Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск
590

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. М. Катцова,
д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко

Санкт-Петербург
2018

Адрес: 194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева,7
Телефон: (812) 297-43-90
ФАКС: (812) 297-86-61
e-mail: director@main.mgo.rssi.ru
web site: http://www.voeikovmgo.ru

УДК 551. 5 (09)

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Е. Л. Генихович,
чл. корр. РАН, д-р физ.-мат. наук С. К. Гулев, д-р физ.-мат. наук, профессор И. Л. Кароль,
канд. физ.-мат. наук А. А. Киселев, д-р геогр. наук, профессор Н. В. Кобышева,
д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко, д-р геогр. наук А. В. Мещерская,
канд. физ.-мат. наук Т. В. Павлова, канд. физ.-мат. наук Е. В. Розанов,
д-р техн. наук А. А. Синькевич, канд. физ.-мат. наук А. П. Соколов,
канд. физ.-мат. наук П. В. Спорышев, канд. физ.-мат. наук Е. Е. Федорович,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

В сборнике представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований по актуальным проблемам изменения климата и прогноза погоды, атмосферной диффузии и мониторинга состояния атмосферы, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы.

Сборник рассчитан на широкий круг научных работников и инженеров, интересующихся результатами современных исследований в области метеорологии и их практическим использованием.

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

В соответствии с решением Президиума высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки РФ журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата и доктора наук.

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. S. K. Gulev, Dr. I. L. Karol,
Dr. A. A. Kiselev, Dr. N. V. Kobysheva, Dr. V. P. Meleshko, Dr. A. V. Mescherskaya,
Dr. T. V. Pavlova, Dr. E. V. Rozanov, Dr. A. A. Sinkevich, Dr. A. P. Sokolov, Dr. P. V. Sporyshev,
Dr. E. E. Fedorovich, Dr. E. L. Makhotkina (Editorial board secretary)

The publication deals with the results of theoretical and experimental studies on the present-day problems of changes in climate and weather forecast, atmospheric diffusion and atmospheric air condition monitoring, climatology, remote sounding of the atmosphere.

The publication is meant for a wide circle of specialists interested in the results of meteorological science development and their practical application.

It is recommended for post-graduates and students in their third or fourth year of respective speciality.

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова»,
2018

ISSN 0367-1274

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, А. А. Синькевич, Ю. П. Михайловский, В. Б. Попов. Численное моделирование эволюции грозо-градового конвективного облака, его электрической структуры и связанных с ним опасных явлений на северо-западе России..…..……. 7

В. Н. Морозов, А. А. Палей, Ю. В Писанко., Л. Г. Соколенко, Б. Г. Зайнетдинов. Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электричество приземного слоя. …..... 27

А. В. Снегуров, В. С. Снегуров. Результаты исследования параметров электромагнитного излучения молний в ближней зоне. Обзор. ……..……..… 48

Е. М. Акентьева, М. В. Клюева. Адаптация строительной отрасли экономики к изменению климата на основе анализа погодно-климатических рисков (на примере Псковской, Смоленской и Брянской областей). 103

С. С. Байшоланов. Зооклиматические условия южной половины Казахстана в условиях изменения климата. ... 118

Н. В. Кобышева, Л. П. Галюк, Д. В. Фасолько. Метод оценки климатических параметров в условиях нестационарности климата. …….. 130

А. М. Шаламянский., К. И. Ромашкина, К. Г. Павлова, А. А. Соломатникова, С. С. Талаш. Состояние защитного озонового слоя атмосферы над территорией Российской Федерации (более 40 лет регулярных наблюдений). ……. 144

И. Ф. Абрамова, Н. А. Новикова, Я. В. Дробжева. Оценка успешности прогнозирования штормового ветра в Архангельске по методу А. И. Снитковского. ……..…….…….. 160

А. Д. Зив. Использование граничных интегральных уравнений при расчетах загрязнения воздуха. … … … …… 171

Л. Т. Созаева, И. Х. Шунгаров, А. Г. Хегай. Загрязнение атмосферного воздуха теплоснабжающими предприятиями города Нальчика. ……...… 190

С. А. Лыскова, Ю. В. Ефимова, К. Л. Восканян. Анализ режима оттепелей в Саранске за период с 1960 по 2016 гг. ……. 199

CONTENTS

Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Sinkevich A. A., Mikhailovsky Yu. P., Popov V. B. The Numerical Simulation of the Evolutionof Thunderstorm with Hail, it's Electric Structure and Triggered Dangerous Phenomena in the North-West Russia. ..…….……..…...…. 7

Morozov V. N., Paley A. A., Pisanko Yu. V., Sokolenko L. G., Zaynetdinov B. G. Experimental and theoretical studies of the effect of aerosol particles of the submicronic range on the electricity of the ground layer. ..…... 27

Snegurov A. V., Snegurov V. S. Results research parameters electromagnetic radiation of lightning in the near zone. …….……..……... 48

Akentyeva E. M., Klueva M. V. Adaptation of construction sector to climate change based on the analysis of weather and climate risks (the case of Pskov, Smolensk and Bryansk Regions). ……..… 103

Baisholanov S. S.. Zoo Climatic conditions of the southern half of Kazakhstan under climate change. …..…….. 118

Kobysheva N. V. Galyuk L. P., Fasolko D. V. Methodology of assessment and prediction of climate parameters in the conditions of non-stationary climate. ... ...… 130

Shalamyanski A. M., Romashkina K. I., Pavlova K. G., Solomatnikova A. A., Talash S. S. The state of the protective ozone layer over the Russian Federation territory (more than 40 years of regular observations). …….. 144

Abramova I. F., Novikova N. A., Drobzheva Ya.V. Estimation of the success of the prediction of wind storm in Arkhangelsk by the A. I. Snitkovsky method. ……..... 160

Ziv A. D. Calculation of air pollution using boundary integral equations. ……..... 171

Sozaeva L. T., Shungarov I. H., Hergay A. G. The pollution of atmosphere air by heating enterprises of Nalchik town. ……... 190

Lyskova S. A., Efimova Yu. V., Voskanyan K. L.
Analysis of thaw regimes in Saransk (Russia) from 1960 to 2016. 199

УДК 551.576.11.001.572

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ГРОЗО-ГРАДОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА, ЕГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И СВЯЗАННЫХ С НИМ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ

Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей,
А. А. Синькевич, Ю. П. Михайловский, В. Б. Попов

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
veremey@gmail.com, dovgaluk35@mail.ru, sinkevich51@mail.ru,
yupalych@yandex.ru, qoower@gmail.com

Поступила в редакцию 3.11.2018
Поступила после доработки 3.12.2018

Введение

В Санкт-Петербурге 22 июля 2017 г. выпал крупный град (диаметр градин достигал 2 см). Наибольшая его интенсивность отмечалась в Московском (юг) и Адмиралтейском (центр) районах города. В результате образовался мощный слой градин толщиной 5 см. После его таяния некоторые районы города оказались подтопленными. Град сопровождался сильной грозой и ливнями.

Целью настоящей работы является исследование эволюции грозо-градового конвективного облака и его электрической структуры, а также выявление роли электрических процессов в формировании опасных явлений (ливень, гроза, град), связанных с облаком и осадками.

В статье представлены результаты численного моделирования облака и связанных с ним опасных явлений для атмосферной ситуации, имевшей место в указанный день, а также результаты

анализа полученных данных. Особое внимание уделялось исследованию электрических процессов в облаке. Результаты расчетов сопоставлялись с натурными данными, которые проводились с помощью доплеровского поляризационного радиолокатора, грозопеленгаторов и радиометра.

Для расчетов использовалась численная нестационарная модель конвективного облака малой размерности (Довгалюк и др., 2013). Выбор модели с простым описанием динамики обусловлен необходимостью сосредоточить внимание на детальном исследовании микрофизических процессов в облаке, включая формирование осадков и заряжение частиц.

Динамика воздушных потоков в данной модели описывается в приближении Буссинеска. Все уравнения осреднены по горизонтальному сечению цилиндрической области фиксированного радиуса. Микрофизические процессы описаны параметрически. Предполагается, что облако содержит облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы и ледяные частицы осадков (градины). Частицы разных фракций взаимодействуют между собой. Влага переходит из одной фракции в другую в результате фазовых переходов и коагуляции.

При моделировании конвективных облаков и связанных с ними осадков необходимо учитывать влияние электрических зарядов и полей на облачные процессы. В модель включены уравнения, описывающие перенос электрических зарядов, параметрические выражения для расчета интенсивностей микрофизических процессов электризации частиц, а также уравнения для расчета компонент вектора напряженности электрического поля.

1. Описание баланса электрического заряда в модели

Облако развивается в ионизированной паро-воздушной среде. В связи с этим все взвешенные частицы взаимодействуют с ионами. Схема баланса электрического заряда в облаке в ходе процессов электризации, связанных с ионами, приведена на рис. 1.

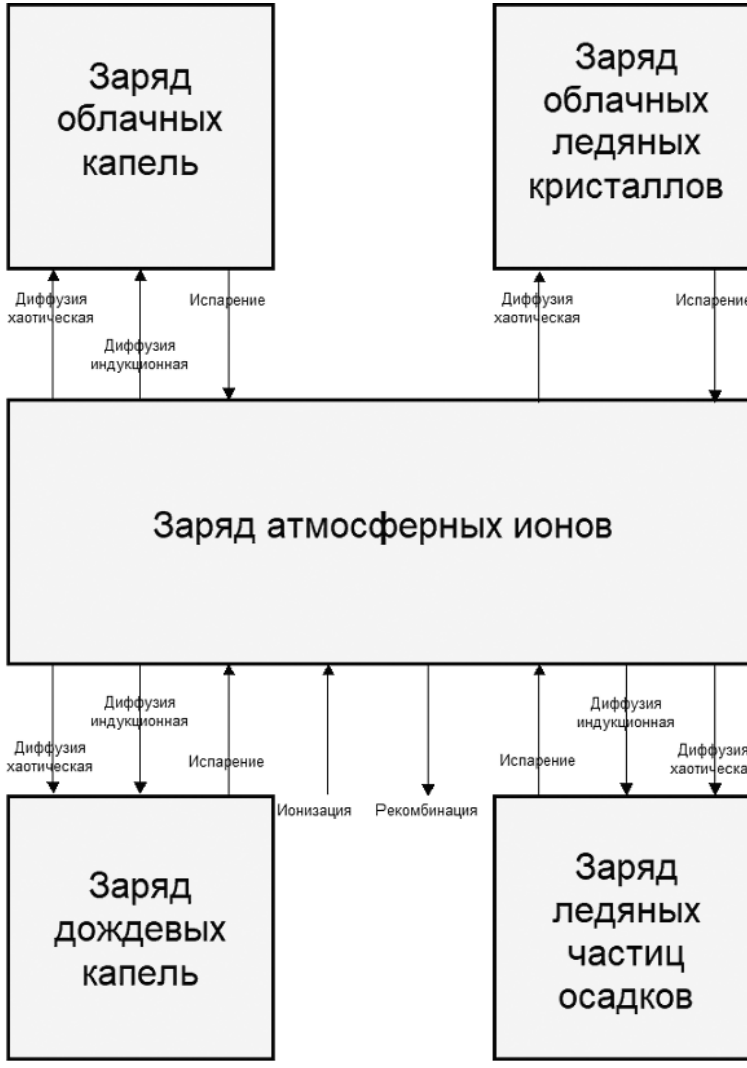


Рис. 1. Схема преобразования заряда
вследствие ионных механизмов электризации.

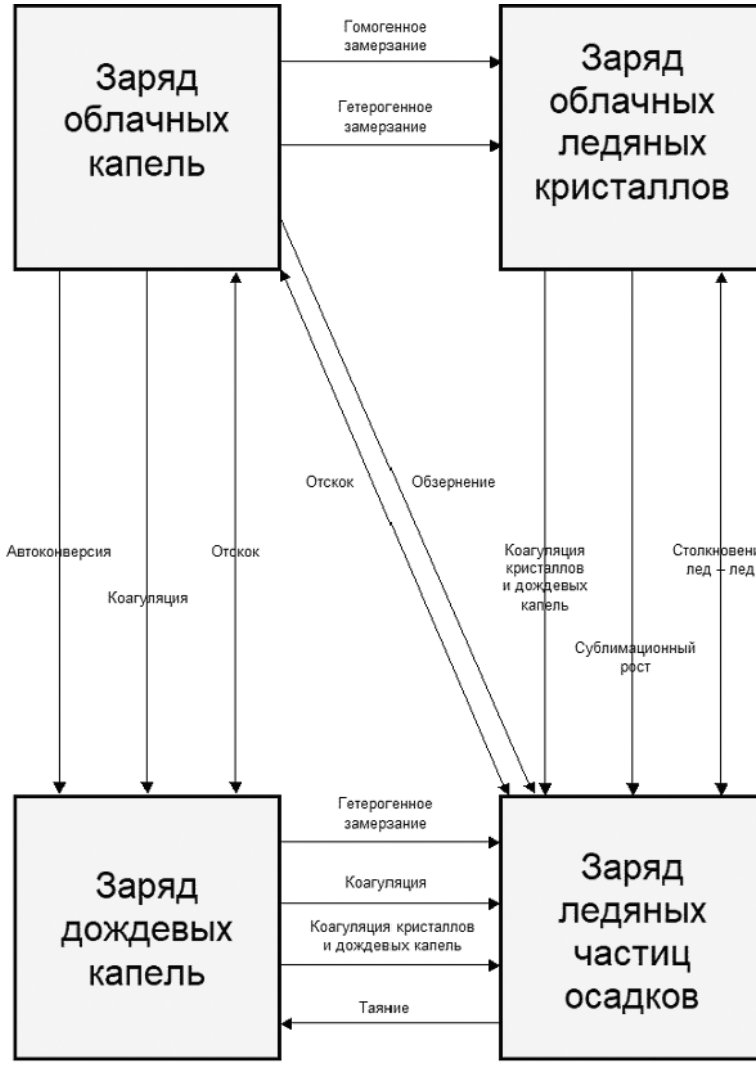


Рис. 2. Схема преобразования заряда
вследствие контактных механизмов электризации,
коагуляции и фазовых переходов.

В представленной на рис. 1 схеме учтена хаотическая диффузия ионов к частицам, а также селективный захват ионов частицами, поляризованными во внешнем электростатическом поле.

Схема баланса заряда в результате процессов электризации, связанных с контактами частиц, фазовыми переходами и коагуляцией представлена на рис. 2.

В табл. 1 указано из какой фракции в какую переходит заряд при тех или иных микрофизических процессах фазовых переходов, коагуляции и упругих соударений частиц, которые учтены в (Довгалюк и др., 2013).

Модель была доработана по сравнению с предыдущей версией в части описания образования ледяной фазы в облаке (Довгалюк и др., 2013). При доработке дополнительно был учтен механизм гетерогенного замерзания облачных капель с переходом в облачные ледяные кристаллы при температуре воздуха менее –10 °С (до сих пор этот механизм учитывался только для капель осадков). Необходимость такого учета обусловлена тем, что атмосфера всегда содержит значительное количество аэрозольных частиц, выступающих в роли ядер кристаллизации (Бекряев, 2007). Помимо указанного процесса, в модели учтено испарение кристаллов в областях, где отсутствует насыщение водяного пара надо льдом (при этом, по аналогии с другими фракциями, заряд кристаллов переходит в ионы).Учет в модели гетерогенного замерзания облачных капель должен способствовать усилению процесса контактной электризации при столкновении кристаллов с ледяными частицами осадков (соударения лед — лед). В некоторых источниках указывается, что данный механизм является определяющим в процессе перехода облака в грозовую стадию (Бекряев, 2007; Синькевич и др., 2018; Avila et al., 1995).

2. Результаты численных экспериментов

В качестве входных данных в модели используются вертикальные профили температуры и влажности, получаемые из данных радиозондирования атмосферы.

Таблица 1

Переход заряда при микрофизических процессах

Физический процесс	Переход заряда между фракциями
Конденсация водяного пара	—
Испарение облачных капель	Заряд облачных капель — ионы
Испарение дождевых капель	Заряд дождевых капель — ионы
Испарение градин	Заряд градин — ионы
Гетерогенное замерзание дождевых капель	Заряд дождевых капель — заряд градин
Таяние градин	Заряд градин — заряд дождевых капель
Гомогенное замерзание облачных капель	Заряд облачных капель — заряд облачных кристаллов
Сублимация водяного пара на льдообразующих ядрах	—
Сублимация водяного пара на градинах	—
Автоконверсия	Заряд облачных капель — заряд дождевых капель
Коагуляция облачных и дождевых капель	Заряд облачных капель — заряд дождевых капель
Обзернение градин	Заряд облачных капель — заряд градин
Коагуляция дождевых капель и градин	Заряд дождевых капель — заряд градин
Коагуляция дождевых капель и облачных кристаллов	Заряд дождевых капель и облачных кристаллов — заряд градин
Упругое соударение градин и облачных кристаллов	Обмен зарядом между градинами и облачных кристаллов
Упругое соударение облачных капель и дождевых капель	Обмен зарядом между облачными каплями и дождевых капель
Упругое соударение облачных капель и тающими градинами	Обмен зарядом между облачными каплями и тающими градинами

Данные зондирования по станции Воейково (26063) приведены в табл. 2. Вертикальный профиль температуры в нижней части (ниже уровня 850 мб) был скорректирован с учетом максимальной за день приземной температуры (+20 °С).

Таблица 2

Вертикальные профили температуры (*T*) и влажности (T_d). Станция Воейково (26063), 00 ч UTC

Давление, гПа	*T*, °С	T_d, °С	Давление, гПа	*T*, °С	T_d, °С
1007	11,4	10,8	570	–14,9	–20,9
1000	12,8	11,5	547	–18,5	–24,5
983	14,0	11,7	517	–21,5	–27,5
963	14,2	7,2	500	–23,3	–29,3
944	12,8	6,8	483	–24,3	–30,3
925	10,4	4,4	466	–27,8	–33,8
897	9,1	3,1	440	–30,3	–36,3
872	7,9	1,9	416	–33,8	–41,1
850	6,8	0,8	400	–36,1	–44,1
828	4,6	–0,7	367	–41,4	–48,7
806	2,6	–2,2	325	–43,5	–51,0
785	1,7	–2,9	300	–43,5	–51,5
764	0,8	–3,7	250	–44,7	–53,7
700	–5,7	–8,0	222	–44,7	–54,8
669	–8,1	–9,9	200	–44,7	–55,7
613	–12,6	–15,9	180	–44,3	–56,3
596	–13,2	–17,2	150	–46,9	–58,9

Отдельно рассчитывались и сравнивались между собой два случая: без учета (случай А) и с учетом (случай Б) гетерогенного замерзания облачных капель.

Результаты расчетов изменения во времени высоты верхней границы облака, а также максимальных по высоте значений основных физических величин, характеризующих облако и осадки, приведены на рис. 3.

В обоих случаях расчеты показали, что при заданных вертикальных профилях температуры и влажности в атмосфере развивается мощное грозо-градовое кучево-дождевое облако, верхняя граница которого располагается на высоте 9 км, что соответствует данным, полученным из результатов зондирования со спутника Метеосат. Абсолютный максимум скорости восходящего потока в обоих случаях достигает 15 м/с, а водности облачных капель — 1,8 г/м^3. Эти значения характерны для мощного грозо-градового конвективного облака.

Рассмотрим остальные характеристики. Для случаев А и Б они заметно различаются. Абсолютный максимум водности дождевых капель составил 0,9 и 1,25 г/м^3, ледности ледяных частиц осадков — 1,7 и 2,2 г/м^3, ледности облачных кристаллов — 0,75 и 1,2 г/м^3 соответственно. Кроме того, видно, что для указанных случаев максимумы разнесены по времени: для случая Б они достигаются на несколько минут раньше. Это объясняется тем, что в случае Б усиленное по сравнению со случаем А льдообразование в области сравнительно высоких температур (полагается, что гетерогенное замерзание облачных капель начинается при температуре ниже –10 °С) способствует замораживанию дождевых капель за счет коагуляции с кристаллами. Таким образом, образуется большое количество градин, которые вследствие коагуляции как с облачными, так и с дождевыми каплями быстро растут и выпадают на подстилающую поверхность.

Интенсивность дождя у подстилающей поверхности для случая Б составляет 15,0, града — 9,4 мм/ч (против 9,8 и 4,4 мм/ч соответственно для случая А) — см. рис. 4.

Значение максимума радиолокационной отражаемости от облака составило в случае А — 65,9, в случае Б – 67,7 дБZ. В обоих случаях этот максимум наблюдался на высоте 2,2 км, где происходит таяние и обводнение выпадающих градин.

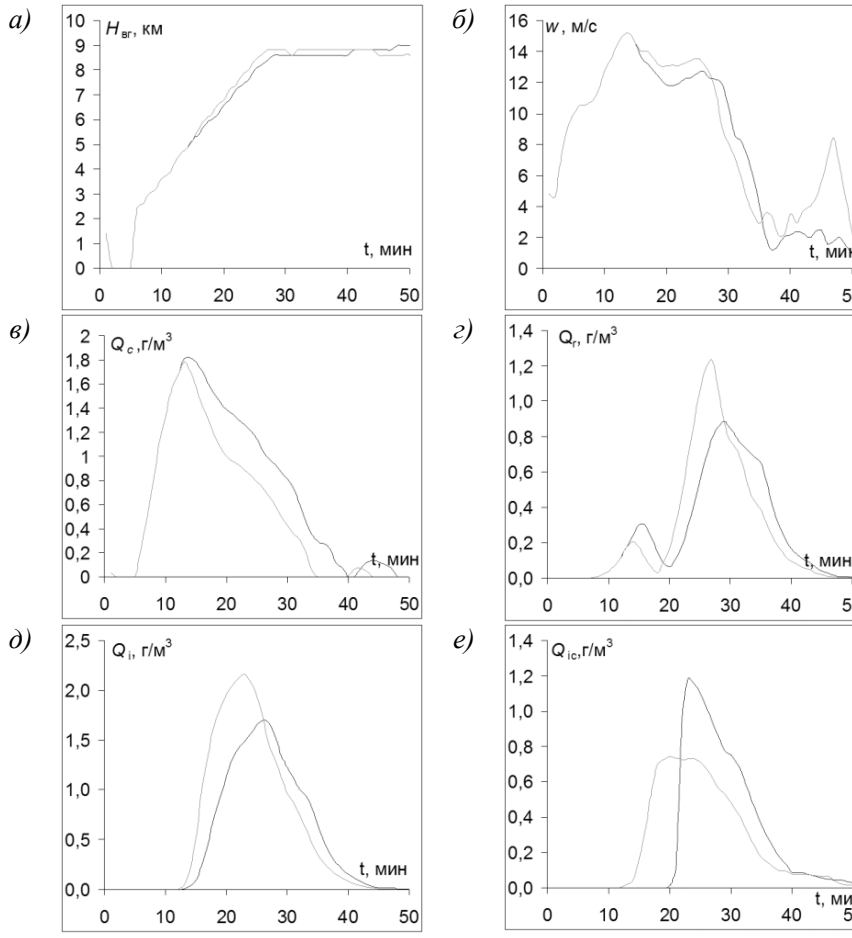


Рис. 3. Временной ход высоты верхней границы облака (*а*), максимального по высоте значения скорости восходящего потока (*б*), водности облачных капель (*в*), водности дождевых капель (*г*), ледности ледяных частиц осадков (*д*), ледности кристаллов (*е*), модуля объемной плотности электрического заряда (*ж*), модуля напряженности электрического поля (*з*).

Черная и серая кривые — случаи А и Б соответственно.

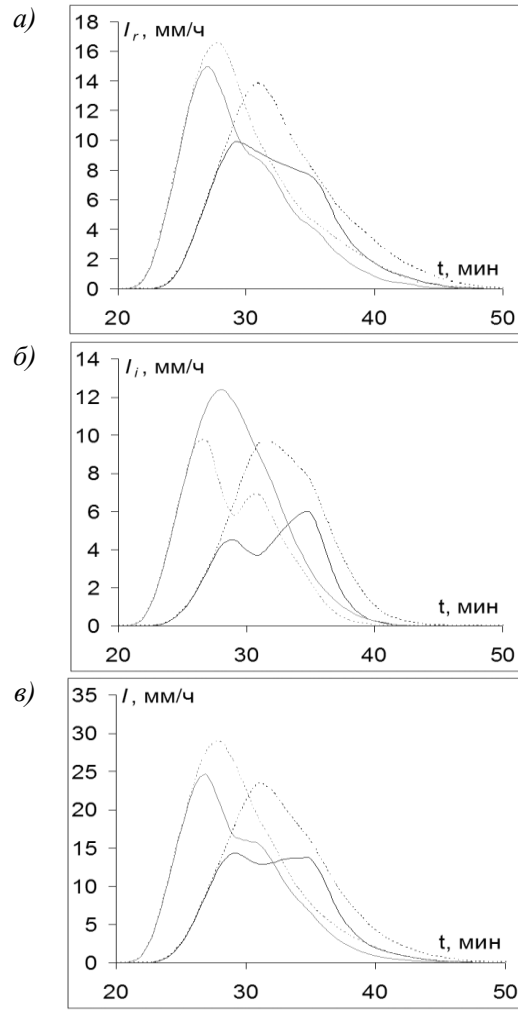


Рис. 4. Временной ход интенсивности осадков у подстилающей поверхности:
а — дождь, *б* — град, *в* — сумма дождя и града.
Черная и серая кривые — случаи А и Б соответственно;
сплошные линии — с учетом электрических процессов,
пунктирные — без их учета.

При этом по экспериментальным данным, максимальная отражаемость от облака была равна 61,5 дБZ и находилась на высоте 3,0 км. Расхождение обусловлено тем, что величина отражаемости весьма чувствительна к размерам градин.

Таким образом, гетерогенное замерзание облачных капель способствует усиленному образованию и выпадению осадков.

3. Генерация и разделение зарядов, образование электрических полей

В силу тесной взаимосвязи динамических, микрофизических и электрических процессов в конвективном облаке распределение зарядов и полей в нем неразрывно связано с динамикой конвективных потоков, образованием и выпадением осадков, фазовым составом облака и пространственным распределением частиц разных фракций.

Результаты расчетов пространственно-временного распределения объемной плотности заряда в облаке от момента его образования до первого молниевого разряда показали, что электрическая структура облака существенно нестационарна. Сначала она является двухполюсной с положительным зарядом вверху, отрицательным внизу. В дальнейшем, перед первым молниевым разрядом, зарядовая структура становится трехполюсной с положительным зарядом вверху, отрицательным под ним и небольшой зоной положительного заряда в основании облака. Это согласуется с полученными ранее данными (Довгалюк и др., 2013). Следует оговориться, что в ряде случаев наблюдается инвертированная полярность облаков (см. например: (Веремей и др., 2015; Михайловский, 2016; Williams et al., 2009; Pawar et al., 2014). Однако она имеет место преимущественно на начальной стадии электризации. На грозовой стадии она наблюдается лишь в особых ситуациях (в основном при сильном аэрозольном загрязнении атмосферы).

На рис. 5*а*, *б* показан временной ход максимального значения объемной плотности электрического заряда и напряженности электрического поля в облаке и подоблачном слое. На ранней стадии формирования электрической структуры основную роль играют

механизмы электризации, связанные с ионами (рис. 1). В период после t = 20 мин, когда начинается заметный рост зарядов и полей, в действие вступают механизмы, связанные с взаимодействием облачных частиц с осадками. Наиболее интенсивным процессом электризации является разделение зарядов при столкновении градин с облачными кристаллами («лед — лед»). Обзор способов параметризации данного процесса приведен в работах (Веремей и др., 2006; Веремей и др., 2016). Здесь авторами принята простая параметризация, приведенная в работе (Takahashi, 1978). Другим мощным механизмом является электризация тающих градин (или дождевых капель) и облачных капель при их упругом соударении во внешнем электрическом поле.

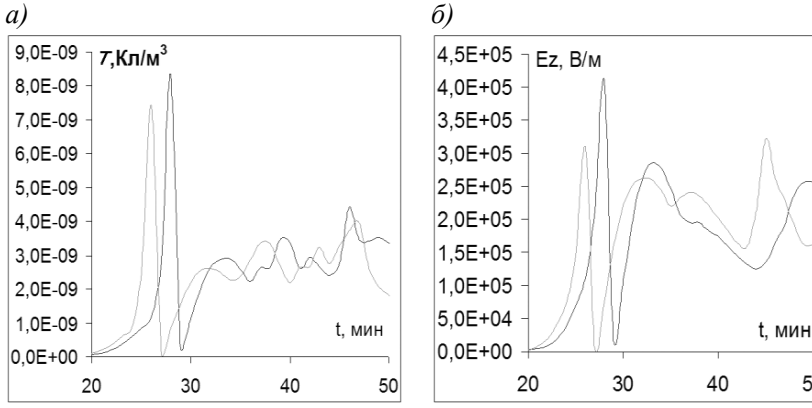


Рис. 5. Временной ход максимального по высоте значения модуля объемной плотности электрического заряда (*а*)
и модуля напряженности электрического поля (*б*).
Черная и серая кривые — случаи А и Б соответственно.

Максимумы на графиках соответствуют молниевому разряду. Пороговая напряженность электрического поля, по достижении которой имеет место молния, задается в модели в качестве параметра

и имеет порядок 10^5 В/м (для данного случая она задана равной $2{,}5 \cdot 10^5$ В/м).

Из рис. 5 следует, что в случае Б эти характеристики облака более интенсивно увеличиваются, а наступление первого разряда происходит быстрее, чем для случая А. Это подтверждает роль твердой фазы в процессе упорядоченной электризации. Появление большого количества кристаллов и градин способствует усилению процесса электризации «лед — лед». Тающие градины, попадая в слой положительных температур, участвуют в электризации при упругом соударении с облачными каплями.

Рассмотрим пространственное распределение электрического заряда в моменты времени, предшествующие молниевому разряду. Вертикальный профиль объемной плотности заряда для случая Б для моментов времени t = 21, 23, 25 мин приведен на рис. 6.

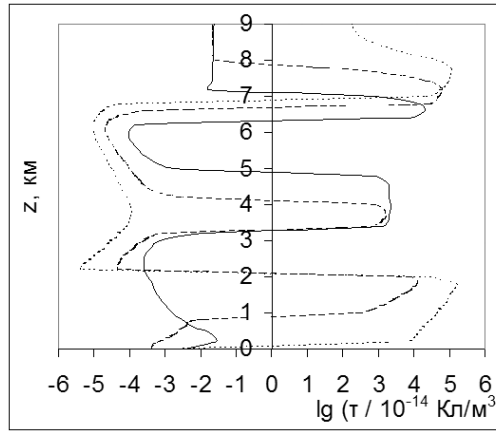


Рис. 6. Вертикальный профиль объемной плотности электрического заряда (случай Б) на предразрядовой стадии развития облака: сплошная кривая — t = 21 мин, пунктирная — t = 23 мин, точечная — t = 25 мин (момент, непосредственно предшествующий молниевому разряду).

На рис. 7 приведен профиль объемной плотности заряда для разных фракций для момента t = 25 мин (непосредственно перед молнией). Рисунки показывают, что облако в эти моменты времени имеет трехполюсную зарядовую структуру.

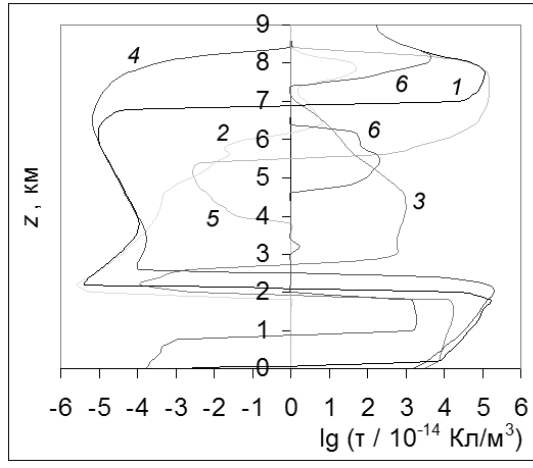


Рис. 7. Вертикальный профиль составляющих объемной плотности электрического заряда (случай Б) в момент времени t = 25 мин:
1 — суммарный заряд, *2* — заряд облачных капель,
3 — заряд дождевых капель, *4* — заряд ледяных частиц осадков,
5 — заряд облачных ледяных кристаллов, *6* — заряд ионов.

Смену знака по высоте так или иначе испытывают все компоненты заряда. Это связано с тем, что для одного и того же процесса знаки разделяемых зарядов зависят от разных факторов: так, поляризационный механизм зависит от направления вектора напряженности поля, которое в хорошо развитом облаке меняется с высотой; знак заряда, разделяемого при соударении «лед — лед», зависит от температуры.

Нижний положительный заряд в трехполюсной структуре образуется вследствие действия поляризационного механизма электризации. Некоторая доля облачных капель (около 2%), сталкиваясь с дождевыми каплями и тающими градинами,

отскакивает, унося с собой определенный заряд и оставляя на крупной частице такой же заряд противоположного знака. Знак заряда, разделяемого при этом, зависит от знака поляризации взаимодействующих частиц, а тот, в свою очередь, определяется знаком вертикальной составляющей вектора напряженности электрического поля (E_z).

Когда вектор E_z направлен вниз, указанный механизм приводит к положительному заряжению облачных капель и отрицательному заряжению частиц осадков. Это, наряду с механизмом «лед — лед», способствует формированию двухполюсной структуры с положительным зарядом наверху.

Начиная с некоторого момента отрицательный заряд, скапливающийся в середине облака, начинает менять знак E_z ниже (внизу облака и в подоблачном слое), так как поле в этих областях оказывается направлено вверх к отрицательному заряду (рис. 8). Область, в которой E_z направлена вверх, постепенно увеличивается. Поляризационный механизм начинает работать в обратном направлении: облачные капли заряжаются отрицательно и усиливают область отрицательного заряда, а осадки приобретают положительный заряд и выпадают вниз. Когда в нижнюю часть облака выпадает достаточно большое количество осадков, этот процесс усиливается, и в результате внизу формируется зона положительного заряда (рис. 8).

4. Влияние электрических процессов на осадкообразование

Рассмотрим влияние электрических процессов в облаке на образование и развитие опасных явлений, связанных с облачной конвекцией — ливня и града.

Как известно, динамические, микрофизические и электрические процессы в облаке неразрывно связаны между собой. В частности, электрические процессы, такие как заряжение облачных частиц и образование объемных зарядов и электрических полей, способны значительно влиять как на динамику воздушных потоков, так и на образование и выпадение осадков.

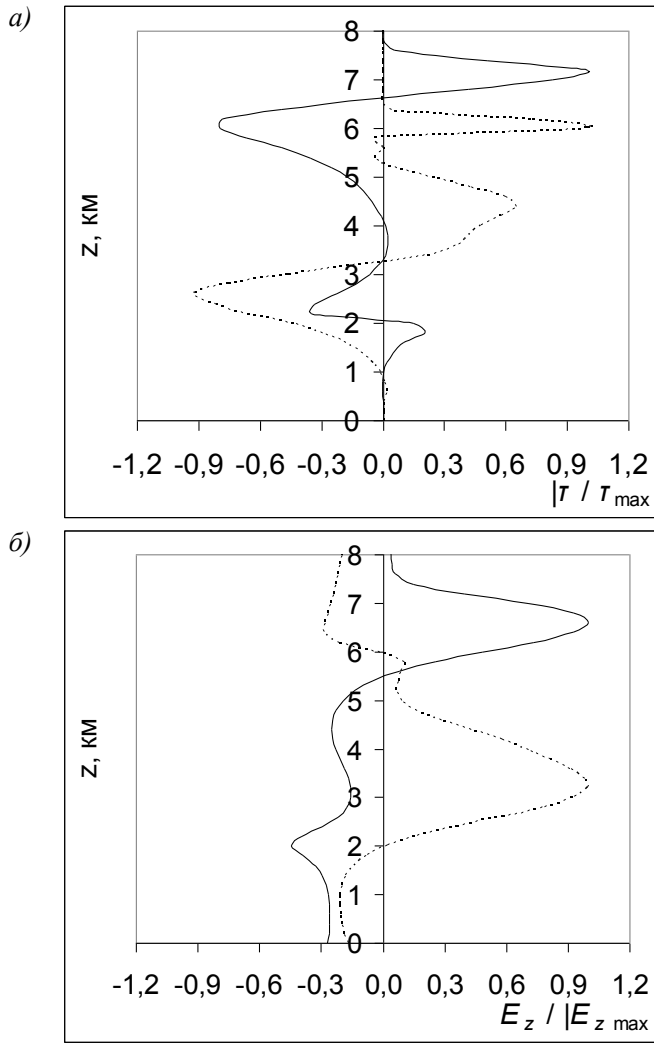


Рис. 8. Вертикальный профиль объемной плотности электрического заряда (*а*) и напряженности электрического поля (*б*) в относительных единицах, нормированных на максимум каждой величины по модулю.
Сплошная кривая — t = 23 мин, точечная — t = 19 мин.

В модели влияние электрических сил на облачные процессы учтено в трех аспектах:

1. В уравнении движения учтена электростатическая сила, действующая на ионизированную паровоздушную среду, содержащую заряженные взвешенные частицы.

2. При расчете установившейся скорости седиментации заряженных частиц осадков учтена сила, действующая на них со стороны внешнего электростатического поля.

3. По достижении некоторого значения напряженности электрического поля коэффициент неслияния (отскока) облачных капель, сталкивающихся с тающими градинами или дождевыми каплями, становится равным нулю. Таким образом, при достаточно больших полях несколько усиливается коагуляция, а поляризационный механизм заряжения частиц отключается.

Для рассматриваемого случая выполнены расчеты пространственно-временного изменения основных характеристик облака и осадков для случаев А и Б как с учетом, так и без учета электрических процессов. Подробнее остановимся на интенсивности осадков разного вида у подстилающей поверхности (рис. 4).

Из рисунков видно, что как в случае А, так и в случае Б электрические процессы способствуют заметному уменьшению как интенсивности, так и количества осадков (на 5—40 %). Объясняется это, по-видимому, влиянием электрического поля на скорость седиментации дождевых капель и градин в сторону ее уменьшения, что, в свою очередь, приводит к ослаблению гравитационной коагуляции осадков с облачными частицами. Отметим, что подобный эффект может проявляться только при определенном сочетании направления вектора напряженности электрического поля и знака заряда частиц осадков. Однако поскольку уменьшение осадков отмечено для обоих случаев (А и Б), можно предположить, что указанное сочетание является достаточно типичным. Заметную роль играет также электростатическая сила, действующая на заряженную паровоздушную среду с увлекаемыми ею взвешенными заряженными частицами (облачные капли, облачные кристаллы).

Следует отметить, что в модели на данный момент не учтено влияние электрических зарядов частиц на эффективность их коагуляции, а также влияние коронных разрядов на электризацию облака и фазовые преобразования. Перспективным направлением является учет зависимости коэффициента коагуляции частиц от их зарядов (Klimin et al., 1994), что даст возможность дополнительно уточнить обратные связи между электрическими факторами и осадкообразованием.

Заключение

Выполнен анализ результатов численного моделирования грозо-градового облака, наблюдавшегося в Санкт-Петербурге 22 июля 2017 г.

Для расчетов использовалась численная нестационарная полуторамерная модель, в которой учтены гетерогенное замерзание облачных капель и испарение облачных ледяных кристаллов, которые не учитывались ранее.

Расчет и сравнение результатов выполнены для двух случаев: без учета (А) и с учетом (Б) гетерогенного замерзания облачных капель. Показано, что в случае Б осадкообразование происходит более интенсивно, чем в случае А. Так, абсолютный максимум водности дождевых капель увеличился в 1,39 раза (1,25 против 0,9 г/м^3), ледности градин — в 1,29 раза (2,2 против 1,7 г/м^3).

Исследована эволюция электрической структуры облака. Полученные в результате расчетов данные о динамике его электрической структуры соответствуют данным наблюдений. Двухполюсное облако с положительным зарядом вверху и отрицательным внизу на грозовой стадии переходит в трехполюсное (появляется нижний положительный заряд в зоне выпадения осадков). В случае Б ледяных кристаллов образовывалось больше, чем в случае А. Это привело к их интенсивному контактному взаимодействию с градинами, которое сопровождается электризацией. Благодаря этому заряжение облачных элементов шло более интенсивно, и первый молниевый разряд произошел примерно на 2 мин раньше, чем в случае А.

Изучено влияние электрических процессов на осадкообразование, с которым связано возникновение опасных явлений погоды (ливень, град). Показано, что как в случае А, так и в случае Б электрические процессы способствуют уменьшению как интенсивности, так и количества осадков (дождя и града в отдельности, а также их суммы) на 5—40 %. Это вызвано влиянием электрического поля на скорость седиментации дождевых капель, а также на скорость движения воздуха, содержащего электрические заряды. Отметим, что в модели на данный момент не учтено влияние зарядов частиц на эффективность их коагуляции, а также не рассматриваются коронные разряды между облачными частицами. Учет этих процессов может существенно повлиять на образование и выпадение осадков.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 17-05-00965, БРИКС_т 18-55-80020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бекряев В. И. (2007). Некоторые вопросы физики облаков и активных воздействий на них. — СПб: РГГМУ. 338 с.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Гопалакришнан В., Комаровских К. Ф., Муругавел П., Павар С. Д., Синькевич А. А. (2015). Исследование влияния сильного аэрозольного загрязнения атмосферы на динамику электрической структуры кучево-дождевого облака методом численного моделирования // Метеорология и гидрология. № 12. С. 5—18.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С. (2016). Описание базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака // Труды ГГО. Вып. 582. С. 45—91.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Морозов В. Н. (2006). О параметризации микрофизических процессов в численных моделях грозовых облаков // Метеорология и гидрология. № 11. С. 5—18.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2013). Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. Второе издание. — СПб: Моби Дик. 220 с.

Михайловский Ю. П. (2016). О верификации численных моделей конвективных облаков на основе результатов самолетных исследований электризации // Труды ГГО. Вып. 580. С. 125—138.

Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Михайловский Ю. П. (2018). Слияние конвективных облаков. — СПб: ОАО Амирит. 280 с.

Avila E. E., Aguirre Varela G. G., Caranti G. M. (1995). Temperature Dependence of Static Charging in Ice Growing by Riming // J. Atm. Sci. V. 52. № .24. P. 4515—4522.

Klimin N. N., Rivkind V. Ya., Pachin V. A. (1994). Collision Efficiency Calculation Model as a Software Tool for Microphysics of Electrified Clouds // Meteorol. Atmos. Phys. V. 53. P. 111—120.

Pawar S.D., Gopalakrishnan V., Murugavel P., Sinkevich A., Deen Mani La. (2014). Effects of environmental conditions on inducing charge structures of thunderstorms over Eastern India // Earth, Planets and Space. 66:54. P. 2—14. doi:10.1186/1880-5981-66-54.

Takahashi T. (1978). Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderclouds // J. Atmos. Sci, V. 35. №. 6. P. 1536—1548.

Williams E., Nathou N., Hicks E., Pontikis C., Russell B., Miller M., Bartholomew M. J. (2009). The electrification of dust-lofting gust fronts ("haboobs") in the Sahel // Atmospheric Research. V. 91. P. 292—298. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.05.017.

УДК 551.594.21

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ СУБМИКРОННОГО ДИАПАЗОНА НА ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ

В. Н. Морозов[1], *А. А. Палей*[2], *Ю. В. Писанко*[2], *Л. Г. Соколенко*[1], *Б. Г. Зайнетдинов*[1]

[1] Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
[2] Институт прикладной геофизики им. академика Е. К. Федорова
129128 Москва, ул. Ростокинская, 9
e-mail: vn.morozov@inbox.ru

Поступила в редакцию 2.11.2018
Поступила после доработки 29.11.2018

Введение

В физике атмосферы одним из актуальных направлений исследований является исследование физических процессов, связанных с образованием аэрозольных частиц в атмосфере. В настоящей статье исследуется влияние аэрозольных частиц на электрическую проводимость воздуха и напряженность электрического поля в приземном слое атмосферы.

Возникновение аэрозольных частиц может определяться ионами (Лапшин и др., 2002; Васильева и др., 2017). Влияние аэрозольных частиц на электрическую проводимость и напряженность электрического поля в приземном слое теоретическими методами оценивалось как в России, так и за рубежом (Морозов, 2011). Эти исследования показали уменьшение электрической проводимости в присутствии аэрозольных частиц в приземном слое и, как следствие, рост напряженности электрического поля.

Экспериментальные исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электрическую проводимость приземного слоя обобщены в серии работ, выполненных в ГГО под руководством Я. М. Шварца (Семенов и др.1986; Шварц, Огуряева,1987; Ваюшина и др., 1990). В этих работах показано, что наиболее существенное влияние на электрическую проводимость в приземном слое оказывают аэрозольные частицы в диапазоне 0,01—0,2 мкм. Дальнейшие исследования в этой области проводились с привлечением экспериментальных данных о спектре аэрозольных частиц в диапазоне 3—-200 нм.

Цель настоящей работы —- определить условия образования и роста аэрозольных частиц и рассмотреть механизм взаимодействия электрического поля иона с дипольными моментами водяного пара, который приводит к образованию частиц с диаметрами от 3 нм. Исследование выполнено с привлечением данных атмосферно-электрических наблюдений, выполненных на сети станций Росгидромета.

1. Экспериментальные данные о зависимости электрических параметров приземного слоя атмосферы от концентрации аэрозоля

Электрическая проводимость воздуха λ в основном определяется концентрацией легких ионов (молекулярных кластеров, несущих один элементарный заряд), подвижность которых колеблется от $0{,}1 \cdot 10^{-4}$ до $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ $м^2 \cdot В^{-1} \cdot с^{-1}$. Известно, что находящиеся в воздухе аэрозольные частицы адсорбируют легкие ионы, что приводит к уменьшению λ. Таким образом, на основании измерений λ можно получать качественные оценки уровня аэрозольного загрязнения воздуха.

Для определения количественной зависимости между λ и счетной концентрацией аэрозоля N в мае 2017 года были проведены натурные измерения на Центральной полевой экспериментальной базе (ЦПЭБ) ФГБУ «ГГО» в поселке Воейково, расположенном в 15 км от восточной границы Санкт-Петербурга.

Основным источником локальных аэрозольных выбросов в поселке является транспорт. Кроме того, в пос. Воейково проявляется зависимость электрической проводимости воздуха λ от направления ветра — при ветрах со стороны Санкт-Петербурга значения λ значительно ниже (Семенов и др., 1986).

Измеритель «Электропроводность-2М», разработанный в ФГБУ «ГГО», позволяет в непрерывном режиме проводить измерения удельной электрической проводимости воздуха λ обеих полярностей, а измеритель «Поле-2М обеспечивает получение данных о напряженности электрического поля E. Указанные измерители разработаны в ФГБУ «ГГО» и зарегистрированы в Госреестре средств измерений (Зайнетдинов и др., 2015).

Измерения N выполнялись с помощью диффузионного спектрометра аэрозолей (ДСА), который позволяет получать спектр аэрозольных частиц в диапазоне от 3 до 200 нм.

Забор воздуха в измерителе «Электропроводность-2М» осуществлялся на высоте 2,5 м, чуть ниже на высоте около 2 м была закреплена трубка для забора воздуха в ДСА, напряженность электрического поля E измерялась на высоте 1 м от подстилающей поверхности.

Полученные по результатам измерений зависимости положительной удельной электрической проводимости воздуха λ_+ от величины N, по данным нескольких измерений за отдельные дни представлены на рис. 1

Во всех рассмотренных случаях отмечается монотонное снижение λ_+ при увеличении N. Связь λ_+ и N описывается логарифмическим уравнением:

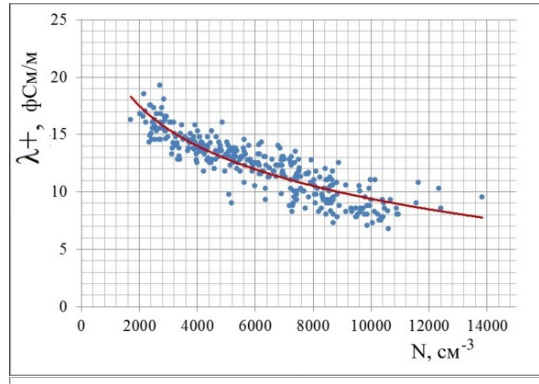
7 мая 2017 г. $\lambda_+ = 5{,}035\ N + 55{,}776$, $R^2 = 0{,}77$;

13 мая 2017 г. $\lambda_+ = 8{,}028\ N + 81158{,}776$, $R^2 = 0{,}75$;

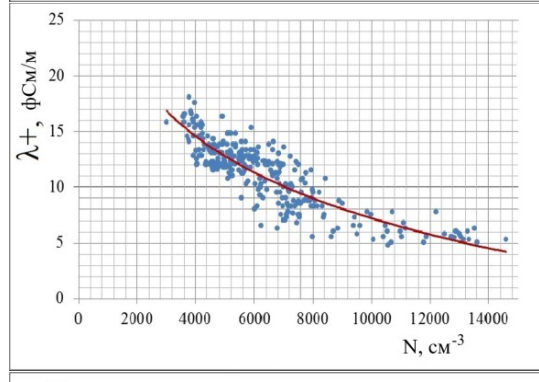
15 мая 2017 г. $\lambda_+ = -6{,}961N + 71{,}76$, $R^2 = 0{,}85$.

Полученные за непродолжительный период экспериментальные данные не позволяют однозначно установить коэффициенты в уравнениях связи λ и N.

а)



б)



в)

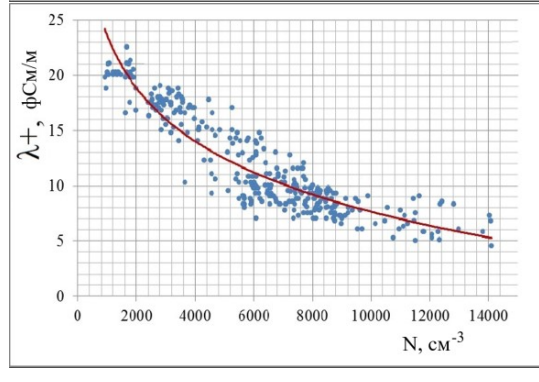


Рис. 1. Результаты измерений, выполненных 7 мая 2017 г. (*а*), 13 мая 2017 г. (*б*), 15 мая 2017 г. (*в*) в пос. Воейково.

Различия в коэффициентах логарифмической регрессии обусловлены тем, что интенсивность осаждения легких ионов на частицах аэрозоля варьирует в зависимости от природы аэрозоля, размеров частиц и их электрических свойств.

Результаты проведенного эксперимента согласуются с существующими теоретическими представлениями. Дальнейшие исследования будут направлены на выявление зависимости λ от различных фракций аэрозоля в диапазоне от 3 до 200 нм.

Представляет интерес исследование роли аэрозольных частиц в процессах, приводящих к появлению в пограничном слое атмосферы зон объемного электрического заряда. На рис. 2а приведен ход λ±, N и напряженности электрического поля E, зарегистрированный 3 и 17 мая 2017 г. в пос. Воейково.

Как видно из графика, после 19:00 UTC (22:00 по местному времени) N и E увеличивались, а λ± снижалась. Коэффициент корреляции Пирсона между N и E и между N и λ+ по данным измерений продолжительностью 12 часов одинаков по абсолютной величине и равен 0,64.

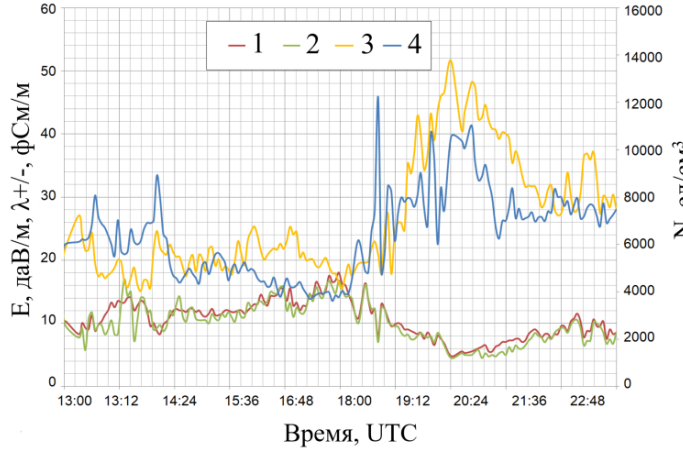
На рис. 2б причеден пример обратного процесса, когда вследствие смены воздушной массы около 20:00 UTC резкое снижение N сопровождалось одновременным уменьшением E и увеличением λ±, причем рост λ+ был примерно на 3 фСм/м выше, чем λ-. В этом случае коэффициент корреляции Пирсона между N и E составил 0,82, а между N и λ+ — минус 0,95.

2.Теоретические оценки концентрации аэрозольных частиц субмикронного диапазона на основе экспериментальных данных

Уравнения, описывающие распределения концентрации легких ионов в приземном слое, для стационарного случая могут быть представлены в следующем виде (Морозов, 2011):

$$q - \alpha n_{1,2}^2 - \overline{\beta} N n_{1,2} = 0 \qquad (1)$$

а)



б)

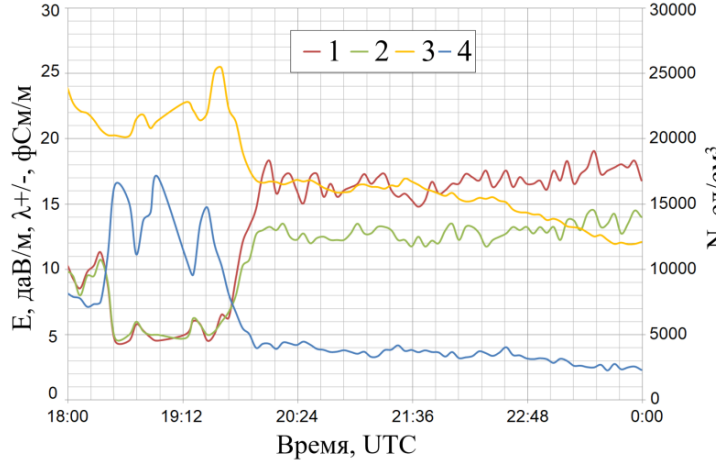


Рис. 2. Временной ход $\lambda_{\pm}$, E (левая шкала) и N (правая шкала)
13 мая 2017 г. (*а*) и 03 мая 2017 г. (*б*).
1 — λ_{+}, 2 — λ_{-}, 3 — E, 4 — N.

где: n_1, n_2 — концентрации положительных и отрицательных легких ионов,

q — интенсивность ионообразования,

α — коэффициент рекомбинации положительных и отрицательных легких ионов,

N —концентрация аэрозольных частиц,

$\overline{\beta}$ — коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам.

Из уравнения (1) можно получить выражение для концентрации легких ионов:

$$n_{1,2} = \frac{\sqrt{(\overline{\beta}N)^2 + 4q\alpha} - \overline{\beta}N}{2\alpha} \qquad (2)$$

Из выражения (2) следует выражение для концентрации аэрозольных частиц:

$$N = \frac{\alpha}{\overline{\beta}}\left(\frac{q}{\alpha n_{1,2}^2} - 1\right)n_{1,2} \qquad (3)$$

Согласно данным, полученным на атмосферно-электрической станции Иркутск, в летний период 2015 г. в результате пожаров электрическая проводимость, а, следовательно, и концентрация легких ионов уменьшилась в два раза и составила ≈ 10^9 м$^{-3}$. Используя литературные данные и предполагая, что аэрозольными частицами являются ядра Айткена, для q = 10^7 м$^{-3}$с$^{-1}$, α = 1,6· 10^{-12} м$^{-3}$с$^{-1}$, β = 1,65· 10^{-12} м$^{-3}$с$^{-1}$, n_1 = n_2 = 10^9 м$^{-3}$ по формуле (3) получим $N = 3{,}75 \cdot 10^9$ м$^{-3}$.

В модели, предложенной в работе Я. М. Шварца и Л. В. Огуряевой (1987), величина $\vec{\beta} = 0{,}85 \times 10^{-12} м^{-3} c^{-1}$ получена для распределения аэрозольных частиц по В. А. Смеркалову (1984). В этом случае концентрация аэрозольных частиц N составит 7· 10^9 м$^{-3}$.

Электрическая проводимость определяется выражением (2) и представляется в виде:

$$\lambda = e(b_1 n_1 + |b_2| n_2) \qquad (4)$$

где $b_1, |b_2|$ — подвижность положительных и отрицательных легких ионов.

Напряженность электрического поля Е определяется выражением:

$$E = \frac{j_0}{\lambda}\ , \qquad (5)$$

где j_0 — плотность атмосферного электрического тока.

Из выражения (5) следует, что при постоянной плотности электрического тока уменьшение электрической проводимости приводит к увеличению напряженности электрического поля.

Уравнение (5) записано для стационарного случая. Для решения задачи об установлении стационарного состояния необходимо рассматривать уравнение:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + 4\pi\lambda(z)E = 4\pi j_0 \qquad (6)$$

В этом уравнении предполагается, что электрическая проводимость не зависит от времени, так как в условиях высокой концентрации аэрозольных частиц установление стационарного состояния электрической проводимости занимает десятки секунд (Морозов, Куповых, 2017).

Решение уравнения (6) записывается в виде:

$$E(z,t) = E(z,0)e^{-4\pi\lambda(z)t} + 4\pi\int_0^t j_0(t')e^{-4\pi\lambda(z)(t-t')}dt' \qquad (7)$$

Из формулы (7) при условии, что плотность электрического тока не зависит от времени, следует выражение для напряженности электрического поля:

$$E(z,t) = E(z,0)e^{-4\pi\lambda(z)t} + \frac{j_0}{\lambda(z)}(1 - e^{-4\pi\lambda(z)t}) \qquad (8)$$

Согласно выражению (8) установление стационарного состояния $E=j_0/\lambda(z)$ определяется временем электрической релаксации $\tau_\lambda = 1/4\pi\lambda(z)$.

Для чистой атмосферы τ_λ = 250 с. При концентрации аэрозольных частиц $N = 5 \cdot 10^{10}$ м$^{-3}$ концентрация легких ионов уменьшается в пять раз, а, следовательно, время электрической релаксации становится равным 1250 с. Такие случаи по данным станций атмосферно-электрической сети наблюдаются достаточно часто (Шварц, Огуряева, 1987).

Если концентрации аэрозольных частиц на порядок меньше ($N = 5 \cdot 10^9$ м$^{-3}$), как было получено на станции Иркутск в 2015 г., изменения электрической проводимости и напряженности электрического поля могут происходить синхронно (см. рис. 2).

3. Теоретические оценки влияния глобального распределения аэрозольных частиц на вариации потенциала ионосферы

Задача о влиянии глобального распределения аэрозольных частиц по земному шару рассмотрена в работе В. Н. Морозова (2015). Для потенциала ионосферы φ_∞ было получено выражение, учитывающее наличие аэрозольных частиц

$$\varphi_\infty^a = \frac{R_g^a}{R_g}\varphi_\infty \qquad (9)$$

где R_g^a — глобальное сопротивление атмосферы с учетом областей загрязнения аэрозольными частицами,

R_g — глобальное сопротивление «чистой» атмосферы.

Для отношения $\frac{R_g^a}{R_g}$ были получено выражение для случая экспоненциального распределения электрической проводимости атмосферы:

$$\frac{R_g^a}{R_g} = \frac{\frac{1}{\eta}(1-e^{-\alpha H_0}) + (e^{-\alpha H_0} - e^{-\alpha H})}{\{(1-\gamma)[\frac{1}{\eta}(1-e^{-\alpha H_0}) + (e^{-\alpha H_0} - e^{-\alpha H})] + \gamma(1-e^{-\alpha H})\}} \quad (10)$$

где: $\lambda(z) = \lambda_0 e^{\alpha z}$ при $z \in [H_0, H]$, $\lambda(z) = \eta\lambda_0 e^{\alpha z}$ при $z \in [0, H_0)$,

H_0 — толщина аэрозольного слоя;

H — высота нижней границы ионосферы;

η = 0,1 — 0,01;

γ — доля площади земной поверхности, над которой наблюдается повышенная концентрация аэрозольных частиц.

Для ядер Айткена: если $N = 10^{10}$ м$^{-3}$, то η = 0,21,

если $N = 5 \cdot 10^{10}$ м$^{-3}$, то η = 0,024.

Если H_0 = 1 км, H = 80 км, α = 0,3 км$^{-1}$, то при γ = 0,1 отношение $\frac{R_g^a}{R_g} = 1{,}106$, а $\varphi_\infty^a = 1{,}106\,\varphi_\infty$, при γ = 0,001 отношение $\frac{R_g^a}{R_g} = 1{,}001$, а $\varphi_\infty^a = 1{,}001\,\varphi_\infty$. Следовательно с уменьшением γ потенциал ионосферы при наличии аэрозольных частиц приближается к потенциалу чистой атмосферы ($\varphi_\infty^a \to \varphi_\infty$), оцениваемому в 250—300 кВ. При этом в области аэрозольных загрязнений сопротивление атмосферы увеличивается, что приводит к уменьшению плотности тока проводимости, направленного к земной поверхности.

4. Исследование механизмов образования аэрозольных частиц диаметром 3—200 нм

Основная идея рассмотрения. Предполагается, что на начальном этапе эволюции системы действует механизм нуклеации, обусловленный взаимодействием электрического поля иона с дипольными моментами паров различных веществ, когда все частицы растут до диаметра порядка 3 нм (Лапшин и др., 2002; Nadykto, Yu, 2003; 2004).

В работе (Nadykto, Yu, 2003), показано, что дипольно-зарядовое взаимодействие полярных молекул паров различных веществ (воды, серной кислоты и т. д.) с электрическим полем заряженных ионов (кластеров) может значительно влиять на термодинамические свойства и кинетику роста образующихся кластеров. Это взаимодействие конденсирующихся молекул пара с заряженным кластером увеличивает величину эффективного сечения столкновения и тем самым увеличивает скорость роста кластера:

$$\beta_i = EF_i \beta_i^{(c)},$$

где $\beta_i^{(c)}$ — коэффициент столкновений между мономером и простым i-мером без учета полярности молекул.

В работе (Nadykto, Yu, 2003) коэффициент увеличения EF_i записывается в виде:

$$EF_i = 1 + \frac{2lE(r_p + r_m)L(\frac{lE(r_p + r_m)}{k_B T}) + \alpha \varepsilon_0 E^2 (r_p + r_m)}{3k_B T} \quad (11)$$

где: r_p — радиус частицы,

r_m — радиус молекулы,

l — дипольный момент газовых молекул,

$$E(r) = (\frac{1}{\varepsilon_g} - \frac{1}{\varepsilon_p}) \frac{ie_0}{4\pi\varepsilon_0 r^2} \ ,$$

e_0 — заряд электрона,

ε_g — диэлектрическая проницаемость пара,

ε_p — диэлектрическая проницаемость частицы,

i — число элементарных зарядов на аэрозольной частице.

$L(z) = [\frac{e^z + e^{-z}}{e^z - e^{-z}}] - \frac{1}{z}$ — функция Ланжевена,

$L(\frac{lE(r)}{k_B T})$ — функция, описывающая среднюю величину cosθ,

где θ — угол между диполем и электрическим полем,

k_B — постоянная Больцмана,

α_1 — поляризуемость частицы

ε_0 — диэлектрическая проницаемость вакуума.

Из уравнения Фукса для броуновской коагуляции получается ядро коагуляции между полярными молекулами и заряженными частицами в свободном молекулярном режиме:

$$K_{mp} = EF\pi(r_p + r_m)^2 C_{stick} \sqrt{\overline{V}_p^2 + \overline{V}_m^2} \ , \qquad (12)$$

где C_{stick} — коэффициент столкновения между молекулами и заряженными частицами,

$r_p, \overline{V}_p -$ радиус и тепловая скорость частиц,

$r_m, \overline{V}_m -$ радиус и тепловая скорость молекул

Результаты расчетов величин EF и ядра коагуляции для ряда веществ (в том числе серной кислоты и воды), показали, что уже для частиц с диаметрами 2—3 нм EF близка к единице и для частиц большего радиуса действие указанного механизма неэффективно (Nadykto, Yu, 2003). Такое рассмотрение позволяет избежать молекулярной стадии расчетов для частиц с диаметрами 0,01—0,1 нм.

Далее возникают две задачи:

1. Пусть система содержит только пары воды H_2O, тогда нужно начинать с рассмотрения процессов коагуляции, а затем переходить к рассмотрению процесса конденсации.

2. Если система содержит пары $H_2SO_4 + H_2O$, то решение задачи следует начинать с рассмотрения процессов конденсации, а затем переходить к анализу процессов коагуляции.

Рассмотрим вначале первую задачу. После образования частиц с диаметром 3 нм на ионах они должны быть заряжены положительно и отрицательно с одним элементарным зарядом. Этот процесс описывается следующими уравнениями:

$$\frac{dN_+}{dt} = n_+\beta_{+0}N_0 - n_-\beta_{\pm}N_+$$

$$\frac{dN_-}{dt} = n_-\beta_{-0}N_0 - n_+\beta_{\pm}N_-$$

$$\frac{dN_0}{dt} = n_+\beta_{\pm}N_- + n_-\beta_{\pm}N_+ - n_+\beta_{+0}N_0 - n_-\beta_{-0}N_0 \qquad (13)$$

При рассмотрении стационарного случая решения системы (13) получаются соотношения, связывающие концентрации нейтральных, положительных и отрицательно заряженных аэрозольных частиц:

$$N_+ = \frac{n_+}{n_-}\frac{\beta_{+0}}{\beta_{\pm}}N_0 \;, N_- = \frac{n_-}{n_+}\frac{\beta_{-0}}{\beta_{\pm}}N_0 \,,$$

$$N_0 = \frac{n_+\beta_{\pm}N_- + n_-\beta_{\pm}N_+}{n_+\beta_{+0} + n_-\beta_{-0}} \qquad (14)$$

где N_0 — начальная концентрация аэрозольных частиц.

Используя первые два соотношения из (14), можно получить оценки концентраций положительных и отрицательных заряженных аэрозольных частиц,

Пусть $n_+ \sim n_-$ (n_+, n_- — концентрации положительных и отрицательных легких ионов) и диаметр аэрозольных частиц равен 2 нм, тогда $\beta_{+0} = \beta_{-0} = 0{,}02 \cdot 10^{-6}$ см^3/с, $\beta_{\pm} = 1{,}4 \cdot 10^{-6}$ см^3/с и $N_+ = N_- = 0{,}014N_0$.

Следовательно, при появлении однократно заряженных частиц с диаметром 3 нм в соответствии с указанным выше механизмом процесс переходит во вторую стадию, когда аэрозольные частицы становятся нейтральными за счет присоединения легких ионов. Характерное время этого процесса определяется выражением $\tau = (n_{\pm} \cdot \beta_{\pm})^{-1}$ и при $n_{\pm} = 10^3$ см$^{-3}$ составляет 720 с (12 мин).

Характерное время нейтрализации при слиянии двух противоположно заряженных аэрозольных частиц можно оценить на основе уравнения:

$$\frac{dN_0}{dt} = \beta N_+ N_- \qquad (15)$$

Согласно работе (Yu, Turco, 1998) $\beta = 10^{-8}$ см^{3}с$^{-1}$ и при $N = 10^3$ см$^{-3}$ $\tau_1 = (n_{\pm} \cdot \beta_{\pm})^{-1}$ равна 10^5, т. е. значительно больше τ.

Эта стадия превращения заряженных аэрозольных частиц в нейтральные соответствует предположениям В. В. Смирнова (1992) и ряда других исследователей об образовании нейтральных аэрозольных наночастиц (Turco et al., 1998).

Считая аэрозольные частицы нейтральными (незаряженными), можно перейти к рассмотрению процессов коагуляции за счет броуновской диффузии.

Описанию задач коагуляции и, в частности, броуновской коагуляции посвящен ряд монографий (Чандрасекхар, 1947; Волощук, 1984; Пискунов, 2010). В данной работе процесс коагуляции рассматривается в соответствии с положениями классической монографии Чандрасекара (1947), в которой уравнение Смолуховского записывается в виде:

$$\frac{dN_k}{dt} = 4\pi\left(\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{k-1} N_i N_{k-i} D_{i,k-i} R_{i,k-i} - N_k \sum_{j=1}^{\infty} N_j D_{kj} R_{kj}\right) \qquad (16)$$

$$D_{ik} = D_i + D_k \quad , \quad R_{ik} = R_i + R_k$$

где D_i, D_k, R_i, R_k — коэффициенты диффузии и радиусы i и k-кратных частиц.

В уравнении (16) первая сумма в правой части описывает увеличение концентрации N_k благодаря образованию k-кратных частиц путем соединения i-кратной с k-i-кратной, в то время как вторая сумма дает уменьшение N_k, благодаря образованию k+j-кратных частиц за счет соединения двух частиц, из которых одна обязательно k-кратная.

Коэффициенты D_i, D_k, R_i, R_k можно выразить через коэффициенты коагуляции K:

$$K_{i,k-i} = 4\pi(R_i + R_{i-k})(D_i + D_{i-k})\ K_{i,j} = 4\pi(R_i + R_j)(D_i + D_j)$$

$$D_i = \frac{k_B T}{6\pi\eta R_i} \qquad (17)$$

где: η_l — коэффициент динамической вязкости атмосферы;
T — температура среды.

Далее делается предположение $D_i R_i = DR$, означающее, что радиусы сфер сложных частиц пропорциональны радиусам простых частиц (Чандрасекар, 1947), и рассматривается случай постоянного коэффициента коагуляции для которого приводится следующее решение:

$$N_k = \frac{N_0[N_0(4\pi DRt)]^{k-1}}{(1+N_0 4\pi DRt)^{k+1}}, k = 1,2 \qquad (18)$$

Формулу (18) можно переписать в следующем виде:

$$N_k / N_0 = \frac{(N_0 \frac{2k_B T}{3\eta} t)^{k-1}}{(1+N_0 \frac{2k_B T}{3\eta})^{k+1}} = \frac{\tau^{k-1}}{(1+\tau)^{k+1}} \qquad (19)$$

Исследование выражения (19) на экстремум дает следующую связь между k и величиной $\tau = N_0 4\pi DRt = N_0 \frac{2\vec{k}T}{\eta} t$:

$$k = 1 + 2\tau \qquad (20)$$

Максимальное значение концентрации k-кратных частиц при $\tau = \frac{k-1}{2}$ определяется выражением:

$$N_k = N_0 \frac{4(1-\frac{1}{k})^{k-1}}{k^2(1+\frac{1}{k})^{k+1}} \qquad (21)$$

Интересно отметить, что с ростом безразмерного времени τ, следовательно, и времени t максимальная концентрация N_k уменьшается и смещается в сторону больших k.

При $k >> 1$ имеем:

$$N_k = 0{,}54 N_0 / k^2 \qquad (22)$$

Максимальные значения отношения N_k / N_0 для различных k, полученные с использованием выражений (21) и (22), представлены в табл. 1.

Таблица 1

Зависимость максимальных значений N_k / N_0 от числа присоединенных частиц k

k	2	5	10	20	30	40	50	10^3	10^6
τ	0,5	2	4,5	9,5	14,5	19,5	24,5	499,5	$5\cdot 10^5$
N_k / N_0	0,148	0,022	0,0054	0,0014	$6\cdot 10^{-4}$	$3{,}4\cdot 10^{-4}$	$2{,}17\cdot 10^{-4}$	$5{,}4\cdot 10^{-7}$	$5{,}4\cdot 10^{-13}$

Оценки коэффициента коагуляции показывают, что для $k \leq 50$ можно пользоваться постоянным коэффициентом коагуляции, равным

$K_0 = k_B T/\eta$. При T = 300°K K_0 равно 1,53· 10^{-10} см^3/с. При увеличении температуры на порядок (например, в условиях коронного разряда) K_0 также увеличивается на порядок.

Величина $(N_0 K_0)^{-1}$ определяет характерное время коагуляции τ_*: τ_* = 6,54· 10^4 с = 18 ч = 0,75 суток, при N_0 = 10^5 см$^{-3}$, K_0 = 1,53· 10^{-10} см^3/с, τ_* = 6,54· 10^3 с = 1,8 ч = 0,075 суток при N_0 = 10^6 с, K_0 = 1,53· 10^{-10} см^3/с.

Время достижения максимума N_k / N_0 для k = 1000 составляет t = τ· τ_* = 37,5 суток при N_0 = 10^6 см$^{-3}$, при T = 3000 °К t = 3,75 суток. При этом длительном процессе коагуляции максимальный диаметр может составлять 30—60 нм, что справедливо для коагуляции водного аэрозоля (Васильева и др., 2017).

Из формулы (21) следует асимптотическое выражение справедливое при k >> 1 и τ >> 1:

$$N_k / N_0 == \frac{e^{-\frac{k+1}{\tau}}}{\tau^2} \qquad (23)$$

В табл. 2 представлены численные значения отношения N_k / N_0, вычисленные по формуле (23) при k = 1000 и τ > 100.

Таблица 2

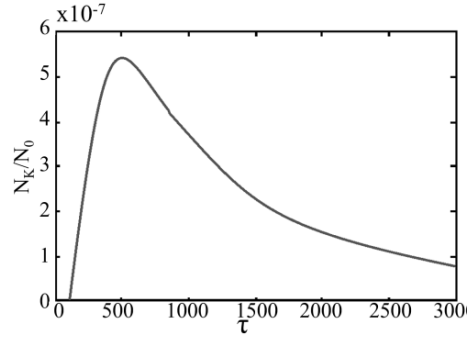
Зависимость отношения N_k / N_0 от τ при k=1000

τ	100	200	300	499,5	600	800	1000
N_k / N_0	$4\cdot10^{-9}$	$1{,}7\cdot10^{-7}$	$3{,}95\cdot10^{-7}$	$5{,}4\cdot10^{-7}$	$5{,}2\cdot10^{-7}$	$4{,}5\cdot10^{-7}$	$3{,}7\cdot10^{-7}$

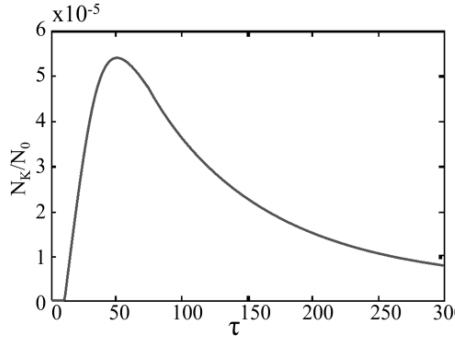
Для появления в рассматриваемой системе аэрозольных водяных частиц диаметром 200—300 нм (k = 10^6) требуется порядка нескольких лет. В рамках представленной модели эта проблема решения не имеет.

Эволюция концентрации аэрозольных частиц при различных k представлена на рис. 3

а)



б)



в)

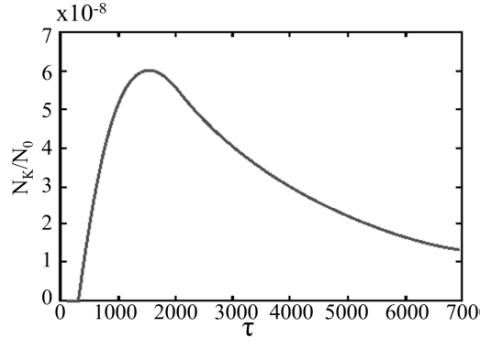


Рис. 3. Изменение относительной концентрации N_k/N_0 во времени (τ) при k = 1000 (*а*), k = 100 (*б*), k = 3000 (*в*).

Относительная концентрация аэрозольных частиц сначала возрастает, достигает максимума, а затем плавно стремится к нулю.

Система аэрозольных частиц, в которой происходит процесс коагуляции, никогда не достигает стационарного состояния (Пискунов, 2010). Это является важным свойством коагуляционных систем, в которых отсутствуют начальные источники аэрозольных частиц.

В случае учета зависимости коэффициента коагуляции от радиусов взаимодействующих частиц (19) уравнение коагуляции можно записать в дискретном виде (18).

Развитие данной модели с учетом зависимости коэффициента коагуляции от радиусов коагулирующих частиц в соответствии с представлением (17) предполагается сделать в дальнейшем.

Выводы

1. По данным наблюдений атмосферно-электрической станции в пос. Воейково получены связи между концентрацией аэрозольных частиц, полярной (положительной) электрической проводимостью воздуха и напряженности электрического поля атмосферы.

2. С использованием теоретической модели, описывающей связь между электрической проводимостью и концентрацией аэрозольных частиц, рассчитана концентрация аэрозольных частиц по размерам в диапазоне 3—200 нм (по данным, полученным на атмосферно-электрической станции Иркутск, в летний период 2015 г.)

3. В результате рассмотрения влияния глобального распределения аэрозольных частиц на потенциал ионосферы получены оценки изменений потенциала ионосферы в зависимости от площади распространения аэрозольных частиц и их концентрации.

4. Результаты исследования показали, что для объяснения образования аэрозольных частиц на ионах за счет взаимодействия электрического поля ионов с дипольными моментами водяного пара и паров серной кислоты, следует привлекать коагуляционный и конденсационный механизмы. Используемая модель не может объяснить образование частиц размером 200 нм и более, но может

быть использована для интерпретации результатов, приведенных в работе (Васильева и др., 2017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильева М. А., Ераньков В. Г., Жохова Н. В., Палей А. А., Романов Н. П. (2017). Формирование аэрозолей путем генерации коронного разряда и характеристики их эволюции. / В сб.: Третья Всероссийская конференция «Глобальная электрическая цепь» — Ярославль. С. 91—92.

Ваюшина Г. П., Легашов И. М., Шварц Я. М. (1990). Наблюдения атмосферного электричества над океаном как часть общей системы регулярных атмосферно-электрических наблюдений / В сб.: Вопросы атмосферного электричества — Л.: Гидрометеоиздат. С. 158—167.

Волощук В. М. (1984). Кинетическая теория коагуляции — Л.: Гидрометеоиздат. 283 с.

Зайнетдинов Б. Г., Попов И. Б., Соколенко Л. Г. (2015). О результатах модернизации атмосферно-электрической сети станций Росгидромета / В сб.: Материалы второй всероссийской конференции Глобальная электрическая цепь. — Ярославль. С. 114—115.

Лапшин В. Б., Яблоков М. Ю., Палей А. А. (2002). Давление пара над заряженной каплей // Журнал физической химии. Т. 76. № 10. С. 1901—1903.

Морозов В. Н. (2011). Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов с учетом влияния аэрозольных частиц и радиоактивных веществ — СПб: РГГМУ. 253 с.

Морозов В. Н. (2015). Влияние глобального распределения аэрозольных частиц на электрический потенциал ионосферы // Труды ГГО. Вып. 577. С. 106—112.

Пискунов В. Н. (2010). Динамика аэрозолей — М.: Физматлит. 293 с.

Смеркалов В. А. (1984). Аппроксимация среднего распределения аэрозольных частиц по размерам // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 20. № 4. С. 341—348.

Смирнов В. В. (1992). Изменение ионного, аэрозольного и газового состава воздушной среды при ее радиоактивном загрязнении // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 28. № 9. С. 958—966.

Шварц Я. М., Огуряева Л. В. (1987). Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. № 7. С. 59—64.

Семенов К. А., Шварц Я. М., Жукова М. П., Соколенко Л. Г., Камышанова В. А. (1986). Особенности результатов измерений величин атмосферного электричества в Воейково // Труды ГГО. Вып. 498. С. 3—9.

Чандрасекар С. (1947) Стохастические проблемы в физике и астрономии. — Москва: ГИИЛ. 168 с.

Nadykto A. B., Yu F. (2003). Uptake of neutral polar vapor molecules by charged cluster: Enhancement due to dipole- charge interaction // J. Geophys. Res. V. 108. № D23 4717. doi.10.1029/2003JD003664.

Nadykto A. B., Yu F. (2004). Dipole Moment of Condensing Monomers: A New Parameter Controlling the Ion-Induced Nucleation // Phys. Rev. Lett. V. 93. № 1. P. 016101-1—016101-4.

Yu F., Turco R. P. (1998). The formation and evolution of aerosols in stratospheric aircraft plumes //J. Geophys. Res. V. 103. NO.D20 P. 25.915—25.934.

Turso R. P., Zhao J.-X., Yu F. (1998). A new source of tropospheric aerosols: Ion-ion recombination // Geophys. Res. Letters. V. 25. № 5. P. 635—638.

УДК 551.594

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ МОЛНИЙ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ (Обзор)

А. В. Снегуров, В. С. Снегуров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7
e-mail:info@alwes.ru

Поступила в редакцию 12.10.2018
Поступила после доработки 6.11.2018

Введение

Развитие энергетики, транспорта, добывающей промышленности, средств связи и передачи электроэнергии, лесного хозяйства, космической отрасли способствовало созданию технических средств обнаружения молниевых разрядов с целью предупреждения соответствующих служб о появлении электрически опасных конвективных облаков, направлении их перемещения, грозовой активности. Такие средства создавались на основе знаний и представлений о свойствах электромагнитного излучения (ЭМИ) молниевых (грозовых) разрядов. Определенную роль в решении этой задачи сыграли исследования ЭМИ и разработки систем грозопеленгации, выполненные в Главной геофизической обсерватории им А. И. Воейкова (ГГО).

Цель настоящей работы состоит в экспериментальной оценке применимости дипольной модели источника (молниевого разряда) и алгоритмов дальнометрии гроз в зоне до 100 км для развития и усовершенствования систем местоопределения гроз, выполненной на основе обобщения результатов исследований параметров ЭМИ молний.

Расчетные соотношения для электрической и магнитной составляющих произвольно ориентированного в пространстве дипольного излучателя

Начало исследований электромагнитного излучения молниевых разрядов (далее — атмосфериков) авторы монографии «Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе Земля-ионосфера» (Альперт и др., 1967) относят к первой половине 20-х годов XX века, когда были опубликованы первые работы по изучению их источника — молниевых разрядов (Watson-Watt, Appleton, 1923; Appleton, Watson-Watt, Herd, 1926; Watson-Watt, Herd, 1926).

Впервые модель молнии в виде вертикального диполя была предложена Лежеем (Lejey, 1926). Позднее было показано, что форма близких атмосфериков трансформируется, и объяснение этой особенности может быть дано в рамках дипольной модели источника (Norinder, 1951; Morrison, 1953). В дальнейшем модель стала широко использоваться в теоретических и экспериментальных работах, посвященных дальнометрии и пеленгации ближних гроз.

Применимость дипольных представлений ЭМИ молниевого разряда во временной области теоретически показана в работе (Muller-Hillebrand, 1962), а экспериментально — в работах (Штенников, 1968; Кононов, Штенникова, 1976; Ruhnke, 1971, 1972; Кононов, 1970, 1971, 1975). Аналогичные исследования для спектральной области представлены в работах (Снегуров, 1975а, 1975б, 1977, 1980, 1982; Frisius et al., 1984). Подробный анализ зарубежных теоретических и экспериментальных работ по изучению свойств излучения молниевых разрядов в зоне до 500 км приводится в монографии Александрова с соавторами (1972).

Теоретические оценки границ применимости дипольных представлений молниевых разрядов в ближней зоне с учетом их пространственной ориентации, приведеные в работах (Кононов, 1975; Кононов и др., 1975, 1982), экспериментальные исследования ошибок пеленгации грозовых разрядов в низкочастотном диапазоне, выполненные (Krider et al., 1976, 1980; Herman et al., 1976; Снегуров,

1981а,б), а также выявленный при измерениях значительный разброс разностей расстояний, между данными широкополосного импульсного ЕН-дальномера с непрерывной шкалой дальности (Файзулин и др., 1975а,б) и радиолокационой станции метрового диапазона (Крохин и др., 1981), заставили разработчиков грозопеленгаторов-дальномеров ближней зоны обратить внимание на погрешности измерений, обусловленные пространственной ориентацией канала молнии.

Для точки наблюдения, расположенной над бесконечно проводящей поверхностью, компоненты поля во временной и спектральной области определяются простыми выражениями, приведенными ниже (Кононов, 1975; Снегуров, 1981а, 1982; Кононов, Петренко, Снегуров, 1986; Кононов, Петренко, 1992).

Для произвольно ориентированного в пространстве дипольного излучателя соотношения для электрической *Ez(t,R)* и магнитной *Hφ(t,R)* составляющих ЭМИ можно записать следующим образом:

$$Ez(t,R) = -\frac{cos^2\psi(sin\alpha_0+\lambda_0)}{2\pi\varepsilon_0 R^3}\left[n^2\frac{d^2P(t)}{dt^2}+m_0 n\frac{dP(t)}{dt}+m_0 P(t)\right], \quad (1)$$

$$\mathrm{H}\varphi(t,R) = \frac{cos^2\psi(sin\alpha_0+\lambda_0)}{2\pi\varepsilon_0 z_0 R^3}\left[n^2\frac{d^2P(t)}{dt^2}+n\frac{dP(t)}{dt}\right], \quad (2)$$

где α_0 — угол отклонения излучателя от горизонтальной плоскости,

ψ — угол места источника из точки приема,

$\varepsilon_0 = 8{,}854\cdot10^{-12}$, ф/м,

$\mu_0 = 4\pi\cdot10^{-7}$, Гн/м,

$z_0 = \sqrt{\mu_0/\varepsilon_0}$, $n = R/C$,

C — скорость света,

R — расстояние, м.

В спектральной области соотношения для электрической $Ez(i\omega)$ и $Hx, Hy(i\omega)$ магнитных составляющих можно представить следующим образом:

$$Ez(i\omega) = \frac{P(i\omega)e^{ia}}{\pi\varepsilon_0 R^3} T_1(a^2 + iam_0 - m_0), \quad (3)$$

$$Hx(i\omega) = \frac{P(i\omega)e^{ia}}{\pi\varepsilon_0 z_0 R^3} T_2(a^2 + ia), \quad (4)$$

$$Hy(i\omega) = \frac{P(i\omega)e^{ia}}{\pi\varepsilon_0 z_0 R^3} T_3(a^2 + ia), \quad (5)$$

где:

$T_1 = Cos^2\psi(Sin\alpha_0 + \lambda_0$, (6)

$T_2 = \mathrm{Cos}\alpha_0 Sin\varphi_0 Sin\Psi + Sin\alpha_0 Sin\varphi Cos\psi$, (7)

$T_3 = \mathrm{Cos}\alpha_0 Cos\varphi_0 Sin\Psi + Sin\alpha_0 Cos\varphi Cos\psi$, (8)

$\lambda_0 = Cos\alpha_0\, tg\psi Cos\,(\varphi - \varphi_0)$, (9)

$m_0 = \frac{(1-2tg^2\psi)Sin\alpha_0 + 3\lambda_0}{Sin\alpha_0 + \lambda_0}$, (10)

$P(i\omega)$ — дипольный момент;

$a = fR/47{,}7$;

f — частота, кГц;

R — расстояние, км;

$\omega = 2\pi f$;

φ — пеленг на излучатель;

φ_0 — угол, характеризующий ориентацию диполя в горизонтальной плоскости относительно оси X;

$\varphi - \varphi_0$ — угол взаимной ориентации излучателя относительно направления на точку наблюдения;

m_0 — коэффициент поляризации.

В литературе встречаются и другие определения коффициента поляризации, например: $\lambda^* = (m_0 - 1)$ (Крохин и др., 1981) или $\xi = 1/m_0$ в работах (Снегуров, 1981а, 1981б, 1984б).

Количественная оценка границ применимости дипольных представлений молниевого разряда была дана в теоретической работе (Muller-Hillebrand, 1962). Автор показывает, что для простейшей модели разряда, движущегося с некоторой постоянной скоростью **υ** в вертикальном направлении, ошибка определения Ez и $H\varphi$ между реальным разрядом и его дипольным приближением не превышает

20 %, при условии, что отношение скорости разряда и скорости света (**υ/C**) равно 0,2 (при учете только дипольного члена разложения поля по мультиполям) и отношение расстояния до источника к его высоте равно 2. Когда это отношение более 5, погрешность определения *Ez* и *Hφ* не превышает 6—8 %.

Отечественные теоретические и экспериментальные работы проведенны в конце 60-х, 70-е годы XX в. (Штенников, 1968; Кононов, Семикрас, 1975; Кононов, 1975; Кононов, Штенников, 1976). В них показано, что на расстоянии 10 км относительное расхождение между точным значением *Hφ,* выраженного через однокомпонентный вектор Герца (Кононов, Семикрас, 1975) и $H\varphi^{\text{дип}}$, соответствующего дипольному члену разложения вектора Герца в ряд Тейлора (Кононов, 1975) для модели вертикального молниевого разряда достигает 10 %. На удалении 30 км расхождение уменьшается до 1 %. Наклон излучателя также приводит к расхождениям между *Hφ и* $H\varphi^{\text{дип}}$ до 10 %.

Экспериментальные исследования (Штенников, 1968; Кононов, Штенников, 1976), показали, что дипольный момент в источнике можно представить суммой двух экспонент вида:

$$P(t)=P_0[a_1^3 t^3 \exp(-a_1) + b a_2^3 t^3 \exp(-a_2 t)] \quad , \qquad (11)$$

В формуле (11) параметры аппроксимации a_1, b и a_2 изменяются от $3{\cdot}10^4$ до $4{\cdot}10^4$, от 1,8 до 2,5 и от $0{,}75{\cdot}10^4$ до $0{,}93{\cdot}10^4$ c^{-1} соответственно. Эти параметры соответствуют формам атмосфериков 1 и 2 типа классификации (Taylor, 1963). Ранее в работах (Bruce, Golde, 1941; Morrison, 1953; Pierce, 1960; Berger, 1962; Muller-Hillebrand, 1962; Dennis, Pierce, 1964; Hill, 1966; Кашпровский, 1966; Альперт и др., 1967) использовалась аппроксимация в виде разности двух экспонент:

$$P(t) = P_0[\, exp(-a_1 t) - exp(-a_2 t)], \qquad (12)$$

где a_1 изменяется от 10^3 c^{-1} (Альперт и др., 1967) до $4{,}5{\cdot}10^4$ c^{-1} (Dennis, Pierce, 1964), а a_2 — от $4{,}0{\cdot}10^4$ c^{-1} (Morrison, 1953) до $6{,}0{\cdot}10^6$ c^{-1} (Berger,

1962). Среднее значение $a_1 = 3{,}5 \cdot 10^4$ c^{-1}, $a_2 = 11{,}3 \cdot 10^5$ c^{-1}. Среднее квадратическое отклонение (СКО) соответственно $2{,}6 \cdot 10^4$ и $1{,}8 \cdot 10^5 c^{-1}$.

Временной зависимости вида (12) соответствует спектральная плотность стандартного источника S_0:

$$S_0 = \frac{a_2 - a_1}{\sqrt{(a_1^2+\omega^2)(a_2^2+\omega^2)}}, \qquad (13)$$

В работе (Альперта и др., 1967) со ссылкой на работы (Watt, 1960; Taylor, 1963; Михайлова, 1965), отмечается, что соотношение (13) не всегда отражает реальные свойства стандартного источника.

Экспериментальные исследования амплитудно-частотных спектров близких атмосфериков

Поскольку молниевый разряд является широкополосным источником электромагнитного излучения (Malan, 1959; Taylor, 1963) для разработки технических средств регистрации гроз, будь то простые по конструкции грозорегистраторы, однопунктовые грозопеленгаторы и дальномеры разработчики обращали внимание на особенности электромагнитного излучения молний в различных диапазонах частот и на различных расстояниях. В однопунктовых устройствах определения пеленга и дальности, как правило, использовались частоты до 100 кГц. Подробная инфромация о диапазонах рабочих частот грозопеленгаторов-дальномеров содержится в монографиях (Альперт и др., 1967; Кашпровский, 1966; Александров и др., 1972; Кононов, Петренко, Снегуров, 1986). Особое место занимали работы, связанные с созданием счетчиков молний, а позднее однопунктовых и многопунктовых систем местоопределения грозовых разрядов различного типа. Исследования возможности разделения грозовых разрядов по типу (облако—облако или облако—земля) с помощью простейших грозорегистраторов Пирса-Гоулда (Pierce, 1956) и аналогичного по конструкции отечественного грозорегистратора (Лоч, 1952) не подтвердили возможность регистрации разрядов определенного типа. (Диневич и

др., 1975). Грозорегистратор Пирса-Гоулда построен с учетом различия частотных спектров ЭМИ разрядов в землю и облаках, обнаруженных Пирсом и опубликованных в монографии (Israel, 1970). Из графиков, представленных в монографии следует, что на частотах до 10 кГц амплитуды электрического поля разрядов в землю и облаках отличаются более чем на два порядка, а на частотах 60—100 кГц они соизмеримы. С помощью приемников, настроенных на определенные частоты, исследовано соотношение амплитуд поля в диапазоне частот от 3 кГц до 12 МГц разрядов в облаках и на землю (Malan, 1959). Тип разряда определялся по форме атмосферика, который совместно с сигналом на одной из частот, отображался на экране двухлучевого осциллографа. В итоге было показано, что на частотах 3—12 кГц амплитуды сигналов у разрядов в землю в 10—40 раз больше, чем у разрядов в облаках. В работе нет объяснения по каким параметрам формы атмосферика определялся тип разряда.

В работах (Marney et al., 1971; Shanmugan et al., 1971) теоретически и экспериментально показано, что облачные разряды генерируют интенсивное горизонтально поляризованное излучение на частоте 50 кГц, а разряды в землю —вертикально поляризованное излучение на частоте 10 кГц. Соотношение амплитуд поля на частотах 2—3 кГц равно 3—4, на частотах около 8 кГц – 6—7, а на частотах более 30 кГц около 1.

В конце 60-х годов XX в. в результате регистрации разрядов с помощью спектроанализатора на удалениях до 250 км (Иньков, 1970) в диапазоне частот 1—4 кГц был обнаружен характерный дальним атмосферикам минимум. Работа выполнялась на полевой базе ГГО в пос. Воейково. Зарегистрированные грозовые разряды были разделены на три группы: в первую входили дни с грозами на расстоянии до 50 км от пункта наблюдения, во вторую — дни с грозами на удалениях от 50 до 250 км, в третью — дни, в которые в зоне до 250 км грозы не наблюдались. При подборе соответствующего масштаба шкалы числа разрядов в каждой группе частотные кривые оказались совпадающими. Во всех случаях минимум приходился на частоты от 1,2 до 2,2 кГц. Позднее в работе Л. Г. Махоткина и Б. К. Инькова (1974) на основе анализа результатов регистрации

атмосфериков в зоне до 100 км было высказано предположение о влиянии ионосферы на амплитудно-частотные спектры.

Если рассмотреть спектральные характеристики излучения молний, то можно отметить, что для спектров дальних атмосфериков характерны две особенности: максимум излучения на частотах порядка 5—7 кГц и минимум на частотах 2—3 кГц (Михайлова, 1962, 1965; Alpert et al., 1967; Альперт и др., 1967; Иньков, 1973). В работе (Taylor, 1963) отмечалось, что на удалениях до 500 км в спектральных кривых наблюдается максимум на частотах 5—8 кГц и минимум на частотах 2—3 кГц.

В этой связи представляют интерес данные экспериментальных исследований амплитудно-частотных спектров молниевых разрядов различного типа в ближней (до 30 км) зоне, в которой можно, особенно в ночные часы, визуально определить тип грозового разряда. Экспериментальные данные позволили оценить соотношение амплитуд напряженности электрического поля на различных частотах между разрядами различного типа, определить с каких расстояний спектр излучения реальных молний можно отнести к спектру «стандартного источника», как он трансформируется в указанной зоне и в рамках какой модели можно объяснить этот эффект.

Эксперимент был подготовлен и проведен в грозовые сезоны 1972—1973 гг. на территории Молдавской противоградовой экспедиции (пос. Корнешты) и полевой экспериментальной базы ГГО в п. Воейково Ленинградской области (Снегуров 1975а, б). Для регистрации форм атмосфериков использовалась магнитная запись: электрическая антенна через согласующее устройство подключалась на вход магнитофонной приставки. Запись атмосфериков проводилась в полосе частот от 0,04 до 11 кГц, а также на двух фиксированных частотах 5,42 кГц (с шириной полосы на уровне 6 дБ — 0,5 кГц) и 61 кГц (с шириной полосы 7,5 кГц). Тип разряда определялся визуально. Отметка о типе разряда с помощью кнопки и встроенного генератора записывалась на магнитную ленту. Обработка записи форм атмосфериков проводилась на анализаторе гармоник низкой частоты типа С5-3 и осциллографе. При обработке записей учитывалась амплитудно-частотная характеристика

усилителей записи — воспроизведения. Подробно методика обработки записей изложена в работе В. С. Снегурова (1975 б). При проведении экспериментов использовались данные радиолокационных наблюдений за мощной конвективной облачностью (Диневич и др., 1975).

В результате обработки магнитных записей форм атмосфериков при одинаковой чувствительности записывающей аппаратуры были получены медианные значения напряженности поля Ez и стандартное отклонение σ на частотах от 0,04 до 11 кГц, а также 5,42 и 61 кГц.

Для приведения амплитуд поля атмосфериков на частоте 61 кГц к амплитудам на частоте 5,42 кГц использовалась формула, полученная по экспериментальным данным Л. Г. Махоткина и Б. К. Инькова (1969), определяющая зависимость соотношение между количеством атмосфериков, принятых приборами и шириной полосы.

На рис. 1 (см. кривые 1 и 2) приведены средние медианные значения амплитуды электрического поля на различных частотах для разрядов в землю и в облаках.

Индивидуальные особенности спектров при осреднении сглаживаются. Анализ спектральных кривых позволил разделить их на три группы (Снегуров, 1977). Первая группа включала в себя 80 % случаев регистрации разрядов различного типа. Для спектров этой группы характерно плавное уменьшение амплитуды поля по мере увеличения частоты. Вторая группа включает в себя 8 % разрядов обоих типов и характеризуется вторичным максимумом на частотах 2—3 кГц и резким понижением амплитуды сигнала на частотах 4—5 кГц с плавным переходом на частотах 6—10 кГц. Третья группа спектральных кривых составляет 12 % от общего числа зарегистрированных разрядов. Для нее характерна волнообразность на частотах до 2 кГц с максимумом на 1,8 кГц, сравнительно быстрое уменьшение амплитуд на частотах до 4 кГц и плавный спад более высокочастотных гармоник.

Медианные значения амплитуд электрического поля соизмеримы для разрядов различного типа, а стандартное отклонение σ изменяется от 9 до 10 дБ, что хорошо согласуется с данными, приведенными в

работах (Махоткин, 1963; Махоткин, Семенов, 1963), но несколько выше, принятого в работе (Horner, Bredley, 1964).

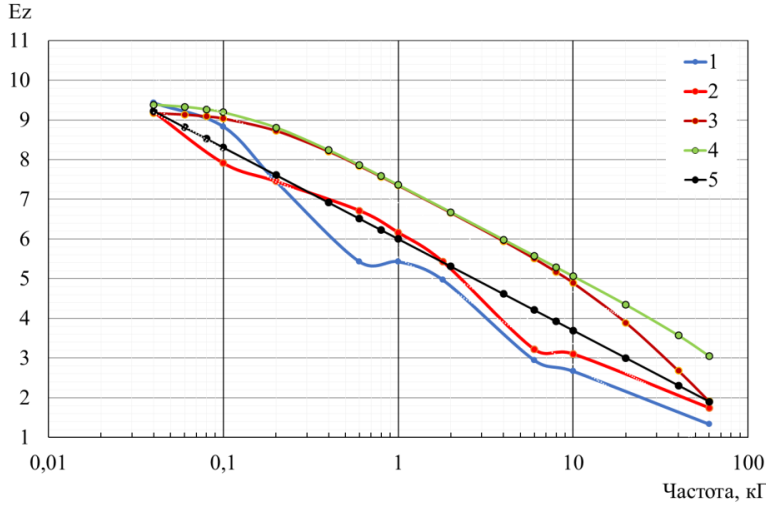


Рис. 1. Распределение медианных значений напряженности электрического поля *Ez* (в логарифмических единицах) в зависимости от частоты:
1— для разрядов в землю, 2 — для разрядов в облаках, 3 — $1/f$ (3),
4— S_0, рассчитанное по формуле (13) при $a_1 = 10^3$ с$^{-1}$, $a_2 = 10^5$ с$^{-1}$ (Альперт и др., 1967),
5— S_0, рассчитанное по формуле (13) при $a_1 = 800$ с$^{-1}$, $a_2 = 5 \cdot 10^5$ с$^{-1}$ (Кашпровский, 1966).

Таким образом, медианные значения напряженности электрического поля разрядов в землю и в облаках в зоне до 5 км близки. Среднее и стандартное отклонение разностей медианных значений составляет 0,27 и 0,62, соответственно, при максимальном значении 1,29 в указанном выше диапазоне частот.

Коэффициенты корреляции между парами распределений представлены в табл. 1, из которой следует, что спектральные кривые хорошо коррелируют друг с другом, коэффициент корреляции колеблется от 0,94 до 0,99. Если сравнивать максимальное, минимальное, среднее и стандартное отклонение (на уровне 95 %)

разностей медианных значений напряженности электрического поля *Ez* для разрядов в землю (1) и в облаках (2), то они максимальны при сравнении с распределениями, представленными в виде двух экспонент (13) для пар распределений (1)—(4), (1)—(5), (2)—(4) и (2)—(5) в таблице 1 и минимальны в случаях сравнения с распределением вида 1/*f*.

Таблица 1

Сравнение статистических параметров между парами распределений амплитуд поля на различных частотах

Номера пар	(1) и (2)	(1) и (3)	(1) и (4)	(1) и (5)	(2) и (3)	(2) и (4)	(2) и (5)
Коэффициент корреляции	0,98	0,99	0,94	0,97	0,99	0,96	0,98
Среднее	0,27	0,49	1,40	–1,61	0,21	–1,13	–1,34
Стандартное отклонение (95%)	0,62	0,60	1,02	0,92	0,39	0,71	0,59
Максимальное отклонение	1,29	1,26	0,26	0,05	0,99	0,03	–0,18
Минимальное отклонение	–0,92	–0,53	–2,56	–2,63	–0,21	–2,28	–2,36

Графики на рис. 1 и статистические параметры распределения средних значений и стандартного отклонения, представленные в табл. 1, подтверждают возможность использования распределения 1/*f* для аппроксимации спектров атмосфериков в ближней (до 5 км) зоне.

Анализ магнитных записей 113 волновых форм атмосфериков, генерируемых 70 разрядами в землю и 43 разрядами в облаках на удалениях от 5 до 20—30 км показал, что спектральные кривые на частотах 0,5—11 кГц трансформируются по мере увеличения расстояния (Снегуров, 1975б). На рис. 2 приведены распределения медианных значений напряженности электрического поля *Ez* в диапазоне частот от 0,5 до 11 кГц для разрядов в землю (кривая 1) и в

облаках (кривая 2), зарегистрированных на удалениях до 20—30 км. Для спектров разрядов разного типа характерны минимум амплитуд на частотах 1,4 (О-О) и 1,6 (О-З) кГц и максимум на частотах 4,5 и 5,0 кГц. Для сравнения кривой 3 на рис. 2 представлен статистический спектр — количество разрядов на различных частотах в диапазоне от 1 до 4 кГц — по данным Б. К. Инькова (1970). Приведенному распределению характерен минимум на частоте 1,5 кГц. Таким образом, можно предположить, что трансформации спектров атмосфериков в зоне до 20—30 км и появление характерных для дальних атмосфериков минимума и максимума в диапазоне частот от 0,5 до 11 кГц не связаны с волноводным механизмом распространения, а может найти свое объяснение в рамках дипольных представлений характера излучения молний.

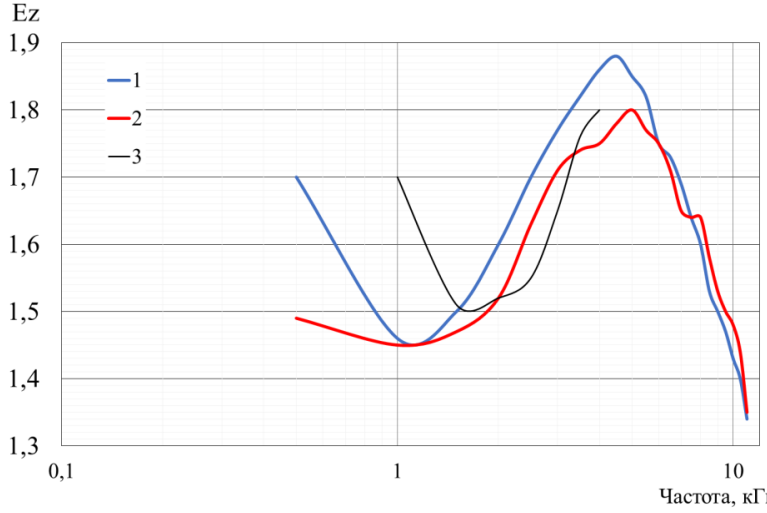


Рис. 2. Распределение медианных значений напряженности электрического поля *Ez* на различных частотах.
1 — для разрядов в землю, 2 — для разрядов в облаках,
3 — по данным В. К. Инькова (1970).

Если представить спектр излучения молниевого разряда на расстоянии R через нормированные спектры в источнике $S_0(f,R_0)$ и передаточную $K^E(f,R)$, то получим соотношение вида:

$$W(f,R) = S_0(f,R_0)\, K^E(f,R), \text{ где } R \geq R_0. \qquad (14)$$

Следует отметить, что приведенные выше параметры (6) — (10) не зависят от частоты и не влияют на форму спектра атмосферика, но определяют амплитуду электрического поля в зависимости от пространственной ориентации источника.

Значение передаточной функции $K^E(f,R)$ определяется отношением напряженности поля на расстояниях R и R_0 и всегда менее единицы.

$$K^E(f,R) = \frac{Ez(f,R)}{Ez(f,Ro)} \leq 1. \qquad (15)$$

После ряда преобразований соотношения (3) получим следующее выражение для модуля передаточной функции $\left| K^E(f,R) \right|$:

$$\left| K^E(f,R) \right| = \left(\frac{R_0^3}{R^3}\right) \sqrt{\frac{(fR)^4 - (47{,}7fR)^2 m_0 + (47{,}7)^4 m_0^2}{(fR_0)^4 - (47{,}7fR_0)^2 m_0 + (47{,}7)^4 m_0^2}} \qquad (16)$$

При m_0=1 (вертикальный диполь) выражение принимает вид:

$$\left| K^E(f,R) \right| = \left(\frac{R_0^3}{R^3}\right) \sqrt{\frac{(fR)^4 - (47{,}7fR)^2 + (47{,}7)^4}{(fR_0)^4 - (47{,}7fR_0)^2 + (47{,}7)^4}} \qquad (17)$$

Как правило, молнии регистрируются на некотором расстоянии от пункта наблюдения. Возникает вопрос о максимальном расстоянии и диапазоне частот в спектре молниевого разряда, которые в рамках дипольной модели можно отнести к источнику. Вычисленные из соотношения (3) значения напряженности электрического поля $Ez(fR)$ в диапазоне частот от 0,5 до 20 кГц на расстояниях 1, 3, 5 и 10 км для трех значений коэффициента поляризации $m_0 = -3, 1, 3$ приведены в табл. 2. Из таблицы следует, что относительное расхождение между отклонениями напряженности электрического поля на различных расстояниях $\Delta Ez(fR)/Ez(fR)$ не превышает 7 % на удалениях до 3 км, частотах до10 кГц и $m_0 = -3$. На удалениях до 5 км в диапазоне частот до 10 кГц при $m_0 = 1$ и $m_0 = 3$, погрешность составляет 12—13 %.

Таблица 2

Зависимость значений $\Delta Ez(fR)/Ez(fR)$ от частоты (f), расстояния (R) и коэффициента поляризации (m_0)

R, км	Частота, кГц												
	0,5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	15	20
	$m_0 = -3$												
1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,02	1,03
3	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,02	1,02	1,03	1,04	1,06	1,07	1,18	1,34
5	1,00	1,00	1,01	1,02	1,03	1,05	1,07	1,10	1,13	1,18	1,22	1,58	2,15
10	1,00	1,01	1,03	1,07	1,13	1,22	1,34	1,49	1,68	1,89	2,14	3,89	6,41
	$m_0 = 1$												
1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,95	0,92
3	1,00	1,00	0,99	0,98	0,97	0,95	0,94	0,92	0,90	0,88	0,87	0,95	1,39
5	1,00	1,00	0,98	0,96	0,93	0,90	0,87	0,87	0,89	0,95	1,05	2,16	4,00
10	1,00	0,98	0,93	0,88	0,89	1,06	1,39	1,88	2,48	3,20	4,01	9,48	17,20
	$m_0 = 3$												
1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,97
3	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94	0,89	0,87
5	1,00	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,94	0,92	0,91	0,89	0,88	0,93	1,30
10	1,00	0,99	0,97	0,94	0,91	0,88	0,87	0,89	0,97	1,11	1,30	2,93	5,44

Таким образом, спектры атмосфериков, зарегистрированных на удалениях менее 3—5 км можно отнести к спектру источника $S_0(f,R_0)$.

В работах (Снегуров, 1977, 1980) приводятся примеры расчета спектральной плотности излучения молнии $S_0(f,R_0)$ на расстояниях 10, 20 и 30 км по измеренным спектрам в зоне до 5 км для случая, когда молния рассматривается в виде вертикального диполя (см. формулу 17). Проводится сравнение спектров полученных экспериментально на различных удалениях с расчетными. Эти материалы также опубликованы в монографии (Кононов, Петренко, Снегуров, 1986). На рис. 3 даны примеры расчета спектров излучения молниевых разрядов на расстояниях 10, 20, 40 и 60 км для коэффициента поляризации $m_0 = 1$ в диапазоне частот от 0,5 до 10 кГц. За спектр источника приняты экспериментально полученные спектры разрядов (на графиках они отнесены к расстоянию 5 км) в облаках (*а*) и в землю (*б*), зарегистрированные в архиве данных за № 188 и № 225 соответственно.

Для оценки влияния коэффициента поляризации m_0 на трансформацию спектра излучения молниевого разряда $W(f,R)$ по мере увеличения расстояния R от источника были вычислены значения разностей нормированных по максимуму величин $\Delta W(f,R, m_0)$ для следующих пар: $m_0 = (1 \text{ и } -3)$, $m_0 = (1 \text{ и } 3)$, $m_0 = (3 \text{ и } -3)$:

$$\Delta W(1, -3) = \{[W(m_0=1)/W(m_0=1)\max]-[W(m_0=-3)/W(m_0=-3)\max]\}$$

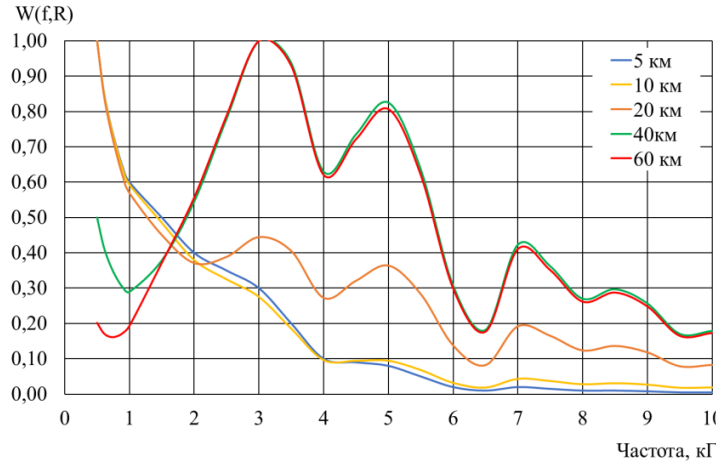
$$\Delta W(1, 3) = \{[W(m_0=1)/W(m_0=1)\max]-[W(m_0=3)/W(m_0=3)\max]\}$$

$$\Delta W(3, -3) = \{[W(m_0=3)/W(m_0=3)\max]-[W(m_0=-3)/W(m_0=-3)\max]\}$$

В качестве исходного спектра («спектра источника») $S_0(f,0)$ принят спектр излучения молниевого разряда в облаках № 188 (см. рис. 3).

Данные в табл. 3 показывают в какой степени спектр излучения произвольно ориентированного в пространстве разряда отличается от спектра вертикального источника, расположенного на различных удалениях.

а)



б)

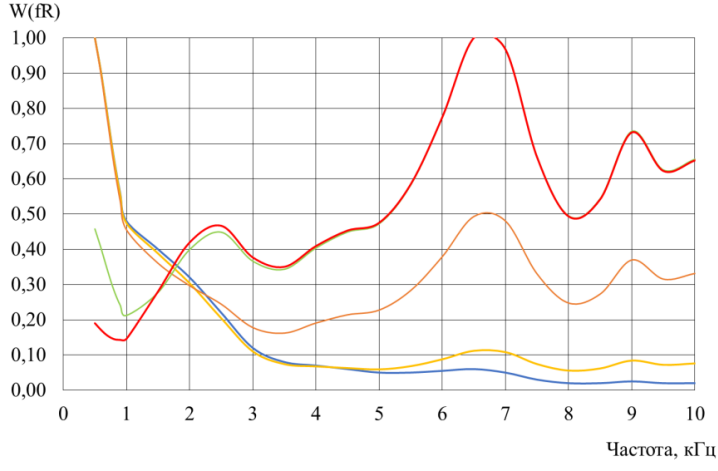


Рис. 3. Пример расчета спектров излучения грозовых разрядов облако—облако (а) и облако—земля (б) в зоне до 5 км на удалении 5, 10, 20, 40 и 60 км для коэффициента поляризации $m_0 = 1$.

Таблица 3

Зависимость разности нормированных по максимуму значений спектральной плотности $\Delta W(m_0 = 1, m_0 = -3)$, $\Delta W(m_0 = 1, m_0 = 3)$ и $\Delta W(m_0 = 3, m_0 = -3)$ от частоты f и расстояния R

	Расстояние (R)														
	5 км			10 км			20 км			40 км			100 км		
f, кГц	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)
0,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	–0,50	–0,50	0,00	–0,10	0,12	0,22
0,6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	−0,01	0,00	0,01	–0,45	–0,43	0,02	–0,11	0,07	0,18
0,7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	−0,02	-0,01	0,01	–0,43	–0,38	0,04	–0,12	0,04	0,16
0,8	0,00	0,00	0,00	–0,01	0,00	0,00	−0,03	-0,01	0,02	–0,41	–0,34	0,06	–0,12	0,01	0,14
0,9	0,00	0,00	0,00	–0,01	0,00	0,01	−0,04	-0,02	0,02	–0,39	–0,30	0,08	–0,12	0,00	0,12
1	0,00	0,00	0,00	–0,01	0,00	0,01	–0,04	-0,02	0,03	–0,37	–0,27	0,10	–0,12	-0,01	0,11
1,5	0,00	0,00	0,00	–0,02	–0,01	0,01	–0,08	-0,02	0,06	–0,27	–0,07	0,21	–0,10	-0,03	0,07
2	0,00	0,00	0,01	–0,03	–0,01	0,02	–0,08	0,01	0,09	–0,11	0,15	0,25	–0,07	-0,03	0,04
2,5	0,00	0,00	0,01	–0,04	–0,01	0,03	–0,04	0,08	0,12	0,05	0,31	0,26	–0,04	-0,02	0,02
3	0,00	0,00	0,01	–0,05	–0,01	0,04	0,04	0,18	0,14	0,20	0,44	0,24	0,00	0,00	0,00
3,5	0,00	0,00	0,01	–0,03	0,00	0,03	0,11	0,23	0,12	0,26	0,42	0,16	0,03	0,02	-0,01
4	0,00	0,00	0,01	–0,02	0,01	0,02	0,11	0,17	0,07	0,21	0,28	0,07	0,04	0,03	-0,01

	Расстояние (R)														
	5 км			10 км			20 км			40 км			100 км		
f, кГц	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)	ΔW (1,–3)	ΔW (1,3)	ΔW (3,–3)
4,5	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,01	0,03	0,15	0,22	0,07	0,27	0,33	0,06	0,06	0,04	-0,02
5	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,19	0,26	0,07	0,33	0,38	0,05	0,09	0,06	-0,02
5,5	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,16	0,21	0,04	0,27	0,29	0,03	0,08	0,06	-0,02
6	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,08	0,10	0,02	0,13	0,14	0,01	0,04	0,03	-0,01
6,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,06	0,01	0,08	0,08	0,00	0,03	0,02	-0,01
7	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,12	0,14	0,02	0,19	0,20	0,00	0,06	0,04	-0,02
7,5	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,11	0,12	0,01	0,16	0,16	0,00	0,05	0,03	-0,01
8	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,08	0,09	0,01	0,12	0,12	0,00	0,03	0,02	-0,01
8,5	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,09	0,10	0,01	0,13	0,13	0,00	0,03	0,02	-0,01
9	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,08	0,08	0,01	0,11	0,10	0,00	0,02	0,01	-0,01
9,5	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,05	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	-0,01
10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	-0,01	-0,01

В ближней до 10 км зоне разности *ΔW(f)* не превышают 5 %. По мере увеличения расстояния до 40 км ΔW(1, –3) и ΔW(1, 3) на частоте 0,5 кГц увеличивается до 50 %. Дальнейшее увеличение расстояния приводит к снижению различия между ΔW(1, –3) и ΔW(1, 3) до 10—12 % (см. рис. 4).

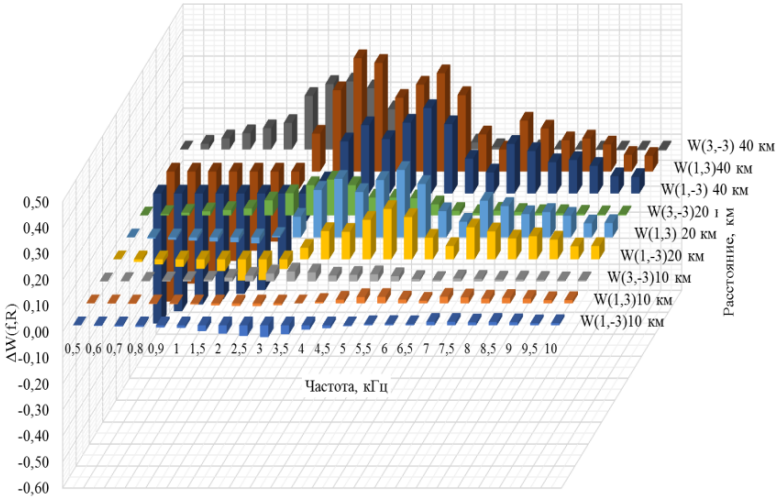


Рис. 4. Распределение разностей нормированных по максимуму значений спектральной плотности ΔW($m_0 = 1$, $m_0 = -3$), ΔW($m_0 = 1$, $m_0 = 3$) и ΔW($m_0 = 3$, $m_0 = -3$) в зависимости от частоты *f* и расстояния *R*

Таким образом передаточная функция *K(f, R)* зависит от коэффициента поляризации m_0, частоты *f*, расстояния *R* и в ближней зоне определяет форму спектральных кривых.

Изменение спектральных кривых обусловлено перераспределением влияния входящих в соотношения (3) — (5) (в спектральной области) слагаемых. Более низкочастотные составляющие убывают значительно быстрее по мере увеличения расстояния ($1/R^3$), высокочастотные медленнее ($1/R$). В результате на удалениях 20—30 км исходные спектры (спектры в источнике)

приобретают минимум на частотах 1,5—2 кГц и максимум (относительный подъем высокочастотных составляющих излучения) на частотах 4—5 кГц. По мере увеличения расстояния экстремумы смещаются к более низким (минимум) и более высоким (максимум) частотам.

Коэффициент поляризации m_0 (10), множители $T_1 \div T_3$ и λ_0, входящие в выражения (1) — (6), за исключением дипольного момента $P(i\omega)$, не зависят от частоты и определяются только пространственной ориентацией источника. Следовательно, они влияют только на амплитудные характеристики электрического и магнитного поля в целом.

Например, для вертикального разряда, ударяющего в Землю, $\alpha_0 = 90^o$, $\lambda_0 = 0$, угол места источника из точки приема $\psi = 0^o$ и коэффициент поляризации $m_0 = 1$. Для горизонтального диполя $\alpha_0 = 0^o$, $\lambda_0 = 0$ и $m_0 = 3$.

Экспериментальные исследования фазовых характеристик близких атмосфериков

Вариации фазовых характеристик близких атмосфериков также зависят от изменчивости параметров источника *Фист*, его пространственной ориентации $Фm_0$, аппаратурной погрешности *Фап* и трассы распространения. Если обозначить $\Phi_E = \arg E_z$ и $\Phi_H = \arg Hx,y$ из соотношений (3) — (5) фазы электрического и магнитного поля диполя произвольно ориентированного в пространстве над бесконечно проводящей поверхностью можно представить следующими выражениями:

$$\Phi_E = arctg\left(\frac{m_0 a}{a^2 - m_0}\right) + Фист + Фап, \qquad (18)$$

$$\Phi_H = arctg\left(\frac{1}{a}\right) + Фист + Фап, \qquad (19)$$

Здесь $a = (fR/47{,}7)$,
R — расстояние, км,
f — частота, кГц,

Фист — фаза, определяемая дипольным моментом источника,

Фап— аппаратурная погрешность.

В соотношениях (18) и (19) не учтен фазовый сдвиг $2\pi fR/c$, соответствующий задержки сигнала относительно момента излучения на время R/c, что соответствует смещению начального отсчета для измерения временных интервалов, соответсвующих фазовым сдвигам (18) и (19). Хорошим приближением этой точки отсчета является начальный участок переднего фронта широкополосного импульса атмосферика, формируемого в диапазоне частот до 100 кГц, фазовая скорость которых близка к скорости света. Этот способ измерения фазы узкополосного сигнала Φ_ε (Снегуров, 1985; 1988а) на частоте 970 Гц был реализован в фазовом анализаторе грозоопасности ФАГ-1 (Снегуров, Ардатов, 1985,1986), подробное описание которого приводится в работе (Ардатов, Снегуров, Эйхгорн, 1991).

Разности фаз на одной или кратных 2-м частотах без учета аппаратурной погрешности и вариаций параметров источника *Фист* представляются следующими соотношениями:

$$\delta\Phi_{\mathrm{EH}} = \Phi_{\mathrm{E}}(m_0, a) - \Phi_{\mathrm{H}}(a), \quad (20)$$

$$\delta\Phi_{\mathrm{H2}E} = \Phi_H(2a) - 2\Phi_E(m_0, a), \quad (21)$$

$$\delta\Phi_{E2E} = \Phi_E(m_0, 2a) - 2\Phi_E(m_0, a), \quad (22)$$

$$\delta\Phi_{\mathrm{H2}H} = \Phi_H(2a) - 2\Phi_H(a), \quad (23)$$

Подстановка (18) и (19) в эти соотношения дает зависимости вида:

$$\delta\Phi_{\mathrm{EH}} = arctg\,\frac{a^2(m_0-1)+m_0}{a^3}, \quad (24)$$

$$\delta\Phi_{\mathrm{H2}E} = arctg\,\frac{a^4-4m_0a^4+3m_0^2a^2-2m_0a^2+m_0^2}{2a\left(a^4-a^2m_0^2-a^2m_0\right)}, \quad (25)$$

$$\delta\Phi_{E2E} = arctg\,\frac{2m_0a^3\left(3m_0-3a^2-m_0^2\right)}{4a^6-9a^4m_0+6a^2m_0^2-3a^2m_0^3-m_0^3}, \quad (26)$$

$$\delta\Phi_{\mathrm{H2}H} = -\,arctg\,\frac{3a^2+1}{2a^3}. \quad (27)$$

Для вертикального диполя $m_0 = 1$. В этом случае соотношения (24) — (26) упрощаются:

$$\delta\Phi_{\text{EH}} = arctg\frac{1}{a^3}, \tag{28}$$

$$\delta\Phi_{\text{H2}E} = arctg\frac{1+a^2-3a^4}{2a(a^4-2a^2)}, \tag{29}$$

$$\delta\Phi_{E2E} = arctg\frac{2a^3(2-3a^2)}{4a^6-9a^4+3a^2-1}, \tag{30}$$

Соотношение (28) для вертикального диполя ($m_0 = 1$) приводится в работах (Пащенко и др., 1959, 1964; Кононов, 1971; Бару и др., 1976; Снегуров и др., 1979, 1980; Махоткин и др. 1980б, 1980в), а соотношения (27) и (30) также для вертикального диполя в работе (Махоткин и др. 1980в).

Вариации фазовых параметров и разностей фаз обусловлены изменением формы дипольных моментов *Фист* с дисперсией $\sigma^2_{\text{ист}}$, пространственной ориентацией источника (эквивалентного диполя) с дисперсией $\sigma^2_{\text{пол}}$ и аппаратурными ошибками *Фап* с дисперсией $\sigma^2_{\text{ап}}$, связанных с наличием атмосферных и индустриальных помех, а также с вариациями амплитуд поля молниевых разрядов. Если предположить независимость перечисленных выше параметров и учесть, что по экспериментальным данным, распределение фазовых параметров близко к нормальному, то можно ограничиться рассмотрением только двух параметров распределения: среднего значения и дисперсии.

Суммарную погрешность $\sigma^2_{\text{сум}}$ можно записать в виде:

$$\sigma^2_{\text{сум}} = \sigma^2_{\text{ап}} + \sigma^2_{\text{пол}} + \sigma^2_{\text{ист}} \tag{31}$$

Для погрешностей определения различных фазовых параметров можно записать:

$$\sigma^2_{\text{EH}} = \sigma^2_{\text{ап}} + \sigma^2_{\text{пол}}, \tag{32}$$

$$\sigma^2_{\text{H}} = \sigma^2_{\text{ап}} + \sigma^2_{\text{ист}}, \tag{33}$$

$$\sigma^2_{\text{E}} = \sigma^2_{\text{ап}} + \sigma^2_{\text{пол}} + \sigma^2_{\text{ист}}, \tag{34}$$

$$\sigma^2_{\text{H2H}} = \sigma^2_{\text{ап}} + 2\sigma^2_{\text{ист}}(1-\rho_{\text{ист}}), \tag{35}$$

$$\sigma^2_{H2E} = \sigma^2_{ап} + \sigma^2_{пол} + 2\sigma^2_{ист}(1-\rho_{ист}), \quad (36)$$
$$\sigma^2_{E2E} = \sigma^2_{ап} + 2\sigma^2_{пол}(1-\rho_{пол}) + 2\sigma^2_{ист}(1-\rho_{ист}), \quad (37)$$

где $\rho_{ист}$ и $\rho_{пол}$ — коэффициенты корреляции величин $\Phi_{ист}$ и $\Phi_{пол}$ на частотах, отличающихся в два раза.

С помощью соотношений (32) — (37) по данным измерений на частотах 0,8—8 кГц сделаны оценки параметров статистической модели $\sigma^2_{пол}$, $\sigma^2_{ист}$, $\rho_{пол}$ и $\rho_{ист}$. Для учета величины аппаратурной погрешности проведены лабораторные испытания и полевые измерения в грозовой обстановке отдельно по удаленным и ближним грозам несколькими комплектами аппаратуры, которые размещались на первом этапе в одном пункте, а затем в территориально разнесенных пунктах. Аппаратурная ошибка *Фап* составила 2—4°. На удалениях более 150 км она увеличивалась до 6—7°, а на удалениях менее 10 км до 40—45°. Это связано с нарушением динамического диапазона приемников фазометров. Такие случаи контролировались программой и автоматически исключались из дальнейшей обработки. Заметной зависимости аппаратурной погрешности от частоты в диапазоне рабочих частот не наблюдалось.

Для оценки параметров $\sigma^2_{пол}$, $\sigma^2_{ист}$ использовались экспериментальные данные по грозам, зафиксированных на различных удалениях от пункта наблюдений.

Средние значения *Фист* ЭМИ в источнике на частотах 950—2800 Гц, рассчитанные по параметрам a_1 и a_2, которые получены экспериментально в работах (Bruce, Golde, 1941; Morrison, 1953; Pierce, 1960; Berger, 1962; Muller-Hillebrand, 1962; Dennis, Pierce, 1964; Hill, 1966; Кашпровский, 1966; Альперт и др., 1967), могут меняться от 131° до 154°. Стандартное отклонение $\sigma_{ист}$ колеблется от 24° до 27°. В монографии И. И. Кононова с соавторами (1986) показано что на частотах 0,9—3 кГц, используемых в дальнометрии гроз, нестабильность фазовых характеристик $\sigma_{ист}$ в одном грозовой очаге составляет ≈ 15°. Межочаговые и внутриочаговые вариации дают примерно одинаковый вклад в суммарную изменчивость параметров, составляющую для амплитуд 6—8 дБ и для фаз $\sigma_{ист} \approx 22°$.

В середине 60-х годов XX в. Е. Г. Пащенко с коллегами разработал фазовый ЕН-дальномер в котором использовался простейший алгоритм для вертикального электрического диполя ($m_0 = 1$) (см. формулу 28). Соотношение (28) для разности фаз между электрической и магнитной составляющими на одной частоте также приведено в монографии (Бару и др., 1976).

В 1975 году Л. Г. Махоткин и Б. К. Иньков (1980а), проводя сравнение показаний амплитудного (Асташенко, Махоткин, 1963) и амплитудно-фазового (Кашпровский, 1966) грозопеленгаторов на частоте около 7 кГц, отметили значительные расходжения показаний в ближней зоне. В зоне прямой видимости молниевых разрядов они отличались на 20 и более градусов. Эту невязку авторы объяснили изменением разности фаз между электрической и магнитной составляющими поля на малых удалениях от источника. Для экспериментальной оценки применимости фазовых характеристик близких атмосфериков в дальнометри грозовых разрядов было предложено перейти к измерениям разности фаз на более низких частотах. К следующему грозовому сезону авторами была подготовлена лабораторная установка, включающая двухканальный усилитель, настроенный на частоту 1 кГц, фазометрическое устройство и самописец (Махоткин и др., 1980б). На восьми каналах ленты самописца, каждый из которых соответствовал вычисленному по разности фаз $\delta\Phi_{HE}$ расстоянию: 0—20, 20—30, 30—40, 40—50, 50—60, 60—70, 70—100 и более 100 км — делались отметки соответствующие измеренным фазометром значениям $\delta\Phi_{HE}$ на указанной частоте. Анализ записей показал, что по мере уменьшения расстояния количество разрядов в градациях дальности уменьшается, но не наблюдается выраженной временной зависимости числа разрядов в градации при приближении грозового очага к пункту регистрации. Во втором эксперименте к аналогичной по структуре лабораторной установке для регистрации разности фаз была подключена только электрическая антенна, а каналы усилителей перестроены на частоты 0,65 и 1,3 кГц. В результате был реализован алгоритм зависимости разности фаз $\delta\Phi_{E2E}$ от расстояния, предложеный в статье (Махоткин и др., 1980в), в котором

используются фазы электрической составляющей на двух частотах, отличающихся в 2 раза (формула 30). Данные регистрации разности фаз $\delta\Phi_{E2E}$ на двух частотах и индикацией на самописце по пяти градациям дальности (0—50, 50—70, 70—100, 100—150 и более 150 км по теоретической шкале), полученные в 1977 г. в пос. Воейково Ленинградской области, показали динамику грозовой активности как в пространстве, так и во времени. Следует отметить, что разность фаз $\delta\Phi_{HE}$ электрической и магнитной составляющих излучения на одинаковых частотах не зависит от фазовых характеристик источника $\Phi_{ист}$. По этой причине расчетные градации дальности при регистрации параметров $\delta\Phi_{EH}$ и $\delta\Phi_{E2E}$ в рассмотренных выше экспериментах существенно отличаются.

В 1976 году на полигоне Молдавской противоградовой экспедиции в п. Талмазы были проведены измерения фазовых характеристик излучения молний в ближней зоне (Снегуров, Семагин, 1979, 1980). Задача эксперимента сводилась к определению возможности использования известного тогда соотношения (28) для измерения расстояния отдельных грозовых разрядов и выяснения реальной разности фаз между электрической и магнитной компонентами в «источнике».

Фазометр содержал три полосовых фильтра настроеных на частоты 0,5, 1,0 и 2,0 кГц. Сигналы с фильтров поступали на пороговые устройства, которые включали компараторы и статические триггеры. Минамальный порог запуска пороговых устройств составлял 20 мВ. На выходе фазометра формировался прямоугольный импульс длительностью пропорциональной разности фаз $\delta\Phi_{EH}$. К Е-каналу подключалась вертикальная антенна высотой 5 м. К Нх и Ну-каналам подключались рамочные антенны с действующей высотой (в зависимости от частоты) от $1{,}5\cdot10^{-3}$ до $6\cdot10^{-3}$ м. Длительность прямоугольного импульса измерялась с помощью частотомера Ч3—35. Время индикации составляло 3—5 с. В качестве вспомогательных материалов использовались данные метеорологического радиолокатора МРЛ, метеостанций, постов и визуальные наблюдения в зоне до 10 км. В результате регистрации грозовых разрядов в этой зоне на частотах 1 и 2 кГц с привязкой в

данным визуальных наблюдений средняя величина разности фаз $\delta\Phi_{\text{ЕН}}$ на обеих частотах около 90°, а доверительный интервал составил $\pm 10^{0}$ на частоте 1,0 кГц и $\pm 15^{\circ}$ на частоте 2,0 кГц при надежности 0,95. Отношение расстояний R_2/R_1, вычисленных по формуле (28), для указанных выше частот равно 0,9. Аналогичное соотношение получено для другой пары частот 0,5 и 2,0 кГц. В этом опыте грозовые облака по данным МРЛ и метеостанций наблюдались на удалениях 50—60 км.

В грозовой сезон 1977 года в том же пункте проведена синхронная регистрация атмосфериков с помощью двух комплектов фазометров на частотах 2 и 3 кГц (варианты $\delta\Phi_{\text{ЕН}}(2\text{ кГц})$ и $\delta\Phi_{\text{ЕН}}(3\text{ кГц})$), 1,5 и 3,0 кГц; 2,0 и 4,0 кГц (варианты $\delta\Phi_{\text{Н2}E}$ и $\delta\Phi_{E2E}$). При синхронной регистрации на двух частота можно сопоставить парные значения разностей фаз, полученных экспериментально, с соответствующими расчетными данными, не пользуясь данными о расстояниях до источников близких атмосфериков. Наиболее простая теоретическая формула для разности фаз $\delta\Phi_{\text{ЕН}}$ при $m_0 = 1$ позволяет получить аналитическое выражение, представляющее зависимость $\delta\Phi_{\text{ЕН}}$ (f_1) на частоте f_1 от $\delta\Phi_{\text{ЕН}}$ (f_2) на частоте f_2

$$\delta\Phi_{\text{ЕН}}(f_1) = arctg\left[\left(\frac{f_2^3}{f_1^3}\right) * tg(\delta\Phi_{\text{ЕН}}(f_2)\right], \qquad (38)$$

В остальных случаях (варианты $\delta\Phi_{\text{Н2}E}$ и $\delta\Phi_{E2E}$) теоретические кривые строились по точкам вычисленных для ряда соответствующих значений **а** и $\boldsymbol{m_0}$ (Снегуров, 1981а,б, 1984б,в; Снегуров и др., 1984а).

Результаты расчетов и измерений представлены на рис. 5—7. Теоретические кривые построены для $m_0 = 0{,}5$, $m_0 = 1{,}0$ (для вертикального диполя) и $m_0 = 2{,}0$. Экспериментальные данные обозначенны точками с горизонтальными и вертикальными «усами», характеризующими вероятную погрешность измерений. Максимальное отклонение средних значений разности фаз от расчетных не превышает 10—15 градусов, а стандартное отклонение **σ** (при надежности 0,95) равно 10^{0} для ЕН-варианта, 15^{0} для H_2E-варианта и 20^{0} для E_2E-варианта.

Максимальное отклонение средних значений разности фаз от расчетных не превышает 10—15 градусов, а стандартное отклонение **σ** (при надежности 0,95) равно 10° для EH-варианта, 15° для H_2E-варианта и 20° для E_2E-варианта.

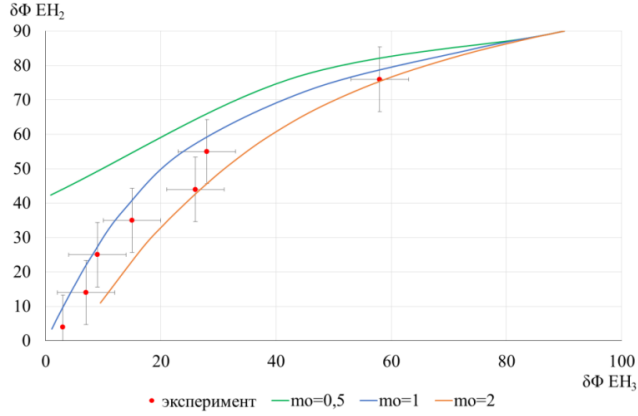


Рис. 5. Связь между $\delta\Phi EH_2$ расчетными (при $m_0 = 0{,}5; 1{,}0$ и $2{,}0$) и измеренными значениями разности фаз $\delta\Phi_{EH}$ на частотах 2 и 3 кГц.

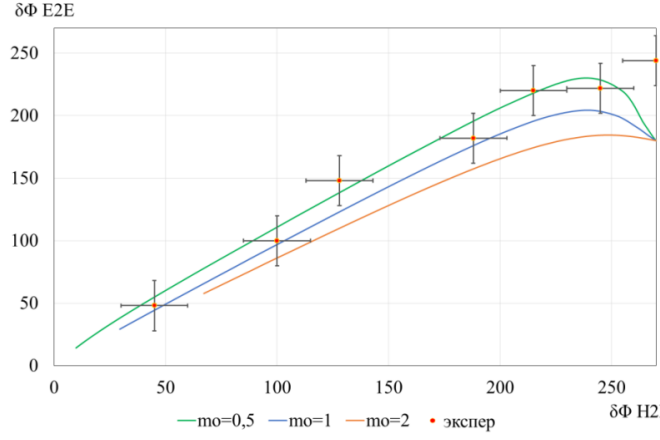


Рис. 6. Связь между расчетными (при $m_0 = 0{,}5; 1{,}0$ и $2{,}0$) и измеренными значениями разности фаз $\delta\Phi_{E2E}$ и $\delta\Phi_{H2E}$ на частотах 4 и 2 кГц.

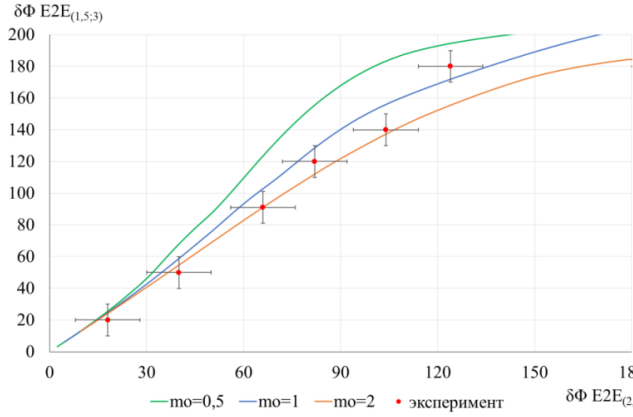


Рис. 7. Связь между расчетными (при $m_0 = 0{,}5; 1{,}0$ и $2{,}0$) и измеренными значениями разности фаз $\delta\Phi_{E2E}$ на частотах 1,5 и 3 кГц и $\delta\Phi_{E2E}$ на частотах 4 и 2 кГц.

В первом случае погрешность связана только с влиянием поляризационного эффекта и аппаратурной неточностью измерения $\delta\Phi_{EH}$. Так как измерения проводились на близких частотах (2 и 3 кГц), то влияние поляризации частично компенсируется, и это занижает оценку погрешности измерения $\delta\Phi_{EH}$.

Для оценки поляризационного эффекта лучше использовать график, приведенный на рис. 6. Так как Е-канал фазометров, настроенный на частоту 2 кГц, является общим и вариации фазы Φ_E не оказывают влияния на $\delta\Phi_{E2E} = F_2(\delta\Phi_{H2E})$, то изменения Φ_{E2} и Φ_{H2} в источнике одинаковы. Поэтому полученное значение $\boldsymbol{\sigma} = 15^{\circ}$ определяется суммой поляризационной и аппаратурной погрешности.

С 1978 по 1982 год синхронные измерения разности фаз $\delta\Phi_{H2E}$, $\delta\Phi_{E2E}$, $\delta\Phi_{H2E2}$, $\delta\Phi_{H2H}$ проводились в Ленинградской области с помощью пяти фазометров, настроенных на частоты 1,85 и 3,7 кГц и $\delta\Phi_{HE}$ на частоте 1,9 кГц. На рис. 8 приведен пример обработки данных синхронных измерений в один из грозовых дней на частотах 1,85 и 3,7 кГц. Графики иллюстрируют теоретические кривые $\delta\Phi_{H2E}(\ \delta\Phi_{E2E})$ для $\boldsymbol{m_0} = 0{,}5;\ 1{,}0$ и $2{,}0$. Точками показаны данные

синхронных измерений. Поскольку E-канал фазометров является опорным, суммарное стандартное отклонение $\sigma_{сум}$ в данном эксперименте определяется аппаратурной $\sigma_{ап}$ и поляризационной $\sigma_{пол}$ погрешностью и составляет примерно 10 градусов.

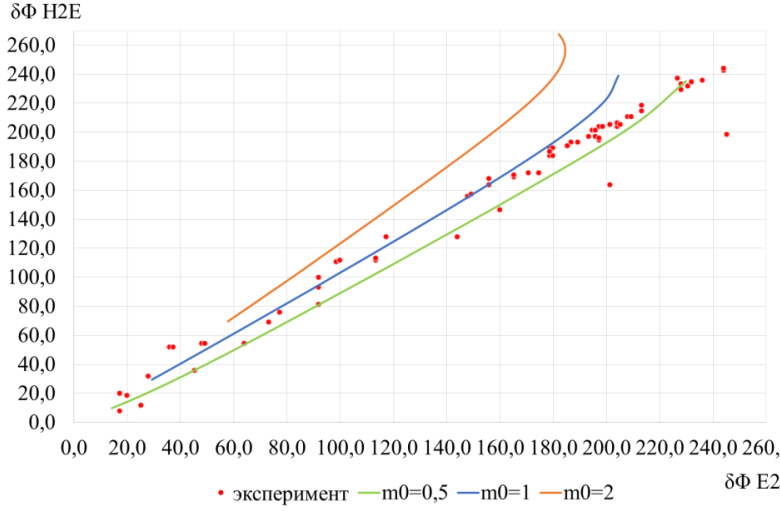


Рис. 8. Связь между расчетными (при $m_0 = 0{,}5;\ 1{,}0$ и 2,0) и измеренными значениями разности фаз электрической и магнитной составляющими, а также теоретические кривые $\delta\Phi_{E2E}$($\delta\Phi_{H2E}$) для $\boldsymbol{m_0}$ = 0,5; 1,0 и 2,0. Точками показаны данные синхронных измерений разности фаз $\delta\Phi_{H2E}$ и $\delta\Phi_{E2E}$ на частотах 1,85 и 3,7 кГц.

Начиная с грозового сезона 1982 года в комплект аппаратуры вошли фазометры для измерения фазы Φ_E, Φ_{E2}, Φ_{H2} на частотах 1,39 и 2,78 кГц (пос. Воейково) и на частотах 0,97 и 1,05 кГц (пос. Токсово) (Снегуров и др., 1984а; Снегуров, 1985, 1988а).

Для обработки данных использовались два способа. Первый (Махоткин, Иньков, 1984) заключался в оценке распределений значений $\delta\Phi_1$ одного фазового параметра по 10-ти градусным

интервалам второго фазового параметра $\delta\Phi_2$ и, наоборот, в оценке распределения значений второго фазового параметра $\delta\Phi_2$, относящихся к последовательным 10-ти градусным интервалам первого параметра $\delta\Phi_1$. Нормальность распределения значений $\delta\Phi_1$ при фиксированных значениях $\delta\Phi_2$ определялась положением точек относительно прямой линии на вероятностной сетке. Таким методом обработки были получены следующие значения стандартного отклонения. Для пары $\delta\Phi_{\mathrm{E2E}}(\delta\Phi_{H2\mathrm{H}})$ $\boldsymbol{\sigma} = 12^{\circ}$ (164 случая), для пары $\delta\Phi_{\mathrm{E2E}}(\delta\Phi_{H2\mathrm{E}})$ $\boldsymbol{\sigma} = 14^{\circ}$ (4602 случая) и для пары $\Phi_{\mathrm{E2}}(\Phi_{H2})$ $\boldsymbol{\sigma} = 12^{\circ}$ (214 случаев).

Второй способ сводится к определению отклонения измеренных значений δΦ от расчетных (Снегуров, 1981б). Обработка пары $\delta\Phi_{\mathrm{E2E}}(\delta\Phi_{H2\mathrm{E}})$ этим способом дала значение $\boldsymbol{\sigma} = 9^{\circ}$. Так как фаза Φ_{E} одинаково влияет на разность фаз $\delta\Phi_{\mathrm{E2E}}$ и $\delta\Phi_{H2\mathrm{E}}$, а нестабильность Φ_{E2} и Φ_{H2} в источнике компенсируется, полученные значения $\boldsymbol{\sigma}$ можно отнести к ошибкам, обусловленным поляризационным эффектом, и аппаратурной погрешностью измерений, связанной с нарушением динамического диапазона антенных усилителей и фильтров фазометров.

Для оценки применимости простейших соотношений для фазы электрической (18) при $m_0 = 1$ и магнитной составляющей (19), разности фаз (27) — (30) в дальнометрии и пеленгации гроз представляли интерес данные синхронных измерений фазы относительно переднего фронта атмосферика и разности фаз на кратных частотах между электрической и магнитной составляющими.

Лабораторные исследования поляризационных погрешностей с помощью имитатора (Файзулин и др., 1976) показали, что расстояние $\hat{R} \approx R/(1+\lambda^{*})$. Погрешность такой аппроксимации зависит от дипольного момента $P(t)$ источника и расстояния R. Авторами упомянутой выше работы показано, что до расстояний 60 км погрешность не превышает 20 % в широком диапазоне вариаций формы $P(t)$. Параметр поляризации λ^{*}, принятый в работах (Файзулин и др., 1976; Крохин и др., 1981) и эмпирическое соотношение $\hat{R} \approx R/(1+\lambda^{*})$ получены для импульсного ЕН-дальномера и в других методах, в том числе фазовых и амплитудных, применяться не может.

Однако оценка вариаций параметра λ^* представляет практический интерес. Синхронная регистрация атмосфериков импульсным ЕН-дальномером и радиолокационной станцией метрового диапазона показала (Крохин и др., 1981), что среднее значение λ^* на удалениях 25, 40 и 60 км составило –0,2; –0,1 и 0,04 при стандартном отклонении 0,5; 0,4 и 0,3. Если $m_0 = (\lambda^*+1)$, то получим m_0 = 0,8; 0,9 и 1,04 соответственно. Следовательно, m_0 близко к единице и импульсный ЕН-дальномер регистрировал преимущественно вертикальные грозовые разряды. Это была первая экспериментальная оценка влияния ориентации грозового разряда на точностные характеристики широкополосного ЕН-дальномера.

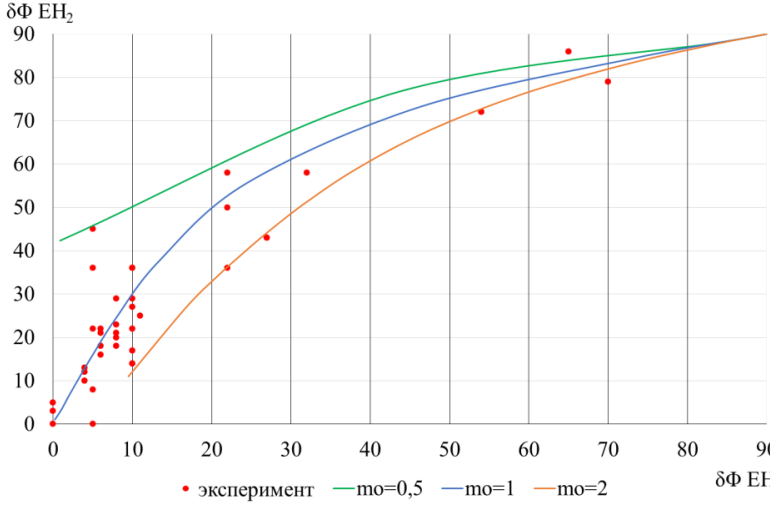


Рис. 9. Связь между расчетными (при $m_0 = 0{,}5;\ 1{,}0$ и 2,0) и измеренными значениями разности фаз электрической и магнитной составляющими на частота 2 и 3 кГц.
Точками показаны результаты синхронных измерений разности фаз $\delta\Phi_{EH}$ на частотах 2 и 3 кГц.

Коэффициент поляризации m_0 можно определить при совместной оценке фазовых параметров атмосфериков и расстояния до источника.

При этом можно использовать два и более фазовых параметра, каждый из которых зависит от расстояния, частоты и коэффициента поляризации. Возможно использование как различных параметров, так и одного из параметров на различных частотах. В частности, при измерении разности фаз между электрический и магнитной составляющими излучения можно использовать систему кубических уравнений (Снегуров, 1981а, 1982):

$$\begin{cases} a_1^3 tg(\delta\Phi_1) - m_o a_1^2 + a_1^2 - m_o = 0 \\ a_2^3 tg(\delta\Phi_2) - m_o a_2^2 + a_2^2 - m_o = 0 \end{cases}, \quad (39)$$

где индексы 1 и 2 соответствуют значениям разности фаз на частотах f_1 и f_2.

Для расчета коэффициента поляризации использовались данные синхронных измерений разности фаз на частотах 2 и 3 кГц (рис. 9).

По результатам измерений с помощью формул, вытекающих из системы уравнений (39):

$$R^3 + 3pR + 2q = 0 , \quad (40)$$

где

$$p \approx -\left(\frac{47{,}7}{f_1 n}\right)\left(\frac{tg(\delta\Phi_1) - n^3 tg(\delta\Phi_2)}{tg(\delta\Phi_1) - n\, tg(\delta\Phi_2)}\right)$$

$$q \approx -\left(\frac{(47{,}7)^3\,(n^2-1)}{f_1^2 n^2 (tg(\delta\Phi_1) - n\, tg(\delta\Phi_2))}\right)$$

$$m_o = 1 - \frac{a(tg(\delta\Phi_1) - n^3 tg(\delta\Phi_2)}{(1-n^2)} , \quad (41)$$

$a = fR/47{,}7$;

$n = f_1/f_2$;

$\delta\Phi_1$, $\delta\Phi_2$ — разности фаз на частотах f_1 и f_2,

вычислен коэффициент поляризации, который изменялся от 0,6 до 2,5, причем в 84,3 % случаев его значение находилось в пределах 0,6—1,7 (табл. 4).

Таблица 4

Повторяемость (Р,%) значений коэффициента поляризации m_0

m_0	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70
Р(%)	2,5	0	2,6	12,8	12,8	28,2	2,5	7,6	2,6	5,1	2,5	5,1

Опыт измерения разности фаз на частотах 2,4; 2,78 и 3 кГц в Ленинградской области дал близкие результаты.

Возможна оценка коэффициента поляризации по измерениям значений фаз Е- и Н-компанент на одной частоте:

$$m_0 = \frac{tg\Phi_E}{tg\Phi_H}(1 + tg\Phi_E tg\Phi_H)^{-1}\,, \qquad (42)$$

Данные расчета коэффициента поляризации с использованием формулы (42) по результатам синхронных измерений разности фаз $\delta\Phi_{H_2E}$ и $\delta\Phi_{E_2E}$ на частотах 2 и 4 кГц показали, что среднее значение m_0=0,66, а стандартное отклонение $\sigma_{пол}$ = 1,1. Другая серия синхронных измерений разности фаз $\delta\Phi_{H_2E}$ и $\delta\Phi_{E_2E}$ на частотах 1,85 и 3,7 кГц показала, что среднее значение коэффициента поляризации 0,54, а стандартное отклонение 0,63. В 83 % случаев значение m_0 находится в интервале от 0,5 до 1,5. Таким образом расчеты m_0 с помощью формул (41) и (42) дают сопоставимые результаты.

Приведенные выше данные получены при синхронной регистрации фазы или разности фаз без привязки к расстоянию. Переход к измерению фазы относительно переднего фронта атмосферика позволяет оценить фазовый спектр атмосферика, а сравнив его с расчетным при известном расстоянии, измеренным станцией метрового диапазона (Гальперин и др., 1974; Степаненко, Гальперин, 1983) или многопунктовой грозопеленгационной системой (ГПС) местоопределения грозовых разрядов, в частности разностно-дальномерной системой местоопределения (РДСМ) (Петренко и др., 1981), можно выявить его особенности на различных удалениях от источника.

В последующих экспериментах по оценке коэффициента поляризации использовались данные РЛС метрового диапазона, обеспечивающей измерение дальности до грозовых разрядов с погрешностью 1—5 км и данные РДСМ с погрешностью 1—3 км. Синхронно с РЛС и РДСМ проводились измерения фазы Е-составляющей поля на частотах 0,97; 1,05 и 1,39 кГц.

В расчетах использовалось соотношение вида:

$$m_0 = \frac{a^2 tg\Phi_E}{a + tg\Phi_E}, \qquad (43)$$

В результате обработки получены следующие данные:

$m_{0\,(0,97)} = 1,05$, $\sigma_{пол} = 2,1$;
$m_{0\,(1,05)} = 1,05$, $\sigma_{пол} = 2,5$;
$m_{0\,(1,39)} = 1,63$, $\sigma_{пол} = 1,6$.

Сравнительно небольшие вариации коэффициента поляризации можно объяснить тем, что пороговые устройства фазометров автоматически исключают из обработки малые по амплитуде атмосферики, которым характерны значительные отклонения фазы, обусловленные их пространственной ориентацией.

Синхронные измерения фазового параметра Φ_E на частотах 0,97 и 1,05 кГц и расстояния с помощью РЛС метрового диапазона показали, что средние значения фазы на этих частотах и удалении до 100 км скоррелированы между собой и хорошо согласуются с теоретической зависимостью для вертикального диполя (рис. 10), определяемого в рамках дипольной модели излучения молнии соотношением вида:

$$\Phi_E = arctg\left(\frac{a}{a^2 - 1}\right), \qquad (44)$$

Максимальное расхождение фазы между теоретической и аппроксимирующей зависимостью на удалениях от 10 до 80 км не

превышает 9^0 и в среднем менее 5 %. Среднее квадратическое отклонение для серии измерений составляет 9—11°.

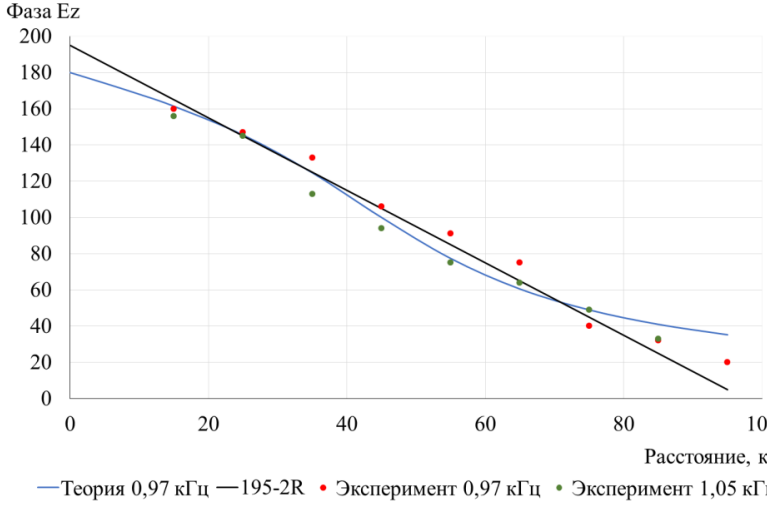


Рис. 10. Зависимость фазы электрической составляющей излучения диполя на частоте 0,97 кГц (кривая) от расстояния, вычисленная по формуле (44) и аппроксимирующая зависимость $\Phi_E \approx 195\text{-}2R$ (прямая).
Точками обозначены средние значения фазы на частоте 0,97 кГц (красные) и 1,05 кГц (зелнные), полученные после обработки данных синхронных измерений расстояний с помощью РЛС метрового диапазона П12.

На рис. 11. приведены данные сравнения значений фазы электрической составляющей ЭМИ молний измеренных синхронно на частотах 0,97 и 1,05 кГц.

Таким образом, фаза электрической составляющей ЭМИ молниевых разрядов на малых удалениях характеризуется нестабильностью, обусловленной вариациями фазовых характеристик в источнике и пространственной ориентацией молниевых разрядов. По мере увеличения расстояния до источника влияние поляризации уменьшается и основной вклад вносит нестабильность источника.

Расчетные и экспериментальные данные по исследованию фазовых характеристик электромагнитного излучения молниевых разрядов в диапазоне частот от 0,9 до 4,0 кГц в зоне до 100 км показали возможность, при не очень высоких требованиях к точностным параметрам дальномера, применения простого соотношения (44) для оценки расстояния до разрядов. Этот алгоритм был реализован в фазовом анализаторе грозоопасности (Снегуров, 1985, 1988а; Снегуров, Ардатов, 1985, 1986; Ардатов, Снегуров, Эйхгорн, 1991).

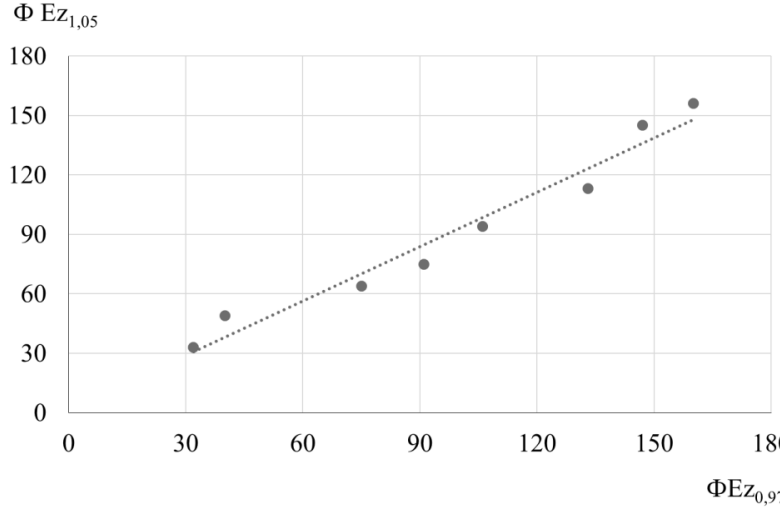


Рис. 11. Сравнение синхронно измеренных значений $ФE_z$ на частотах 0,97 (ось абсцисс) и 1,05 кГц (ось ординат)

В монографии (Кононов, Петренко, Снегуров, 1986) рассмотрены два варианта применения фазового ЕН-метода. В первом эквивалентный диполь считался вертикальным (m_0 = 1). При этом условии погрешность измерения фазы σ_{EH} определялась аппаратурной ошибкой ($\sigma_{ап} \approx 3^{\circ}$) и вариациями фазы, обусловленными пространственной ориентацией грозовых разрядов.

По экспериментальным данным суммарная погрешность составила 10°. Расчеты показали, что максимальная систематическая погрешность измерения дальности при неучтенной ориентации излучателя для угла его наклона 15° в зоне до 100 км не превышает 3,4 км и при 45° она не превышает 3,3 км непосредственно у источника в зоне до 10 км.

Во втором варианте используется ЕН-метод с совместной оценкой расстояния R и коэффициента поляризации m_0. Оба параметра оцениваются методом наименьших квадратов. При измерениях используются две и более рабочих частот. Расчеты погрешности измерения расстояния проводились при $\sigma_{ап} = 3^{\circ}$ для двух частот, причем первая (нижняя) частота равнялась 1 кГц. В результате показано, что совместная оценка расстояния и коэффициента поляризации при измерениях на двух частотах не дает выйгрыша при отклонении диполя от горизонтали более чем на 30° и $\sigma_{ап} = 3^{\circ}$. При наклоне 15° повышение точности до 35 % наблюдается на территории составляющей 15 % рабочей зоны. При увеличении количества рабочих частот погрешность определения расстояния уменьшается медленно. Для уменьшения ошибки измерения расстояния в два раза по сравнению с двухчастотным алгоритмом необходимо увеличить число рабочих частот до 10. В результате сделанных оценок авторы (Кононов, Петренко, Снегуров, 1986) пришли к выводу о нецелесообразности создания всеполяризационных фазовых алгоритмов дальнометрии.

Определенной альтернативой (без учета поляризационных эффектов) мог быть переход от моночастотных фазовых методов к спектральным (Снегуров, 1985, 1988а; Снегуров, Ардатов, 1985). Это позволяет расширить зону действия грозодальномеров, повысить точность измерений по всей шкале дальности за счет линейной зависимости фазовых параметров от расстояния. Такая зависимость может быть получена в результате суммирования значений фазы или разности фаз на нескольких частотах, т. е. при их суммарно-разностном преобразовании (Снегуров, 1988б). В этом случае удобно пользоваться шкалой времени, выраженной в микросекундах.

Фаза Е-составляющей при суммарном преобразовании по m частотам равна:

$$\Phi_{\Sigma}^{\mathrm{E}} = \{\sum_{N=1}^{N=m} n^{m-N} arctg[\frac{an^{N-1}}{(an^{N-1})^2-1}]\} \frac{T}{360}, \quad (45)$$

где n — соотношение соседних частот f_2/f_1;

a = fR/47,7;

f — частота, кГц;

R — расстояние, км;

$\Phi_{\Sigma}^{\mathrm{E}}$ — фаза, мкс;

N = 1, 2, 3,…, m;

T — период в микросекундах.

Фазовый параметр $\Phi_{\Sigma\Delta}^{\mathrm{EH}}$ для фаз Е- и Н-составляющих ЭМИ молний при их суммарно-разностном преобразовании равен:

$$\Phi_{\Sigma\Delta}^{\mathrm{EH}} = [\sum_{N=1}^{N=m} n^{m-N} arctg(\frac{1}{an^{N-1}})^3] \frac{T}{360}, \quad (46)$$

Аналогичные соотношения можно получить для различных сочетаний фазовых характеристик составляющих ЭМИ на различных частотах. Например, для обеспечения радиуса действия грозодальномера 100 км низшая из рабочих частот должна составлять 0,5 кГц. Тогда, принимая n = 2, получим ряд частот 0,5; 1; 2 кГц и т. д. Учитывая неравномерность амплитудно-частотных характеристик атмосфериков в диапазоне частот 0,5—5 кГц, из ряда можно исключить частоты от 1,2 до 2,5 кГц. На частотах выше 4 кГц приращение фазы $\Phi_{\Sigma\Delta}^{\mathrm{EH}}$ будет менее 63 мкс, а фазы $\Phi_{\Sigma}^{\mathrm{E}}$ — менее 126 мкс. Это составляет около 7 % шкалы дальномера. Исключение частот 4 кГц и выше окажет влияние на нелинейность шкалы в зоне до 15 км.

Существенным преимуществом ЕН-метода с суммарно-разностным преобразованием является:

— отсутствие влияния параметров источника на оценку дальности;

— линейная зависимость измеряемого параметра от расстояния;

— возможность выбора рабочих частот.

Современные тенденции развития вычислительной техники, цифровых технологий позволили авторам работ (Кононов, Юсупов, Кандарацков, 2013; Юсупов, 2018) вновь вернуться к решению задачи дальнометрии гроз с помощью алгоритмов, учитывающих пространственную ориентацию каналов молниевых разрядов как в облаках, так и в землю. Авторы рассматривают спектрально-фазовый алгоритм, основанный на измерении непрерывной частотной зависимости разностей фаз $\delta\Phi_{\text{EH}}$ между спектральными компонентами полей E и H, описываемыми соотношениями (24). Расстояние до источника оценивается путем минимизации (по параметрам R и m_0) функционала невязки между частотными выборками $\delta\Phi_{\text{EH}}^{\text{per}}(i)$ зарегистрированных разностей фаз и соответствующими значениями $\delta\Phi_{\text{EH}}^{\text{выч}}(i)$, вычисленными по формуле (24):

$$\Delta = \sum_{i=1}^{N}[\delta\Phi_{\text{EH}}^{\text{per}}(i) - \delta\Phi_{\text{EH}}^{\text{выч}}(i)]^2 , \qquad (47)$$

Минимум функционала (47) находится путем перебора расстояния с шагом 1 км в интервале 10 ÷ 150 км и параметра m_0 с шагом 0,1 в интервале от 0 до 2. Этот алгоритм реализован в одном из фазовых анализаторов грозоопасности. По оценкам минимальная погрешность измерения дальности 5 % наблюдается в зоне 30—50 км и увеличивается до 15 % при приближении к нижней 10 км и верхней 100 км границам рабочей зоны дальномера (Юсупов, 2018).

Определенный интерес представляет двухчастотный фазовый алгоритм, основанный на синхронной регистрации фазы Φ_{E} на частотах f_1 и f_2. В отличие от двухчастотного EH-алгоритма (39) — (41) в E-алгоритме получаем систему из двух квадратных уравнений вида (Снегуров, 1984б):

$$\begin{aligned} a_1^2 tg\phi_1^{\text{E}} - m_0 tg\phi_1^{E} - m_0 a_1 &= 0 \\ a_2^2 tg\phi_2^{\text{E}} - m_0 tg\phi_2^{E} - m_0 a_2 &= 0, \end{aligned} \qquad (48)$$

где $f_2 = nf_1$; ϕ_1^{E} — фаза на частоте f_1;

ϕ_2^{E} — фаза на частоте f_2;

a = *fR*/47,7.

Решение системы уравнений (48) относительно R приводит соотношению между расстоянием и измеренными значениями фазы ϕ_1^{E} и ϕ_2^{E} вида:

$$R \approx \frac{47{,}7(n^2-1)tg\phi_1^{\text{E}}tg\phi_2^{\text{E}}}{nf_1(tg\phi_1^{\text{E}}-ntg\phi_2^{\text{E}}}, \quad (49)$$

где R — расстояние, км;

f — частота, кГц;

ϕ − фаза, градус.

Для определения оптимальных рабочих частот из формулы (18) найдем частоту f_1 при условиях, что $m_0 = 1$, на линейном участке фазы принимают значения $\phi_{1min}^{\text{E}} = 50^{\circ}$, $\phi_{1max}^{\text{E}} = 170^{\circ}$ и $R_{\min} = 10$ км. Подставляя эти значения в формулу

$$f \approx \frac{24}{R}\left[ctg\phi_1^{\text{E}} \pm \sqrt{ctg^2\phi_1^{\text{E}} + 4}\right], \quad (50)$$

и учитывая только положительные значения f, найдем первую рабочую частоту f = 0,82 кГц. Для этой частоты максимальное расстояние на линейном участке составит $R_{\max}$ = 58 км. На этом расстоянии минимальное значение фазы на частоте f_2 должно соответствовать минимальной фазе линейного участка, т. е. 50°. Это соответствует второй рабочей частоте $f_2 \approx 1{,}24$ кГц. При таком соотношении частот фазометров оптимальная зона действия алгоритма от 10 до 58 км. Она вписывается в требования к современным однопунктовым грозопеленгаторам-дальномерам (индикаторным устройствам), выпускаемых в России и зарубежом.

Экспериментальные исследования соотношения амплитуд электрической и магнитной составляющих близких атмосфериков

Как показано в предыдущем разделе, использование одинаковых рабочих частот при измерениях разности фаз между электрической и

магнитной составляющими поля позволяет исключить влияние вариаций рабочего параметра, обусловленных нестабильностью источника. Аналогичное можно сказать об амплитудных характеристиках излучения диполя.

Из наиболее ранних, известных результатов экспериментальных исследований отношения амплитуд E и H составляющих поля на частоте 400 Гц можно найти в работах (Ruhnke, 1971, 1972). Позднее подобные измерения на частоте 1,2 кГц проведены в Свободном университете Берлина (Frisius, Madlow, Pelz, 1984). Результаты измерений на частотах 0,24 и 0,5 кГц были получены в середине 1980-х годов (Снегуров, 2005а, 2005б; Снегуров и др., 2005, 2007а,б).

В общем случае после квадратурного сложения магнитных составляющих поля и определения значений модулей компонент поля $|H_\Sigma Z_O|$ и $|E_Z|$ для произвольно ориентированного в пространстве диполя получим следующее выражение:

$$K_{АЕН} = \left|\frac{E_Z}{H_\Sigma Z_O}\right| = \sqrt{\left(\frac{T_1^2}{T_2^2+T_3^2}\right)\left(\frac{a^4-2a^2+a^2m_0^2+m_0^2}{a^4+a^2}\right)}, \quad (51)$$

где T_1, T_2, T_3 и m_0 — параметры, зависящие от пространственной ориентации источника и определяются соотношениями (6) — (8) и (10) соответственно.

Оценим максимальные значения отклонений отношения амплитуд электрической и магнитной составляющих поля $\Delta K_{АЕН}$ при различных величинах α_0 (угол отклонения излучателя от горизонтальной плоскости), φ_0(угол, характеризующий ориентацию диполя в горизонтальной плоскости относительно оси X) и расстояния R относительно $K_{АЕН}$, вычисленных для $\alpha_0 = 90^\circ$ и $\varphi_0 = 0^\circ$ (случай вертикального электрического диполя). Расчеты показывают, что максимальное отклонение соответствует значениям $\alpha_0 = 10^\circ$ и $\varphi_0 = 135^\circ$. Далее проведены расчеты значений $K_{АЕН1}$ для $\alpha_0 = 90^\circ$ и $\varphi_0 = 0^\circ$ и $K_{АЕН2}$ для $\alpha_0 = 10^\circ$ и $\varphi_0 = 135^\circ$ на частоте 0,31 кГц (наиболее подходящая рабочая частота дальномера в зоне до 100 км), вычислено значение $\Delta K_{АЕН} = K_{АЕН1} - K_{АЕН2}$ и определена его относительная величина $\Delta K_{АЕН}/\Delta K_{АЕН2}$. Результаты расчетов приведены в табл. 5.

Данные в таблице 5 показывают, что изменение угла наклона до 10^0 при φ_0 = 135° приводит к значительному уменьшению значений $\Delta K_{АЕН1}$ на удалениях более 20 км. При этом параметр $K_{АЕН2}$ увеличивается от 2,1 до 3,6 на удалениях до 20 км, а затем уменьшается совместно с параметром $K_{АЕН1}$. Различие между $K_{АЕН1}$ и $K_{АЕН2}$ также уменьшается от 11,5 на удалении 10 км до 0,2 на удалении 100 км. Максимальное смещение расстояния ΔRmax составляет 58,9 км на удалении 10 км. Смещение становится минимальным на расстояниях 60—70 км.

Таблица 5

Результаты расчета параметров $\Delta K_{АЕН}$ и $\Delta K_{АЕН}/K_{АЕН2}$ на различных расстояниях при $\alpha_0 = 10^0$

Расстояние, км	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
$K_{АЕН1}$	13,6	7,2	4,8	3,5	2,7	2,2	1,8	1,5	1,3	1,1
$K_{АЕН2}$	2,1	3,6	3,3	2,7	2,2	1,8	1,5	1,3	1,1	1,0
$\Delta K_{АЕН}$	11,5	3,6	1,5	0,8	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1
$\Delta K_{АЕН}/K_{АЕН2}$	5,5	1,0	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
ΔRmax, км	58,9	20,8	14,4	12,7	12,3	12,1	12,1	12,5	13,0	13,4

На рис. 12 приводятся графики, иллюстрирующие зависимость $\Delta Rmax$ от расстояния при α_0 равном: 10°, 15°, 20°, 30°, 45° и 60°. Они показывают, что по мере увеличения угла α_0 смещение $\Delta Rmax$ уменьшается. Если предположить равномерное распределение молниевых разрядов по площади в радиусе 100 км, с наклоном 15°, 20°, 30°, 45° и 60° и углом разворота 135°, то среднее значение смещения $\overline{\Delta Rmax}$ составит 3 км, а стандартное отклонение 3,7 км. Таким образом, изменение пространственной ориентации молниевых разрядов должно приводить к занижению оценки дальности. Смещение будет тем больше, чем меньше угол отклонения α_0 от горизонтальной плоскости.

Из приведенных выше соотношений следует, что модуль отношения электрической и магнитной компонент поля не зависит от дипольного момента и его вариаций, а определяется пространственной ориентацией источника и отношением модулей коэффициента передачи трассы.

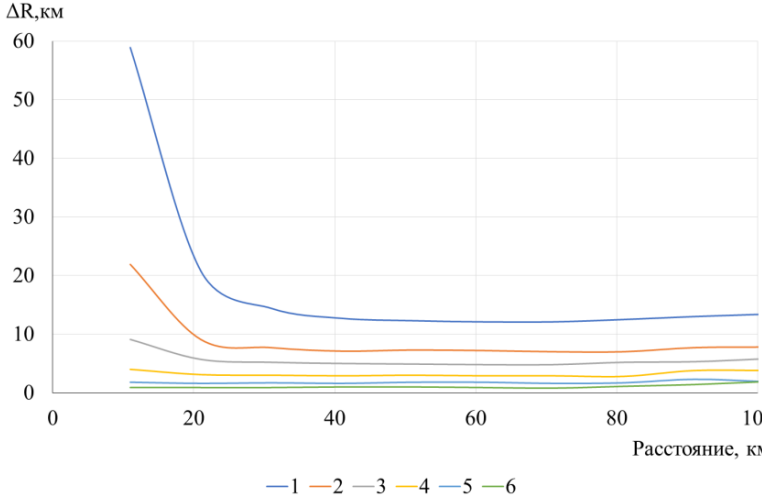


Рис. 12. Зависимость *ΔRmax* от расстояния
при угле разворота $\varphi_0 = 135^\circ$ и различных углах отклонения от горизонтали:
1 — $\alpha_0 = 10^\circ$, 2 — $\alpha_0 = 15^\circ$, 3 — $\alpha_0 = 20^\circ$, 4— $\alpha_0 = 30^\circ$,
5 — $\alpha_0 = 45^\circ$, 6 — $\alpha_0 = 60^\circ$.

Для вертикального электрического диполя $m_0 = 1$. Отношение амплитуд поля (51) можно записать следующим образом:

$$|K_{AEH}^{\text{верт}}| = \sqrt{\frac{a^4-a^2+1}{2(a^4+a^2)}}, \qquad (52)$$

где a = *fR*/47,7;
f — частота, кГц;
R — расстояние, км.

В работе (Снегуров, 1988б) предложен простейший способ оценки дальности до грозовых разрядов. Он описывает узкополосный

амплитудный ЕН-алгоритм с суммарно-разностным преобразованием амплитуд Е- и Н-составляющих на одной частоте. Для его реализации из широкополосных сигналов с электрической и двух магнитных антенн, с помощью резонансных фильтров, формируются узкополосные сигналы с экспоненциальной огибающей.

Сигналы магнитных антенн сдвигаются по фазе на четверть периода и суммируются. В результате получаем следующие выражения:

$$U_H^{\Sigma} = K_1\, U_0^H e^{-\propto t_H} Sin(\omega t_H + \Phi_{H)}, \quad (53)$$

$$U_E = K_2\, U_0^E e^{-\propto t_E} Sin(\omega t_E + \Phi_{E)}, \quad (54)$$

где U_H^{Σ} — амплитуда суммарного сигнала откликов фильтров обработки магнитных составляющих излучения;

U_E — амплитуда сигнала отклика фильтра обработки электрической составляющей излучения;

$\alpha = \frac{\omega_{\text{р}}}{2Q}$ — коэффициент затухания, определяемый параметрами резонансного контура;

$\omega_{\text{р}} = 2\pi f_{\text{р}}$;

$f_{\text{р}}$ — резонансная частота;

t_H и $t_{\text{Е}}$ —длительности откликов фильтров;

Q — добротность;

Φ_H и $\Phi_{\text{Е}}$ — фазы сигналов;

K_1 и K_2 — коэффициенты передачи фильтров;

U_0^H и U_0^E — начальное распределение амплитуд сигналов.

Способ измерения отношения амплитуд основан на определении количества периодов или полупериодов сигналов откликов фильтров превысивших заданные пороговые уровни:

$$U_H^{\Sigma} \geq U_H^{\text{пор}}\,,\ U_E \geq U_E^{\text{пор}}, \quad (55)$$

тогда, принимая

$Sin(\omega t_H + \Phi_{H)} = 1, Sin(\omega t_E + \Phi_{E)} = 1$, $U_0^H = W_H^{\Sigma}$ и $U_0^E = W_{\text{Е}}$,

где

$$W_H^{\Sigma} = \frac{1}{Z_0\, R^3}\sqrt{2(a^4 + a^2)}\,, \tag{56}$$

$$W_E = \frac{1}{R^3}\sqrt{a^4 - a^2 + 1}\,, \tag{57}$$

Соотношения (55) можно записать в следующем виде:

$$K_1\, W_H^{\Sigma} e^{-\propto t_H} \geq U_H^{\text{пор}}, \tag{58}$$

$$K_2\, W_E e^{-\propto t_E} \geq U_E^{\text{пор}}\,, \tag{59}$$

В этих формулах t_H и t_E определяют число периодов n_H и n_E, амплитуда которых превышает пороговый уровень. Следовательно, $t_H = n_H T$ и $t_E = n_E T$,
где T — период колебаний на резонансной частоте фильтров.
Таким образом

$$\propto t_H = \frac{\omega_p}{2Q} t_H = \frac{\pi fp}{Q} t_H = \frac{\pi}{QT} t_H = \frac{\pi n_H}{Q}\,, \tag{60}$$

$$\propto t_E = \frac{\pi n_E}{Q}\,. \tag{61}$$

Логарифмируя (58) и (59) с учетом (56), (57) и (60), (61) находим разность числа импульсов $\Delta n = n_E - n_H$ при условии, что $U_H^{\text{пор}} = U_E^{\text{пор}}$ и $K_1 = Z_0 K_2$:

$$\Delta n = n_E - n_H = \frac{Q}{2\pi} \ln\left(\frac{a^4 - a^2 + 1}{2(a^4 + a^2)}\right), \tag{62}$$

Из этой формулы следует, что отношение амплитуд E- и H-составляющих поля определяется числом периодов, амплитуда которых превышает пороговые уровни. Это число пропорционально добротности фильтров ($Q_H = Q_E = Q$) и зависит от частоты и расстояния.

Результаты расчета значений Δn при добротности фильтров Q = 50, на частотах 0,34 и 0,68 кГц в зоне до 100 и 50 км соответственно приводятся на рис. 13.

Для экспериментальных исследований зависимости Δn от расстояния был разработан комплект аппаратуры, обеспечивающий измерение отношения амплитуд электрической и магнитной

составляющих на частотах 0,24 и 0,5 кГц. На указанных частотах использовались резонансные фильтры с добротностью 36 и 10. Расстояние до грозовых разрядов измерялось с помощью пеленгационной системы местоопределения гроз (ПСМГ), развернутой в Ленинградской области.

Синхронизация измерений осуществлялась с помощью приемников Ч7-13 и синхронометров Ч7-15.

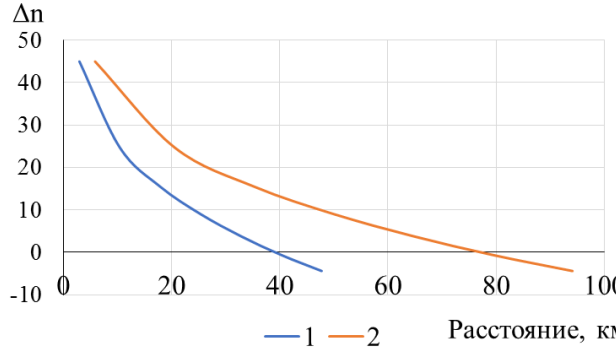
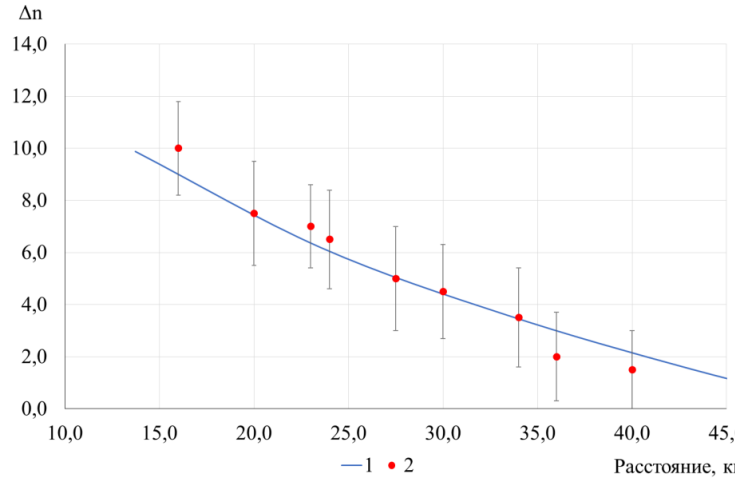


Рис. 13. Зависимость Δn, рассчитанного по формуле (62), от расстояния:
1 — частота 0,34 кГц, 2 — частота 0,68 кГц.
$\alpha_0 = 90^\circ$ (вертикальный электрический диполь).

Зависимость числа полупериодов Δn = (Ez/HZ_0) на частоте 0,5 кГц (а) и 0,24 кГц (б) от расстояния до грозовых разрядов (R), измеренного ПСМГ, приводится на рис. 14.

Здесь точками обозначены средние значения Δn и R. Вертикальные линии показывают величины среднего квадратического отклонения Δn. На частоте 0,5 кГц СКО Δn изменяется от 1,6 до 2 (выборка составила 496 случаев), на частоте 0,24 кГц выборка составила 390, а СКО Δn изменяется от 1,9 до 3,0. Для сравнения на рисунках приводятся расчетные кривые изменения Δn на различных удалениях при условии, что диполь является вертикальным источником ЭМИ.

а)



б)

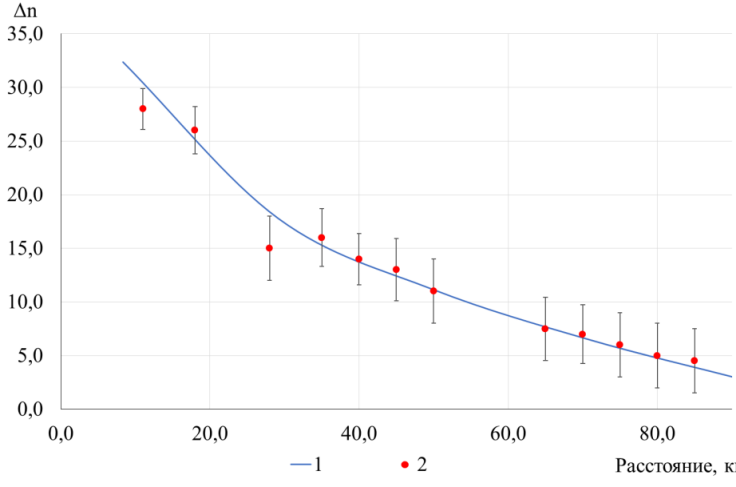


Рис. 14. Зависимость числа полупериодов Δn = (Ez/HZo)
на частоте 0,5 кГц (а) и 0,24 кГц (б)
от расстояния до грозовых разрядов (*R*), измеренного ПСМГ:
1— расчетная кривая по формуле (62), 2 — экспериментальные данные.

Экспериментальные данные на частотах 0,5 и 0,24 кГц аппроксимируется с достоверностью 0,99 и 0,97 следующими соотношениями:

$$\Delta n^{эксп\ (0,5)} = -9,2\ln(R)+35,5\ , \qquad (63)$$

$$\Delta n^{эксп\ (0,24)} = -12,0\ln(R)+58,0\ , \qquad (64)$$

При указанных выше значениях СКО Δn средняя погрешность измерения дальности в зоне до 40 и 90 км составит 4,1 и 9,6 км соответственно.

Некоторое повышение точности измерений таким способом возможно за счет увеличения добратности резонансных фильтров. При этом следует иметь ввиду, что увеличение добратности приводит к увеличению времени обработки сигналов и увеличению «мертвого» времени, когда устройство будет закрыто для приема очередного атмосферика. По результатам экспериментальных исследований амплитудных характеристик излучения молний разработан амплитудный узкополосный ЕН-дальномер с зоной действия 50 км, который вошел в состав грозопеленгатора-дальномера "Оранж". Рабочая частота резонансных фильтров 660 Гц, добротность 50. Немногочисленные данные (153 случая на удалениях от 15 до 75 км) синхронной регистрация грозовых разрядов РЛС метрового диапазона показали, что среднеквадратическая погрешность на различных удалениях может изменять от 5 до 9 км.

Переход к цифровой обработке сигналов позволяет существенно увеличить разрешающую способность и быстродействие измерителей дальности.

Заключение

В настоящем обзоре приведены материалы теоретических и экспериментальных работ по исследованию спектральных характеристик электромагнитного излучения молниевых разрядов в ближней до 100 км зоне. Экспериментальные работы подтвердили

применимость дипольной модели ЭМИ молниевых разрядов, оценили влияние пространственной ориентации каналов молний и нестабильность источника на амплитудные и фазовые параметры излучения. Показано, что особенности распространения ЭМИ молний (в рамках модели дипольного источника) в диапазоне частот от 0,3 до 6—10 кГц могут использоваться для оценки расстояния. Для реализации современных требований к точностным характеристикам однопунктовых грозопеленегаторов-дальномеров достаточно ограничиться применением простых соотношений (для вертикального диполя) между узкополосными фазовыми и амплитудными параметрами ЭМИ молний и расстоянием. Погрешность измерения расстояния узкополосными ЕН-методами определяется в основном пространственный ориентацией источника и значительным влиянием уровня помех, обусловленных сетевыми наводками. Применение современных цифровых методов обработки сигналов позволяет снизить влияние гармоник питающей сети и обеспечить повышение точностных характеристик грозодальномеров. Современные цифровые устройства обеспечивают погрешность 5—10 км в зоне до 50 км и до 15 — 20 км на расстояниях до 100 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров М. С., Бакленева З. М., Гладштейн Н. Д., Озеров В. П., Потапов А. В., Ремизов Л. Т. (1972). Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ. —М.: Наука. 196 с.

Альперт Я. Л., Гусева Э. Г., Флигель Д. С. (1967). Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе Земля-ионосфера. — М.: Наука. 124 с.

Ардатов И. В., Снегуров В. С., Эйхгорн В. Г. (1991). Принципы построения автоматизированных систем метеорологического обеспечения авиации. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 288—313.

Асташенко А. И., Махоткин Л. Г. (1963). О пеленговании ближних грозовых разрядов // Труды ГГО. Вып. 146. С. 10—16.

Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник М. Е. (1976). Радиопеленгаторы-дальномеры ближних гроз. — Л.: Гидрометеоиздат. 143 с.

Гальперин С. М., Степаненко В. Д., Осетров А. С. (1974). Радиолокационное обнаружение молний // Труды ГГО. Вып. 301. С. 81—87.

Диневич Л. А., Малыхин А. В., Снегуров В.С. (1975). Результаты наблюдений за грозами по счетчикам молний различной конструкции // Труды ГГО. Вып. 358. С. 78— 85.

Иньков Б. К. (1973). Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков // Труды ГГО. Вып. 319. 135 с.

Иньков В. К. (1970). О выборе рабочей частоты для счетчиков местных грозовых разрядов // Труды ГГО. Вып. 253. С. 25—31.

Кашпровский В. Е. (1966). Определение местоположения гроз радиотехническими методами. — М.: Наука. 248 с.

Кононов И. И. (1970). Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозовых очагов // Труды ГГО. Вып. 253. С. 46—54.

Кононов И. И. (1971). Устройство для определения удаленности грозовых очагов. А.С. №316048, (СССР). Бюллетень открытий,изобретений, промышленных образцов и товарных знаков. № 29.

Кононов И. И. (1975). Границы применимости дипольных представлений молниевых разрядов // Труды ГГО Вып. 358. С. 61—68.

Кононов И. И., Семикрас Ю. В. (1975). Электромагнитное излучение молниевых разрядов // Труды ГГО. Вып. 358. С. 48—60.

Кононов И. И., Штенников Ю. В. (1976). Экспериментальные исследования дипольных моментов молниевых разрядов. / В кн. «Атмосферное электричество». Труды 1 Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству 27— 29 ноября 1973 г. — Л.: Гидрометиздат. С. 231— 236.

Кононов И. И., Семагин Б. В., Снегуров В. С. (1982). Погрешности амплитудных грозопеленгаторов с амплитудно-фазовым преобразованием // Труды ГГО. Вып. 455. С. 79—85.

Кононов И. И., Петренко И. А., Снегуров В. С. (1986). Радиотехнические методы местоопределения грозовых очагов. — Л.: Гидрометеоиздат. 222 с.

Кононов И. И., Петренко И. А. (1992). Современное состояние пассивных методов местоопределения гроз. // Радиотехника и Электроника. Том 37. Вып 7. С. 1153—1167.

Кононов И. И., Юсупов И. Е., Кандарацков Н. В. (2013). Анализ однопунктовых методов пассивной локации грозового разряда. // Известия вузов. Радиофизика. Том LVI. № 11— 2. С. 875—888.

Крохин Н. И., Семагин Б. В., Снегуров В. С., Файзулин Н. А. (1981). К оценке пространственной ориентации молниевых разрядов // Труды ГГО. Вып. 442. С. 89—91.

Лоч Б. Ф. (1952). Приборные наблюдения за числом разрядов близких гроз // Труды ГГО. Вып. 35 (97). С. 58—62.

Махоткин Л. Г. (1963). Статистика атмосферных радиопомех. // Геомагнитизм и аэрономия. Т. 3. № 2. С. 285—292.

Махоткин Л. Г., Семенов К. А. (1963). Статистика грозовых разрядов // Труды ГГО. Вып. 146. С. 39—47.

Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. (1969). О зависимости числа принимаемых атмосфериков от ширины полосы // Труды ГГО. Вып. 242. С. 26—28.

Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. (1974). Об одной особенности амплитудного спектра близких атмосфериков // Труды ГГО. Вып. 301. С. 105—109.

Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. (1980а). Проверка показаний пеленгаторов атмосфериков на очень малых расстояниях // Труды ГГО. Вып. 401. С. 57—61.

Махоткин Л. Г., Лещенко Г. П., Иньков Б. К. (1980б). О возможности использования узкополосного варианта электромагнитного метода оценки расстояния до грозовых разрядов // Труды ГГО. Вып. 401. С. 62—65.

Махоткин Л. Г., Лещенко Г. П., Иньков Б. К. (1980в). Изменение разности фаз компонентов атмосфериков вблизи источника // Труды ГГО. Вып. 424. С. 57—61.

Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. (1984). Развитие методов наблюдения за атмосфериками / В сб. Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 163—166.

Михайлова Г. А. (1962). О спектрах атмосфериков и фазовой скорости электромагнитных волн на сверхнизких частотах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 2. № 2. С. 257—266.

Михайлова Г. А. (1965). Амплитудные и фазовые спектры близких атмосфериков в диапазоне 2— 30 кГц. // Геомагнетизм и аэрономия. Т.5. № 1. С. 179—183.

Пащенко Е .Г., Козлов Н. В. (1959). Способ определения дальности до источников радиоизлучения. А.С. № 48012 (СССР) по заявке №703555/952986 с приоритетом от 07 сентября 1959 г.

Пащенко Е. Г., Козловский В. П. (1964). К проблеме определения дальности из одной точки до источника радиоизлучения. // Вопросы специальной радиоэлектроники. Серия XYI. Вып. 3. С. 122—131.

Петренко И. А., Кононов И. И., Демыкин С. М. (1981). Разностно— дальномерная система для определения координат молниевых разрядов // Труды ГГО. Вып. 442. С. 83—88.

Снегуров А. В. и др. (2005). Результаты испытаний амплитудного электромагнитного грозодальномера // Труды НИЦ ДЗА (Филиал ГГО). Гидрометеоиздат. Вып. 6 (554). С. 156—162.

Снегуров А. В., (2005б). Экспериментальные исследования погрешностей пеленгации грозовых очагов. Автореф. дисс. канд.тех.наук.— СПб: Изд. ГГО. 19 с.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2007а). Особенности изменения амплитудных параметров ЭМИ молний в ближней зоне. / В сб.: VI Российская конференция по атмосферному электричеству — Нижний Новгород: С. 257— 58.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2007б). Особенности изменения амплитудных параметров электромагнитногоизлучения молний в ближней зоне // Труды ГГО. Вып. 556. С. 230—234.

Снегуров В. С. (1975а). Об амплитудно-частотном спектре источника атмосфериков на сверхнизких частотах // Труды ГГО. Вып. 358. С. 23—27.

Снегуров В. С. (1975б). Амплитудно-частотные спектры близких атмосфериков, генерируемых разрядами типа облако-земля и облако-облако // Труды ГГО. Вып. 358. С. 17—22.

Снегуров В. С. (1977). Результаты расчета амплитудно-частотных спектров молний в дипольном приближении // Труды ГГО. Вып. 350. С. 47— 50.

Снегоров В. С., Семагин Б. В. (1979). "Устройство для определения дальности". А.С. СССР. № 674648.

Снегуров В. С., Семагин Б. В. (1980). Результаты исследования фазовых соотношений между электрической и магнитной компонентами поля молниевых разрядов // Труды ГГО. Вып. 401. С. 66—70.

Снегуров В. С. (1980). Интерпретация особенностей спектров близких атмосфериков в дипольном приближении // Труды ГГО. Вып. 401. С. 76—79.

Снегуров В. С. (1981а). Исследования фазовых электромагнитных методов определения расстояния до ближних грозовых очагов. Автореф. дисс. канд. физ—мат. наук.— Л.: Изд. ГГО. 19 с.

Снегуров В. С. (1981б). Фазовые соотношения между различными компонентами излучения молний в дипольном приближении // Труды ГГО. Вып. 442. С. 75—78.

Снегуров В. С. (1982). О расчетной оценке коэффициента поляризации, определяемого пространственной ориентацией молниевого разряда // Труды ГГО. Вып. 455. С. 86—91.

Снегуров В. С. и др. (1984а). Исследование зависимости фазовых характеристик электромагнитного излучения молний от расстояния в ближней зоне / В сб.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Ленинград. 26—28 октября 1982 г. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 196— 198.

Снегуров В. С. (1984б). Фазовые соотношения между электрической и магнитной компонентами излучения диполя и использование их в дальнометрии гроз / В сб.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Ленинград 26—28 октября 1982 г. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 198—201.

Снегуров В. С. (1984в). Оценка влияния пространственной ориентации канала молнии на фазовые характеристики электромагнитного излучения в ближней зоне / В сб.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Ленинград 26—28 октября 1982 г. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 188—189.

Снегуров В. С. (1985). "Устройство для определения дальности до грозовых разрядов". А.С. СССР. № 1190322. Бюл. № 41.

Снегуров В. С., Ардатов И. В. (1985). "Фазовый анализатор грозоопасности". А.С. СССР. № 1190321. Бюл. № 41.

Снегуров В. С., Ардатов И. В. (1986). "Фазовый анализатор местоположения гроз" А.С. СССР. № 1223175. Бюл. № 13.

Снегуров В. С. (1988а) "Способ измерения фазы сигналов". А.С. СССР. № 1366968. Бюл. № 2.

Снегуров В. С. (1988б). Фазовые методы измерения расстояния до грозовых разрядов в ближней зоне с суммарным и суммарно— разностным преобразованием. / В кн.: Атмосферное электричество. Труды III Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 162—64.

Снегуров В. С. (2005а). Амплитудный электромагнитный метод определения дальности грозовых разрядов // Труды НИЦ ДЗА. (Филиал ГГО). Вып. 6 (554). С. 150—155.

Степаненко В. Д., Гальперин С. М. (1983). Радиотехнические методы исследования гроз. — Л.: Гидрометеоиздат. 204 с.

Файзулин Н. А., Кононов И. И., Плотников В. Д. (1975а). Импульсный электромагнитный грозодальномер ближней зоны // Труды ГГО. Вып. 358. С. 116— 123.

Файзулин Н. А., Крохин Н. И., Плотников В. Д., Кононов И. И. (1975б). Устройство для определения дальности до грозовых очагов. А.С. СССР № 467307. Бюл. № 14.

Файзулин Н. А., Плотников В. Д., Александров А. И. (1976). Анализ точностных характеристик электромагнитного грозодальномера / В кн.: Теория и техника радиолокации, радионавигации и радиосвязи в гражданской авиации. Вып. 2. — М. С. 90—93

Штенников Ю. В. (1968). Экспериментальные исследования дипольных и токовых моментов грозовых разрядов / В кн.: «Проблемы дифракции и распространения волн». — Л.: Изд. ЛГУ. Вып. 7. С. 198—208.

Юсупов И. Е. (2018). Исследования импульсного электромагнитного излучения грозового процесса в приложении к мониторингу грозовой активности. Автореф. дисс. канд. физ.-мат.наук.— СПб: Изд. СПбГУ. 23 с.

Alpert J. L., Fligel D. S., Michailova G. A. (1967). The propagation of atmospherics in the Earth-ionosphere wave quide // J. Atm. Terr.Phys. V. 29. P. 29—42.

Appleton E. V., Watson-Watt R. A., Herd I. J. F. (1926). On the nature of atmospherics // Proc. Roy. Soc. 111A. 615 p.

Bruce C. E., Golde R. H. (1941). The lightning discharge. // J.I.E.E. Part 2. V. 88. P. 487.

Berger R. (1962). Front duration and current steepnes of lightning strokes to the earth // Proc. Int. Conf. Gas. Disch. and Elect. Supply Industry. P. 63—73.

Dennis A. S., Pierce E. T. (1964). The return stroke of the lightning flash to earth as a source of VLF atmospherics // J. Res. NBS. V. 68D. № 7. P. 777—794.

Frisius J., Madlow M. und Pelz J. (1984). Modellrechnunden zur physikalischen interpretation der Atmosphherics-Beobachtungen mit dem Short-Range Lightning Activity Counter and Direction Finder (SRLCDF) zum Zweck der Gewitterortung // Inst. für Meteorologie der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen. Band 1. Heft 4. 95 p.

Herman B. D., Uman M. A., Brantley R. D. and Krider E. P. (1976). Test of the principle of a wideband magnetic direction finder for lightning return strokes // J. Appl. Meteor, V. 15. № 4. P. 402—404.

Horner F., Bredley P. A. (1964). The spectra of atmospheric from near lightning dischages // J. Atm. and Terr. Phis. V. 26. № 12. P. 1155—1166.

Hill R. D. (1966). Electromagnetic radiation from the return stroke of a lightning discharge // J. Geophys. Res. V. 71. № 8. P. 1963—1968.

Israel H. (1970). Atmospheric Electricity // Problems of Phisics. V. 29. 796 p.

Jerauld J., V. A. Rakov, M. A. Uman, K. J. Rambo, D. M. Jordan, K. L. Cummins, J. A. Cramer. (2005). An evaluation of the performance characteristics of the U.S. National Lightning Detection Network in Florida using rocket-triggered lightning // J. Geophys. Res. 110. Doi:10.1029/ 2005JD005924.

Krider E. P., Noggle R. C., Uman M. A. (1976). A gated, wide-band magnetic direction finder for lightning return strokes // J. Appl. Meteorol. V. 15. № 3. P. 301—306.

Lejey P. (1926). Les perturbations orages du champ electrique et leur propagation a grande distance // L′Onde electrique. V. 5. № 58. P. 493-531.

Malan D. I. (1959). Recent Advances in Atmospheric Electricity. — Oxford: Pergamon. P. 557—563.

Marney G. O., Shanmugan K. (1971). Effect of Channel Orientation on the Frequency Spectrum of Lightning Dischargts // J. Geophys. Res. V. 76. № 18. P. 4188—4202.

Morrison R. B. (1953). The Variation with Distance in the Ranges 0-100 km of Atmospheric Waveform // Phys. Mag. V. 44. P. 980—986.

Muller-Hillebrand D. (1962). Magnetic field of the lightning discharge / Proc. Int. Conf. Gas. Discharges and Electr. — Supply Industry. London. P. 89—110.

Norinder H. (1951). The Electrical Field Variations Radiated from Lightning Discharges / Proc. 2d Meeting of the Joint Commission on Radio Meteorology — Brussels: URSI. P. 17—37.

Ruhnke L. H. (1971). Determining to lightning strokes from a single station / NOAA Technical report ERL 195-APCL.16. 26 p.

Ruhnke L. H. (1972). A three-station lightning detection system // NOAA Technical report ERL 239-APCL. 23. 42 p.

Pierce E. T. (1956). The influence of individual variations in the field change due to lightning discharge upon the design and performance of lightning flash counters // Archiv. Meteorol. Geophys. and Bioclimatol. Bd. 1. 4. P. 78—86.

Pierce E. T. (1960). Atmospherics from lightning flashes with multiple strokes // J. Geophys. Res. V. 65. P. 1867—1871.

Shanmugan K., Breipohe A. M. (l971). Discriminating between Cloud-to-Graund and Cloud-to-Cloud Lightning Discharges, a Patern Recognition Approach // J. Geophys. Res. V. 6. P. 1582—1587.

Taylor W. L. (1963). Radiation field charactiristics of lightning dischardes in the band of 1 kc/s to 100 kc/s, // J. Res. NBS. 67D. № 5. P. 539—550.

Watt A. D. (1960). ELF electric fields from thunderstoms // J. Res. NBS. 64 D. № 5. P. 425—433.

Watson-Watt R. A., Appleton E. V. (1923). On the nature of atmospherics // Proc. Roy. Soc. 103A. 84 p.

Watson-Watt R. A., Herd J. P. (1926). An instantaneous direct-reading radiogoniometer // JIEE. V. 64 (353). P. 611—622.

УДК 551.58

АДАПТАЦИЯ СТРОИТЕЛЬНОЙ ОТРАСЛИ ЭКОНОМИКИ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПОГОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ РИСКОВ (НА ПРИМЕРЕ ПСКОВСКОЙ, СМОЛЕНСКОЙ И БРЯНСКОЙ ОБЛАСТЕЙ)

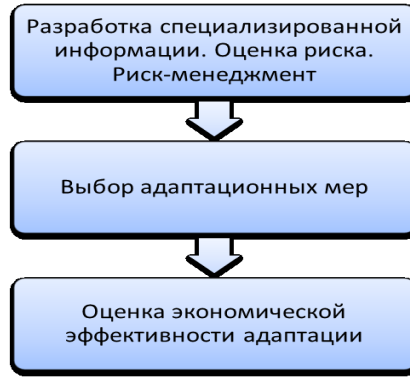
Е. М. Акентьева, М. В. Клюева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: eakentyeva@mail.ru

Поступила в редакцию 01.11.2018
Поступила после доработки 03.12.2018

Введение

Цель адаптации строительной отрасли состоит в обеспечении безопасности, экологичности и экономической эффективности процессов строительства и эксплуатации строительных конструкций в условиях меняющегося климата. Стратегию адаптации для конкретного сектора экономики в общем виде можно представить следующей схемой:



Исходя из данной схемы, адаптацию к изменению климата следует рассматривать, прежде всего, как систему управления климатическими рисками. Первой частью этой системы является оценка ключевых факторов и расчет рисков, а второй — управление риском, то есть его минимизация вследствие принятия адаптационных мер.

Под риском понимается сочетание вероятности и последствий наступления неблагоприятного события. Климатический риск определяется как произведение вероятности конкретной метеорологической опасности на вероятность уязвимости реципиента (объекта или отрасли, подверженной климатическому воздействию) (Кобышева и др., 2015). В данной статье под уязвимостью авторы понимают степень восприимчивости строительной отрасли к неблагоприятным воздействиям климатических условий.

Воздействие метеорологических опасностей (угроз) анализируется по данным климатического мониторинга, который позволяет выделить тренды метеорологических величин и явлений, экстремумы и связанные с ними опасные явления (ОЯ), а также «занормативные» нагрузки (то есть нагрузки на здания и сооружения, превышающие нормативные значения расчетных климатических параметров). Помимо трендов метеорологических величин анализируются тренды подверженности и уязвимости реципиента (например, старение зданий и т. д.). Следует отметить, что при анализе метеорологических трендов предпочтение отдается глобальным изменениям, в то время как тренды подверженности и уязвимости наиболее четко проявляются на муниципальном, объектном уровне (Кобышева и др., 2015; Акентьева, Кобышева, 2011).

Оценка рисков от опасных гидрометеорологических явлений для строительства на территории Псковской, Смоленской и Брянской областей

Анализ климатических рисков для строительной отрасли направлен на выявление различных видов рисков и их количественное определение на различных этапах строительства.

Разработке количественных оценок риска должна предшествовать идентификация риска, то есть выявление источников (факторов) риска. На основе идентификации рисков проводятся последующие этапы процесса управления рисками и осуществляются мероприятия по минимизации последствий проявления рисков.

Относительная оценка прямых погодно-климатических рисков (Rоя, %) для объектов строительной инфраструктуры определялась по формуле (1) (Кобышева и др., 2008). При этом в расчет принимались только опасные погодные явления, имеющие непосредственный разрушительный характер воздействия на строительные конструкции и принесшие наибольший ущерб:

$$Rоя = \Sigma (p \cdot (s / S) \cdot k) \cdot F, \quad (1)$$

где p — повторяемость явления;
s — площадь явления, км^2;
S — площадь административного района, км^2;
k — коэффициент агрессивности опасных погодных явлений, имеющих разрушительный характер воздействия;
F — доля стоимости основных фондов в строительстве, приходящаяся на каждую административную область по отношению к суммарной стоимости основных фондов в строительстве для трех рассматриваемых областей.

Величина коэффициента агрессивности оценивалась по силовому воздействию опасного явления на условную поверхность. За единицу коэффициента агрессивности принято воздействие сильного ветра со скоростью более 25 м/с, создающее давление 38 кг/м^2 (Кобышева и др., 2008). В соответствии с этим определением коэффициент агрессивности опасных погодных явлений, имеющих разрушительный характер воздействия на строительные конструкции, может быть представлен следующим образом:

Атмосферное явление	Смерч	Шквал	Сильный ветер	Сильный дождь
k	6	1,4	1,0	0,05

На основе данных наблюдений 26 метеостанций, расположенных на территории Псковской, Смоленской и Брянской областей, по формуле (1) были рассчитаны величины погодно-климатических рисков от опасных явлений погоды для строительной отрасли, выраженные в процентах:

Область	Псковская	Смоленская	Брянская
$R_{оя,}$ %	8	40	52

Как видно из расчетов, потенциальным рискам от опасных явлений наиболее подвержена территория Брянской области. Это связано как с наибольшей повторяемостью приведенных выше ОЯ, так и с большей стоимостью основных фондов, приходящихся на строительство, в этой области. Следовательно, для Брянской области разработка и реализация адаптационных мер для строительства носит более срочный характер и может принести наибольший эффект.

Для получения комплексного погодно-климатического риска для строительной отрасли необходимо рассмотреть не только риск, обусловленный повторяемостью ОЯ, но и проанализировать изменения специализированных климатических параметров, отражающих влияние климатических факторов на строительную отрасль. Их перечень содержится в соответствующих нормативных документах (СП 131.13330.2012; СП 20.13330.2016; СП 32.13330.2012), а методы получения подробно изложены в (Методические рекомендации…, 2017).

Для оценки влияния изменения климата на значения специализированных параметров был выполнен анализ изменения этих параметров для территории рассматриваемых областей за последнее 50-летие (конец XX — начало XXI века). Результаты расчетов показали, что наибольшие погодно-климатические риски для строительной отрасли обусловлены изменением величины снеговых и ветровых нагрузок на здания и сооружения, нагрузок на системы водоотведения, а также сокращением долговечности зданий вследствие климатических изменений.

Следует отметить, что при оценке погодно-климатических рисков необходимо учитывать возможные «занормативные» нагрузки, представляющие особую опасность для надежности зданий и сооружений. Несмотря на тенденцию к уменьшению средней высоты снежного покрова, в отдельные годы отмечается увеличение снеговых нагрузок. Так, например, на метеостанции Гдов (Псковская область) в 2010 и 2011 годах были зафиксированы рекордные за 50-летний период значения снеговых нагрузок — 1,7 и 2,0 кПа соответственно. Предыдущий максимум составлял 1,4 кПа и отмечался в 1966 г. Расчетные значения снеговых нагрузок, полученные с учетом современных данных, могут отличаться от указанных в нормативных документах, что приводит, в частности, к несоответствию с районированием территории по снеговым нагрузкам, приведенном в (СП 20.13330.2016). Так, на метеостанции Велиж, находящейся на границе Псковской и Смоленской областей, расчетная снеговая нагрузка, полученная по 50-летнему ряду наблюдений, включая 2017 год, составляет 1,5 кПа, что соответствует 3-му снеговому району. Однако по СП 20.13330.2016 «Нагрузки и воздействия» эта территория относится ко 2-му снеговому району.

Аналогичную ситуацию можно отметить и при рассмотрении ветровых нагрузок. При отмечающемся снижении средних скоростей ветра на большей части территории России максимальные скорости ветра, которые формируют ветровую нагрузку на здания и сооружения, в последние годы не уменьшаются. Это наблюдается на территории трех рассматриваемых областей, особенно Брянской области. Например, на метеостанции Брянск в 2001 г. максимальная скорость ветра составила 28 м/с, что является наибольшим значением за весь период наблюдений. На метеостанции Красная Гора наибольшее значение максимальной скорости 25 м/с было зафиксировано в 1998 и 2003 годах. Приведенные примеры наглядно иллюстрируют, что для снижения рисков обрушения и обеспечения надежности строительных конструкций необходимо проведение расчетов нормативных нагрузок непосредственно по данным наблюдений в районе строительства за период не менее 50 лет, включая последние годы.

При проектировании сетей водоотведения, являющихся одним из важнейших объектов на территории строительства, в число основных климатических параметров входит наблюденный и расчетный суточный максимум осадков, а также интенсивность дождя за различные промежутки времени. Анализ изменения этих характеристик за последние 50 лет показал их значительный рост. На большей части рассматриваемой территории значения наблюденного суточного максимума осадков были перекрыты в конце XX — начале XXI века. Особенно это проявилось на территории Псковской (Псков — 103,1 мм, 2003 г.; Пушкинские Горы — 151,7 мм, 2017 г.; Гдов — 89,6 мм, 1993 г.) и Брянской областей (Брянск — 119,2 мм, 1999 г.). В соответствии с этими данными изменился и расчетный суточный максимум осадков различной обеспеченности, входящий в большинство нормативных документов по строительству. Так, с учетом данных последних лет на метеостанции Пушкинские Горы расчетный суточный максимум 1 % обеспеченности увеличился с 121 до 143 мм, на метеостанции Псков — со 111 до 115 мм. Эти примеры также подтверждают необходимость учета данных наблюдений последних лет при расчете нормативных климатических параметров с целью снижения рисков для строительства, обусловленных климатическими изменениями.

К климатическим факторам, обуславливающим долговечность строительных конструкций, относится, прежде всего, число переходов температуры воздуха через 0 ^{o}C и количество так называемых «косых дождей», т. е. суммы жидких осадков, попадающих на вертикальные поверхности зданий и сооружений вследствие ветрового воздействия.

В соответствии с подходом к оценке рисков, изложенном в документе ВМО (IPCC, 2012), в таблице 1 представлены изменения составляющих риска уменьшения долговечности зданий на рассматриваемой территории в связи с наблюдаемыми и ожидаемыми климатическими изменениями, и предложены соответствующие адаптационные меры. Из таблицы видно, что процесс уменьшения долговечности зданий, очевидно, будет продолжаться и в будущем.

Таблица 1

Изменение составляющих риска, обусловленного климатическими изменениями, для долговечности зданий

Проблема	Тренды обобщенной уязвимости и подверженности в контексте управления рисками в масштабе данного региона	Глобальные наблюдаемые и прогнозируемые тренды значений специализированных климатических показателей	Наблюдаемые и прогнозируемые тренды значений специализированных климатических показателей в масштабе данного региона	Управление рисками / адаптационные меры
1	2	3	4	5
Умень-шение долговеч-ности зданий в связи с измене-нием климата	Факторы, влияющие на подверженность и уязвимость, включают количество зданий, которые уже исчерпали свой срок эксплуатации, и число нарушений норм строительства вновь возводимых зданий. Положительные тренды этих показателей увеличивают	Наблюдаемое потепление выражается, в частности, в увеличении числа оттепелей и заморозков, а также количества «косых дождей» и снеговых нагрузок. В соответствии с климатическими прогнозами тенденция возрастания	Количество «косых дождей» растет в связи с ростом общего количества осадков и увеличением количества осадков, выпадающих в жидком виде. Попадание большого количества жидких осадков на крыши, покрытые снегом, многократно	Адаптационные меры должны быть направлены на уменьшение уязвимости зданий, т. е. включать в себя: — пересчет климатических параметров СНиП с учетом современных данных наблюдений;

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5
Умень-шение долговеч-ности зданий в связи с измене-нием климата	уязвимость и подверженность зданий, учитывая рост числа старых зданий, в которых не производился капитальный ремонт, и частые нарушения строительных норм при возведении новых зданий (использование бетона несоответствующих марок, несоблюдение требований СНиП и т. д.)	интенсивности явлений, неблагоприятно влияющих на долговечность зданий (число переходов через 0 °С, рост количества «косых дождей»), сохранится в будущем	увеличивает вес снежного покрова и создает опасность обрушения кровли. Тенденция возрастания интенсивности явлений, неблагоприятно влияющих на долговечность зданий (число переходов через 0 °С, рост количества «косых дождей»), на территории Псковской, Смоленской и Брянской областей сохранится в будущем	— включение в СНиП новых характеристик, отражающих влияние изменений и изменчивости климата на строительные объекты; — контроль выполнения СНиП; — плановый капремонт старых зданий; — своевременную очистку кровли ото льда и снега

Следовательно, принятие адаптационных мер является одной из первоочередных задач в области повышения надежности строительных конструкций.

Погодно-климатические риски для различных этапов строительства

Подробный анализ условий среды реализации строительного проекта позволяет выявить основные точки проявления угроз, являющиеся возможными факторами риска.

Корректная идентификация климатических рисков, возникающих на различных этапах строительства, позволяет оптимизировать размер капитальных вложений в реализацию проекта, избежать увеличения сроков строительства объектов и сократить объемы эксплуатационных затрат.

В таблице 2 приведены этапы производственного цикла в жилищном строительстве и выбранные на основе анализа литературных источников климатозависимые риски строительной отрасли (Шамин, 2011; Шамин, 2014; Некрестьянов, 2014; Кошелев, 2015).

Рассмотрим несколько подробнее некоторые виды климатозависимых рисков и возможность их смягчения.

Информационные риски, оцениваемые на этапе разработки проекта, возможно снизить и даже устранить, используя качественную климатическую информацию. Основными мероприятиями для достижения данной цели являются:

— своевременная актуализация нормативных документов, содержащих климатическую информацию;

— использование прогноза изменения основных климатических индексов на срок эксплуатации объекта (здания, трубопроводы, дороги и т. д.);

— привлечение квалифицированных специалистов-климатологов для разработки климатической информации, особенно в районах строительства, не освещенных в метеорологическом отношении.

Таблица 2

Климатозависимые риски строительной отрасли на разных этапах по классификации (Руководство …, 2008)

Этап	Состав работ	Вид климатозависимого риска
Разработка проекта	Определение источников финансирования, архитектурно-инженерные решения, утверждение проекта и сметы расходов	*Риски информационного потока* Риск использования неполной или некачественной информации о климате в районе строительства
Реализация проекта	Выбор генподрядчика, организация и координация выполнения строительно-монтажных работ, контроль качества и затрат	*Риски материального потока* Риск срыва сроков работ, связанный с неблагоприятными условиями погоды: — простои рабочей силы, — простои строительной техники, — сбои планирования поступления необходимых материалов на строительные участки в связи с погодными явлениями. *Форс-мажорные риски* Риск стихийных бедствий (природные катастрофы: наводнения, землетрясения, штормы и др.)
Эксплуатация зданий	Комплекс мероприятий по содержанию, обслуживанию и ремонту зданий (сооружений), обеспечивающих их безопасное функционирование и санитарное состояние в соответствии с их функциональным назначением	*Риски информационного потока* Риск использования неполной или некачественной информации о климате в период проектирования. *Риски материального потока* Риск нарушения прочностных, физических и других свойств, устанавливаемых при проектировании и обеспечивающих нормальную эксплуатацию строения в течение расчетного срока службы, в связи с неблагоприятными явлениями погоды. *Форс-мажорные риски:* Риск стихийных бедствий (наводнения, землетрясения, штормы и другие климатические катаклизмы)

Для обеспечения надежности и долговечности зданий и сооружений, возводимых в условиях меняющегося климата, необходимо использование современной климатической информации, то есть ее актуализация в нормативных документах.

Необходимость своевременной актуализации нормативных документов можно продемонстрировать, сравнив данные в СНиП 23.01.99 «Строительная климатология», параметры которого рассчитаны по рядам до 1980 г. и в СП 131. 1330. 2012 «Строительная климатология», актуализированном до 2010 г. Сравнение показало, что произошло сокращение периодов с температурой воздуха ниже заданных градаций, повысилась их средняя температура, стали выше расчетные температуры наиболее холодных суток и пятидневок, увеличились суммы осадков. В теплый период отмечен существенный рост суточного максимума осадков и температуры.

Риски материального потока, связанные с неблагоприятными условиями погоды, возможно снизить при использовании более широкого перечня вероятностных значений климатических параметров, влияющих на производственный процесс.

Так, например, приостановка строительных работ регламентируется целым рядом нормативных документов с указанием пороговых значений метеорологических условий, как для человека (МР 2.2.7.2129-06; СанПиН 2.2.3.1384-03; Инструкция по охране труда…), так и для используемой техники (ГОСТ 25646-95). Большая часть этих данных не предоставляется заказчику в рамках стандартного запроса, регламентируемого СП «Гидрометеорологические изыскания». Основными мероприятиями для снижения степени неопределенности рисков простоев должны стать:

— переработка СП «Гидрометеорологические изыскания» с включением в него «типового заказа» по отраслям, в котором регламентируется предоставление в отчете по гидрометеорологии оценок повторяемости и прогноз характеристик, заложенных в правовых документах, расчет их дисперсии, коэффициентов вариации и корреляции для вероятностно-статистической оценки рисков;

— мониторинг неблагоприятных погодных явлений (НПЯ) на строительных площадках.

Форс-мажорные риски — риски стихийных бедствий, опасных метеорологических явлений. Это риски разрушения строений или гибели людей вследствие «занормативных» нагрузок на объекты строительства (например, вследствие смерча, урагана и т. д.). Характерной особенностью этих рисков является невозможность проводить предварительный ситуационный анализ их уровня, времени и места возникновения. Поэтому форс-мажорные риски являются рисками, которые необходимо минимизировать (а не оптимизировать) с помощью системы гидрометеорологического мониторинга.

Заключение

Строительная индустрия принадлежит к секторам экономики, требующим принятия неотложных мер по адаптации к наблюдаемым и ожидаемым изменениям климата. Оценка погодно-климатических рисков и анализ изменения их составляющих является одним из основных этапов при разработке стратегии адаптации к изменяющимся климатическим условиям. Рост объемов жилищного строительства в Псковской, Смоленской и Брянской областях, продолжающийся до настоящего времени, требует повышенного внимания к климатическим условиям указанных областей для прогноза погодно-климатических рисков при строительстве.

Приоритетными адаптационными мерами для строительной отрасли, которые могут существенно снизить риски в условиях климатических изменений, является обновление и усовершенствование нормативной базы для строительной отрасли, включая новые характеристики, отражающие влияние изменений и изменчивости климата на процесс строительства.

Важной адаптационной мерой в условиях увеличения количества и интенсивности опасных явлений является управление остаточным риском, в частности передача риска путем страхования зданий и сооружений. Следует, однако, подчеркнуть, что страхование не является универсальным средством для всех типов потерь и ущерба

в результате климатических изменений. Варианты страхования могут поддерживать адаптацию и устойчивость к экстремальным погодным условиям, но, как правило, не подходят для многих медленно протекающих климатических изменений.

Окончательный выбор адаптационных мер осуществляется на основе экономических оценок (Акентьева, Кобышева, 2011; Кобышева и др., 2008). При этом наиболее часто используются следующие методы оценок:

— анализ затрат и выгод (в случаях, когда и те, и другие известны и могут быть представлены в денежном выражении);

— анализ экономической эффективности затрат (достижение максимального снижения уровня риска при минимальных затратах);

— анализ реальных опционов (выбор наиболее рациональной меры адаптации с учетом приспособляемости объекта). Данный метод учитывает неопределенность в отношении будущих воздействий изменения климата и степень изменяющейся приспособляемости объектов инфраструктуры к изменению климата;

— метод полной экономической оценки.

Планы адаптации, составленные на разных уровнях (отраслевом, ведомственном, региональном и территориальном), должны быть взаимосогласованными. Адаптационные действия должны приниматься на самом подходящем для конкретных обстоятельств уровне и быть взаимодополняющими. Например, обновление нормативных документов по строительству должно происходить на отраслевом уровне, а уменьшение уязвимости наиболее подверженных климатическому воздействию объектов и районов — на региональном и территориальном уровнях.

Работа выполнена в рамках Программы Союзного государства «Развитие системы гидрометеорологической безопасности Союзного государства на 2017—2021 годы». Мероприятие 3 «Развитие системы климатического обслуживания населения и отраслей экономики Российской Федерации и Республики Беларусь».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акентьева Е. М., Кобышева Н. В. (2011). Стратегия адаптации к изменению климата в технической сфере для России // Труды ГГО. Вып. 563. С. 60—77.

ГОСТ 25646-95 «Эксплуатация строительных машин. Общие требования». — Минск: Межгосударственный совет по стандартизации, метрологии и сертификации. 12 с.

Инструкция по охране труда при работе при низких температурах на открытом воздухе и в не отапливаемых помещениях. [Электронный ресурс]. https://ohranatruda.ru/ot_biblio/instructions/166/150687/.

Кобышева Н. В., Акентьева Е. М., Галюк Л. П. (2015). Климатические риски и адаптация к изменениям и изменчивости климата в технической сфере. — СПб: Кириллица. 214 с.

Кобышева Н. В., Галюк Л. П., Панфутова Ю. А. (2008). Методика расчета социального и экономического рисков, создаваемых опасными явлениями погоды // Труды ГГО. Вып. 557. С. 162—172.

Кошелев В. А. (2015). Методология управления рисками в логистических системах жилищного строительства / Автореф. дисс. … д-ра экон. наук. — Самара. 312 с.

Методические рекомендации по расчету специализированных климатических характеристик для обслуживания различных отраслей экономики. Строительство. Транспорт (2017) / Под ред. Н. В. Кобышевой, В. В. Стадник. — СПб. 161 с.

МР 2.2.7.2129-06 Методические рекомендации «Режимы труда и отдыха для работающих в холодное время на открытой территории или в неотапливаемых помещениях». Дата введения: 1 ноября 2006 г.

Некрестьянов Д. (2014). Риски строительной отрасли. [Электронный ресурс]. http://www.riskovik.com/journal/stat/n11/riski-stroj-otrasli.

Руководство по специализированному климатологическому обслуживанию экономики (2008) / Под общ. ред. Н. В. Кобышевой. — СПб. 336 с.

СанПиН 2.2.3.1384-03 Гигиенические требования к организации строительного производства и строительных работ. Дата введения: 15 ноября 2010 г.

СП 131.13330.2012 Строительная климатология. Актуализированная редакция СНиП 23-01-99* (2012). — М.: Министерство регионального развития Российской Федерации.

СП 20.13330.2016 Нагрузки и воздействия. Актуализированная редакция СНиП 2.01.07-85* (2016). — М.: Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации.

СП 32.13330.2012 Канализация. Наружные сети и сооружения. Актуализированная редакция СНиП 2.04.03-85 (2012). — М.: Министерство регионального развития Российской Федерации.

Шамин Д. В. (2011). Оценка и управление рисками ИП при освоении месторождений и строительстве газопроводов на этапе проектирования. https://delovoymir.biz/ocenka-i-upravlenie-riskami-ip-pri-osvoenii-mestorozhdeniy-i-stroitelstve-gazoprovodov-na-etape-proektirovaniya.html. [Электронный ресурс].

Шамин Д. В. (2014). Анализ и оценка рисков проекта «Южный поток» по территории Республики Сербия. https://www.jsdrm.ru/jour/article/viewFile/155/154. [Электронный ресурс].

IPCC (2012). Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 582 p.

УДК: 551.586

ЗООКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮЖНОЙ ПОЛОВИНЫ КАЗАХСТАНА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

С. С. Байшоланов

Международный научный комплекс «Астана»
Z05H0T3, Республика Казахстан, г. Астана, пр. Кабанбай батыра, 8
saken_baisholan@mail.ru

Поступила в редакцию 1.10.2018

Введение

В Казахстане ведущей отраслью животноводства является овцеводство. Сегодня в республике насчитывается около 16,0 млн голов овец (Комитет по статистике, 2018). Основное поголовье овец содержится в его южной половине, где природно-климатические условия обуславливают отгонно-пастбищное содержание животных. При этом погодные условия влияют на разведение и содержание поголовья животных двояко: во-первых, определяют состояние пастбищной растительности; во-вторых, оказывают непосредственное воздействие на организм животных. От погодных условий зависит успех зоотехнических мероприятий, таких как выпас, стрижка, купка, перегон и окот овец. Неблагоприятные погодные условия могут приводить к падежу животных.

В 90-х годах XX века в связи с экономическими трудностями была нарушена отлаженная веками отгонно-пастбищная система ведения животноводства. Животных выпасали в непосредственной близости от населенных пунктов, что привело к деградации близлежащих пастбищ. В 2017 г. был принят «Закон Республики Казахстан о пастбищах», предусматривающий восстановление отгонно-пастбищного животноводства.

Данная статья подготовлена по результатам проекта ПРООН «Подготовка Седьмого национального Сообщения Республики Казахстан об изменении климата» и посвящена оценке современных зооклиматических условий содержания овец в южной половине Казахстана, прогнозу их изменения до 2050 года.

Исходные данные и методы исследования

В работе были использованы данные метеорологических станций (МС) РГП «Казгидромет» Министерства энергетики Республики Казахстан (МЭ РК) за период 1981—2015 гг. Материалы наблюдений были обработаны общепринятыми методами статистической и климатологической обработки данных. Зооклиматические карты построены с помощью программного пакета ArcGIS 10.1.

В условиях Казахстана очень важной является оценка воздействия погодных условий на животных во все сезоны года. В зимнее время наблюдаются резкие понижения температуры воздуха, сопровождаемые снегопадами и гололедно–изморозевыми явлениями.

Выпас овец на зимних пастбищах становится невозможным при:

– температуре воздуха ниже минус 28^{o}C;

– высоте снежного покрова выше 20 см;

– плотности снежного покрова выше 0,32 г/см^{3};

– скорости ветра более 14 м/сек;

– определенных сочетаниях значений температуры воздуха, скорости ветра, высоты и плотности снежного покрова (Грингоф, Бабушкин, 2010; Петрашин, Иванов, Пушняк, 1974; Бедарев, Петрашин, Пушняк, 1978; Чекерес, 1973).

Весной после наступления теплой погоды проводится стрижка овец. Преждевременная стрижка приводит к получению некачественной шерсти и падежу остриженных овец при низких температурах воздуха. При поздней стрижке из-за перегрева овцы меньше пасутся и теряют в весе. Стрижка овец должна начинаться после первого жаркого дня, дата которого на юге Казахстана совпадает с датой накопления среднесуточной температуры воздуха 550 °C (Чекерес, 1973; Кожахметов, 1990).

После стрижки, до установления летней жары овцы должны перегоняться на летние пастбища. Н. А. Конюховым (1956) был разработан метод оценки погодных условий в период перегона овец с учетом температуры, ветра и осадков.

Основным зооклиматическим показателем теплого периода является продолжительность устойчиво жаркого периода (УЖП) для овец. Критерии оценки благоприятности погоды для выпаса тонкорунных и грубошерстных овец были установлены А. И. Чекересом (1973).

Наиболее приспособлены к жарким условиям погоды грубошерстные овцы. Угнетенное состояние у грубошерстных овец отмечается при температуре воздуха выше 25 ^{o}C, а у тонкорунных — выше 22 °С. Умеренный ветер снижает тепловую нагрузку (Чекерес, 1973).

Ранее оценка зооклиматических условий содержания овец в южной части Казахстана (4 области), на основе данных за 1964—2003 гг. была изложена в работе С. С. Байшоланова и П. Ж. Кожахметова (2007).

Для характеристики будущего климата были использованы вероятностные прогнозы средней месячной температуры воздуха, подготовленные климатологами РГП «Казгидромет» МЭ РК. Ими использовался ансамбль из 21 модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), подготовленный в рамках 5–ой фазы Международного проекта сравнения (CMIP5). Основу расчетов составила группа сценариев антропогенных выбросов — Representative Concentration Pathways (RCP) (Седьмое национальное Сообщение, 2017).

Нами в прогностических расчетах были использованы прогнозы температуры воздуха за два последовательных 20-летних периода: 2020—2039 гг. с серединой в 2030 г. и 2040—2059 гг. с серединой в 2050 г. Использовались прогнозы по двум сценариям изменения климата: RCP4.5 — изменение климата по сценарию стабилизации выбросов парниковых газов; RCP8.5 — изменение климата по сценарию с весьма высоким уровнем выбросов парниковых газов (Седьмое национальное Сообщение, 2017).

Результаты исследований

Зооклиматические условия холодного периода года

Для характеристики зооклиматических условий холодного периода по многолетним данным (1981—2015 гг.) было определено количество невыпасных суток (КНС) за ноябрь–март месяцы.

На рис. 1 представлено пространственное распределение среднего многолетнего КНС по территории южной половины Казахстана. Среднее КНС для овец меняется по территории значительно. В Алматинской области на зимних пастбищах песков Таукум и Сарыесик-Атырау КНС колеблется в пределах 4—12 суток. На пастбищах песков Мойынкум КНС в среднем составляет —10, а на Бетпак-Дала возрастает до 12—16 суток.

Рис. 1. Среднее количество невыпасных суток за холодный период года на равнинной территории юга Казахстана.

Наиболее мягкие и благоприятные для выпаса овец зимы наблюдаются в песчаном массиве Кызылкум (Туркестанская область), где КНС в среднем составляет 2 суток.

На южных песчаных пастбищах Кызылординской области КНС в среднем составляет 6—8 суток, а на севере области, в том числе в Приаральских Каракумах 10—14 суток.

На территории Мангыстауской области КНС в среднем составляет 2—5 суток. В южной окраине Актюбинской области, в том числе в песках Большие Барсуки КНС составляет 6—12, а на юге Карагандинской области (юг Сары-Арка) доходит до 20 суток.

В суровые зимы КНС может доходить в песках Кызылкум до 15, в Мойынкуме — до 42, в Бетпак-Дала — до 50, а на юге Сары-Арка — до 53 суток.

Наименее благоприятным для выпаса животных является январь и февраль, на которые приходится 70 % невыпасных суток.

Зооклиматические условия теплого периода года

Сроки начала весенней стрижки овец были определены на основе многолетних данных, по дате накопления сумм суточных температур воздуха 550 °С.

На рис. 2 представлено пространственное распределение средних дат начала весенней стрижки овец. В среднем весеннюю стрижку овец на крайнем юге Казахстана следует начинать в конце апреля. На севере Мангыстауской области, в северной половине Кызылординской, Туркестанской и Жамбылской областей, а также в полупустынной зоне Алматинской области весеннюю стрижку желательно провести в первой декаде мая. Средняя дата начала весенней стрижки овец на юге Актюбинской и Карагандинской областей, на севере Алматинской области приходится на вторую декаду мая.

Для оценки зооклиматических условий летнего выпаса по многолетним данным было определено начало, конец и продолжительность УЖП. Для этого была построена карта пространственного распределения продолжительности УЖП (рис. 3).

Рис. 2. Средняя дата начала весенней стрижки овец на равнинной территории юга Казахстана.

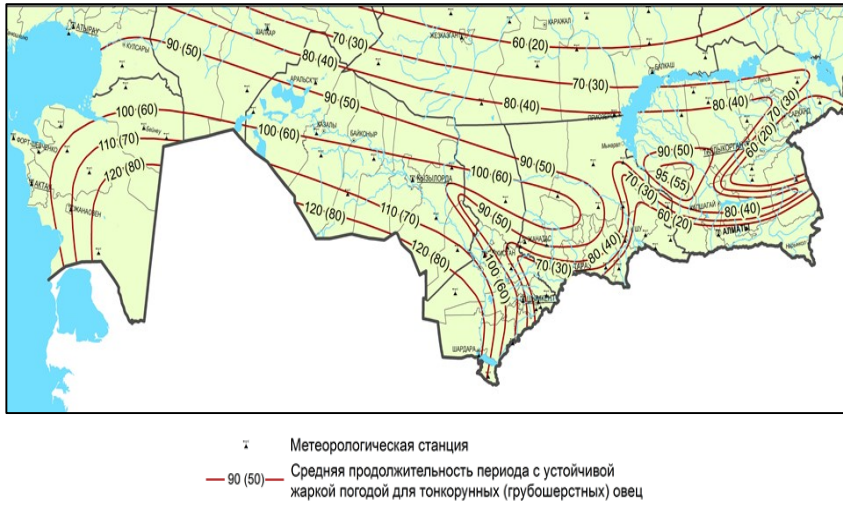


Рис. 3. Средняя продолжительность периода с устойчивой жаркой погодой на равнинной территории юга Казахстана.

В Алматинской области для овец тонкорунной породы УЖП начинается в конце мая — начале июня, и продолжается в течение 60—95 суток. В Жамбылской области в песках Мойынкум средняя продолжительность УЖП колеблется в пределах 80—100 суток для тонкорунных овец, 40—60 суток для грубошерстных овец.

На равнинных пастбищах Туркестанской области средняя продолжительность УЖП для грубошерстных овец с юга на север уменьшается от 80 до 50 суток, а в Кызылординской области — от 70 до 40 суток. В Мангыстауской области продолжительность УЖП для грубошерстных овец составляет 60—80 суток. Продолжительность УЖП на пастбищах Бетпак-Далы составляет для тонкорунных (грубошерстных) овец 85 (45) суток, а на юге степи Сары-Арка 60 (20) суток.

С установлением жаркой погоды овцы перегоняются на летние пастбища, т. е. на северные территории или горные пастбища. За начало перегона принимается дата начала устойчиво жаркого периода для остриженных овец. Например, перегон тонкорунных (грубошерстных) овец на летние пастбища в песках Кызылкум надо начинать 15–20 мая (5–10 июня), в песках Каракум – 1 июня (20 июня), в песках Мойынкум – 25 мая (20 июня), в песках Таукум – 30 мая (25 июня), в песках Сарыесик-Атырау – 5 июня (5 июля). На юге степи Сары-Арка жаркая погода наступает для тонкорунных овец в середине июня, а для грубошерстных – в середине июля (табл. 1).

Сравнение зооклиматических условий с более ранним исследованием (Байшоланов, Кожахметов, 2007) показало незначительное сокращение КНС в северной части исследуемой территории (Бетпак-Дала, юг Сары-Арка) и повсеместное увеличение продолжительности УЖП на 5—10 %.

Прогноз изменения зооклиматических условий до 2050 года

Для прогноза зооклиматических показателей на основе многолетних данных, осредненных по 7 МС юга Казахстана, были получены регрессионные уравнения зависимости КНС, даты весенней

стрижки овец (D) и продолжительности УЖП от температуры воздуха.

Таблица 1

Средняя дата начала перегона овец на летние пастбища

Область	Местоположение	Порода овец	Дата
Алматинская	Пески Сарыесик-Атырау	тонкорунные	05.06
		грубошерстные	05.07
	Пески Таукум	тонкорунные	30.05
		грубошерстные	25.06
	Предгорье Илейского и Жетысуского Алатау	тонкорунные	10.06
		грубошерстные	15.07
Жамбылская	Бетпак-Дала	тонкорунные	05.06
		грубошерстные	05.07
	Северное предгорье Каратау	тонкорунные	30.05
		грубошерстные	25.06
	Пески Мойынкум	тонкорунные	25.05
		грубошерстные	20.06
	Предгорье Киргизского хребта	тонкорунные	10.06
		грубошерстные	15.07
Туркестанская	Южное предгорье Каратау	тонкорунные	25.05
		грубошерстные	20.06
	Пески Кызылкум	тонкорунные	15.05
		грубошерстные	05.06
Кызылординская	Приаральские Каракумы	тонкорунные	01.06
		грубошерстные	20.06
	Пески Кызылкум	тонкорунные	20.05
		грубошерстные	10.06
Мангыстауская	Плато Устирт (северная часть)	тонкорунные	20.05
		грубошерстные	10.06
	Плато Устирт (южная часть)	тонкорунные	15.05
		грубошерстные	05.06
Актюбинская	Пески Большие Барсуки	тонкорунные	01.06
		грубошерстные	01.07
Карагандинская	Юг степи Сары-Арка	тонкорунные	15.06
		грубошерстные	15.07

Статистическая достоверность полученных уравнений проверялась коэффициентом корреляции (R), критерием Стьюдента (t) и критерием Фишера (F). Значения данных критериев для уравнений

превышали их критические значения ($R_к$ = 0,34; $t_к$ = 1,70; $F_к$ = 4,17) при числе степеней свободы 32 и доверительной границе 95 % (P=0,05) (Чичасов, 1995).

КНС определяется по значению температуры воздуха (T_1), осредненной за три зимних месяца, дата стрижки (в виде отклонения от 1 апреля — ΔD) — по значению средней температуры воздуха за март—апрель (T_2), УЖП — по значению средней за три летних месяца температуры воздуха (T_3):

$$КНС = –0,014\ T_1^3 – 0,116\ T_1^2 – 0,721\ T_1;\ R = 0,88;\ t = –1,91;\ F = 45,6 \quad (1)$$

$$\Delta D = –2,11\ T_2 + 47,72 \quad r = 0,86;\ t = –10,1;\ F = 102,8 \quad (2)$$

а) для тонкорунных и полутонкорунных овец:

$$УЖП = 9,42\ T_3 – 144,5;\ r = 0,94;\ t = 9,4;\ F = 114,0 \quad (3)$$

б) для грубошерстных и полугрубошерстных овец:

$$УЖП = 9,29\ T_3 – 180,6;\ r = 0,94;\ t = 9,3;\ F = 117,1 \quad (4)$$

С использованием вышеуказанных уравнений с учетом прогнозных данных по температуре воздуха по сценариям изменения климата RCP4.5 и RCP8.5 были рассчитаны КНС, дата весенней стрижки и продолжительность УЖП на 2030 и 2050 годы.

Установлено, что наиболее значимые изменения ожидаются по сценарию RCP8.5, результаты расчетов на 2050 год в качестве примера приведены в табл. 2.

В Алматинской области на зимних пастбищах песков Таукум и Сарыесик-Атырау ожидается сокращение КНС к 2030 году на 2—3, к 2050 году на 4—5, а в предгорьях Илейского Алатау и Жетысуского Алатау — на 2 и 4 суток соответственно. Наименьшее сокращение КНС ожидается в южных районах Кызылординской, Туркестанской и Мангистауской областей (на 2 суток к 2050 году),

наибольшее — на юге Актюбинской и Карагандинской областей (на 5—6 суток к 2050 году).

Согласно расчетам дата начала весенней стрижки овец повсеместно будет смещена на более ранние сроки, к 2030 г. — на 2 суток, к 2050 г. на 3—5 суток.

Таблица 2

Изменение КНС и продолжительности УЖП, сдвиг даты стрижки (D) и даты перегона (Р) для тонкорунных (ТР) и грубошерстных (ГШ) овец в 2050 годы по сценарию RCP8.5 (сутки)

Область	Местоположение	КНС	D	УЖП		Р
				ТР	ГШ	
Алматинская	Пески Сарыесик–Атырау	–5	– 5	+18	+9	–9
	Пески Таукум	–4	– 4	+18	+10	–9
	Предгорье Илейского и Жетысуского Алатау	–4	– 4	+16	+7	–9
Жамбылская	Бетпак–Дала	–6	– 4	+16	+7	–7
	Пески Мойынкум	–4	– 4	+18	+10	–9
	Северное предгорье Каратау	–4	– 4	+18	+10	–9
	Предгорье Киргизского хребта	–4	– 4	+16	+8	–8
Туркестанская	Южное предгорье Каратау	–2	– 4	+17	+10	–8
	Пески Кызылкум	–2	– 3	+17	+11	–7
Кызылординская	Приаральские Каракумы	–5	– 4	+15	+8	–7
	Пески Кызылкум	–2	– 3	+17	+11	–7
Мангыстауская	Плато Устирт	–2	– 3	+16	+11	–7
Актюбинская	Пески Большие Барсуки	–4	– 5	+16	+9	–7
Карагандинская	Юг степи Сары–Арка	–6	– 5	+14	+5	–7

127

Ожидается повсеместное увеличение продолжительности УЖП к 2050 г. для тонкорунных овец на 14—18, для грубошерстных на 5—11 суток. Например, в песках Сарыесик-Атырау и Таукумы, где содержатся овцы тонкорунной и полутонкорунной породы, ожидается увеличение продолжительности УЖП на 10—12 суток к 2030 г., на 16—18 суток к 2050 г. Для грубошерстных овец продолжительность УЖП увеличится на 6 суток к 2030 г. и на 9—10 суток к 2050 г.

В песках Кызылкум и плато Устирт, где содержатся грубошерстные овцы, ожидается увеличение продолжительности УЖП на 6 суток к 2030 г. и на 11 суток к 2050 г.

Если бы там содержали тонкорунных овец, то продолжительность УЖП для них увеличилась бы на 10 суток к 2030 г., на 17 суток к 2050 г.

Также на основе прогнозных значений температуры воздуха была рассчитана дата начала перегона овец на летние пастбища. Сроки перегона овец на летние пастбища наступят раньше современных сроков на 3—5 суток к 2030 году, на 7—9 суток к 2050 году (табл. 2).

Выводы

На территории южной половины Казахстана среднее количество невыпасных суток зимой для овец меняется с юга на север от 2 до 20 суток. Весеннюю стрижку овец в среднем следует начинать на юге исследуемой территории в конце апреля, а на севере — во второй декаде мая. Продолжительность устойчиво жаркого периода для выпаса овец уменьшается с юга на север от 120 до 60 суток для тонкорунных овец, от 80 до 20 суток для грубошерстных овец. Перегон тонкорунных овец на летние пастбища на юге песков Кызылкум надо начать 15 мая, а на юге степи Сары-Арка — 15 июня. Сроки перегона грубошерстных овец наступают на 20—30 суток позже.

В связи с ожидаемым потеплением климата по сценарию RCP8.5 к 2050 году прогнозируется сокращение количества невыпасных суток зимой для овец на 2—6 суток. Ожидается наступление сроков

весенней стрижки овец на 3—5 суток раньше современных сроков и увеличение продолжительности устойчиво жаркого периода для тонкорунных овец на 14—18 суток, для грубошерстных овец на 5—11 суток. Также на 4—6 суток раньше современных сроков наступят сроки перегона овец на летние пастбища.

Ожидаемые изменения зооклиматических условий требуют принятия адаптационных мер в овцеводстве Казахстана.

Работа подготовлена при финансовой поддержке Программы развития ООН (ПРООН) в Казахстане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байшоланов С. С., Кожахметов П. Ж. (2007). Современные зооклиматические условия содержания овец в южной половине Казахстана // Вестник КазНУ. Серия географическая. Вып. 2(25). С. 27—34.

Бедарев С. А., Петрашин В. П., Пушняк М. К. (1978). Хозяйственное использование естественных кормовых угодий // Труды КазНИГМИ. Вып. 69. С. 143—156.

Петрашин В. П., Иванов И. Г., Пушняк М. К. (1974). Критерии оценки неблагоприятных метеорологических условий для проведения зимнего выпаса овец на отгонных пастбищах // Труды КазНИГМИ. Вып. 47. С. 87—96.

Грингоф И. Г., Бабушкин О. Л. (2010). Климат, погода и пастбищное животноводство. — Обнинск: ГУ ВНИИГМИ—МЦД. 352 с.

Кожахметов П.Ж. (1994). Методические указания по прогнозу сроков начала весенней стрижки и рекомендации по оценке влияния метеорологических условий на неостриженных овец в южной половине Казахстана. — Алматы. 15 с.

Конюхов Н. А. (1956). Зоометеорологические условия перегона овец с весенних равнинных пастбищ на летние высокогорные // Труды КазНИГМИ. Вып. 7. С. 22—23.

Интернет-ресурс комитета по статистике Министерства национальной экономики Республики Казахстан [электронный ресурс]. URL:http://www.stat.gov.kz (дата обращения 20.09.2018).

Седьмое Национальное Сообщение и третий двухгодичный Доклад Республики Казахстан Рамочной конвенции ООН об изменении климата (2017). — Астана. 304 с.

Чекерес А. И. (1973). Погода, климат и отгонно–пастбищное животноводство. — Л.: Гидрометиздат. 175 с.

Чичасов Г. Н. (1995). Численные методы обработки и анализа информации. — Алматы: Цех полиграфии Казгидромета. 103 с.

УДК 551.58

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ЭКСТРЕМУМОВ ВРЕМЕННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ В УСЛОВИЯХ НЕСТАЦИОНАРНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Н. В. Кобышева, Л. П. Галюк, Д. В. Фасолько

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: kobyshnv@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 7.05.2018
Поступила после доработки 02.11.2018

Введение

В конце XX в. оценивание воздействия происходящих изменений климата на экономику и социальную сферу усложнилось вследствие обнаруживающейся в ряде случаев нестационарности процессов изменения климата не только по математическому ожиданию (наличию тренда), но и по дисперсии. Это может отразиться на специализированных параметрах («индексах влияния»).

Определение климатических показателей по стационарной схеме при нестационарности метеорологических процессов может привести к неверным выводам о возможных угрозах, и не позволит подготовиться к ним. Уже сейчас известны случаи, когда опасные метеорологические события с периодом повторения 50 или 100 лет становятся событиями с гораздо меньшим периодом повторения (т. е. наблюдаются значительно чаще).

Цель настоящей работы: представить методику выявления и учета нестационарности в рядах метеорологических параметров и специализированных показателей климата.

Согласно постановлению Правительства Российской Федерации (Постановление Правительства РФ от 16.02.2008 N 87) нормативная климатологическая база подлежит обновлению и переработке (актуализации и гармонизации с Еврокодами). Наблюдающаяся в последние десятилетия нестационарность климата (в отдельных районах и при некоторых синоптических процессах) так же должна быть учтена при обновлении и переработке нормативных документов. Необходимость введения подобных корректив была отмечена на конференции по климату в Париже (Парижская конференция по изменению климата 30 ноября-11 декабря 2015 г).

Некоторые авторы (Гагарин, 2016; Салль, 2013, 2015) предлагают при обнаружении нестационарности по одному из специализированных климатических показателей привлекать для рассмотрения другой (близкий к рассматриваемому) климатический показатель, характеризующий стационарный процесс. К сожалению, такой подход может быть реализован не всегда.

В 2017 г. ФГБУ «ГГИ» опубликовал стандарт организации, в котором предлагает свой метод устранения нестационарности гидрологических процессов (СТО ГГИ 52.08.41-2017, 2017). С этой целью исходный гидрологический ряд разбивается на 2 части. Первая часть ряда является стационарной и по ней считают вероятность нужного показателя. Вторая часть может иметь тренд или повышающуюся (понижающуюся) изменчивость во времени. Авторы данного метода рекомендуют считать условную вероятность того же показателя по второй части ряда. Затем вероятность по первой и второй частям объединяются на основе теоремы Байеса.

Особенность расчета метеорологических экстремумов

В современной климатологической практике на начальном этапе анализа экстремумов выполняется стандартная проверка метеорологического ряда на однородность результатов наблюдений с использованием четырех статистических тестов: Александерсона, Буишанда, Петита, фон Неймана (Методические рекомендации, 2017).

Это позволяет выявить и по возможности устранить грубые ошибки и ошибки, связанные с изменениями условий наблюдений за погодой.

После выявления ошибок в рядах данных и их устранения, или хотя бы снижения их влияния на последующий статистический анализ ряда, возможен переход непосредственно к методу оценки экстремумов с заданной вероятностью.

Предлагаемый метод расчета экстремумов временных метеорологических рядов рассматривается на конкретном примере ряда с отчетливо выраженной нестационарностью (как по математическому ожиданию, так и по дисперсии). В качестве примера выбран ряд двадцатиминутной максимальной интенсивности осадков (мм/мин) за период 1979—2012 гг. на станции Владивосток.

Метеорологические временные ряды обычно рассматриваются как реализация некоторого случайного процесса. Поэтому исходный метеорологический ряд при решении статистических задач может быть представлен традиционным способом в виде уравнения регрессии, т. е. суммы трендовой и случайной составляющих. Случайная составляющая в модели линейной регрессии представляется отклонениями от тренда.

Простейший случай линейной регрессии можно записать в виде:

$$y_i = ax_i + b + \varepsilon_i \ , \quad (1)$$

где y_i — зависимое значение метеорологической характеристики;

x_i — факторное значение;

ε_i — «остатки» регрессии (случайная составляющая), далее «остатки»;

a и b — статистические параметры регрессии.

На рис.1 приведен график регрессии, построенный методом наименьших квадратов для ряда, рассматриваемого в качестве примера. Вид графика свидетельствует о нестационарности процесса изменения во времени интенсивности максимальных осадков по математическому ожиданию.

Обнаружить нестационарность по дисперсии, так называемую гетероскедастичность, можно рассматривая вспомогательную

регрессию «остатков» ε_i от расчетного значения y_i, обозначив их как $u_i(|\varepsilon_i|)$ (Нименья, 2004).

В простейшем случае вспомогательной регрессии $x_i = i$ (время в годах). При построении линейной регрессии распределение случайной составляющей вспомогательной регрессии $|\varepsilon_i|$ предполагается нормальным.

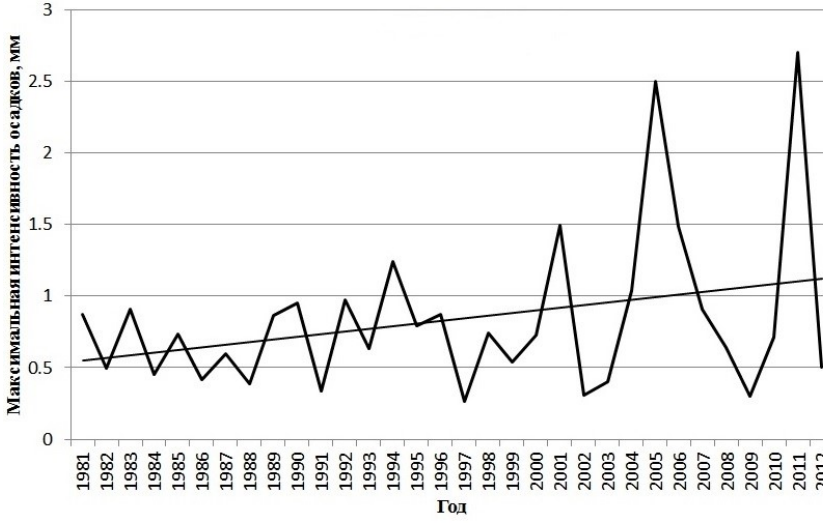


Рис. 1. Изменение максимальной двадцатиминутной интенсивности осадков в период 1979—2012 гг. на станции Владивосток.

$$y = 0{,}0184x + 0.5341$$

Для описания распределений «остатков» регрессии могут использоваться различные модели теоретических распределений. На рис. 2 изображены графики интегральных распределений случайной составляющей («остатков») вспомогательной регрессии.

Наиболее близка к эмпирическому распределению двухпараметрическая модель Парето (Математическая энциклопедия, 1984). По-видимому, распределение «остатков» регрессии обладает некоторыми закономерностями, свойственными модели Парето. Такой

вывод сделан рядом авторов, работавших с моделями остатков, например (Кутателадзе, 2009; Jones et al., 2002).

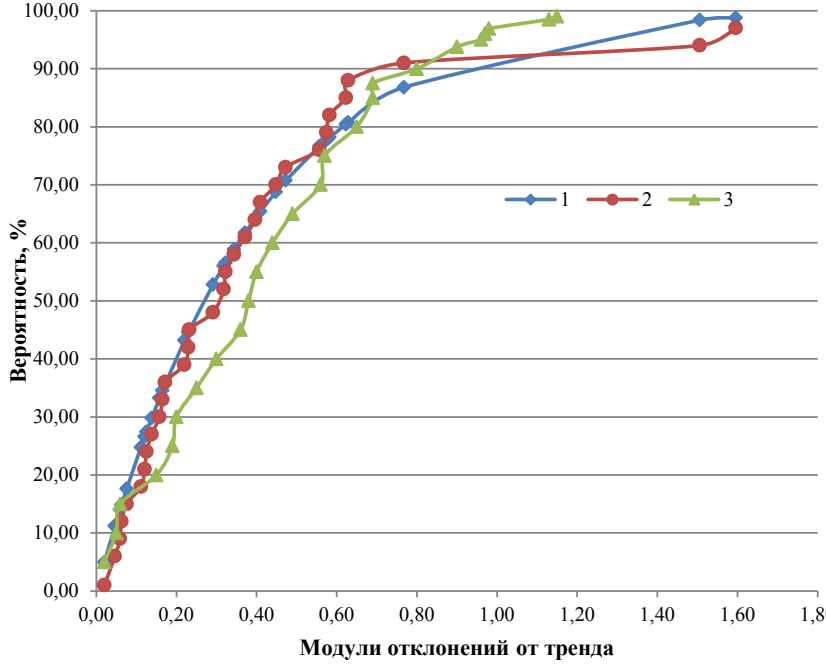


Рис. 2. Интегральные кривые распределения интенсивности осадков за 20 минут на станции Владивосток:
1 — Парето, 2 — эмпирическое, 3— нормальное.

Близость распределения Парето к эмпирическим распределениям случайной составляющей послужила основанием для некоторых авторов предложить метод расчета квантилей остатков по модели Парето (Jones et al., 2002). Для этого предварительно составлялся по возможности длинный ряд с помощью известного приема объединения рядов нескольких станций за период одной стандартной длины. Этот метод казалось бы целесообразно использовать, но далее

будет показано, что если для оценки квантилей с вероятностью ≤80 % этот метод имеет право на использование, то для более высоких значений квантилей в случае нестационарности изменения климата он непригоден. Так же, в слабо освещенных в метеорологическом отношении регионах (например, в азиатской части России) нет возможности составить длинный ряд с помощью объединения рядов нескольких станций, поэтому определять квантили высокой обеспеченности (более 80 %), как по эмпирическим данным, так и по модели Парето, недопустимо поскольку такие квантили будут иметь очень большую статистическую ошибку и доверительный интервал такой ширины, что задача учета нестационарности в этом случае не имеет никакого смысла.

Например, погрешность определения эмпирической вероятности P, задаваемой квантили, изменяется от $\frac{0,22}{\sqrt{n}}$ при $P = 0,05$ (или 0,95) до $\frac{0,5}{\sqrt{n}}$ при $P = 0,5$. Это означает, что даже при длинном ряде (n = 100) ошибка составляет $\sigma_{P=0,05} = 0,022$, что составляет почти 50 % от P, т. е. даже при больших рядах малые относительные повторяемости определяются с большой погрешностью (Кобышева, Гольберг, 1990).

Метод выявления нестационарности изменения экстремумов

Предлагаемый подход так же, как и ранее рассмотренные, опирается на нормальность распределения модулей остатков, но требование нормальности распределения для полного ряда не является обязательным. Достаточно, чтобы нормальным было распределение, образованное первой частью исходного ранжированного ряда, ограниченного квантилью 80 %. На рис. 2 квантили эмпирического и расчетного распределений (80-процентной обеспеченности) совпадают. Укороченное распределение без «хвостовой» части исходного ряда обычно является нормальным, что подтверждается статистическими критериями Пирсона и Колмогорова.

В соответствии с рекомендациями по установлению гетероскедастичности в рассматриваемом примере следует разделить ряд «остатков» регрессии максимальной интенсивности осадков на две части (Нименья, 2004).

Разбиение ряда на части производится методом скользящего осреднения. Для этого определяются суммы квадратов отклонений фактических значений остатков от рассчитанных по принятой модели. Обозначим суммы квадратов разности отклонений эмпирических xi от теоретических значений для каждой части ряда через s1 и s2. На следующем этапе определяется линия раздела, которая проходит там, где отношение сумм двух частей ряда s2/s1 является наибольшим. Это отношение проверяется по критерию Фишера. Если оно превышает значение критерия Фишера пятипроцентной значимости, то процесс изменения остатков можно считать гетероскедастичным. В нашем примере отношение сумм s2/s1 составляет 7,07, т. е. превышает критерий Фишера пятипроцентной значимости равный, 4,5. Для каждой части ряда остатков определяется линейная регрессия. При нестационарности по математическому ожиданию или дисперсии регрессии различаются, т. е. характер процесса изменения xi во времени меняется.

Метод устранения гетероскедастичности

На основании выполненного анализа полагаем, что распределение «остатков» регрессии интенсивности максимальных осадков в первой части ряда является нормальным. Возможные отклонения от нормальной модели на концах «хвостовой» части с обеспеченностью не менее 95 % практического значения не имеют, поскольку они малы, имеют большую ошибку и в строительных нормативных нормах не должны использоваться.

Обратимся к статистическому распределению модулей отклонений от тренда и рассчитаем среднее арифметическое этого распределения. Для нормального распределения вероятность среднего равна 50 % (p_1 = 0,5).

Затем рассчитаем модули отклонений от рассчитанного среднего арифметического и снова получим среднее значение новых модулей. Вероятность полученного второго среднего при нормальности распределения составит $p_2 = 0{,}5 : 2 = 0{,}25$.

Повторим такую процедуру еще 4 раза и получим средние модули остатков с вероятностью: 0,125; 0,063; 0,031; 0,015.

Иллюстрация того, как в результате нескольких процедур преобразования остатков уменьшается гетероскедастичность ряда, приведена на рис. 3, на котором представлены хронологические ряды отклонений от средних арифметических двух преобразованных рядов (первого и в нашем случае шестого). В последнем преобразованном ряду гетероскедастичность значительно меньше и наблюдаются только два выброса на самом конце ряда.

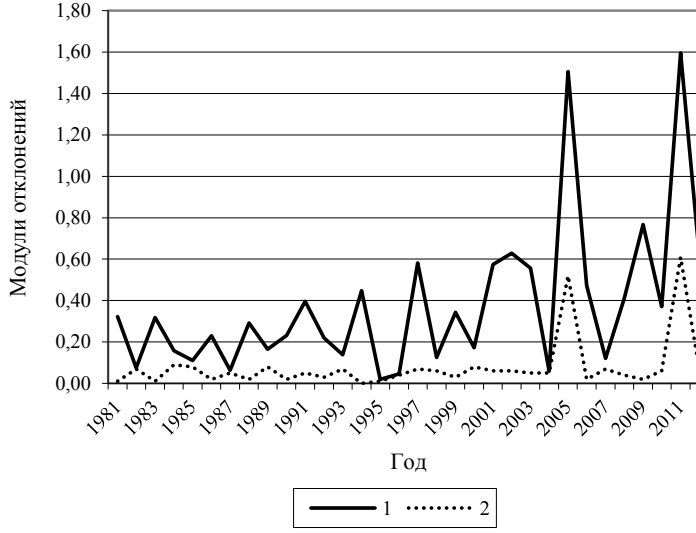


Рис. 3. Ряды модулей отклонений:
1— отклонение от тренда; 2— отклонение от среднего арифметического последнего (шестого) преобразованного ряда.

Особенностью и преимуществом предлагаемого метода является то, что в качестве квантилей используются средние значения модулей остатков, задаваемой обеспеченности, U_i.

В отличие от квантилей, полученных обычным способом, либо по эмпирическому распределению, либо выровненному по моделям, такие квантили (средние U_i) определяются значительно точнее, поскольку они являются средними, рассчитанными по всему устойчивому (неменяющемуся) ряду для квантилей любой вероятности (см. табл. 1). Значения U_i по сути можно считать квантилями распределения остатков, т. к. они являются средними значениями модулей квантилей, ошибка их расчета меньше по сравнению с квантилями ранжированного ряда просто модулей отклонений эмпирических данных от теоретических.

Таблица 1

Вероятности распределений модулей случайной составляющей исходного ряда

Повторяемость (эмпирическая) вероятность распределения модулей отклонений, p_i	Обеспеченность модулей отклонений и квантили модулей (U_i)
$p_1 = 0{,}50$	$P_1 = p_1 = 0{,}50$ $U_1 = \overline{u_1} = 0{,}38$
$p_2 = 0{,}25$	$P_2 = p_1 + p_2 = 0{,}75$ $U_2 = \overline{u_1} + \overline{u_2} = 0{,}63$
$p_3 = 0{,}125$	$P_3 = p_1 + p_2 + p_3 = 0{,}875$ $U_3 = \overline{u_1} + \overline{u_2} + \overline{u_3} = 0{,}69$
$p_4 = 0{,}063$	$P_4 = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 = 0{,}938$ $U_4 = \overline{u_1} + \overline{u_2} + \overline{u_3} + \overline{u_4} = 0{,}78$
$p_5 = 0{,}031$	$P_5 = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 + p_5 = 0{,}969$ $U_5 = \overline{u_1} + \overline{u_2} + \overline{u_3} + \overline{u_4} + \overline{u_5} = 0{,}83$
$p_6 = 0{,}015$	$P_6 = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 + p_5 + p_6 = 0{,}985$ $U_6 = \overline{u_1} + \overline{u_2} + \overline{u_3} + \overline{u_4} + \overline{u_5} + \overline{u_6} = 1{,}07$

На рис. 4 приведены две кривые квантилей модулей «остатков»: модулей всего рассматриваемо ряда и модулей, рассчитанных по второй части ряда (модулей регрессии). Квантили второй части ряда (кривая 1) будут для одной и той же вероятности больше квантилей всего ряда (кривая 2).

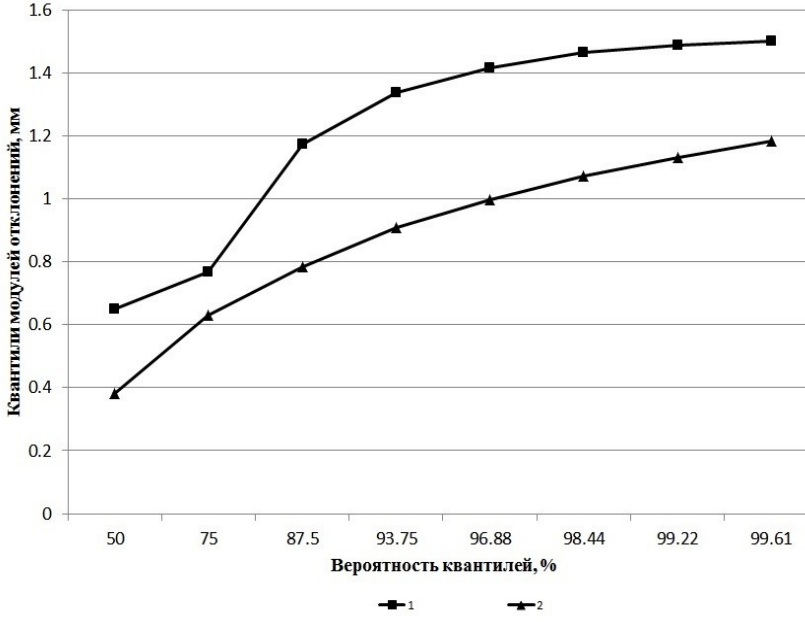


Рис. 4. Интегральные кривые модулей «остатков»:
1 — вторая часть ряда (отклонения от тренда),
2 — весь ряд (отклонения от среднего арифметического).

Как уже отмечалось, изменение уровня ряда при переходе от первой ко второй части происходит скачкообразно, что означает, что процесс изменения интенсивности осадков перешел из одного стационарного состояния в другое с изменившимися параметрами.

Следовательно, требуется введение поправки в первую часть полного ряда. Для этого необходимо по кривым 1 и 2 определить вероятности для одинаковых значений модулей квантилей «остатков». Затем обеспеченность квантилей на первой кривой следует заменить обеспеченностями равных им квантилями на второй кривой.

Для рассматриваемого примера исправленные обеспеченности квантилей модулей «остатков» приведены в табл. 2.

Таблица 2

Результаты коррекции квантилей случайной составляющей

Значение квантилей модулей остатков	Обеспеченность квантилей, %	Исправленная обеспеченность квантилей, %
0,38	50	—
0,63	75	50
0,69	85	70
0,78	87,5	75
0,83	90	77
1,07	98,4	84
1,18	99,6	88

Завершающим этапом оценки искомых квантилей является переход от квантилей остатков к квантилям метеорологической величины. Для этого к рассчитанным квантилям модулей отклонений следует прибавить значение соответствующей вероятности по исходному тренду интенсивности осадков. Таким образом, квантили интенсивности осадков за 20 минут на станции Владивосток состоят из двух частей трендовой и исправленной случайной, которые определяются по формуле:

$$y_p = 0{,}02N + 0{,}5 + U_N \qquad (2)$$

где N — максимальный порядковый номер значения в ранжированном ряду.

В рассматриваемом примере N = 32, и тогда уравнение (2) принимает вид:

$$y_p = 1{,}14 + U_{pi} \qquad (3)$$

Квантили, полученные по предлагаемой методике, для рассматриваемого примера приведены в табл. 3.

Таблица 3

Квантили (y_{pi}) и периоды повторения гомоскедастичного ряда интенсивности осадков за 20 мин для станции Владивосток

Исправленная обеспеченность квантилей, %	Интенсивность осадков за 20 мин, мм/мин	Периоды повторения интенсивности осадков, год	
		до	после
50	1,8	12,5	2
70	1,86	12,5	3,3
75	1,95	14,3	4
77	2,0	14,3	4,3
84	2,24	14,3	6
88	2,35	16,7	8,3

Различие периодов гомо- и гетероскедастичности в приводимом примере получились достаточно показательными даже для короткого ряда. При использовании более длинных исходных рядов различия, как правило, возрастают.

Заключение

Предлагаемая методика позволяет преобразовывать метеорологические ряды для оценки квантилей различной обеспеченности с учетом нестационарности изменения климата.

Реализация методики применительно к данным, полученным в условиях меняющегося климата, приведет к уточнению результатов расчета климатических рисков и обеспечит принятие более надежных решений об адаптации, а также вызовет необходимость значительной корректировки нормативных документов в технической сфере, включающей климатические параметры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айвазян В. Н., Мхтарян В. И. (1998). Прикладная статистика и эконометрика. — Учебник для вузов. М.: ЮНИТИ. 1000 с.

Гагарин В. Г., Чжоу Чжибо. (2016). Учет градусо-суток отопительного периода при сравнении потребления энергии зданиями // Бюллетень строительной техники. № 6 (982). С. 58—59.

Галюк Л. П., Кобышева Н. В., Рыбалка Н. (2011). Оценка «риска доверия» климатическому прогнозу методом нечеткой логики // Труды ГГО. Вып.564. С. 155—165.

Кобышева Н. В., Гольберг М. А. (1990).Методические указания по статистической обработке метеорологических рядов. — Л.: Гидрометеоиздат. 83 с.

Кремер Н. Ш., Путко Б. А. (2002). Эконометрика: Учебник для вузов. — М.: ЮНИТИ-ДАНА. 311 с.

Кутателадзе С. С. (2008). Мажорирование, дискретизация и скаляризация // Сибирский журнал индустриальной математики. Т. XI. № 4. С. 66—77.

Кутателадзе С. С. (2009). Многоцелевые задачи выпуклой геометрии // Сибирский математический журнал. № 9—10. Т. № 5. С.1123—1135.

Математическая энциклопедия. (1984). Т.4 /под ред. акад. И. М. Виноградова. — М.: Советская энциклопедия. 608 с.

Методические рекомендации по расчету специализированных климатических характеристик для обслуживания различных отраслей экономики (2017). – СПб. 162 с.

Нименья И. Н. (2004). Эконометрика. Серия «Шпаргалка» —. СПб: Издательский Дом «Нева». 211 с.

О составе разделов проектной документации и требованиях к их содержанию (2008). / Постановление Правительства РФ от 16.02.2008 № 87 — Собрание законодательства. 53 с.

Салль М. А. (2013). Статистический анализ температурных изменений на территории Российской Федерации в летний период (1966—2010 гг.) // Труды ГГО. Вып. 569. С. 113—124.

Салль М. А. (2015). Климатические риски: временные тренды и гетероскедастичность // Метеорология и гидрология. № 7. С. 84—92.

СП 131.13330.2012. «Строительная климатология. Актуализированная редакция СНиП 23-01-99*» (2012). — М.: Минрегион России. 120 с.

СТО ГГИ 52.08.41-2017 «Основные гидрологические характеристики при нестационарности временных рядов, обусловленной влиянием климатических факторов» (2017). — СПб: ГГИ. 44 с.

Jones K., Thorkildson R., Lott N. (2002). The Development of a U.S. Climatology of Extreme Ice Loads // Technical Report 2002-01.

УДК 551.510.534

СОСТОЯНИЕ ЗАЩИТНОГО ОЗОНОВОГО СЛОЯ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (БОЛЕЕ 40 ЛЕТ РЕГУЛЯРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ)

А. М. Шаламянский, К. И. Ромашкина, К. Г. Павлова, А. А. Соломатникова, С. С. Талаш

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: ozon@peterlink.ru,
nerline@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.09.2018
Поступила после доработки 15.11.2018

Атмосферный озон является естественной защитой от приходящей к земле жесткой ультрафиолетовой радиации. В то же время именно влияние атмосферного озона практически определяет температурный режим стратосферы в слое от 10 до 50 км. Значительное уменьшение толщины озонного слоя, которое наблюдалось в 1980—1990-е годы над Антарктидой и в меньшей степени над полярными и умеренными широтами Северного полушария, потребовало детального анализа долговременных изменений содержания озона, а также постоянного контроля текущего состояния озоносферы.

Широкие международные исследования озона в атмосфере были начаты в 1955—1957 гг. по программам Международного геофизического года и Международного года спокойного Солнца. Наиболее информативным и удобным параметром для измерений и оценки состояния атмосферного озона оказалось общее содержание озона (ОСО) — аналог толщины озонного слоя.

Цель настоящей работы — показать, как развивалась озонометрическая сеть СССР и Российской Федерации, и как с

использованием отечественной оптической аппаратуры удалось добиться высокого качества измерений ОСО.

В работе также представлена оценка многолетних изменений озонного слоя над обширной территорией Евразии.

Организация регулярных измерений ОСО над территорией СССР и Российской Федерации

Основой для организации измерений ОСО на мировой сети стали предложенный Добсоном метод расчета ОСО и разработанный им спектрофотометр (Dobson, 1957). Многочисленные попытки использования этого метода для создания озонометров с узкополосными интерференционными фильтрами оказались неудачными.

В то же время предложенный Г. П. Гущиным метод определения ОСО, основанный на использовании озонометров со светофильтрами с широкими полосами пропускания оказался весьма продуктивным (Шаламянский, 1970). Разработанные в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) в начале 1960-х годов фильтровые озонометры, самолетный и универсальный (в серийном производстве — озонометр М-83), позволили проводить регулярные измерения ОСО (Гущин, 1963). К началу 1970-х годов озонометрами М-83 было оснащено более 40 станций (Гущин и др., 1976; Шаламянский, 1970). Результаты наблюдений за ОСО, выполненные на этапе становления сети (1959—1970 гг.), содержали значительные систематические погрешности и оказались непригодными для надежной оценки состояния озонового слоя и его изменений (Гущин и др., 1976).

Совершенствование методики измерения ОСО

Значительное повышение точности измерения ОСО произошло в 1971—1972 гг. после установки в озонометрах М-83 светофильтров с полосой пропускания, смещенной в область длин волн с более высоким коэффициентом поглощения озона (Шаламянский, 1970).

Поскольку пропускание светофильтров, составленных из набора цветных оптических стекол, не удалось унифицировать, определение спектральной чувствительности стало проводиться для каждого озонометра.

Повышению точности и надежности наблюдений способствовало введение в строй в 1969 г. озонного спектрофотометра Добсона № 108, ставшего эталоном для измерений ОСО на сети Росгидромета.

В 1973—1985 гг. продолжалось совершенствование методики измерений ОСО фильтровыми озонометрами, прежде всего за счет проведения измерений по зениту неба (Ромашкина, 1984). Если наблюдения по прямому солнцу ограничены высотой Солнца 20º, то использование света от зенита неба позволило начинать наблюдения ОСО при высоте Солнца более 5º. Это существенно увеличило период измерений ОСО на полярных и субполярных озонометрических станциях. К минимуму был сведен перерыв в наблюдениях в зимний период на станциях, расположенных севернее 60º с. ш., и на антарктических станциях. Проведение наблюдений по зениту неба на станциях, расположенных южнее 60° с. ш., обеспечивает в течение года непрерывное получение информации об ОСО.

Измерения по зениту неба выполняются не зависимо от наличия облаков при условии отсутствия осадков. При смещении рабочего спектрального диапазона озонометра в сторону более коротких длин волн стало достаточно визуальной оценки наблюдателем состояния неба (плотность облаков и цвет неба в зените кодируются в соответствии с методикой измерений). Введение «облачных» поправок позволяет осуществлять расчет ОСО с минимальными потерями в точности по сравнению с измерениями при ясном небе (Шаламянский, 1970).

Следует также отметить, что практика измерений ОСО исключительно при безоблачной погоде может существенно сокращать ряды ОСО из-за жесткого ограничения условий проведения измерений. Например, возникают сложности с определением сезонного хода ОСО в Санкт-Петербурге, где в среднем наблюдается всего 53 ясных дня в году.

Применяемая на сети фильтровых озонометров методика измерений ОСО при облаках любых форм (при отсутствии осадков) в совокупности с измерениями при ясном небе охватывает практически все без исключения синоптические условия, что естественно повышает достоверность оценки долговременных изменений озонного слоя.

В 1983—1985 гг. озонометр М-83 был заменен более компактным озонометром М-124 (Гущин, Соколенко, 1987). При этом набор светофильтров, используемых для определения ОСО, остался прежним, методика измерений не изменилась, что обеспечило сохранение однородности рядов наблюдений.

К настоящему времени из 45 станций, действовавших на территории СССР, ежедневные измерения ОСО выполняют 28 станций Росгидромета и 5 станций Казахстана, которые составляют треть мировой озонометрической сети. Наблюдения за ОСО на регулярной основе проводятся на станции Томск Сибирского отделения РАН (СО РАН). Методическое, метрологическое и техническое обеспечение измерений ОСО на станциях России и Казахстана осуществляет ГГО.

Метрологическое обеспечение измерений ОСО

ГГО является региональным центром ВМО по калибровке и контролю качества измерений ОСО фильтровыми озонометрами М-124 (WMO GAW report #197). Единая шкала измерений ОСО на сети Росгидромета поддерживается за счет регулярной поверки всех озонометров по эталону — спектрофотометру Добсона № 108, который в свою очередь каждые 4 года участвует в сравнениях с региональным эталоном Всемирной метеорологической организации (ВМО).

С 1977 по 2010 гг. различие между эталоном озонометрической сети Росгидромета и эталоном ВМО не превысило 1,0 %. Во время последней интеркалибровки в Германии на станции Хоенпейсенберг в 2014 г. максимальное расхождение между показаниями

спектрофотометра Добсона № 108 и европейского эталона ВМО составило всего 0,18 %.

Стабильность шкалы измерений ОСО и однородность рядов данных поддерживается благодаря отлаженной системе выполнения наблюдений и метрологического обеспечения. Каждая станция имеет три озонометра: рабочий (8 сроков наблюдений в день), запасной (сравнения с рабочим 3 раза в месяц) и резервный (отправляется в ГГО для текущего ремонта, замены светофильтров и поверки). Каждые 2 года станция получает поверенный озонометр, который становится рабочим, соответственно рабочий становится запасным, запасной переходит в разряд резервных (Шаламянский, 1993).

Сбор, анализ и представление результатов измерений

Среднедневные значения ОСО со станций ежедневно отправляются в Гидрометцентр России, затем в ГГО и ЦАО и далее в Мировой центр данных по озону и УФ-радиации ВМО (WOUDC) для представления этих данных на картах текущего состояния озонного слоя.

Весь объем исходных ежедневных данных со станций поступает в ГГО, где материалы наблюдений тщательно контролируются. Анализ результатов измерений по солнцу и зениту, регулярные сравнения рабочего и запасного приборов, а также межстанционный контроль и синоптический анализ позволяют обеспечить качество получаемой информации, соответствующее требованиям ВМО. Проверенные данные станций направляются в WOUDC и доступны для пользователей.

При сравнении наземных измерений ОСО с результатами измерений со спутника различия месячных значений составили 0,6—2,6 % для 90 % станций, оснащенных приборами Добсона и Бруера, и 1,5—3,5 % для станций, работающих с приборами М-124.

Глобальная служба атмосферы (ГСА, GAW) ВМО признала данные сети фильтровых озонометров наряду с данными спектральных озонных спектрофотометров Добсона и Бруера пригодными для оценки трендов и тенденций состояния озонного слоя

над Северным полушарием (Atmospheric ozone..., 1986; Scientific Assessment of Ozone Depletion..., 2011).

Дальнейшее развитие системы наблюдений на озонометрической сети Росгидромета связано с начавшимся в 2015 г. оснащением станций новой аппаратурой — спектрометрами озонными ультрафиолетовыми (УФОС). Предстоит большая работа по переходу на автоматизированные измерения ОСО и спектрального состава УФР, сохранению единой шкалы измерений ОСО для продолжения многолетних рядов наблюдений, полученных фильтровыми озонометрами.

Особенности распределения ОСО над территорией России

Анализ многолетних рядов наблюдений ОСО отчетливо выявил существенные, преимущественно меридиональные, различия сезонного хода ОСО на протяженной территории Российской Федерации (Шаламянский, Ромашкина, 2008). Толщина озонного слоя над Сибирью и Дальним Востоком значительно больше, чем над Европейской территорией России. Как и над всем северным полушарием, максимум ОСО наблюдается весной, минимум — осенью. Если в летний период поле ОСО практически однородно, то с осени его вариации над восточными и западными регионами России становятся весьма заметны, а в конце зимы и начале весны достигают максимума.

Анализ многолетних рядов измерений ОСО над обширной территорией России был произведен для 5 регионов со сравнительно однородным содержанием озона в каждом из них: север Европейской территории России или северо-запад России (далее СЗ), юг Европейской территории России или юго-запад России (ЮЗ), Западная Сибирь (ЗС), Восточная Сибирь (ВС) и Дальний Восток (ДВ). Распределение станций по регионам представлено в табл. 1. Содержание озона в регионе характеризуется средними за месяц значениями ОСО по всем озонометрическим станциям. Поскольку наблюдения на субполярных станциях прекращаются при высотах Солнца ниже 5º, число станций в регионах, используемых для

осреднения данных, варьирует от трех до восьми. До 1990 г. в ГГО поступали данные наблюдений ОСО со станций Украины. Результаты измерений на этих станциях использованы для расчета многолетнего ряда ОСО в юго-западном регионе России.

Таблица 1

Распределение озонометрических станций по 5 климатическим регионам

СЗ	ЮЗ	ЗС	ВС	ДВ
Мурманск	Воронеж	Екатеринбург	Тикси	о. Котельный
Печора	Самара	Ханты-Мансийск	Якутск	Марково[3)]
Архангельск	Цимлянск	Омск	Оленек	Магадан
Санкт-Петербург	Карадаг	Томск (СО РАН)[2)]	Витим	Петропавловск-Камчатский
Москва	Атырау (Казахстан)	Караганда (Казахстан)	Туруханск	Николаевск на Амуре
	Киев (Украина)[1)]	Семипалатинск (Казахстан)	Тура	Южно-Сахалинск
	Львов (Украина) [1)]	Алматы (Казахстан)	Иркутск	Владивосток
	Одесса (Украина)[1)]	Аральск (Казахстан)	Красноярск	

Примечание: [1)] Использованы данные до 1990 г.
[2)] Использованы данные с 2008 г.
[3)] Наблюдения прекращены в 2013 г.

Накопленный массив данных позволил рассчитать средние месячные и средние годовые значения ОСО за 30 лет (нормы) для каждого региона и определить средний годовой ход ОСО. Средние месячные и средние годовые значения ОСО, а также их средние квадратические отклонения (σ) для разных регионов представлены в табл. 2.

Таблица 2

Средние многолетние значения ОСО (Д.е.) и средние квадратичные отклонения (%). Период осреднения 1973—2002 гг.

Регион		Месяц												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
СЗ	Среднее	339	379	391	398	379	352	332	315	301	289	287	312	339
	σ	*8,0*	*8,7*	*7,6*	*6,3*	*3,7*	*3,4*	*3,3*	*3,5*	*3,3*	*3,5*	*6,3*	*7,1*	*4,1*
ЮЗ	Среднее	346	372	380	378	366	350	333	321	308	297	300	319	339
	σ	*5,5*	*5,9*	*5,5*	*5,3*	*3,8*	*3,4*	*3,0*	*3,1*	*2,9*	*3,4*	*3,7*	*4,7*	*2,9*
ЗС	Среднее	360	383	393	392	381	354	334	321	309	298	300	323	346
	σ	*5,3*	*6,3*	*7,3*	*6,6*	*4,2*	*3,1*	*3,0*	*3,1*	*3,2*	*4,4*	*4,7*	*5,4*	*3,2*
ВС	Среднее	388	415	429	428	402	358	327	316	314	313	323	340	363
	σ	*6,1*	*7,0*	*7,9*	*5,1*	*5,5*	*3,6*	*3,4*	*3,2*	*3,5*	*5,1*	*5,0*	*7,4*	*4,1*
ДВ	Среднее	428	447	453	431	398	360	330	312	317	331	363	393	380
	σ	*4,4*	*4,5*	*5,1*	*5,1*	*6,7*	*3,3*	*3,3*	*3,5*	*4,4*	*4,8*	*6,1*	*5,4*	*2,8*

Графики среднего за период с 1973 по 2002 гг. годового хода ОСО в различных регионах России представлены на рис. 1. Наибольшая амплитуда годового хода наблюдается на Дальнем Востоке (141 Д.е.), наименьшая (80 Д.е.) — на юге Европейской территории России.

Для севера Европейской территории России при меньшем по сравнению с Дальним Востоком среднем уровне ОСО также характерны большие изменения в течение года (111 Д.е.), но при этом максимум ОСО на Дальнем Востоке наблюдается в марте, а на северо-западе ЕТР — в апреле, минимум ОСО на ДВ приходится на август, а над СЗ РФ — на ноябрь.

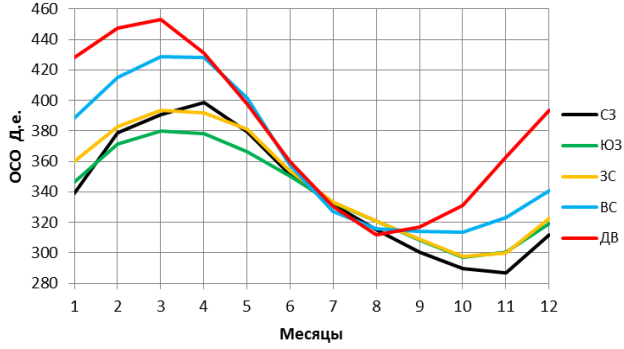


Рис. 1. Средний годовой ход ОСО над регионами РФ.
Период осреднения 1973—2002 гг.

Для оценки диапазона возможных вариаций толщины озонного слоя следует принимать в расчет максимальные и минимальные значения ОСО, которые были отмечены за весь период наблюдений с 1973 по 2015 гг. в регионах РФ:

север ЕТР — максимум 447 Д.е. (март 2006 г.), минимум 264 Д.е. (октябрь 2007 г.);

юг ЕТР — максимум 429 Д.е. (апрель 1979 г.), минимум 273 Д.е. (октябрь 1992 г.);

Западная Сибирь — максимум 481 Д.е. (февраль 1982 г.), минимум 274 Д.е. (ноябрь 2012 г.);

Восточная Сибирь — максимум 434 Д.е. (март 1989 г.), минимум 288 Д.е. (август 2011 г.);

Дальний Восток — максимум 493 Д.е. (март 1974 г.), минимум 295 Д.е. (август 1993 г.).

Среднедневные значения ОСО для региона и тем более для отдельных станций могут отличаться от среднемесячных и даже от приведенных выше экстремальных значении на 30 % и больше. Как правило, такие экстремальные отклонения наблюдаются одновременно на нескольких станциях региона.

Многолетние вариации ОСО над территорией России

Применение единой методики и однотипных приборов существенно повышает достоверность результатов осреднения данных ОСО по времени и территории.

Использование средних за 30 лет значений ОСО (норм) позволяет объективно оценить долговременные изменения толщины защитного озонного слоя атмосферы, определить тренды и тенденции в содержании озона за 42 года наблюдений.

Ход среднегодовых значений ОСО над территорией России в период 1973—2015 гг. показан на рис. 2.

Выделяются четыре части этого временного периода, для которых ход межгодовых изменений ОСО существенно различается.

В 1973—1993 гг. наблюдалось значительное уменьшение ОСО (–1,4 Д.е./год); в 1992—1995 гг. толщина озонного слоя была минимальной; период 1995—1999 гг. характеризовался значительным ростом ОСО (3,0 Д.е./год); в 1999—2015 гг. наблюдались значительные межгодовые колебания, а средний уровень ОСО был несколько ниже нормы со слабым падением ОСО (–0,4 Д.е./год).

В течение всего периода наблюдений (1973—2015 гг.) в отдельные годы толщина озонного слоя над РФ была ниже нормы более чем на 5 %:

Год	1977	1992	1993	1995	2008	2011
Δ, %	–5,8	–5,4	–7,1	–5,9	–5,4	–5,8

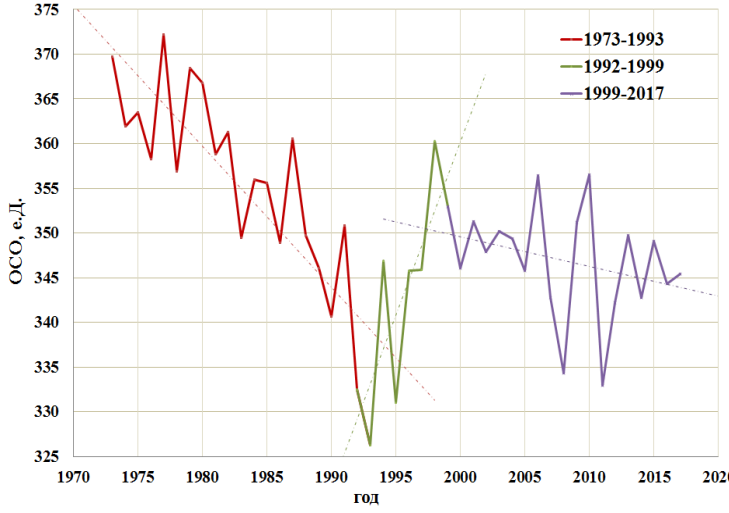


Рис. 2. Среднегодовые значения ОСО над территорией России в период 1973—2015 гг.

В течение 42 лет наблюдений над РФ совершенно отчетливо проявилось чередование максимумов и минимумов среднегодовых значений ОСО с периодом 2,4 года — так называемая квазидвухлетняя цикличность.

Аналогичные многолетние вариации ОСО в умеренных и полярных широтах северного полушария были установлены по данным мировой озонометрической сети.

Текущее состояние озонного слоя (2011—2015 гг.)

Детальный анализ состояния поля ОСО в ГГО проводится каждый год. Как уже было отмечено выше, в последнее десятилетие наблюдались значительные колебания ОСО от года к году (см. рис. 2).

Наблюдавшиеся за последние 5 лет отклонения ОСО от нормы приведены для рассматриваемых регионов в табл. 3. Если за весь

период наблюдений (1973—2015 гг.) толщина озонного слоя (352 Д.е.) по сравнению с нормой (353 Д.е.) практически не изменилась, то в последнем пятилетии (2011—2015 гг.) над территорией РФ среднее значение ОСО оказалось равным 344 Д.е., что несколько ниже нормы (–2,6 %).

В 2011 г. над РФ наблюдалось наибольшее падение ОСО (–5,7 %), при этом экстремальное уменьшение ОСО было зафиксировано над Восточной Сибирью (–8,2 %). В марте—апреле 2011 г. в этом регионе, который является одним из наиболее стабильных, в период весеннего максимума среднемесячные значения ОСО уменьшились на 16,5 и 18 % соответственно. В марте на станциях Якутии значения ОСО уменьшались до 240 Д.е., что на 40 % ниже нормы.

Таблица 3

Отклонение от нормы средних за год значений ОСО (%)

Год	Регион					
	СЗ	ЮЗ	ЗС	ВС	ДВ	РФ
2011	–6,0	–5,3	–4,9	–8,2	–4,3	–5,7
2012	–3,9	–4,3	–3,8	–0,3	–3,7	–3,2
2013	0,4	–2,6	0,2	–0,8	–1,3	–0,9
2014	–4,9	–5,2	–2,6	–1,3	–0,4	–2,9
2015	0,4	–3,0	–0,4	–1,2	–0,4	–0,9

В 2015 г. при среднегодовом уровне ОСО, близком к норме, наибольшая амплитуда колебаний ОСО над территорией РФ наблюдалась на Северо-Западе — в январе (+10,9 %) и в марте (–7,7 %).

Весьма характерны локальные аномалии в поле ОСО, отмеченные в декабре 2015 г., когда среднее значение ОСО над РФ соответствовало норме. В Санкт-Петербурге 9 декабря минимальное значение составило 244 Д.е., то есть ниже нормы на 22 %, а над станциями дальневосточного региона в декабре наблюдались экстремально высокие значения ОСО. На станциях Магадан и Петропавловск-Камчатский толщина озонного слоя была выше

весеннего максимума, а 28 декабря она составила 498 Д.е. (что на 27 % выше нормы).

Следует отметить, что выполненный в ГГО комплексный анализ ежедневных данных (полей ОСО над северным полушарием, включая спутниковую информацию, полей геопотенциала на уровнях 200 и 300 гПа и полей температуры на уровне 30 гПа) показал, что все наблюдаемые вариации поля ОСО неразрывно связаны с изменением синоптической ситуации на уровнях верхней тропосферы и нижней стратосферы (Шаламянский, 2011).

Эта связь фактически однозначна: образованию с повышенным содержанием озона всегда соответствует область повышенной температуры в нижней стратосфере и пониженной температуры (низкое давление) в верхней тропосфере и, наоборот, областям с низких значений ОСО соответствуют области пониженной температуры в нижней стратосфере и повышенной температуры (высокое давление) в верхней и средней тропосфере. Для иллюстрации указанных связей можно рассмотреть взаимодействие поля ОСО и воздушных масс северного полушария на примере аномалий поля ОСО за 2015 год.

В 2015 г. в поле озона над территорией РФ были отмечены два аномальных явления: повышенное содержание озона над севером Европейской территории в январе и весьма низкое содержание озона над всеми регионами Российской Федерации в марте. Как показывает комплексный анализ, обе аномалии связаны с отклонениями от обычного состояния циркумполярного вихря в нижней стратосфере.

В зимнее полугодие глубокий циркумполярный вихрь с очень низким содержанием озона и низкой температурой располагается в околополярной зоне и обычно смещен к Северной Атлантике. В то же время в течение зимы над Сибирью, Дальним Востоком и востоком Канады устанавливается высотный антициклон с высоким содержанием озона и высокой температурой.

В 2015 г. богатый озоном теплый воздух стратосферы в январе практически заполнил большую часть субполярных широт северного полушария. Высокое содержание озона распространилось на Канаду и даже на Северную Атлантику, включая север Восточной Европы.

Соответственно, в январе на север Европейской территории России, где обычно наблюдаются низкие значения озона, сместился теплый воздух с высоким содержанием озона. В марте 2015 г. циркумполярный вихрь сдвинулся на территорию России, что стало причиной исключительно низких значений ОСО во всех регионах Российской Федерации.

Как правило, все аномалии, наблюдаемые в поле озона северного полушария, связаны с особенностями общей циркуляции в нижней стратосфере и верхней тропосфере, характерными для рассматриваемого периода.

Заключение

Начатая в ГГО в конце 1950-х гг. разработка методов и приборов для организации регулярных измерений общего содержания озона к началу 1970-х гг. обеспечила создание сети из 45 озонометрических станций на обширной территории СССР.

К настоящему времени озонная сеть на базе фильтровых озонометров сохранилась в виде 28 станций Росгидромета и 5 станций Казахстана и метрологически обеспечена регулярными сравнениями эталона ОСО — спектрофотометра Добсона № 108 — со стандартами ВМО.

Совершенствование методики за счет использования измерений по зениту неба позволило, во-первых, начинать измерения с 5º высоты Солнца над горизонтом и, во-вторых, выполнять наблюдения как по ясному, так и по облачному небу. Эти возможности существенно увеличили продолжительность измерений ОСО на полярных и субполярных станциях, а также позволили измерять ОСО при любых погодных условиях (в отсутствии осадков) с минимальными потерями в точности.

ГСА ВМО признала данные фильтровых озонометров наряду с данными спектральных спектрофотометров Добсона и Бруера пригодными для оценки трендов и тенденций состояния озонного слоя над северным полушарием.

Накопленный за 42 года массив данных ОСО позволил рассчитать ежемесячные и среднегодовые значения ОСО над 5 регионами РФ. Климатическая норма была рассчитана по данным за 1973—2002 гг. Наличие нормы позволило объективно оценить изменения толщины защитного озонного слоя над территорией РФ за все годы наблюдений.

Результаты многолетних наблюдений с 1973 по 2015 гг. позволяют отслеживать вариации ОСО в отдельных регионах, осуществлять контроль текущего состояния защитного озонного слоя над территорией РФ, а также выявлять тренды и тенденции его изменений (Шаламянский, Ромашкина, 2008). В течение рассматриваемого периода наблюдалось значительное падение ОСО с 1973 по 1993 гг.; минимальный уровень ОСО наблюдался в 1992—1995 гг.; период 1995—1999 гг. характеризовался быстрым ростом ОСО до нормы; а в период 1999—2015 гг. наблюдалось слабое уменьшение толщины озонного слоя. В течение периода 2010—2015 гг. содержание озона было близким к норме. Заметное уменьшение ОСО наблюдалось в 2011 г. (Шаламянский, 2011).

Таким образом, озонометрическая сеть Росгидромета обеспечивает надежный контроль состояния защитного озонного слоя над РФ. Основная задача сегодняшнего дня — при переоснащении станций автоматизированной спектральной аппаратурой сохранить достигнутый уровень измерений и обеспечить непрерывность многолетних рядов ОСО.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гущин Г. П. (1963). Исследование атмосферного озона. — Л.: Гидрометеоиздат. 272 с.

Гущин Г. П., Ромашкина К. И., Шаламянский А. М. (1976). Опыт измерения общего содержания озона модернизированным озонометром М-83 в Воейково в 1971—1974 гг. // Труды ГГО. Вып. 357. С. 106—120.

Гущин Г. П., Соколенко С. А. (1987). Новый малогабаритный озонометр М-124, предназначенный для измерения суммарного озона / В сб.: Атмосферный озон. Труды VI Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 49—56.

Ромашкина К. И. (1984). Усовершенствованная методика градуировки озонометра М-83 по свету от зенита неба // Труды ГГО. Вып. 472. С. 74—82.

Шаламянский А. М. (1970). Особенности измерения общего содержания озона приборами с широкими полосами пропускания // Труды ГГО. Вып. 255. С. 148—158.

Шаламянский А. М. (1993). Озонометрическая сеть СНГ // Метеорология и гидрология. № 9. С. 100—104.

Шаламянский А. М. (2011). Концепция взаимодействия атмосферного озона и воздушных масс Северного полушария // Труды ГГО. Вып. 568. С. 173—194.

Шаламянский А. М., Ромашкина К. И. (2008). Состояние озонового слоя над Россией и прилегающими территориями / Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2007 год. — М.: Росгидромет. С. 37—39.

Addendum for the Period 2012—2015 to the WMO Global Atmosphere Watch Strategic Plan 2008 (2015) // GAW Report. № 197. P. 3—5.

Atmospheric Ozone 1985 (1986). — WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj. Rep. № 16. P. 951—977.

Dobson G. M. B. (1957). Observers' Handbook for the Ozone Spectrophotometer // Annals for IGY. V. 1. Pergamon Press.

Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010 (2011). — WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj. Rep. № 52. P. 516.

УДК [551.509.322:551.509.5](470.11)

ОЦЕНКА УСПЕШНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ШТОРМОВОГО ВЕТРА В АРХАНГЕЛЬСКЕ ПО МЕТОДУ А. И. СНИТКОВСКОГО

И. Ф. Абрамова[1], *Н. А. Новикова*[2], *Я. В. Дробжева*[2,3]

[1] ФБГУ «Северное УГМС»
163020 Архангельск, ул. Маяковского, 2
E-mail: ira.abramova.851@mail.ru

[2] Российский государственный гидрометеорологический университет
195196 Санкт-Петербург, пр. Малоохтинский, 98

[3] Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: ydrobzheva@mail.ru,
nina.novikova@hotmail.com

Поступила в редакцию 03.09.2018
Поступила после доработки 17.10.2018

Введение

Архангельский морской порт является основной базой Северного пароходства, и для его деятельности особенно опасны штормовые скорости ветра. Выбор метода прогнозирования штормовой скорости ветра для данного региона является весьма актуальным, так как от качества прогнозов зависит успешность адаптации потребителя (порта) к опасному явлению погоды и, следовательно, эффективность функционирования порта.

Целью настоящей работы является оценка успешности прогнозов скорости ветра, составленных по методу А. И. Снитковского, на основе экспериментальных данных метеорологической станции М-2 «Архангельск».

Физико-географическое положение и климатические особенности Архангельска

Метеорологическая станция М-2 «Архангельск» находится на правобережной террасе р. Северная Двина в 2 км от берега. С севера от нее расположены холмы моренного происхождения с абсолютными высотами до 27 м и смешанным лесом высотой 5—7 м, а прибрежная полоса занята промышленными и жилыми постройками, представляющими юго-восточную окраину г. Архангельска. На северо-западе и северо-востоке города встречаются открытые болота.

Как известно, выделяют три главных климатообразующих фактора: солнечная радиация, циркуляция атмосферы и рельеф местности (подстилающая поверхность). Климат г. Архангельска определяется его географическим положением на севере европейской части России, западно-восточным переносом влажных воздушных масс с Атлантики и влиянием Белого моря, при этом рельеф не является определяющим, так как Архангельск расположен на достаточно равнинной местности. Величины дневного нагрева и ночного охлаждения почвы и прилегающего к ней воздуха зависят от времени года и от географической широты местности, что создает характерные особенности климата. На формирование климата, помимо солнечной радиации, существенное влияние оказывает атмосферная циркуляция, которая возникает вследствие неодинакового нагревания солнцем земной поверхности в высоких и низких широтах (Климат…, 1964; Васильев и др., 2014).

Статистические данные о направлении и скорости ветра в городе Архангельске

В холодное время года ветровой режим рассматриваемой территории формируется преимущественно под влиянием исландского минимума. С октября по март на большей части территории преобладают южные и юго-западные ветры. В апреле и мае ветры неустойчивы. Наибольшие скорости ветра приходятся на осенне-

зимний период, когда циклоническая деятельность в Северном полушарии наиболее активна. Годовые колебания средних месячных скоростей ветра на побережье достигают 2—3 м/с, при продвижении в глубь территории — около 1 м/с. В указанных районах в мае—июне отмечается вторичный максимум средней скорости ветра вследствие большого притока тепла и прогрева суши. Наименьшая средняя месячная скорость ветра приходится чаще всего на июль или август (Климат…, 2013).

Атмосферные процессы при усилении ветра в Архангельске

На атмосферные процессы Европейской территории России (ЕТР) большое влияние оказывают орография, изрезанность береговой черты европейского континента, наличие внутренних водоемов и т. д. В холодную половину года преобладающее влияние на погоду оказывают циклоны. Быстро формируясь, они образуют серию больших и глубоких циклонов, охватывающих значительную часть ЕТР. В теплую же половину года циклоны развиты слабо, хотя их повторяемость больше, чем в холодный период. По данным С. П. Хромова летом через ЕТР проходит около 29 циклонов (Хандожко, 1988).

Циклоны, образующиеся над относительно теплой океанической поверхностью Северной Атлантики, быстро развиваются, перемещаются на Европу и ЕТР и нередко доходят до Урала. Циклоны могут двигаться севернее Скандинавии, пересекать ее центральную часть, могут смещаться через Балтийское море (Хандожко, 1988).

Типичная синоптическая ситуация штормового ветра в г. Архангельске наблюдается при западных циклонах. Например, 06 ноября (12 ч ВСВ) 2017 г. циклон с давлением в центре 997 гПа смещался со Скандинавии в северо-восточном направлении и углублялся. Падение давления в его передней части составляло 4 гПа за 3 ч. Это высокое образование (просматривалось до уровня 500 гПа) с квазивертикальной осью вращения.

К 00 ч ВСВ 7 ноября 2017 г. он углубился до 989 гПа и находился над Кольским полуостровом. Архангельская область находилась под влиянием его южной периферии. К 06 ч ВСВ через север Архангельской области прошел холодный атмосферный фронт, к 12 ч ВСВ — второй холодный фронт. На уровне 850 гПа за это время произошла адвекция холода от –2 (00 ч ВСВ) до –7 °С (12 ч ВСВ).

К 18 ч ВСВ 7 ноября циклон сместился на Канино-Колгуевский район Баренцева моря и начал медленно заполняться, смещаясь далее в восточном направлении (рис. 1).

Архангельская область до 06 ч ВСВ 8 ноября находилась под влиянием его активной тыловой части, в которой барические тенденции в очаге роста давления достигали 5—6 гПа/3 ч. В это время в Архангельске наблюдались наибольшие порывы ветра до 20 м/с.

Прогнозирование штормового ветра в г. Архангельске по методу А. И. Снитковского

Анализ данных температурно-ветрового зондирования атмосферы позволил выделить три параметра нижнего двухкилометрового слоя тропосферы, оказывающих большое влияние на скорость ветра у поверхности земли. К ним относятся: максимальный ветер (V_{max}, м/с); толщина слоя (Δh, м), где скорость ветра ≥ 15 м/с; средний вертикальный градиент температуры ($\overline{\gamma}$, °С/100 м) между высотой максимального ветра и поверхностью земли (Снитковский, 1970).

Величина V_{max} характеризует наибольшую скорость ветра в нижнем двухкилометровом слое тропосферы. Значение величины Δh указывает на мощность слоя значительных скоростей ветра, которая оказывает влияние на скорость приземного ветра.

Запас кинетической энергии значительных скоростей ветра нижнего двухкилометрового слоя тропосферы характеризует параметр А:

$$A = V_{max} \cdot \Delta h \qquad (1)$$

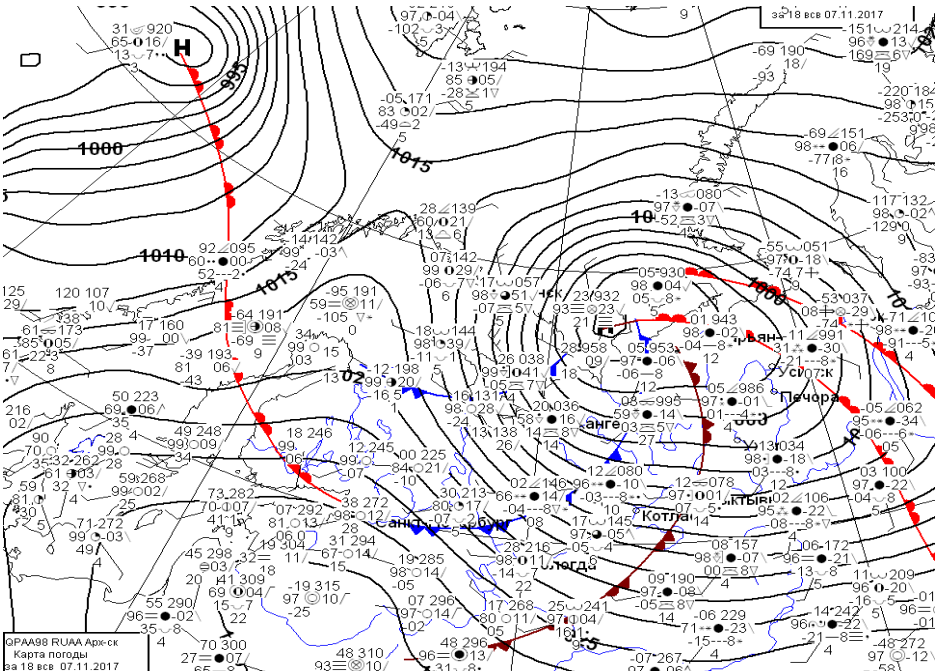


Рис. 1. Приземная карта погоды за 18 ч ВСВ 07 ноября 2017 г.

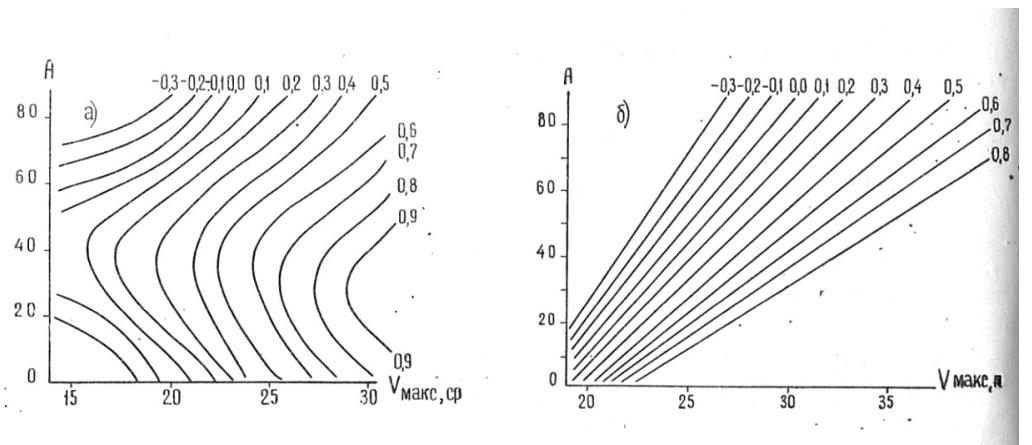


Рис. 2. График для определения максимальной средней скорости (а) и максимального порыва (б) ветра, м/с (Снитковский, 1970).

На рис. 2 представлена зависимость между А и $\overline{\gamma}$. Кривые на рисунках — линии равных значений средних вертикальных градиентов температуры (Снитковский, 1970). В оперативной практике, прежде чем приступить к расчету скорости ветра предложенным способом, необходимо по фактическим картам погоды убедиться, что $\frac{\partial \rho}{\partial n} \geq 3{,}5$ гПа/1° меридиана и $\overline{V}_в \geq 12$ м/с.

Если одно из этих условий не соблюдается, то сильных ветров более 20 м/с ожидать не следует. Если необходимые условия существуют, то по данным радиозондирования строятся профили ветра и температуры до высоты 2,5—3 км и определяются параметры атмосферы в слое 0—2 км над подстилающей поверхностью. После вычисления параметров атмосферы нижнего двухкилометрового слоя тропосферы по рис. 2 по значениям А и $\overline{\gamma}$ определяется максимальная средняя скорость и максимальный порыв ветра (Снитковский, 1970).

Оценка успешности прогноза скорости ветра по методике А. И. Снитковского в г. Архангельске

Для оценки эффективности метода А. И. Снитковского для прогноза штормового ветра в г. Архангельске была проведена статистическая обработка 822 прогнозов скорости ветра за период с июля 2017 по март 2018 г.

Скорость ветра прогнозировалась с заблаговременностью 12, 24 и 36 ч. При анализе рассматривались 155 показателей расчета прогнозируемой скорости ветра за июль 2017 — март 2018 гг. Вычисленные скорости ветра сравнивались с их фактическими значениями по ежечасным сборникам погоды, кольцевым картам погоды и журналам штормовых предупреждений.

Оценка успешности прогнозов скорости ветра осуществлялась в рамках матричной системы успешности прогнозов (Хандожко, 1993; Дробжева, Волобуева, 2016). Для расчета критериев успешности прогнозов были составлены альтернативные матрицы сопряженности методических, инерционных и случайных прогнозов скорости ветра.

В табл. 1 представлена матрица сопряженности методических и инерционных прогнозов скорости ветра для г. Архангельска за период с июля 2017 по март 2018 г.

Таблица 1

Матрица сопряженности методических и инерционных прогнозов скорости ветра в Архангельске (июль 2017 — март 2018 г.)

Фактически было, $Ф_i$	Прогнозировалось, $П_j$		$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$
	$П$ (V ≥ 12 м/с)	$\overline{П}$ (V = 0…11 м/с)	
$Ф$ (*V ≥ 12 м/с*)	*23*	*55*	*78*
	23 n_{11}	*55* n_{12}	*78* n_{10}
$\overline{Ф}$ (*V = 0…11 м/с*)	*48*	*696*	*744*
	55 n_{21}	*689* n_{22}	*744* n_{20}
$\sum_{i=1}^{n=2} n_i$	*71*	*751*	*822* *N*
	78 n_{01}	*744* n_{02}	

В таблице приняты следующие обозначения:
n_{01} — число текстов прогнозов *П*, когда ветер прогнозировался;
n_{02} — число текстов прогнозов $\overline{П}$, когда ветер не прогнозировался;
n_{10} — число случаев, когда ветер фактически наблюдался Ф;
n_{20} — число случаев, когда ветер фактически не наблюдался $\overline{Ф}$;
n_{12} — число ошибок (пропусков), когда ветер не прогнозировался $\overline{П}$, но фактически наблюдался Ф;
n_{21} — число ошибок (страховок), когда ветер не прогнозировался $\overline{П}$ и фактически не наблюдался $\overline{Ф}$;
n_{11} — число оправдавшихся прогнозов наличия штормовой скорости ветра;
n_{22} — число оправдавшихся прогнозов отсутствия штормовой скорости ветра.

Матрица сопряженности случайных альтернативных прогнозов скорости ветра представлена в табл. 2.

Таблица 2

Матрица сопряженности случайных прогнозов скорости ветра в Архангельске (июль 2017 — март 2018 г.)

Фактически было, Φ_i	Прогнозировалось, Π_j		$\sum_{j=1}^{m=2} n_j$
	Π (V ≥ 12 м/с)	$\overline{\Pi}$ (V = 0…11 м/с)	
Φ (V ≥ 12 м/с)	7	71	78
$\overline{\Phi}$ (V = 0…11 м/с)	64	680	744
$\sum_{i=1}^{n=2} n_i$	71	751	822

На основе разработанных альтернативных матриц сопряженности методических, инерционных и случайных прогнозов скорости ветра были рассчитаны критерии успешности методических прогнозов:

— общая оправдываемость прогнозов ***ρ,*** определяемая как отношение числа оправдавшихся прогнозов к общему числу прогнозов (Хандожко, 1993);

— критерий надежности прогнозов Н. А. Багрова ***H***, характеризующий относительный рост общей оправдываемости оцениваемых прогнозов (по сравнению со случайными) к максимально возможному;

— критерий точности прогнозов А. М. Обухова ***Q***, оценивающий долю точных, успешных прогнозов при известной повторяемости фаз явлений;

— информационное отношение ***v,*** показывающее какая часть неопределенности климатологических прогнозов устраняется с помощью методических прогнозов;

— коэффициент связи Юла ***Im***;

— коэффициент сходства (коэффициент качественной корреляции) ***Am***;

— меры Гутмана **λ (Ф/П), λ (П/Ф), λ**, характеризующие относительный прирост успешности прогноза выбранного признака в частных или общем случае;

— оправдываемость прогнозов штормовой скорости ветра ***Uш***;

— оправдываемость прогнозов скорости ветра меньше штормовой ***Uн***.

Результаты расчета критериев успешности прогнозов скорости ветра, рассчитанных по методу А. И. Снитковского, для Архангельска приведены в табл. 3.

Таблица 3

Критерии успешности прогноза скорости ветра по методу А. И. Снитковского

***P*, %**	***H***	***Q***	***v***	I_m	A_m	**λ**	***Uш*, %**	***Uн*,%**
87	0,23	0,24	0,06	0,7	0,24	0	30	94

Несмотря на то, что в соответствии с условной градацией успешности прогнозов по критерию «общая оправдываемость» полученный результат относится к категории средней оправдываемости (80—89 %), в целом успешность по методу А. И. Снитковского низкая (Наставление…, 1981). При этом следует иметь в виду, что данный критерий не учитывает ошибки прогнозов. Оправдываемость прогнозов штормовой скорости ветра составляет лишь 30 %, а оправдываемость прогнозов скорости ветра меньше штормовой — 94 %.

Меры Гутмана λ (П/Ф), λ (Ф/П) и λ, характеризующие относительный прирост успешности прогноза выбранного признака в частных или общем случаях, равны 0, а по критерию точности А. М. Обухова анализируемые прогнозы по успешности близки к случайным. Также неудовлетворительной оказалась успешность прогнозов по критерию надежности Н. А. Багрова. При этом коэффициент Юла оказался равным 0,7, что говорит о достаточно надежной положительной связи между прогнозными и фактическими значениями скорости ветра (Хандожко, 1993).

Таким образом, для прогноза штормовой скорости ветра метод А. И. Снитковского для г. Архангельска является неэффективным.

Заключение

В результате рассмотрения условий возникновения сильного ветра в Архангельске установлено, что во все сезоны года это связано с перемещением и эволюцией циклонов: «ныряющих», западных, циклонов с Атлантики, очень редко южных.

Анализ оправдываемости прогнозов скорости ветра, разработанных по методу А. И. Снитковского для г. Архангельска с использованием матричной системы оценки успешности прогнозов на основе экспериментальных данных за период с июля 2017 по март 2018 г. показал, что данный метод эффективен для скоростей ветра меньше штормовых.

Для выбора оптимального метода прогноза штормовой скорости ветра применительно к условиям г. Архангельска необходимо оценить эффективность использования других методов и провести их сравнительный анализ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев Л. Ю., Катин Ю. Н., Паромова И. А. (2014). Вековая летопись гидрометслужбы Европейского Севера России (1912—2012). — Архангельск: ФГБУ «Северное УГМС». 424 с.

Дробжева Я. В., Волобуева О. В. (2016). Метеорологические прогнозы и их экономическая полезность. Учебное пособие. — СПб: Адмирал. 116 с.

Климат. Гидрометеорологические особенности города Архангельска (1964). — Архангельск: Северное УГМС. 74 с.

Климат города Архангельска (2013). — Архангельск: ФГБУ «Северное УГМС». 51 с.

Снитковский А. И. (1970). Прогноз сильных ветров // Метеорология и гидрология № 9. С. 51—61.

Наставление по службе прогнозов (1981). Раздел 2. Служба метеорологических прогнозов. Ч. 3—5. — М.: Гидрометеоиздат. 170 с.

Хандожко Л. А. (1988). Региональные синоптические процессы. — Л.: Изд. ЛГМИ. 102 с.

Хандожко Л. А. (1993). Практикум по экономике гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства. — СПб: Гидрометеоиздат. 310 с.

УДК 551.510.42

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАНИЧНЫХ ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ ПРИ РАСЧЕТАХ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА

А. Д. Зив

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: sasha-ziv@mail.ru

Поступила в редакцию 10.10.2018
Поступила после доработки 25.11.2018

Введение

В данной статье рассматривается вопрос использования граничных интегральных соотношений с целью расширения возможностей проведения расчетов загрязнения воздуха и оценок сухого осаждения примесей на подстилающую поверхность с помощью регуляторной модели MEAN расчета концентраций, осредненных за длительный период времени (Genikhovich et al., 2000; Генихович и др., 1998; Методы…, 2017). Соответственно и осаждение оценивается как среднее за такой же период времени. По этому вопросу уже были опубликованы статьи с участием автора (Волкодаева, Зив, 2009; Волкодаева и др., 2009; Шпакова и др., 2010). В них были также проведены практические оценки выпадения примесей на подстилающую поверхность в масштабе Санкт-Петербурга.

Отличие настоящей статьи состоит в том, что, во-первых, в ней более подробно рассматривается математическая сторона вопроса, во-вторых, тот же расчетный аппарат распространяется на случай частиц и примесей, имеющих скорость гравитационного осаждения, отличную от нуля. Показано, что этот подход является универсальным в том смысле, что модель MEAN может использоваться со всеми

эффектами, которые в ней учитываются. Также предлагается способ расчета концентраций с учетом сухого осаждения на различной высоте.

Блок, описывающий сухое осаждение примеси, является составной частью большинства современных регуляторных моделей типа «источник—точка» (см., например, (Apsley et al., 2001; U.S. EPA, 2004)). Используемая в настоящей статье модель относится к тому же типу. Ее особенность состоит в том, что средние концентрации получаются как математическое ожидание функции двух случайных переменных при известной плотности распределения последних.

Процесс сухого осаждения описывается традиционно на основе резистивного подхода, который многократно обсуждался и критиковался (Wesely, Hicks, 2000; Zhang et al., 2003; Kouznetsov, Sofiev, 2012), но, тем не менее, не имеет широко распространенной альтернативы. Вычисленное значение скорости сухого осаждения V_d используется в нижнем граничном условии $k(z)\cdot c_z\big|_{z=z_r} = V_d \cdot c\big|_{z=z_r}$, где z_r — некоторое значение высоты, близкое к поверхности. При известной концентрации поток примеси определяется как $F_d = V_d \cdot c(z_r)$.

Самый простой способ оценки F_d состоит в игнорировании осаждения при расчете концентрации, что для небольших значений V_d и сравнительно близких расстояний от источника можно считать вполне приемлемым. При этом мы получаем завышенные оценки потока примеси на поверхность, и степень превышения растет с расстоянием от источника.

В литературе, касающейся учета сухого осаждения в моделях типа «источник—точка», описаны два основных варианта введения поправки на вымывание примеси из факела в результате сухого осаждения: пропорциональное сокращение выброса источника и сокращение выброса источника с одновременным изменением вертикального распределения концентрации. В первом случае соответствующее выражение записывается в виде:

$$c(x, z_r) = \exp\left(-V_d \cdot \int_0^x q\left(s, z_r\right) ds \right) \cdot q\left(x, z_r\right), \qquad (1)$$

где c — концентрация с учетом сухого осаждения; V_d — скорость сухого осаждения; q — концентрация без учета сухого осаждения.

Однако применение формулы (1) ограничено небольшими значениями V_d и достаточно развитой конвекцией, то есть теми ситуациями, когда скорость вертикального перемешивания в факеле сопоставима со скоростью вымывания примеси на поверхности. Формальный признак применимости был сформулирован в работах (Prahm, Berkowicz, 1978; Horst, 1984), где было показано, что в условиях устойчивого пограничного слоя формула (1) может давать существенные погрешности.

Изменение вертикального распределения концентрации описывается соотношением:

$$c(x, z_r) = S(x, z_r) \cdot q\left(x, z_r\right), \qquad (2)$$

где $S(x, z_r)$ — поправка к профилю концентрации q без осаждения, учитывающая вымывание примеси в нижнем слое (Apsley et al., 2001; Horst, 1984). Однозначное определение этой поправки требует дополнительных предположений, поэтому ее вид может быть различным, но в любом случае при ее вычислении используется информация о вертикальном распределении концентрации в факеле и вертикальном профиле турбулентного обмена. Несмотря на то, что второй способ учета сухого осаждения является более точным и используется в практике моделирования за пределами России, в данной работе его применение затруднительно, поскольку описания вышеупомянутых распределений, к сожалению, отсутствуют в используемой модели MEAN.

В (Horst, 1977) был предложен способ учета сухого осаждения на основе интегрального уравнения, полученного в результате введения виртуальных источников с отрицательной мощностью. Такой способ

позволяет непосредственно учитывать поглощения части примеси поверхностью (surface depletion). Показано, что он является более точным для значительных V_d и расстояний от источника, однако требует больших вычислительных ресурсов, поэтому и было предложено вводить поправку в вертикальный профиль.

То же самое интегральное уравнение может быть получено на основе рассмотрения граничных интегралов и введения сопряженного уравнения, что часто используется для решения широкого круга задач (см., например, (Михлин, 1977; Марчук, 1982)). Такой подход позволяет распространить это интегральное уравнение на все ситуации (эффекты), которые могут быть учтены в рамках модели MEAN. Основное предположение, которое при этом делается, состоит в том, что интегральные соотношения, полученные для стандартного уравнения диффузии, применимы и для используемой регуляторной модели, которая не является частным решением конкретного уравнения диффузии. Таким образом, используемый здесь подход может использоваться и в случае других «инженерных» моделей, а не только модели MEAN.

1. Интегральные соотношения для уравнения диффузии

Рассмотрим стандартное одномерное уравнение диффузии (3) в достаточно общей форме с заданными граничными условиями (4):

$$u(z)\cdot c_z = (k(z)\cdot c_z)_z + w_g \cdot c_z - \alpha \cdot c + M\delta(x)\delta(z-h_s)\,, \tag{3}$$

$$\begin{aligned} k(z)\cdot c_z\big|_{z=z_r} &= V_d \cdot c\big|_{z=z_r}\,, \\ k(z)\cdot c_z\big|_{z=H} &= 0, \end{aligned} \tag{4}$$

где $u(z)$ — скорость ветра; $c(x, z)$ — концентрация; $k(z)$ — коэффициент вертикальной диффузии; w_g — скорость гравитационного оседания в случае аэрозолей; α — коэффициент

вымывания осадками или распада; M — мощность источника; h_s — его высота; V_d — скорость сухого осаждения для высоты z_r; H — некоторая высота.

При получении аналитических решений для частных случаев уравнения (3) используется верхнее граничное условие в предельной форме $c \to 0$ при $z \to \infty$ (Берлянд, 1975), из которого следует условие, указанное в (4). Оно удобнее при ниже следующих преобразованиях, в которых конкретное значение высоты H не существенно.

Уравнение (3) может быть приведено к дивергентной форме (Берлянд, 1975; Самарский, 1977; Генихович и др., 2012) умножением на функцию:

$$\phi(z) = e^{w_g \cdot \int_{z_r}^{z} \frac{dt}{k(t)}}, \qquad (5)$$

в результате чего оно принимает вид:

$$u(z)c_x = \left(k(z)c_z\right)_z - \alpha \cdot c + M\delta(x)\delta(z - h_s), \qquad (6)$$

где коэффициенты с тильдой получены из соответствующих коэффициентов в уравнении (3) умножением на $\phi(z)$. Отметим, что в силу выбора нижней границы интегрирования в формуле (5) $k(z_r) = k(z_r)$ и нижнее граничное условие (4) сохраняется.

Опустим далее для простоты значок тильды в уравнении (6) и рассмотрим такое же уравнение относительно функции $q(x, z)$, дополненное условием отражения на нижней границе:

$$k(z) \cdot q_z\Big|_{z=z_r} = 0. \qquad (7)$$

Для разности функций $p = c - q$ в области $(0, \chi) \times (0, H)$ имеет место краевая задача:

$$
\begin{aligned}
&u(z)\cdot p_x(x,z)=\left(k(z)\cdot p(x,z)_z\right)_z-\alpha\cdot p(x,z)\\
&k(z)\cdot p_z(x,z_r)=V_d\cdot c(x,z_r),\quad k(z)\cdot p_z(x,H)=0\\
&p(0,z)=0,\ \ (x,z)\in(0,\chi)\times(z_r,H)
\end{aligned}
\quad , \qquad (8)
$$

где χ — некоторая граница решения эволюционной задачи по переменной *x*.

Дополним далее (8) сопряженной задачей для функции *G (x, z)* с начальным условием в $x = \chi$ в виде $G(\chi,z)=\delta(\chi)\dfrac{\delta(z-z_r)}{u(z_r)}$. Умножим затем обе части дифференциального уравнения в (8) на *G (x, z)* и проведем стандартное интегрирование по частям в области (0, χ) × (0, H). В соответствии с определениями функций *p*, *c*, *q* получим:

$$
\mathrm{c}(x,z_r)+\int_0^x G(x-s,z_r)\cdot V_d(x)\cdot c(s,z_r)ds=q(x,z_r). \qquad (9)
$$

Равенство (9) есть интегральное уравнение Вольтера второго рода относительно функции *c*. В общем случае V_d зависит от *x*, поэтому оставлено под интегралом. Функция *q* в силу своего определения — это концентрация, обусловленная действием того же источника, что и концентрация *c,* но при отсутствии сухого осаждения. Аналогично *G* — это концентрация от источника на высоте z_r также при условии отражения (функция $G(\chi - x, z)$ является решением прямой задачи). Заметим, что и в функции *q*, и в функции *G* могут быть учтены эффекты гравитационного осаждения и вымывания примеси. Уравнение (9) оказывается, таким образом, достаточно универсальным: если мы умеем вычислять концентрации без учета сухого осаждения, то с помощью (9) мы получим концентрацию уже с учетом сухого осаждения. Однако следует иметь в виду, что в рамках этих соотношений невозможно принять во внимание

обратное влияние сухого осаждения на влажное, имеющее место в результате убыли части примеси за счет потока сухого осаждения.

Отметим еще одно возможное применение полученного интегрального уравнения. Нижнее граничное условие может быть записано в более общей форме:

$$k(z)\cdot c_z\Big|_{z=z_r} = \left(V_d\cdot c - E_s\right)\Big|_{z=z_r}, \qquad (10)$$

где E_s — эмиссия с поверхности. В результате одновременно можно рассматривать два процесса — поступление вещества с поверхности и его сухое осаждение:

$$\mathrm{c}(x,z_r) + \int_0^x G(x-s,z_r)\cdot V_d\cdot c\left(s,z_r\right)ds = q\left(x,z_r\right) + \int_0^x G(x-s,z_r)\cdot E_s(s)ds\,. \qquad (11)$$

Если рассматривается только поступление примеси с поверхности, первое слагаемое в правой части (11) будет отсутствовать. Кроме того, если пренебречь сухим осаждением, получится просто выражение для концентрации от протяженного источника, заданного потоком с поверхности. Задание источника в виде потока с поверхности имеет определенные преимущества, например, при рассмотрении выноса частиц с различных поверхностей.

Преобразования, подобные приведенным выше, дают в предположении, что w_g = 0 также соотношения между концентрациями на разных высотах:

$$c\left(x,Z_R,Z_S\right) = q(x,Z_S,Z_R) - \int_0^x q(x-\xi,z_r,Z_R)V_d c(\xi,z_r,Z_S)d\xi\,. \qquad (12)$$

Здесь $q\,(x,\ Z_S,\ Z_R)$ — концентрация в точке $(x,\ Z_S)$ от точечного источника единичной мощности, расположенного на высоте Z_R; $c\,(x,\ Z_S,\ Z_R)$ — искомая концентрация на высоте Z_R от точечного источника, расположенного на высоте Z_S. При этом предполагается,

что все приземные концентрации известны. Если в используемой модели вычисляются лишь приземные концентрации, (12) может использоваться лишь в случае $Z_S = z_r$, что позволяет вычислять концентрации от наземных источников на заданной высоте Z_R. В недавно вышедшей методике (Методы…, 2017) предлагается способ расчета концентрации на разных высотах для максимальных разовых концентраций, который является точным для приземных источников. Формула (12) согласуется с этим способом, если положить $V_d = 0$. При $w_g > 0$ даже при условии отражения она, вообще говоря, не верна.

Как уже говорилось выше, мы предполагаем, что все полученные интегральные соотношения (9), (11), (12) остаются справедливыми для функций, с помощью которых описывается распространение примеси по оси факела в рамках используемой модели типа «источник—точка», в данном случае модели MEAN. При выводе всех соотношений также предполагалось, что исходная задача однородна в поперечном факелу направлении. Задача (3) с граничными условиями (4) описывает рассеяние от бесконечного линейного источника в рамках стандартного перехода от двумерного к одномерному уравнению диффузии при сделанных предположениях об однородности. При этих предположениях явно указанная в равенстве (9) зависимость скорости сухого осаждения от x имеет почти символическое значение. При практических вычислениях мы вынуждены в общем случае использовать значение V_d, осредненное по рассматриваемой территории. Однако такое осреднение довольно часто применяется, например, при использовании региональных моделей и моделей более крупного масштаба (Byun, Schere, 2006; Zhang et al., 2007; Зив, 2015), в которых осредненное значение скорости сухого осаждения получается, как средневзвешенное значение с весами, соответствующими долям территории с разными значениями V_d. Область осреднения может быть несколько сужена, поскольку используемые в MEAN формулы выведены в предположении достаточно узкого факела. Таким образом, осредненное значение скорости сухого осаждения может, по-видимому, вычисляться в угле с биссектрисой по линии «источник—точка» и углом при вершине ≈ 90 градусов. Кроме того,

такое осреднение необходимо только при расчете концентрации, для оценки потока может использоваться именно то значение V_d, которое соответствует расчетной точке.

В определенной степени остается открытым вопрос о значении высоты z_r. В публикациях, относящихся к расчету сухого осаждения для аналогичных моделей (Apsley et al., 2001; U.S. EPA, 2004; Horst, 1984), значение z_r берется равным 1—2 м. В методике (Методы…, 2017) говорится, что расчеты осуществляются «в атмосферном воздухе в двухметровом слое над поверхностью Земли», при этом минимальная высота источника полагается равной 2 м. Исходя из этого мы полагаем z_r = 2 м. При этом в качестве функции G используется модель для приземного холодного источника.

2. Вычислительные аспекты

В модели MEAN приземная концентрация вычисляется как:

$$c(r,\varphi)=\frac{p_1\left(\varphi\right)\cdot M}{r}\cdot c'(r), \tag{13}$$

$$c'(r)=\int_{u_b}^{u_e}\int_{\lambda_b}^{\lambda_e} p_2(u)\,p_3(\lambda)\,q(r,u,\lambda)\,d\lambda du\,, \tag{14}$$

где $p_1(\varphi)$, $p_2(u)$, $p_3(\lambda)$ — плотности распределения вероятностей направления ветра, скорости ветра и параметра λ соответственно; u — скорость ветра на высоте анемометра (10 м); $\lambda = k_1/(u_1/z_1)$, u_1, k_1 — значения скорости ветра и коэффициента вертикального турбулентного обмена на высоте z_1 (обычно 1 м); q — функция, описывающая распределение концентрации от бесконечного линейного источника, ориентированного перпендикулярно направлению ветра, и зависящая также от технических параметров источника. Плотности распределений $p_1(\varphi)$, $p_2(u)$, $p_3(\lambda)$ являются локальными климатологическими величинами. Пределы

интегрирования в уравнении (14) также меняются в зависимости от локальных условий и могут быть равны 0 и ∞. Но на практике они с приемлемой точностью заменяются конечными положительными значениями. В условиях нашей задачи интегральные соотношения предполагаются справедливыми для функции q из уравнения (14) или соответствующей функции C'.

В дальнейшем изложении для простоты будем использовать обозначение $\omega = (u, \lambda)$ и двойное интегрирование в уравнении (14) заменять значком осреднения (чертой сверху), чем собственно (14) и является. Как было сказано в самом начале, нас интересует среднее осаждение. В функции, определяющей скорость сухого осаждения V_d, мы следовали классическому резистивному подходу, в рамках которого V_d для конкретной примеси зависит от целого набора параметров: от ω, типа подстилающей поверхности, времени года, наличия осадков и т. п. В существующей практике проведения расчетов средних концентраций распределение ω не зависит от вышеперечисленных факторов. Поэтому можно записать $V_d = V_d(\omega, l)$ (где l — тип подстилающей поверхности), предполагая уже осуществленным осреднение по остальным переменным. При использовании интегральных соотношений мы вынуждены в общем случае использовать V_d, осредненную и по территории, однако при вычислении потока на поверхность уже использовать V_d, относящуюся к конкретному месту. Подробнее это обсуждается в работах (Волкодаева, Зив, 2009; Волкодаева и др., 2009). Заметим здесь, что осреднение скорости сухого осаждения по территории с сохранением ее зависимости от ω представляет определенную техническую проблему, поскольку для каждого типа поверхности вычисление этой скорости связано с ω. Однако осреднение по территории может быть осуществлено для таблицы значений ω с последующей интерполяцией.

Из уравнения (14) следует, что (9) надо решать для каждого ω, затем результат усреднять по ω. Упрощенный вариант состоит в замене среднего произведения произведением средних, что означает переход от формулы

$$\overline{c(x)} + \int_0^x \overline{G_d(x-s)\cdot c(s)}ds = \overline{q(x)} \qquad (15)$$

к формуле

$$\overline{c_a(x)} + \int_0^x \overline{G_d(x-s)}\cdot \overline{c_a(x)}ds = \overline{q\left(x\right)} \ , \qquad (16)$$

где $G_d\ (x - s) = G\ (x - s)\ V_d$ и c_a есть аппроксимация истинного среднего.

Такая замена возможна для независимых случайных величин, что в данном случае не имеет места и вызывает появление определенной погрешности, о величине которой можно судить по приводимым ниже результатам модельных расчетов.

В вышеупомянутых работах, в которых приведены результаты расчетов осаждения примесей для Санкт-Петербурга, использовалась формула (16), однако представляется, что в настоящее время с развитием вычислительной техники имеется возможность решения и уравнения (15).

Для расчета рассеяния примеси с положительной скоростью осаждения, $w_g > 0$ в задаче (3), следует использовать в формулах (15) или (16) модели q и G, это учитывающие. Убывание примеси за счет осаждения в них уже включено. Достаточно распространенное выражение для скорости сухого осаждения частиц записывается как $V_d = w_g + v_d$, причем последнее слагаемое не зависит от w_g. Таким образом, в формулах (15) и (16) следует использовать v_d в качестве скорости сухого осаждения. Однако при вычислении потока используется уже суммарная скорость осаждения. Модель MEAN в варианте 2017 года (Методы …, 2017) распространена и на примеси с $w_g > 0$, однако процесс диффузии таких примесей описывается одним параметром F, который принимает одно из 4-х значений и который нельзя соотнести с каким-то конкретным значением w_g. В модели используется некоторое конкретное распределение частиц по размерам, но, насколько известно автору, обоснование приведенных формул и их апробация нигде не опубликованы. Кроме

того, даже в предположении универсальности используемого распределения и, соответственно, корректного описания убыли концентрации за счет гравитационного осаждения нет возможности вычислить осаждение на подстилающую поверхность. В работе (Оникул, Яковлева, 2008) разработана методология расчета монодисперсной примеси, основанная на дополнении аналитического решения для частного случая (3) поправками, полученными в результате численного решения этого же уравнения для более общего случая в предположении равновесной стратификации и значительных скоростей ветра. Это несколько ограничивает применимость этих результатов, и они не являются частью нормативной методики, но могут быть использованы для решения соответствующих задач.

При вычислении потока на подстилающую поверхность также можно принимать во внимание зависимость скорости осаждения от ω или использовать произведение уже осредненных величин. Определенное уточнение результатов дает даже замена выражения $F = \bar{q} \cdot \overline{V_d}$ на $F = \overline{q \cdot V_d}$, что с вычислительной точки зрения почти не требует дополнительных усилий. Однако вычисление средней концентрации по формуле (16) уже не позволяет далее получать значение потока вторым способом.

Далее приведем примеры расчета рассеяния газообразной примеси (SO_2) и частиц (PM_{10}) для случая низкого холодного источника. При этом сравниваются несколько способов вычислений. Для концентраций (рис. 1) — это расчеты по формулам (15) и (16), а также по формуле (1). При этом на графиках даны отношения результатов этих расчетов к концентрациям, вычисленным без учета сухого осаждения.

Для оценки потоков на поверхность использовались следующие 5 комбинаций вычислений концентраций и потоков:

(a) концентрация без учета V_d и поток, как $F = \bar{q} \cdot \overline{V_d}$;

(b) концентрация без учета V_d и поток, как $F = \overline{q \cdot V_d}$;

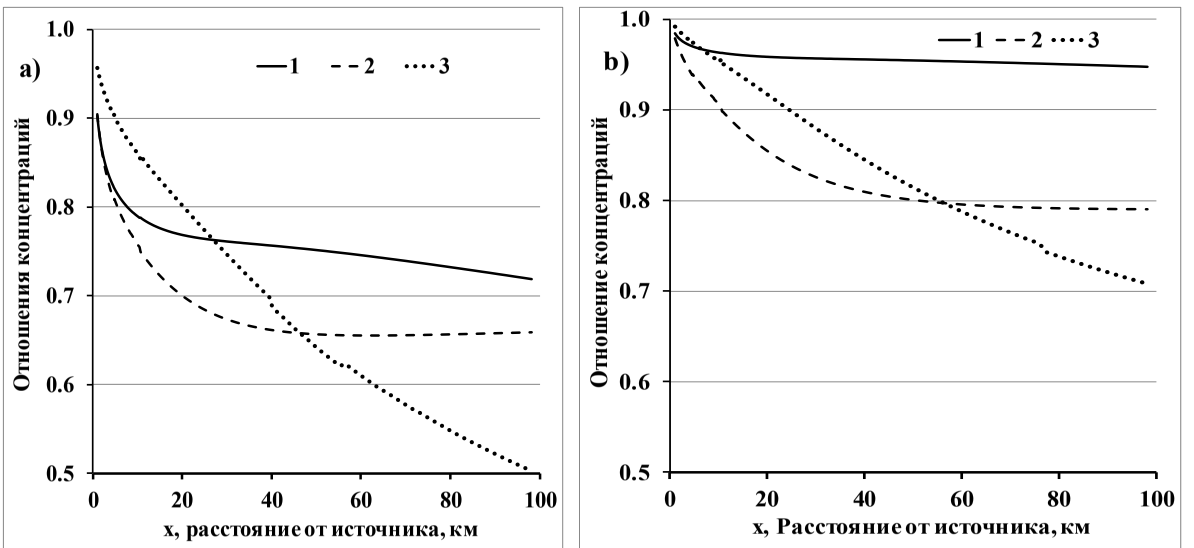


Рис. 1. Зависимость отношения концентраций, вычисленных с учетом сухого осаждения, к концентрациям, вычисленным без учета осаждения, от расстояния от источника;
a) для газообразной примеси (SO_2); b) для частиц (PM_{10});
1 – расчет по формуле (15), 2 – расчёт по формуле (16), 3 – расчет по формуле (1).

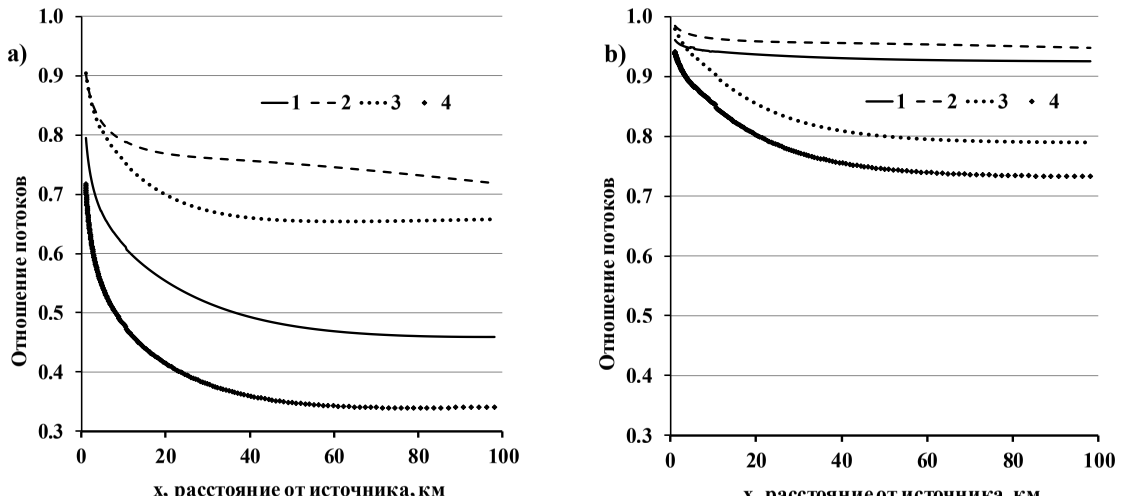


Рис. 2. Зависимость отношений потоков, вычисленных по комбинациям (b) –(e), к потоку, рассчитанному по комбинации (a) от расстояния до источника:
а) для газообразной примеси (SO_2), б) для частиц (PM_{10}),
1 – расчет потока по (b), 2 – расчет потока по (c), 3 – расчет потока по (d), 4 – расчет потока по (e).

c) концентрация в соответствии с (16) и поток, как $F = \bar{c} \cdot \overline{V_d}$;

(d) концентрация в соответствии с (15) и поток, как $F = \bar{c} \cdot \overline{V_d}$;

(e) концентрация в соответствии с (15) и поток, как $F = \overline{c \cdot V_d}$.

Результаты представлены на рис. 2, на котором даны отношения потоков b) – e), к потоку a).

Следует отметить, что разброс значений V_d в зависимости от ω для не очень мелких частиц существенно меньше, чем для газообразной примеси такой, как, например, сернистый ангидрид, поэтому различие в формулах (15) и (16) для PM_{10} в большой степени определяется заменой среднего от произведения $G \cdot c$ на произведение средних G и c. Из графиков при этом следует, что различие концентраций, вычисленных по формулам (15) и (16) для PM_{10} больше. Возможно, отчасти это объясняется также различием в средних значениях скорости сухого осаждения для SO_2 и PM_{10} (0,13 и 0,35 см/с соответственно). Слабая зависимость V_d от ω для PM_{10} хорошо проявляется на кривых, соответствующих потокам: варианты (*a* и *b*) и (*d* и *e*) практически совпадают.

При расчетах концентраций частиц необходимо учитывать их распределение по размерам. В случае крупных частиц, учитывая слабую зависимость V_d от ω, можно ограничиться использованием модели, в которой уже учтено оседание. Для мелких частиц необходимо учитывать оба эти фактора, в том числе и интегрирование по размерам, что делает задачу слишком трудоемкой. Простейшим выходом из этой ситуации является интерполяция решений по скорости сухого осаждения, например, простейшая линейная. Проведенные численные эксперименты показывают оправданность такого подхода, по крайней мере для ограниченного класса источников. На рис. 3 приводится пример линейной интерполяции применительно к вычислению потока PM_{25}. Были найдены в зависимости от расстояния до источника x четыре потока для PM_{25}, PM_{15}, PM_{20} и PM_{30}. Затем интерполяцией с весами, соответствующими скоростям сухого осаждения, получены приближенные значения потока PM_{25}, по потокам PM_{20} и PM_{30} и PM_{15} и PM_{30}. На рисунке

представлены в зависимости от x отношения двух результатов интерполяции к непосредственно вычисленному потоку PM_{25}. Значения V_d были найдены, как и ранее, по методике (U.S. EPA, 2004). Полученные результаты можно считать вполне удовлетворительными.

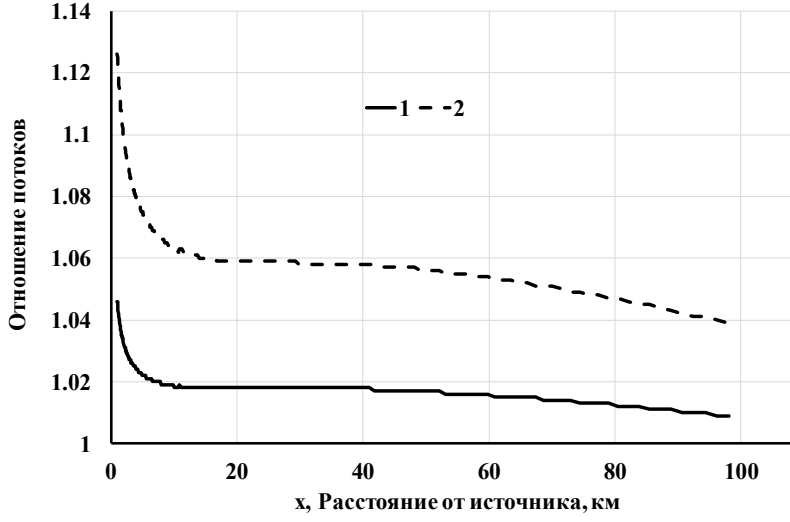


Рис. 3. Зависимость отношения потока PM_{25}, полученного путем интерполяции, к непосредственно вычисленному от расстояния до источника:
1 — поток PM_{25} получен интерполяцией PM_{20} и PM_{30};
2 — поток PM_{25} получен интерполяцией PM_{15} и PM_{30}.

Заключение

В работе получен ряд соотношений, позволяющих расширить возможности расчета концентраций и сухих осаждений с помощью стандартной модели «источник—точка». При этом допускается, что интегральные уравнения, являющиеся следствием краевой задачи для одномерного уравнения диффузии, справедливы и для такой модели.

При этом оказывается, что эти соотношения справедливы и в том случае, когда в исходной модели учитывается гравитационное осаждение примеси, ее вымывание осадками, а также линейный распад примеси, химический или радиоактивный. Исключением является формула (12), которая справедлива лишь для легкой примеси.

Применение интегральных соотношений требует увеличения объема вычислений, что в некоторых случаях оправдано с точки зрения точности получаемых результатов.

Было показано, что с помощью этих соотношений имеется возможность более корректного вычисления концентраций с учетом сухого осаждения, вычисления концентраций на разных высотах, а также учета источников, эмиссия которых задается потоком с поверхности. Рассмотрен также вопрос о возможности расчета концентраций частиц с учетом их распределения по размерам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берлянд М. Е. (1975). Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат. 448 с.

Волкодаева М. В., Зив А. Д. (2009). Оценки локальных выпадений загрязняющих веществ на подстилающую поверхность в городском масштабе // Экология урбанизированных территорий. № 4. С. 89—93.

Волкодаева М. В., Зив А. Д., Лапшина Е. Г., Оборин Д. А., Чигалейчик С. А. (2009). Оценки локальных выпадений загрязняющих веществ на подстилающую поверхность в городском масштабе. Результаты расчетов для территории Санкт-Петербурга // Проблемы региональной экологии. № 6. С. 95—101.

Генихович Е. Л., Берлянд М. Е., Грачева И. Г. и др. (1998). Оперативная модель расчета концентраций, осредненных за длительный период // Труды ГГО. Вып. 549. С. 11—31.

Генихович Е. Л., Грачева И. Г., Ионин В. А., Оникул Р. И., Румянцев Д. Ю., Филатова Е. Н., Яковлева Е. А. (2012). Моделирование характеристик загрязнения воздуха атмосферными аэрозолями для практических приложений // Труды ГГО. Вып. 565. С. 49—78.

Зив А. Д. (2015). Возможный способ оценки «подсеточного» сухого осаждения в химических транспортных моделях // Труды ГГО. Вып. 579. С. 37—48.

Марчук Г. И. (1982). Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. — М.: Наука. 320 с.

Методы расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе (2017) / Утверждены приказом Минприроды России от 06.06.2017 № 273. Электронный ресурс: https://minjust.consultant.ru/files/36322од.

Михлин С. Г. (1977). Линейные уравнения в частных производных. — М.: Высшая школа. 423 с.

Оникул Р. И., Яковлева Е. А. (2008). Аналитическая аппроксимация численного решения уравнения атмосферной диффузии тяжелой примеси // Труды ГГО. Вып. 557. С. 184—196.

Самарский А. А. (1977). Теория разностных схем. — М.: Наука. 656 с.

Шпакова Е. Н., Волкодаева М. В., Зив А. Д., Лапшина Е. Г., Оборин Д. А., Чигалейчик С. А. (2010). Оценка антропогенных нагрузок, обусловленных выбросами предприятий и автотранспорта, для территории Санкт-Петербурга / В сб.: Охрана окружающей среды, природопользование и обеспечение экологической безопасности в Санкт-Петербурге в 2009 году. — СПб: ООО «Сезам-Принт». С. 197—201.

Apsley D. D., Power N., Dyster S. J., Mchugh C. (2001). Modelling dry deposition (September). P. 1—16. Retrieved from http://www.cerc.co.uk/environmental-software/assets/data/doc_techspec/P17_13.pdf.

Byun D., Schere K. L. (2006). Review of the Governing Equations, Computational Algorithms and Other Components of the Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) Modeling System // Applied Mechanics Reviews. V. 59 (2). P. 51—77.

Genikhovich E. L., Gracheva I. G., Groisman P. Y., Khurshudyan L. H. (2000). A new Russian regulatory dispersion model MEAN for calculation of mean annual concentrations and its meteorological pre-processor // International Journal of Environment and Pollution. V. 14 (1/2/3/4/5/6). 443 p. https://doi.org/10.1504/IJEP.2000.000567.

Horst T. W. (1977). A surface depletion model for deposition from a Gaussian plume // Atmospheric Environment. V. 11 (1). P. 41—46.

Horst T. W. (1984). The Modification of Plume Models to Account for Dry Deposition / In: Boundary Layer Structure: Modeling and Application to Air Pollution and Wind Energy / H. Kaplan, N. Dinar eds. P. 413—430.

Kouznetsov R., Sofiev M. (2012). A methodology for evaluation of vertical dispersion and dry deposition of atmospheric aerosols // Journal of Geophysical Research Atmospheres. V. 117 (1). P. 1—19.

Prahm P. L., Berkowicz R. (1978). Predicting concentrations in plumes subject to dry deposition // Nature. V. 271. P. 232—234.

U.S. EPA (2004). AERMOD Deposition Algorithms — Science Document (Revised Draft). 1—22. http://www.epa.gov/scram001/7thconf/aermod/aer_scid.pdf.

Wesely M. L., Hicks B. B. (2000). A review of the current status of knowledge on dry deposition // Atmospheric Environment. V. 34 (12—14). P. 2261—2282. http://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00467-7.

Zhang L., Brook J. R., Vet R. (2003). A revised parameterization for gaseous dry deposition in air-quality models // Atmospheric Chemistry and Physics Discussions. V. 3 (2). P. 1777—1804. https://doi.org/10.5194/acpd-3-1777-2003.

Zhang Y., Wang T. J., Chen L. M. (2007). Using sub-grid scale method to quantify atmospheric deposition of sulfur in East China // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. V. 18 (5). P. 1051—1065.

УДК 504.3.054

ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА ТЕПЛОСНАБЖАЮЩИМИ ПРЕДПРИЯТИЯМИ ГОРОДА НАЛЬЧИКА

Л. Т. Созаева[1], *И. Х. Шунгаров*[2], *А. Г. Хегай*[2]

[1] Высокогорный геофизический институт
360030 Нальчик, пр. Ленина, 2
E-mail: ljk_62@rambler.ru

[2] Российский университет дружбы народов
117198 Москва, ул. Миклухо-Маклая, 6
E-mail: sozaev.islam@mail.ru,
anya_hegay@mail.ru

Поступила в редакцию 17.11.2018

Введение

Проблема загрязнения атмосферного воздуха, связанная с жизнедеятельностью человека, — одна из актуальных проблем современности. Результаты деятельности человека, приводящие к изменению среды обитания, можно рассматривать на глобальном и локальном уровнях.

Цель настоящего исследования — рассмотреть загрязнение атмосферного воздуха в городе Нальчике. Основной вклад в загрязнение атмосферного воздуха на территории Нальчика вносят такие отрасли как промышленные и городские котельные, автотранспорт, производство стройматериалов и заправочные станции. В настоящее время на долю котельных приходится значительная часть выбросов, объемы которых определяются качеством и количеством сжигаемого природного газа и эффективностью работы оборудования.

При сжигании природного газа в атмосферу выбрасываются оксиды азота и оксид углерода. В выбросах оксидов азота основную часть занимает диоксид азота (80 %), а на долю оксида азота приходится 13 %. При неполном сгорании топлива образуется чрезвычайно сильный отравляющий газ — оксид углерода.

Эти газы представляют опасность для здоровья человека. Оксиды азота токсичны, имеют резкий запах и вызывают при больших концентрациях раздражение дыхательных путей. Оксид углерода, попадая в организм, образует прочное соединение с гемоглобином и блокирует снабжение жизненно важных органов кислородом. В атмосфере оксиды азота и оксид углерода вызывают кислотные дожди и смоги.

Для оценки выбросов загрязняющих веществ проводится инвентаризация источников выбросов. На основании расчета рассеивания загрязняющих веществ в атмосфере оценивается негативное воздействие вредных веществ на атмосферный воздух.

Расчеты выбросов загрязняющих веществ от теплоснабжающих предприятий г. Нальчика

Теплоснабжающие предприятия г. Нальчика специализируются на производстве пара и горячей воды (тепловой энергии) для обеспечения жилых домов, больниц, школ, детских садов и других объектов. По данным инвентаризации источников выбросов Нальчике имеется 64 разнесенных по территории города котельных, в которых эксплуатируется 208 котлов мощностью до 30 Гкал/ч. Выбросы загрязняющих веществ (оксидов азота и оксида углерода) осуществляются через дымовые трубы различной высоты.

Расчеты характеристик выбросов выполнены по утвержденному НИИ «Атмосфера» программному продукту серии «Экоцентр», в котором реализована «Методика определения выбросов загрязняющих веществ в атмосферу при сжигании топлива в котлах производительностью менее 30 т пара в час или менее 20 Гкал в час» (1999). Согласно этой методике суммарное количество оксидов азота

в пересчете на диоксид азота, выбрасываемых в атмосферу с дымовыми газами, рассчитывается по формуле:

$$M_{NO_x} = B_p \cdot Q_{ri} \cdot Kr_{NO2} \cdot \beta_k \cdot \beta_t \cdot \beta_\alpha \cdot (1-\beta_r) \cdot (1-\beta_\delta) \cdot Kn, \quad (1)$$

где B_p — расход топлива, л/с, тыс.м^3/год;

Q_{ri} — низшая теплота сгорания топлива, МДж/м^3;

Kr_{NO2} — удельный выброс оксидов азота при сжигании газа, г/МДж;

β_k — безразмерный коэффициент, учитывающий принципиальную конструкцию горелки;

β_t — безразмерный коэффициент, учитывающий температуру воздуха, подаваемого для горения;

β_α — безразмерный коэффициент, учитывающий влияние избытка воздуха на образование оксидов азота;

β_r — безразмерный коэффициент, учитывающий влияние рециркуляции дымовых газов через горелки на образование оксидов азота;

β_δ — безразмерный коэффициент, учитывающий ступенчатый ввод воздуха в топочную камеру;

$Kn = 10^{-3}$ — коэффициент пересчета.

Годовые выбросы измеряются в т/год, а максимальные разовые — в г/с.

В связи с установленными раздельными предельно допустимыми концентрациями для диоксида азота и оксида азота с учетом трансформации оксидов азота в атмосферном воздухе суммарные выбросы разделяются на составляющие по формулам:

$$M_{NO_2} = 0{,}8 \cdot M_{NO_x}$$
$$M_{NO} = 0{,}13 \cdot M_{NO_x}. \quad (2)$$

Оценка суммарного количества выбросов оксида углерода (M_{CO}) выполняется по соотношению:

$$M_{CO} = 10^{-3} \cdot B \cdot C_{CO} (1 - q^4/100), \quad (3)$$

где B — расход топлива, л/с, тыс.м^3/год;
C_{CO} — выход оксида углерода при сжигании топлива, г/м^3;
q^4 — потери тепла вследствие механической неполноты сгорания топлива, %.

Таблица 1

Количество выбросов загрязняющих веществ от теплоснабжающих предприятий г. Нальчика

Наименование котельной	Тепловая мощность котельных, Гкал/ч	Расход природного газа, тыс.м^3/год	Выброс загрязняющих веществ, т/год			
			общий	диоксид азота	оксид азота	оксид углерода
Юго-западная	140	29640	206,34	86,53	14,06	105,75
Нарт	16,6	3651	21,04	6,9	1,14	13
Горбольница	9,24	883	4,51	1,17	0,19	3,15
Пушкина	19,56	5711	32,69	10,62	1,73	20,34
Пачева	15,66	3252	16,76	4,48	0,73	11,55
Ногмова-45	9	1783	9,25	2,49	0,4	6,36
Ногмова-70	6	1172	6,18	1,73	0,28	4,17
Толстого	24,9	4753	26,79	8,46	1,38	16,95
Искож-2	18,6	5557	29,60	8,44	1,37	19,79
Мусукаева	12	3935	20,75	5,78	0,9	14,07
ДВТУ	13,5	4083	21,90	6,33	1,03	14,55
Ленина	10,5	2190	19,31	5,42	0,88	13,01
Тубдиспансер	15,5	5140	29,24	9,39	1,53	18,32

При расходе природного газа 123 880 960 м^3/год выброс в атмосферу от теплоснабжающих предприятий составил 741,634 т/год, из них: диоксида азота — 253,008, оксида азота — 41,096, оксида углерода — 447,530 т/год. По степени загрязнения атмосферы лидирует оксид углерода, за которым следуют диоксид азота и оксид азота соответственно. Оксиды азота относятся к 3-му классу опасности, а оксид углерода — к 4-му.

Годовые выбросы и расход природного газа для 15 наиболее мощных котельных приведены в таблице 1, из которой следует, что количество загрязняющих веществ пропорционально мощности котельной и расходу природного газа.

Расчеты рассеивания выбросов в атмосфере

Для оценки степени негативного воздействия выбросов загрязняющих веществ на атмосферный воздух выполняются расчеты по утвержденной в установленном порядке программе «Эколог-4.5», которая реализует положения Приказа Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации № 273 от 06.06.2017 г.

Утвержденные приказом методики позволяют рассчитывать максимальные разовые концентрации, соответствующие сочетанию неблагоприятных метеорологических условий, в том числе опасной скорости ветра, и неблагоприятных условий выброса в атмосферный воздух, то есть такого сочетания параметров выброса загрязняющих веществ в атмосферу, при котором достигаются максимальные значения приземных концентраций (Приказ…, 2017).

Максимальные значения приземных разовых концентрации (C) определяются по формуле:

$$C = \frac{A M F}{H^2 \sqrt[3]{V \Delta T}}, \quad (4)$$

где M — максимальные разовые выбросы загрязняющих веществ в атмосферу в единицу времени, г/с;

A = 200 — коэффициент, соответствующий неблагоприятным метеорологическим условиям, при которых концентрация вредных веществ в атмосферном воздухе максимальная;

F — безразмерный коэффициент, учитывающий скорость оседания вредных веществ в атмосферном воздухе;

H — высота источника выброса (дымовой трубы) над уровнем земли, м;

ΔT — разность между температурой выбрасываемой воздушной смеси и температурой окружающего атмосферного воздуха, ºС;

V — расход газовоздушной смеси, м^3/с (определяется по паспортным данным котлов, по температуре исходящих газов и расходу топлива в единицу времени).

Оценка максимальной концентраций j-го загрязняющего вещества проводится по следующему критерию:

$$q_j = \frac{C_j}{ПДК_j} + \frac{C_{фj}}{ПДК_j} \le 1 \quad , \qquad (5)$$

где C_j — максимальная приземная разовая концентрация j-го загрязняющего вещества, создаваемая выбросом рассматриваемого объекта, мг/м^3;

$ПДК_j$ — предельно допустимая концентрация j-го загрязняющего вещества в атмосферном воздухе населенных мест, мг/м^3;

$C_{фj}$ — фоновая концентрация j-го загрязняющего вещества, которая учитывается в случае, если первое слагаемое больше 0,1.

Для проведения детальных расчетов выбросов, осуществляемых котельными, задавались размеры расчетной области зоны негативного влияния предприятия и шаг расчетной сетки. Контрольные точки выбирались на ближайших жилых застройках.

Метеорологические характеристики и коэффициенты, определяющие условия рассеивания загрязняющих веществ в атмосфере в районе размещения предприятий, были установлены по климатическим данным, опубликованным для всеобщего доступа в сети интернет (https://www.meteoblue.com). Так, средняя

максимальная температура наружного воздуха наиболее жаркого месяца принималась равной +27,5 ºС; средняя температура наиболее холодного месяца –6,5 ºС; скорость ветра, повторяемость превышения которой по многолетним данным составляет 5 %, — 6 м/с.

Для каждого узла расчетной сетки, а также контрольных точек, расположенных в ближайшей жилой зоне, определялись максимальные приземные концентрации загрязняющих веществ посредством перебора скоростей и направлений ветра. Скорости ветра варьировались от 0,5 до 6 м/с. Направление ветра изменялось от 0 до 360º с интервалом 1º.

Предельно допустимая концентрация диоксида азота равна 0,2, оксида азота — 0,4, оксида углерода — 5 мг/м^3 (Гигиенические нормативы…, 2003). Общегородской уровень фонового загрязнения по диоксиду азота был принят равным 0,079 мг/м^3 (Фоновые концентрации…, 2018).

В контрольных точках проверялось соблюдение гигиенического критерия качества атмосферного воздуха по формуле (5), а для предприятий, расположенных в курортной зоне, в качестве критерия использовалось значение 0,8.

Результаты расчетов рассеивания для теплоснабжающих предприятий показали, что максимальные расчетные приземные концентрации вредных веществ, создаваемые источниками выбросов всех котельных, не превышают на расчетных точках значения 1 · ПДК или 0,8 · ПДК без учета фонового загрязнения. На границе жилой зоны для оксида азота и оксида углерода концентрации составили (0,01…0,05) · ПДК, для диоксида азота — (0,01…0,59) · ПДК. Для предприятий, выбросы диоксида азота которых создают в жилой зоне концентрации более 0,1, были проведены расчеты с учетом фонового загрязнения. Оказалось, что в этих случаях на границе жилой зоны создаются концентрации (0,45…0,75) · ПДК (табл. 2), что свидетельствует о соблюдении гигиенических стандартов качества атмосферного воздуха по загрязняющим веществам, выбрасываемым теплоснабжающими предприятиями г. Нальчика (Sozaeva, 2018).

Это позволило принять существующие выбросы в качестве нормативных.

Таблица 2

Максимальные приземные концентрации загрязняющих веществ в жилой зоне

Наименование котельной	Максимальные приземные концентрации в жилой зоне (в долях·ПДК)			
	диоксид азота	оксид азота	оксид углерода	диоксид азота[1)]
Юго-западная	0,3	0,02	0,01	0,57
Нарт	0,25	0,02	0,02	0,64
Горбольница	0,23	0,02	0,03	0,53
Пушкина	0,46	0,04	0,03	0,67
Пачева	0,31	0,02	0,03	0,58
Ногмова-45	0,15	0,01	0,02	0,49
Ногмова-70	0,22	0,02	0,02	0,52
Толстого	0,26	0,02	0,02	0,55
Искож-2	0,59	0,05	0,06	0,75
Мусукаева	0,48	0,04	0,05	0,68
ДВТУ	0,37	0,03	0,03	0,62
Ленина	0,36	0,03	0,03	0,61
Тубдиспансер	0,38	0,03	0,03	0,62

Примечание: [1)] с учетом фонового загрязнения 0,079 мг/м^3

Заключение

Расчеты рассеивания загрязняющих веществ в приземном слое атмосферы показали, что расчетные приземные концентрации вредных веществ для каждой котельной не превышают предельно допустимых значений этих же веществ.

Однако теплоснабжающие предприятия одного г. Нальчика выбрасывают в атмосферу значительное количество загрязняющих веществ (741,634 т/год), которое необходимо уменьшить.

Уменьшения выбросов можно достичь за счет использования экологически более чистого природного газа или очистки имеющегося топлива перед сжиганием, очистки продуктов сгорания топлива (уходящих дымовых газов) и регулирования механизма сжигания топлива в топочной камере или перехода к использованию альтернативных источников энергии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гигиенические нормативы 2.1.6.1338-03 (2003). Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест. — М.: Минздрав РФ. 60 с.

Методика определения выбросов загрязняющих веществ в атмосферу при сжигании топлива в котлах производительностью менее 30 тонн пара в час или менее 20 Гкал в час (1999). — М.: Госкомитет по охране окружающей среды. 28 с.

Приказ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 06.06.2017 г. № 273 «Об утверждении методов расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе». — М.: Минюст РФ. 80 с.

Фоновые концентрации вредных (загрязняющих) веществ для городов и населенных пунктов, где отсутствуют регулярные наблюдения за загрязнением атмосферного воздуха на период 2014—2018 гг. (2018). — СПб: ФГБУ «ГГО». 5 с.

Sozaeva L. T. (2018). Evaluation of Emission of Pollutants in the Atmosphere Produced by Heating Enterprises of Nalchik Town // Materials Science Forum. V. 931. P. 1047—1051.

https://www.meteoblue.com

УДК 551.5, 551.58

АНАЛИЗ РЕЖИМА ОТТЕПЕЛЕЙ В САРАНСКЕ ЗА ПЕРИОД С 1960 ПО 2016 ГОД

С. А. Лыскова, Ю. В. Ефимова, К. Л. Восканян

Российский государственный гидрометеорологический университет
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98
E-mail: veta_lyskova@mail.ru,
luluef@mail.ru

Поступила в редакцию 10.07.2018
Поступила после доработки 12.10 2018

Введение

Садоводство — важная отрасль аграрного сектора Мордовии. Природные условия Мордовии достаточно благоприятны для возделывания многих плодово-ягодных культур, хотя республика относится к зоне рискованного плодоводства.

Для снижения уровня рисков и ущерба для агропромышленного комплекса необходимо проводить анализ опасных агрометеорологических явлений, к которым относятся и оттепели (Гаджикурбанов, 2015; Лыскова и др., 2017). Известно, что возвраты тепла могут существенно влиять на морозостойкость яблоневых деревьев. В связи с выходом из состояния покоя у некоторых видов (например, Малюта и Маяк Загорья) прослеживается снижение устойчивости к последующему понижению температуры воздуха (Данилова, 2013).

Вследствие возрастания повторяемости неустойчивых зим в Центральной России оценка условий формирования резких повышений температуры воздуха выше 0 °С в зимний период в Мордовии несомненно является задачей актуальной и практически значимой.

Цель данного исследования — анализ возвратов тепла в зимний климатический сезон в районе г. Саранска за период с 1960 по 2016 гг.

Анализ зимнего климатического сезона в Саранске за 1960—2016 гг.

Исследования многолетней изменчивости термического режима зимнего климатического сезона в районе Саранска не проводились с 1980-х годов (Голубчик, 1983).

Особенностью данной работы является то, что при анализе оттепелей рассматривается не календарный, а климатический зимний сезон, который определяется по датам устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С (Мирвис, Гусева, 2007).

Средняя продолжительность зимнего климатического сезона за рассмотренный период (1960—2016 гг.) составляет 144 дня. Основное влияние на сокращение зимнего периода оказывает смещение осенней границы (начало зимы) в сторону более поздних дат (с 4 на 9 ноября). Окончание зимы приходится на 30—31 марта.

Сокращение продолжительности зимнего климатического сезона началось с 1983 и продолжалось до 1995 г. С 1995 по 2016 гг. его продолжительность изменяется незначительно.

За весь исследуемый период средняя температура зимнего сезона составила –7,6 °С. Наблюдается рост средней температуры воздуха в зимний сезон на 0,8 °С.

Анализ повторяемости и продолжительности оттепелей в г. Саранске

Оттепелью считается кратковременное повышение температуры воздуха до 0 °С и выше на фоне установившихся отрицательных температур воздуха (Мирвис, Гусева, 2007; Российский гидрометеорологический…, 2009).

Для анализа оттепелей использовались ряды максимальной и средней суточной температуры воздуха за период с 1960 по 2016 гг.

в районе г. Саранска. Первым этапом работы стало создание электронного архива данных о температуре воздуха (средней суточной и максимальной суточной). Анализ рядов температуры был выполнен для всего рассматриваемого периода, а также для его первой (1960—1988 гг.) и второй (1989—2016 гг.) половины.

К оттепели относились дни, в которые максимальная за сутки температура воздуха превышала 1 °С, а средняя суточная была выше нуля. За 56 зимних периодов в Саранске было зафиксировано 139 оттепелей: в декабре — 66, в январе — 31, в феврале — 42 случая (см. табл. 1).

За последние 28 лет количество оттепелей в декабре несколько сократилось по сравнению с предыдущим тридцатилетием, при этом заметно (в 1, 8 раза) возросло количество оттепелей в январе и феврале. Эти данные согласуются с результатами исследований В. М. Мирвис и И. П. Гусевой (2007). Причиной такого изменения является появление после 90-х годов XX в. неустойчивых зим и увеличение количества дней с западной формой циркуляции.

Таблица 1

Количество оттепелей в г. Саранске за период 1960—2016 гг.

Период	число случаев		
	декабрь	январь	февраль
1960—1988	35	11	15
1989—2016	31	20	27
1960—2016	66	31	42

По продолжительности оттепели разделяются на единичные и длительные. К единичным оттепелям относятся оттепели продолжительностью один день, а к длительным — два и более дней. В табл. 2 представлены данные о длительных оттепелях в районе Саранска за период с 1960 по 2016 гг.

С декабря по февраль длительные оттепели составляют в среднем 45 % от числа всех оттепелей в эти месяцы (63 случая из 139).

Таблица 2

Количество длительных оттепелей в г. Саранске за период 1960—2016 гг.

Период	число случаев		
	декабрь	январь	февраль
1960—1988	18	4	5
1989—2016	17	10	9
1960—2016	35	14	14

Для анализа синоптических условий формирования оттепелей (возвратов тепла) в районе Саранска за период с 1990 по 2016 гг. для каждого дня с оттепелью (всего 695 дней за весь зимний период) была определена форма циркуляции по классификации Вангенгейма—Гирса. Оказалось, что почти половина (49 %) оттепелей происходит при западной (W) форме циркуляции. При этом над Саранском в большинстве случаев перемещаются циклоны, сформировавшиеся над Атлантикой, которые приносят теплый влажный воздух.

Для длительных оттепелей характерна смена циркуляционного процесса в течение периода возврата тепла. В отдельных случаях восточная форма циркуляции (E) на несколько дней сменяет западную (W).

Высокие температуры при возвратах тепла наблюдаются при продвижении в сторону Мордовии южных циклонов. В примере, представленном на рис. 1, Саранск находится в передней части циклона. Особенность данной синоптической ситуации состоит в том, что южный циклон соседствует с обширным антициклоном, занимающим территорию от Казахстана до северной части Африки. Изобары вытянуты меридионально таким образом, что в Саранск поступает теплый воздух с Эгейского, Мраморного и Черного морей.

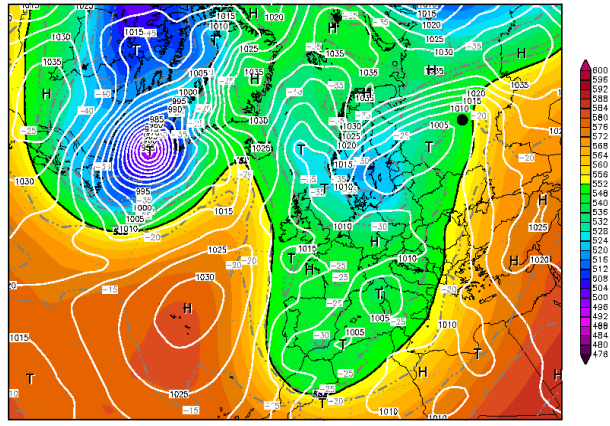


Рис. 1. Синоптическая карта абсолютной топографии на уровне 500 гПа (AT500) за 1 декабря 2012 года (www.wetterzentrale.de).
Черной точкой на карте отмечен г. Саранск.

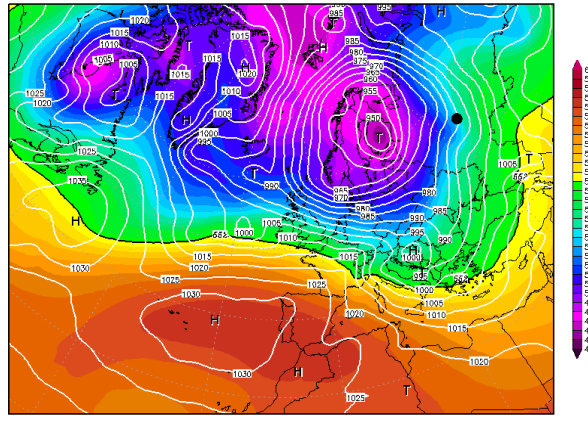


Рис. 2. Синоптическая карта абсолютной топографии на уровне 500 гПа (AT500) за 28 февраля 1990 года (www.wetterzentrale.de).
Черной точкой на карте отмечен г. Саранск.

Умеренные температуры воздуха в дни с оттепелями наблюдаются чаще всего при мощном циклогенезе над арктическим побережьем северо-запада России, включая Балтийский регион (рис. 2).

На юго-востоке Европы и в Средней Азии наблюдается обширный стационарный антициклон. Саранск в этом случае находится в зоне высоких градиентов между двумя вышеописанными барическими объектами. Теплые воздушные массы поступают к нему из центральной Европы. Над Саранском наблюдается гребень тепла.

Анализ скорости изменения температуры воздуха в дни с оттепелями

В ходе настоящей работы был проанализирован температурный режим до, во время и после оттепели, то есть скорость повышения температуры воздуха в дни с оттепелями и скорость понижения температуры после оттепели. Последняя характеристика определяет условия перезимовки плодовых деревьев.

Расчет скорости изменения температуры не проводился для смежных оттепелей, временной интервал между которыми составлял 2—3 дня.

Для каждой оттепели за исследуемый период были рассчитаны и распределены по градациям скорости повышения и понижения температуры (°С/сут.). Разделение по градациям проводилось отдельно для каждого месяца. Среднее значение скорости повышения температуры воздуха за весь исследуемый период составило: в ноябре — 2,2, декабре — 3,5, январе — 3,8, феврале — 3,5 °С/сут. Наибольшая скорость повышения температуры воздуха (градация «значительно выше среднего») отмечается в феврале и составляет более 7,7 °С/сут., в ноябре — более 5,7, в декабре — более 6,7, в январе — более 6,8 °С/сут.

Повторяемость (число случаев) различных градаций скорости повышения температуры воздуха при оттепелях приведена в табл. 3.

В декабре, по сравнению с остальными месяцами, отмечается максимальное количество оттепелей, скорость повышения температуры воздуха в которых попадает в градацию «значительно

выше среднего» и «выше среднего» (16 и 3 случая соответственно). Январь является также месяцем со значительной повторяемостью оттепелей с высокими скоростями повышения температуры воздуха.

Таблица 3

Повторяемость (число случаев) различных градаций скорости повышения температуры воздуха в г. Саранске за период с 1960 по 2016 гг.

Градации изменения температуры	Месяц			
	ноябрь	декабрь	январь	февраль
значительно ниже среднего	8	14	9	6
ниже среднего	12	15	7	13
выше среднего	12	16	10	9
значительно выше среднего	1	3	2	2
Всего	33	48	28	30

Скорость понижения температуры воздуха после наступления максимума является наиболее интересной и важной характеристикой для анализа перезимовки плодовых деревьев. Высокая скорость понижения температуры воздуха, особенно после длительных оттепелей, негативно сказывается на выведенных из состояния покоя плодовых деревьях.

В табл. 4 приведены градации изменения (понижения) температуры воздуха (градусы в сутки) после окончания оттепелей в г. Саранске за период с 1960 по 2016 гг.

Высокие скорости изменения температуры воздуха за сутки, попадающие в градацию «значительно выше среднего» наблюдаются в ноябре и январе (более 6,9 °С/сут.). Январь является наиболее опасным месяцем для перезимовки плодовых деревьев, так как неблагоприятный фон зависит также от длительности периода покоя деревьев. Опасность для них представляют резкие колебания температуры воздуха после периода с устойчивыми отрицательными значениями. На ноябрь в районе Саранска в среднем приходится

начало зимнего климатического сезона, то есть даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С, и вследствие этого даже высокие колебания температуры не приносят такого вреда, как в середине зимы (в январе).

Таблица 4

Градации изменения (понижения) температуры воздуха (градусы в сутки) после окончания оттепелей в г. Саранске за период с 1960 по 2016 гг.

Месяц	Градации изменения температуры				
	значительно ниже среднего	ниже среднего	среднее	Выше среднего	значительно выше среднего
ноябрь	< 1,7	1,7—2,8	2,8	2,8—6,9	> 6,9
декабрь	< 1,9	1,9—2,9	2,9	2,9—6,2	> 6,2
январь	< 2,3	2,3—3,9	3,9	3,9—6,9	> 6,9
февраль	< 2,0	2,0—2,9	2,9	2,9—5,0	> 5,0

Таблица 5

Повторяемость (число случаев) различных градаций скорости понижения температуры воздуха в г. Саранске за период с 1960 по 2016 гг.

Градации изменения температуры	Месяц			
	ноябрь	декабрь	январь	февраль
значительно ниже среднего	11	18	6	9
ниже среднего	12	16	12	12
выше среднего	9	9	6	7
значительно выше среднего	1	5	4	2
Всего	33	48	28	30

Как следует из табл. 5 в декабре и январе отмечается самая высокая повторяемость скорости понижения температуры воздуха, которая попадает в градацию «значительно выше среднего» (5 и 4

случая, соответственно), самая низкая — в ноябре (1 случай). Повторяемость градации «выше среднего» почти не изменяется от месяца к месяцу.

В результате анализа скорости изменения температуры воздуха до, во время и после оттепели можно заключить, что в Саранске наиболее опасным месяцем для плодовых деревьев является январь. В январе наблюдаются высокие скорости повышения и понижения температуры воздуха, что, несомненно, может неблагоприятно отразиться на перезимовке плодовых деревьев.

Заключение

В результате выполнения работы установлено, что средняя продолжительность зимнего климатического сезона в Саранске составляет 144 дня. За период с 1960 по 2016 гг. в зимние месяцы было зафиксировано 146 длительных оттепелей. За последние 28 лет количество оттепелей в январе и феврале возросло в 1,8—2 раза по сравнению с периодом 1960—1988 гг.

В сложившейся ситуации увеличения повторяемости оттепелей и резких перепадов температуры воздуха для эффективного управления природными ресурсами региона можно рекомендовать планировать посадку плодовых деревьев с высоким уровнем морозостойкости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гаджикурбанов А. Ш. (2015). Анализ влияния опасных агрометеорологических явлений на агропромышленный комплекс Республики Дагестан // Теоретические и прикладные проблемы агропромышленного комплекса. № 4. С. 59—62.

Голубчик М. М. (1983). География Мордовской АССР. — Саранск: Изд-во Мордовского университета. С. 45—61.

Данилова А. А. (2013). Влияние оттепелей на зимостойкость сортов яблони // Электронный журнал «Современное садоводство». № 2. С. 1—6.

Лыскова С. А., Ефимова Ю. В., Липовицкая И. Н. (2017). Климатическая изменчивость оттепелей в г. Саранске как влияющий фактор на зимнюю сохранность яблоневых культур // В сб.: VI-я Международная научно-практическая конференция

молодых ученых «Перспективы развития науки и образования в современных экологических условиях». С. 70—73.

Мирвис В. М., Гусева И. П. (2007). Изменение в режиме оттепелей на территории России // Труды ГГО. Вып. 556. С. 101—115.

Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь (справочные данные). Т. 2 (2009) / Под ред. А. И. Бедрицкого. — СПб: Летний сад. 226 с.

http://www.wetterzentrale.de

УДК 551.576.11.001.572

Численное моделирование эволюции грозо-градового конвективного облака, его электрической структуры и связанных с ним опасных явлений на северо-западе России. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А., Михайловский Ю. П., Попов В. Б. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 7—26.

Представлены результаты численного моделирования грозо-градовых конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений для атмосферной ситуации, имевшей место в Санкт-Петербурге 22 июля 2017 г. с применением модели малой размерности.

Исследовался пространственно-временной ход основных характеристик облака и осадков. Отдельно рассчитывались и сравнивались между собой два случая: без учета и с учетом гетерогенного замерзания облачных капель. Показано, что во втором случае осадкообразование, включая образование града, происходит более интенсивно. Рассчитана динамика электрической структуры облака на разных стадиях его жизни.

Изучено влияние электрических процессов на осадкообразование, с которым связано возникновение опасных явлений погоды (ливень, град). Показано, что влияние электрических сил на коагуляцию способствует уменьшению как интенсивности, так и количества осадков.

Ключевые слова: облако, осадки, град, электрический заряд, электрическое поле

Табл. 2. Ил. 8. Библ. 12.

УДК 551.594.21

Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электричество приземного слоя. Морозов В. Н., Палей А. А., Писанко Ю. В., Соколенко Л. Г., Зайнетдинов Б. Г. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 27—47.

Анализируются экспериментальные данные, полученные на полигоне «Воейково» по исследованию зависимости электрических параметров приземного слоя атмосферы от концентрации аэрозольных частиц. Дается теоретическая интерпретация полученных результатов. Исследовано влияние глобального распределения аэрозольных частиц на потенциал ионосферы. Рассматривается задача о влиянии процессов коагуляции на образование аэрозольных частиц водного аэрозоля в диапазоне (3—200 нм).

Ключевые слова: аэрозольные частицы, электрическая проводимость, напряженность электрического поля, потенциал ионосферы, коагуляция аэрозольных частиц.

Ил. 5. Табл. 2. Библ. 12.

УДК 551.594

Результаты исследования параметров электромагнитного излучения молний в ближней зоне. Обзор. Снегуров А. В., Снегуров В. С. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 48—102.

Представлен обзор теоретических и экспериментальных исследований параметров электромагнитного излучения молний на расстоянии до 100 км, проводимых в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

Ключевые слова: молниевые разряды, амплитудный спектр, фазовые характеристики, поляризация.

Табл. 5. Ил. 14. Библ. 89.

УДК 551.58

Адаптация строительной отрасли экономики к изменению климата на основе анализа погодно-климатических рисков (на примере Псковской, Смоленской и Брянской областей). Акентьева Е. М., Клюева М. В. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 103—117.

Рассматриваются результаты расчета прямых погодно-климатических рисков от опасных явлений погоды для строительной отрасли на территории Псковской, Смоленской и Брянской областей. Приводятся оценки влияния изменений климата на значения специализированных параметров для строительной отрасли. Показано, что наибольшие погодно-климатические риски для строительной отрасли обусловлены изменением величины снеговых и ветровых нагрузок на здания и сооружения, нагрузок на системы водоотведения, а также сокращением долговечности зданий вследствие климатических изменений.

Рассмотрены приоритетные адаптационные меры для строительной отрасли, которые могут существенно снизить риски в условиях климатических изменений.

Ключевые слова: погодно-климатический риск, изменение климата, адаптационные меры.

Табл. 2. Библ. 17.

УДК: 551.586

Зооклиматические условия южной половины Казахстана в условиях изменения климата. Байшоланов С. С. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 118—129.

Оценены зооклиматические условия южного Казахстана. Построены карты количества невыпасных суток зимой, даты весенней стрижки овец и продолжительности устойчиво жаркого периода для выпаса овец. В южной половине Казахстана среднее количество невыпасных суток зимой составляет 2—20 суток. Весенняя стрижка овец в среднем начинается в период с 20 апреля по 20 мая. Продолжительность устойчиво жаркого периода для выпаса овец составляет для тонкорунных овец 60—120 суток, для грубошерстных овец 20-80 суток. Дата начала перегона тонкорунных овец на летние пастбища наступает с 15 мая по 15 июня. Дата начала перегона грубошерстных овец наступает на 20—30 суток позже.

Определены изменения зооклиматических показателей к 2050 г. Количество невыпасных суток зимой к 2050 г. уменьшится на 2—6 суток. Весенняя стрижка овец наступит на 3—5 суток раньше. Продолжительность устойчиво жаркого периода для тонкорунных овец увеличится на 14—18 суток, для грубошерстных овец на 5—11 суток. Дата начала перегона овец на летние пастбища наступит на 4—6 суток раньше.

Ключевые слова: зооклиматические условия, количество невыпасных суток, продолжительность устойчиво жаркого периода, весенняя стрижка овец, изменение климата, тонкорунные овцы, грубошерстные овцы.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 10

УДК 551.58

Метод оценки климатических параметров в условиях нестационарности климата. Кобышева Н. В., Галюк Л. П., Фасолько Д. В. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 130—143.

Предлагается методика оценки вероятности, квантили и периода повторения экстремальных метеорологических величин в условиях нестационарности климата. Наряду с традиционным подходом к решению статистических задач с помощью уравнения регрессии, используется предложение авторов (связанное с теоретическим тезисом С.С. Кутателадзе о, так называемой, паретооптимальности) о многократном преобразовании исходных данных путем формирования рядов и регрессии модулей отклонений значений ряда первый раз от тренда, а затем от среднего арифметического. На примере ряда интенсивности осадков за 20 минут на станции Владивосток получены вероятности экстремальных величин и периоды их повторения с заданной точностью и с учетом наличия в метеорологическом ряду трендов и гетероскедастичности.

Ключевые слова: нестационарность климата, тренд, гетероскедастичность, статистические квантили, остатки регрессии.

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 16.

УДК 551.510.534

Состояние защитного озонового слоя атмосферы над территорией Российской Федерации (Более 40 лет регулярных наблюдений). Шаламянский А. М., Ромашкина К. И., Павлова К. Г., Соломатникова А. А., Талаш С. С. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 144—159.

Изложен путь становления озонной сети Росгидромета, которая на основе простой оптической аппаратуры смогла добиться высокого качества измерений общего содержания озона (ОСО) и стать неотъемлемой частью озонной сети Глобальной Службы Атмосферы (ГСА) Всемирной Метеорологической Организации (ВМО). Показано, как разработанная методика измерений ОСО, в основном за счет использования измерений по зениту ясного и облачного неба, позволила в течение 42 лет осуществлять контроль состояния озонного слоя над Россией, включая полярные и субполярные области. На основе многолетних рядов измерений были получены климатические нормы ОСО для 5 регионов России, и определены тренды и тенденции изменений толщины защитного озонного слоя над обширной территорией Российской Федерации.

Ключевые слова: общее содержание озона, атмосферный озон, озоновый слой атмосферы, озонометрическая сеть, климатические нормы.

Табл. 3 Ил. 2. Библ. 12.

УДК [551.509.322:551 .509.5](470.11)

Оценка успешности прогнозирования штормового ветра в Архангельске по методу А. И. Снитковского. Абрамова И. Ф., Новикова Н. А., Дробжева Я. В. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 160—170.

Представлены результаты анализа прогнозов ветра в Архангельске, полученные на основе метода А. И. Снитковского. Результаты расчета критериев успешности прогнозирования скорости ветра за период с июля 2017 по март 2018 гг. для г. Архангельска показали, что метод Снитковского не эффективен для прогноза штормовых значений скорости ветра.

Ключевые слова: ветер, метод, прогноз, успешность

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 9.

УДК 551.510.42

Использование граничных интегральных уравнений при расчетах загрязнения воздуха. Зив А. Д. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 171—189.

В статье рассматривается вопрос использования интегральных уравнений с целью расширения возможностей нормативной модели расчета концентраций, осредненных за длительный период. Полученные для одномерного уравнения диффузии они предполагаются применимыми к указанной модели типа источник-точка. В результате оказывается возможным расчет концентраций и потоков на подстилающую поверхность, с учетом сухого осаждение. Даны также соотношения для вычисления концентраций на разных уровнях и учета источников, заданных потоком с поверхности. В большинстве случаев оказываются также учтенными, присутствующие в исходной модели, эффекты гравитационного оседания примеси, вымывания осадками, убыли за счет радиоактивного распада и линейных химических трансформаций. Рассматриваются также вычислительные аспекты. В частности, показано, что корректные вычисления часто позволяют избежать достаточно больших погрешностей.

Ключевые слова: интегральные уравнения, атмосферная диффузия, сухое осаждение, осреднение, модель.

Рис. 3. Библ. 23.

УДК 504.3.054

Загрязнение атмосферного воздуха теплоснабжающими предприятиями города Нальчика. Созаева Л. Т., Шунгаров И. Х., Хегай А. Г. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 190—198.

Представлены результаты расчетов выбросов загрязняющих веществ в атмосфере от теплоснабжающих предприятий г. Нальчика. На основании расчета рассеивания загрязняющих веществ в атмосфере по программе «Эколог 4.5» показано, что превышения предельно допустимых концентрации оксидов азота и оксида углерода на ближайших от котельных жилых зонах не наблюдается.

Ключевые слова: загрязнение атмосферного воздуха, приземные концентрации, оксиды азота, оксид углерод, предельно допустимая концентрация.

Табл. 2. Библ. 6.

УДК 504.3.054

Анализ режима оттепелей в Саранске за период с 1960 по 2016 гг. Лыскова С. А., Ефимова Ю. В., Восканян К. Л. Труды ГГО. 2018. Вып. 590. С. 199—208.

Исследуется режим оттепелей в г. Саранске. В качестве границ зимнего сезона приняты даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0 ˚С. Проанализированы повторяемость, продолжительность, температурный режим оттепелей. Выделены характерные циркуляционные условия их формирования. Особое внимание уделено анализу возвратов тепла, оказывающих негативное влияние на садовые культуры.

Ключевые слова: оттепели, повторяемость, продолжительность, температурный режим, синоптические процессы, циркуляционные условия.

Табл. 4. Ил. 2. Библ. 7.

The Numerical Simulation of the Evolutionof Thunderstorm with Hail, it's Electric Structure and Triggered Dangerous Phenomena in the North-West Russia. Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Sinkevich A. A., Mikhailovsky Yu. P., Popov V. B. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 7—26.

The results of numerical simulation of thunderstorm with hail and triggered dangerous phenomena for atmospheric situation in Saint-Petersburg on Jul 22 2017 are presented in the article. Small dimensional model was used.

Spatial and temporal dynamics of the basic characteristics of the cloud and precipitation were investigated. Two cases were compared: without and with taking into account heterogeneous freezing of cloud droplets. It is shown that for the second case precipitation formation (including hail formation) occurs more intensively. Dynamics of cloud electric structure at different life stages was simulated.

The impact of electric processes on precipitation formation and dangerous phenomena (shower, hail) was investigated. It is shown, that the impact of electric forces on coalescence contributes to decrease of both: precipitation intensity and amount of precipitation.

Keywords: cloud, precipitation, hail, electric charge, electric field.

Tab. 2. Fig. 8. Ref. 12.

Experimental and theoretical studies of the effect of aerosol particles of the submicronic range on the electricity of the ground layer. Morozov V. N., Paley A. A., Pisanko Yu. V., Sokolenko L. G., Zaynetdinov B. G. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 27—47.

The paper discusses experimental data obtained at the Voeikovo test site for studying the dependence of the electrical parameters of the surface layer of the atmosphere on the concentration of aerosol particles. A theoretical interpretation of the results is given. The influence of the global distribution of aerosol particles on the potential of the ionosphere was studied. The problem of the effect of coagulation processes on the formation of aerosol particles of a water aerosol in the range (3–200 nm) is considered.

Keywords: aerosol particles, electrical conductivity, electric field strength, ionosphere potential, coagulation of aerosol particles.

Fig. 5. Tab. 2. Ref. 12.

Results research parameters electromagnetic radiation of lightning in the near zone. Snegurov A. V., Snegurov V. S. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 48—102.

The review of theoretical and experimental researches parameters electromagnetic radiation of lightning at distance up to 100 km, carried out in the Voyeykov main geophysical observatory.

Keywords: lightning discharges, amplitude spectrum, phase characteristics, polarization.

Tab. 5. Fig. 14. Ref. 89.

Adaptation of construction sector to climate change based on the analysis of weather and climate risks (the case of Pskov, Smolensk and Bryansk Regions). Akentyeva E. M., Klueva M. V. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 103—117.

The paper presents the evaluation findings of direct weather and climate risks for construction sector in the territory of Pskov, Smolensk and Bryansk Regions. Assessment of climate change impact on tailored climate indexes values for building construction is considered. The article states that highest risk for construction sector arises from variation in ice and wind loads on buildings and constructions, loads on water disposal system, as well as life of the buildings reduction.

This article reviews initial adaptation actions for construction sector that can reduce the risk within the conditions of climate change.

Keywords: weather and climate risks, climate change, adaptation actions.

Tab. 2. Ref. 17.

Zoo Climatic conditions of the southern half of Kazakhstan under climate change. Baisholanov S. S. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 118—129.

The zoo climatic conditions of the southern half of Kazakhstan are estimated, their spatial distribution is analyzed. Maps of the amount of non-grazing days in winter, the date of spring sheep shearing and the duration of the stable hot period for sheep grazing were built. In the southern half of Kazakhstan, the average amount of non-grazing days in winter is 2—20 days. Spring sheep shearing on average begins in the period from April 20 to May 20. The duration of the stable hot period for sheep grazing is 60—120 days for fine-wool sheep, 20—80 days for hair sheep. Date of the beginning of movement of the fine-wool sheep to summer pastures comes from May 15 to June 15. Date of the beginning of movement of the hair sheep come on 20-30 days later. In the conditions of climate change until 2050 changes in bioclimatic indicators are forecast.

The amount of non-grazing days in winter by 2050 will decrease by 2—6 days. In spring sheep shearing will come on 3—5 days earlier. The duration of the stable hot period for fine-wool sheep will increase by 14—18 days, for hair sheep by 5—11 days. Date of the beginning of movement of sheep to summer pastures will come on 4—6 days earlier.

Key words: zoo climatic conditions, amount of non-grazing days, duration of the stable hot period, spring sheep shearing, climate change, fine-wool sheep, hair sheep.

Tab. 2. Fig. 3. Ref. 10.

Methodology of assessment and prediction of climate parameters in the conditions of non-stationary climate. Kobysheva N. V. Galyuk L. P., Fasolko D. V. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 130—143.

The estimating technique of the probability quantiles and the return period of extreme meteorological variables in the conditions of non-stationary climate are considered. Along with the traditional approach to solving of statistical problems by means of regression equation, the authors offer based on the thesis of S. S. Kutateladze about Pareto optimality − the multiple (up to 5-6 times) transformation of original series – is used. These time series are formed as the regression of absolute deviations of meteorological values from the arithmetical mean or median. As a result, the probability of extreme values and their return periods are determined with a given accuracy, taking into account heteroscedasticity and trends.

Keywords: climate instability, trend, heteroscedasticity, statistical quintiles, recursive residual

Tab.3. Fig. 4. Ref. 16.

The state of the protective ozone layer over the Russian Federation territory (more than 40 years of regular observations). Shalamyanski A. M., Romashkina K. I., Pavlova K. G., Solomatnikova A. A., Talash S. S. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 144—159.

This paper presents the becoming of Roshydromet ozone network and shows how it was able to achieve high quality total ozone measurements based on a simple optical instrument and become an integral part of the WMO GAW ozone network. It is shown how the method of total ozone measurements was developed, mainly used the measurements of the clear and cloudy sky zenith. This method allowed monitoring of the ozone layer state over the Russian Federation territory throughout 42 years, including the polar and subpolar area. Based on the long-term series of measurements were obtained climatic total ozone rates for 5 regions of Russia, and identified trends and trend changes in the thickness of the protective ozone layer over the vast territory of the Russian Federation.

Keywords: total ozone, atmospheric ozone, ozone layer, ozone network, climate rates.

Tab. 3. Fig. 2. Ref. 12.

Estimation of the success of the prediction of wind storm in Arkhangelsk by the A. I. Snitkovsky method. Abramova I. F., Novikova N. A., Drobzheva Ya.V. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 160—170.

The results of the analysis of wind forecasts in Arkhangelsk obtained on the basis of the Snitkovsky method are presented. The results of the calculation of the criteria for the success of wind speed forecasting for the period from July 2017 to March 2018 for the city of Arkhangelsk showed that the Snitkovsky method is not effective for predicting storm values of wind speed.

Keywords: wind, method, forecast, success.

Tab. 3. Fig. 2. Ref. 9.

Calculation of air pollution using boundary integral equations. A. D. Ziv. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 171—189.

The paper discusses the use of integral equations to expand the capabilities of the standard source-receptor model for calculating the concentrations averaged over a long period. Derived in the standard way for the classical boundary-value problem for the one-dimensional equation of atmospheric diffusion, they are assumed applicable to the indicated model. As a result, it is possible to use the model to calculate concentrations and surface fluxes taking into account the dry deposition. One obtain in addition the relations, which gives the way to calculate concentration at different levels and take into account the sources of the surface flux type. Note that almost all obtained integral equations are valid for the initial model with all its features as gravitational settling, removal by precipitation and line chemistry or radioactive decay. The computational aspects are also considered. It is shown in particular that accurate calculations often make it possible to avoid large enough errors.

Keywords: weather and climate risks, climate change, adaptation actions.

Fig. 3. Ref. 23.

The pollution of atmosphere air by heating enterprises of Nalchik town. Sozaeva L. T., Shungarov I. H., Hergay A. G. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 190—198.

In the given article the pollutants emission calculations results in the atmosphere from heating enterprises of Nalchik are presented. On the basis of the calculation of the dispersion of pollutants in the atmosphere using the «Ecolog 4.5» program, it was shown that there excess of the maximum permissible concentrations of nitrogen oxides and carbonic oxide in residential areas that are closest to the boiler houses are not.

Keywords: atmospheric air pollution, ground level concentration, nitrogen oxides, carbonic oxide, maximum permissible concentration

Tab. 2. Ref. 6.

Analysis of thaw regimes in Saransk (Russia) from 1960 to 2016. Lyskova S. A., Efimova Yu. V., Voskanyan K. L. Proceedings of MGO. 2018. V. 590. P. 199—208..

In the given article the pollutants emission calculations results in the atmosphere from heating enterprises of Nalchik are presented. On the basis of the calculation of the dispersion of pollutants in the atmosphere using the «Ecolog 4.5» program, it was shown that there excess of the maximum permissible concentrations of nitrogen oxides and carbonic oxide in residential areas that are closest to the boiler houses are not.

Keywords: thaws, periodicity, duration, temperature regime, synoptic processes, circulation conditions.

Fig. 2. Tab. 4. Ref. 7.

Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 590

Подписано в печать 05.12.18. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печ. л. 14. Тираж 300 экз. Заказ №6555.
Изготовлено в ООО «Д'АРТ». 195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, д. 28Ц, оф. 1Н.