц в жидких средах. I. Диэлектрофорез, фотофорез, оптофорез, оптический пинцет // Научное приборостроение. 2005. Т. 15, № 1. С. 3–20.
20. Chernyak V., Beresnev S. Photophoresis of aerosol particles // J. Aerosol. Sci. 1993. V. 24, N 7. P. 857–866. DOI: 10.1016/0021-8502(93)90066-1.
21. Haywood J., Boucher O. Estimates of direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review // Rev. Geophys. 2000. V. 38, N 4. P. 513–543. DOI: 10.1029/1999RG000078.
22. Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е., Захаров В.И., Грибанов К.Г. Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16, № 5–6. С. 470–477.
23. Кочнева Л.Б. Микрофизические оптические характеристики и фотофорез атмосферных аэрозолей: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Екатеринбург, 2007. 24 с.
24. Кушнарченко А.В. Разработка модели и алгоритмов расчета фотофоретического взаимодействия аэрозольных частиц и кластеров в разреженной газовой среде на основе метода Монте-Карло: дис. ... канд. физ.-мат. наук: 05.13.18. Красноярск, 2019. 103 с.
25. Марков М.Г. Теоретическое исследование влияния термодиффузиофореза и фотофореза на эволюцию атмосферного аэрозоля: дис. ... канд. физ.-мат. наук. Обнинск, 1985. 179 с.
26. Rohatschek H. Semi-empirical model of photophoretic forces for the entire range of pressures // J. Aerosol Sci. 1995. V. 26. P. 717–734.
27. Cheremisin A.A., Vassilyev Y.V., Horvath H. Gravito-photophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // J. Aerosol Sci. 2005. V. 36. P. 1277–1299. DOI: 10.1016/j.jaerosci.2005.02.003.
28. Ou C.L., Keh H.J. Low-knудsen-number photophoresis of aerosol spheroids // J. Colloid Interface Sci. 2005. V. 282, N 1. P. 69–79. DOI: 10.1016/j.jcis.2004.08.117.
29. Keh H.J., Tu H.J. Thermophoresis and photophoresis of cylindrical particles // Colloids Surf. A: Physicochem. Engin. Aspects. 2001. V. 176. P. 213–223. DOI: 10.1016/j.jcis.2004.08.117.
30. Zulehner W., Rohatschek H. Photophoresis of non-spherical bodies in the free molecule regime // J. Colloid Interface Sci. 1990. V. 138, N 2. P. 555–564.
31. Cheremisin A.A. Photophoresis of aerosol particles with nonuniform gas-surface accommodation in the free molecular regime // J. Aerosol Sci. 2019. V. 136. P. 15–35. DOI: 10.1016/j.jaerosci.2019.05.005.
32. Зимон А.Д. Что такое адгезия. М.: Наука, 1983. 176 с.
33. Кожевников В.Н. Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 160 с.
34. Kim Y.-J., Arakawa A. Improvement of orographic gravity wave parametrization using a mesoscale gravity wave model // J. Atm. Sci. 1995. V. 52. P. 1875–1902.
35. Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Белан Б.Д. Геофизические факторы формирования аэрозольной погоды Западной Сибири // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12, № 10. С. 922–933.
36. Сократов С.А., Трошкина Е.С. Развитие структурно-стратиграфических исследований снежного покрова // Материалы гляциологических исследований. 2009. Вып. 107. С. 103–109.

M.P. Tentyukov, D.A. Timushev, D.V. Simonenkov, B.D. Belan, K.A. Shukurov, A.V. Kozlov. Dynamics of fractional of aerosol in the surface air of the boreal zone of Western Siberia (based on observational at the Fonovaya observatory). Part 2. “Snow” photophoresis.

The features of the intra-day dynamics of fractionation of aerosol particles in surface air during the formation of a winter aerosol field above the Fonovaya observatory of Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, (Tomsk Region) are studied. The distributions of hourly average count concentrations of aerosol particles are analyzed along with the spatial distributions of the probability of transport of moisture-bearing air masses taking into account the time intervals of snow accumulation at the observatory in the first half of winter 2022/23 (from November 17, 2022, to January 30, 2023). It was found that intra-day variations in hourly average count concentrations of aerosol particles in the size range $d = 0.3\text{--}2.0\text{ }\mu\text{m}$ in some cases are determined by the action of radiometric forces – “snow” photophoresis, caused by and associated with the manifestation of the microphysical properties of aerosol in the field of infrared radiation outgoing from the snow cover. It is reasonably assumed that “snow” photophoresis certainly affects the radiation balance of the winter atmosphere and should be taken into account when modeling vertical transport of aerosols in the lower troposphere.

