

УДК 551.594

ЭЛЕКТРИЧЕСТВО НЕВОЗМУЩЕННОГО АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ СРЕДНИХ ШИРОТ

© 2023 г. С. В. Анисимов^а, К. В. Афиногенов^а, С. В. Галиченко^а, *, А. А. Прохорчук^а,
Е. В. Климанова^а, А. С. Козьмина^а, А. В. Гурьев^а

^аГеофизическая обсерватория “Борок” – филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ГО “Борок” ИФЗ РАН),
п. Борок, Ярославская область, д. 142, 152742 Россия

*e-mail: svga@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 01.03.2023 г.

После доработки 20.06.2023 г.

Принята к публикации 26.06.2023 г.

Атмосферный пограничный слой представляет собой нижнюю часть атмосферы, турбулентная динамика и электродинамика которой определяются сложной организацией процессов в диссипативной среде с поступлением энергии от многих источников. Невозмущенные грозовой активностью и осадками области атмосферы характеризуются электрическими процессами с низкой энергией, для исследования которых требуется наличие развитой приборной базы и владение методами синхронных разнесенных высокоточных измерений нескольких физических величин. В работе приводятся результаты недавних исследований электричества невозмущенного атмосферного пограничного слоя средних широт, проводимых с помощью измерительного комплекса Геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН и численного моделирования. Выполнены количественные оценки средних значений и вариабельности концентраций легких атмосферных ионов, соответствующих полярных компонент электрической проводимости воздуха и напряженности атмосферного электрического поля. Определены два типа электрических структур, формируемых при протекании тока в турбулентной среде с неоднородной электрической проводимостью.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, геофизические наблюдения, атмосферное электричество, атмосферные легкие ионы, радон, статистическое самоподобие, электрические структуры

DOI: 10.31857/S0002351523050024, EDN: CWHTFZ

ВВЕДЕНИЕ

Исследование динамики электромагнитных процессов в земной коре, атмосфере и ближнем космосе составляет геофизическую проблему формирования и функционирования глобальной электрической цепи (ГЭЦ). Атмосферный пограничный слой (АПС) – нижняя часть тропосферы, непосредственно соприкасающаяся с земной поверхностью, вследствие чего АПС, рассматриваемый как подсистема ГЭЦ, существенным образом подвержен влиянию множества факторов, обусловленных взаимодействием земли и атмосферы. Для АПС характерны выраженные сезонная и суточная изменчивость, высокая интенсивность турбулентности и низкая удельная электрическая проводимость. Электродинамика невозмущенно-грозовой активностью и осадками АПС, наряду с

действием глобальных генераторов, определяется переносом излучения, метеорологическими процессами и турбулентностью, физико-химическими свойствами и динамикой аэрозольных частиц, радиоактивными газами, эманлирующими из грунтовых пород, и их дочерними продуктами, ионизирующими атмосферу вместе с космическими лучами, распределением объемного заряда и электрической проводимости, а также типом и рельефом земной поверхности [Willett, 1979; Anderson et al., 1988; Hoppel et al., 1986; Анисимов и др., 2013, 2014, 2017, 2018; Anisimov et al., 2017, 2018, 2020, 2021a; Nicoll et al., 2018; Tacza et al., 2022]. Наземные электрические наблюдения остаются наиболее доступным и широко распространенным средством исследования ГЭЦ, однако для интерпретации результатов таких наблюдений и надежных прогнозов необходимо уметь оценивать локальное влияние на них электродинамических процессов в АПС. Интенсивное развитие численных моделей АПС повысило интерес к исследованию электричества нижней атмосферы и его связей с

Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти академика А.М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

турбулентной динамикой АПС, радиоактивностью, физикой атмосферных ионов и аэрозольных систем. При этом изучение квазистационарных электрических процессов в невозмущенном АПС может служить отправным пунктом для понимания зарождения и нелинейных механизмов развития многих явлений, природа которых не обязательно связана с атмосферным электричеством.

Цель данной работы состоит в исследовании электрических переменных невозмущенного АПС над сушей средних широт и получении количественных статистических оценок их изменчивости на основе результатов полевых наземных и высотных наблюдений, а также численного моделирования.

ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС И СЕТЬ СБОРА ДАННЫХ

Наблюдения электрических и метеорологических величин, параметров турбулентности и облачности, плотности потока коротковолновой солнечной радиации, концентрации аэрозольных частиц, объемной активности радона и спектров гамма-излучения проводились с помощью измерительного комплекса Геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН (58°04 с.ш., 38°14′ в.д.). Измерительный полигон обсерватории расположен вдали от возможных источников антропогенных возмущений естественного состояния природной среды и представляет собой ровное поле площадью около 40000 м², окруженное редким лесом и болотистой местностью.

Наблюдения плотности атмосферного электрического тока проводятся с помощью горизонтальной кольцевой пассивной антенны [Анисимов и др., 2022b]. Антенна выполнена в форме кольца диаметром 302 метра из стальной оцинкованной проволоки диаметром 3 мм. Кольцо антенны расположено в горизонтальной плоскости на высоте 4 м над поверхностью земли. Для измерения вертикальной компоненты напряженности атмосферного электрического поля применяются электростатические флюксометры типа “field mill”, рассчитанные на измерение напряженности поля в диапазоне ± 10 кВ/м с чувствительностью 0.1 В/м на частоте 1 Гц.

Датчики концентрации ионов синхронно измеряют концентрации легких положительных и отрицательных атмосферных ионов с подвижностями от 0.3 см² В⁻¹ с⁻¹. Уровень собственных шумов прибора 1 см⁻³ Гц^{-1/2}. Датчики построены на основе конденсатора Гердиена, содержат в себе прецизионные аналоговые схемотехнические решения и современные цифровые средства сбора данных и контроля, позволяют производить измерения со скоростью от 1 до 16 измерений в секунду. Напряжение на отклоняющих электродах

аспирационного конденсатора и объемный расход воздуха через него управляются программой микроконтроллера, встроенного в датчик. Цифровой интерфейс датчиков позволяет размещать на одной физической шине до 16 приборов. Конструктив датчика позволяет в процессе измерений программно задавать параметры аспирационного конденсатора (чувствительного элемента датчика), такие как отклоняющее напряжение и объемный расход воздуха, что позволяет регулировать диапазон подвижностей ионов, которые будут полностью регистрироваться электроникой датчика. Непрерывность зависимости доли регистрируемых ионов от их подвижности и параметров аспирационного конденсатора позволяет, измеряя концентрацию ионов в разных режимах, построить спектр распределения легких ионов по подвижностям, усредненный за некоторый отрезок времени [Анисимов и др., 2022a].

Датчик концентрации аэрозольных частиц марки TSI AeroTrak 9306v2 представляет собой автоматизированный автономный прибор с собственной системой сбора и хранения данных, рассчитанный как на разовые, так и на длительные наблюдения в различных средах. Датчик позволяет измерять концентрацию аэрозольных частиц в диапазоне диаметров от 0.3 до 25 мкм, и обладает возможностью измерения по шести каналам с настраиваемыми границами диапазонов. Для данных наблюдений каналы датчика настроены следующим образом: 1-й канал — от 0.3 до 0.5 мкм; 2-й канал — от 0.5 до 1 мкм; 3-й канал — от 1 до 3 мкм; 4-й канал — от 3 до 5 мкм; 5-й канал от 5 до 10 мкм; 6-й канал от 10 до 25 мкм. Датчик производит одно измерение в минуту.

Для измерения объемной активности радона (²²²Rn) применялись следующие приборы: AlfaGUARD PQ2000 и Radon Scout PMT. Измеряющим элементом AlphaGUARD PQ2000 является ионизационная камера с высоковольтным источником питания. Исследуемый воздух поступает в камеру или в свободном диффузионном режиме, или с помощью принудительной прокачки воздуха. AlphaGUARD PQ2000 регистрирует 50 отсчетов в минуту при объемной активности радона равной 1 кБк/м³. Данные фиксировались с разрешением 1 измерение в 10 мин. Прибор Radon Scout PMT построен на базе ячейки Лукаса с принудительной прокачкой исследуемого воздуха. Фиксация распадов радона происходит с помощью фотоэлектронного умножителя и цифровой системы управления и накопления данных. Radon Scout PMT регистрирует 30 отсчетов в минуту при объемной активности радона равной 1 кБк/м³. Данные регистрируются с разрешением 1 измерение в 10 мин.

Спектрометр гамма-излучения МКСП-01 “РАДЭК” (ООО “Научно-технический центр

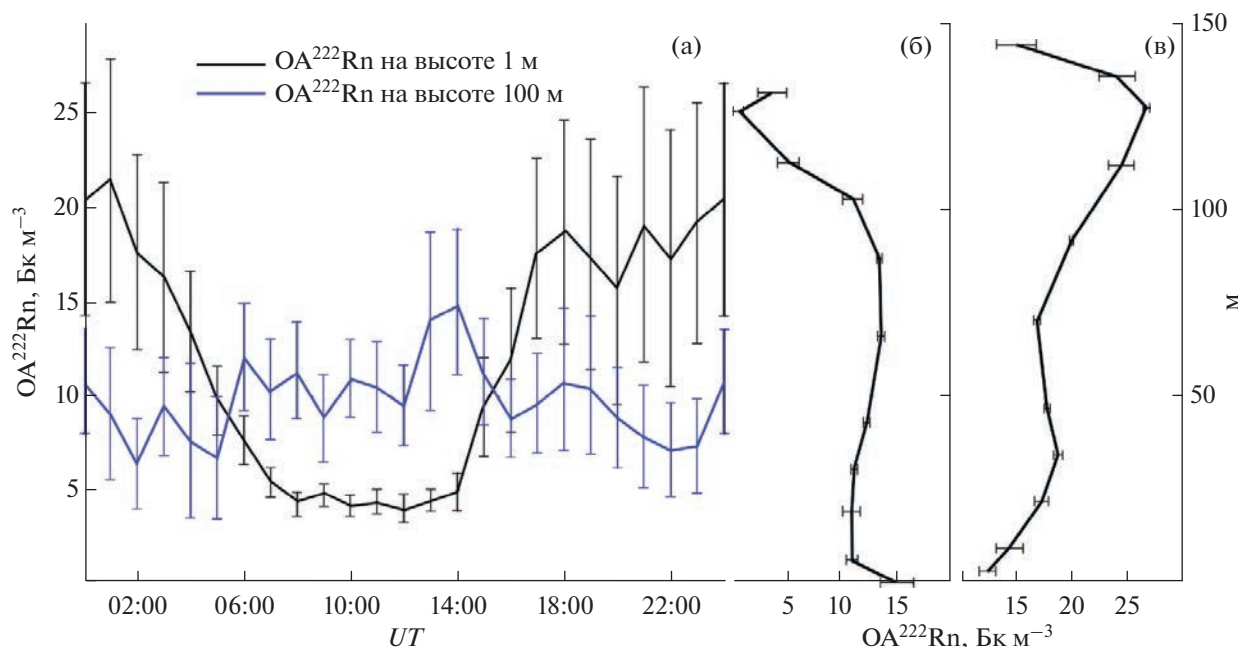


Рис. 1. Суточный ход объемной активности радона на высотах 1 м и 100 м над поверхностью земли по данным за 12 дней сентября 2017 г. (а), высотный профиль объемной активности радона: по данным за 22 августа 08.2017 г. в период времени 05:20–06:15 UT (б), по данным за 12 сентября 2017 г. в период времени 18:40–19:35 UT (в).

“РАДЭК”, Россия) применяется для измерения энергетического распределения и идентификации гамма-излучающих радионуклидов в образцах и в условиях естественного залегания в геометриях 2π и 4π . В спектрометре установлен детектор БДЕГ-150, представляющий собой детектор сцинтилляционного типа, чувствительным элементом которого является кристалл NaI(Tl) с площадью 825 см^2 . Регистрация квантов гамма-излучения осуществляется в диапазоне энергий от 100 до 3000 кэВ. Интегральная нелинейность преобразования не более 1%. Эффективность регистрации гамма-излучения в пике полного поглощения радионуклида ^{137}Cs с энергией 661.7 кэВ от образцового спектрометрического гамма-источника, установленного вплотную к торцевой поверхности кожуха не менее 15.6%.

Для измерения высоты нижней границы облаков и вертикальной видимости в диапазоне от 0 до 7.5 км применяется лазерный облакомер SKYDEX, основу которого составляет импульсный лазерный лидар с длиной волны лазерного излучения 1535 нм и частотой следования импульсов 2.5 кГц. Облакомер SKYDEX распознает до трех слоев облачности с разрешением по высоте 5 м. Ультразвуковая метеостанция “МЕТЕО-2Н” регистрирует метеорологические параметры: скорость и направление ветра, температуру и относительную влажность воздуха. Данный прибор обладает высоким быстродействием, выполняя измерения с частотой 10 Гц и передавая результаты в цифровом виде в систему сбора информации.

Аэростатные наблюдения атмосферного электричества выполняются с помощью гелиевого аэродинамического привязного аэростата Au-6 (ООО “Авгур — аэростатные системы”, Россия). Оболочка аэростата наполняется гелием марки “Б” и имеет номинальный объем 75 м^3 . Длина аэростата в рабочем состоянии равна 10 м, а максимальный диаметр 4 м. Установка рабочей высоты аэростата производится с помощью электрической лебедки. Максимальная высота (при штилевом горизонтальном ветре и отсутствии осадков) подъема оборудования оболочкой аэростата составляет 500 м. Управление лебедкой осуществляется непосредственно оператором. Максимальная грузоподъемность аэростата равна 30 кг. Аппаратное обеспечение для наблюдения атмосферного электричества установлено на аэростатной платформе. Аэростатная платформа изготовлена из алюминиевых труб и профилей и представляет собой куб со стороной 0.5 м. Через фторопластовые изоляторы аэростатная платформа крепится к оболочке аэростата и к тросу лебедки. Крепление организовано так, что платформа расположена на расстоянии 15 м от оболочки аэростата. На платформе установлены два электростатических флюксметра типа “field mill” с вибро-ротационным приводом измерительных пластин, датчик концентрации ионов, датчик объемной активности радона Radon Scout PMT, датчик концентрации аэрозольных частиц TSI AeroTrak 9306v2, метеорологический модуль, GPS/ГЛОНАСС приемник, автономная система сбора информации с возможностью связи

по Wi-Fi и аккумуляторный блок питания. Все оборудование на платформе работает автономно в автоматическом режиме. Вмешательство оператора необходимо только для запуска оборудования, замены источника питания, съема накопленных данных с внутреннего носителя системы сбора, и при возникновении нештатных ситуаций. Электростатические флюксометры установлены на специальной штанге за пределами куба платформы. Каждый флюксометр отдален от центра куба платформы на 1.5 м. Расстояние между флюксометрами составляет 3 м. Флюксометры работают в дифференциальном режиме для компенсации возмущений, внесенных в естественное электрическое поле самой платформой, оболочкой аэростата и такелажем. Один флюксометр направлен в зенит, второй – в нади́р. При последующей обработке данных неискаженная величина вертикальной компоненты напряженности атмосферного электрического поля на высоте расположения аэростатной платформы получается из разности сигналов, зарегистрированных парой флюксометров. Данные о вертикальной компоненте напряженности атмосферного электрического поля регистрируются со скоростью 1 выборка в секунду. Датчик Radon Scout PMT в автоматическом режиме регистрирует объемную активность радона в воздухе вокруг платформы с сохранением данных со скоростью 1 выборка в минуту. Данные о концентрации аэрозольных частиц и легких атмосферных ионов регистрируются со скоростью 1 выборка в секунду. Метеорологический модуль регистрирует температуру и относительную влажность воздуха, барометрический альтиметр регистрирует высоту подъема платформы с точностью до 10 см. Метеорологический модуль содержит акселерометр-гироскоп и цифровой микроэлектромеханический компас, которые дополняют набор телеметрических данных платформы. Автоматизированная автономная система сбора данных выполнена на основе одноплатного микроЭВМ RaspberryPI и работает под управлением Debian GNU/Linux. Системное время микроЭВМ синхронизируется по GPS/ГЛОНАСС сигналу, и весь сбор данных осуществляется в соответствии с этим временем. Также происходит регистрация координат и высоты над уровнем моря, получаемых с GPS/ГЛОНАСС приемника. Все оборудование платформы питается от литий-ионного аккумулятора с запасом автономной работы не менее 12 ч. Суммарный вес платформы вместе с такелажем составляет 25 кг.

ИОНИЗАЦИЯ

Образование ионов из газовых молекул в земной атмосфере в результате их взаимодействия с высокоэнергичными частицами и квантами электромагнитного поля является тем пусковым механизмом, который обеспечивает наличие у атмо-

сферы электрической проводимости и порождает многообразие процессов электромагнитной природы, происходящих в ней. В нижней тропосфере молекулы атмосферных газов ионизируются главным образом из основного состояния в процессе взаимодействия электронных оболочек с α -частицами, электронами и γ -квантами, возникающими в результате распадов и стабилизации энергетического состояния ядер радиоактивных элементов, вторичными δ -электронами, а также ядерно-электромагнитным каскадом, инициированным первичными космическими лучами [Смирнов, 1992; Usoskin et al., 2004]. Распространенные в земной коре изотоп калия ^{40}K и элементы радиоактивных семейств урана ^{238}U , ^{235}U и тория ^{232}Th , в которых образуются изотопы радиоактивного инертного газа радона ^{222}Rn , ^{219}Rn и ^{220}Rn соответственно, продуцируют ионизирующее излучение с земной поверхности, интенсивность которого экспоненциально убывает с высотой с характерным масштабом, составляющим несколько метров [Зукау и др., 2010].

Существенный вклад в ионизацию нижней тропосферы над континентами обеспечивается распадами изотопов радона и их дочерних продуктов, взвешенных в атмосфере в виде радиоактивного аэрозоля [Chamberlain, 1991; Porstendörfer, 1994; Zhang et al., 2011]. Плотность потока изотопов радона в атмосферу зависит от концентрации радионуклидов в породах, составляющих грунт, а также его пористости и насыщенности пор водой [Dueñas et al., 1997; Sun et al., 2004; Hassan et al., 2009; Sakoda et al., 2010; Chitra et al., 2018]. На основе результатов наземных и высотных наблюдений объемной активности (ОА) ^{222}Rn [Williams et al., 2011; Vargas et al., 2015], а также численных моделей [Lee and Larsen, 1997; Vinuesa and Galmarini, 2007; Vinuesa et al., 2007; Анисимов и др., 2017] установлено, что высотное распределение ОА радона ^{222}Rn (и в меньшей степени ^{220}Rn), определяется наличием облачности, температурной стратификацией АПС, преимущественным режимом генерации и интенсивностью турбулентности. В условиях устойчивой стратификации АПС (инверсии температуры) наблюдается увеличение ОА ^{222}Rn вблизи земной поверхности и уменьшение в близком к нейтральной стратификации остаточном слое от предыдущего конвективного АПС. На рис. 1 представлена суточная вариация ОА радона на высотах 1 м и 100 ± 10 м над поверхностью земли и два примера высотных профилей ОА радона, зарегистрированных утром и вечером в условиях антициклона. ОА радона у земной поверхности имеет ярко выраженный суточный ход, коэффициент вариации которого близок к 1. На высоте 100 ± 10 м ОА радона меньше отклоняется от среднего значения, проявляя аperiодический характер вариаций.

При развитии в дневном АПС конвективной неустойчивости, сопровождающейся увеличением толщины слоя конвективного перемешивания и интенсификацией турбулентности вертикальная неоднородность ОА радона и его дочерних продуктов, сформированная в ночном устойчивом АПС, приводит к тому, что вертикальные турбулентные потоки радиоактивных элементов направлены вверх. На стадии развития конвекции плотность турбулентного потока радона в большей части АПС многократно превосходит плотность потока радона из грунта в атмосферу и имеет максимум вблизи верхней границы слоя конвективного перемешивания (приблизительно 0.9 от высоты указанной границы) (рис. 2). Плотность вертикального турбулентного потока радона максимальна в начале установления режима конвекции на стадии быстрого роста высоты АПС и уменьшается вследствие выравнивания ОА радона по высоте АПС на стадии приближения к квазистационарному режиму конвекции, характерный масштаб времени оборота энергонесущих вихрей в котором определяется конвективным масштабом скорости w_* и толщиной слоя конвективного перемешивания z_i

$$t_* = \frac{z_i}{w_*} = \left(\frac{\Theta z_i^2}{g H_s} \right)^{1/3}, \quad (1)$$

где Θ — референсное (среднее по высоте слоя конвективного перемешивания) значение потенциальной температуры, g — ускорение свободного падения, H_s — плотность вертикального турбулентного кинематического потока тепла с земной поверхности. Таким образом, крупномасштабная конвективная циркуляция вместе с конвективным вкладом в генерацию турбулентности, увеличивающим объемную плотность турбулентной кинетической энергии, приводят к более интенсивному перемешиванию радиоактивных элементов из приземного слоя и более однородному высотному распределению интенсивности образования ионных пар в конвективном АПС [Анисимов и др., 2017; Anisimov et al., 2018]. При этом между ^{222}Rn и короткоживущими (период полураспада которых не превышает существенно время t_*) продуктами его распада устанавливается равновесие, то есть средняя ОА любого промежуточного дочернего продукта совпадает с ОА ^{222}Rn . Вследствие короткого времени жизни (период полураспада ~ 55.6 с) изотоп ^{220}Rn распадается в приземном слое, не успевая распространиться в слое конвективного перемешивания. В конвективном АПС высота ионизации воздуха продуктами распада ^{220}Rn составляет первые несколько десятков метров, в условиях устойчивой стратификации — несколько метров. При этом вклад цепочки распадов ^{220}Rn в ионизацию воздуха вблизи

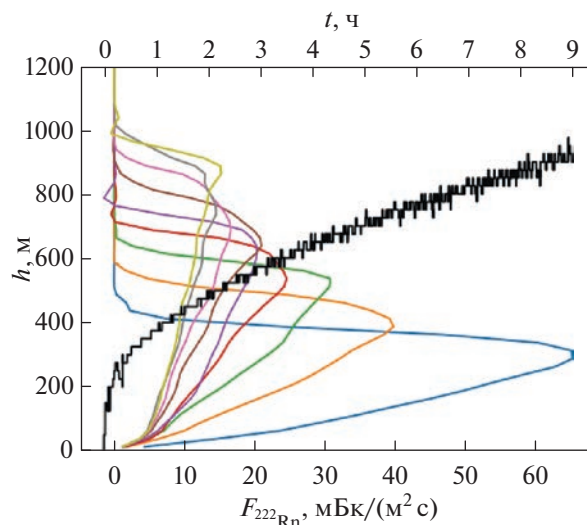


Рис. 2. Эволюция высоты АПС (черный график) и высотного профиля плотности вертикального турбулентного потока радона при развитии конвекции в АПС по результатам численного моделирования. Высотные профили (цветные графики) рассчитаны с интервалом в 1 ч, начиная с момента $t = 1$ ч (синий график).

земной поверхности может быть сравнимым или превышать вклад цепочки распадов ^{222}Rn . Будучи основным ионизатором АПС над сушей, изотопы радона вместе со своими короткоживущими дочерними продуктами определяют значительную часть изменчивости интенсивности ионообразования в АПС [Zhang et al. 2011; Анисимов и др., 2017].

АТМОСФЕРНЫЕ ИОНЫ И ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОВОДИМОСТЬ

В результате взаимодействия электронных оболочек молекул с ионизирующим излучением и сообщения одному или нескольким электронам энергии, превышающей потенциал ионизации, образуются положительные молекулярные ионы. Электроны, покинувшие орбитали, за время порядка 10^{-7} с присоединяются к молекулам кислорода и водяного пара, образуя отрицательные молекулярные ионы. Под действием поляризационных сил вокруг молекулярных ионов за время порядка 10^{-7} – 10^{-6} с формируется устойчивый комплекс из нескольких молекул воды, таким образом формируются малые кластерные или легкие ионы, подвижность которых находится в диапазоне 0.5 – $3.5 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$.

Для определения концентрации легких атмосферных ионов может использоваться уравнение, учитывающее соотношение интенсивности ионообразования Q_i , эффективности турбулентного перемешивания, дрейфа ионов в атмосферном электрическом поле E и молекулярной диффузии с коэффициентом D_m , скоростей взаимной рекомби-

нации ионов и их присоединения к аэрозольным частицам [Анисимов и др., 2014; Анисимов и др., 2018; Anisimov et al., 2018; Anisimov et al., 2022b]

$$\begin{aligned} \frac{\partial n^{\pm}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) n^{\pm} = Q_i - \alpha n^{\pm} n^{\mp} - \\ - n^{\pm} \sum_j \int \beta_j^{\pm}(D_a) f(D_a) dD_a \pm \\ \pm \nabla \left[\mathbf{E} \cdot \int \mu^{\pm} g(\mu^{\pm}) d\mu^{\pm} \right] + \nabla (D_m^{\pm} \nabla n^{\pm}), \end{aligned} \quad (2)$$

где $n^{\pm}$ — счетные концентрации положительных и отрицательных легких ионов, $\mathbf{v}$ — локальная скорость макроскопического движения среды, α — коэффициент рекомбинации легких ионов, $\beta_j^{\pm}$ — коэффициенты присоединения легких ионов к аэрозольным частицам с эффективным диаметром D_a и j элементарными зарядами, f — функция распределения аэрозольных частиц по эффективному диаметру, $\mu^{\pm}$ — подвижности легких ионов, g — функция распределения легких ионов по подвижности (спектр подвижностей), удовлетворяющая условию нормировки [Анисимов и др., 2022b]

$$n^{\pm} = \int g(\mu^{\pm}) d\mu^{\pm}. \quad (3)$$

Определение спектра подвижностей легких ионов g позволяет найти удельную электрическую проводимость в виде

$$\sigma = e \left[\int \mu^{+} g(\mu^{+}) d\mu^{+} + \int \mu^{-} g(\mu^{-}) d\mu^{-} \right]. \quad (4)$$

В качестве параметризации функции $f(D_a)$ для атмосферных аэрозолей наиболее часто используется суперпозиция нескольких логнормальных распределений [Jaenicke, 1990]

$$f(D_a) = \sum_i \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} D_a \ln \sigma_i} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\ln D_a - \ln \bar{D}_i}{\ln \sigma_i} \right)^2 \right\}, \quad (5)$$

где N_i и $\bar{D}_i$ соответственно вес в распределении и счетный медианный диаметр частиц i -й моды, а σ_i стандартные отклонения.

Исследование суточной вариации и статистики короткопериодных турбулентных флуктуаций концентрации легких атмосферных ионов в наземных наблюдениях проводилось с помощью трех датчиков [Анисимов и др., 2022b], расставленных двумя способами, в первом из которых использовалась горизонтальная расстановка датчиков, согласованная с преимущественным направлением вектора средней скорости ветра на высоте 1 м, а во втором применялась вертикальная расстановка датчиков на мачте регулируемой высоты. В случае горизонтальной расстановки расстояние между датчиками варьировалось от 1 до 13.5 м. Высота, с которой осуществлялся забор воздуха, составляла 0.3–0.4 м. Оперативное согласование направления линейки осуществлялось в соответствии с ре-

зультатами измерений цифровых метеостанций. В размещении на мачте датчики концентраций легких ионов располагались таким образом, что забор воздуха осуществлялся на высотах 0.05, 1.4 и 6 м. Высотные наблюдения проводились с помощью инструментальной платформы с датчиками концентраций ионов, поднимаемой на привязном аэростате.

На рис. 3а представлены суточные вариации концентраций легких атмосферных ионов на высотах 1 и 100 м по данным за 12 дней сентября 2017 года. Наблюдаемый дисбаланс концентраций легких ионов на высоте 1 м с превышением концентрации положительных над концентрацией отрицательных ионов указывает на устойчивость полярности приземного электродного эффекта по отношению к изменениям температурной стратификации и эволюции АПС в течении суток. Концентрации легких ионов обеих полярностей достигают максимальных значений вблизи земной поверхности в утренние часы. На высоте 100 м над поверхностью земли концентрация легких отрицательных ионов в среднем превышает концентрацию положительных ионов. Суммарная концентрация ионов в среднем за сутки на высоте 100 м меньше, чем на высоте 1 м. Высотные профили концентраций легких ионов, приведенные на рис. 3б и 3в, указывают на изменение толщины электродного слоя в течение суток с максимальным значением, составляющим несколько десятков метров в утреннее время, и минимальным значением, составляющим несколько метров в вечернее время. При удалении от земной поверхности полярность объемного заряда легких атмосферных ионов может меняться с положительной на отрицательную или стремиться к нулю вследствие уравнивания концентраций.

Отличия в суточных вариациях концентраций легких атмосферных ионов в приземном слое атмосферы в летний и зимний периоды показаны на рис. 4. Видно, что в летнее время суточная периодичность имеет выраженный характер с увеличением в ночное время и уменьшением в дневное время концентраций легких ионов. При этом концентрация положительных ионов в среднем больше концентрации отрицательных на протяжении всех суток. В зимний период, когда поверхность почвы закрыта снегом (в данном случае высота снежного покрова достигала 60 см), суммарная концентрация легких ионов меньше, чем в летнее время, и нет заметного различия между концентрациями положительных и отрицательных ионов. Периодическая суточная вариация концентраций также не наблюдается.

Выполненные на основе полевого натурного эксперимента оценки статистических характеристик флуктуаций концентрации атмосферных легких ионов показали, что одноточечная плот-

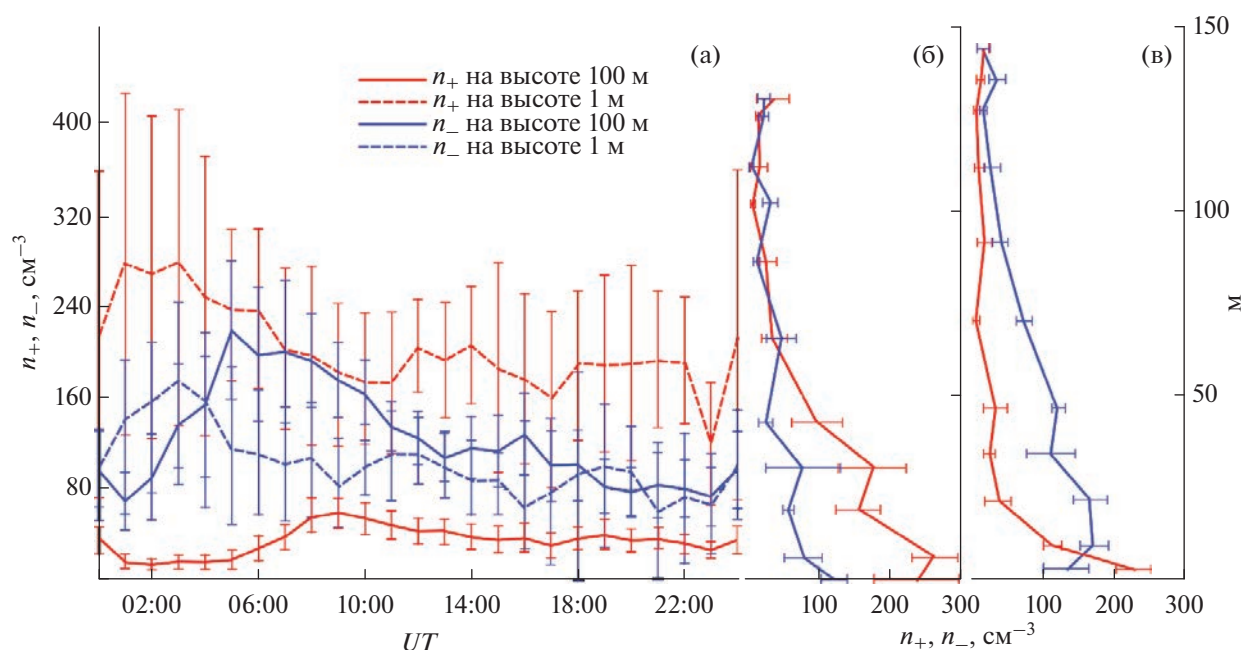


Рис. 3. Суточный ход концентраций атмосферных легких ионов на высотах 1 и 100 м над поверхностью земли по данным за 12 дней сентября 2017 г. (а), высотные профили легких отрицательных и положительных ионов: по данным за 22 августа 2017 г. в период времени 05:20–06:15 UT (б), по данным за 12 сентября 2017 г. в период времени 18:40–19:35 UT (в).

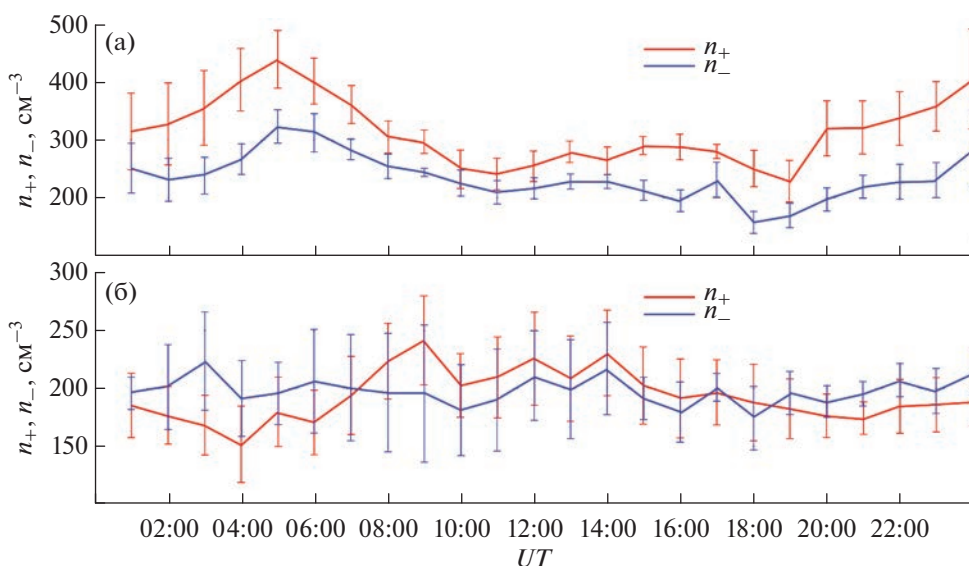


Рис. 4. Суточный ход концентраций атмосферных легких ионов в летний (а) и зимний (б) периоды. График (а) построен по данным за 09–30 августа 2013 года, (б) — по данным за 05–17 декабря 2013 года.

ность вероятности мгновенных значений, плотность вероятности временных приращений и одновременная разность концентраций атмосферных легких ионов в вертикально (до 6 м) и горизонтально (до 8 м) разнесенных точках аппроксимируются в пределах погрешности измерений 4-параметрическим устойчивым или гладко усеченным устойчивым слабо асимметричным распределением, параметры которого зависят от

высоты над уровнем земной поверхности. При этом показатели асимметрии для распределения концентрации положительных и отрицательных легких ионов противоположны по знаку и максимальны вблизи земной поверхности [Anisimov et al., 2022a]. На рис. 5 показан пример аппроксимации плотности вероятности мгновенной разности концентраций легких ионов, измеренных датчиками, расстояние между которыми составляло

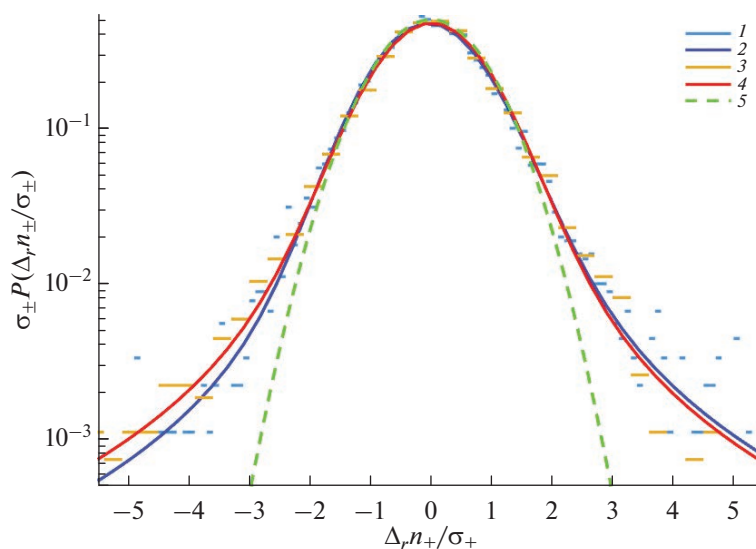


Рис. 5. Аппроксимация устойчивым и нормальным распределениями плотности вероятности мгновенной разности концентраций легких ионов, измеренных датчиками, расстояние между которыми составляло $r = 1$ м: 1) результаты измерений для концентраций отрицательных ионов по данным 9×10^3 отсчетов, собранных в летний период 2021 г., 2) устойчивое распределение с параметрами (1.79, 0.19, 20.23, 0) среднее квадратичное отклонение от среднего $\sigma_{n-} = 33.85 \text{ м}^{-3}$, 3) результаты измерений для концентраций положительных ионов по данным 9×10^3 отсчетов, собранных в летний период 2021 г., 4) устойчивое распределение с параметрами (1.78, -0.03, 22.30, 0) среднее квадратичное отклонение от среднего $\sigma_{n+} = 37.44 \text{ м}^{-3}$, 5) нормальное распределение с параметрами (0, 26.29).

1 м, в сравнении с нормальным распределением. Видно, что ядра распределений на полуширине в 1.5 среднее квадратичных отклонения близки к гауссовым, однако хвосты распределений вне указанного интервала существенно негауссовы и демонстрируют тенденцию к более медленному убыванию. С учетом нормировки распределений это означает более узкое ядро аппроксимирующих устойчивых распределений по сравнению с соответствующим нормальным распределением, что отражает увеличение частоты интенсивных событий за счет уменьшения частоты событий с малой амплитудой. В распределении вероятностей, описывающей статистику разности значений пассивного скаляра в турбулентной среде в двух точках на расстоянии r , усиление перемежаемости, которую можно количественно характеризовать величиной четвертого центрального момента распределения, нормированного на квадрат дисперсии, при уменьшении r проявляется в увеличении отклонения от нормального распределения. Для величины r , сопоставимой с интегральным масштабом, обезразмеренный таким образом четвертый момент распределения близок к 3, поскольку само распределение близко к нормальному [Warhaft, 2000]. Напомним, что интегральный масштаб для флуктуаций концентраций n определяется через автокорреляционную функцию

$$L_n = \int \frac{\langle n(r)n(r+r') \rangle_r}{\sigma_n^2(r)} dr'. \quad (6)$$

Анализ результатов разнесенных измерений концентраций легких атмосферных ионов в диапазоне расстояний между датчиками от 1 до 13.5 м показал, что величина нормированного четвертого момента разности концентраций в двух точках находится в диапазоне от 2.5 до 30, что приводит к оценке интегрального масштаба от расстояний порядка одного метра до нескольких первых десятков метров, которую также можно получить непосредственно из выражения (6), используя пространственную автокорреляционную функцию. На рис. 6 представлена блочная диаграмма значений коэффициента корреляции концентраций легких атмосферных ионов в двух точках в зависимости от расстояния между этими точками. Диапазон изменения характерного масштаба длины в показателе аппроксимирующей приведенные данные экспоненты может быть оценен как 1.5–5 м. Более надежное определение пространственной автокорреляционной функции концентрации легких атмосферных ионов требует большего количества датчиков, используемых одновременно на указанных масштабах длины. Расцепление корреляций во времени аппроксимируется степенной зависимостью с показателем, который находится в диапазоне -0.29...-0.53, и происходит за время порядка нескольких секунд.

Сравнение статистики флуктуаций концентрации легких атмосферных со статистикой флуктуаций температуры показало более высокий уровень перемежаемости температурного поля, что проявляется в узости ядра и более тяжелых хвостах функции плотности вероятности. Также

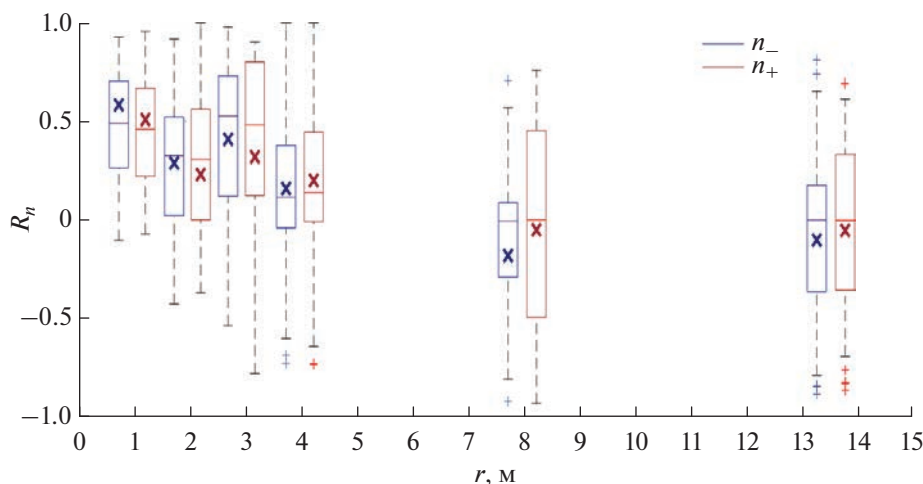


Рис. 6. Статистика коэффициента корреляции концентрации легких атмосферных ионов в двух точках в зависимости от расстояния между этими точками. Диаграмма построена по результатам измерений в 2020 г. и 2021 г. В анализ вошли данные для расстояний 2.0 м – 8900 отсчетов, 2.4 м – 18550 отсчетов, 4.0 м – 5200 отсчетов, 8.0 м – 13500 отсчетов, полученные в период июль–сентябрь 2020 г., 1.0 м – 7×10^4 отсчетов и 13.5 м – 4×10^4 отсчетов, полученные в период июль–август 2021 г.

выявлено различие в характере расщепления во времени корреляций турбулентных флуктуаций температуры и концентрации легких ионов. Так, автокорреляционная функция температурных флуктуаций, определенная на основе временных приращений, спадает по экспоненциальному закону с временным масштабом около 10 с. Пространственная зависимость статистических моментов распределения мгновенных разностей концентрации легких ионов обладает в указанном диапазоне расстояний степенным скейлингом с монотонно возрастающим при увеличении порядка момента показателем. При этом показатели скейлинга моментов разности концентрации легких ионов систематически ниже соответствующих показателей для пространственной разности температур, что указывает на отличия статистики легких атмосферных ионов в атмосфере от статистики пассивного скаляра в турбулентном поле скорости, возможно связанные с динамикой источников ионизации и конечным временем жизни легких ионов вследствие их присоединения к аэрозольным частицам и взаимной рекомбинации.

На основе анализа результатов 18 суток натурных наблюдений в июне–августе 2016 г. получены статистические оценки связи высоты конвективного АПС и приземной электрической проводимости и обнаружено, что для интервала времени, соответствующего началу конвекции с 6 до 11 ч в 13 случаях из 18 наблюдается уменьшение проводимости в 2–5 раз (с 20–40 фСм/м до 8–12 фСм/м) при росте высоты АПС со 100 до 500–900 м. Коэффициент корреляции рядов получасовых средних значений высоты конвективного АПС и электрической проводимости для 18 суток равен -0.96 при уровне значимости 0.005. Основным механизма-

ми уменьшения электрической проводимости при развитии конвекции в АПС является вертикальное перемешивание аккумулированного ночью вблизи земной поверхности радона [Анисимов и др., 2018; Anisimov et al., 2017, 2018].

В результате анализа временных рядов параметров, характеризующих турбулентность в динамическом подслое атмосферного приземного слоя, таких как локальное число Рейнольдса на тэйлоровском масштабе, дисперсия флуктуаций вертикальной скорости, динамическая скорость, скорость выравнивания температурных неоднородностей, совместно с массивом данных регистрации полярных компонент электрической проводимости на трех высотах, было установлено, что отношение положительной электрической проводимости к отрицательной в электродном слое находится в диапазоне 0.7–7. В дневное время при неустойчивой стратификации АПС отношение полярных компонент проводимости имеет тенденцию к увеличению на высоте 1.3 м, на высоте 0.35 м наблюдается обратная тенденция. В целом зависимость указанного отношения от высоты не прослеживается, однако на верхней границе динамического подслоя различие полярных проводимостей в среднем больше, чем непосредственно у земной поверхности. При увеличении удельной электрической проводимости выше значения 16 фСм/м диапазон отношения полярных компонент сужается до 0.9–2.5. Значения отношения, превышающие 2.5 характерны для случаев, в которых удельная электрическая проводимость меньше 10 фСм/м вследствие низких значений компоненты проводимости, обеспечиваемой отрицательными ионами. В промежутки времени с низкой интенсивностью турбулентности возрастает

вариабельность и дисперсия отношения полярных проводимостей. В условиях устойчивой стратификации АПС полярные компоненты проводимости вблизи земной поверхности приблизительно равны, и их отношение флуктуирует около 1. Объемная плотность заряда легких ионов, вычисленная через разность их концентраций, меняется в электродном слое от -20 до 40 пКл/м³.

Полярные компоненты удельной электрической проводимости воздуха на высоте проведения аэростатных наблюдений рассчитывались исходя из наблюдений концентраций легких ионов и данных о распределении легких ионов по подвижностям у поверхности земли. По данным аэростатных наблюдений за 3–24 августа 2022 года на высоте 100 ± 15 м над поверхностью земли вклад в среднесуточное значение удельной электрической проводимости воздуха положительных легких ионов составил 1.2 ± 0.5 фСм/м, а отрицательных -2.0 ± 1.5 фСм/м. Среднесуточные значения полярных удельных электрических проводимостей воздуха у поверхности земли составили 8 ± 2 и 4 ± 3 фСм/м соответственно для положительных и отрицательных легких ионов.

КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ И САМОПОДОБИЕ

Как показывают наблюдения, основные величины, характеризующие атмосферные электрические процессы, отчетливо проявляют квазипериодический характер изменения, связанный с суточным циклом, самым известным примером которого является унитарная вариация напряженности атмосферного электрического поля [Parkinson and Torrenson, 1930; Harrison, 2013]. Различными средствами статистического анализа данных наблюдений напряженности приземного атмосферного электрического поля на нескольких станциях, расположенных от полярных до средних широт, кроме стандартных суточной и годовой изменчивости удалось выделить несколько менее выраженных периодов вариаций, связанных с периодами солнечной активности и также возможно с осцилляцией Маддена-Джулиана [Madden and Julian, 1994; Tacza et al., 2022].

В соответствии с результатами численного моделирования в квазистационарном электродинамическом приближении с использованием одномерной лагранжевой стохастической модели для описания турбулентной дисперсии в АПС атмосферных ионов и аэрозольных частиц, обусловленная региональными факторами амплитуда суточной вариации приземной напряженности атмосферного электрического поля, нормированная на среднее за сутки значение, находится в диапазоне 0.6 – 0.9 при нормированной амплитуде суточной вариации ионосферного потенциала 0.2 – 0.4 [Анисимов и др., 2018], что указывает на роль факторов

внутренней динамики и режимов ионизации АПС в формировании электрического состояния нижней атмосферы. Сочетание факторов, определяющих стратификацию и режим турбулентного обмена в АПС, распределение интенсивности образования ионов, механизмы макроскопического разделения электрических зарядов и динамику аэрозольных частиц, создает многообразие сценариев изменчивости атмосферных электрических переменных [Anisimov et al., 2017, 2018, 2020].

С другой стороны, в диапазоне масштабов микрометеорологической турбулентности атмосферные электрические переменные демонстрируют статистическое самоподобие вариаций, проявляющееся в степенном характере спада спектров мощности и корреляционных функций, неоднородном скейлинге структурных функций, а также приближенной масштабной инвариантности негауссовых распределений вероятностей пространственных и временных разностей [Анисимов и др., 2013; Анисимов и Шихова, 2015; Anisimov et al., 2021b, 2022a]. Поэтому представляется естественным разделять “медленные” квазипериодические и “быстрые” стохастические компоненты вариаций, применяя к ним соответствующие средства анализа. Такой подход зарекомендовал себя и в численных моделях электричества АПС, в которых внутренняя стохастическая динамика сочетается с крупномасштабным периодическим форсингом [например, Анисимов и др., 2018; Anisimov et al., 2018].

На рис. 7 показана суточная вариация напряженности атмосферного электрического поля, измеренного на уровне земной поверхности в условиях антициклона и невозмущенного АПС. Максимальное значение электрического поля в средней суточной вариации приходится на время 19 UT и соответствует глобальному максимуму, наблюдаемому синхронно по всему земному шару, особенно отчетливо над океанами [Harrison, 2013]. Другой максимум, наблюдаемый на среднеширотных станциях в дневное время по местному времени, связан с действием конвективного генератора, эволюцией высотного профиля электрической проводимости и аккумуляцией положительного объемного заряда в АПС [Israelsson and Tammet, 2001; Анисимов и др., 2018; Anisimov et al., 2017, 2018].

Вариации электрического сопротивления столба атмосферы высотой 250 м, полученные посредством интегрирования по высоте зарегистрированных датчиками на платформе привязанного аэростата высотных профилей обратной удельной электрической проводимости, показаны на рис. 8. Наблюдаемое различие в средних дневных значениях электрического сопротивления нижней атмосферы 17, 21 августа и 29 августа, 10–12 сентября связано с изменением преобладающего направления ветра с северного на южное,

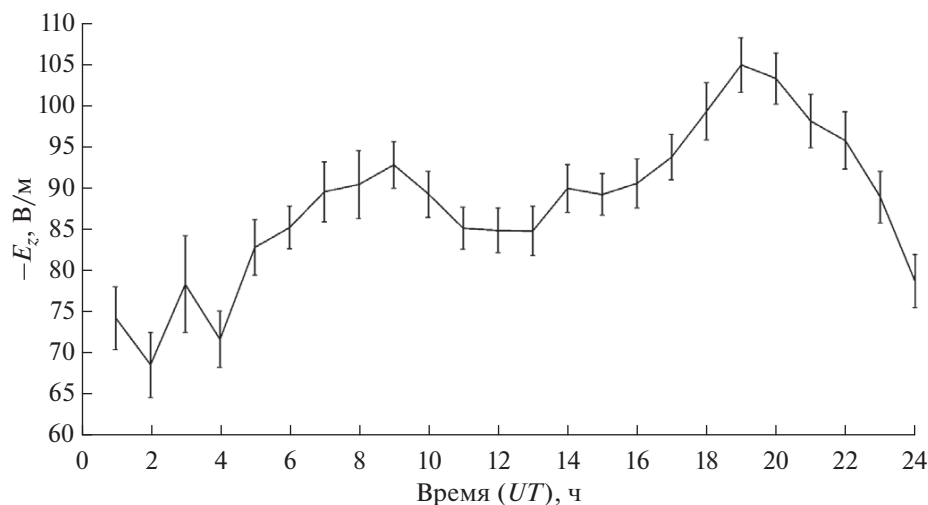


Рис. 7. Суточная вариация напряженности атмосферного электрического поля, полученная усреднением по 29 суткам измерений на уровне поверхности земли в условиях антициклона и невозмущенного АПС в летние периоды 2021 г. и 2022 г.

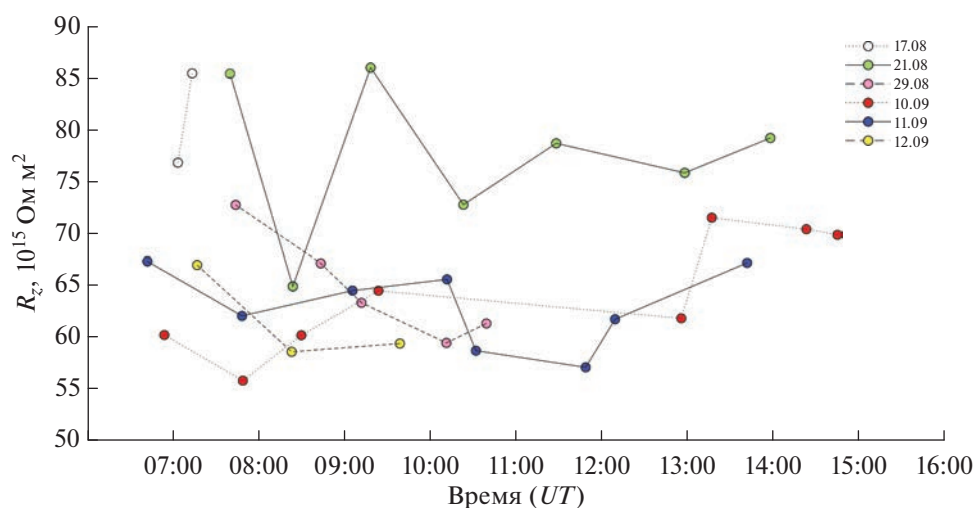


Рис. 8. Вариации электрического сопротивления столба атмосферы высотой 250 м по данным аэростатных наблюдений в условиях антициклона и невозмущенного АПС в период август–сентябрь 2019 г.

повлекшим изменение концентрации аэрозольных частиц и радиоактивных примесей в составе воздушных масс (уравнения (2)–(4)). Ранее было показано, что одним из механизмов связи электрической проводимости с направлением ветра может быть неоднородная эмиссия почвенного радона [Анисимов и др., 2018]. На основе полученных данных можно сделать вывод о масштабе флуктуаций и скорости изменения электрического сопротивления столба нижней атмосферы: относительные изменения могут достигать десятков процентов, скорость изменения абсолютной величины $\sim 10^{13}$ Ом м²/с.

Рассчитанная с помощью быстрого преобразования Фурье спектральная плотность флуктуаций напряженности атмосферного электрического поля, зарегистрированной на уровне земной по-

верхности и на высотах 100 ± 10 м в условиях антициклона и невозмущенного АПС, приведена на рис. 9. Аппроксимация показателя наклона спектра методом наименьших квадратов дает значение близкое к $-4/3$.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В АПС

В терминологии синергетики под структурами понимается обширное множество некоторым образом упорядоченных неравновесных состояний или коллективных процессов, возникающих в активной неустойчивой среде. Следуя этому определению, под электрическими структурами в АПС будем понимать распределения объемного электрического заряда, поля и плотности тока, согласованные в пространстве и времени в соответствии с некоторым подходящим критерием,

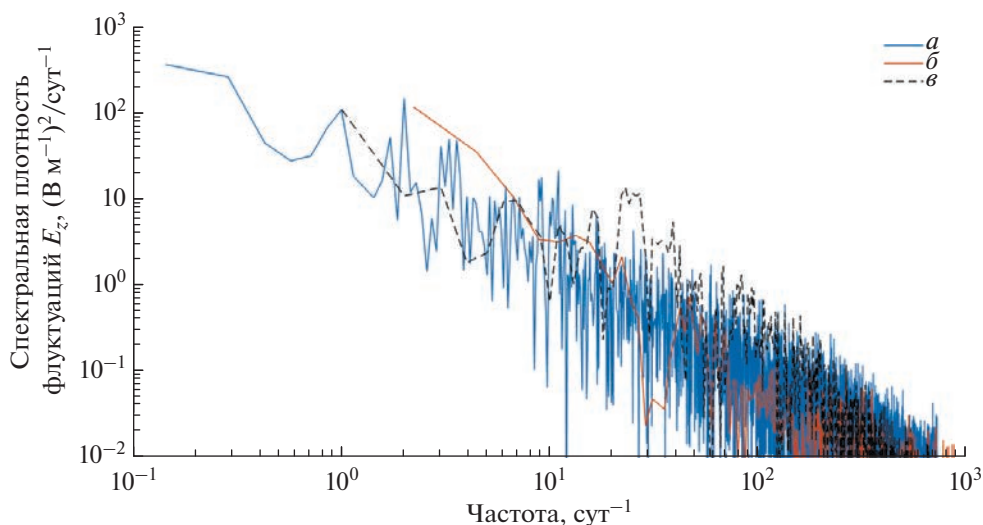


Рис. 9. Спектральная плотность флуктуаций напряженности атмосферного электрического поля, зарегистрированной 31 июля–6 августа 2022 г. на уровне земной поверхности (а), 4 августа 2022 г. в период времени 00:00–24:00 UT на уровне земной поверхности (б) и 4 августа 2022 г. в период времени 06:40–17:40 UT на высоте 100 м (в) в условиях антициклона и невозмущенного АПС.

выбор которого в общем случае может оказаться непростой задачей, поскольку должен определяться их природой. На синхронных регистрах напряженности атмосферного электрического поля, измеренной на уровне земной поверхности и на высотах 100 ± 10 м (рис. 10) можно обнаружить периоды согласованных и несогласованных вариаций. Также видно, что разность значений напряженности поля на двух уровнях может сохранять постоянство знака на протяжении времени, существенно превышающего как характерное время t_* , соответствующее обороту энергонесущих вихрей в АПС, так и время ϵ_0/σ , соответствующее релаксации электрического заряда. Таким образом, можно говорить о формировании в АПС долгоживущих слоев объемного заряда обеих полярностей, представляющих локализованные квазистационарные структуры электрической стратификации АПС [Anisimov et al., 2021a].

Анализ вариаций концентрации аэрозольных частиц показывает, что увеличение относительной влажности с 40 до 100% сопровождается увеличением концентрации частиц с размерами 0.3–5 мкм в 1.5–2 раза. При конденсационном росте аэрозольных частиц величина фактора роста в зависимости от их гигроскопичности и относительной влажности может достигать 2, что соответствует двукратному увеличению эффективного диаметра частиц [Anisimov et al., 2020]. При распределении аэрозольных частиц вида (5) конденсационный рост приводит к существенному увеличению концентрации частиц моды Айткена, увеличению потока легких ионов на аэрозольные частицы и аккумуляции объемных зарядов в сформировавшихся в этих условиях областях не-

однородной проводимости. Знак объемного заряда при этом определяется знаком вертикальной компоненты градиента проводимости. В частности, зарегистрированное 4 августа 2022 г. в период 16–18 UT на аэростатной платформе возрастание напряженности поля (рис. 10) происходило одновременно с понижением температуры, увеличением относительной влажности и концентрации аэрозольных частиц, в наибольшей степени субмикронных размеров. В это время плотность положительного объемного заряда выше 100 м увеличилась, ниже сформировался слой отрицательного объемного заряда, средняя плотность заряда в столбе атмосферы возросла.

На рис. 11 показаны высотные профили напряженности атмосферного электрического поля, зарегистрированные в наблюдениях с использованием привязного аэростата. Аналогичная электрическая стратификация с чередованием знака структур объемного заряда и соответствующим чередованием областей возрастания и убывания напряженности электрического поля характерна для грозовых облаков, однако плотность заряда в них может быть на два порядка больше [Williams, 1989; Stolzenburg and Marshall, 2008].

Примером другого типа электрических структур, которые можно определить как индуцированные турбулентностью конвективные и конвективно-сдвиговые электрические структуры, являются впервые обнаруженные при измерениях на самолете квазипериодические вариации градиента потенциала [Markson, 1975], ассоциируемые с проявлениями организованной конвекции в атмосферном электрическом поле. Указанный тип вариаций реализуется в результате дина-

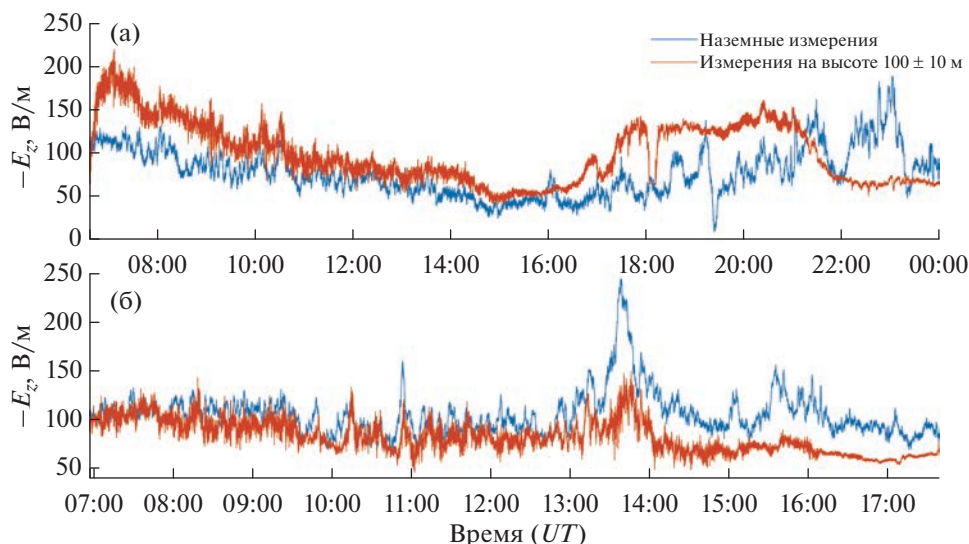


Рис. 10. Вариации напряженности атмосферного электрического поля на уровне земной поверхности и на высоте 100 м по данным 4 (а) и 15 (б) августа 2022 г, время UT.

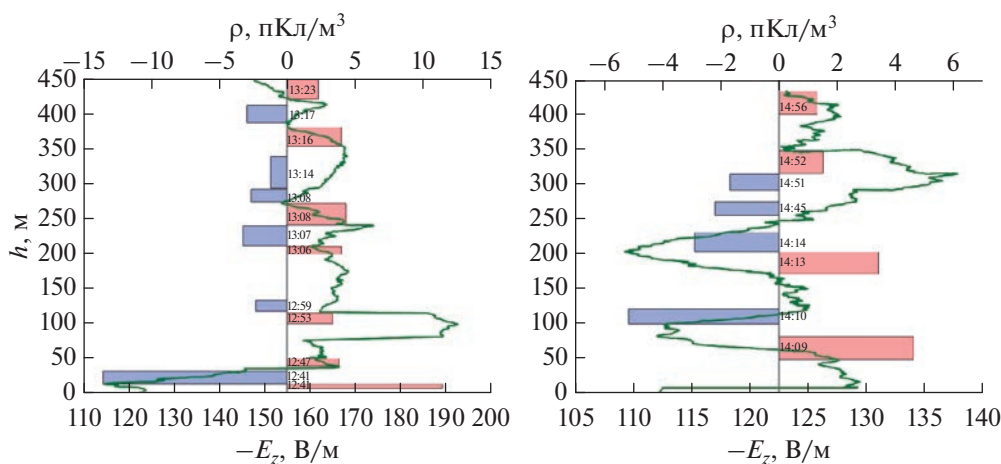


Рис. 11. Высотные профили напряженности атмосферного электрического поля и оценка соответствующей плотности заряда с меткой времени регистрации по данным 11 сентября 2019 г.

мического взаимодействия турбулентности и механизма разделения зарядов в приземном электродном слое, так же как и на неоднородностях электрической проводимости вследствие протекания через них атмосферного электрического тока. Возникающие при этом взаимодействия согласованные движения неоднородных распределений объемного заряда определяют анизотропный характер пространственных корреляционных и структурных функций флуктуаций атмосферного электрического поля [Anisimov et al., 2021b]. Механизм формирования ориентированных вдоль среднего направления ветра турбулентных структур объемного заряда в приземном слое атмосферы имеет сходство с механизмом формирования облачных улиц [Hinkelman et al., 2005], так как определяющими параметрами в обоих случаях являются величина сдвига скорости ветра и ин-

тенсивность конвекции. На рис. 12 показаны рассчитанные с использованием LES (large-eddy simulation) конвективного АПС на декартовой сетке 96^3 узлов с разрешением $40 \times 40 \times 20 \text{ м}^3$, где наименьший размер ребра ячейки соответствует вертикальному разрешению, вариации вертикальной компоненты градиента потенциала в трех точках вертикальной оси. Вариации напряженности электрического поля, создаются изменениями пространственного распределения объемного заряда, которые генерируются конвективными структурами. При этом, как показывают результаты численного моделирования, согласованность вариаций по высоте может распространяться на весь АПС или значительную его часть. Рассчитанный с помощью LES пример электрической стратификации, на фоне которой эволюционирует индуцированная турбулентностью электрическая струк-

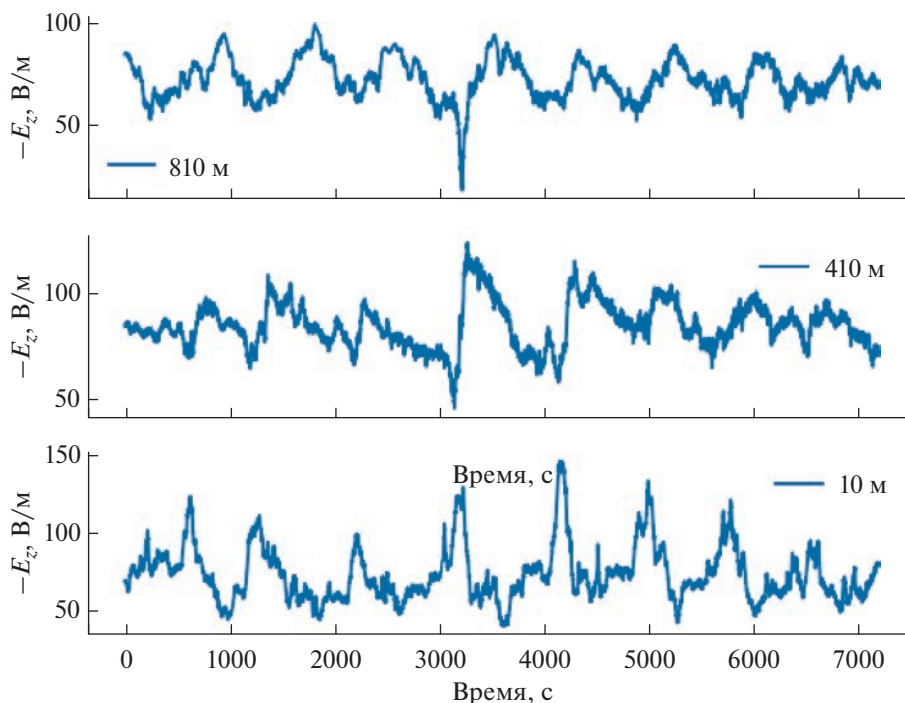


Рис. 12. Рассчитанные в численной модели вариации вертикальной компоненты градиента потенциала в трех точках вертикальной оси.

тура, показан на рис. 13. Слой отрицательного объемного заряда между высотами 10 и 30 м, на фоне которого развивается локализованное возмущение не претерпевает существенных изменений и соответствует долгоживущей электрической стратификации. В данном случае, как и в примере на рис. 10, можно видеть вариации, соответствующие крупномасштабному возмущению электрического поля, и вариации с меньшей интенсивностью, вывод о мере согласованности которых должен основываться на каком-либо количественном критерии, например величине коэффициента взаимной корреляции отрезков временного ряда заданной длины, сдвигаемых для поиска максимального значения коэффициента корреляции и временного лага, соответствующего этому значению.

ВЫВОДЫ

На основе результатов разнесенных наземных и высотных аэростатных наблюдений, а также численного моделирования проведен анализ высотных профилей и вариаций на различных высотах ОА радона, концентраций легких атмосферных ионов и напряженности атмосферного электрического поля, получены количественные оценки средних значений и вариабельности электрических переменных невозмущенного АПС над сушей средних широт. Коэффициент вариации суточного хода ОА радона у земной поверхности близок к 1, отклонения от средней ОА радона на высоте 100 ± 10 м имеют аperiodический характер и меньший коэф-

фициент вариации, чем у поверхности земли. На стадии развития конвекции плотность турбулентного потока радона в большей части АПС многократно превосходит плотность потока радона из грунта в атмосферу, имеет максимум вблизи верхней границы слоя конвективного перемешивания, уменьшаясь при увеличении его высоты.

В летнее время суточная периодичность концентраций легких ионов имеет выраженный характер с увеличением в ночное время и уменьшением в дневное время. Более высокая концентрация положительных легких ионов, чем отрицательных легких ионов у земной поверхности указывает на устойчивость полярности электродного эффекта по отношению к изменениям температурной стратификации АПС. Толщина электродного слоя в течение суток меняется, достигая максимального значения, составляющего несколько десятков метров в утреннее время и минимального значения, составляющего несколько метров в вечернее время. Концентрации легких ионов обеих полярностей достигают максимальных значений вблизи земной поверхности в утренние часы. На высоте 100 ± 10 м над поверхностью земли концентрация легких отрицательных ионов в среднем превышает концентрацию положительных ионов. Суммарная концентрация ионов в среднем за сутки на высоте 100 ± 10 м меньше, чем на высоте 1 м. В зимний период суммарная концентрация легких ионов вблизи накрытой снежным покровом земной поверхности меньше, чем в летнее время, нет

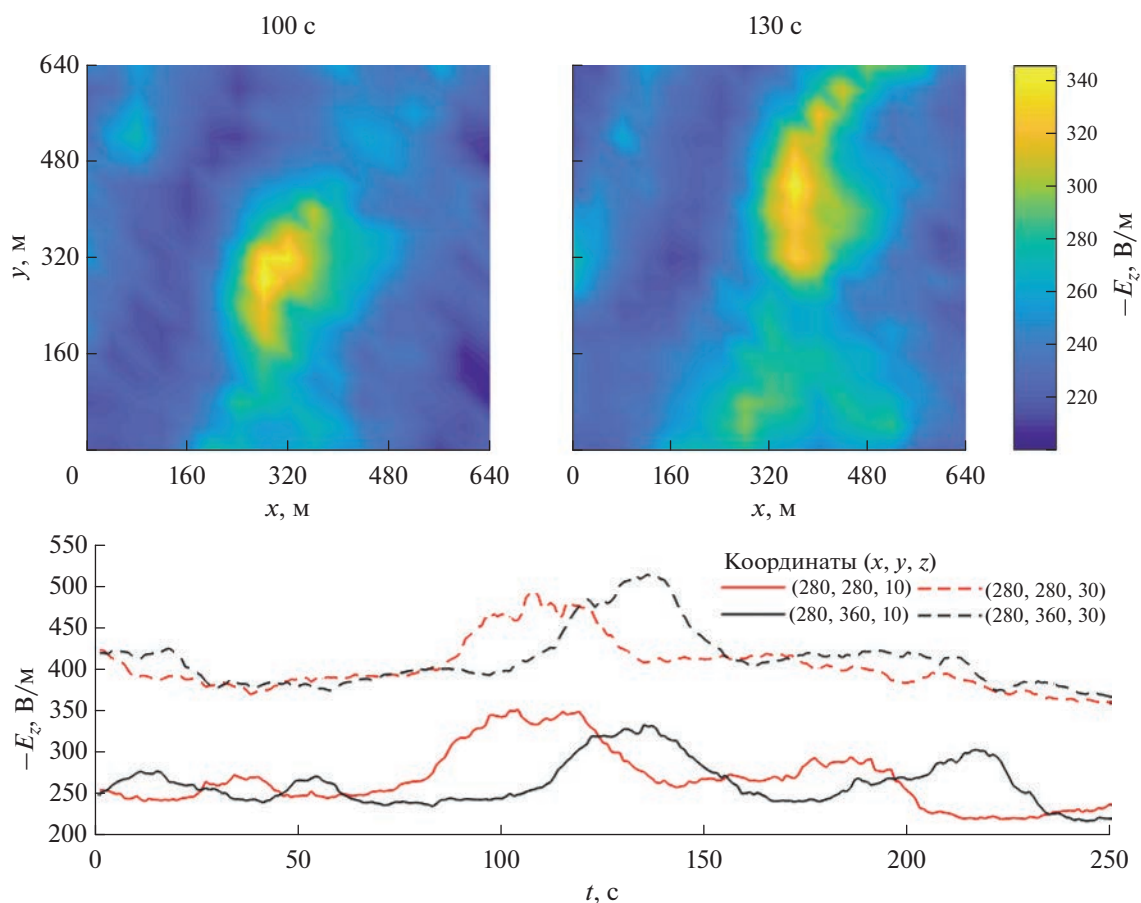


Рис. 13. Рассчитанные в численной модели структуры и соответствующие вариации напряженности электрического поля в четырех точках с указанными координатами.

заметного различия между концентрациями положительных и отрицательных легких ионов, периодическая суточная вариация концентраций не наблюдается.

Одноточечная плотность вероятности мгновенных значений, плотность вероятности временных приращений концентрации легких ионов и одновременная разность концентраций легких ионов в вертикально и горизонтально разнесенных точках на расстояние меньше интегрального масштаба, грубая оценка которого дает диапазон значений от одного метра до нескольких первых десятков метров, аппроксимируются в пределах погрешности измерений 4-параметрическим устойчивым или гладко усеченным устойчивым слабоасимметричным распределением, параметры которого зависят от высоты над уровнем земной поверхности, показывая меньшую перемежаемость флуктуаций концентраций ионов по сравнению с флуктуациями температуры. Расщепление корреляций флуктуаций концентрации легких ионов во времени происходит за время порядка нескольких секунд и аппроксимируется степенной зависимостью с показателем, который находится в диапазоне $-0.29 \dots -0.53$. В условиях устойчивой стратификации АПС по-

лярные проводимости вблизи земной поверхности приблизительно равны, и их отношение флуктуирует около 1.

В дневное время при неустойчивой стратификации АПС отношение полярных компонент проводимости имеет тенденцию к увеличению на высоте 1.3 м, на высоте 0.35 м наблюдается обратная тенденция, на верхней границе динамического подслоя различие полярных проводимостей в среднем больше, чем непосредственно у земной поверхности. В дневное время электрическое сопротивление столба атмосферы высотой 250 м флуктуирует в диапазоне $(5.5-8.5) \times 10^{16}$ Ом м², плотность атмосферного электрического тока находится вблизи значения 0.35 пА/м².

Спектральная плотность флуктуаций напряженности атмосферного электрического поля вблизи земной поверхности и на высоте 100 м в диапазоне периодов от 1 суток до 1 ч показывает приблизительно степенной характер спада с близким к $-4/3$ показателем. В средней суточной вариации напряженности атмосферного электрического поля регистрируются максимум, соответствующий унитарной вариации в 19 UT, и локаль-

ный максимум, связанный с изменением температурной стратификации АПС и установлением конвективного режима. Выделены два типа электрических структур в АПС, один из которых соответствует квазистационарной электрической стратификации чередующейся полярности, другой — индуцированным турбулентностью конвективным и конвективно-сдвиговым возмущениям плотности объемного заряда и электрического поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-17-00053) и государственного задания ГО “Борок” ИФЗ РАН № FMWU-2022-0025.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов С.В., Галиченко С.В., Афиногенов К.В., Макрушин А.П., Шихова Н.М. Объемная активность радона и ионообразование в невозмущенной нижней атмосфере: наземные наблюдения и численное моделирование // Изв. РАН. Физика Земли. 2017. № 1. С. 155—170.
- Анисимов С.В., Афиногенов К.В., Галиченко С.В., Прохорчук А.А. Датчик концентрации легких атмосферных ионов для полевых натурных геофизических наблюдений // Сейсмические приборы. 2022а. Т. 58. № 3. С. 43—60.
- Анисимов С.В., Галиченко С.В., Афиногенов К.В., Прохорчук А.А. Глобальные и региональные составляющие электричества невозмущенной нижней атмосферы средних широт // Физика Земли. 2018. № 5. С. 104—114.
- Анисимов С.В., Галиченко С.В., Прохорчук А.А., Афиногенов К.В. Измерения плотности атмосферного электрического тока горизонтальной кольцевой пассивной антенной в приземном слое: электростатическое приближение // Изв. вузов. Радиофизика. 2022б. Т. 65. № 10, в печати.
- Анисимов С.В., Галиченко С.В., Шихова Н.М. Формирование электрически активных слоев в атмосфере с температурной инверсией // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 442—452.
- Анисимов С.В., Галиченко С.В., Шихова Н.М., Афиногенов К.В. Электричество конвективного атмосферного пограничного слоя: натурные наблюдения и численное моделирование // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 4. С. 1—9.
- Анисимов С.В., Шихова Н.М. Фрактальные свойства аэроэлектрических пульсаций // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 28—45.
- Анисимов С.В., Шихова Н.М., Афиногенов К.В. Динамика электричества невозмущенной атмосферы средних широт: от наблюдений к скейлингу // Изв. вузов. Радиофизика. 2013. Т. 56. № 11/12. С. 787—802.
- Зукав В.В., Яковлева В.С., Каратаев В.Д., Нагорский П.М. Ионизация приземной атмосферы излучением почвенных радионуклидов // Изв. Томского политехнического университета. 2010. Т. 317. № 2. С. 171—175.
- Смирнов В.В. Ионизация в тропосфере. С.-Пб.: Гидрометеопиздат. 1992. 312с.
- Anderson B., Markson R., Fairall C.W., Willett J.C. Aircraft investigation of electric charge flux over land and sea // 8th International Conf. Atmospheric Electricity. Uppsala, 1988. P. 782—787.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Aphinogenov K.V., Prokhorchuk A.A. Evaluation of the atmospheric boundary-layer electrical variability // Boundary-Layer Meteorol. 2018. V. 167. P. 327—348.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Aphinogenov K.V., Klimanova E.V., Kozmina A.S. Small air ion statistics near the earth's surface // Atmos. Res. 2022a. V. 267. 105913.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Aphinogenov K.V., Klimanova E.V., Prokhorchuk A.A., Kozmina A.S., Guriev A.V. Mid-latitude convective boundary-layer electricity: A study by using a tethered balloon platform // Atmos. Res. 2021a. V. 250. 105355.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Mareev E.A. Electrodynamical properties and height of atmospheric convective boundary layer // Atmos. Res. 2017. V. 194. P. 119—129.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Prokhorchuk A.A., Aphinogenov K.V. Mid-latitude convective boundary-layer electricity: A study by large-eddy simulation // Atmos. Res. 2020. V. 244. 105035.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Prokhorchuk A.A., Aphinogenov K.V. On the ratio of the components of the atmospheric electric current density in fair weather // IOP Conf. Ser. Earth Env. Sci. 2022b. V. 1040(1). 012026.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Prokhorchuk A.A., Klimanova E.V. Statistics of variations in atmospheric electrical parameters based on a three-dimensional model and field observations // Atmos. Res. 2021b. V. 259. 105660.
- Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M. Space charge and aroelectric flows in the exchange layer: An experimental and numerical study // Atm. Res. 2014. V. 135—136. P. 244—254.
- Chamberlain A.C. Radioactive Aerosols. Cambridge University Press. 1991. 255 p.
- Chitra N., Danalakshmi B., Supriya D., Vijayalakshmi I., Bala Sundar S., Sivasubramanian K., Baskaran R., Jose M.T. Study of radon and thoron exhalation from soil samples of different grain sizes // Appl. Rad. Isotopes. 2018. V. 133. P. 75—80.
- Dueñas C., Fernández M.C., Carretero J., Liger E., Pérez M. Release of ²²²Rn from some soils // Ann. Geophysicae. 1997. V. 15. P. 124—133.
- Granados-Muñoz M.J., Navas-Guzmán F., Bravo-Aranda J.A., Guerrero-Rascado J.L., Lyamani H., Valenzuela A., Titos G., Fernández-Gálvez J., Alados-Arboledas L. Hygroscopic growth of atmospheric aerosol particles based on active remote sensing and radiosounding measurements: selected cases in southeastern Spain // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 705—718.
- Israelsson S., Tammet H. Variation of fair-weather atmospheric electricity at Marsta Observatory, Sweden, 1993—1998 // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2001. V. 63. P. 1693—1703.
- Jaenicke R. Problems of the distribution of the global aerosol // Russ. Chem. Rev. 1990. V. 59(10). P. 959—972.
- Harrison R.G. The Carnegie Curve // Surv. Geophys. 2013. V. 34. P. 209—232.
- Hassan N.M., Hosoda M., Ishikawa T., Sorimachi A., Sahoo S.K., Tokonami S., Fukushima M. Radon migration process and its influence factors; Review // Jpn. J. Health Phys. 2009. V. 44(2). P. 218—231.

- Hinkelman L.M., Stevens B., Evans K.F. A large-eddy simulation study of anisotropy in fair-weather cumulus cloud fields // J. Atmos. Sci. 2005. V. 62. P. 2155–2171.
- Hoppel W.A., Anderson R.V., Willet J.C. Atmospheric electricity in the planetary boundary layer / Krider, E.P., Roble, R.G. (eds.), The Earth's electrical environment. National. Academy Press, Washington, D.C., 1986. P. 149–165.
- Lee H.N., Larsen R.J. Vertical diffusion in the lower atmosphere using aircraft measurements of ^{222}Rn // J. App. Meteorol. 1997. V. 36. P. 1262–1270.
- Madden R.A., Julian P.R. Observations of the 40–50 day tropical oscillations – a review // Mon. Weather Rev. 1994. V. 122. P. 814–837.
- Markson R. Atmospheric electrical detection of organized convection // Science. 1975. V. 188. P. 1171–1177.
- Nicoll K.A., Harrison R.G., Silva H.G., Salgado R., Melgao M., Bortoli D. Electrical sensing of the dynamical structure of the planetary boundary layer // Atmos. Res. 2018. V. 202. P. 81–95.
- Parkinson W.C., Torrenson O.W. The diurnal variation the electrical potential of the atmosphere over oceans // Compt. Rend de l'Assemblee de Stockholm, 1930; IUGG Sect. Terrest. Magn. Electr. Bull. V. 8. P. 340–345.
- Porstendörfer J. Properties and behavior of radon and thoron and their decay products in the air // J. Aerosol. Sci. 1994. V. 25. № 2. P. 219–263.
- Tacza J., Nicoll K.A., Macotela E. Periodicities in fair weather potential gradient data from multiple stations at different latitudes // Atmos. Res. 2022. V. 276. 106250.
- Sakoda A., Ishimori Y., Hanamoto K., Kataoka T., Kawabe A., Yamaoka K. Experimental and modeling studies of grain size and moisture content effects on radon emanation // Rad. Meas. 2010. V. 45. P. 204–210.
- Stolzenburg M., Marshall T.C. Charge structure and dynamics in thunderstorms // Space Sci. Rev. 2008. V. 137. P. 355–372.
- Sun K., Guo Q., Cheng J. The effect of some soil characteristics on soil radon concentration and radon exhalation rate // J. Nucl. Sci. Tech. 2004. V. 41. № 11. P. 1113–1117.
- Usoskin I.G., Gladysheva O.G., Kovaltsov G.A. Cosmic ray-induced ionization in the atmosphere: spatial and temporal changes // J. Sol.-Terr. Phys. 2004. V. 66. P. 1791–1796.
- Vargas A., Arnold D., Adame J.A., Grossi C., Hernández-Ceballos M.A., Bolivar J.P. Analysis of the vertical radon structure at the Spanish “El Arenosillo” tower station // J. Environ. Radioactivity. 2015. V. 139. P. 1–17.
- Vinuesa J.-F., Galmarini S. Characterization of the ^{222}Rn family turbulent transport in the convective atmospheric boundary layer // Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7. P. 697–712.
- Vinuesa J.-F., Basu S., Galmarini S. The diurnal evolution of ^{222}Rn and its progeny in the atmospheric boundary layer during the WANGARA experiment // Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7. P. 5003–5019.
- Warhaft Z. Passive scalars in turbulent flows // Annu. Rev. Fluid Mech. 2000. V. 32. P. 203–240.
- Willett J.C. Fair weather electric charge transfer by convection in an unstable planetary boundary layer // J. Geoph. Res. 1979. V. 84. P. 703–718.
- Williams A.G., Zahorowski W., Chambers S., Griffiths A., Hacker J.M., Element A., Werczynsky S. The vertical distribution of radon in clear and cloudy daytime terrestrial boundary layers // J. Atmos. Sci. 2011. V. 68. P. 155–174.
- Williams E.R. The tripole structure of thunderstorms // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № D11. P. 13151–13167.
- Zhang K., Feichter J., Kazil J., Wan H., Zhuo W., Griffiths A.D., Sartorius H., Zahorowski W., Ramonet M., Schmidt M., Yver C., Neubert R.E.M., Brunke E.-G. Radon activity in the lower troposphere and its impact on ionization rate: a global estimate using different radon emissions // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. P. 7817–7838.

Electricity of the Undisturbed Atmospheric Boundary Layer of Middle Latitudes

S. V. Anisimov¹, K. V. Aphinogenov¹, S. V. Galichenko^{1,*}, A. A. Prokhorchuk¹,
E. V. Klimanova¹, A. S. Kozmina¹, and A. V. Guriev¹

¹Borok Geophysical Observatory, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Borok, 142, Yaroslavl oblast, 152742 Russia

*e-mail: svga@borok.yar.ru

The atmospheric boundary layer is the lowermost part of the atmosphere, the turbulent dynamics and electrodynamics of which are determined by the complex organization of processes in a dissipative environment with energy input from many sources. Regions of the atmosphere undisturbed by thunderstorms and precipitation are characterized by low-energy electrical processes, for the study of which requires a developed instrument base and knowledge of the methods of synchronous spaced high-precision measurements of several physical quantities. The paper presents the results of recent studies of electricity of the atmospheric boundary layer of mid-latitudes carried out using the measuring complex of Borok Geophysical Observatory IPE RAS and numerical modeling. Quantitative estimates of the average values and variability of small ion concentration, the corresponding components of electrical conductivity, and atmospheric electric field intensity are performed. Two types of electric structures formed by the electric current flow through a turbulent medium with inhomogeneous conductivity are defined.

Keywords: atmospheric boundary layer, geophysical observations, atmospheric electricity, atmospheric small ions, radon, statistical self-similarity, electrical structures