

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

603

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

Санкт-Петербург
2021

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>

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, канд. физ.-мат. наук А. А. Киселев,
д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко, 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 прикладной геофизики и их практическим использованием.

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 по специальностям: 25.00.29 – геофизика, 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология, соответствующих специальностей.

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. S. K. Gulev,
Dr. A. A. Kiselev, Dr. V. P. Meleshko,
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»,
2021

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. Д. Зив.</i> Оценки статистик распределений концентраций: нормативные расчеты и метод Монте-Карло.	6
<i>Г. Б. Пигольцина, Д. В. Фасолько.</i> Микроклиматическое районирование территории Санкт-Петербурга для целей оптимизации управления водными ресурсами.	29
<i>Е. П. Самойлова, В. А. Задворных.</i> Применение ГИС-технологий для прикладного климатического районирования (на примере Дальневосточного Федерального округа).	37
<i>Е. В. Горбаренко, А. Н. Рублев, Н. А. Бунина.</i> Моделирование естественной освещенности в условиях безоблачной атмосферы.	49
<i>И. Л. Калюжный.</i> Формирование снежного покрова на мелкозалежном болоте долинного залегания.	66
<i>А. В. Снегуров, В. С. Снегуров.</i> К экспериментальной оценке токов молний.	79
<i>С. Ю. Михайлушкин, С. А. Глибчук, И. С. Заморин, А. Д. Кузнецов, А. С. Солонин.</i> Мезомасштабные особенности распределения радиолокационных характеристик кучево-дождевых облаков и их связь с приземными метеорологическими параметрами.	130
<i>М. В. Жарашуев.</i> Сопоставление статистических данных грозовой и градовой активности на территории Северного Кавказа.	145
<i>Из публикаций прошлых лет</i>	155
<i>Ю. Н. Андреев.</i> К вопросу о физико-метеорологических условиях образования гололеда.	158

Л. Е. Анапольская. Основные принципы климатического районирования для строительства. 172

Юбилеи

Камиль Шейхович Хайруллин (к 85-летию со дня рождения). 185

CONTENTS

<i>Ziv A. D.</i> Estimates of concentration distribution statistics: standard calculations vs the Monte Carlo simulation.	6
<i>Pigoltsina G.B., Fasolko D.V.</i> Microclimatic zoning of St. Petersburg area for the purpose of optimizing water resources management.	29
<i>Samoylova E. P., Zadvornyykh V. A.</i> Application of GIS technologies for applied climatic zoning (on the example of the Far Eastern federal district.	37
<i>Gorbarenko E. V., Rublev A. N., Bunina N. A.</i> Modeling natural illumination in a cloudless atmosphere.	49
<i>Kalyuzhny I. L.</i> Formation of snow cover in a shallow lowland swamp.	66
<i>Snegurov A. V., Snegurov V. S.</i> To the experimental evaluation of lightning currents.	79
<i>Mikhaylushkin S. Y., Glibchuk S. A., Zamorin I. S., Kuznetsov A. D., Solonin A. S.</i> Mesoscale features of the distribution of radar characteristics of cumulonimbus clouds and their relationship with surface meteorological values.	130
<i>Zharashuev M. V.</i> Comparison of statistical data on thunderstorm and hail activity in the North Caucasus.	145
<i>From publications of previous years</i>	155
<i>Yu. N. Andreev.</i> To the question of the physical and meteorological conditions for the formation of ice.	158
<i>L. E. Anapolskaya.</i> Basic principles of climatic zoning for construction.	172
<i>Anniversaries</i>	
<i>Kamil Shekhovich Khairullin</i> (to the 85th birthday).	185

УДК 551.510.42

ОЦЕНКИ СТАТИСТИК РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ: НОРМАТИВНЫЕ РАСЧЕТЫ И МЕТОД МОНТЕ-КАРЛО

А. Д. Зив

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva str., 7

Санкт-Петербургский государственный электротехнический
университет «ЛЭТИ» им. В. И. Ульянова (Ленина)
197376 Санкт-Петербург, ул. Профессора Попова, 5

Saint Petersburg Electrotechnical University "LETI"
197376 St. Petersburg, Prof. Popova str., 5
E-mail: sasha-ziv@mail.ru

Поступила в редакцию 18.11.2021
Поступила после доработки. 20.12.2021

Введение

Существующая система нормативных расчетов загрязнения атмосферного воздуха в Российской Федерации основывается на двух моделях (методиках) расчета максимальных разовых концентраций (20–30-минутное осреднение) и концентраций, осредненных за длительный период. Последние версии моделей с 2018 года регламентируются выпущенным летом 2017 года новым нормативным документом «Методы расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе» (2017), далее именуемым МРР. Соответствующие расчеты позволяют анализировать состояние атмосферного воздуха относительно трех стандартов, соответствующих концентрациям максимальным разовым, осредненным за длительный период и среднесуточным.

В методиках в качестве основной принята модель типа источник – точка, широко используемая в регуляторных (инженерных) моделях. Особенностью применяемых в Российской Федерации методик расчета является разработанный еще в Советском Союзе подход, направленный на непосредственную оценку требуемых статистик распределения концентраций. В отличие от широко распространенных моделей, используемых в западных странах (Apsley et al., 2001; U.S. EPA, 2004), в которых заключения о состоянии загрязнения воздуха получаются в результате расчетов для конкретных метеорологических параметров, обе упомянутые выше модели непосредственно в процессе вычисления такую информацию не используют. Взамен этого в модели максимальных разовых концентраций, будем для краткости называть ее в дальнейшем моделью MAX, отыскивается максимум по скоростям u и направлениям ветра φ из климатически обусловленного диапазона скоростей ветра и всего диапазона направлений. В модели есть еще один климатологический параметр, который никак не отражается на процедуре расчета. В модели средних концентраций MEAN (Genikhovich et al., 2000) концентрация вычисляется как математическое ожидание определенной функции, зависящей от технических параметров источников и от двух переменных, одна из которых это та же скорость ветра u , другая — характеристика устойчивости атмосферы λ (Генихович и др., 1998). Плотности распределения u и λ заранее определяются по рядам метеорологических данных. Обе модели естественным образом распространяются на любое число N источников. Таким образом, соответствующие концентрации для любой расчетной точки x могут быть записаны, как

$$C_{\max}(x, N) = \max_{u, \varphi} \sum_{n=1}^N f_{\max}(n, u, \varphi), \quad (1)$$

$$C_{\text{mean}}(x, N) = \sum_{n=1}^N p_{\varphi}(\varphi_n) \iint_{u, \lambda} f_{\text{mean}}(n, u, \lambda) p_u(u) p_{\lambda}(\lambda) du d\lambda, \quad (2)$$

где f_{max} и f_{mean} — функции источника (с учетом его технических параметров); φ в (1) — направление ветра, независимое от относительного расположения источника и расчетной точки; φ_n в (2) — направление ветра от источника к расчетной точке; p_φ , p_u , p_λ — плотности распределения направления, скорости ветра и параметра λ .

Поскольку концентрация в точке есть случайная величина, можно говорить о ее распределении и о том, что же предсказывает каждая из моделей. В среде пользователей распространено мнение, что модель МАХ предсказывает 98-ю квантиль (C_{98}), а MEAN — среднее значение. В МРР отсутствует прямое указание на 98-ю квантиль, она упоминается в работе (Генихович и др., 1999), где говорится, что такой вывод сделан на основе многочисленных экспериментов. При этом погрешность предсказания этой квантили примерно 25 %, что для расчетов загрязнения воздуха считается очень хорошим результатом. В утвержденной методике проведения сводных расчетов загрязнения воздуха (Правила проведения сводных расчетов..., 2019) их результаты рекомендуется сопоставлять именно с 98-й квантилью, полученной по данным измерений. Еще одна статистика, 95-я квантиль (C_{95}), используется для оценки фоновых концентраций (Берлянд и др., 1984; Методические указания..., 2019). В условиях доступности (непосредственного расчета) лишь 98-й квантили до недавнего времени вопрос решался с привлечением предположения о логнормальном распределении концентрации и пересчетом по формуле $C_\Phi = C_{95} = 0,4 C_{98}$. Эта формула по-прежнему рекомендована к использованию в Методах расчетов рассеивания... (2017), однако добавлено Приложение 4 (далее — П4МРР), в котором предлагается осуществлять расчет C_{95} на основе выражения для квантилей логнормального распределения:

$$C_{95} = E \cdot R(V, z_{95}), V = \sigma / E, R(V, z) = \frac{\exp\left(z \sqrt{2 \ln(V^2 + 1)}\right)}{\sqrt{V^2 + 1}}, \quad (3)$$

где z_{95} — значение 95-й квантили стандартного нормального распределения, E и σ^2 — среднее и дисперсия концентрации в точке.

Ключевым параметром, который требуется дополнительно определить для использования формулы (3), является дисперсия распределения концентрации в расчетной точке (среднее значение находится с помощью модели MEAN). Это не представляет большой проблемы для одного источника: дополнительно к среднему C_{mean} (формула 2) нужно вычислить среднее от квадрата f_{mean} , что при наличии нескольких источников затруднительно. Для дисперсии N случайных величин имеет место известное равенство (4), при этом необходимо найти попарные ковариации, соответствующие разным источникам:

$$\sigma^2 = \sum_n \sum_k \overline{c_n c_k} - E^2 = \sum_n \overline{\sigma_n^2} + 2 \sum_{n>k} \overline{c_n c_k} - E^2, \quad E = \sum_{n=1}^N E_n. \quad (4)$$

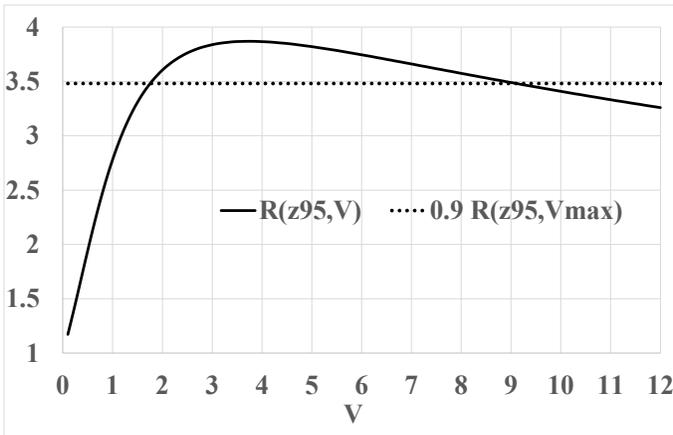


Рис. 1. Изменение значений функции $R(V, z_{95})$ (3) в зависимости от скорости ветра

Таким образом, число операций пропорционально квадрату количества источников. Подробнее это будет обсуждаться в разделе 3. Эти трудности в некоторой степени можно обойти, заметив, что функция $R(V, z)$ в выражении (3) имеет максимум по V :

$$\max_V R(V, z) = e^{z^2}, e^{z_{95}^2} = 3.87, V_{\max} = 3.74, \quad (5)$$

что позволяет оценить C_{95} сверху, причем относительная погрешность этой оценки в достаточно широком диапазоне значений коэффициента вариации $1,78 \leq V \leq 9,1$ не превосходит 10 % (рис. 1).

С целью вычисления дисперсии (4) в МРР вводится модель расчета концентраций, соответствующих конкретным значениям параметров φ , u , λ , на основе которой, собственно, и получена формула (2):

$$f_{act}(n, \varphi, u, \lambda) = \frac{\exp\left(\frac{(\varphi - \varphi_n)^2}{2\sigma(\lambda)^2}\right)}{\sqrt{2\pi\sigma(\lambda)}} f_{mean}(n, u, \lambda) r_n, \sigma(\lambda) = 0.53\sqrt{\lambda}, \quad (6)$$

где в дополнение к предыдущим обозначениям $\sigma^2(\lambda)$ — дисперсия поперечного распределения концентрации в факеле на расстоянии r_n .

Модель (6) при известных распределениях параметров φ , u , λ позволяет использовать для моделирования распределения концентрации метод Монте-Карло (далее — ММК) и получать таким образом оценки статистик. Это отчасти переход к получению статистик на основе серии расчетов для конкретных параметров метеорологических величин, о котором упоминалось в самом начале введения. В то же время метод Монте-Карло в данном случае сохраняет общий подход к «нормативному» моделированию, базирующийся на тех же исходных климатологических данных.

Соотношение величин статистик, полученных на основе методов, изложенных в МРР и полученных методом Монте-Карло, будет, в основном, рассматриваться для специального примера. Это составит содержание раздела 1.

В разделе 2 рассматривается пример использования метода Монте-Карло для расчета концентраций при переменных выбросах, когда применение стандартных методов вызывает определенные трудности.

Вычислительные аспекты обсуждаются в разделе 3.

1. Специальный пример.

Вычисление статистик разными методами

В дальнейшем используется следующий модельный пример. В вершинах правильного N -угольника на расстоянии x от его центра располагаются N одинаковых точечных источников высотой 20 м с техническими характеристиками, соответствующими источнику без начального подъема. Концентрация и все ее статистики вычисляются в центре многоугольника. Для такого примера можно достаточно просто определить все обычные концентрации, максимальные разовые и средние, а также вычислить соответствующие дисперсии и коэффициент вариации. Расстояние x варьировалось от 500 до 10000 м с шагом 500 м.

Для удобства и краткости дальнейшего будем использовать следующие обозначения:

V — коэффициент вариации;

C_{\max} — максимальная разовая концентрация, формула (1);

C_{mean} — средняя концентрация, формула (2);

$C_{95\Pi4}$ — фоновая концентрация, 95-я квантиль, полученная в соответствии с П4 МРР, формула (3);

$C_{98\text{ММК}}$ — 98-я квантиль, вычисленная с помощью метода Монте-Карло;

$C_{98\text{Ln}}$ — 98-я квантиль, вычисленная в предположении логнормального распределения;

$C_{95\text{ММК}}$ — 95-я квантиль, вычисленная с помощью метода Монте-Карло.

При моделировании распределений методом Монте-Карло использовался его простейший вариант, состоящий в генерировании K равномерно распределенных на $[0, 1]$ троек случайных чисел α, β, γ и вычислении затем значений функции (6), как

$f_{act}(n, \Phi^{-1}(\gamma), U^{-1}(\alpha), \Lambda^{-1}(\beta))$, где Φ , U , Λ , — функции распределения φ , u , λ .

В таблице 1, в которой частично используются результаты, опубликованные ранее в статье (Зив, 2021), представлены статистические характеристики концентраций для разного количества источников и разных значений x радиуса многоугольника.

Коэффициенты вариации (раздел 1) растут с расстоянием и для 4-х источников существенно больше, чем для 16-ти. В таблице приведены значения коэффициентов вариации, полученные в соответствии с П4 МРР, для метода Монте-Карло они отличаются в пределах 2 %. При этом средние значения отличаются еще меньше. В дальнейшем эти значения коэффициентов вариации использовались для расчета квантилей в предположении логнормального распределения.

Из таблицы следует (разделы 2–4), что в случае 16-ти источников значения максимальных разовых концентраций на значительных расстояниях практически равны значениям средних концентраций, для 4-х источников это не имеет места, хотя отношение C_{MAX}/C_{MEAN} также существенно уменьшается с расстоянием. Заметим, что из выражения (1) для максимальной разовой концентрации следует, что увеличение числа источников может мало сказываться на ее значении, если источники не концентрируются вдоль одной линии, а разнесены по углу. Это подтверждается значениями отношения C_{MAX} для 4-х и 16-ти источников. Для 98-х квантилей ММК это отношение на больших расстояниях оказывается больше примерно в 2 раза. Отношение средних концентраций, очевидно, равно 4 на всех расстояниях.

В разделах 6 и 7 таблицы приводятся отношения 98-х и 95-х квантилей, вычисленных непосредственно по методу Монте-Карло и в предположении логнормального распределения по известному среднему и коэффициенту вариации (3). Полученные результаты не позволяют утверждать, что логнормальный закон всегда хорошо соответствует распределению концентрации.

Таблица 1

Статистические характеристики концентраций, полученные разными способами

Раздел табл.	Статистические характеристики и/или их отношения	N	Радиус многоугольника x, км										
			0,5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	V	4	2,24	2,30	2,53	2,72	2,86	2,99	3,11	3,22	3,32	3,43	3,53
2	C_{MAX}/C_{Mean}	16	0,79	0,81	0,96	1,08	1,17	1,24	1,31	1,38	1,44	1,50	1,56
3	C_{MAX}/C_{98MMK}	4	9,40	5,11	4,10	3,40	2,89	2,61	2,60	2,73	2,81	2,80	2,63
4	$C_{MAX,16}/C_{MAX,4}$	16	3,86	1,59	1,10	1,06	1,09	1,14	1,20	1,15	1,02	0,92	0,84
5	$C_{98MMK,16}/C_{98MMK,4}$	4	1,11	0,57	0,41	0,33	0,27	0,24	0,23	0,23	0,24	0,23	0,22
6	C_{98MMK}/C_{98Ln}	16	1,28	0,49	0,26	0,22	0,22	0,21	0,21	0,20	0,17	0,15	0,13
7	C_{95MMK}/C_{95Ln}	—	1,62	1,21	1,06	1,24	1,50	1,75	1,80	1,67	1,46	1,33	1,24
		—	1,41	1,41	1,65	1,85	1,87	1,95	1,93	1,94	2,07	2,12	2,11
		4	1,33	1,40	1,48	1,50	1,53	1,55	1,59	1,64	1,62	1,62	1,63
		16	1,21	1,31	1,51	1,65	1,68	1,74	1,79	1,80	1,88	1,87	1,94
		4	1,69	1,62	1,53	1,49	1,49	1,45	1,39	1,35	1,38	1,34	1,30
		16	1,00	1,07	1,14	1,18	1,20	1,21	1,24	1,25	1,27	1,25	1,28

Он, однако, применяется в практике оценок 98-й и 95-й квантили при обработке результатов наблюдений (РД 52.04.186-89, 1991), поскольку позволяет отфильтровать случайные большие значения (Берлянд и др., 1984).

Выше уже говорилось о необходимости оценок фоновое загрязнение воздуха в практике нормативных расчетов. При этом в отсутствии данных измерений фоновые концентрации рассчитываются

С учетом вышесказанного возможны пять вариантов оценки фоновое загрязнение:

(1в) — $C_{\phi} = 0,4 \cdot C_{\text{MAX}}$;

(2в) — Приложение 4 МРР, $C_{\phi, \text{П4МРР}}$;

(3в) — оценка сверху с учетом (5), $C_{\phi, +} = 3,87 \cdot C_{\text{MEAN}}$;

(4в) — оценка 95-й квантили методом Монте-Карло, $C_{95\text{ММК}}$;

(5в) — очевидный вариант первой оценки, $C_{\phi, \text{ММК}} = 0,4 \cdot C_{98\text{ММК}}$.

Приняв 2-й вариант за базовый, приведем отношения к нему значений, полученных другими способами. Результаты представлены на рисунке 2а для $N = 4$ и 2б для $N = 16$. Заметим при этом, что фон, о котором здесь идет речь, используется затем при расчете максимальных разовых концентраций, а фон для средних концентраций — это средняя концентрация, обусловленная выбросами фоновых источников.

Из рисунков следует, что традиционное (1в) выражение фоновой концентрации дает значения, сравнимые с базовым вариантом (2в) лишь на близких расстояниях, далее они оказываются существенно меньше. Предположение о логнормальности распределения концентраций более оправдано для большого числа источников, что следует из двух графиков для отношения $C_{95\text{ММК}}$ к $C_{\phi, \text{П4МРР}}$. Различие может объясняться только выполнением или нарушением этого предположения. Остальные величины совпадают. Отметим также, что мажорантная оценка фона (3в) довольно точна в случае 4-х источников, поскольку, как следует из раздела 1 таблицы 1, коэффициент вариации изменяется от 2,2 до 3,5, что близко аргументу максимального значения функции $R(V, z_{95})$ в (5). Для 16-ти источников коэффициент вариации ниже, и оценка (3в) существенно хуже,

особенно на близких расстояниях. Это же относится к варианту (5в), что является следствием соотношений, представленных в таблице. 1.

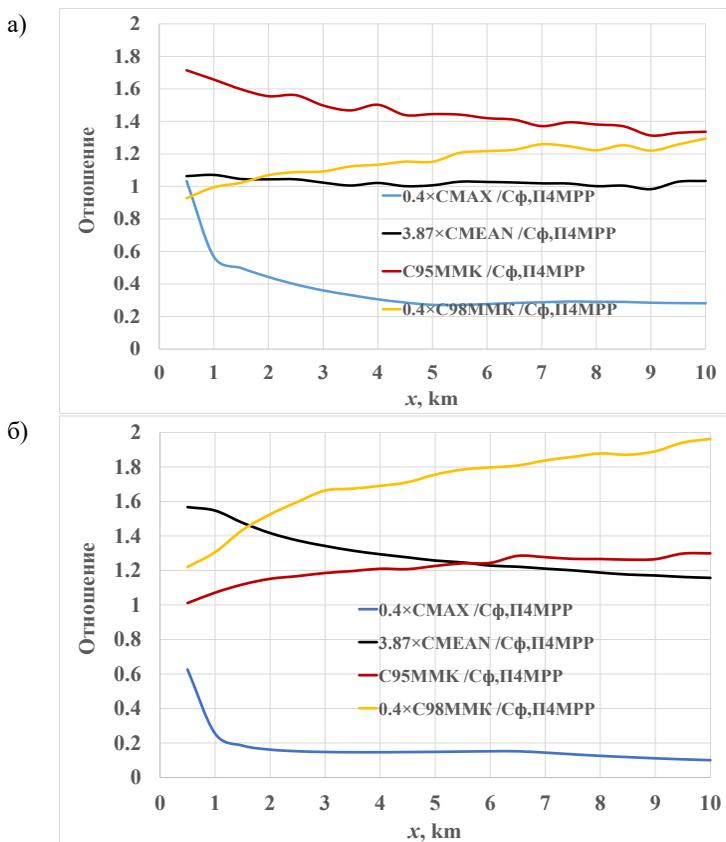


Рис. 2. Отношения фоновых концентраций, вычисленных разными способами (см. текст), к базовому варианту Приложения 4 МРР: а — для 4-х источников; б — для 16-ти источников

Все приведенные в данном пункте результаты относятся к случаю стационарных выбросов, когда и средние, и максимальные концентрации определяются при одних и тех же эмиссиях. В ситуации

обычных нормативных расчетов выбросы источников, как правило, не постоянные, и в инвентаризации даются значения максимальных выбросов в г/с для C_{MAX} модели и валовых выбросов в т/год для C_{MEAN} . Валовые выбросы, пересчитанные в г/с, как правило, много меньше максимальных, и соотношения оценок фоновых концентраций могут отличаться. Когда идет речь об оценке фона (1в), выбросы предполагаются максимальными, что естественно, поскольку фон используется для вычисления максимальных концентраций.

В П4 МРР нет прямого указания на то, какие выбросы используются, однако в основу положена модель средних концентраций, что, по-видимому, предполагает использование средних эмиссий. Это согласуется с методологией верификации сводных расчетов (Правила проведения сводных расчетов..., 2019), в которой используется формула (3) для среднего и коэффициента вариации, определенных по данным измерений. Однако в оценках дисперсии концентрации в П 4 МРР учитывается только совместная плотность распределения метеорологических параметров, хотя при переменных выбросах плотность их распределения, наверное, также должна приниматься во внимание.

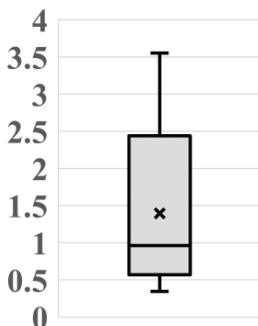


Рис. 3. Статистические параметры отношений оценок фона, вычисленных двумя способами (выбросы автотранспорта Санкт-Петербурга, Зив и др., 2020)

В следующем разделе вопрос учета нестационарности выбросов рассматривается более подробно, но приведем здесь пример расчета фоновых концентраций диоксида азота на основе только моделей MAX и MEAN для инвентаризации автотранспорта Санкт-Петербурга. Исходные данные те же, что использовались в работе (Зив и др., 2020). Использовалась равномерная сетка с числом узлов более 19000. Для каждого узла сетки были вычислены фоновые концентрации диоксида азота с помощью формулы $C_{\phi} = 0,4 \cdot C_{\max}$ и с помощью формулы (3), в которой было положено $V = 0,75$, что соответствует среднему значению коэффициента вариации по 9-ти постам контроля загрязнения воздуха в Санкт-Петербурге, полученному в (Зив и др., 2020). При этом разброс значений V по постам был довольно мал — от 0,56 до 0,87. С учетом значения $R(0,75, z_{95}) = 2,4$ в (3), отношение первой оценки фона ко второй есть $0,17 \cdot C_{\max}/C_{\text{MEAN}}$. Примерно для половины узлов сетки оценка фона по П4 MPP с заданным извне коэффициентом вариации оказывается больше, чем простая оценка (1в), что подтверждается рисунком 3.

2. Нестационарные выбросы

В данных реальной инвентаризации распределение выбросов часто неизвестно, и соотношение максимальных и средних выбросов может изменяться в очень больших пределах. В работе Зив (2012) была сделана попытка моделирования максимальных разовых концентраций при случайном распределении выбросов «Да — Нет», полученном из соотношения средних и максимальных выбросов, однако такая ситуация не является стандартной. Распределение выбросов часто можно считать независимым от распределения метеопараметров, поэтому 98-й процентиль может быть меньше, чем полученный в комбинации «наибольший выброс — наихудшие метеоусловия». В работе Balter, Faminskaya (2017) разработана методология учета нестационарности эмиссий на основе метода Монте-Карло с использованием модели EPA AERMOD и серии реальных метеорологических измерений. Здесь мы используем метод Монте-Карло для модели (6) и сгенерированной серии метеопараметров

на основе известных плотностей вероятностей. В случае одного источника или расчетной точки достаточно далеко от группы источников (когда эту группу можно считать одним источником), имеет место аналитическое выражение для функции распределения концентрации $\Phi(x)$ при выбросах, принимающих несколько значений m_1, m_2, \dots, m_K с вероятностями p_1, p_2, \dots, p_K при известной функции распределения $F(x)$ для постоянного выброса M :

$$\Phi(x) = \sum_{k=1}^K p_k F(x / m_k). \quad (7)$$

Если при некотором k $m_k = 0$, полагаем $F(x / m_k) = 1$. При нормировке m_k на среднее значение M , средние F и Φ совпадают, и имеет место простое соотношение для коэффициентов вариации для переменных и постоянных выбросов:

$$V_{\text{var}}^2 = (1 + V^2) \sum_{k=1}^K p_k m_k^2 - 1. \quad (8)$$

Таким образом, вычисленная заранее функция распределения для постоянного выброса позволяет с экономией времени получить квантили для функции Φ при заданном распределении мощностей выбросов. Это может использоваться, например, в случае разных режимов работы однотипных источников. В ситуации нескольких источников формула (7), вообще говоря, неприменима, однако она может использоваться, если имеет место «синхронная нестационарность», как, например, в случае выбросов автотранспорта, зависящем от времени суток. В качестве обоснования синхронизации выбросов можно сослаться на методику расчета выбросов автотранспорта (ГОСТ Р 56162-2019), в которой все автомагистрали для получения среднего выброса делятся на три класса в зависимости от суточного хода интенсивности движения и состава транспортных потоков. Используем тот же модельный пример для числовых данных изменчивости выбросов (24 значения по часам суток) на одной из улиц

Санкт-Петербурга из (Ziv et al., 2002). Выбросы были нормированы на среднее, в результате чего максимальная эмиссия оказалась равной 1,82, а минимальная — 0,082. В методе Монте-Карло все 24 значения считались равновероятными, и в процессе счета на каждом шаге случайным образом выбиралось одно из них, которое умножалось затем на средний выброс одновременно для всех источников. Сравним получаемые статистические характеристики для переменных и постоянных выбросов для 16- и 20-метровых источников.

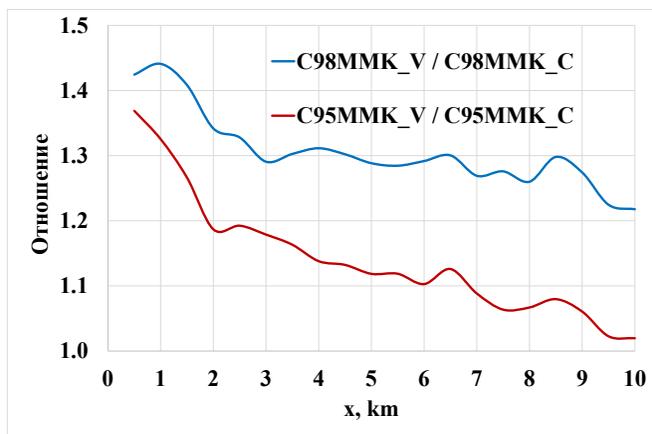


Рис. 4. Отношения 98-го и 95-го перцентилей для переменных и постоянных выбросов, метод Монте-Карло, 16 источников высотой 20 м

На рисунке 4 показаны отношения 98-го ($C_{98MMK_V} / C_{98MMK_C}$) и 95-го ($C_{95MMK_V} / C_{95MMK_C}$) перцентилей для переменных и постоянных, равных среднему, выбросов, вычисленных с помощью метода Монте-Карло. Исходные данные для этого рисунка были получены непосредственным ММК-моделированием, однако применение формулы (7) дает результаты, отличающиеся не более чем на 3 %. Отношения убывают не монотонно, и для 95-го процентиля это убывание больше. С учетом неизбежной погрешности, по-видимому, можно сделать вывод, что для 98-го процентиля основное убывание отношения приходится на относительно близкие расстояния. Если

бы использовались только максимальные выбросы, отношение было бы постоянным, равным 1,82. Методология П4МРР может также использоваться на основе формулы (7), когда распределение при постоянных выбросах предполагается логнормальным. Проведенные расчеты показали небольшое отличие от прямого моделирования методом Монте-Карло, что и можно было ожидать, исходя из результатов, приведенных в последней строке таблицы 1.

В предположении логнормального распределения эмиссий функция распределения F для Φ получается аналитически, поскольку произведение независимых логнормально распределенных величин является логнормальным. Несмотря на то, что распределение выбросов автотранспорта далеко от логнормального, результаты для переменных выбросов, полученные непосредственным ММК-моделированием, были сопоставлены с полученными в предположении логнормального распределения концентраций, как для постоянных выбросов, так и для переменных. Квантили вычислялись при этом с использованием формул (8) и (3). Оказалось, что для той же конфигурации источников и тех же расстояний погрешность находится в пределах 6 %.

Отметим также, что формула (8) позволяет пересчитать коэффициент вариации для переменных выбросов, в результате чего, например, могут быть пересчитаны значения фоновых концентраций. Воспользуемся этим приемом для того же примера автотранспорта Санкт-Петербурга, приведенного в предыдущем разделе. В данном случае с учетом среднего значения коэффициента вариации $V = 0,75$, в (8) $V_{var} = 1,31$ и, соответственно, в (3) $R(V_{var}, z_{95}) = 3,14$. Как итог, соотношение фоновых значений (1в) и (2в) оказывается равным $0,13 \cdot C_{MAX}/C_{MEAN}$ вместо $0,17 \cdot C_{MAX}/C_{MEAN}$, и уже более, чем в 70 % случаев оценка (2в) оказывается больше, чем (1в).

Приведенные результаты показывают, что метод Монте-Карло позволяет уточнить результаты для переменных выбросов.

3. Вычислительные аспекты

При использовании метода Монте-Карло один из основных вопросов — это погрешность моделирования, которая может

характеризоваться доверительным интервалом оцениваемых величин при K испытаниях. Известно, что для среднего значения и дисперсии величина доверительного интервала убывает, как $O(\sqrt{n})$ (Ермаков, 1971). В данном случае можно воспользоваться тем, что истинное среднее известно, оно вычисляется, как S_{MEAN} . Для дисперсии стандартная оценка получается в предположении нормального распределения, что, вообще говоря, несправедливо в данном случае. Если предположить, что выборка имеет логнормальное распределение, для дисперсии логарифмов σ такая оценка более оправдана. С учетом того, что $\sigma^2 = \ln(1+V^2)$, получается сразу доверительный интервал для коэффициента вариации V :

$$\sqrt{(1+\tilde{V}_K^2)^{L_{K,\alpha}} - 1} = V_L \leq V \leq V_R = \sqrt{(1+\tilde{V}_K^2)^{R_{K,\alpha}} - 1}$$

$$L_{K,\alpha} = \frac{K-1}{\chi^2(1-\frac{\alpha}{2}, K-1)}, R_{K,\alpha} = \frac{K-1}{\chi^2(\frac{\alpha}{2}, K-1)}, \quad (9)$$

где \tilde{V}_K — выборочный коэффициент вариации и $\chi^2(*,*)$ — квантили распределения χ^2 .

При изменении \tilde{V}_K от 0,5 до 5,0 относительный размах интервала для V в %, $2|(V_R - V_L)/(V_R + V_L) \cdot 100\%$, при $K = 10\,000$ достигает 9 %, при $K = 30\,000$ — 5,5 %, однако такой же размах для функции $R(V, z_{95})$ из соотношения (3) не превосходит 2 и 1,2 % соответственно. Таким образом, для применения Приложения 4 МРР можно ограничиться относительно небольшими выборками.

Если суммарный угол видимости источников из расчетной точки достаточно ограничен, в выборке оказывается большое число нулей. При этом переход к логарифмам для всей выборки невозможен, однако формально в (9) это и не требуется. В наших примерах в случае 16-ти источников число нулей не превосходит 1 %, но в случае 4-х их более 30 %. Вероятно, отчасти поэтому отклонение от логнормального распределения для 4-х источников больше.

Доверительный интервал для высоких квантилей может быть вычислен как $Q_{bin}(\alpha/2, K, q)$ и $Q_{bin}(1-\alpha/2, K, q)$ (Owen, 2013), где Q_{bin} — обратное кумулятивное биномиальное распределение, q — квантиль, α — доверительная вероятность.

Соответствующие максимальные по x относительные погрешности в процентах для квантилей в приведенных примерах показаны в таблице 2.

Таблица 2

Максимальные по x относительные погрешности для квантилей в приведенных примерах (%)

K	16 источников		4 источника	
	C_{98}	C_{95}	C_{98}	C_{95}
36 000	2,8	3,5	6,5	6,6
72 000	2,1	2,1	4,8	4,4
300 000	0,9	1,2	2,4	2,2

При 16-ти источниках даже $K = 36\,000$ оказывается удовлетворительным, для 4-х результат хуже, однако суммарное время вычислений для меньшего числа источников, очевидно, меньше.

При вычислении статистик на основе ряда трехчасовых метеорологических наблюдений пятилетнему периоду соответствует 14 616 измерений. Используемые в России в нормативных расчетах плотности распределений u , λ и φ строятся также на основе пятилетних данных, но можно предположить, что осуществляется обработка исходных измерений с использованием тех или иных приемов. К сожалению, автор не обнаружил каких-либо публикаций, относящихся специально к вопросу о построении упомянутых плотностей для интересующих нас расчетов.

Наличие большого числа нулей в выборке можно учесть явно, установив некоторое пороговое значение δ для концентрации, ниже которого она считается равной нулю. Приведенные выше цифры для

нулевых значений соответствовали $\delta = 10^{-7}$. Поправка на число нулей, разделение выборки S на S_0 (нулевые значения) и S_+ (положительные) приводит к функции распределения, аналогичной (7):

$$F(x) = p + (1-p)F_+\left(\frac{x}{1-p}\right), \quad (10)$$

где p — вероятность нулевых значений, F_+ — функция распределения положительных значений. Квантиль q для S соответствует квантили $q_+ = (q-p)/(1-p)$ для S_+ , а дисперсии, средние и коэффициенты вариации пересчитываются из соотношений

$$\begin{aligned} E &= (1-p)^2 E_+, \quad \sigma^2 = (1-p)^3 (\sigma_+^2 + p^2 E_+^2) \\ V^2 &= \frac{V_+^2}{(1-p)} + p^2 (1-p)^2 \end{aligned} \quad (11)$$

Для примера с 4-мя источниками с помощью соотношения (11) и предположения о логнормальности были найдены для каждого x квантили q_{95+} и q_{98+} и вычислены отношения $C_{98\text{ММК}}/q_{98+}$ и $C_{95\text{ММК}}/q_{95+}$, аналогичные представленным в первых строках разделов 6 и 7 таблицы 1. На рисунке 5 показаны результаты простейшего анализа прежних отношений и вновь полученных, последние помечены знаком «+». Можно утверждать, что, по крайней мере для этого примера, удалось получить значительно лучшее согласие значений квантилей, определенных непосредственно по выборке и с привлечением дополнительных предположений. Таким образом, можно отметить еще один довод в пользу метода Монте-Карло. Такая процедура может осуществляться в реальных расчетах, и если принять логнормальные оценки, позволительно ограничиться меньшими выборками. Заметим также, что в некоторых случаях возможна и априорная оценка количества нулей в выборке из анализа углов видимости источников из расчетной точки.

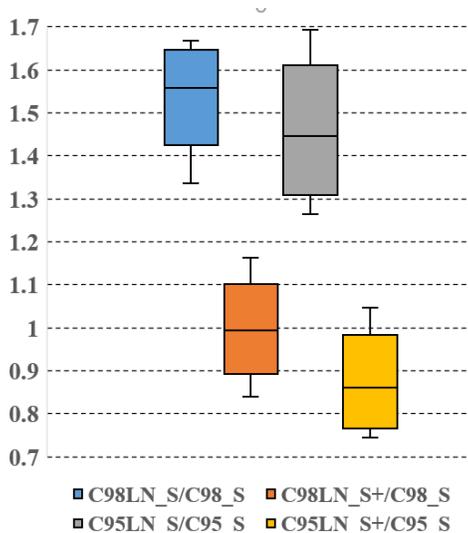


Рис. 5. Характеристики отношений квантилей до и после фильтрации нулей в выборках

В приведенных примерах использовался простейший метод Монте-Карло, наиболее затратный. При практическом применении, по-видимому, необходимо рассмотреть различные варианты ускорения счета, как, например, стратифицированный ММК и т. п. Однако даже при использовании простейшего алгоритма сопоставление времени расчета при оценке фоновых концентраций в соответствии с Приложением 4 МРР и с помощью метода Монте-Карло показывает преимущество последнего. Действительно, в первом случае время вычислений для n точечных источников растет, как $O(n^2)$, во втором — как $O(n)$. Для вышеприведенных примеров была получена таблица 3.

В том случае, когда использовалась методология, приведенная в Приложении 4 МРР, вычислялись средние концентрации и дисперсии, остальные величины получались на основе средних и коэффициента вариации. С помощью метода Монте-Карло

одновременно вычислялись средние, дисперсии, 98-й и 95-й процентиля.

Таблица 3

**Время счета в секундах для разных методов
и конфигураций примера**

Конфигурация	П4 МРР	Метод Монте-Карло
20 16	156	115
20 32	629	251

Таким образом, с помощью метода Монте-Карло было одновременно получено больше характеристик. Заметим также, что использовались только точечные источники, при использовании П4 МРР это соответствует лишь двукратному интегрированию в (2). Если бы участвовали линейные и площадные источники, в П4МРР это соответствовало бы 4- и 6-кратному интегрированию (для линейных источников — два интеграла по линейным источникам и двукратный интеграл в (2)), тогда как в ММК необходимо было бы выполнить только интегрирование по каждому линейному или площадному источнику.

Выводы

Основной целью работы было исследование возможности оценки статистик концентраций с помощью метода Монте-Карло. Эти статистики обычно вычисляются в практике стандартных расчетов загрязнения воздуха. Использование при этом модели, которая фактически приводится в актуальном нормативном документе, позволяет не выходить при этом слишком далеко за рамки принятой методологии.

Результаты расчетов для предложенных модельных примеров показывают неоднозначное соответствие нескольких способов

вычисления одних и тех же величин. Хорошее согласие имеет место для средних концентраций и довольно хорошее — для фоновых концентраций (95-й перцентиль), полученных как методом Монте-Карло, так и в предположении логнормального распределения концентраций с помощью методики, рекомендованной в (Методы расчетов рассеяния..., 2017). Согласие лучше для большего числа источников, расположенных равномерно по окружности вокруг расчетной точки. Вряд ли можно результаты модельных примеров непосредственно связывать с реальными ситуациями, однако создается впечатление, что модель расчета максимальных разовых концентраций стоит несколько особняком. Существующая методология верификации свободных расчетов (Правила проведения сводных расчетов..., 2019) несогласованность результатов расчетов и измерений относит, как правило, к недостаточно хорошей инвентаризации или/и недостаточному учету фонового загрязнения. Однако, как было показано выше на модельных примерах, проблема может заключаться в несогласованности распределений и, возможно, несогласованности моделей. В связи с этим вопрос о целесообразности сопоставления результатов C_{MAX} и 98-й квантили остается открытым.

При всей трудоемкости метод Монте-Карло имеет ряд преимуществ, поскольку позволяет получить одновременно несколько характеристик и в некоторых случаях учесть эффекты, которые невозможно принять во внимание стандартными средствами. К последним можно отнести, например, нестационарные выбросы, которые здесь рассматривались, химические трансформации и некоторые другие, которые были разработаны для моделей, базирующихся на переборе текущих метеопараметров. Представляется также более-менее очевидным его преимущество при расчете фоновых концентраций, как 95-го перцентиля с точки зрения времени счета.

Таким образом, представляется, что метод Монте-Карло может найти свою «нишу» в системе расчетов загрязнения воздуха. Сомнительна его возможность использования для больших, например, сводных расчетов, но для небольших предприятий или для оценки городского фона, он, по-видимому, вполне может использоваться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берлянд М. Е., Безуглая Э. Ю., Генихович Е. Л., Зашихин М. Н., Оникул Р. И. (1984). О методах определения фонового загрязнения атмосферы в городах // Труды ГГО. Вып. 479. С. 17–30.

Генихович Е. Л. (1998). Оперативная модель расчета концентраций, осредненных за длительный период / Е. Л. Генихович, М. Е. Берлянд, И. Г. Грачева, В. С. Елисеев, А. Д. Зив и др. // Труды ГГО. Вып. 549. С. 11–31.

Генихович Е. Л., Берлянд М. Е., Оникул Р. И. (1999). Развитие теории атмосферной диффузии как основы для разработки атмосфероохранных мероприятий // В кн.: Современные исследования ГГО. Т. 1. — СПб: Гидрометеоздат. С. 99–126.

Ермаков С. М. (1971). Метод Монте-Карло и смежные вопросы. — М.: Наука. 328 с.

Зив А. Д. (2012). Моделирование асинхронности выбросов источников с помощью дискретных случайных величин // Труды ГГО. Вып. 565. С. 103–114.

Зив А. Д. (2021). Использование специальных примеров при обучении методикам расчета загрязнения воздуха / В сб.: Современное образование: содержание, технологии, качество. Материалы XXVII международной научно-методической конференции, 21 апреля 2021 г., Санкт-Петербург. Т. 1. — СПб: Изд-во СПбГЭТУ «ЛЭТИ». С. 55–58.

Зив А. Д., Двинянина О. В., Соловьева Е. А. (2020). Взвешенные вещества и диоксид азота в атмосфере Санкт-Петербурга: субъективные оценки, измерения, расчеты // Труды ГГО. Вып. 597. С. 135–161.

ГОСТ Р 56162-2019 (2019) Выбросы загрязняющих веществ в атмосферу. Метод расчета количества выбросов загрязняющих веществ в атмосферу потоками автотранспортных средств на автомобильных дорогах разной категории. Федеральное агентство по техническому регулированию и метрологии. — М.: Стандартинформ. 16 с.

Методические указания по определению фонового уровня загрязнения атмосферного воздуха. Утверждены приказом Минприроды России от 22.11.2019 г. № 794. Официальный интернет-портал правовой информации <http://www.pravo.gov.ru>, 26.12.2019.

Методы расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе (2017). Утверждены приказом Минприроды России от 06.06.2017 г. № 273. URL: <https://minjust.consultant.ru/files/36322од>.

Правила проведения сводных расчетов загрязнения атмосферного воздуха, включая их актуализацию. Утверждены приказом Минприроды России от 29.11.2019 г. № 813. URL: <https://docs.cntd.ru/document/564067734>.

РД 52.04.186-89. Руководство по контролю загрязнения атмосферы (1991). — М.: Госкомгидромет СССР. 696 с.

Apsley D. D., Power N., Dyster S. J., Mchugh C. (2001). Modelling dry deposition (September). P. 1–16. URL: http://www.cerc.co.uk/environmental-software/assets/data/doc_techspeg/P17_13.pdf.

Balter B. M., Faminskaya M. V. (2017). Irregularly emitting air pollution sources: acute health risk assessment using AERMOD and the Monte Carlo approach to emission rate // *Air Qual., Atmos. Heal.* V. 10. P. 401–409. URL: <https://doi.org/10.1007/s11869-016-0428-x>.

U.S. EPA (2004). AERMOD Deposition Algorithms — Science Document (Revised Draft). P. 1–22. URL: http://www.epa.gov/scram001/7thconf/aermod/aer_scid.pdf.

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. URL: <https://doi.org/10.1504/IJEP.2000.000567>.

Owen B. (2013). Monte Carlo theory, methods and examples // URL: <https://statweb.stanford.edu/~owen/mc/>.

Ziv A., Berkowicz R., Genikhovich E., Palmgren F., Iakovleva E. (2002). Analysis of the St. Petersburg Traffic Data Using the OSPM Model // *Water, Air & Soil Pollution: Focus*. V. 2. Iss. 5–6. P. 297–310.

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ОПТИМИЗАЦИИ УПРАВЛЕНИЯ ВОДНЫМИ РЕСУРСАМИ

Г. Б. Пигольцина, Д. В. Фасолько

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: info@alwes.ru

Поступила в редакцию 26.11.2021
Поступила после доработки 28.12.2021

Введение

Глобальное потепление оказывает существенное воздействие на функционирование городской экономики и инфраструктуры (Carmin, Nadkarni, Rhie, 2012). Наиболее уязвимой к климатическим изменениям является система управления водными ресурсами города (Adapting..., 2011). Для безопасной эксплуатации и устойчивого функционирования объектов водоснабжения и водоотведения Санкт-Петербурга важно обновить нормативные документы в этой области, в которых содержатся устаревшие значения климатических показателей, рассчитанные по данным наблюдений до 1980–1990-х годов.

В статье по данным метеорологических станций за последние два десятилетия (2000–2020 гг.) получены современные значения специализированных климатических показателей (индексов), влияющих на состояние водных объектов и систем водоотведения. Однако метеорологическая сеть довольно редкая и точечные наблюдения отдельных станций при большой протяженности

территории Санкт-Петербурга и значительной изменчивости состояния подстилающей поверхности не позволяют дать пространственное распределение рассчитанных показателей методом линейной интерполяции. Для получения количественных значений климатических показателей в различных районах города необходимо детализировать их по территории с учётом микроклиматических особенностей конкретных участков. Такие данные на практике удобно представлять и использовать в виде микроклиматической карты. Целевое назначение карты состоит в том, что с её помощью можно получить количественную информацию в точках, где отсутствуют метеорологические наблюдения. В представленной статье выполнено микроклиматическое районирование территории Санкт-Петербурга по комплексу наиболее важных для управления водными ресурсами климатических показателей. Это позволит в последующем разработать адаптационные меры для различных районов города с учетом их микроклиматических особенностей.

Микроклиматическое районирование

Географическое местоположение Санкт-Петербурга характеризуется большой протяженностью с запада на восток и близостью Финского залива, что обуславливает неоднородность погодных условий по территории. В различных районах города в зависимости от особенностей ландшафта и параметров застройки формируются различные микроклиматические условия (Климат..., 2017; Пигольцина, 2009). Главной особенностью климата города является существование внутри него «острова тепла». Интенсивность и размеры «острова тепла» изменяются во времени и пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий и местных особенностей города. В центральной части больших городов располагается «ядро» острова тепла, где температура воздуха максимальна (Ландсберг, 1983; Оук, 1982).

Анализ данных сети метеорологических станций, как указывалось выше, не даёт возможности для детализации территории города по климатическим характеристикам. Но эти данные определяют

общий фон, тот уровень отдельных элементов климата, к которому можно привязать микроклиматические расчёты (Микроклимат..., 1967; Романова, 2000; Пигольцина, 2009). Установленные закономерности пространственной изменчивости микроклимата под влиянием деятельной поверхности позволяют в настоящее время дать количественную оценку ограниченных территорий с разной степенью детализации.

При оценке климатических особенностей различных районов Санкт-Петербурга в данной работе учитывались следующие природные и антропогенные факторы: рельеф местности, тип и механический состав почвы, влияние акватории Финского залива, местоположение метеорологических станций и эффект урбанизации, т. е. искажающее влияние самого города на естественный для данного района ход метеорологических элементов.

Для оценки воздействий климатических факторов на эффективность функционирования систем водоотведения и водоочистки в городах используется ряд специализированных климатических индексов (показателей). Для микроклиматического районирования были выбраны индексы, характеризующие условия увлажнения и термический режим воздуха и почвы, учёт которых необходим для обеспечения устойчивого функционирования водного хозяйства.

Расчёты климатических характеристик выполнены за период 2000—2019 гг. (20 лет). По результатам расчётов на территории Санкт-Петербурга выделено 11 микроклиматических районов. Для большей детализации пространственного распределения осадков район 5 разделён на два подрайона: 5а и 5в (рис. 1). В таблицах 1а и 1б для каждого района приведены количественные значения климатических показателей в диапазоне их изменения в пределах района.

Продолжительность периода с минимальной температурой поверхности почвы выше 0 °С определялась по датам устойчивого перехода температуры через 0 °С в начале и конце периода (весной и осенью).

Расчет нормативной глубины сезонного промерзания грунта выполнен согласно СНиП (СП 22.13330.2016) по формуле: $d = d_0 \cdot \sqrt{M}$,

где M — безразмерный коэффициент, численно равный сумме абсолютных значений среднемесячных отрицательных температур воздуха за год в данном районе; d_0 — величина, принимаемая равной: для суглинков и глин 0,23 м; супесей, песков мелких и пылеватых — 0,28 м; песков гравелистых, крупных и средней крупности — 0,30 м; крупнообломочных грунтов — 0,34 м.

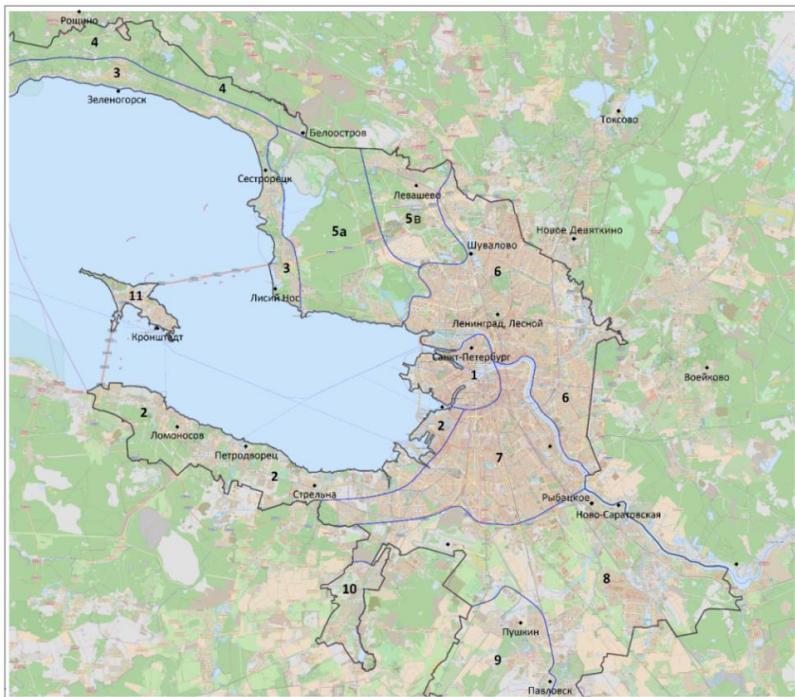


Рис. 1. Микроклиматическое районирование территории Санкт-Петербурга

Количество осадков рассчитано за тёплый (апрель – октябрь), холодный (ноябрь – март) периоды и в целом за год. Для годовых сумм осадков приведены средние по районам значения.

Таблица 1а

Микроклиматические районы Санкт-Петербурга

№ рай-она	Микроклиматические районы	Преобладающий механический состав почвы	Даты первого и последнего заморозка на поверхности почвы	
			последнего весной	первого осенью
1	Центр города	Насыпной грунт	7 – 9.V	5 – 8.X
2	Южное побережье Финского залива, низменные равнины	Песчаные и супесчаные	9 – 15.V	2 – 5.X
3	Северное побережье Финского залива, низменные равнины	Песчаные и супесчаные	12 – 15.V	2 – 3.X
4	Северное побережье, возвышенности	Суглинистые и супесчаные	15 – 20.V	26.IX - 2.X
5 а	Северное побережье, низменности	Тяжёлые суглинки, глинистые, торфяные	31.V – 5.VI	12 – 17. IX
5 в	Северный и правобережный р. Невы, равнины, низменности	Лёгкие, средние и тяжёлые суглинки	17 – 23.V	24 – 28.IX
6	Южный, равнины	Супесчаные и песчаные	12 – 17.V	28.IX – 3.X
7	Южная окраина, равнины	Средне- и легкосуглинистые	15 – 20.V	26.IX – 2.X
8	Северо-восточные отроги Ордовикского плато, холмы, склоны	Средне- и легкосуглинистые	17 – 23.V	24 – 28.IX
9	Северные отроги Ордовикского плато, возвышенности	Средне- и легкосуглинистые	20 – 25.V	21 – 26.IX
10	Остров Котлин	Глинисто-песчаные	1 – 4.V	10 – 12.X

Таблица 16

Микроклиматические районы Санкт-Петербурга

№ рай она	Период, продолжительность, дни		Нормативная глубина промерзания грунта, см	Количество осадков за период		
	безморозный на поверхности почвы	с минимальной температурой на поверхности почвы выше 0°		тёплый	холодный	год
1	150 – 155	200 – 205	110 – 120	450 – 500	200 – 240	695
2	140 – 150	190 – 200	100 – 110	410 – 450	190 – 220	635
3	140 – 145	190 – 200	110 – 120	440 – 480	240 – 260	710
4	130 – 140	185 – 195	95 – 105 суглинки 110 – 120 супеси	480 – 510	260 – 280	765
5а	100 – 110	175 – 185	95 – 105	440 – 480	230 – 260	705
5в	125 – 135	185 – 195	90 – 100	480 – 530	260 – 290	780
6	125 – 135	185 – 195	90 – 100	500 – 550	260 – 300	780
7	135 – 145	190 – 200	110 – 120	420 – 460	220 – 260	805
8	130 – 140	190 – 200	90 – 100	450 – 470	230 – 260	680
9	125 – 135	175 – 185	90 – 100 суглинки 115 – 120 супеси	470 – 490	220 – 250	705
10	120 – 130	170 – 180	90 – 100	460 – 470	210 – 240	715
11	160 – 165	200 – 205	85 – 90 суглинки 100 – 110 насыпной	440 – 450	230 – 240	690

Заключение

Микроклиматическое районирование территории Санкт-Петербурга, выполненное по комплексу специализированных показателей, влияющих на состояние водных объектов и систем водоотведения, показало их существенную дифференциацию в пределах города. Наиболее значимым фактором, от которого зависят объемы поверхностного стока, аккумулирующих емкостей и мощности проектируемых очистных сооружений поверхностного стока, являются осадки. Изменчивость по территории города годовой суммы осадков составляет 170 мм (от 635 до 805 мм). Наибольшее количество осадков как за тёплый, так и за холодный периоды характерно для северной части города и правого берега р. Невы (6 район). Наименьшие суммы осадков наблюдаются на южном берегу Финского залива (2 район).

Обновленная климатическая информация, детализированная по отдельным районам города, может служить основой при принятии хозяйственных решений для различных отраслей инфраструктуры (в том числе и для водоотведения). В настоящее время в рамках выполнения Плана мероприятий по реализации Стратегии социально–экономического развития Санкт–Петербурга на период до 2035 года в ГУП «Водоканал» разрабатывается гидродинамическая модель, с помощью которой на основе подробной климатической и гидрологической информации, будет проведена модернизация городских сетей водоотведения (Волков и др., 2021; Рублевская и др., 2020).

Работа выполнена в рамках Европейской Программы приграничного сотрудничества «Россия — Юго–Восточная Финляндия 2014–2020», проект RAINMAN KS 1038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков С.Н., Житенев А.И., Рублевская О.Н., Гвоздев В.А., Костенко И.Г., Бакулин А.А., Игнатчик В.С., Игнатчик С.Ю., Кузнецова Н.В. (2021). Исследования в области управления системами водоотведения с учетом изменения климата:

международный опыт ГУП «Водоканал Санкт-Петербурга» // - Наилучшие доступные технологии водоснабжения и водоотведения. № 2. С. 22–29.

Климат Санкт-Петербурга и его изменения (2017) / Под ред. В.П. Мелешко, А.В. Мещерской, Г.Б. Пигольдиной, Е.И. Хлебниковой. — СПб: ЦНИТ «Астерион». 275 с.

Ландсберг, Г. Е. (1983). Климат города / Перевод с англ. Фертмана А. Я. — Л.: Гидрометеиздат. 248 с.

Микроклимат СССР (1967) / Под ред. И.А. Гольцберг. — Л.: Гидрометеиздат. 286 с.

Оук, Т. Р. (1982). Климаты пограничного слоя / Перевод с англ. Дубова А. С. — Л.: Гидрометеиздат. 359 с.

Пигольцина Г.Б. (2009). Микроклиматические особенности различных районов Санкт-Петербурга // Общество. Среда. Развитие. № 3. С. 130–144.

Романова, Е. Н., Гобарова, Е. О., Жильцова, Е. Л. (2000). Методы использования систематизированной климатической и микроклиматической информации при развитии и совершенствовании градостроительных концепций. — СПб: Гидрометеиздат. 159 с.

Рублевская О.Н., Гвоздев В.А., Костенко И.Г., Игнатчик В.С., Игнатчик С.Ю., Кузнецова Н.В. (2020). Направления адаптации систем водоотведения Санкт-Петербурга к условиям изменения климата. — Официальная электронная версия печатного издания журнала "Окружающая среда Санкт-Петербурга" (www.ecopeterburg.ru). 18.12.2020.

СП 22.13330.2016 Основания зданий и сооружений. Актуализированная редакция СНиП 2.02.01-83* (с Изменениями № 1, 2). — введен в действие приказом Минстроя России № 970/пр. от 16.12.2016.

Adapting urban water systems to climate change, 2011, http://csl.iccip.net/SWITCH_Adaption-Handbook_final_small.pdf

Carmin J., Nadkarni N., Rhie C. (2012). Progress and Challenges in Urban Climate Adaptation Planning: Results of a Global Survey. Massachusetts Institute of Technology, ICLEI — Local Governments for Sustainability. Cambridge, MA. 30 p.

**ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ПРИКЛАДНОГО
КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО
ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА)**

Е. П. Самойлова, В. А. Задворных

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva str., 7

E-mail: lazyta@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.11.2021
Поступила после доработки 24.12.2021

Введение

Климатическое прикладное районирование территории — очень сложная и неоднозначная задача исследования, в которую входит принцип определения и построения зон охвата. Одним из основных и наиболее распространенных видов практического применения карт прикладного районирования является использование их для оценки территорий по условиям различного вида деятельности человека.

В настоящее время в нашей стране в двух нормативных документах закреплено специальное районирование для технических целей (ГОСТ 15150-69 и ГОСТ 16350-80).

Указанные ГОСТы были разработаны в 1970–1980 годах и с тех пор значения климатических параметров в выделенных районах не пересматривались (актуализация ГОСТ 15150-69 в 2010 году не коснулась пересмотра значений климатических данных).

В условиях меняющегося климата эта информация должна быть актуализирована как в части значений специализированных

параметров климатических районов, так и в части уточнения выделенных границ самих районов.

На современном этапе развития ГИС-технологий картографирования данных необходимо использование современных методов климатического районирования.

Современные геоинформационные системы способны не только проводить пространственный анализ и синтезировать различные типы, виды информации, но готовить картографический материал согласно канонам и нормам традиционной картографии (Лунев и др., 2014). Преимущество картографического метода основывается на обеспечении получения знаний о пространственной специфике объекта исследования. Его использование для климатического районирования позволяет создавать серию карт, отражающих пространственное и временное распределение различных показателей.

На данный момент широко распространено математико-картографическое моделирование. Наиболее полно и наглядно результаты могут быть представлены картографическими методами с помощью современных геоинформационных систем (Дубовой и др., 2012; Трифонова и др., 2007). Применение данного метода нашло свое отражение, например, в комплексных медико-географических исследованиях (Куролап, 2005; Малхазова и др., 2010; Трифонова и др., 2010).

Целью данной работы является уточнение территориальных границ типов климата (подрайонов) на основе современных данных и принципов районирования, исключающих значительную долю субъективизма, присущую ранним работам по климатическому районированию, на примере Дальневосточного Федерального округа (ДФО).

Выбор ДФО для решения поставленных задач связан с тем, что данный округ занимает обширную территорию и отличается разнообразием типов климата — от очень холодного до умеренного и умеренно влажного.

Уточнение границ климатических районов

Выполнение работы по уточнению границ климатических районов на территории Дальневосточного федерального округа выполнялось в два этапа:

1. Создание базы данных климатических параметров.
2. Разработка картографического материала на основе базы данных климатических параметров и создание комплексной карты районирования.

1. Создание базы данных климатических параметров

В качестве первичной метеорологической информации использованы данные наблюдений 454 метеорологических станций, расположенных на территории ДФО, предоставленных Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Эти данные являются результатами стандартных наблюдений на метеостанциях в период с 1966 года по 2020 год.

На рис. 1 представлен алгоритм, на основе которого проводилась обработка данных.

Подготовка исходных метеорологических данных для каждой метеостанции подразумевала представление их в табличной форме в MS Excel в виде числовых значений.

Следующим этапом являлось вычисление с помощью MS Excel климатических параметров, на основе которых в дальнейшем было произведено районирование. Рассчитаны климатические показатели, соответствующие принятым для районирования в (ГОСТ 16350–80): средняя месячная температура воздуха в январе, средняя месячная температура в июле, средняя месячная относительная влажность воздуха в 15 часов в июле, среднее число дней с минимальными температурами воздуха ниже -45°C .

Таким образом, была создана база данных климатических параметров для каждой метеостанции, которая послужила основой для климатического районирования.

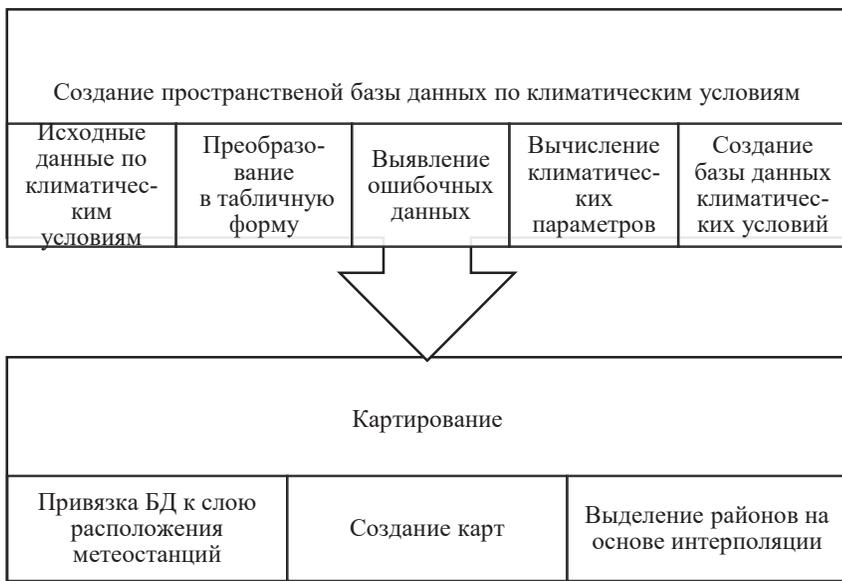


Рис. 1. Алгоритм расчета климатических параметров

2. Разработка картографического материала на основе базы данных климатических параметров

Картирование производилось с помощью свободной кроссплатформенной геоинформационной системы Quantum GIS.

Основой для разработки картографического материала послужила электронная карта Дальневосточного федерального округа масштабом 1:100000 в проекции Mercator. Данная проекция была выбрана с помощью инструмента Projection Wizard. На основу был наложен точечный векторный слой месторасположения метеостанций. В атрибутивную таблицу данного слоя вносился номер метеостанции, соответствующий номеру в исходной таблице, которая была составлена в MS Excel, и данные по рассчитанным значениям климатических параметров. После этого происходило преобразование и импорт атрибутивных данных, то есть привязка созданной таблицы к слою в GIS. Таким

образом, был получен слой с атрибутивной таблицей, содержащей название метеостанции и рассчитанные значения климатических параметров. Также для наглядности была создана маска ДФО.

По каждому из климатических полей создавались слои путем интерполяции в растр методом многоуровневого алгоритма В-сплайна для пространственной интерполяции рассеянных данных с помощью SAGA GIS. Выбор данного метода определялся тем, что он наиболее удобен и предпочтителен в случаях с медленно меняющимися поверхностями.

После этого с помощью утилиты «Классификация» редактировался вид изображения полученных данных. Все карты создавались с сохранением присвоенных градаций значений и цветов, характерных для того или иного климатического параметра.

Рельеф в данной работе не учитывался.

Карты, разработанные данным методом, по четырём перечисленным выше климатическим показателям приведены на рисунках 2–5.

Далее каждый из полученных растровых слоев поочередно был открыт в программе QGIS и добавлен к существующему слою ДФО. Для каждого раstra была определена своя цветовая гамма для удобства восприятия и наглядности.

Для получения окончательной карты районов ДФО был использован Калькулятор растров, в котором произведено сложение четырех растровых слоев. Результатом стал новый растровый слой. Для выделения районов он был переклассифицирован с помощью инструмента «Переклассифицировать по таблице» и переведен в векторный формат для подбора цветовой гаммы.

Разработанная таким образом комплексная карта климатических районов Дальневосточного федерального округа представлена на рисунке 6.

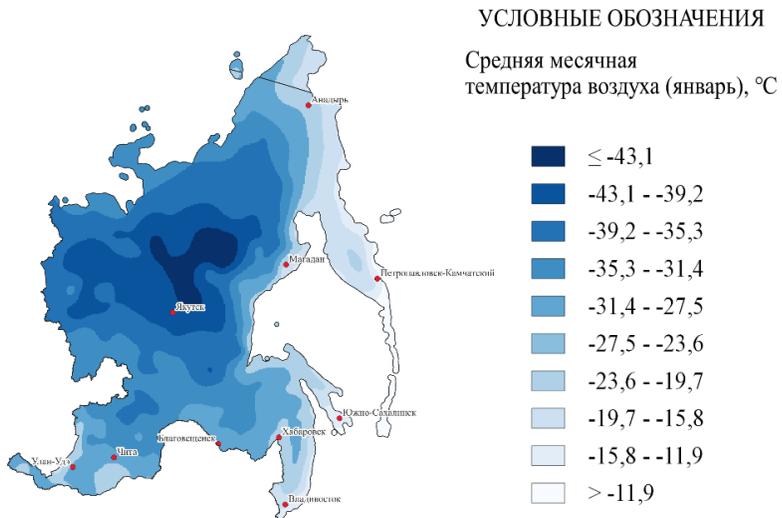


Рис. 2 – Средняя месячная температура воздуха в январе, °С

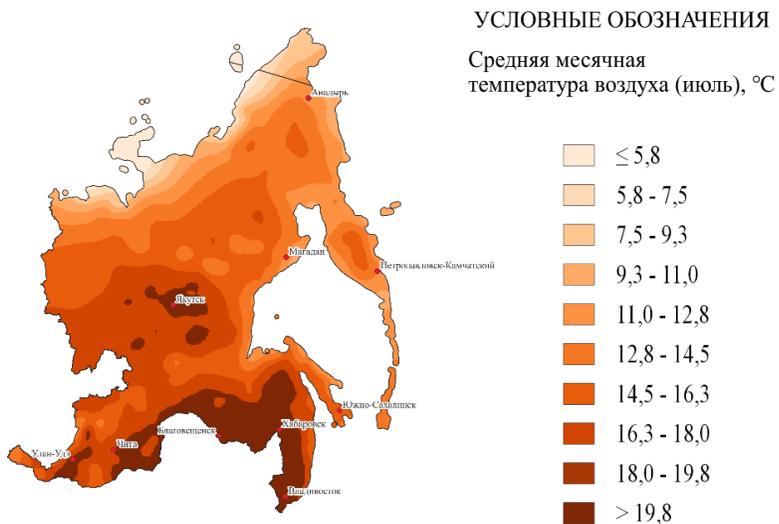


Рис. 3. Средняя месячная температура воздуха в июле, °С

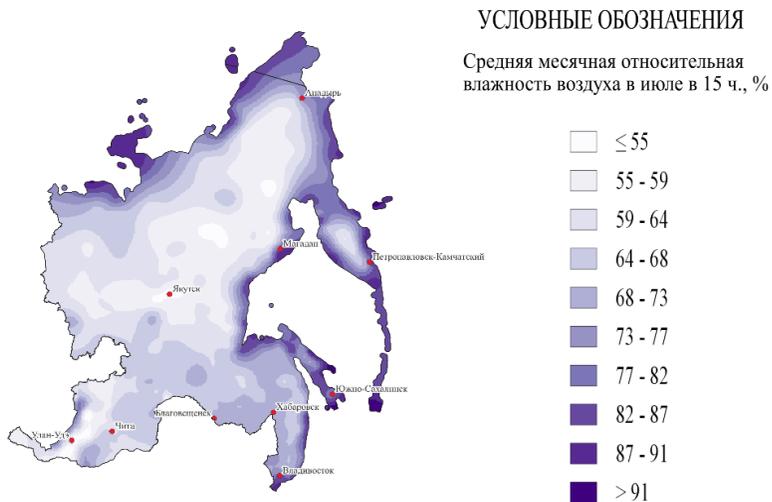


Рис. 4. Средняя месячная относительная влажность воздуха в 15 ч. в июле, %

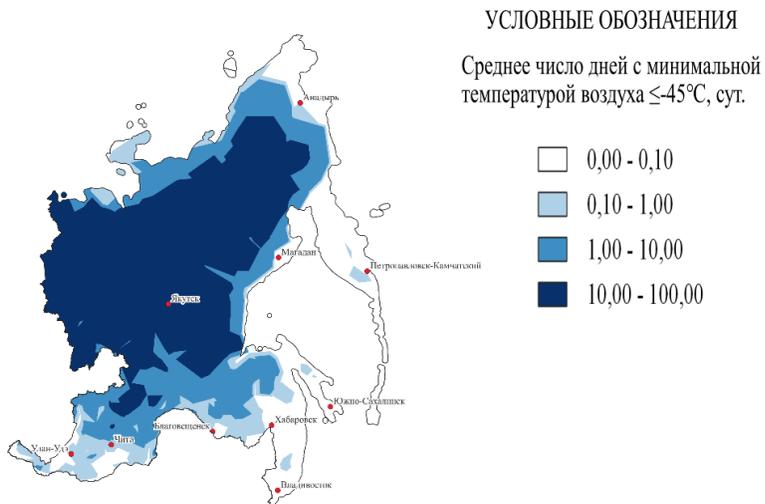


Рис. 5. Среднее число дней с минимальной температурой воздуха ниже -45°C , сут.

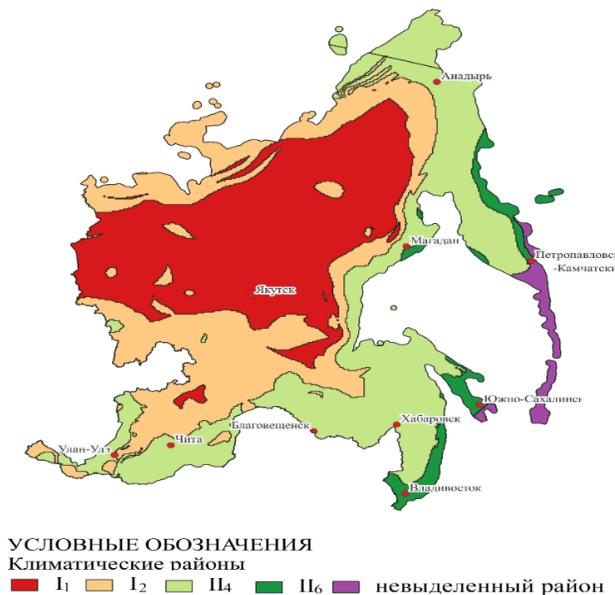


Рис. 6. Комплексная карта климатических районов Дальневосточного федерального округа

Количественные значения критериев технического районирования, соответствующие ГОСТ 16350-80, приведены в табл. 1. Для района, выделенного на карте фиолетовым цветом, критерии по температуре и влажности воздуха в ГОСТ 16350-80 не определялись.

Для сравнения результатов уточненного картирования на рисунке. 7 приведена карта районирования территории СССР из ГОСТ 16350-80.

Сравнение карт на рисунках 6 и 7 показывает, что разработанная с использованием ГИС-технологий карта климатических районов ДФО отличается от карты, представленной в ГОСТ 16350–80.

Таблица 1

Климатические характеристики районов (ГОСТ 16350-80)

Наименование	Обозначение	Средняя месячная температура воздуха, °С		Средняя месячная влажность воздуха в июле в 13 ч, %	Число дней в году с минимальной температурой воздуха ниже минус 45°С, сут.
		Январь	Июль		
<i>Макроклиматический район: холодный</i>					
Очень холодный	I ₁	от -50 до -30	от 2 до 18	—	от 10 до 100
Холодный	I ₂	от -30 до -15	от 2 до 25	—	от 1,0 до 10,0
<i>Макроклиматический район: умеренный</i>					
Арктический приполюсный	П ₁	от -33 до -28	от -1 до 0	Более 90	от 0 до 2
Арктический восточный	П ₂	от -28 до -18	от 0 до 8	Более 80	от 0 до 0,1
Арктический западный	П ₃	от -30 до -2	от -1 до 12	Более 80	от 0 до 3
Умеренно холодный	П ₄	от -30 до -15	от 6 до 25	—	от 0,1 до 1,0
Умеренный	П ₅	от -15 до -8	от 8 до 25	Менее 80	—
Умеренно влажный	П ₆	от -15 до -10	от 10 до 20	80 и более	—

Так, площадь очень холодного района (I₁) сократилась и не охватывает всю территорию Республики Саха, очаг данного района сохраняется на севере Забайкальского края, спорадически появляются вкрапления района I₂ на территории Якутии. Изменил свои границы холодный район (II₂): теперь он занимает южную часть Якутии, побережье Северного Ледовитого океана, часть Республики Бурятия по восточной границе региона, северные районы Забайкальского края и Амурской области.

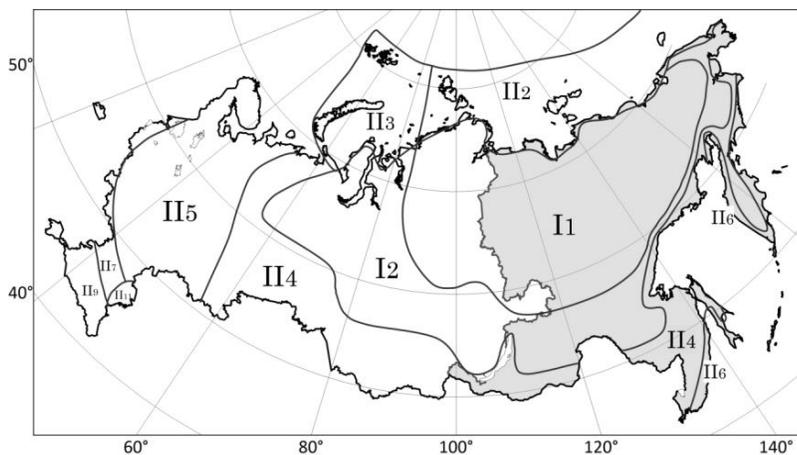


Рис. 7. Районирование территории Российской Федерации по воздействию климата на технические изделия и материалы согласно (ГОСТ 16350-80)
Примечание: цветом выделен Дальневосточный Федеральный округ.

Уменьшилась площадь района II₂ на Чукотке. Теперь на Чукотском полуострове преобладает район II₄. Умеренно холодный район (II₄) стал больше по площади, на Камчатке граница района фактически приблизилась к заливу Шелихова. Он также распространился до южных районов Амурской области и Хабаровского края, занял всё восточное побережье Байкала и фактически делит пополам с районом I₂ Республику Бурятия. Умеренно влажный район (VI₆) ранее распространялся до Анадырского залива, теперь же граница района сместилась

на юг к Олюторскому заливу. Появился очаг П₆ на юге Магаданской области. На карте в ГОСТ 16350-80 территория юга Сахалина, Камчатки и Курильские острова с относительно высокими температурами января в сочетании с низкими температурами июля и высокой (более 80 %) относительной влажностью не была отнесена к какому-либо району. На уточненной карте эта территория выделена в самостоятельный район, который можно обозначить П₆ а. Данному району присущи следующие климатические характеристики: средняя месячная температура воздуха в январе от -3 до -9 С°, средняя месячная температура в июле от 8 до 15 С°, средняя месячная относительная влажность воздуха в 15 часов в июле более 75 %, дни с минимальными температурами воздуха ниже -5°С отсутствуют.

Выводы

В результате работы построена карта климатических районов ДФО для технических целей. Для разработки карты были использованы ГИС-технологии.

На территории региона уточнены границы четырех климатических районов, входящих в ГОСТ 16350-80, выделен новый район, с относительно высокими температурами января в сочетании с низкими температурами июля и высокой (более 75 %) относительной влажностью, охватывающий юг Сахалина, Камчатки и Курильские острова. Целесообразность введения дополнительного района обусловлена тем, что ни один район из представленных в ГОСТ 16350-80 не соответствует климату данного региона.

Уточненная карта климатических районов ДФО иллюстрирует сокращение площадей очень холодного (I₁) и умеренно влажного (I₆) районов, изменение границы холодного (I₂) района по всей площади региона, расширение границ умеренно холодного района (П₄).

Полученные результаты позволяют говорить о целесообразности использования современных методов математико-картографического моделирования, в частности

геоинформационных систем, для объективного районирования территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дубовой И.И., Лобанов Г.В., Зройчикова О.А., Корниенко Г.Н. (2012). Применение ГИС-технологий для медико-экологического зонирования территории крупного города // *ArgReview* № 1 (60). С. 5-6.

ГОСТ 15150-69 (2010). Машины, приборы и другие технические изделия. Исполнения для различных климатических районов. Категории, условия эксплуатации, хранения и транспортирования в части воздействия климатических факторов внешней среды (с Изменениями № 1, 2, 3, 4, 5). — М.: Стандартинформ, 334 с.

ГОСТ 16350-80 (1986). Климат СССР. Районирование и статистические параметры климатических факторов для технических целей. — М.: Издательство стандартов. 150 с.

Куролан С.А. (2005). Региональная геоэкологическая диагностика и оценка качества жизни населения России // *Вестник Воронежск. гос. ун-та. Серия «География, Геоэкология».* № 2. С. 5-12.

Лунев Б.С., Красильников П.А., Иларионов С.А., Спасский Б.А., Наумов В.А. (2014). Картирование территории при проведении геоэкологического мониторинга средствами ГИС // *Фундаментальные исследования.* № 11-1. С. 89-93.

Малхазова С.М., Семенов В.Ю., Шартова Н.В., Гуров А.Н. (2010). Здоровье населения Московской области: медикогеографические аспекты — М.: ГЕОС. 112 с.

Трифорова Т.А., Селиванова Н.В., Краснощекоев А.Н., Сахно О.Н. (2007). Региональное медико-экологическое зонирование — Владимир: ООО «Владимир Полиграф». 80 с.

Трифорова Т.А., Мищенко Н.В., Чеснокова С.М., Краснощекоев А.Н. (2010). Комплексная оценка пространственно-временной динамики урбанизированной территории — Владимир: ВООО ВОИ ПУ «Рост». 892 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСВЕЩЕННОСТИ В УСЛОВИЯХ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

Е. В. Горбаренко^{1,2}, А. Н. Рублев³, Н. А. Бунина¹

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,
Географический факультет
119991 Москва, ГСП-1, Ленинские горы 1
Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geography
119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory 1

² Научно-исследовательский институт строительной физики Российской
академии архитектуры и строительных наук
127238, Россия, Москва, Локомотивный проезд, 21
Research Institute of Building Physics
of the Russian Academy of Architecture and Building Sciences
127238, Russia, Moscow, Lokomotivny proezd, 21

³ Научно-исследовательский центр
космической гидрометеорологии "Планета"
123242 Москва, Большой Предтеченский пер., 7
Scientific Research Center Planeta
123242 Moscow, Bol'shoi Predtechenskiy pereulok, 7

E-mail: catgor@mail.ru

Поступила в редакцию 1.12.2021
Поступила после доработки 27.12.2021

Введение

С целью максимального использования естественного света при строительном проектировании, оценке потенциала энергосбережения в зданиях различного назначения, в деятельности тепличных хозяйств необходима информация о световых ресурсах региона. В России регулярные наблюдения за естественной освещенностью проводятся

только в Метеорологической обсерватории при кафедре метеорологии и климатологии Географического факультета Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова (МО МГУ). Существует ряд методов, позволяющих определить уровни естественной освещенности по наблюдениям за коротковолновой солнечной радиацией и продолжительностью солнечного сияния (Бартенева и др., 1971; Методические рекомендации, 2017; Стадник, Шанина, 2016). На основе наблюдений актинометрической сети в семидесятые годы прошлого века были выполнены оценки внутригодовой и пространственной изменчивости освещенности на территории СССР (Бартенева и др., 1971; Гусев, Никольская, 1968), которые являются основой для определения световых ресурсов России и в последние десятилетия. Надо отметить, что имеющаяся информация не отражает реальных изменений освещенности, зависящих от реальных условий облачности, а также не учитывает уменьшение отраженной от подстилающей поверхности радиации за счет сокращения площади снежного покрова и продолжительности его залегания в условиях происходящих климатических изменений. В настоящее время существует потребность в оценке реальной картины пространственно-временной изменчивости световых ресурсов с целью их рационального использования (Горбаренко, 2021; Земцов и др., 2016; Коркина и др., 2020; Фьюнг, Соловьев, 2020; Darula, 2018; Ning, 2021).

Световой режим территории формируется под влиянием нескольких факторов. К астрономическим факторам относятся высота Солнца над горизонтом и продолжительность светового дня, к метеорологическим — состояние облачного покрова (количество и форма облаков), альbedo подстилающей поверхности, прозрачность атмосферы. Для безоблачной атмосферы данные по освещенности с высокой степенью достоверности можно получить математическим моделированием. Информация о пространственно-временном состоянии полей облачности и снежного покрова доступна благодаря спутниковым наблюдениям.

Настоящая работа является первым этапом работы по моделированию влияния различных факторов на естественную

освещенность земной поверхности. На основании модельных расчетов интегральной солнечной радиации сделаны теоретические оценки освещенности земной поверхности для обширного набора входных параметров, определяющих ее изменчивость в безоблачной атмосфере. Получена аппроксимационная формула, позволяющая рассчитать значения освещенности в любой географической точке в любой момент времени. По данным многолетних наблюдений, проводимых в МО МГУ, получена эмпирическая модель освещенности в безоблачных условиях. Проведена валидация модели и формулы путем прямого сравнения получаемых по ним результатов с данными независимых измерений. Сделаны оценки точности предложенных методов.

Материалы и методы исследований

Математическая модель. Для определения естественной освещенности (E) использованы результаты расчетов спектрального распределения солнечной радиации (прямой, суммарной и рассеянной) в видимой области спектра для ясного неба. Потоки радиации рассчитывались методом Монте-Карло путем моделирования траекторий фотонов для различных угловых высот солнца в сферической модели атмосферы с отражающей подстилающей поверхностью. Данный подход позволяет учесть селективное и континуальное поглощение солнечного излучения атмосферными газами (H_2O , O_2 , O_3 и NO_2) полинейным методом на основе спектроскопической базы данных HITRAN96 (Rublev et al., 2001). В дополнение к поглощению в газах метод также учитывает аэрозольное рассеяние и поглощение и рэлеевское рассеяние.

Расчеты выполнены для 11 косинусов зенитного угла Солнца (от 0,05 до 1,0), восьми оптических толщин аэрозоля (от 0,03 до 0,60), трех значений влагосодержания атмосферы w (0,985, 1,963, 2,93 см) и трех градаций общего содержания озона (2/3, 1 и 4/3 от 337 DU) для среднеширотных моделей атмосферы WCP-112 (WMO, 1986).

Световой поток оценивается по его действию на глаз среднего человека, относительная спектральная чувствительность которого определяется стандартизированной функцией спектральной эффективности излучения. В расчетах E использовано известное распределение относительной спектральной световой эффективности монохроматического излучения для дневного зрения (Аверкиев, 1960). Данные об освещенности получены путем преобразования рассчитанных по модели потоков солнечной радиации с использованием коэффициента световой отдачи, характеризующего световую чувствительность глаза. Спектральное распределение освещенности рассчитывалось по формуле:

$$E_{\lambda} = K_{\lambda} \cdot R_{\lambda}, \quad (1)$$

где E_{λ} — освещенность, R_{λ} — прямая или суммарная солнечная радиация, K_{λ} — световая отдача от солнечного излучения.

Прямая и суммарная освещенность рассчитывалась, рассеянная — определялась как разность между ними. Таким образом был подготовлен достаточно представительный массив опорных данных для одиннадцати состояний атмосферы, что обеспечило высокую точность интерполяции по основным оптическим параметрам атмосферы и позволило провести сравнения с результатами измерений. В таблице 1, в качестве примера, приведены данные суммарной освещенности для некоторых параметров атмосферы.

Для расчета естественной освещенности была получена аналитическая формула (3), аппроксимирующая табличные данные. В видимом диапазоне спектра поглощение водяным паром мало. Значения освещенности при различном влагосодержании различаются менее, чем на 1 % (табл. 1), поэтому при расчетах освещенности этот фактор может быть исключен из числа входных параметров. При этом допущении формула для расчета освещенности (клк) принимает вид:

$$E = A + B \cdot \tau + C \cdot \ln(\tau), \quad (2)$$

где τ — аэрозольная оптическая толщина (АОТ) атмосферы;

$$A = -21,5 + 150 \cdot \sin h + 19,3 \cdot \exp(-5 \cdot \sin h);$$

$$B = -19,2 - 12,5 \cdot \sin h + 28,1 \cdot \exp(-5 \cdot \sin h);$$

$$C = -2,8 + 3,6 \cdot \sin h + 2,8 \cdot \exp(-5 \cdot \sin h).$$

Таблица 1

Рассчитанные значения суммарной освещенности (клк) в зависимости от синуса высоты Солнца, аэрозольной оптической толщины (АОТ), влагосодержания атмосферы (w, см)

sin h	АОТ					
	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
<i>w=2,93</i>						
0,1	6,89	6,26	5,45	4,97	4,60	4,32
0,3	29,92	28,43	25,93	23,60	21,83	20,33
0,4	42,92	41,49	38,64	35,67	33,35	31,54
0,5	56,23	54,66	51,75	48,68	45,95	43,77
0,7	83,10	81,89	78,91	75,94	73,14	70,66
0,9	110,07	109,38	106,65	103,76	100,85	98,39
<i>w=1,96</i>						
0,1	6,95	6,31	5,50	5,00	4,63	4,34
0,3	30,09	28,62	26,10	23,74	21,94	20,45
0,4	43,15	41,68	38,85	35,84	33,52	31,70
0,5	56,47	54,89	51,97	48,90	46,15	43,96
0,7	83,31	82,12	79,13	76,16	73,34	70,88
0,9	110,30	109,64	107,07	104,05	101,10	98,72
<i>w=0,985</i>						
0,1	7,02	6,37	5,55	5,05	4,67	4,38
0,3	30,30	28,80	26,27	23,90	22,10	20,59
0,4	43,39	41,90	39,05	36,05	33,71	31,87
0,5	56,72	55,15	52,23	49,15	46,39	44,18
0,7	83,81	82,48	79,57	76,43	73,58	71,15
0,9	110,53	109,90	107,42	104,53	101,34	98,95

Погрешность аппроксимации табличных значений формулой (2) около 5 %.

Эмпирическая модель. С 1955 года в МО МГУ проводится полный комплекс метеорологических и актинометрических наблюдений. Для изучения светового режима Москвы в 1964 году начались непрерывные наблюдения за освещенностью земной поверхности (Евневич, 1965). До 2010 года основным прибором для измерения рассеянной и суммарной освещенности был регистратор естественного освещения, разработанный сотрудниками МО МГУ. С 2010 г. измерения суммарной освещенности проводятся фотометром LI-210SL фирмы LI-COR (www.licor.ru). Погрешность измерений естественной освещенности в среднем не превышает 10-12 % (Shilovtseva, 2001). Подробное описание наблюдений и действующих приборов приведено на сайте МО МГУ (www.momsu.ru) и в работе О. А. Шиловцевой (2014а).

Для создания эмпирической модели были выбраны значения освещенности при облачности меньше 2 баллов. Оценка облачности проводилась по ежечасным наблюдениям за количеством и формой облаков в светлое время суток. Освещенность определялась для середины каждого часового интервала. Всего было выбрано более 9000 случаев. В качестве характеристики прозрачности атмосферы использовалась аэрозольная оптическая толщина (АОТ) на длине волны 550 нм, рассчитанная по методике, изложенной в работе (Тарасова, Ярхо, 1991). Выделение теплого и холодного периодов произведено по состоянию подстилающей поверхности и альбедо (А, %). В тёплый период года — это поверхность с естественным травяным покровом в различных стадиях вегетации (А в пределах 12–23 %), а в холодный — со снежным покровом (А в пределах 45–90 %). По выделенным признакам и соответствующим им значениям освещенности были сформированы массивы данных за период 1964–2020 гг. Данные за период 1964–2004 гг. были подготовлены и проанализированы О. А. Шиловцевой.

Проверка полученных соотношений проводилась на независимых наблюдениях в период 2005–2020 гг. На основе этих выборок получены зависимости освещенности от высоты Солнца (h) в виде

степенной функции $E = a (\sin h)^b$ при отдельных градациях и средних значениях АОТ для теплого и холодного периодов (рис. 1, табл. 2).

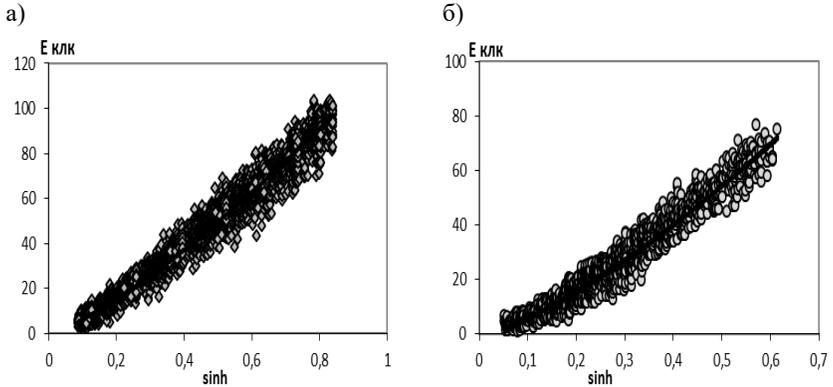


Рис. 1. Зависимость освещенности от высоты Солнца при всех условиях аэрозольной мутности атмосферы:
а — теплый период, б — холодный период

Таблица 2

Параметры а и б степенной аппроксимации $E = a(\sin h)^b$

Параметр	АОТ							Среднее
	0,05	0,1	0,15	0,2	0,3	0,4	0,5	
<i>Теплый период</i>								
a	131,96	128,68	126,26	125,66	119,78	120,85	115,81	121,75
b	1,26	1,28	1,31	1,32	1,33	1,41	1,40	1,30
R ²	0,969	0,946	0,981	0,979	0,968	0,968	0,969	0,965
<i>Холодный период</i>								
a	176,78	161,85	159,76	158,51	147,62	146,27	146,94	143,03
b	1,50	1,45	1,49	1,53	1,53	1,50	1,51	1,40
R ²	0,923	0,950	0,942	0,944	0,902	0,881	0,909	0,921

Анализ полученных результатов

Параметры степенной аппроксимации зависимости суммарной E от $\sin h$ представлены в таблице 2. Высокие значения коэффициентов детерминации (R^2) свидетельствуют о надёжности определения значений освещенности по полученным эмпирическим соотношениям.

При ясном небе основным фактором, определяющим суммарную освещенность у земной поверхности, является высота Солнца. Колебания естественной освещенности при одной и той же h вызваны изменениями прозрачности атмосферы, прежде всего ее аэрозольной составляющей (рис. 2а). Рассеянная и прямая освещенность существенно зависит от АОТ, для суммарной освещенности эта зависимость проявляется слабее (рис. 2б).

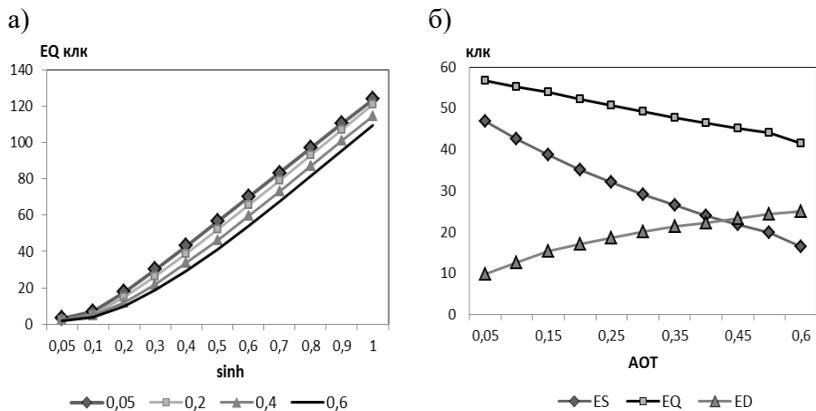


Рис. 2. Зависимость суммарной освещенности:
а — от высоты Солнца при заданных значениях АОТ;
б — от АОТ при высоте Солнца 30 град.

По модельным расчетам изменения АОТ от 0,05 до 0,20 при заданной высоте Солнца приводят к изменению освещенности примерно на 5 %, что меньше погрешности ее измерений. При изменении АОТ на порядок (0,05÷0,5) освещенность существенно зависит от h . По модельным расчетам относительное уменьшение

освещенности при изменении высоты солнца от 10 до 55 градусов составило от 47 до 22 % соответственно. Этот результат практически совпал с аналогичными данными, полученными по эмпирическим формулам (табл. 3).

Таблица 3

Относительное изменение рассчитанной и наблюдаемой освещенности (ΔE , %) при АОТ, равной 0,05 и 0,5

ΔE , %	h, град.		
	10	30	55
наблюдения	41	27	20
модель	47	28	22

Примечание: $\Delta E = (E_{0,05} - E_{0,5}) / E_{0,5} \cdot 100 \%$

Влияние АОТ на освещенность земной поверхности особенно заметно проявляется при значительном аэрозольном загрязнении. В период дымной мглы от лесных пожаров, летом 2010 года, при $AOT \geq 0,9$ наблюдалось ослабление суммарной освещенности в среднем более чем на 40 % относительно нормальных условий. При максимальном задымлении, зафиксированном 7 августа, ослабление суммарной освещенности даже при больших высотах Солнца достигало 60–70 %. (Шиловцева, 2014б). При h более 15 градусов данные наблюдений за освещенностью при всех значениях АОТ отличаются от данных модели не более чем на 3–5 %. При низких высотах Солнца различия увеличиваются, в том числе и за счет закрытости горизонта площадки, на которой проводятся наблюдения. Наибольшие различия отмечаются при низких высотах Солнца в условиях сильно загрязненной атмосфере (рис. 3).

Для проверки аппроксимационной формулы значение освещенности было рассчитано для каждого случая ясного неба (1446 случаев при снеге, 7022 — при траве). Сравнение результатов расчетов, выполненных по формуле (3), и многолетних измерений, проведенных в МО МГУ, показало их хорошее согласие для широких

диапазонов изменения высоты Солнца и аэрозольной замутненности атмосферы (рис. 4). Коэффициент корреляции сравниваемых данных выше 0,98 вне зависимости от наличия или отсутствия снежного покрова.

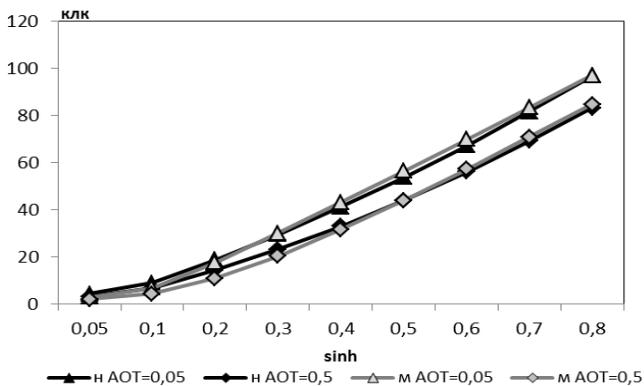


Рис. 3. Значения освещенности, полученные по математической (м) и эмпирической (н) моделям для АОТ = 0,05 и АОТ = 0,5, при различной высоте Солнца

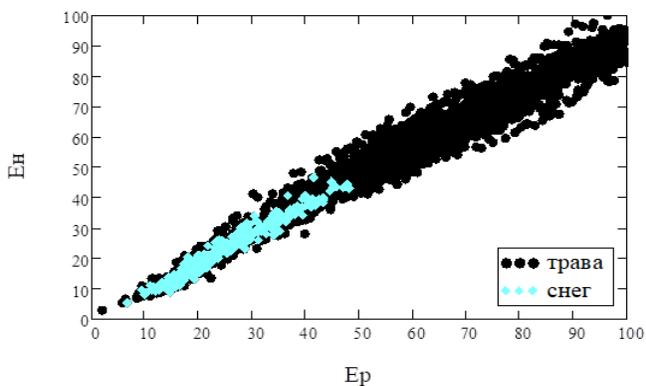


Рис. 4. Сравнение значений освещенности (E_r), рассчитанных по формуле (3), с данными наблюдениями (E_n)

Среднее квадратичное отклонение, характеризующее разброс измеренных и рассчитанных данных, составляет 8 % для зимних и не превышает 10 % для летних условий. Наибольшие отклонения отмечены при низких высотах Солнца и высоких значениях АОТ. Так как сами значения E в этих случаях малы, то относительная разность может достигать 20–30 % (рис. 5). Увеличение ошибки в летний период связано с более широким диапазоном значений аэрозольной мутности атмосферы, так как значения АОТ колеблются в пределах 0,01–0,16 зимой и 0,01–1,23 летом. По наблюдениям наличие снежного покрова увеличивает естественную освещенность за счет отражения радиации от подстилающей поверхности. Сопоставление рассчитанной освещенности E_r с данными наблюдений E_n не выявило влияния снежного покрова, что вероятно укладывается в 8 % ошибки.

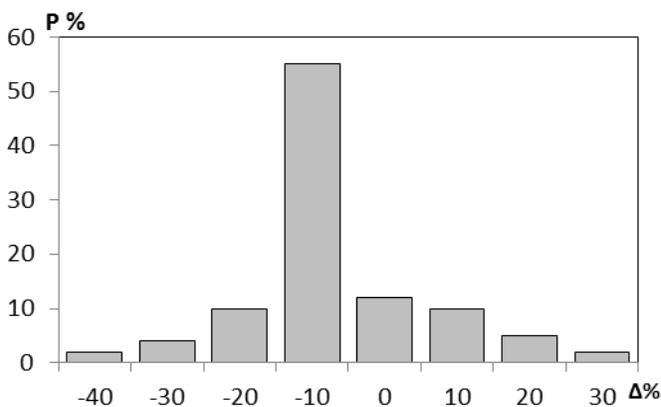


Рис. 5. Распределение относительной ошибки $\Delta = (E_n - E_r)/E_n \cdot 100 \%$ в холодный и теплый периоды

Для использования стандартной актинометрической информации при расчете освещенности необходимо определить световой эквивалент L_E , представляющий собой отношение освещенности к соответствующему значению солнечной радиации. Значения

световых эквивалентов, полученные на основании модельных расчетов (L_{EM}) и по данным наблюдений (L_{EH}), приведены на рисунке 6 и в таблице 4.

Таблица 4

Световых эквиваленты L_{EM} (клк/кВт·м²) в зависимости от синуса высоты Солнца ($\sin h$), АОТ, влагосодержания атмосферы (w)

sin h	АОТ					
	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
$w=2,93$						
0,1	107	107	107	109	109	110
0,3	116	114	113	111	110	109
0,4	117	116	115	113	111	111
0,5	117	116	115	114	112	112
0,7	116	116	116	115	114	114
0,9	116	116	116	115	114	114
$w=1,96$						
0,1	104	103	104	106	106	108
0,3	113	112	111	108	107	106
0,4	114	113	112	110	109	108
0,5	114	114	113	111	110	110
0,7	114	114	113	113	112	111
0,9	114	114	114	113	112	112
$w=0,985$						
0,1	100	99	100	102	102	103
0,3	109	108	107	105	103	102
0,4	111	110	108	106	105	104
0,5	111	110	110	108	107	106
0,7	110	111	111	109	109	108
0,9	111	111	111	110	109	109

Максимальные значения световых эквивалентов соответствует наибольшему влагосодержанию атмосферы, когда при постоянном значении E , интегральная солнечная радиация уменьшается. Относительная разность между L_{EM} при крайних значениях влагосодержания составляет от 4 до 7 % (табл. 4, рис. 6а). Зависимость светового эквивалента от высоты Солнца проявляется при больших значениях AOT (рис 6а). При $AOT \leq 0,2$ зависимость световых эквивалентов от аэрозольной мутности атмосферы не выражена.

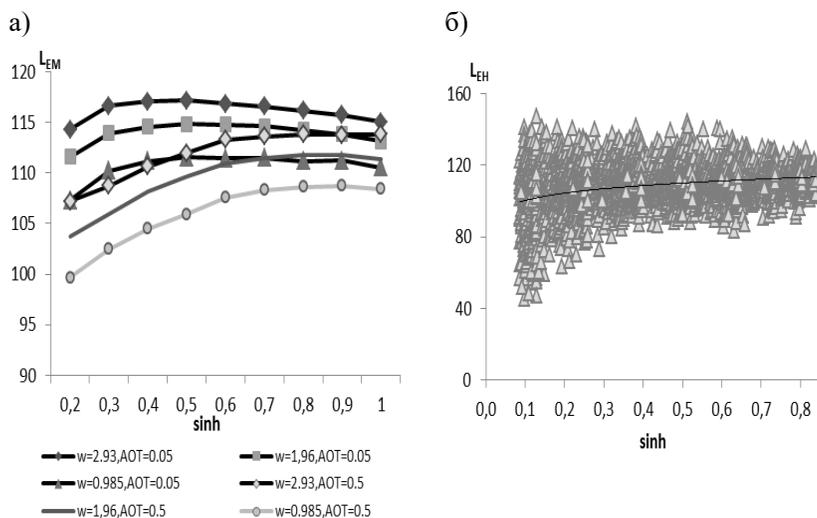


Рис. 6. Зависимость световых эквивалентов L_{EM} и L_{EH} от высоты Солнца:
 а — модельные расчеты, б — наблюдения

Значения L_{EH} , рассчитанные по данным наблюдений при средних условиях, были аппроксимированы степенной функцией (рис. 6б):

$$L_{EH} = 114,5 \sin h^{0,058} \quad (4)$$

Сопоставление световых эквивалентов, полученных по формуле 4, с аналогичными величинами, определенными по данным

моделирования, показывает хорошую сходимость между ними. В зависимости от АОТ, высоты Солнца и влагосодержания атмосферы световой эквивалент по данным наблюдений меняется от 100 до 114, по модальным расчетам от 109 до 112.

Сопоставление значений освещенности, рассчитанных по модельным данным с учетом L_{EM} , (E_p) с данными, полученными на основе результатов наблюдений за суммарной радиацией при ясном небе за период наблюдений 2004–2020 гг. с учетом L_{EN} , (E_n) показало хорошую сходимость между ними (рис. 7). Коэффициент корреляции E_p и E_n независимо от сезона составил 0,99.

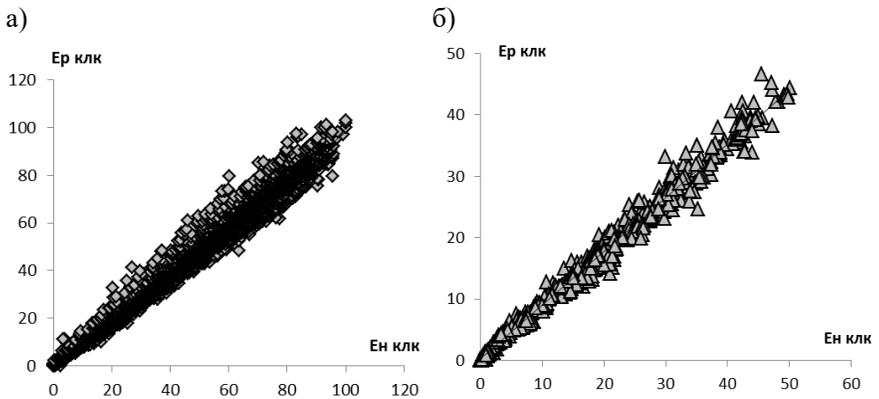


Рис. 7. Сравнение рассчитанных по световому эквиваленту и наблюдений:

а — период без снега, б — снег

Таким образом, для расчета освещенности по данным стандартных актинометрических наблюдений можно использовать единый световой эквивалент, равный $110 \text{ клк/кВт}\cdot\text{м}^{-2}$, независимо от влияющих на него факторов. Аналогичный вывод ранее был получен при анализе изменчивости светового эквивалента в различных климатических регионах (Бартеньева и др., 1971).

Заключение

В результате работы получены математическая и эмпирическая модели освещенности. Сравнение моделей показали хорошую сходимость, рассчитанных по ним значений освещенности для всех параметров безоблачной атмосферы. При высотах Солнца более 15° данные наблюдений независимо от условий аэрозольной мутности атмосферы отличаются от рассчитанных значений не более чем на 3–5 %.

Путем аппроксимации данных математической модели получена аналитическая формула, позволяющая рассчитать значения естественной освещенности земной поверхности в условиях ясного неба для любой географической точки. В видимом потоке практически нет поглощения водяным паром, поэтому формулу можно применять при любых значениях влагосодержания атмосферы. Среднее значение точности определения освещенности по ней около 10 %, что сопоставимо с точностью измерений и в большинстве случаев достаточно для любых практических применений.

Величины световых эквивалентов, рассчитанные по данным моделирования и данным наблюдений, практически совпали и не зависят от условий наблюдений, поэтому возможно рекомендовать к использованию единое значение светового эквивалента, равное $110 \text{ клк/кВт}\cdot\text{м}^2$.

Использование модели, формулы и эмпирических соотношений рекомендуется при высоте Солнца больше 15 градусов. На освещенность земной поверхности влияет состояние подстилающей поверхности. Тем не менее, при расчете освещенности в безоблачной атмосфере влиянием снежного покрова можно пренебречь. Оценивая освещенность, необходимо учитывать закрытость горизонта местности.

Представленные математическая и эмпирическая модели освещенности в условиях безоблачной атмосферы могут быть использованы для оценки влияния облачности на уровни естественной освещенности земной поверхности. Данные модели могут служить

и для контроля стабильности работы приборов по измерению освещенности.

Работа выполнена в соответствии с госбюджетными темами: «Глобальные эффекты и местные особенности региональных изменений климата» (АААА-А16-116032810086-4) и ФНИ Минстроя и РААСН 7.6.7 «Совершенствование методов обеспечения комфортных условий жизнедеятельности в жилых и общественных зданиях на основе применения европейских стандартов по естественному освещению зданий и международного стандарта МКО по пространственному распределению дневного света».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверкиев М. С. (1960) Метеорология. II Световые и электрические явления в атмосфере. — М.: Изд. МГУ. 167 с.

Бартенева О. Д., Полякова Е. А., Русин Н. П. (1971) Режим естественной освещенности на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 238 с.

Горбаренко Е. В. (2021) Возможные различия в нормативных и действительных значениях естественной освещенности, вызванные неучетом реальных условий облачности // Жилищное строительство. № 6. С. 42–50.

Гусев Н. М., Никольская Н. П. (1968). О светоклиматическом районировании территории Союза. — В сб. "Естественное освещение и инсоляция зданий", под ред. проф. Гусева Н. М. / М.: изд-во литературы по строительству. С. 5—11.

Евневич Т. В. (1965) Регистрация естественной освещенности в Москве. — В сб. "Климат большого города" / М.: Изд. МГУ. С.180—186.

Земцов В. А., Соловьёв А. К., Шмаров И. А. (2016) Яркостные параметры стандартного неба МКО в расчётах естественного освещения помещений и их применение в различных светоклиматических условиях России // Светотехника. № 6 с. 55–61

Коркина Е. В., Горбаренко Е. В., Пастушков П. П., Тюленев М. Д. (2020) Исследование температуры нагрева поверхности фасада от солнечной радиации при различных условиях облучения // Жилищное строительство № 7. С. 19–25.

Методические рекомендации по расчету специализированных климатических характеристик для обслуживания различных отраслей экономики. Строительство. Транспорт (2017) / под ред. Н. В.Кобышевой, В. В. Стадник —СПб: ООО «Амирит». 160 с.

Стадник В.В., Шанина И.Н. (2016) Оценка естественной освещенности земной поверхности по актинометрическим данным // Труды ГГО. Вып. 580. С. 110–124.

Тарасова Т. А., Ярхо Е. В. (1991) Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по наземным измерениям интегральной солнечной радиации. // Метеорология и гидрология. № 12. С. 66–71.

Шиловецова О. А. (2014а) Многолетние изменения естественной освещенности земной поверхности в Москве. // Труды ГГО. Вып. 572. С. 100–122.

Шиловецова О. А. (2014б) Световые условия в Москве во время дымной мглы. // Метеорология и гидрология, № 4. С.5–18.

Фьонг Н.Т.Х., Соловьев А.К. (2020) Оценка естественного освещения зданий с учетом солнцезащитных конструкций при реальных состояниях облачности // Вестник МГСУ. Т. 15 (2). С. 180–200. doi: 10.22227/1997-0935.2020.2.180-200.

Darula S. (2018) Review of the current state and future development in standardizing natural lighting in interiors // Light Eng. V. 26. № 4. 25 p.

Ning B., Chen Y. (2021) A radiant and convective time series method for cooling load calculation of radiant ce-iling panel system // Building and Environment. V. 188. P. 107411. DOI: 10.1016/j.buildenv.2020.107411

Rublev, A. N., Trotsenko, A. N., Trembach, V. V. and Kopylov, A. V.(2001): Online software for simulation of radiation measurements, in IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation / W. Smith and Yu. Timofeyev (Eds.). — A. Deepak Publishing: Hampton, Virginia. P.1105-1108.

Shilovtseva O. A. (2001). The experience of the visual solar radiation measurements in the Moscow State University Meteorological Observatory / In: IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation, W. L. Smith and Yu. M. Timofeyev (Eds.). — A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia. P. 1117–1120.

World Meteorology Organization publication. World Climate Research Program, "A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation", WCP-112, WMO/TD-№. 24, 1986.

**ФОРМИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА
НА МЕЛКОЗАЛЕЖНОМ БОЛОТЕ
ДОЛИННОГО ЗАЛЕГАНИЯ**

И. Л. Калюжный

Государственный гидрологический институт
199053 Санкт-Петербург, В.О., 2-я линия, 23

State Hydrology Institute
199053 St. Petersburg, V.O., 2nd line, 23

E-mail: hfl@mail.ru

Поступила в редакцию 14.07.2021
Поступила после доработки 20.08.2021

Введение

На территории Кольского полуострова распространены преимущественно мелкозалежные мезоолиготрофные болота площадью до 100–150 га, прилегающие к долинам ручьев и малых рек. Они составляют 80 % от всей площади болот полуострова, а по запасам торфа — только 4,4 %. Их торфяная залежь преимущественно низинного типа, что особенно важно для сельскохозяйственного освоения. Потенциально они представляют фонд земель, который может быть использован как в сельскохозяйственном, так и в промышленном производстве. При разработке проектов их использования остро стоит вопрос о гидрофизических процессах, протекающих на этих болотах, их характеристиках и взаимосвязях между ними. Оценка глубин промерзания, как необходимая характеристика при расчете параметров мелиоративной системы, невозможна без знаний о формировании снежного покрова и о толщине снега на этих болотах. Использование территории болот при проектировании, строительстве и эксплуатации промышленных сооружений требует оценки

метелевого переноса снега, так как формирование снежного покрова в этих природных образованиях имеет свои особенности. Между тем, эти знания в современной литературе о болотах Кольского полуострова отсутствуют.

Целью настоящей работы является исследование механизма формирования снежного покрова на мелкозалежных болотах долинного залегания на Кольском полуострове.

Краткое описание участка производства снегомерных наблюдений

Для определения основных факторов формирования снежного покрова на Кольском полуострове в долине ручья, впадающего в юго-восточную часть губы Завалишина, были организованы комплексные гидрометеорологические наблюдения. Выбранная долина с запада и востока окаймлена сплошными грядами холмов высотой от 15 до 30 м. Дно долины плоское, представляет собой мезоолиготрофное болото, покрытое редкими моховыми повышениями с кустарничковой растительностью. Ручей шириной до 3 м протекает по дну долины. В его приустьевой части имеются узкие участки с кустарниковой и низкорослой древесной растительностью.

Методы производства наблюдений за снежным покровом

Наблюдения за снежным покровом выполнялись полевым отрядом сотрудников ООО «Центр гидроэкологических исследований» (Санкт-Петербург) с 1 января по 19 апреля 2009 г. Для проведения работ в долине был выбран участок длиной 500 м и шириной около 200 м. Измерения велись по поперечникам, проложенным через каждые 5 м (всего их около 80). Высота снежного покрова определялась через каждые 2 м, плотность снега — в точках с характерными особенностями рельефа и растительности.

Поскольку в долине, окаймленной грядой высоких холмов, формируется особый ветровой режим, в центральной части долины была установлена автоматическая метеорологическая станция Vaisala

Weather Transmitter с комбинированным датчиком WXT510 на мачте длиной 6 м. Это обеспечило получение информации о направлении и скорости ветра, температуре и влажности воздуха в непрерывном режиме. В расчетах использовались результаты наблюдений, осредненные по 3-часовым интервалам.

На расстоянии 2 км от центра выбранной долины на северо-западном берегу губы Териберская расположена метеорологическая станция Териберка, данные которой также использовались в настоящем исследовании.

Анализ результатов измерения характеристик снежного покрова

В районе метеостанции Териберка появление снежного покрова в среднем наблюдается 13–17 октября. Устойчивый снежный покров устанавливается в первой–второй декаде ноября. Число дней с устойчивым снежным покровом составляет от 195 до 206. В холодный период года на станции Териберка преобладают твердые осадки (табл. 1). В зимний период они составляют 168 мм. Если их содержание принять за 100 %, то доля жидких и смешанных осадков составит 20,8 и 19,6 % соответственно.

Принимая во внимание, что за холодный период года в районе станции Териберка выпадает 236 мм осадков и около 20 мм испаряется, то толщина выпавшего снежного покрова в среднем должна быть около 70 см. Равномерность залегания снежного покрова нарушается под действием метелей, а совокупное влияние ветра и влажного воздуха увеличивает плотность снега до 0,30–0,35 г/см³.

Последовательно выполненные снегомерные съемки (24–26 января, 16–17 февраля и 17–18 апреля 2009 г.) позволяют исследовать процесс формирования снежной массы в пределах долины. Результаты, представленные в таблице 2, показывают, что в долине ручья формируются две четко выраженные зоны: зона интенсивного снегосноса и зона накопления снега.

Таблица 1

**Количество жидких, твердых и смешанных осадков (мм)
по данным станции Териберка за холодный период года**

Осадки	Месяц										Всего за X–V
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	
Жидкие	58	21	2					2	10	36	35
Твердые	2	18	26	26	33	23	21	11		2	168
Смешанные	6		11	4	1	1	1	5		6	33
Итого за месяц	66	40	39	30	34	24	22	18	29	44	236

Первая зона занимает более половины заболоченной части долины. Растительный покров в ней представлен низкорослыми кустарничками, густыми травами и моховым покровом. В долине ручья зона снегосноса ограничена изолинией высоты снега 0,2 м. При максимальных снегозапасах средняя высота снега в ней составляет 14 см.

Во второй зоне древесный и кустарниковый ярусы, крутой склон и прирусловая полоса создают ветровую тень, в которой откладывается снег.

Снегомерная съемка 24–27 января 2009 г. характеризует состояние поверхности снежного покрова в стадии его начального формирования. В это время снег задерживается неровностями микрорельефа (кочками и понижениями на болоте) и растительностью. Снег сдувается ветровым потоком с болота и пологих склонов и откладывается в неровностях микрорельефа: кустарничковой, моховой и травяной растительности. Зона снегосноса формируется, в основном, на дне долины в пределах болота. Залегание снега в зоне снегосноса показано на рисунке 1.

В первой зоне средняя толщина снега на болоте составляет всего 7 см. На этой высоте снег практически не превышает высоту кочек и кустарничковой растительности. Несмотря на выпадающие осадки, его толщина увеличивается незначительно. Это хорошо видно по результатам двух последующих снегосъемок: за весь зимний период в этой зоне средняя высота снега не превысила 14 см.



Рис. 1. Залегание снежного покрова в стадии его формирования на болоте в долине ручья. В средней части снимка — облесение береговой зоны ручья

На дне долины в кустарниковых зарослях, расположенных вдоль русла ручья, высота снега в среднем достигает 65–67 см. Снег сносится ветром и интенсивно откладывается в зоне уменьшения скорости ветра. Заметное отложение снега происходит на крутых склонах — до 82 см.

Результаты снегосъемок 16–18 февраля и 16–19 апреля 2009 г. показывают, что толщина снежного покрова в зоне ветровой тени непрерывно возрастает. При максимуме снегонакопления, предшествующем периоду снеготаяния, средняя высота снежного покрова в зарослях кустарников и в руслах ручьев составляла 108 и 138 см, наибольшая — 220 и 302 см соответственно. На пологих склонах средняя высота снега равна 61, на крутых — 124 см. Снег интенсивно откладывается в зоне ветровой тени. На отдельных облесенных прирусловых участках долины его толщина превышала 300 см.

Высота и плотность снега по данным снегомерных съёмок

Характеристика рельефа, растительность	Высота снежного покрова, см		Плотность снежного покрова, г/см ³	
	средняя	максимальная	средняя	минимальная
<i>24–27 января 2009 г.</i>				
Дно долины (моховая, травянистая, кустарничковая)	7	1	0,32	0,20
Дно долины (кустарник)	65	26	0,28	0,25
Дно долины (русла ручьев)	67	26	0,24	0,22
Склоны пологие	40	30	0,29	0,26
Склоны крутые	82	52	0,31	0,28
<i>16–18 февраля 2009 г.</i>				
Дно долины (моховая, травянистая и кустарничковая)	11	2	0,34	0,30
Дно долины (кустарник)	70	32	0,30	0,26
Дно долины (русла ручьев)	92	34	0,25	0,22
Склоны пологие	45	34	0,31	0,28
Склоны крутые	94	46	0,33	0,29
<i>16–19 апреля 2009 г.</i>				
Дно долины (моховая, травянистая, кустарничковая)	14	5	0,38	0,34
Дно долины (кустарник)	108	44	0,32	0,29
Дно долины (русла ручьев)	138	50	0,27	0,24
Склоны пологие	61	31	0,34	0,31
Склоны крутые	124	80	0,38	0,36

Результаты снегомерных съемок показывают, что зоны наибольших высот снега — это склоны, заросли кустарников и гидрографическая сеть долины. Руслу ручьев, окаймленные кустарниковыми зарослями в центральной части долины, покрыты снежным покровом толщиной до 100 см. В относительно редких случаях такая толщина снега наблюдается и на пологих склонах. На крутых склонах толщина снежного покрова достигает 150 см и более. Области больших отложений снега на всем протяжении крутых и пологих склонов, а также кустарниковых зарослей, отделяются от дна долины узкой зоной с толщиной снега около 50 см.

Данные наблюдений показывают, что плотность снега в процессе формирования снежного покрова претерпевает значительные изменения: от 0,10 (свежевыпавший снег) до 0,41 г/см³. Основным фактором увеличения плотности снега является ветровое воздействие при отрицательных температурах и большая влажность воздуха. Наименьшая средняя плотность (0,25 г/см³) наблюдается в руслах ручьев, где воздействие ветрового потока на снег ослабевает вследствие защищенности кустарниками и древостоем. На склонах в зоне ветрового навала средняя плотность наибольшая — 0,41 г/см³. Нередко под воздействием солнечной радиации снежный покров, лежащий на склонах, покрывается тонкой ледяной коркой. Высокая плотность снежного покрова снижает перенос снега ветром.

Характеристики ветрового режима в долине ручья определялись на основе показаний автоматической метеостанции. Анализ этих данных позволил установить общую продолжительность метелевого периода, который составил около 1600 ч и наблюдался в течение 147 суток зимой 2008–2009 гг. Полученные результаты не выходят за пределы продолжительности метелевого периода для Крайнего Севера (5040 ч) и территорий Российской Федерации (3600 ч), лежащих севернее 60° с. ш. (Михель, Руднева, 1967; Михель и др., 1969; Позницкий, 1969). Максимальная скорость ветра (порыв) составила 68,5 м/с.

Согласно работе И. Н. Позницкого (1969), в период стабилизации климатических характеристик средняя продолжительность метелей на станции Териберка составляет 648 ч, среднее число дней с метелью

равно 77, а наибольшее число дней с метелью — 139. Отсюда следует, что в зимний период 2008–2009 гг. продолжительность метелей была близка к максимальной.

Расчет переноса снега метелью основывается на том, что интенсивность переноса снежной массы пропорциональна энергии ветра. Эта зависимость описывается основными формулами, применяемыми для расчета интенсивности переноса снега на территории России (Мельник, 1952, 1966; Дюни, 1963). Аналогичный вид имеют и другие эмпирические формулы, в частности формулы Б. В. Иванова (1954), А. А. Комарова (1959) и Г. В. Бялбжеского (Бялбжеский, Амброс, 1956).

Во всех упомянутых формулах интенсивность метелевого переноса зависит от скорости ветра в третьей степени. Экспериментальным путем было установлено, что такая зависимость справедлива до скорости ветра 20 м/с. При скорости ветра выше 20 м/с указанная зависимость дает заниженные значения снегопереноса.

Для практических целей в системе Росгидромета (Михель, Руднева, 1967; Михель и др., 1969) используется теоретически обоснованная и подтвержденная инструментальными измерениями расчетная формула вида:

$$I = C \cdot V^3,$$

где I — интенсивность снегопереноса, которая соответствует массе снега в граммах, переносимой снегонесущим потоком в единицу времени (за 1 мин) через сечение приземного слоя атмосферы, перпендикулярное направлению ветра и имеющее ширину 1 см и высоту 2 м; V — скорость ветра на уровне флюгера, м/с; C — коэффициент пропорциональности, который определен на основании измерений. Согласно данным натуральных наблюдений Д. М. Мельника (1952, 1966) среднее значение коэффициента C в весовых единицах равно $0,0129 \pm 0,0009$ г/см мин. При переходе от плотности снега $0,17$ г/см³, наблюдаемой при метелях, к объему,

переносимому на 1 погонный метр за 1 ч, приближенно получаем $C = 0,00046$.

Характеристики метелевого переноса за период проведения эксперимента были оценены по данным автоматической метеостанции по методике, изложенной в (Дюнин, 1963; СНиП 2.10.04-85, 1988). В расчете плотность снега была принята равной $0,17 \text{ г/см}^3$, хотя в долине ручья она на протяжении всего зимнего периода существенно выше. Результаты расчета снегопереноса, а также данные о направлении и скорости ветра, осредненные по 3-часовым интервалам, приведены в таблице 3. Развитие метели начинается при скорости ветра больше 6 м/с . Из таблицы следует, что максимальный снегоперенос наблюдался при ветре юго-западных и северо-западных румбов. За период с 24 января по 17 февраля 2009 г. суммарный снегоперенос (по всем румбам) составил $236,5$, а за второй период — $449,2 \text{ м}^3/\text{пог. м}$. Всего за период проведения эксперимента с 24 января по 18 апреля 2009 г. потенциальный снегоперенос, соответствующий открытой местности, оказался равным $685 \text{ м}^3/\text{пог. м}$.

Орографические особенности местности, площадь снегосборного бассейна и ограниченная длина разгона метели приводят к уменьшению метелевого переноса снега.

А. К. Дюнин (1963) на основе теоретических и экспериментальных работ указал на необходимость учитывать длину снегосборного бассейна при оценке снегопереноса. В условиях Кольского полуострова для рассматриваемой долины ручья длиной около 1 км коэффициент уменьшения объема переносимого снега принимается равным 2. Поскольку расчетное значение объема переносимого снега равно $685 \text{ м}^3/\text{пог. м}$, то с учетом местных особенностей реальный объем переносимого снега составит порядка $342,5 \text{ м}^3/\text{пог. м}$.

В работе И. Н. Позницкого (1969) приведены средние и максимальные объемы переносимого за зиму снега всем видам метелей и поземкам при ветрах различных направлений.

Таблица 3

Снегоперенос за период проведения эксперимента

Характеристика	Направления, румб													СЗ	ССЗ	СЗ	ССЗ
	С	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З				
<i>Период действия снегопереноса с 24.01 по 17.02.2009 г.</i>																	
Скорость, м/с	< 6,0	< 6,0	< 6,0	< 6,0	9,5	12,8	13,1	9,1	8,8	10,7	9,7	8,2	10,8	20,4	19,8	8,6	
Число случаев	–	–	–	–	1	2	15	9	9	4	6	23	8	2	7	1	
Снегоперенос, м ³ /пог.м	0	0	0	0	0,4	6,1	61,1	11,5	10,4	6,5	11,9	18,6	13,8	23,9	71,4	0,9	
<i>Период действия снегопереноса с 18.02 по 18.04.2009 г.</i>																	
Скорость, м/с	11,0	10,3	10,7	10,3	6,1	0,0	7	8,4	7,9	10,8	11,3	8,2	9,1	12,9	11,1	10,7	
Число случаев	18	9	4	1	1	–	1	12	25	44	48	26	28	14	8	14	
Снегоперенос, м ³ /пог.м	38,4	16,4	7,2	1,6	0,4	0,0	0,6	10,8	19,4	122	80,5	22	34,2	46,5	19,3	29,9	
<i>Итого за период проведения эксперимента с 24.01 по 18.04.2009 г.</i>																	
Снегоперенос, м ³ /пог.м	38,4	16,4	7,2	1,6	0,8	6,1	61,7	22,3	29,8	128	92,4	40,6	48,0	70,4	90,7	30,8	

Анализ этих характеристик по 13 станциям, расположенным в береговой зоне и континентальной части Кольского полуострова, однозначно показывает, что в береговой зоне аномально большие величины (потенциального) снегопереноса (см. табл. 4). В этой зоне наибольшие расчетные объемы снегопереноса достигают 2000 м³/пог. м и более, что в 5–10 раз больше, чем в континентальной зоне (например, для сравнения данные по метеостанциям Терско-Орловский и Пулозеро). Отсюда потенциальный снегоперенос для района станции Териберка в 1440 м³/пог. м является вполне обоснованным.

Таблица 4

Объемы потенциально переносимого за зиму снега (м³/пог. м) по результатам наблюдений на береговых и континентальных станциях Кольского полуострова

Снего-перенос, м ³ /пог. м	Направление ветра								Всего за холодный период
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
<i>Терско-Орловский</i>									
Средний	141	41	45	28	338	271	601	89	1554
Максимальный	332	40	116	26	575	213	768	89	2178
<i>Пялица</i>									
Средний	30	112	73	16	74	138	61	24	528
Максимальный	98	98	255	114	49	195	323	66	1149
<i>Пулозеро</i>									
Средний	26	4	2	2	48	10	26	32	150
Максимальный	56	5	16	2	71	9	128	48	326

Результаты полевых работ и оценочные характеристики снегопереноса позволяют проектировать снегозащитные и другие мероприятия по периметру промышленных объектов или линейных сооружений, расположенных на мелкозалежном болоте долинного залегания.

Выводы

Анализ и обобщение данных специализированных наблюдений, выполненных на мелкозалежных болотах Кольского полуострова зимой 2008–2009 г., позволили получить детализированную информацию о толщине снега, особенностях его залегания и метелевом переносе в долинах малых рек и ручьев, окаймленных холмистым макрорельефом.

Установлено, что на мелкозалежных болотах формируются зона интенсивного снегноса и зона накопления снега. Площадь зоны снегноса существенно превышает площадь заболоченной долины, средняя высота снега в ней составляет ≈ 14 см. В зоне снегонакопления, располагающейся на крутых склонах, в русле и прирусловой полосе и покрытой кустарниковой и древесной растительностью, высота снега колеблется от 60 до 300 см. Потенциальный снегоперенос, соответствующий открытой местности долины ручья, равен $686 \text{ м}^3/\text{пог. м}$.

Полученные результаты могут быть полезны при проведении проектных работ в регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бялобжеский В. Г., Амброс Р. А. (1956). Повышение эффективности и экономичности снегозадерживающих устройств. — М.: Автотрансиздат. 120 с.

Дюнин А. К. (1963). Механика метелей. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 378 с.

Иванов Б. В. (1954). Об эффективности уположения откосов мелких железнодорожных выемок как средства против образования в них снежных заносов // Труды ТЭИ ЗСФАН СССР. Вып. IV. 80 с.

Комаров А. А. (1959). Повышение эффективности снегозащитных средств на железных дорогах Сибири. — Новосибирск: Обл. изд-во. 120 с.

Мельник Д. М. (1952). Методика определения влияния длины снегосборного бассейна на интенсивность переноса снега. — М.: ЦНИИ МПС.

Мельни Д. М. (1966). Предупреждение снежных заносов на железных дорогах. — М.: Изд-во «Транспорт». 160 с.

Михель В. М., Руднева А. В. (1967). Районирование территории СССР по переносу снега // Труды ГГО. Вып. 210. С. 79–91.

Михель В. М., Руднева А. В., Липовская В. И. (1969). Переносы снега при метелях и снегопады на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 204 с.

Позницкий И. Н. (1969). Оценка условий снеготранспорта на территории Мурманской области // Сборник работ Мурманской гидрометеорологической обсерватории. Вып. 2. С. 89–93.

СНиП 2.10.04-85. Теплицы и парники. С изменением № 1. (1988) — М.: Стройиздат. 72 с.

К ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ ТОКОВ МОЛНИЙ

А. В. Снегуров, В. С. Снегуров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva str., 7

E-mail: info@alwes.ru

Поступила в редакцию 19.10.2021
Поступила после доработки 23.12.2021

Введение

Методы оценки токов молний делятся на прямые и косвенные (Стекольников, 1943, 1960; Bruce, Golde, 1941; Norinder, Dahle, 1945; Norinder, 1951). Прямые методы обладают достаточно высокой точностью, но малой эффективностью. Более эффективные косвенные (дистанционные) методы отличаются от прямых тем, что ток молниевых разрядов (МР) не измеряется, а рассчитывается по эмпирическим соотношениям, полученным на основе экспериментальных данных о напряженности электрического или магнитного поля электромагнитного излучения (ЭМИ) искусственно инициированных (Orville et al., 1987; Orville, 1991; Uman, McLain, 1969, 1970; Uman et al., 1973 а, б) или зарегистрированных при ударах в высотные здания и сооружения (Berger, 1967; Berger et al., 1975) молниевых разрядов.

Попытки оценить токи МР по дистанционно измеренным электрическим и магнитным полям предпринимались неоднократно (Norinder, Dahle, 1945; Uman, McLain, 1970; Uman et al., 1973 а, б).

В первых опытах, проведенных в 1930-х и 1940-х годах, применение дистанционного метода оценки токов МР из-за отсутствия надежных данных о расстоянии ограничивалось

ближней зоной, где эффективно мог использоваться визуально-слуховой метод (Стекольников, 1943; Norinder, Dahle, 1945).

Появление глобальных спутниковых навигационных систем, средств связи и коммуникаций способствовало развитию многопунктовых гронопеленгационных систем (ГПС) за рубежом (ГПС_{if}) и в нашей стране, в частности в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГПС_{alw}), работающих в реальном времени и на больших территориях (www.TOAsystem.com; www.Vaisala.com; www.Alwes.ru).

Цель настоящей работы состоит в оценке токов МР по данным измерений напряженности электрического поля индикаторами грозовой опасности ГПС_{alw} и их сравнение с результатами наблюдений ГПС_{if}.

Основные соотношения для оценки тока молниевых разрядов многопунктовыми гронопеленгационными системами

Первые опыты по калибровке национальной сети США с помощью искусственно инициируемых МР были проведены в космическом центре им. Кеннеди, Флорида (Orville et al., 1987; Orville, 1991). Пиковые значения тока отрицательной полярности 18 искусственных молниевых разрядов «облако–земля» (О–З) были синхронизированы по времени с данными измерений напряженности магнитного поля шести пеленгаторов ГПС LLP (Lightning Location and Protection). При этом было показано, что для оценки пикового тока обратных ударов МР О–З можно пользоваться соотношением вида:

$$I = 2,3 + 0,19 \cdot RNSS \quad (1)$$

или упрощенной формулой для тока МР, величина которого отличается менее чем на 6 % от (1):

$$I = 0,2 \cdot RNSS, \quad (2)$$

где I — ток в кА; $RNSS$ (the range normalized signal strength) — нормализованное значение амплитуды магнитного поля (см. рис. 1).

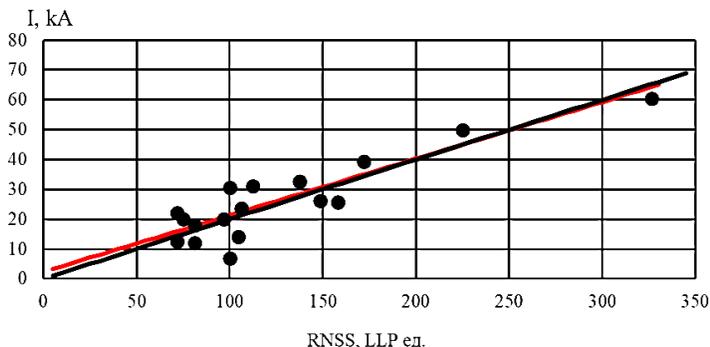


Рис. 1. Зависимость пиковых значений тока I (кА) от $RNSS$ (LLP ед.):
 точки — по данным измерений (Orville, 1991);
 черная прямая — расчет по формуле (1);
 красная прямая — расчет по формуле (2)

Коэффициент корреляции между нормализованной амплитудой напряженности магнитного поля и током молнии составляет 0,89, а среднее квадратическое отклонение не более 6,3 кА. Коэффициент пропорциональности 0,2 в формуле (2) получен (Orville et al., 1987) по результатам сравнения наблюдаемых в 1984–1985 годах медианных значений $RNSS$ и среднего пикового тока в 30 кА (Berger et al., 1975). Orville (1991) исследовал изменения значений напряженности магнитного поля от расстояния R до семи МР О–3, измеренного отдельными пеленгаторами системы LLP, и показал, что эти изменения можно описать степенной зависимостью с показателем степени $-1,13$ ($R^{-1,13}$), при этом диапазон вариаций показателя степени составляет от $-0,96$ до $-1,20$. Позднее (Idone et al., 1993) при анализе 57 случаев измерения токов данные (Orville, 1991) были пересмотрены и предложено новое уравнение регрессии:

$$I = 4,2 + 0,171 \cdot RNSS. \quad (3)$$

Выполненные в работе (Idone et al., 1993) для двенадцати МР О–3 исследования зависимости напряженности магнитного поля, измеренного отдельными пеленгаторами системы LLP, от расстояния R до канала МР, показали, что показатель степени колеблется от $-0,82$ до $-1,34$ и в среднем составляет $-1,09$. При этом максимальный коэффициент корреляции между измеренным током и $RNSS$ наблюдается при показателе степени $-1,13$.

Уравнения зависимости амплитуды сигнала от расстояния и уравнения преобразования напряженности магнитного поля в ток, использовавшиеся в национальной сети NLDN США (National Lightning Detection Network), приведены в таблице 1.

Таблица 1

Уравнения для оценки тока молниевых разрядов О–3 по данным сети NLDN (Rakov, 2005; Cummins et al., 2006)

Период	$RNSS = f(R)$	$I = f(RNSS)$
1982–1993 гг.	R^{-1}	$0,2 \cdot RNSS$
1993–1996 гг.	$R^{-1,13}$	$5,20 + 0,148 \cdot RNSS$
1996–2003 гг.	$R^{-1,13}$	$0,185 \cdot RNSS$
2004 г. и далее	$R^{-1} \cdot \exp(-R/1000)$	$0,185 \cdot RNSS$

Модернизация сети NLDN, предусматривающая замену датчиков программного обеспечения и серверного оборудования, проводилась в 1994–1995 (Cummins et al., 1998), 2003–2004 (Cummins, Murphy, 2009) и 2010–2013 годах (Nag et al., 2013 а, б). Подробная информация об обновлении датчиков и алгоритмов обработки данных приведена в работах (Jerauld et al., 2004, 2005; Cummins et al., 2010, 2011, 2012; Honma et al., 2013; Nag et al., 2011; Mallick et al., 2014). Результаты испытаний модернизированной NLDN, построенной на базе датчиков LS7002, подробно обсуждаются в работе (Buck et al., 2014).

Из таблицы 1 следует, что с 2003 года в NLDN для преобразования напряженности магнитного поля в ток используется уравнение вида:

$$I = 0,185 \cdot RNSS, \quad (4)$$

где $RNSS$ определяется соотношением (Cummins et al., 2006):

$$RNSS = C \cdot SS \cdot \left(\frac{R}{L}\right)^p \cdot \exp\left(\frac{R-L}{A}\right), \quad (5)$$

в котором C — постоянная (при расчетах в NLDN равна 1);

SS — напряженность магнитного поля, измеренная датчиком на расстоянии R , ед. LLP;

L — расстояние нормализации, км;

p — показатель затухания поля с расстоянием R ;

A — константа пространства, км.

В моделях $RNSS$ 1993–2003 гг. показатель затухания p принимался равным $-1,13$, константа пространства A составляла 105 км, а расстояние нормализации $L = 100$ км (Cummins et al., 1998). Эта модель хорошо работала на удалениях до 400 км.

В новой модели при $p = 1$ и $A = 1000$ км соотношение (5) приняло вид:

$$I = 0,185 \cdot SS \cdot \left(\frac{R}{100}\right) \cdot \exp\left(\frac{R-100}{1000}\right). \quad (6)$$

Уравнения (5) и (6) определяют ослабление напряженности магнитного поля подстилающей поверхностью и, в большей степени, ионосферой.

Сравнение токов инициированных МР и измеренных синхронно NLDN показало, что соотношение (6) улучшает оценку тока МР, измеренного NLDN.

Анализируя результаты расчетов отрицательных токов МР, полученные в работе (Orville, 1991), автор доклада (Diendorfer, 1992) приводит уравнение регрессии для пиковых значений тока I_p обратного удара МР и напряженности электрического поля E_p :

$$I_p = 2,3 + 4,2 \cdot E_p, \quad (7)$$

где I_p — ток, кА; E_p — пиковое значение напряженности электрического поля, приведенное к расстоянию 100 км, В/м.

При выводе формулы (7) напряженность электрического поля была принята равной 4,5 В/м, что соответствует пиковому току 20 кА на расстоянии 100 км или 100 единицам LLP (см. рис. 1). Аналогичное уравнение было получено по данным (Willett et al., 1989) для радиационной составляющей электрического поля E_p и тока I_p искусственно инициируемых МР на удалениях порядка 5 км (Diendorfer, 1992):

$$I_p = 2,7 + 3,9 \cdot E_p. \quad (8)$$

Повторный анализ данных (Willett et al., 1989) позволил уточнить формулу (8) и получить зависимость между отрицательным током, положительной напряженностью электрического поля и расстоянием от МР до места регистрации ЭМИ (Rakov et al., 1992):

$$I_p = 1,5 - 0,037 \cdot E_p \cdot R, \quad (9)$$

где I_p — пиковый ток обратного удара МР О–3 отрицательной полярности, кА; E_p — пиковое значение напряженности электрического поля положительной полярности, В/м; R — расстояние, км.

Соотношение (9), так же как и (8), получено для электрических полей, измеренных на удалении 5 км от обратного удара МР (Nag et al., 2012). Следовательно, уравнения (8) и (9) не отражают реальную связь между измеренными значениями напряженности электрического поля, расстоянием и отрицательным током МР на удалениях в несколько десятков километров и более.

По данным регистрации 178 отрицательных МР на удалениях от 50 до 250 км авторы (Pavlick et al., 2002) отметили, что токи, измеренные NLDN, в среднем на 10 % ниже, чем токи, рассчитанные по формуле (9). Через 10 лет в работе (Haddad et al., 2012) показано,

что пиковые значения токов отрицательных первых главных ударов О–З, полученных NLDN, в среднем на 20 %, а для отрицательных повторных ударов на 26 %, ниже, чем вычисленные по формуле (9).

Для положительных токов МР эмпирическая зависимость имеет вид (Nag et al., 2012):

$$I_p = 11,3 - 3,5 \cdot E_p, \quad r = 0,92. \quad (10)$$

Ток I_p , вычисленный по данным NLDN для 40 первых и 8 повторных молниевых разрядов, и напряженность электрического поля отрицательной полярности, приведенная к расстоянию 100 км, хорошо коррелируют между собой. Соотношение тока 116 отрицательных ударов, вычисленного аналогично, определяется уравнением:

$$I_p = 2,29 - 3,06 \cdot E_p, \quad r = 0,95, \quad (11)$$

где E_p — напряженность электрического поля положительной полярности, В/м; I_p — ток, вычисленный по данным NLDN, кА.

Изменение параметров в формулах (9)–(11) может быть связано с физическими различиями между естественными отрицательными возвратными (11), инициированными с помощью ракет отрицательными (9) и естественными положительными молниевыми разрядами (10). Другой причиной изменений может быть малый объем данных наблюдений. Если объединить рассмотренные выше случаи (в общей сложности 164 МР), уравнение регрессии примет вид:

$$I_p = 7,81 - 3,58 \cdot E_p, \quad (12)$$

где E_p — напряженность электрического поля положительной или отрицательной полярности, В/м; I_p — ток по данным NLDN, кА.

В работе (Nag et al., 2011) отмечается, что в NLDN алгоритм преобразования напряженности магнитного поля в ток был откалиброван по прямому измерению тока только для отрицательных последующих ударов О–З. Средняя величина расхождения между прямыми измерениями пикового тока и данными NLDN составляла

около 13 %. Поскольку параметры в приведенных выше уравнениях регрессии для отрицательных первых ударов и отрицательных последующих ударов почти одинаковы, было высказано предположение, что процедура компенсации эффекта распространения электромагнитного поля в NLDN и определение средних значений $RNSS$ в (4) и (5) работает в равной степени для первых и последующих возвратных ударов (Nag et al., 2012).

Используя измеренные производные электрического поля по времени и простую модель TL (Transmission Line), авторы (Uman, McLain, 1969) получили средние значения скорости тока и продолжительности волновой формы при 50 % значения пика для первого возвратного удара О–З, которые составили 115 кА/с и 75 нс. Для расчета тока МР по TL-модели при заданной скорости распространения волны тока (v) в канале МР, напряженности электрического (E_z) и магнитного (H_{xy}) поля были предложены следующие соотношения:

$$E_z \approx \frac{vI}{2\pi\epsilon_0 c^2 R}, \tag{13}$$

$$H_{xy} \approx \frac{\mu_0 vI}{2\pi c R}, \tag{14}$$

- где E_z — напряженность электрического поля, В/м;
 H_{xy} — напряженность магнитного поля, А/м;
 v — скорость волны тока в канале молнии, м/с;
 I — ток, кА;
 c — скорость света $3 \cdot 10^8$ м/с;
 R — расстояние, км;
 $\epsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м;
 $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м.

Эти соотношения позднее использовались для сравнения токов МР I_{NLDN} , вычисленных по данным NLDN, и тока I_{TL} (Nag et al., 2012). При расчетах тока I_{TL} скорость обратного удара v принималась равной $1,8 \cdot 10^8$ м/с. Показано, что для 48 положительных ударов МР ток I_{NLDN}

и ток I_{TL} , вычисленный по данным регистрации напряженности электрического поля E_z по TL-модели (13), связаны соотношением:

$$I_{NLDN} = 11,3 + 1,27 \cdot I_{TL}. \quad (15)$$

Аналогичное уравнение получено для 116 отрицательных обратных ударов МР:

$$I_{NLDN} = -2,29 + 1,10 \cdot I_{TL}. \quad (16)$$

Представленные соотношения для оценки тока возвратных ударов МР «облако–земля» и некоторые экспериментальные данные получены для южных территорий США.

Обозначения и исходные данные

Далее рассмотрим данные синхронной регистрации МР ГПС_{lf} с отдельными индикаторами ГПС_{alw} и однопунктовыми грозопеленгаторами (ОГПД) на территории Центрального и Северо-Западного федеральных округов Российской Федерации.

Для экспериментальных и расчетных параметров ЭМИ МР (атмосфериков) приняты следующие обозначения:

— ток, расстояние до МР из центра ГПС_{lf} и пеленг, рассчитанные по данным низкочастотных датчиков ГПС_{lf}, обозначены как I_{lf} , R_{lf} и P_{lf} ;

— напряженность электрического и магнитного поля, полученные по данным измерений индикаторами ГПС_{alw} — I_{alw} , $E_{z(alw)}$, $H_{xy(alw)}$;

— ток, вычисленный по данным напряженности электрического $E_{z(alw)}$ или магнитного $H_{xy(alw)}$ поля системой ГПС_{alw} по TL-модели — $I_{(alwE)}$ и $I_{(alwH)}$;

— расстояния от индикаторов ГПС_{alw} до МР, рассчитанные по данным датчиков ГПС_{lf} — R_{alwlf} ;

— пеленг, рассчитанный по данным ГПС_{alw} — P_{alw} ;

— пересчитанный пеленг P_{alw} от центра ГПС_{lf} — P_{alwlf} .

Для оценки токов МР воспользуемся наиболее простой и часто применяемой в расчетах ТЛ-моделью и соотношениями (13) и (14).

В отличие от ряда инженерных моделей (Uman et al., 1975; Heidler, 1985; Nucci et al., 1988; Diendorfer, Uman, 1990; Cooray, 1993; Thottappillil et al., 1997; Gomes, Cooray, 2000; Baba, Ishii, 2002), где скорость фронта волны тока в канале МР изменяется во времени, в ТЛ-модели она постоянна, и при расчетах токов, как правило, принимается равной $1,8 \cdot 10^8$ м/с (Nag et al., 2012).

Для оценки тока МР $I_{(alwE)}$ и $I_{(alwH)}$ по данным напряженности электрического $E_{z(alw)}$ или магнитного $H_{xy(alw)}$ поля соотношения (13) и (14) были преобразованы:

$$I_{(alwE)} \approx \eta_E \cdot E_{z(alw)} \cdot R_{lf},$$

$$\eta_E = \frac{5 \cdot 10^6 \cdot h_{EЭ}}{v},$$
(17)

$$I_{(alwH)} \approx \eta_H \cdot H_{xy(alw)} \cdot R_{lf},$$

$$\eta_H = \frac{4,78 \cdot 10^{14} \cdot h_{HЭ}}{v},$$
(18)

где $I_{(alwE)}$, $I_{(alwH)}$ — ток, кА;

$E_{z(alw)}$ — напряженность электрического поля (В/м) по данным индикатора ГПС_{alw};

$H_{xy(alw)}$ — напряженность магнитного поля, А/м;

R_{lf} — расстояние от МР до пункта измерений, вычисленное по данным ГПС_{lf}, км;

v — скорость волны тока МР, м/с;

$h_{EЭ}$, $h_{HЭ}$ — поправка на эффективность ГПС с датчиками или индикаторами, в которых используются электрические / магнитные антенны.

В качестве исходных данных для расчета тока молний используются значения напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$, $E_{z(alw2)}$ и напряженности магнитного поля $H_{xy(alw2)}$, измеренные

индикаторами версий Alwes 7.04.1 (разностно-дальномерная система ГПС_{alw}) и Alwes 7.04.2 (однопунктовые грозопеленгаторы-дальномеры) (www.Alwes.ru).

Данные регистрации МР ГПС_{lf} синхронизировались с данными отдельных индикаторов системы ГПС_{alw} и/или ОГПД. Методика синхронизации и предварительной обработки данных изложена в работе (Снегуров, Снегуров, 2018).

Из объединенного файла данных выбирались соответствующие значения тока I_{lf} МР, число датчиков N_d , участвующих в определении координат МР (пеленгов P_{lf} , P_{alwlf} и дальности R_{lf} , R_{alwlf}), напряженности электрического $E_{z(alw)}$ и/или магнитного $H_{xy(alw)}$ поля (отн. ед.), погрешности измерения координат B_{lf} , типы МР, их поляриность и интервалы синхронизации $TDif$.

С учетом действующих высот, вычисленных по геометрическим параметрам электрической и магнитной антенн, максимально допустимого входного напряжения контроллеров, разрядности их аналого-цифровых преобразователей, емкости кабеля, коэффициентов передачи антенных усилителей определялись параметры перехода от относительных единиц напряженности электрического и магнитного поля к их абсолютным значениям.

При синхронизации атмосфериков, зарегистрированных в территориально разнесенных пунктах, появляются грубые промахи, обусловленные наложением волновых форм сигналов от различных МР. Это наблюдается при интенсивных грозовых процессах в районе пунктов измерений. В таких случаях вероятность грубых промахов можно снизить при обработке сужением временного окна синхронизации измерений или с помощью критерия Граббса–Смирнова (ГОСТ Р ИСО 5725-2-2002, ГОСТ Р 8.736-2011). Этот критерий основан на предположении, что переменные принадлежат нормальному распределению.

Проверка нормальности распределений

В одном из первых отечественных экспериментальных исследований вариаций электростатических полей близких

молниевых разрядов, выполненном в 1963 году Л. Г. Махоткиным и К. А. Семеновым, было показано, что амплитуды электрического поля молниевых разрядов, измеренные на удалениях до 15 км, распределяются по логарифмически нормальному закону. Независимые исследования распределения амплитуд атмосфериков на различных частотах (Hoerger, Bradley, 1964), амплитуд токов МР (Malan, 1962; Müller-Hillerbrand, 1962; Wagner, 1963) и более поздние работы, например (Кононов и др., 1986), подтвердили их логарифмически нормальное распределение. По данным ГПС_{ИГ} Северного Кавказа, опубликованным в монографии (Синькевич и др., 2018), для отдельного грозового облака амплитуды токов МР подчиняются нормальному закону.

Для проверки нулевой гипотезы H_0 о принадлежности полученных данных $I_{ИГ}$, $E_{z(alw2)}$ и $H_{xy(alw2)}$ и их логарифма $\text{Ln}(I_{ИГ})$, $\text{Ln}(E_{z(alw2)})$ и $\text{Ln}(H_{xy(alw2)})$ нормальному закону распределения был выбран критерий Колмогорова (Р 50.1.037-2002; Лемешко, 2014). Проверка проводилась для уровня значимости 0,1 % для данных Стекольников (1943), Orville (1991), ГПС_{ИГ} и 5 % для данных ОГПД.

В таблице 2 показаны результаты проверки гипотезы H_0 нормальности распределения указанных выше параметров. В столбцах 3 и 6 таблицы 2 «плюс» соответствует принятию гипотезы H_0 (распределение переменной соответствует нормальному закону), «минус» — нулевая гипотеза H_0 отклоняется. В соответствии с критерием Колмогорова для токов I_3 МР и их логарифмов $\text{Ln}(I_3)$, полученных И. Е. Стекольниковым (1943) и Orville (1991), нулевая гипотеза H_0 не исключается, и они подчиняются нормальному закону распределения (рис. 26 и 36). Для токов МР $I_{ИГ}$, рассчитанных в ГПС_{ИГ} по данным за 2017 год, критерий (табл. 2) исключает нулевую гипотезу H_0 нормальности распределения. Критерий Колмогорова подтверждает нормальность распределения $\text{Ln}(I_{ИГ})$.

Примеры корреляционных графиков расчетных в рамках статистических моделей токов $I_{расч}$, $\text{Ln}(I_{расч})$ и экспериментальных значений I_3 , $\text{Ln}(I_3)$ приведены на рисунках 2 и 3. В первом случае измерения проводились с помощью ферромагнитных регистраторов на опорах линий электропередачи в период с 1937 по 1940 год (Стекольников, 1943), во втором данные получены в результате

калибровки национальной сети США с помощью искусственно инициируемых МР в космическом центре им. Кеннеди, Флорида (Orville et al., 1987; Orville, 1991). Для сравнения приводятся также аналогичные графики для расчетных токов $I_{расч}$ и токов I_s , измеренных ГПС_{lf} в 2017 году (рис. 4).

Рассмотрим статистику амплитуд напряженности электрического $E_{z(alw2)}$, магнитного $H_{xy(alw2)}$ поля МР и их логарифмов ($\text{Ln}(E_{z(alw2)})$, $\text{Ln}(H_{xy(alw2)})$), когда они зарегистрированы ОГПД из грозовых очагов, расположенных по окружности с радиусом 0–20, 0–40 и 0–80 км. В первой зоне, в соответствии с критериями (табл. 2), нулевая гипотеза о нормальности распределений $E_{z(alw2)}$ и $H_{xy(alw2)}$ отклонена (P -значение меньше 0,05). Аналогичный результат получен для второй (0–40 км) и третьей зоны (0–80 км). В зоне 0–20 км распределения $\text{Ln}(E_{z(alw2)})$ и $\text{Ln}(H_{xy(alw2)})$ можно отнести к нормальным. Это не наблюдается в двух других зонах и связано, видимо, с наличием нескольких грозовых очагов.

Таким образом, увеличение площади регистрации МР ОГПД существенно влияет на распределение амплитуд электрического и магнитного поля, искажая их реальное распределение в источнике. Надо отметить, что в экспериментах Стекольниковца (1943) влияние расстояния между регистратором и МР практически отсутствовало. Токи МР, приведенные в работе (Orville, 1991) (см. формулы (1)–(3), рис. 1 и табл. 1), вычислены по результатам измерений напряженности магнитного поля, приведенного (нормализованного) по амплитуде к расстоянию 100 км. Аналогичным образом велась обработка данных измерений амплитуды магнитного поля и пересчета в ток I_{lf} в ГПС_{lf}.

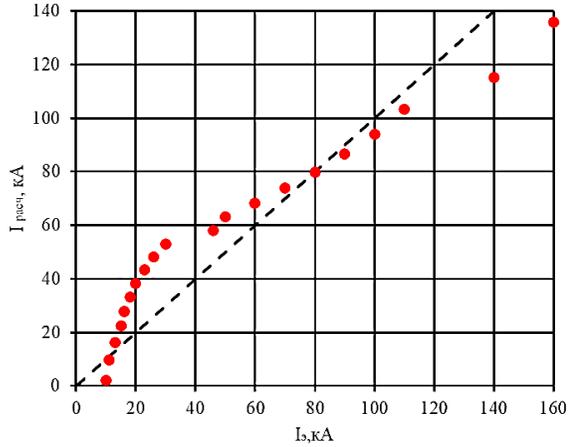
Следовательно, токи и амплитуды поля с определенной степенью достоверности можно отнести к источнику. Это подтверждается результатами обработки амплитуд электрического поля МР, зарегистрированных ОГПД в зоне до 100 км в 10-километровых интервалах. Для каждого интервала была проведена проверка соответствия измеренных значений амплитуд и логарифма амплитуд электрического поля нормальному закону распределения при уровне значимости 5 %.

Таблица 2

Результаты проверки гипотезы нормальности (H_0) переменных I_s , $\text{Ln}(I_s)$, I_{if} , $\text{Ln}(I_{if})$, $E_{z(altw2)}$, $\text{Ln}(E_{z(altw2)})$, $H_{xy(altw2)}$ и $\text{Ln}(H_{xy(altw2)})$

Источник данных	Критерий		Источник данных	Критерий	
	P -значение	H_0		P -значение	H_0
Orville, 1991, I_s (рис. 3а)	0,434	плюс	ОГПД $\text{Ln}(H_{xy(altw2)})$, (0–20 км), 2017	0,259	плюс
Orville, 1991, $\text{Ln}(I_s)$ (рис. 3б)	0,888	плюс	ОГПД $E_{z(altw2)}$, (0–40 км), 2017	0,000	минус
Стекольников, 1943, I_s (рис. 2а)	0,005	плюс	ОГПД $\text{Ln}(E_{z(altw2)})$, (0–40 км), 2017	0,192	плюс
Стекольников, 1943, $\text{Ln}(I_s)$ (рис. 2б)	0,865	плюс	ОГПД $H_{xy(altw2)}$, (0–40 км), 2017	0,000	минус
ГПС _{if} I_{if} , 2017 (рис. 4а)	0,000	минус	ОГПД $\text{Ln}(H_{xy(altw2)})$, (0–40 км), 2017	0,030	минус
ГПС _{if} $\text{Ln}(I_{if})$, 2017 (рис. 4б)	0,011	плюс	ОГПД $E_{z(altw2)}$, (0–80 км), 2017	0,000	минус
ОГПД $E_{z(altw2)}$, (0–20 км), 2017	0,004	минус	ОГПД $\text{Ln}(E_{z(altw2)})$, (0–80 км), 2017	0,000	минус
ОГПД $\text{Ln}(E_{z(altw2)})$, (0–20 км), 2017	0,495	плюс	ОГПД $H_{xy(altw2)}$, (0–80 км), 2017	0,000	минус
ОГПД $H_{xy(altw2)}$, (0–20 км), 2017	0,000	минус	ОГПД $\text{Ln}(H_{xy(altw2)})$, (0–80 км), 2017	0,000	минус

a)



б)

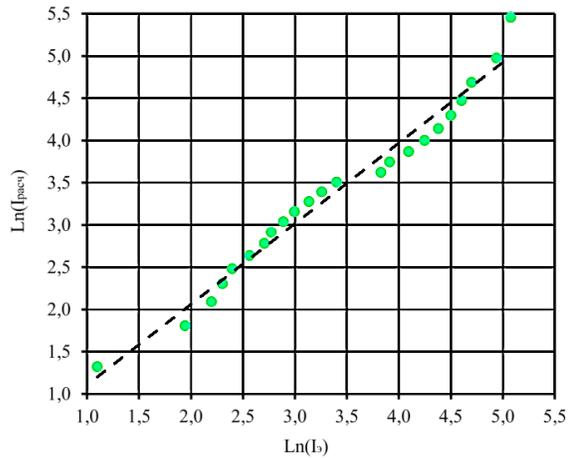


Рис. 2. Соотношение расчетных $I_{\text{расч}}$ и $\text{Ln}(I_{\text{расч}})$ и экспериментальных значений I_3 и $\text{Ln}(I_3)$ по данным, приведенным в работе (Стекольников, 1943)

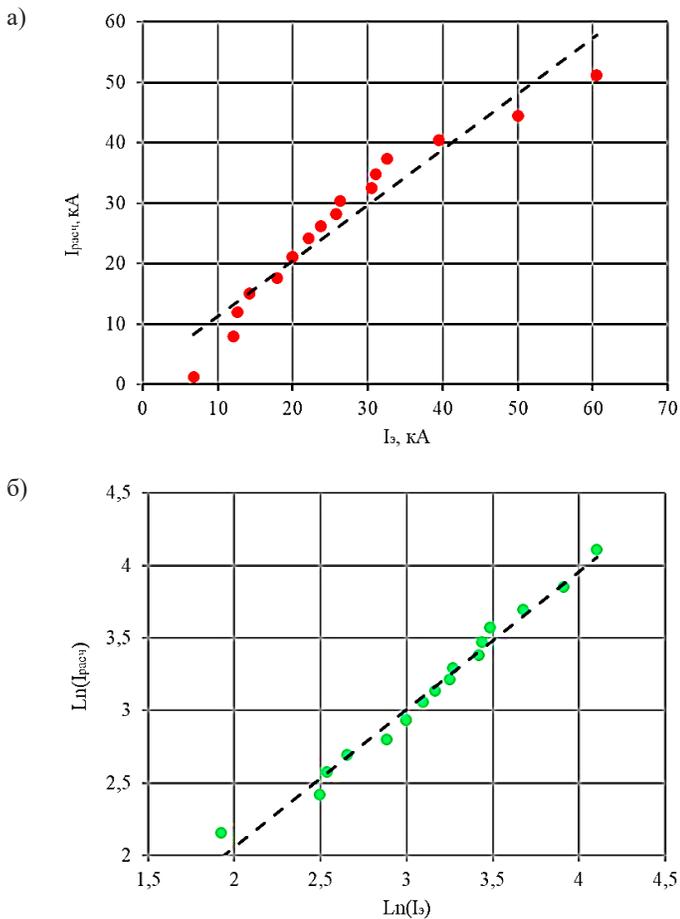


Рис. 3. Соотношение расчетных $I_{расч}$ и $\text{Ln}(I_{расч})$ и экспериментальных значений I_3 и $\text{Ln}(I_3)$ по данным, приведенным в работе (Orville, 1991)

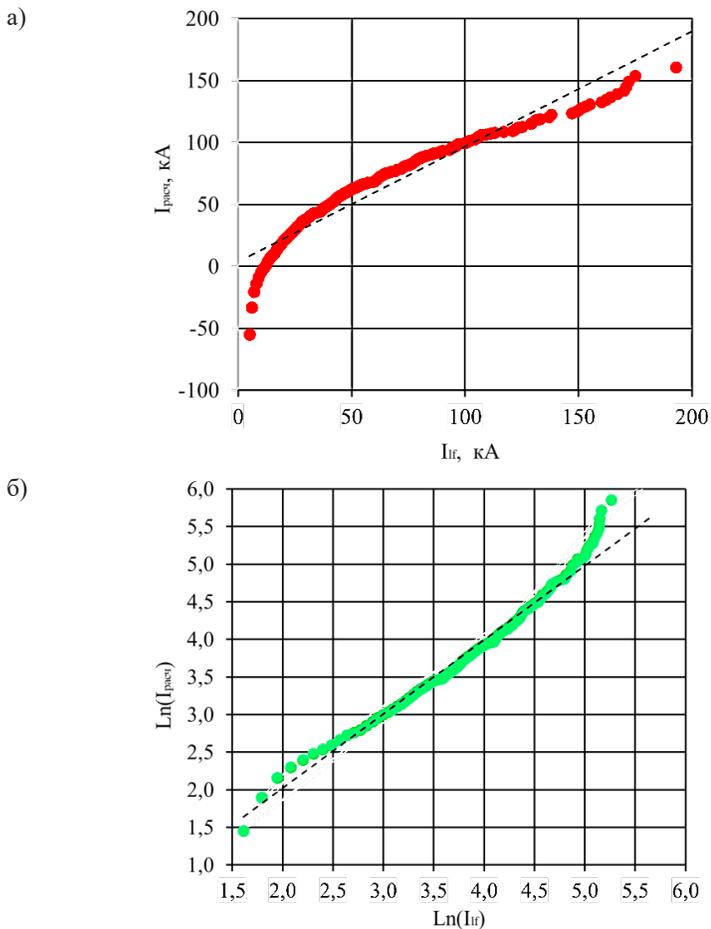


Рис. 4. Соотношение расчетных $I_{расч}$ и $\text{Ln}(I_{расч})$ и экспериментальных значений $I_{эф}$, $\text{Ln}(I_{эф})$ по данным ГПС_{эф} за 2017 год

На рисунке 5 приведены графики связи расчетных значений напряженности электрического поля $E_{z(расч)}$, логарифма $\text{Ln}(E_{z(расч)})$ с экспериментальными данными $E_{z(алw2)}$, $\text{Ln}(E_{z(алw2)})$ ОГПД в интервале

расстояний от 11 до 20 км. Коэффициенты корреляции равны 0,92 и 0,99 соответственно.

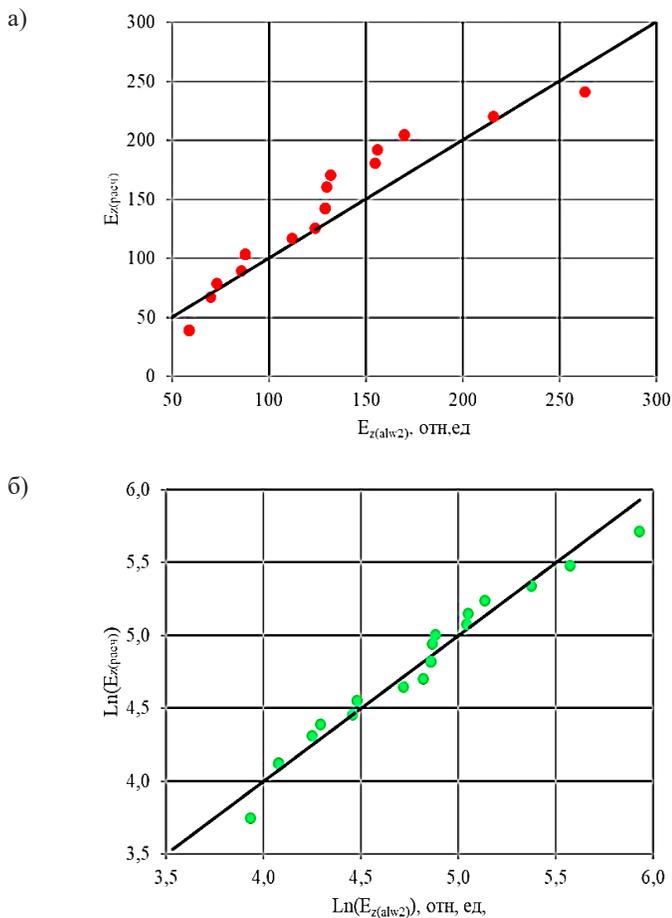


Рис. 5. Соотношение расчетных значений напряженности электрического поля $E_{z(\text{расч})}$, $\text{Ln}(E_{z(\text{расч})})$ молниевых разрядов и экспериментальных данных $E_{z(\text{alw2})}$ (а), $\text{Ln}(E_{z(\text{alw2})})$ (б) по данным ОГПД в интервале расстояний 11–20 км

Результаты обработки представлены в таблице 3 для переменных $E_{z(alw2)}$ и $\text{Ln}(E_{z(alw2)})$. Для переменной $E_{z(alw2)}$ нулевая гипотеза отклоняется на всех удалениях до 100 км, для переменной $\text{Ln}(E_{z(alw2)})$ в этом диапазоне расстояний нулевая гипотеза не отклоняется (табл. 3).

Таблица 3

Результаты проверки нормальности переменной $E_{z(alw2)}$ и $\text{Ln}(E_{z(alw2)})$ по данным ОГПД в зоне до 100 км в 10-километровых интервалах

Интервал расстояний, км	Критерии			
	<i>P</i> -значение	H_0	<i>P</i> -значение	H_0
	$E_{z(alw2)}$		$\text{Ln}(E_{z(alw2)})$	
11–20	0,009	минус	0,643	плюс
21–30	0,003	минус	0,432	плюс
31–40	0,000	минус	0,047	плюс
41–50	0,000	минус	0,094	плюс
51–60	0,025	минус	0,157	плюс
61–70	0,000	минус	0,121	плюс
71–80	0,006	минус	0,641	плюс
81–90	0,000	минус	0,062	плюс
91–100	0,002	минус	0,035	плюс

Зависимость электромагнитного излучения молниевых разрядов от расстояния

Рассмотрим трансформацию измеренных значений электрического и магнитного поля по мере увеличения расстояния до МР. Связь синхронно измеренных ОГПД и нормированных значений $E_{z(alw2)}$ и $H_{xy(alw2)}$, осредненных по 10-километровым интервалам, представлена на рисунке 6.

Изменение $E_{z(alw2)}$ и $H_{xy(alw2)}$ по мере увеличения расстояния R_{alwlf} до МР, синхронно измеренного ГПС_{lf}, можно аппроксимировать степенной зависимостью с показателями степени $-0,508$ и $-0,434$ соответственно (рис. 7).

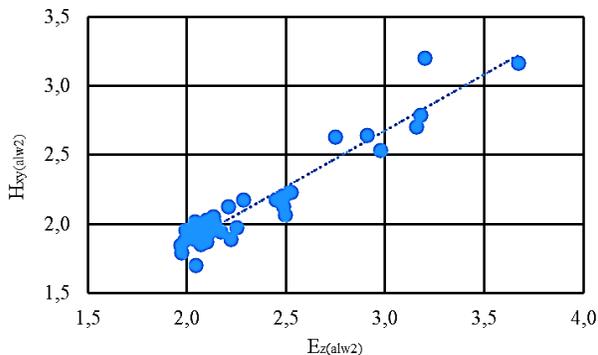


Рис. 6. Соотношение синхронных значений $E_{z(alw2)}$ и $H_{xy(alw2)}$, средних для 10-километровых интервалов, по данным измерений ОГПД за 2017–2019 гг., пос. Воейково.
 $r = 0,96$

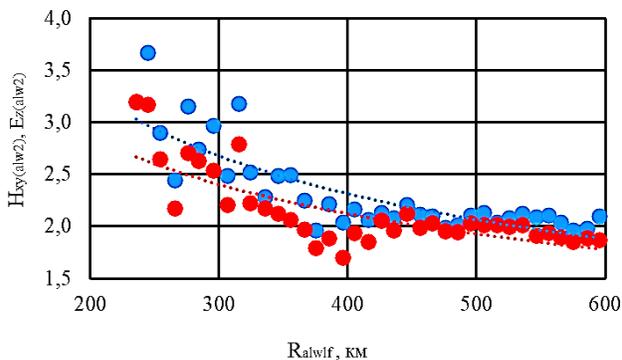


Рис. 7. Изменение средних в 10-километровых интервалах значений $E_{z(alw2)}$ (синие точки) и $H_{xy(alw2)}$ (красные точки) по мере увеличения расстояния R_{alwif}

Указанные показатели степени более чем в 2 раза отличаются от полученных в работах (Orville, 1991; Idone et al., 1993). Возможной

причиной может быть заметное различие граничных частот в низкочастотной части амплитудно-частотных характеристик приемных устройств. С другой стороны, может быть смена номера максимальной полуволны атмосферика, по которой измеряется его амплитуда. На расстояниях до 350–400 км максимальной является его первая полуволна, убывающая с расстоянием по степенному закону с показателем, близким к 1. На больших удалениях максимальной становится вторая полуволна, соответствующая первому ионосферному отражению, характер убывания которой с расстоянием меняется (соответственно меняется и вид аппроксимирующей линии регрессии).

Воспользуемся соотношением (6) для расчета тока МР I_{alwH} по напряженности магнитного поля $H_{xy(alw2)}$ и сравним полученный результат с током I_{lf} по данным ГПС_{lf} на различных расстояниях R_{alwlf} . Аналогичным образом сравним ток I_{alwE} , рассчитанный по данным электрического поля $E_{z(alw2)}$, с током I_{lf} .

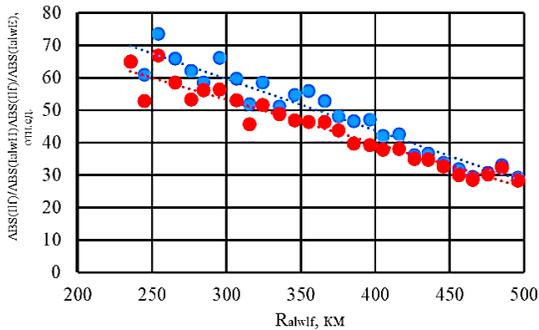


Рис. 8. Зависимость $ABS(I_{lf})/ABS(I_{alwH})$ (синие точки) и $ABS(I_{lf})/ABS(I_{alwE})$ (красные точки) от расстояния R_{alwlf}

Зависимость отношений абсолютных значений токов $ABS(I_{lf})/ABS(I_{alwH})$ и $ABS(I_{lf})/ABS(I_{alwE})$ от расстояния R_{alwlf} , представленная на рисунке 8, может быть аппроксимирована линейными уравнениями:

$$\text{ABS}(I_{\text{If}})/\text{ABS}(I_{\text{alwH}}) = -0,16 \cdot R_{\text{alwlf}} + 107, \quad R^2 = 0,93, \quad (19)$$

$$\text{ABS}(I_{\text{If}})/\text{ABS}(I_{\text{alwE}}) = -0,14 \cdot R_{\text{alwlf}} + 94, \quad R^2 = 0,93. \quad (20)$$

Таким образом, для сравнения токов МР I_{If} по данным ГПС_{If} и рассчитанных по данным ОГПД $H_{\text{xy}(\text{alw}2)}$, $E_{\text{z}(\text{alw}2)}$ с помощью формулы (6) необходимо вводить поправку на расстояние (см. соотношения (19) и (20) и рис. 9).

Средние значения разности амплитуды токов МР I_{If} по данным ГПС_{If} и данным ОГПД $I_{\text{alw}(H_{\text{xy}})}$, $I_{\text{alw}(E_{\text{z}})}$ с учетом поправок на расстояние равны 0,24 и 0,03 кА. Стандартные отклонения — 6,4 и 5,9 кА соответственно. Для сравнения амплитуды токов I_{If} по данным ГПС_{If} с амплитудами тока $I_{\text{alw}(E_{\text{z}})}$ для различных расстояний R_{alwlf} формула (9) может быть переписана в виде:

$$I_{\text{alw}(E_{\text{z}})} = 1,5 - 0,037 \cdot E_{\text{z}(\text{alw})} \cdot R_{\text{alwlf}}. \quad (21)$$

Рассмотрим данную зависимость на примере данных метеостанции Смоленск. Средние значения $E_{\text{z}(\text{alw})}$ были измерены индикатором ГПС_{alw} в 10-километровых интервалах в зоне до 500 км (рис. 10). Связь между током $I_{\text{alw}(E_{\text{z}})}$ и параметром $(E_{\text{z}(\text{alw})} \cdot R_{\text{alwlf}})$ аппроксимируется линейным уравнением (21) с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,96$. Средние значения разности токов I_{If} и $I_{\text{alw}(E_{\text{z}})}$ отличаются на 9,4 кА, а стандартное отклонение составляет 3,8 кА.

Исключив первое слагаемое в формуле (21), получим соотношение, которое можно представить формулой (17), где параметр $\eta_{\text{E}} = 5 \cdot 10^6 \cdot h_{\text{Ez}}/\nu$. При этом разность токов уменьшится до 7,9 кА. Принимая поправку на действующую высоту антенны $h_{\text{Ez}} = 1$, а параметр η_{E} равным 0,037 (из соотношения (21)), получим скорость волны тока $\nu = 1,35 \cdot 10^8$ м/с. Это значение ниже принятого при расчетах токов скорости $1,8 \cdot 10^8$ м/с (Nag et al., 2012), но близко к скорости, измеренной в Космическом центре Кеннеди, Флорида и Нью-Мексико (Idone, Orville, 1982).

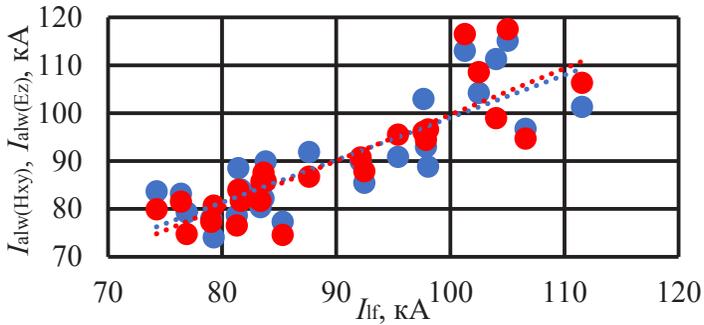


Рис. 9. Связь между I_{If} по данным ГПС $_{If}$ и $I_{alw(Hxy)}$ (синие точки), $I_{alw(Ez)}$ (красные точки) по данным ОГПД

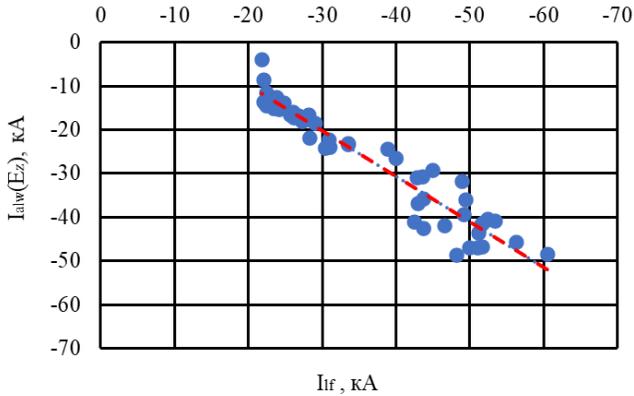


Рис. 10. Связь тока I_{If} по данным ГПС $_{If}$ и тока $I_{alw(Ez)}$, вычисленного по формуле (21)

Параметр η_E в ТЛ-модели определяется отношением тока МР I_{If} к параметру W_{alwf} , равному произведению напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ и расстояния R_{alwf} .

Распределение нормированных по максимуму средних значений напряженности электрического $E_{z(alw)}/E_{zmax}$ и магнитного $SS(H_{xylf})/SS_{max}$ поля в 10-километровых интервалах на расстояниях до 500 км относительно индикатора ГПС_{alw} метеостанции г. Смоленска представлено на рисунке 11. При этом зависимость средних значений $E_{z(alw)}$ от R_{alwlf} аппроксимируется степенной функцией:

$$E_{z(alw)} = 68,89 \cdot (R_{alwlf})^{-0,558}, \quad R^2 = 0,95. \quad (22)$$

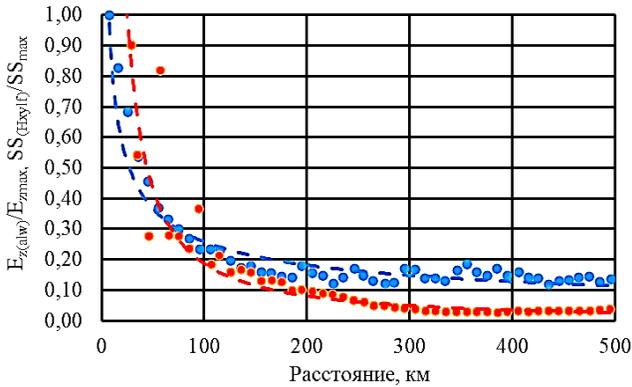


Рис. 11. Ход средних нормированных по максимуму значений напряженности электрического $E_{z(alw)}/E_{zmax}$ (синие точки) и магнитного $SS(H_{xy lf})/SS_{max}$ (красные точки) поля (ед. LLP) в 10-километровых интервалах на расстояниях до 500 км относительно датчика ГПС_{alw} метеостанции г. Смоленска и центра ГПС_{lf} соответственно

Если дистанцию до 500 км разделить на три участка (первый до 30 км, второй от 31 до 100 км, третий от 101 до 500 км) и определить зависимость средних значений напряженности электрического поля от средних значений расстояний в 10-километровых интервалах, то получим три уравнения вида:

$$E_{z(alw)} = 35,8 \cdot (R_{alwlf})^{-0,292}, \quad R^2 = 0,98 \text{ (до 30 км)},$$

$$E_{z(\text{alw})} = 210,8 \cdot (R_{\text{alwlf}})^{-0,832}, \quad R^2 = 0,99 \text{ (от 31 до 100 км)},$$

$$E_{z(\text{alw})} = 22,4 \cdot (R_{\text{alwlf}})^{-0,360}, \quad R^2 = 0,86 \text{ (от 101 до 500 км)}.$$

На первом участке электрическое поле $E_{z(\text{alw})}$ по мере увеличения расстояния (R_{alwlf}) уменьшается медленнее, чем на втором и третьем участках. Это связано с тем, что сказывается влияние размеров излучателя молниевых разрядов (Юман, 1972), которое по мере увеличения расстояния уменьшается. Как показано в работах (Wait, 1962; Бару и др., 1976) для расстояний меньшей длины молниевых разрядов, абсолютные значения напряженности электрического поля пропорциональны логарифму отношения расстояния к длине волны. Например, для верхней рабочей частоты индикаторов ГПС_{alw} 100 кГц в диапазоне расстояний до 5 км показатель степени уравнения степенной регрессии равен $-0,19$, а на расстоянии 10 км он равен $-0,21$ при коэффициенте надежности аппроксимации около единицы. В зоне от 31 до 100 км электрическое поле падает быстрее из-за потерь, связанных с изменением электростатической и индукционной составляющих. На удалениях от 100 до 500 км показатель степени равен $-0,360$, а в зоне от 500 до 1000 км он составляет $-0,385$ при коэффициенте детерминации $0,73$.

Напряженность магнитного поля, по которой рассчитывался ток I_{lf} МР в ГПС_{lf}, неизвестна. Для ее оценки воспользуемся соотношениями между напряженностью поля и расстоянием (см. табл. 1). По токам I_{lf} и расстояниям R_{lf} по формуле (6) оценим напряженность магнитного поля $SS_{(\text{Hxylf})}$ в единицах LLP. За основу расчета $SS_{(\text{Hxylf})}$ примем средние значения тока I_{lf} МР и средние расстояния R_{lf} от центра ГПС_{lf} в 10-километровых интервалах. Зависимость нормированных значений $SS_{(\text{Hxylf})}/SS_{\text{max}}$ на удалениях до 500 км от центра ГПС_{lf} от расстояния R_{lf} аппроксимируется степенной функцией:

$$SS_{(\text{Hxylf})} = 49,3 \cdot R_{\text{lf}}^{-1,211}, \quad R^2 = 0,73. \quad (23)$$

Из соотношений (22) и (23) следует, что напряженность магнитного поля $SS_{(Hxy)lf}$ (в ед. LLP) по данным ГПС_{lf} убывает с расстоянием быстрее, чем напряженность электрического поля $E_{z(alw)}$. Показатели степени отличаются более чем в 2 раза.

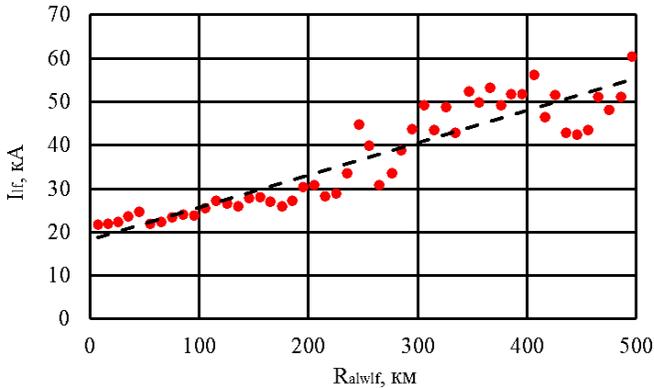


Рис. 12. Изменение средних абсолютных значений тока отрицательных МР в 10-километровых интервалах на расстояниях до 500 км относительно датчика ГПС_{alw} метеостанции г. Смоленска

Абсолютные значения тока $ABS(I_{lf})$, вычисленные по данным ГПС_{lf}, с увеличением расстояния R_{alwlf} относительно метеостанции г. Смоленска (рис. 12) увеличиваются линейно:

$$ABS(I_{lf}) = 0,074 \cdot R_{alwlf} + 18,31, \quad R^2 = 0,85. \quad (24)$$

Увеличение абсолютных значений тока $ABS(I_{lf})$ МР по мере увеличения расстояния от пункта измерения напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ объясняется ограничениями пороговых устройств в датчиках ГПС_{lf} и индикаторах ГПС_{alw}. Это приводит к потере МР с малыми амплитудами на больших удалениях.

Средние значения отрицательного тока I_{lf} молниевых разрядов «облако–земля», погрешности измерения координат Θ_{lf} , параметров $W_{alwlf} = E_{z(alw)} R_{alwlf}$ и $\eta = I_{lf} / W_{alwlf}$, напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ в 20-километровых интервалах приведены в таблице 4.

Таблица 4

Средние значения параметров электромагнитного излучения молниевых разрядов в 20-километровых интервалах (Смоленск, 2017)

R_{alwlf} , км	I_{lf} , кА	Θ_{lf} , км	W_{alwlf}	η	E_z , В/м	R^2 , %	$\Theta_{ап}$, %
15,2	-22,0	18,1	251,4	-0,15107	16,8	89,9	8,4
30,7	-23,1	18,4	360,7	-0,08382	12,1	84,7	12,7
50,4	-23,3	16,1	408,7	-0,06696	8,2	90,1	9,6
69,4	-22,7	14,8	430,4	-0,05923	6,2	89,8	9,2
89,9	-23,9	15,4	447,4	-0,05734	5,0	91,4	8,5
150,3	-28,0	15,8	493,9	-0,05991	3,3	93,9	8,1
250,1	-41,4	10,3	763,6	-0,05548	3,1	97,9	5,4
351,8	-49,5	5,0	1042,6	-0,04952	3,0	96,8	9,5
449,9	-40,9	13,5	1060,5	-0,03894	2,4	97,2	5,5
551,2	-57,4	4,5	1265,1	-0,04636	2,3	96,7	4,1

Статистические параметры моделей токов молний

Рассмотрим изменения статистических параметров парной регрессии между током молнии I_{lf} , напряженностью электрического поля $E_{z(alw)}$ в 10-километровых интервалах R_{alwlf} в зоне до 500 км.

Графики на рисунке 13 иллюстрируют зависимость коэффициента детерминации R^2 и абсолютной погрешности аппроксимации $\Theta_{ап}$ парной регрессии между током молнии I_{lf} и напряженностью электрического поля $E_{z(alw)}$ на различных расстояниях

R_{alwlf} в зоне до 500 км. Коэффициент детерминации на удалениях от 7,5 км до 85,5 км растет от 0,01 до 0,67. R^2 достигает максимума на 246 км, и далее волнообразно уменьшается до 0,58 на расстоянии 500 км. Следовательно, при обработке экспериментальных данных для интерпретации тех или иных взаимных связей целесообразно напряженность электрического поля $E_{z(alw)}$ нормализовать (приводить) к расстоянию 100 км, как это практикуется в научно-исследовательских работах и публикациях, или исключить из обработки данные в зоне до 100 км. Абсолютная погрешность аппроксимации $\sigma_{ан}$ в 10-километровых интервалах по всему диапазону расстояний превышает 0,19 (19 %). Это указывает на низкое качество данной модели.

Аналогичным образом изменяются с расстоянием параметры R^2 и $\sigma_{ан}$, рассчитанные для модели парной регрессии с зависимой переменной I_{lf} и независимой переменной $W_{alwlf} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$.

Связь между напряженностью электрического поля $E_{z(alw)}$, параметром $W_{alwlf} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$ и SS_{lf} можно оценить по их средним значениям в пятиамперных интервалах отрицательного тока МР.

Между параметрами $E_{z(alw)}$ и SS_{lf} наблюдается умеренная связь (коэффициент корреляции равен 0,37). Учет расстояния R_{alwlf} до МР позволяет значительно увеличить коэффициент корреляции между W_{alwlf} и SS_{lf} до 0,91. График на рисунке 14 иллюстрирует эту зависимость.

На следующем этапе обработки и анализа данных измерений проведена оценка связи между зависимой переменной (токами I_{lf} отрицательной и положительной полярности МР различного типа по данным ГПС_{lf}) и независимой переменной $W_{alwlf} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$, определены коэффициенты a_0 , a_4 и детерминации R^2 уравнения линейной регрессии (однофакторная модель) вида:

$$I_{lf} = a_0 + a_4 \cdot x_4, \quad (25)$$

где $x_4 = W_{alwlf}$.

Расчеты проводились для шести индикаторов грозовой опасности на метеостанциях Вышний Волочек, Великие Луки, Гдов, Смоленск, Калуга и на полевой экспериментальной базе ГГО в п. Воейково.

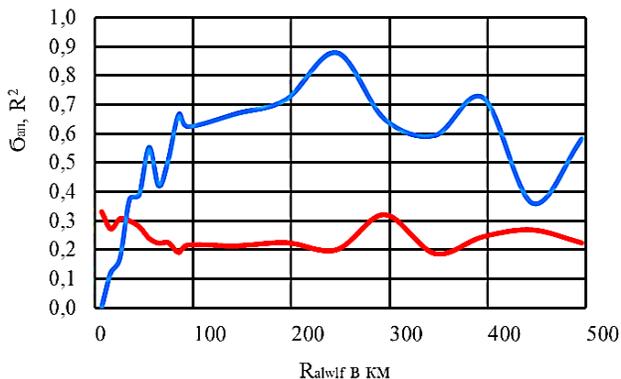


Рис. 13. Зависимость коэффициента детерминации R^2 и абсолютной погрешности аппроксимации $\sigma_{ап}$ парной регрессии между током молнии I_{lf} и напряженностью электрического поля $E_{z(alw)}$ в 10-километровых интервалах R_{alwif} в зоне до 500 км от Смоленска

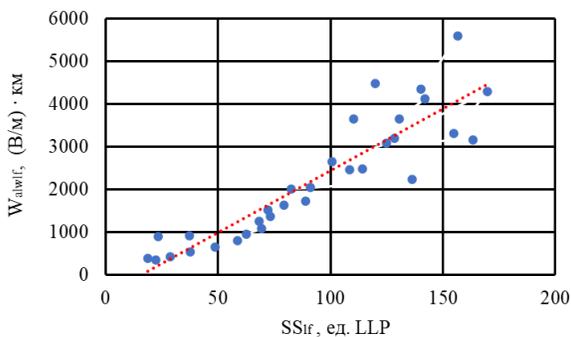


Рис. 14. Корреляционная связь между параметрами $W_{alwif} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwif}$ и SS_{lf}

Полученные значения коэффициента уравнения (25) a_4 (табл. 6) можно сравнить с коэффициентами уравнений (7)–(12) для отрицательных и положительных токов МР «облако–земля», рассмотренных выше.

Автор работы (Diendorfer, 1992) после обработки данных (Orville, 1991) и (Willett et al., 1989) вычислил коэффициенты независимых переменных, приведенных к расстоянию 100 км, для инициируемых отрицательных МР О–З. Они равны 4,2 и 3,9 соответственно (см. формулы (7) и (8)). В работе (Rakov et al., 1992) по данным (Willett et al., 1989) получено уравнение (9), в котором при нормализации напряженности электрического поля E_p отрицательных МР О–З по расстоянию 100 км коэффициент независимой переменной равен 3,7. Во всех случаях использовались данные измерений напряженности поля инициируемых МР О–З. Для положительных и отрицательных МР О–З по данным национальной сети NLDN США (Nag et al., 2012) коэффициенты равны 3,5 и 3,06 (формулы (10) и (11)) соответственно. В общей формуле (12) (для 161 МР О–З обеих полярностей по данным NLDN) этот коэффициент равен 3,58. Таким образом, коэффициенты независимой переменной для разрядов О–З положительной и отрицательной полярности по данным NLDN отличаются на 12,6 %.

Для сравнения (табл. 5) коэффициенты a_4 для МР О–З отрицательной и положительной полярности различаются в Вышнем Волочке на 4,4, в Великих Луках — на 15,2, Гдове — на 5,2, Смоленске — на 20,9, Калуге — на 30,1 и в Воейково — на 19,0 %.

Коэффициент детерминации изменяется от 52,1 до 77,0 % при среднем значении 69,5 %. Следовательно, оставшиеся 30,5 % определяются другими независимыми переменными.

Разрядам в облаках различной полярности характерен большой разброс значений коэффициента a_4 , от 8 до 84 %, при среднем значении 47,8 %. Коэффициент детерминации изменяется от 1,8 (Воейково) до 71,9 % (Вышний Волочек). Средние значения коэффициентов детерминации МР отрицательной и положительной полярности равны 0,24 и 0,32 соответственно.

Таблица 5

**Статистические параметры модели тока молниевых разрядов
различного типа и полярности**

Число значимых факторов модели	Тип разряда, полярность	a_0	a_4	R^2
<i>Вышний Волочек</i>				
1 (x_4)	-(O-3)	-6,59	-0,0298	0,65
	+(O-3)	-1,78	-0,0285	0,75
	-(O-O)	-12,45	-0,0187	0,72
	+(O-O)	2,70	-0,0241	0,40
<i>Великие Луки</i>				
1 (x_4)	-(O-3)	-6,47	-0,0078	0,71
	+(O-3)	1,19	-0,0092	0,75
	-(O-O)	-9,63	-0,0038	0,17
	+(O-O)	3,60	-0,0074	0,53
<i>Гдов</i>				
1 (x_4)	-(O-3)	-5,28	-0,0135	0,76
	+(O-3)	2,23	-0,0128	0,79
	-(O-O)	-12,91	-0,0033	0,04
	+(O-O)	6,15	-0,0061	0,16
<i>Смоленск</i>				
1 (x_4)	-(O-3)	-8,89	-0,0372	0,69
	+(O-3)	-2,58	-0,0470	0,78
	-(O-O)	-15,68	-0,0063	0,04
	+(O-O)	9,34	-0,0291	0,36
<i>Калуга</i>				
1 (x_4)	-(O-3)	-11,66	-0,0246	0,63
	+(O-3)	2,05	-0,0352	0,77
	-(O-O)	-8,99	-0,0231	0,44
	+(O-O)	7,84	-0,0214	0,41
<i>Воейково</i>				
1 (x_4)	-(O-3)	-7,77	-0,0218	0,52
	+(O-3)	-6,63	-0,0269	0,62
	-(O-O)	-13,80	-0,0010	0,02
	+(O-O)	11,38	-0,0063	0,04

Графики на рисунках 15 и 16 иллюстрируют корреляционную связь между токами I_{lf} МР О–З и О–О различной полярности и $W_{alwlf} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$ (а4) для индикатора, установленного на метеостанции Вышний Волочек.

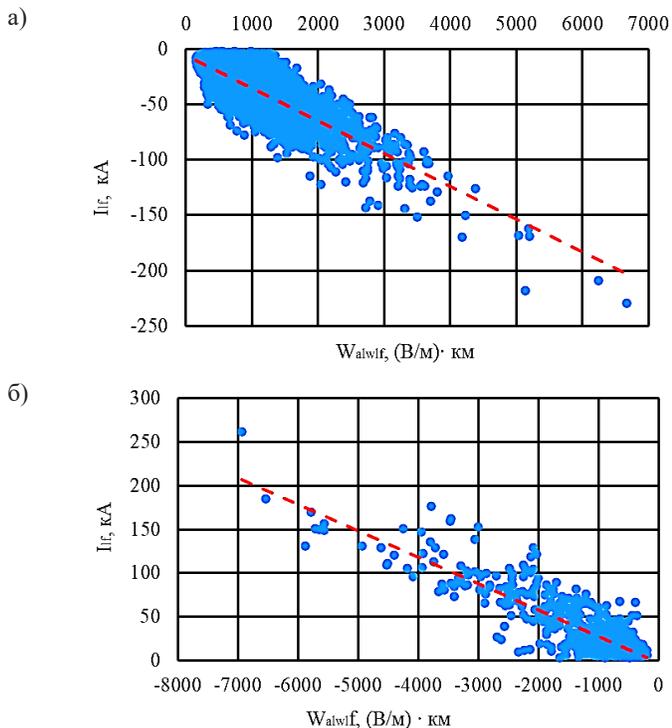
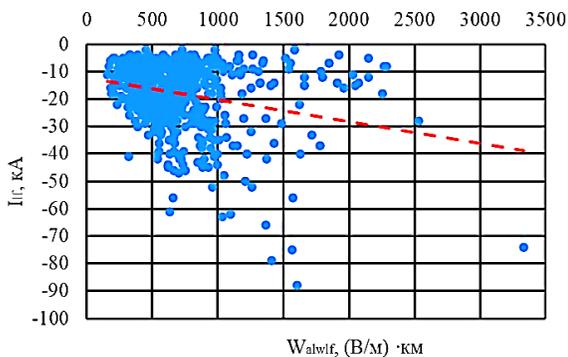


Рис. 15. Связь тока I_{lf} и параметра $W_{alwlf} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$ ((B/м)·км) для молниевых разрядов «облако–земля» отрицательной (а) и положительной (б) полярности

а)



б)

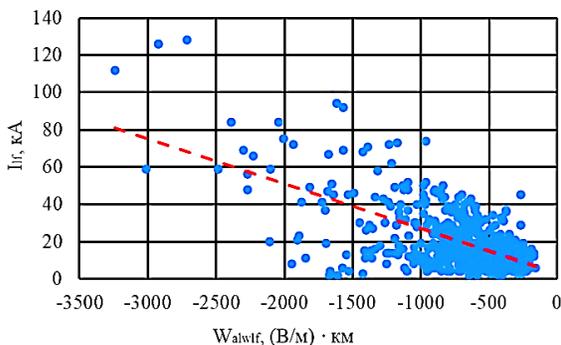


Рис. 16. Связь тока I_{if} и параметра $W_{alwif} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwif}$ ((В/м)·км) для молниевых разрядов «облако–облако» отрицательной (а) и положительной (б) полярности

Поскольку, как следует из рисунка 16, ток I_{if} МР О–О слабо коррелирует с W_{alwif} , далее будут проанализированы случаи регистрации ГПС $_{if}$ и индикаторами ГПС $_{alw}$ только МР О–З различной полярности.

Рассмотрены пять моделей взаимной связи токов отрицательной I_{if-} и положительной I_{if+} полярности у МР О–З с числом датчиков $N_d = x_1$, с интервалом синхронизации $TDif = x_2$, пеленгом $P_{if} = x_3$,

$W_{alwlf} = E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf} = x_4$, и с параметром $\eta = I_{lf} / W_{alwlf} = x_5$, где значения $E_{z(alw)}$ измерялись индикатором ГПС_{alw} на метеостанции Вышний Волочек. Параметр η_E определялся по формуле (17) TL-модели. Значимость коэффициентов модели оценивалась по критериям Стьюдента и доверительным интервалам на уровне 0,95.

F-критерии Фишера подтвердили линейную зависимость между переменными y и $x_1 \dots x_5$ для каждой модели. Различие знаков коэффициента a_1 и коэффициента корреляции между переменными y и x_1 (число датчиков N_d) исключило пятую модель из дальнейшего рассмотрения. В таблице 6 приведены статистические параметры четырех моделей для разрядов О–3 положительной и отрицательной полярности.

Таблица 6

Статистические параметры моделей токов молниевых разрядов за 2017 год (Вышний Волочек)

Число значимых факторов модели	Тип разряда, полярность	Состав модели	a_n	r	$R^2, \%$	$\sigma_{ап}, \%$
1 (x_4)	–(О–3)	W_{alw}	–0,0298	–0,81	64,9	32,8
	+(О–3)	W_{alw}	–0,0285	–0,87	75,4	70,4
2 (x_4) (x_5)	–(О–3)	W_{alw}	–0,0345	–0,81	93,0	10,8
		η_E	701,40	0,32		
	+(О–3)	W_{alw}	–0,0269	–0,88	90,5	30,8
		η_E	–721,26	–0,28		
3 (x_3) (x_4) (x_5)	–(О–3)	P_{lf}	0,0110	0,34	93,3	11,2
		W_{alw}	–0,0342	–0,81		
		η_E	665,08	0,32		
	+(О–3)	P_{lf}	–0,0222	–0,10	93,3	34,1
		W_{alw}	–0,0288	–0,87		
		η_E	–750,89	–0,39		
4 (x_2) (x_3) (x_4) (x_5)	–(О–3)	$TDif$	0,0008	0,21	93,3	11,2
		P_{lf}	0,0100	0,34		
		W_{alw}	–0,0340	–0,81		
		η_E	665,72	0,32		
	+(О–3)	N_d	–2,8973	–0,19	93,3	34,0
		P_{lf}	–0,0219	–0,10		
		W_{alw}	–0,0289	–0,868		
		η_E	–771,18	–0,393		

Уравнение множественной линейной регрессии для модел с четырьмя независимыми переменными $x_1 \dots x_4$ имеет вид:

$$y = a_0 + a_2x_2 + a_3x_3 + a_4x_4 + a_5x_5, \quad (20)$$

где $a_0 = 22,46$; a_n ($a_2 \dots a_5$) — коэффициенты модели, представленные в таблицах 6 и 7.

По данным 2017 года (табл. 6) коэффициент детерминации I модели с одним значимым фактором ($E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$) составил 64,9 % с двумя (η и $E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}$) — 93,0 %. Минимальная абсолютная средняя погрешность аппроксимации $\bar{b}_{ап}$ характерна для второй модел и равна 10,8 %. Данные в двух правых столбцах таблицы показывают изменение коэффициента детерминации I и погрешности аппроксимации $\bar{b}_{ап}$ в 20-километровых интервала в зоне до 500 км при учете влияния параметра η .

В моделях с тремя и четырьмя значимыми факторами абсолютная погрешность аппроксимации $\bar{b}_{ап}$ составляет 11,2 %. Она возрастает до 32,8 % в однофакторной модели. Коэффициенты детерминации I и погрешность аппроксимации $\bar{b}_{ап}$ для данных 2017–2019 г представлены в таблице 7. Учет независимой переменной $\eta = I_{lf} / W_{alf}$ увеличивает коэффициент детерминации R^2 в 2017 году на 28, в 2018 — на 12,2 и в 2019 — на 12,5 %. В результате наблюдается снижение погрешности аппроксимации $\bar{b}_{ап}$ и улучшение качества моделей на 22,0, 15,8 и 10,6 % соответственно (см. табл. 6 и 7).

Для сравнения в таблице 8 приводятся значения коэффициента детерминации и погрешности аппроксимации двух- и четырехфакторных моделей, средние значения параметра η , характерные для данных измерений индикаторами в перечисленных выше пунктах.

Из таблицы 8 следует, что для каждого пункта регистрации ЭМР двух- и четырехфакторные модели дают близкие значения коэффициента детерминации R^2 и абсолютной погрешности аппроксимации $\bar{b}_{ап}$. Однако от пункта к пункту R^2 и $\bar{b}_{ап}$ значительно отличаются.

Таблица 7

Статистические параметры моделей для отрицательных токов молниевых разрядов «облако–земля» за 2017–2019 гг. (Вышний Волочек)

Число значимых факторов модели	Год	Состав модели	a_0	a_n	r	$R^2, \%$	$\sigma_{ан}, \%$
1 (x_4)	2017	W_{alwlf}	-6,5	-0,0298	-0,81	64,9	32,8
	2018	W_{alwlf}	-6,4	-0,0285	-0,89	79,8	26,8
	2019	W_{alwlf}	-7,5	-0,0257	-0,89	78,9	21,4
2 (x_4) 2 (x_5)	2017	W_{alwlf} η_E	25,1	-0,0345 701,40	-0,81 0,32	93,0	10,8
	2018	W_{alwlf} η_E	18,4	-0,0322 559,32	-0,89 0,07	92,2	11,0
	2019	W_{alwlf} η_E	22,8	-0,0298 727,40	-0,89 -0,01	91,4	10,8
3 (x_3) 3 (x_4) (x_5)	2017	P_{lf} W_{alwlf} η_E	21,4	0,0110 -0,0342 665,08	0,34 -0,81 0,32	93,3	11,2
	2018	P_{lf} W_{alwlf} η_E	15,9	0,0111 -0,0322 558,72	0,06 -0,89 0,06	92,6	11,5
	2019	P_{lf} W_{alwlf} η_E	19,7	0,0129 -0,0298 714,85	0,08 -0,89 -0,01	91,7	11,2
4 (x_2) (x_3) 4 (x_4) (x_5)	2017	$TDif$ P_{lf} W_{alwlf} η_E	22,5	0,0008 0,0099 -0,0340 665,72	0,21 0,34 -0,81 0,32	93,3	11,2
	2018	$TDif$ P_{lf} W_{alwlf} η_E	17,1	0,0013 0,0094 -0,0320 556,20	0,23 0,06 -0,89 0,06	92,7	11,3
	2019	$TDif$ P_{lf} W_{alwlf} η_E	21,3	0,0009 0,0111 -0,0297 724,83	0,20 0,08 -0,89 -0,01	91,7	11,0

Таблица 8

Коэффициенты детерминации, аппроксимации и средние значения параметра η двух- и четырехфакторных моделей (по данным за 2017 г.)

Пункт	η среднее	Двухфакторная модель		Четырехфакторная модель		Эффективность антенн индикаторов h_{E3}
		R^2 , %	$\mathcal{B}_{ап}$, %	R^2 , %	$\mathcal{B}_{ап}$, %	
В. Волочек	0,03874	92,5	10,8	93,0	11,2	1,4
В. Луки	0,01164	85,8	12,5	86,7	11,8	0,4
Гдов	0,01733	96,7	5,0	96,8	4,9	0,6
Смоленск	0,06670	74,4	21,5	77,0	19,9	2,4
Калуга	0,04256	83,6	12,8	84,7	12,7	1,5
Воейково	0,02845	92,2	13,4	93,2	13,0	1,0

Максимальным значениям параметра η соответствуют минимальные значения R^2 , максимальные значения $\mathcal{B}_{ап}$. По мере увеличения параметра η уменьшается R^2 , а $\mathcal{B}_{ап}$ линейно возрастает. Параметр $\eta_E = 5 \cdot 10^6 \cdot h_{E3} / v$, зависит от скорости волны тока v в канале молнии и эффективности датчиков или индикаторов ГПС, в которых используются электрические или магнитные антенны.

Эффективность магнитных антенн зависит от окружающих предметов, приводящих к «ошибкам пункта» (Кашпровский, 1966; Tuomi, 1991; Снегуров, Снегуров, 2018), и не зависит от высоты установки над подстилающей поверхностью.

На эффективность электрических антенн влияют окружающие предметы, высота установки и свойства подстилающей поверхности (Методические указания..., 1974; Кононов и др., 1986, 2011).

Значения эффективности электрических антенн h_{E3} , представленные в правом столбце таблицы 8, получены с учетом значений η_E для скорости волны тока v , равной $1,8 \cdot 10^8$ м/с (Nag et al., 2012). В реальных условиях скорость волны тока изменяется (Idone, Orville, 1982), и приведенные в таблице 8 параметры h_{E3} могут не соответствовать реальным значениям.

Как показывают результаты многофакторного регрессионного анализа, кроме основных независимых переменных W_{alwlf} и η_E определенное влияние оказывают такие параметры как интервал синхронизации $TDif$, пеленги из центра ГПС_{lf} P_{lf} и из пункта наблюдений P_{alwlf} , число датчиков, участвующих в расчетах тока I_{lf} .

Например, по данным наблюдений на метеостанции Вышний Волочек средние значения параметра η_E наиболее стабильны (от 0,036 до 0,047) в интервале синхронизации $TDif$ от -1700 до 200 мкс при стандартном отклонении от 0,017 до 0,068. Число зарегистрированных МР в интервалах осреднения превышало 1000. На метеостанции Смоленск в этом интервале параметр η_E изменяется от 0,053 до 0,073, что почти в два раза больше, чем на метеостанции В. Волочек. Во всем интервале синхронизации от -4000 до 4000 мкс в первом случае η_E изменяется от 0,036 до 0,307, а во втором — от 0,032 до 0,199.

Графики на рисунках 17–20 иллюстрируют изменения средних значений тока I_{lf} , напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$, параметров W_{alwlf} и η в 10-градусных секторах, рассчитанных по данным индикатора на метеостанции В. Волочек за 2017–2019 гг. относительно центра ГПС_{lf}.

Корреляционная связь между средними значениями токов в 10-градусных секторах по окружности умеренная (0,66) между 2017 и 2019 гг. и высокая между 2017, 2018 гг. (0,79) и 2018, 2019 гг. (0,87) (см. табл. 9).

Близкие значения коэффициентов корреляции получены для данных $E_{z(alw)}$ (рис. 18), W_{alwlf} (рис. 19) и η (рис. 20).

Северо-восточным, восточным и северо-западным направлениям характерны токи I_{lf} $-50\dots-65$ кА, а северным направлениям — $-35\dots-10$ кА (рис. 17). Минимальные значения (от 2 до 4 В/м) напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ наблюдаются по всем направлениям от центра ГПС_{lf}, за исключением выраженного максимума поля (до 7–8 В/м) в западном и северо-западном направлении (рис. 18). Максимум параметра W_{alwlf} проявляется на северо-востоке (рис. 19), а параметр η характеризуется максимумом

в интервале от 120 до 280 градусов и некоторым всплеском в 2017 г. по направлению 330 градусов (рис. 20).

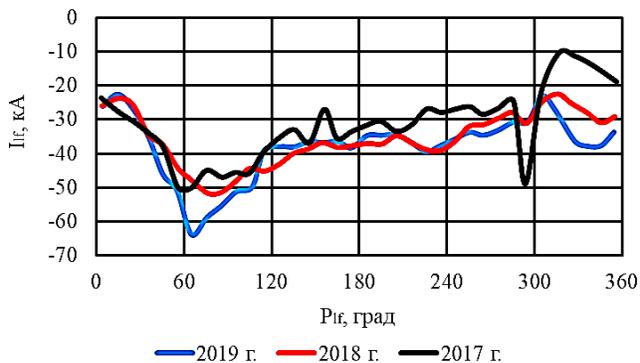


Рис. 17 Распределение средних значений тока I_{III} в 10-градусных секторах

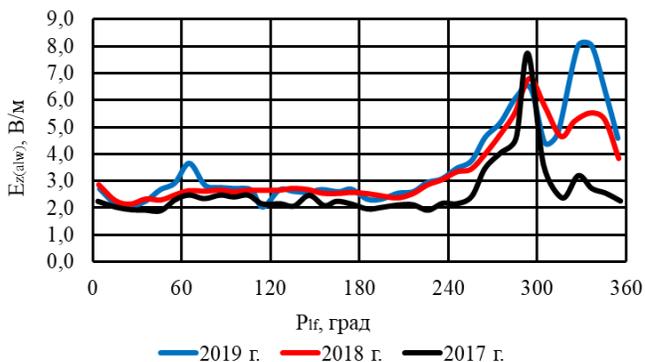


Рис. 18. Распределение средних значений напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ в 10-градусных секторах

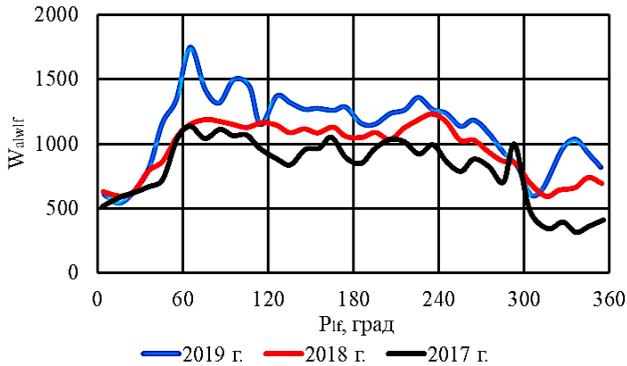


Рис. 19. Распределение средних значений параметра W_{alwif} в 10-градусных секторах

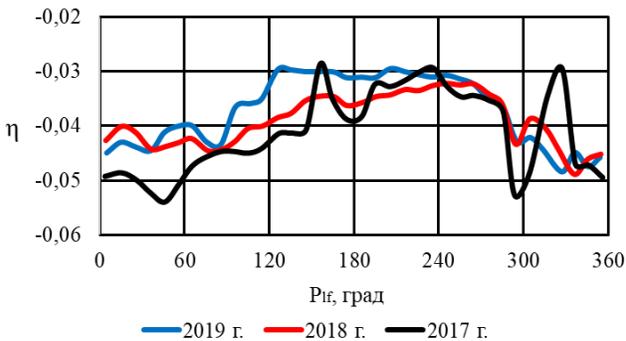


Рис. 20. Распределение средних значений параметра $\eta = I_{if} / W_{alwif}$ в 10-градусных секторах

Если перечисленные выше параметры хорошо коррелируют от года к году (см. рис. 17–20 и табл. 9), то умеренной и сильной корреляции между собой внутри каждого года не наблюдается.

Таким образом, в зависимости от направления наблюдаются изменения амплитуды тока I_{if} в 6,5, амплитуды напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ в 4, параметра W_{alwif} почти в 3,5 и параметра η в 1,8 раза.

Таблица 9
 Корреляционная матрица между средними значениями тока I_k , напряженности электрического поля E_z , параметров W и η отрицательных МР О–3 в 10-градусных секторах за 2017–2019 гг.

	E_z19	E_z18	E_z17	$W19$	$W18$	$W17$	$\eta19$	$\eta18$	$\eta17$	I_{r19}	I_{r18}	I_{r17}
E_z19	1,00											
E_z18	0,90	1,00										
E_z17	0,60	0,78	1,00									
$W19$	-0,28	-0,42	-0,23	1,00								
$W18$	-0,49	-0,48	-0,20	0,88	1,00							
$W17$	-0,56	-0,51	-0,01	0,77	0,89	1,00						
$\eta19$	-0,47	-0,41	-0,21	0,56	0,74	0,63	1,00					
$\eta18$	-0,34	-0,22	-0,09	0,24	0,49	0,41	0,86	1,00				
$\eta17$	0,02	-0,04	-0,14	0,29	0,39	0,21	0,64	0,76	1,00			
I_{r19}	0,17	0,35	0,19	-0,82	-0,61	-0,58	-0,01	0,29	0,15	1,00		
I_{r18}	0,49	0,54	0,27	-0,86	-0,85	-0,80	-0,34	0,01	0,04	0,87	1,00	
I_{r17}	0,52	0,45	-0,09	-0,58	-0,61	-0,83	-0,21	0,06	0,35	0,66	0,79	1,00

Столь значительные вариации рассмотренных характеристик МР в зависимости от направления могут быть связаны с реальным местоположением грозовых очагов на контролируемой ГПС_{lf} территории, диаграммой приема атмосфериков ГПС_{lf} (Снегуров, Снегуров, 2021) и ГПС_{alw}, и действующей высотой антенн индикаторов ГПС_{alw}, учитывающей влияние окружающих мачт, зданий и сооружений.

На рисунке 21 даны графики распределения по азимуту относительно метеостанции В. Волочек средних значений параметра η в 10-градусных секторах за 2017–2019 гг. Индикатор на метеостанции регистрировал МР из грозовых очагов в азимуте от 45 до 215°. В этом секторе наблюдалось увеличение параметра η в 1,7 в 2017 г., 1,5 — в 2018 г. и 1,6 раза — в 2019 году.

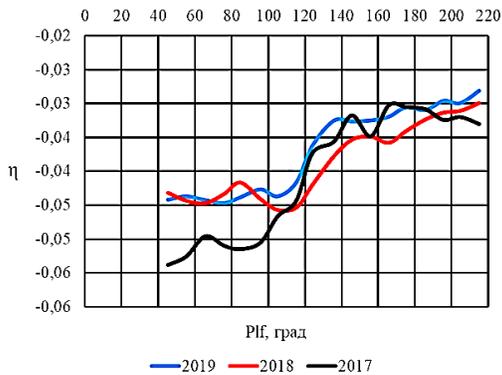


Рис. 21. Распределение средних значений параметра $\eta = I_{lf} / W_{alwlf}$ в 10-градусных секторах от метеостанции В. Волочек

Как отмечалось выше, рост средних значений параметра η в 10-градусных секторах по отношению к центру ГПС_{lf} составил 1,8 раза. Таким образом, получены сопоставимые величины роста параметра η в зависимости от азимута. Коэффициенты корреляции между данными за три года составили 0,87 (2017 и 2018 гг.), 0,96 (2017 и 2019 гг.) и 0,95 (2018 и 2019 гг.).

В таблице 10 представлены результаты обработки данных ГПС_{lf} по токам I_{lf} - МР типа О–3 отрицательной полярности, вычисленные по амплитудам электрического поля токи I_{alw} , параметр η_E и разности токов I_{lf} - и I_{alw} за 2019 год.

Таблица 10

Распределение отрицательных токов МР О–3, вычисленных по синхронно измеренным амплитудам магнитного поля ГПС_{lf} и электрического поля ГПС_{alw}, параметра η_E за грозовой сезон 2019 г.

Количество датчиков	I_{lf} , кА по ГПС _{lf}	η_E	I_{alw} , кА по ГПС _{alw}	Разность токов, кА
2	–33,8	–0,0273	–43,0	9,2
3	–36,2	–0,0350	–39,0	2,8
4	–37,0	–0,0366	–38,4	1,4

Данные разделены на три группы в зависимости от числа датчиков ГПС_{lf}, участвующих в вычислениях координат и токов МР. В каждую группу включены результаты синхронных наблюдений ГПС_{alw}. Из таблицы следует, что различие в величине параметра η_E минимально для случаев синхронной регистрации тремя и четырьмя датчиками ГПС_{lf}. Разность составляет 4,4 %.

Для случаев регистрации МР только двумя датчиками разность амплитуд токов увеличивается до 22,0–25,4 %. Это связано с увеличением погрешности измерения координат МР гибридным методом (сочетание пеленгационного, разностно-дальномерного и амплитудного методов). Три и четыре датчика позволяют реализовать разностно-дальномерный метод, обладающий более высокими точностными характеристиками. Кроме того, использование пеленгационного метода приводит к изменению диаграммы приема ЭМИ МР ГПС_{lf}, что в определенной степени влияет на погрешности измерений в различных направлениях. Разности токов, вычисленных по данным двух, трех и четырех датчиков ГПС_{lf} и четырех индикаторов ГПС_{alw}, составляют 9,2, 2,8 и 1,4 кА (табл. 10). Таким образом, разности токов, измеренные четверками датчиков ГПС_{lf} и индикаторов ГПС_{alw}, минимальны

(1,4 кА) и увеличиваются в 3,3 и 6,6 раз для случаев регистрации МР двумя и тремя датчиками ГПС_{lf} и четырьмя датчиками ГПС_{alw}.

Синхронизированные по времени данные измерений напряженности электрического поля $E_{z(alw)}$ двумя и более индикаторами ГПС_{alw}, вычисленные в ГПС_{lf} амплитуды тока МР I_{lf} , их расстояния R_{lf} до центра ГПС_{lf}, пеленги P_{lf} и расстояния до индикаторов ГПС_{alw} R_{alwlf} позволяют оценить действующие высоты антенн $h_{Eз}$ индикаторов и скорости волны тока v .

Рассмотрим данные синхронной регистрации МР ГПС_{lf} и индикаторами ГПС_{alw} на метеостанциях Вышний Волочек (ВВ), Гдов (Гд), Тамбов (Тмб) и Великие Луки (ВЛ). При обработке данных определялись средние значения пеленга P_{lf} на МР из центра ГПС_{lf} по 10-градусным секторам. В рамках ТЛ-модели для каждого МР по амплитудам напряженности поля $E_{z(alw)}$, тока I_{lf} и расстояния R_{alwlf} вычислялись значения параметра $\eta_E = I_{lf}/(E_{z(alw)} \cdot R_{alwlf}) = 5 \cdot 10^6 \cdot h_{Eз}/v$. Далее определялись средние для каждого сектора значения η_E . По всем секторам для каждого из перечисленных выше пунктов регистрации ЭМИ МР определялось среднее значение η_E . В результате для индикаторов на метеостанциях В. Волочек, Гдов, Тамбов и В. Луки получили следующие значения: $\eta(ВВ) = 0,0289$; $\eta(Гд) = 0,0114$; $\eta(Тмб) = 0,0389$ и $\eta(ВЛ) = 0,0091$. Нормированные по максимуму значения параметра η примем за коэффициенты $h_{Eз}$. Подстановка полученных значений $h_{Eз}$ в формулу $v = (5 \cdot 10^6 \cdot h_{Eз})/\eta_E$ дает оценочные значения скорости волны тока (рис. 22). В реальных условиях скорость волны тока МР одинакова для всех индикаторов, так как каждый МР одновременно регистрируется в перечисленных пунктах. Графики на рисунке 22 показывают их некоторое различие. Если вычислить средние значения скорости по всем выборкам независимо от пеленга по каждому пункту, то получим $v(ВВ) = 1,28E + 08$, $v(Гд) = 1,29E + 08$, $v(Тмб) = 1,32E + 08$ и $v(ВЛ) = 1,29E + 08$. Максимальное расхождение средней скорости между пунктами составляет $0,04E + 8$ м/с или 3 %.

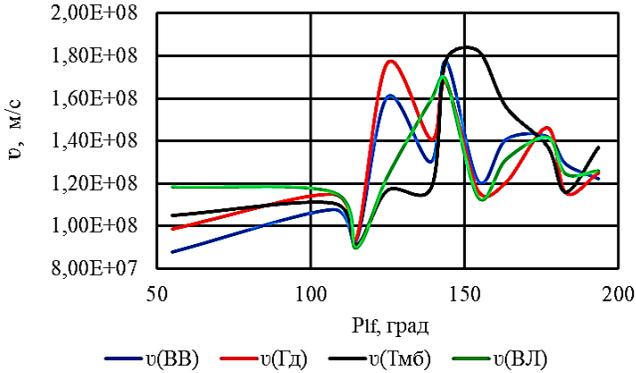


Рис. 22. Изменение скорости волны тока в зависимости от пеленга на МР из центра ГПС_{1f} (по данным ГПС_{1f} и индикаторов ГПС_{atw}) на метеостанциях Вышний Волочек, Гдов, Тамбов и Великие Луки

Минимальная корреляционная связь (см. табл. 11) наблюдается между оценочными значениями скорости v (Тмб) метеостанции Тамбов и тремя величинами наблюдаемых на метеостанциях Вышний Волочек, Гдов и Великие Луки. Коэффициенты корреляции соответственно равны 0,59, 0,37 и 0,47. Это может быть связано с расположением метеостанции Тамбов относительно периметра ГПС_{1f} или некорректной работой индикатора.

Таблица 11

Корреляционная матрица между средними значениями скорости распространения волны тока v

	v (ВВ)	v (Гд)	v (Тмб)	v (ВЛ)
v (ВВ)	1,00			
v (Гд)	0,91	1,00		
v (Тмб)	0,59	0,37	1,00	
v (ВЛ)	0,72	0,68	0,47	1,00

Заключение

В работе рассмотрены основные соотношения для оценки тока молниевых разрядов в землю различной полярности, используемые в многопунктовых зарубежных грозопеленгационных системах.

Проверка нормальности распределений экспериментальных данных по амплитудам напряженности электрического и магнитного поля, тока молний на различных удалениях показала, что указанные параметры распределены по логарифмически нормальному закону в узких интервалах расстояний. Это подтверждает ранее полученные данные по распределению амплитуд атмосфериков в источнике.

Анализ токов молний в зависимости от расстояния, направления прихода электромагнитного излучения молний, числа датчиков, участвующих в расчетах, и величины интервала синхронизации позволяет утверждать, что практически все перечисленные факторы влияют на оценку тока молниевых разрядов.

Разности токов, вычисленные по данным двух, трех и четырех датчиков ГПС_{lf} и четырех индикаторов ГПС_{alw}, равны 9,2, 2,8 и 1,4 кА. Они минимальны (1,4 кА) при измерениях четырьмя датчиками ГПС_{lf} и индикаторами ГПС_{alw} и увеличиваются в 3,3 и 6,6 раза для случаев регистрации молниевых разрядов тремя и двумя датчиками ГПС_{lf}.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник М. Е. (1976). Радиопеленгаторы-дальномеры ближних гроз. — Л.: Гидрометеиздат. 144 с.

ГОСТ Р ИСО 5725-2-2002 (2002). Точность (правильность и прецизионность) методов и результатов измерений. Часть 2. Основной метод определения повторяемости и воспроизводимости стандартного метода измерений.

ГОСТ Р 8.736-2011 (2011). Методы обработки результатов измерений. Основные положения.

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

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

Кононов И. И., Иванов В. И., Крутой Д. М., Юсупов И. Е. (2011). Систематические ошибки местоопределения грозовых очагов / В кн.: Сборник трудов XVII Международной конференции «Радиолокация, навигация, связь». Т. 3. — Воронеж. С. 1990–2002.

Лемешко Б. Ю. (2014). Непараметрические критерии согласия. Руководство по применению. — Новосибирск: НГТУ. 162 с.

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

Методические указания по применению грозопеленгатора ПАГ-1 совместно с МРЛ (1974). — Л.: Ротапринт ГГО. 28 с.

Р 50.1.037-2002. Прикладная статистика. Правила проверки согласия опытного распределения с теоретическим. Часть II. Непараметрические критерии. — М.: Изд-во стандартов. 66 с.

Синькевич А. А., Довголюк Ю. А., Веремей Н. Е., Михайловский Ю. П. (2018). Слияние конвективных облаков. — СПб: ОАО «Амирит». 278 с.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2018). Экспериментальные исследования погрешности измерений широкополосными грозопеленгаторами // Труды ГГО. Вып. 591. С. 42–81.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2021). Экспериментальные данные систем грозопеленгации // Труды ГГО. Вып. 601. С. 65–103.

Стекольников И. С. (1943). Физика молнии и грозозащита. — Л.: Изд-во АН СССР. 230 с.

Стекольников И. С. (1960). Природа длинной искры. — М.: Изд-во АН СССР. 272 с.

Юман М. А. (1972). Молния. — М.: Изд-во «МИР». 328 с.

Baba Y., Ishii M. (2002). Lightning return stroke model incorporating current distortion // IEEE Trans. Electromagn. Compat. V. 44. P. 476–478.

Berger K. (1967). Novel observations on lightning discharges: Results of research on Mount San Salvatore // J. Franklin Inst. V. 283 (6). P. 478–525. DOI: 10.1016/0016-0032(67)90598-4.

Berger K., Anderson R. B., Kroninger H. (1975). Parameters of lightning flashes // Electra. V. 41. P. 23–37.

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

Buck T. L., Nag A., Murphy M. J. (2014). Improved Cloud-to-Ground and Intracloud Lightning Detection With the LS7002 Advanced Total Lightning Sensor // In Proceedings of the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and

Methods of Observation, Saint Petersburg, Russian, 7–9 July 2014; Available online: https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-116_TECCO-2014/Session%201/P1_9_Buck_TotalLightningSensor.pdf.

Cooray V. (1993). A model for subsequent return stroke // *J. Electrostatics*. V. 30. P. 343–354.

Cummins K. L., Murphy M. J., Bardo E. A., Hiscox W. L., Pyle R. B., Pifer A. E. (1998). A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network // *J. Geophys. Res.: Atmos.* V. 103(D8). P. 9035–9044. DOI: 10.1029/98JD00153.

Cummins K. L., Cramer J. A., Biagi C. J., Krider E. P., Jerauld J., Uman M. A., Rakov V. A. (2006). The U.S. National Lightning Detection Network: Post-upgrade status // In Proc. 2nd Conf. Meteorol. Appl. Lightning Data, Atlanta, GA, Paper 6.1.

Cummins K. L., Murphy M. J. (2009). An overview of lightning locating systems: History, techniques and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN // *IEEE Trans. EMC*. V. 51(3). P. 499–518. DOI: 10.1109/TEMC.2009.2023450.

Cummins K. L., Murphy M. J., Cramer J. A., Scheftic W., Demetriades N., Nag A. (2010). Location accuracy improvements using propagation corrections: A case study of the U.S. National Lightning Detection Network // Proc. 21st Int. Light. Detect. Conf. (ILDC), Orlando, Florida.

Cummins K. L., Cramer J. A. (2011). Evaluation of U.S. National Lightning Detection Network performance characteristics using rockettriggered lightning data acquired in 2004–2009 // *J. Geophys. Res.: Atmos.* V. 116 (D02123). DOI: 10.1029/2010JD014929.

Cummins K. L., Honma N., Pifer A. E., Rogers T., Tatsumi M. (2012). Improved detection of winter lightning in the Tohoku region of Japan using Vaisala’s LS700x technology // *IEEJ Trans. Power and Energy*. V. 132 (6). P. 529–535. DOI: 10.1541/ieejpes.132.529.

Diendorfer G., Uman M. A. (1990). An improved return stroke model with specified channel-base current // *J. Geophys. Res.* V. 95, № D9. P. 13621–13644.

Diendorfer G. (1992). Lightning current parameter estimation from direct current measurements and remotely measured fields. A critical review // Proc. 9th Int. Conf. Atm. Elect., St. Petersburg, Russia. V. 1.

Gomes C., Cooray V. (2000). Concepts of lightning return stroke models // *IEEE Trans. Electromagn. Compat.* V. 42. P. 82–96.

Haddad M. A., Rakov V. A., Cummer S. A. (2012). New measurements of lightning electric fields in Florida: Waveform characteristics, interaction with the ionosphere, and peak current estimates // *J. Geophys. Res.* V. 117, D10101. DOI: 10.1029/2011JD017196.

Heidler F. (1985). Traveling current source model for LEMP calculation // In Proc. 6th Int. symp. electromagnetic compatibility, Zurich, Switzerland, Mar. 1985. P. 157–162.

Honma N., Cummins K. L., Murphy M. J., Pifer A. E., Rogers T. (2013). Improved lightning locations in the Tohoku region of Japan using propagation and waveform onset corrections // *IEEEJ Trans. Power and Energy*. V. 133 (2). P. 195–202. DOI: 10.1541/ieejpes.133.195.

Horner F., Bradley P. A. (1964). The spectra of atmospheric discharges from near lightning discharges // *J. Atm. and Terr. Phys.* V. 26. P. 1155–1166.

Idone V. P., Orville R. E. (1982). Lightning Return Stroke Velocities in the Thunderstorm Research International Program (TRIP) // *J. Geophys. Res.* V. 87. P. 4903–4915.

Idone V. P., Saljoughy A. B., Henderson R. W., Moore P. K., Pyle R. B. (1993). A reexamination of the peak current calibration of the National Lightning Detection Network // *J. Geophys. Res.* V. 98 (18). P. 323–332.

Jerauld J., Rakov V. A., Uman M. A., Rambo K. J., Jordan D. M., Cummins K. L., Cramer J. A. (2004). An evaluation of the performance characteristics of the NLDN using triggered lightning // In Proc. of the 18th International Lightning Detection Conference, Helsinki, Finland, June 7–9.

Jerauld J., Rakov V. A., Uman M. A., Rambo K. J., Jordan D. M., Cummins K. L., Cramer J. A. (2005). An evaluation of the performance characteristics of the U.S. National Lightning Detection Network in Florida using rocket-triggered lightning // *J. Geophys. Res.: Atmos.* V. 110 (D19106). DOI: 10.1029/2005JD005924.

Malan D. I. (1962). Lightning counter for flashes to ground // Proc. Int. Conf. central electricity Res. Lab. England. P. 112–116.

Mallick S., Rakov V. A., Hill J. D., Ngin T., Gamerota W. R., Pilkey J. T., Biagi C. J., Jordan D. M., Uman M. A., Cramer J. A., Nag A. (2014). Performance Characteristics of the NLDN for Return Strokes and Pulses Superimposed on Steady Currents, Based on Rocket-Triggered Lightning Data Acquired in Florida in 2004–2012 // *J. Geophys. Res.: Atmos.* V. 119, issue 7. P. 3825–3856. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JD021401>.

Müller-Hillerbrand G. (1962). Magnetic field of the lightning discharge // Proc. Int. Conf. Gas Disch. and Electr. Supply Industry, London. P. 89–110.

Nag A., Mallick S., Rakov V. A., Howard J. S., Biagi C. J., Hill J. D., Uman M. A., Jordan D. M., Rambo K. J., Jerauld J. E., DeCarlo B. A., Cummins K. L., Cramer J. A. (2011). Evaluation of U.S. National Lightning Detection Network performance characteristics using rocket-triggered lightning data acquired in 2004–2009 // *J. Geophys. Res.: Atmos.* V. 116 (D02123). DOI: 10.1029/2010JD014929.

Nag A., Rakov V. A., Cummins K. L. (2012). Analysis of NLDN-estimated peak currents for positive cloud-to-ground lightning // International Conference on Lightning Protection (ICLP), Vienna, Austria, 2012. 10 p.

Nag A., Murphy M. J., Pifer A. E., Cramer J. A. (2013a). Characteristic improvements of the U.S. National Lightning Detection Network, Abstract 4.5 // 6th Conf. on the

Meteorolog. Appl. of Light. Data, 93rd American Meteorological Society Meeting Performance, Austin, Texas, January 05–10.

Nag A., Murphy M. J., Cummins K. L., Pifer A. E., Cramer J. A. (2013b). Upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network in 2013 // Proc. Int. Symp. on Light. Prot. (XII SIPDA), Belo Horizonte, Brazil, 2012. P. 80–84.

Norinder H., Dahle O. (1945). Measurements by frame aerials of current variations in lightning discharges // Arkiv. Mat. Astron. Fysik. V. 32A. P. 1–70.

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

Nucci C. A., Mazzetti C., Rachidi F., Ianoz M. (1988). On lightning return stroke models for lemp calculations // In Proc. 19th Int. conf. lightning protection, Graz, Austria, Apr. 1988.

Orville R. E., Weisman R. A., Pyle R. B., Henderson R. W., Orville Jr. R. E. (1987). Cloud-to-ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985 // J. Geophys. Res. V. 92. P. 5640–5644.

Orville R. E. (1991). Calibration of a magnetic direction finding network using measured triggered lightning return stroke peak currents // J. Geophys. Res. V. 96. P. 17,135–17,142.

Pavllin A., Crawford D. E., Rakov V. A. (2002). Characteristics of distant lightning electric fields // In Proc. 7th International Conference on Probabilistic Methods Applied to Power Systems. Italy, Naples: Assoc. per gli Studi sulla Qualita dell Energia Elet. P. 703–707.

Rakov V. A., Thottappillil R., Uman M. A. (1992). On the empirical formula of Willett et al. relating lightning return-stroke peak current and peak electric field // J. Geophys. Res. V. 97. P. 11,527–11,533.

Rakov V. A. (2005). Evaluation of the performance characteristics of lightning locating systems using rocket-triggered lightning // VIII International Symposium on Lightning Protection. 21st – 25th November 2005, São Paulo, Brazil. P. 19.

Thottappillil R., Rakov V. A., Uman M. A. (1997). Distribution of charge along the lightning channel: relation to remote electric and magnetic fields and to return-stroke models // J. Geophys. Res. V. 102, № D6. P. 6987–7006.

Tuomi T. J. (1991). On the Accuracy and Detection Efficiency of Lightning Location System of Direction Finders // FMI. P.O.BOX 503. SF-00101 Helsinki, Finland. P. 1–16.

Uman M. A., McLain D. K. (1969). Magnetic field of the lightning return stroke // J. Geophys. Res. V. 74. P. 6899–6910.

Uman M. A., McLain D. K. (1970). Radiation field and current of the lightning stepped leader // J. Geophys. Res. V. 75. P. 1058–1066.

Uman M. A., McLain D. K., Fisher R. J., Krider E. P. (1973a). Electric field intensity of lightning return stroke // *J. Geophys. Res.* V. 78. P. 3523–3529.

Uman M. A., McLain D. K., Fisher R. J., Krider E. P. (1973b). Currents in Florida lightning return strokes // *J. Geophys. Res.* V. 78. P. 3530–3537.

Uman M. A., McLain D. K., Krider E. P. (1975). The electromagnetic radiation from a finite antenna // *AMER. J. PHYS.* V. 43. P. 33–38.

Wagner C. F. (1963). The lightning stroke as related to transmission line performance // *Electr. Engr.* V. 82. P. 339–347.

Wait I. R. (1962). *Electromagnetic waves in stratified media.* — London: Perg. press. 372 p.

Willett J. C., Bailey J. C., Idone V. P., Eybert-Berard A., Barret L. (1989). Submicrosecond intercomparison of radiation fields and currents in triggered lightning return strokes based on the transmission-line model // *J. Geophys. Res.* V. 94. P. 13,275–13,286.

УДК 551.58; 551.509.326

**МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
КУЧЕВО–ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ
И ИХ СВЯЗЬ С ПРИЗЕМНЫМИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ
ПАРАМЕТРАМИ**

*С. Ю. Михайлушкин,¹ С. А. Глибчук², И. С. Заморин²,
А. Д. Кузнецов³, А. С. Солонин²*

¹ООО «Агентство поддержки бизнеса»
199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 24 линия, д 3-7
Business Support Agency LLC
199106, St. Petersburg, Vasilyevsky Island, 24 line, 3-7
e-mail: bsameteo@gmail.com

²ООО «Институт радарной метеорологии»
188685, Ленинградская обл., Всеволожский р-н, пос. Воейково д. 15
Joint stock company «Institute of Radar Meteorology»(JSC «IRAM»
188685, Leningrad region, Vsevolozhsk district, pos. Voeykovo d.15
e-mail: iram@iram.ru

³Российский государственный гидрометеорологический университет
195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., д. 98
Russian State Hydrometeorological University (RSHU) (195196, St.
Petersburg, Malookhtinsky pr., 98)
e-mail: kuznetsov1946@inbox.ru

Поступила в редакцию 5.03.2021
Поступила после доработки 13.10.2021

Введение

В монографии «Радиолокационные характеристики облаков и осадков» (Брылёв и др., 1986), авторы отмечали, что использование специализированных метеорологических РЛС для исследования атмосферных процессов внесло существенный вклад в изучение

физики облаков и осадков. Однако радиолокационная информация в то время практически не использовалась для климатологических обобщений из-за нацеленности на оперативное обслуживание потребителей, отсутствия автоматизации ее обработки и единых стандартов работы сети. За прошедшие годы радиометеорологи значительно повысили степень автоматизации обработки данных и улучшили качество методического обеспечения процессов получения и интерпретации информации от автоматических метеорологических радиолокационных комплексов (АМРК), при этом, комплекс предикторов, определяющих количественные показатели радиолокационных характеристик в различных метеорологических условиях, по-прежнему изучен недостаточно. Результаты анализа динамики образования гроз за 1979–2017 гг. по данным множественных источников (в том числе сети АМРК) показали, что за исследуемый период ареалы образования гроз и их сезонность практически не изменились, при этом количество гроз существенно увеличилось, а интенсивность штормовых явлений повысилась (Taszarek et al., 2018). Установив факт роста интенсивности опасных явлений, связанных с конвекцией, авторы не смогли дать однозначный ответ о причинах таких изменений.

Целью настоящей работы было установление на примере многолетних данных связей между особенностями пространственного распределения радиолокационных характеристик (продолжительность радиоэха гроз с вероятностью более 90 % и высоты верхней границы облачности) и основных приземных метеорологических параметров (температура воздуха, скорость и направление ветра).

В качестве объекта исследований был выбран район 400×400 км² вокруг Санкт-Петербурга, который включает: на севере Лемболовскую возвышенность (высоты до 200 метров над у. м.), на юго-западе — Ижорскую возвышенность (высоты до 180 метров над у. м.), на юге — Ладожский уступ (перепад высот 50 метров). В районе также располагаются акватории Финского залива, Ладожского и Чудского озер. На первом этапе работы было решено ограничиться рассмотрением данных за один месяц, в качестве которого был выбран май.

Исходные данные и методы исследования

Информация о распределении радиолокационных характеристик по району исследования получена из архива данных автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса (АМРК) «Метеор-Метеоячейка», установленного в аэропорту Пулково (г. Санкт-Петербург). Организация данных, их систематизация и обработка выполнена с использованием современных компьютерных технологий. Методическая основа классификации конвективных явлений, заложенная в алгоритмах АМРК, детально описана в монографии «Радиолокационные метеорологические наблюдения» (Базлова и др., 2010).

Для описания конвективных процессов была использована классификация масштаба явлений, предложенная ранее (Брылёв и др. 1987). При этом мезомасштаб γ (2–20 км) рассматривался при суммировании и отображении данных о продолжительности радиоэха гроз, а мезомасштаб β (20–200 км) — при аналитическом обобщении данных для отдельных участков территории, объединенных общими признаками развития конвекции (особенности рельефа, водные акватории).

С 2014 по 2020 г. АМРК работал в круглосуточном режиме, совершая 6 полных сканирований в час. За указанный период в мас было выполнено более 31 тысячи сканирований (обозначим это число как m). Поле обзора локатора разбито на 460 000 ячеек (обозначим это число как k) размером 30×30 секунд ($1 \times 0,5$ км). Количество уникальных сканирований одной ячейки (произведение $m \times k$) превысило 14 миллиардов. Число случаев фиксации радиоэха опасных явлений (далее — РОЯ) в индивидуальной ячейке подсчитывалось по формуле (1):

$$N_i = \sum_{j=1}^n A_{i,j} , \quad (1)$$

где $A_{i,j} = 1$ — признак наличия РОЯ,
 $A_{i,j} = 0$ — признак отсутствия РОЯ,
 $i = 1, 2, 3 \dots k$ — номер ячейки,

$j = 1, 2, 3 \dots m$ — номер обзора локатора.

Продолжительность (в часах) существования радиоэха в каждой ячейке за весь период наблюдений рассчитывалась по формуле (2):

$$M_i = 0,17 \cdot N_i. \quad (2)$$

В результате обработки материалов выявлено 275 тысяч случаев фиксации гроз в уникальной ячейке в рамках одного обзора локатора, в том числе 89680 случаев минимальной повторяемости (32,6 % от общего числа наблюдений), когда кучево-дождевое облако с грозой находилось над ячейкой в течение не менее одного срока наблюдения (0,17 ч) и 18 случаев максимальной повторяемости (0,01 %) в течение 19 сроков (3,17 ч). В обобщенном виде информация представлена в таблице 1.

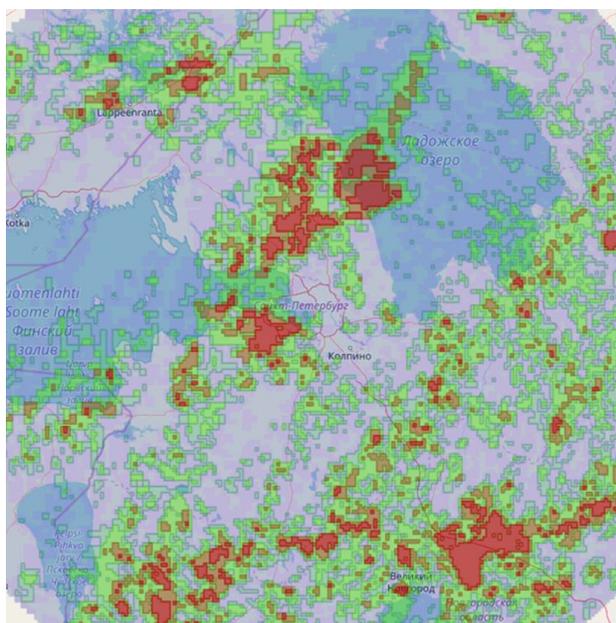
Таблица 1

Повторяемость радиоэха различной продолжительности

Продолжительность радиоэха	0,17	0,33	0,5	0,67	0,83	1,00	1,17
Количество случаев	89680	68343	45800	27403	18212	10806	6508
Повторяемость,%	32,6	24,8	16,6	10,0	6,6	3,9	2,4
Продолжительность радиоэха	1,33	1,5	1,67	1,83	2,00	2,17	2,33
Количество случаев	3744	2419	326	852	525	235	256
Повторяемость,%	1,4	0,9	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1
Продолжительность радиоэха, ч	2,5	2,67	2,83	3,00	3,17	—	—
Количество случаев	118	78	50	38	18	—	—
Повторяемость,%	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	—	—

По результатам обработки данных выделены 5 градаций, содержащих примерно по 20 % общего числа случаев фиксации гроз. Для улучшения визуального восприятия результата, проведено

укрупнение ячеек до размера $2 \times 2 \text{ км}^2$ (мезомасштаб — γ) и, после проведения специальной фильтрации, построена карта пространственного распределения продолжительности фиксации радиоэха гроз (рис. 1). Каждая градация выделена своим цветом. Красным цветом обозначены ячейки с максимальной продолжительностью радиоэха, (вероятность развития гроз в этих областях максимальна). В ячейках, выделенных синим цветом, радиоэхо грозы фиксировалось в 1 обзоре (0,17 ч) и менее — потенциал развития гроз минимален.



Повторяемость в ячейке за май 2014 - 2020
(количество раз)

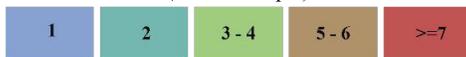


Рис. 1. Карта повторяемости (количество сроков наблюдения в одной ячейке) гроз (вероятность $>90\%$) в мае

Анализ распределения зон повторяемости гроз на рис. 1 показывает, что минимальные значения повторяемости гроз наблюдаются в мае над северной частью побережья Финского залива (в районе Выборга), северной частью Чудского озера и южной частью Ладожского озера. Максимальные значения — по всей южной части карты, в центре, по линии, соединяющей Ижорскую и Лемболовскую возвышенности с выходом в районе устья реки Бурная в акваторию Ладожского озера и в полосе от Лаппеенанты (Финляндия) до Светогорска.

Базовые математические методы, принятые в данной работе, аналогичны рекомендованным в трудах разных лет (Брылёв и др., 1977, 1987; Гашина и др., 1977). Для выявления характеристик для всего района в целом (фоновых) особенностей развития кучево-дождевой облачности, а также для определения влияния на их развитие макромасштабных атмосферных процессов и суточного хода метеорологических элементов использовались радиолокационные характеристики средневзвешенная по району продолжительность (ч) существования РКО (M), высота (км) верхней границы РКО (H), максимальная радиолокационная отражаемость $\lg Z$:

$$\overline{M} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n M_i, \quad \overline{H} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i, \quad \lg Z = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg Z_i \quad (3)$$

Для фиксации количественных характеристик метеорологических параметров район разделён на 400 квадратов 20×20 км² каждый (рис 2).

Размер ячеек сетки выбран в соответствии с границами мезомасштабных зон γ и β , чтобы с одной стороны осреднение метеорологических элементов не поглощало важные детали, а с другой позволяло учитывать особенности рельефа местности.

Данные о распределении приземных метеорологических величин (приземная температура, давление, влажность воздуха, скорость и направление ветра, количество осадков), приведенные на рисунке 3), получены из карт «Климатического атласа СССР», которые были оцифрованы, переведены на современную

картографическую основу, а также уточнены по данным электронного научно-прикладного справочника «Климат России» (ФГБУ «ВНИИГМИ МЦД», 2011).

Исходными для построения карт послужили материалы метеорологических наблюдений на станциях: Валаам, Волосово, Выборг, Кингисепп, Кипень, Кириши, Лесогорский, Лисий Нос, Ломоносов, Любань, Новая Ладога, Озерки, Рошино, Санкт-Петербург, Сосново, Шлиссельбург.

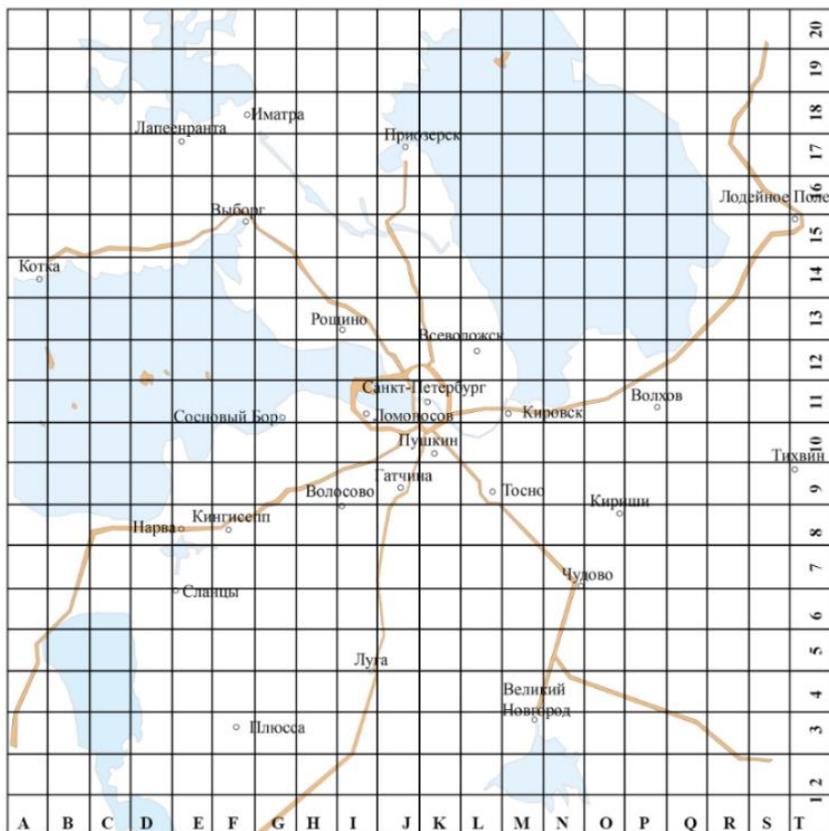


Рис 2. Сетка полигона 20 × 20 км²

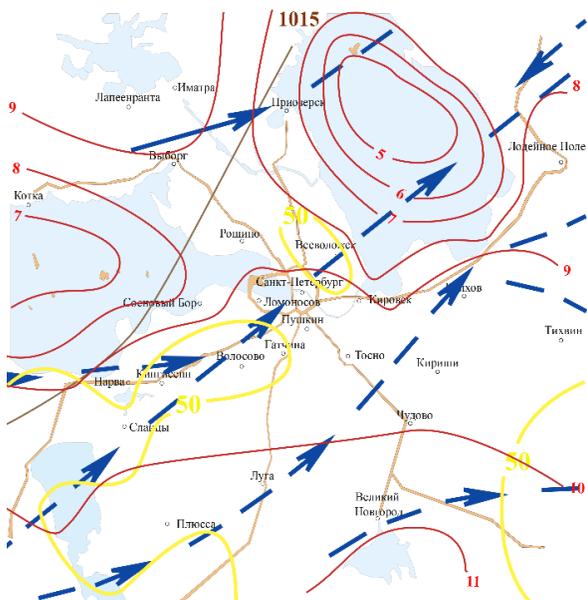


Рис. 3. Распределение средних многолетних значений приземной температуры, давления, направления ветра и количества осадков в мае: синие стрелки — направление и повторяемость преобладающего ветра. (пунктирные стрелки – 25 – 40%; сплошные стрелки – 40 – 50%), красные линии — изотермы, °С, желтые линии — линии равного количества осадков, мм

Полученные результаты

Распределение по территории рассматриваемого региона в квадратах 20×20 км² продолжительности радиоэха гроз с вероятностью более 90 % и среднемесячной температуры воздуха приведено в таблицах 2 и 3. По отдельным широтным поясам наблюдается высокая положительная степень связи продолжительности фиксации радиоэха гроз и приземной температуры воздуха. Для поясов под номерами 2, 8, 9, 10 коэффициент корреляции указанных характеристик превышает 0,50 (см. табл. 4).

Таблица 2

**Пространственное распределение продолжительности (ч) радиозоха гроз
с вероятностью более 90% по квадратам 20×20 км² в мае,
период осреднения 2014-2020 гг.**

20	0,04	0,18	0,31	0,11	0,35	0,30	0,34	0,16	0,37	0,29	0,11	0,02	0,09	0,10	0,22	0,26	0,33	0,23	0,18	0,11
19	0,45	0,30	0,34	0,42	0,44	0,54	0,83	0,44	0,56	0,49	0,10	0,10	0,16	0,40	0,18	0,13	0,17	0,26	0,15	0,12
18	0,35	0,16	0,27	0,68	0,39	0,60	0,62	0,44	0,42	0,42	0,39	0,23	0,28	0,56	0,14	0,06	0,25	0,22	0,22	0,12
17	0,16	0,12	0,42	0,17	0,17	0,41	0,25	0,27	0,38	0,32	0,26	0,64	0,21	0,10	0,11	0,18	0,24	0,31	0,25	
16	0,15	0,06	0,11	0,03	0,12	0,18	0,15	0,15	0,26	0,74	0,79	1,10	0,81	0,22	0,07	0,09	0,17	0,16	0,17	0,40
15	0,11	0,04	0,06	0,05	0,02	0,04	0,11	0,18	0,52	0,94	0,60	1,12	1,32	0,27	0,13	0,17	0,20	0,20	0,21	0,51
14	0,05	0,01	0,08	0,02	0,00	0,00	0,15	0,36	0,58	1,15	0,88	0,68	0,29	0,14	0,12	0,21	0,36	0,28	0,50	0,43
13	0,00	0,03	0,09	0,00	0,02	0,04	0,27	0,66	0,83	0,85	0,38	0,26	0,06	0,09	0,10	0,28	0,34	0,52	0,55	0,37
12	0,02	0,11	0,05	0,06	0,13	0,10	0,26	0,54	0,55	0,26	0,05	0,38	0,03	0,06	0,14	0,19	0,47	0,60	0,50	0,31
11	0,04	0,07	0,16	0,14	0,19	0,15	0,45	0,72	0,85	0,42	0,12	0,18	0,34	0,14	0,36	0,33	0,51	0,53	0,31	0,35
10	0,13	0,20	0,28	0,29	0,28	0,15	0,40	0,56	1,22	0,70	0,17	0,09	0,12	0,23	0,61	0,52	0,33	0,52	0,37	0,36
9	0,22	0,23	0,31	0,50	0,17	0,38	0,52	0,35	0,45	0,55	0,39	0,18	0,17	0,25	0,56	0,36	0,20	0,34	0,55	0,47
8	0,37	0,31	0,40	0,45	0,13	0,30	0,47	0,22	0,03	0,18	0,36	0,32	0,32	0,38	0,61	0,36	0,29	0,34	0,62	0,48
7	0,29	0,31	0,50	0,18	0,04	0,22	0,37	0,08	0,07	0,26	0,22	0,19	0,55	0,75	0,32	0,31	0,30	0,20	0,65	0,25
6	0,28	0,23	0,20	0,19	0,32	0,40	0,27	0,10	0,19	0,29	0,17	0,45	0,57	0,39	0,34	0,12	0,18	0,20	0,23	0,40
5	0,06	0,09	0,10	0,12	0,31	0,32	0,18	0,18	0,29	0,14	0,27	0,57	0,38	0,46	0,23	0,55	0,49	0,23	0,36	0,73
4	0,05	0,15	0,08	0,28	0,34	0,53	0,29	0,26	0,43	0,30	0,48	0,81	0,64	0,50	0,63	0,97	1,02	0,66	0,86	0,72
3	0,04	0,11	0,13	0,59	0,48	0,60	0,58	0,81	0,56	0,62	0,87	0,49	0,58	0,82	0,97	1,65	1,14	0,61	0,45	0,16
2	0,20	0,15	0,28	0,57	0,68	0,81	0,72	0,63	0,25	0,31	0,50	0,44	0,47	0,50	0,47	1,12	0,56	0,69	0,55	0,32
1	0,05	0,05	0,40	0,56	0,61	1,01	0,68	0,34	0,34	0,43	0,20	0,37	0,43	0,32	0,44	0,42	0,30	0,53	0,36	0,11
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	

Пространственное распределение средней месячной приземной температуры по квадратам 20×20 км² в мае, период осреднения 2014-2020 гг.

20	8,00	8,50	8,70	9,00	9,20	9,40	9,60	9,40	9,00	8,60	8,00	7,00	6,80	6,60	6,80	7,00	7,20	7,40	7,20	7,40	7,20	7,00
19	8,00	8,40	9,20	8,00	9,00	9,40	9,20	9,00	9,00	8,80	8,40	7,60	6,80	6,40	5,00	6,00	6,60	7,20	7,40	7,40	7,40	7,20
18	8,00	8,20	8,40	8,80	9,00	9,20	9,00	8,40	7,60	7,00	5,40	5,20	5,20	5,00	5,20	5,80	6,80	7,20	7,80	8,00	8,00	8,40
17	8,00	8,20	8,40	8,20	8,40	8,80	9,40	9,20	8,40	7,60	6,80	5,80	5,80	5,40	4,80	5,20	5,40	6,20	7,40	8,00	8,00	8,20
16	8,00	8,20	8,20	8,40	8,40	8,80	8,60	8,40	8,40	8,20	7,40	6,20	5,40	5,00	5,20	5,40	5,80	6,80	7,80	8,00	8,00	8,00
15	7,60	7,80	7,80	8,00	8,20	8,40	9,00	8,80	8,40	8,20	7,40	6,80	6,40	5,80	5,00	5,20	6,00	7,00	7,80	8,00	8,20	8,20
14	7,40	7,20	7,20	7,80	8,00	8,20	8,40	8,40	8,00	7,80	7,60	7,60	7,00	6,80	6,20	6,00	6,80	7,80	8,00	8,00	8,00	8,40
13	6,80	7,00	7,20	7,20	7,40	7,80	8,00	8,20	8,40	8,40	8,40	8,20	8,20	7,80	7,20	7,40	7,60	7,80	8,20	8,20	8,20	8,40
12	6,80	7,00	7,00	7,40	7,80	7,40	8,20	8,40	8,80	8,80	8,80	8,60	8,40	8,20	8,00	8,80	8,60	8,60	8,60	8,60	8,60	8,80
11	6,80	7,20	7,20	7,40	8,20	8,20	8,40	8,80	9,20	9,20	9,20	9,00	8,80	8,80	8,60	9,20	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,20
10	7,00	7,20	7,80	8,20	8,80	8,80	8,80	9,20	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40
9	7,80	8,00	8,20	8,80	9,00	9,20	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40
8	8,60	8,80	8,80	9,20	9,20	9,20	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40
7	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,20	9,20	9,20	9,20	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,40	9,20	9,20
6	9,00	9,00	9,20	9,20	9,20	9,20	9,20	9,20	9,20	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,00	9,00
5	9,00	9,00	9,40	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,60	9,80	9,80	9,80	9,80	9,80	10,00	10,00	9,80	9,80	9,80	9,80	9,80	9,00
4	9,00	9,00	9,40	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	9,80	9,80	9,80	9,80	9,80	9,80
3	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,40	10,40	10,40	10,40	10,60	10,60	10,40	10,20	10,00	10,00	10,00	9,80	9,80
2	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,40	10,40	10,40	10,40	10,40	10,40	10,80	10,80	10,40	10,20	10,00	10,00	10,00	9,80	9,80
1	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,20	10,40	10,40	10,80	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	10,20	10,00	10,00	9,80	9,80	9,80
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T			

Таблица 4

Коэффициенты корреляции (r, %) продолжительности радиозага гроз и среднемесячной приземной температуры по широтным поясам

№ широтного пояса	r, %	№ широтного пояса	r, %
1	47,9	11	35,8
2	62,5	12	32,6
3	27,6	13	0,9
4	5,0	14	23,3
5	-20,9	15	23,4
6	-12,7	16	19,3
7	19,1	17	41,4
8	80,4	18	44,5
9	59,0	19	19,0
10	56,8	20	-4,0

Для понимания процессов, происходящих в атмосфере, и выяснения причин, почему область повышенной повторяемости гроз в мае необычно далеко заходит в Ладожское озеро, был построен вертикальный профиль распределения температуры по линии Ижорская возвышенность — Финский залив — Лемболовская возвышенность — Ладожское озеро — Олонекская возвышенность (табл. 5).

Данные профиля рассчитаны исходя из предположения, что вертикальный градиент температуры над сушей близок к сухоадиабатическому (0,98° на 100 м), а над водными акваториями приближается к влажноадиабатическому (0,65° на 100 м). На шкале в верхней части диаграммы помещены значения вертикального градиента температуры, использованного при построении профиля (град./100 м). В крайнем левом столбце таблицы приведены значения высоты, в сотнях метров, в крайнем правом справа — давление в паскалях (стандартная атмосфера) Нулевая изотерма (ячейки выделены кирпичным фоном) находится на относительно небольшой высоте от 750 метров до 1150 метров с выраженным минимумом над Ладогой.

Таблица 5

Восстановленный вертикальный профиль температуры в мас

H (м)	0,9	0,8	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	P (Тпа)
2100	-9,90	-7,80	-10,90	-9,80	-8,70	-9,70	-9,70	-9,70	-8,70	-7,70	-8,80	-10,90	-10,90	-8,80	-10,90	-9,90	-12,00	782	
2000	-9,00	-7,00	-10,00	-9,00	-8,00	-9,00	-9,00	-9,00	-8,00	-7,00	-8,00	-10,00	-10,00	-8,00	-10,00	-9,00	-11,00	792	
1900	-8,10	-6,20	-9,10	-8,20	-7,30	-8,30	-8,30	-8,30	-7,30	-6,30	-7,20	-9,10	-9,10	-7,20	-9,10	-8,10	-10,00	802	
1800	-7,20	-5,40	-8,20	-7,40	-6,60	-7,60	-7,60	-7,60	-6,60	-5,60	-6,40	-8,20	-8,20	-6,40	-8,20	-7,20	-9,00	812	
1700	-6,30	-4,60	-7,30	-6,60	-5,90	-6,90	-6,90	-6,90	-5,90	-4,90	-5,60	-7,30	-7,30	-5,60	-7,30	-6,30	-8,00	822	
1600	-5,40	-3,80	-6,40	-5,80	-5,20	-6,20	-6,20	-6,20	-5,20	-4,20	-4,80	-6,40	-6,40	-4,80	-6,40	-5,40	-7,00	832	
1500	-4,50	-3,00	-5,50	-5,00	-4,50	-5,50	-5,50	-5,50	-4,50	-3,50	-4,00	-5,50	-5,50	-4,00	-5,50	-4,50	-6,00	843	
1400	-3,60	-2,20	-4,60	-4,20	-3,80	-4,80	-4,80	-4,80	-3,80	-2,80	-3,20	-4,60	-4,60	-3,20	-4,60	-3,60	-5,00	854	
1300	-2,70	-1,40	-3,70	-3,40	-3,10	-4,10	-4,10	-4,10	-3,10	-2,10	-2,40	-3,70	-3,70	-2,40	-3,70	-2,70	-4,00	864	
1200	-1,80	-0,60	-2,80	-2,60	-2,40	-3,40	-3,40	-3,40	-2,40	-1,40	-1,60	-2,80	-2,80	-1,40	-2,80	-1,80	-3,00	875	
1100	-0,90	0,20	-1,90	-1,80	-1,70	-2,70	-2,70	-2,70	-1,70	-0,70	-0,80	-1,90	-1,90	-0,70	-1,90	-0,90	-2,00	886	
1000	0,00	1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-2,00	-2,00	-2,00	-2,00	-1,00	0,00	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	0,00	-1,00	897	
900	0,90	1,80	-0,10	-0,20	-0,30	-1,30	-1,30	-1,30	-0,30	0,70	0,80	-0,10	-0,10	0,90	0,00	0,00	-1,00	908	
800	1,80	2,60	0,80	0,60	0,40	-0,60	-0,60	-0,60	0,40	1,40	1,60	0,80	0,80	1,80	1,00	1,00	0,00	919	
700	2,70	3,40	1,70	1,40	1,10	0,10	0,10	0,10	1,10	2,10	2,40	1,70	1,70	2,70	2,00	2,00	0,00	931	
600	3,60	4,20	2,60	2,20	1,80	0,80	0,80	0,80	1,80	2,80	3,20	2,60	2,60	3,60	3,00	3,00	0,00	942	
500	4,50	5,00	3,50	3,00	2,50	1,50	1,50	1,50	2,50	3,50	4,00	3,50	3,50	4,50	4,00	4,00	0,00	954	
400	5,40	5,80	4,40	3,80	3,20	2,20	2,20	2,20	3,20	4,20	4,80	4,40	4,40	5,40	5,00	5,00	0,00	965	
300	6,30	6,60	5,30	4,60	3,90	2,90	2,90	2,90	3,90	4,90	5,60	5,30	5,30	6,30	6,00	6,00	0,00	977	
200	7,20	7,40	6,20	5,40	4,60	3,60	3,60	3,60	4,60	5,60	6,40	6,20	6,20	7,20	7,00	7,00	0,00	989	
100	8,10	8,20	7,10	6,20	5,30	4,30	4,30	4,30	5,30	6,30	7,20	7,10	7,10	8,10	8,00	8,00	0,00	1001	
Поверхность земли	9,00	9,00	8,00	7,00	6,00	5,00	5,00	5,00	6,00	7,00	8,00	8,00	8,00	9,00	9,00	9,00	0,00	1013	

Примечание: Положение изотермы 0 °С выделено цветом.

Особенности распределения метеорологических параметров

В мае усиливающиеся потоки солнечной радиации интенсивно прогревают сушу, но они ещё недостаточно сильны для прогрева глубокого Ладожского озера, которое служит аккумулятором холода. Горизонтальный градиент приземной температуры (вода – суша) в районе озера равен 4°C (рис. 6).

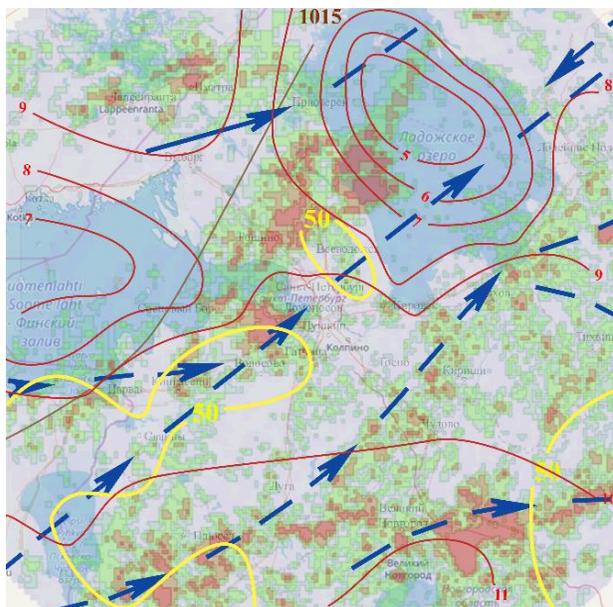


Рис. 6. Карта распределения основных метеорологических параметров, май

Первые мощные майские грозы (средняя высота верхней границы радиоэха составляет в это время 7000 м) формируются над Ижорской и Лемболовской возвышенностями. Нулевая изотерма в кучево-дождевых облаках находится на высоте около 3500 м. Над Ладожским озером в это время располагается обширная область, заполненная

влажным холодным воздухом, имеющим повышенную плотность. Средняя высота нулевой изотермы в холодной воздушной массе над Ладогой находится на высоте 950 м (табл. 5), конвекция практически отсутствует. Под воздействием преобладающего юго-западного и западного потока на уровнях 850–700 гПа образовавшиеся кучево-дождевые облака выносятся в прибрежную часть Ладоги и, с минимальным затуханием, как «по катку» по лежащей ниже холодной воздушной массе проходят практически всю Ладогу. Перемешивание либо не происходит, либо происходит очень слабо. Такая ситуация характерна только для майских гроз. Отсутствие перемешивания, видимо, объясняет появление области повышенной повторяемости гроз уходящей далеко в акваторию Ладожского озера. Потенциал конвекции сохраняется в верхнем слое воздушной массы.

По югу района исследования область повышенной повторяемости гроз располагается между изотермами 10 и 11 °С. В районе Санкт-Петербурга область повышенной повторяемости смещена к Ижорской возвышенности и располагается в районе изотермы +9 °С. У границы с Финляндией область повышенной повторяемости гроз также располагается вблизи изотермы +9 °С.

На карте видно, что области повышенной повторяемости гроз «уложены» вдоль векторов наиболее частой повторяемости ветра. Области повышенной повторяемости гроз в районах Ижорской и Лемболовской возвышенностей формируются в зонах сходимости ветровых потоков.

В мае суммарное количество осадков составляет 10–15 % от количества осадков, выпадающих за весь теплый период года. Изолинии количества осадков (изогиеты), ограничивающие области с повышенным количеством осадков, также сочетаются с областями повышенной повторяемости гроз. Особенно это заметно на юго-востоке Чудского озера, на востоке Ильмень озера, в районе Ижорской и Лемболовской возвышенностей и связано это, вероятнее всего, с усиливающимся прогревом суши и интенсивным испарением.

Заключение

На основе многолетних данных за май выявлены мезомасштабные особенности пространственного распределения радиолокационных характеристик (продолжительность радиоэха гроз, высоты верхней границы облаков) и приземных метеорологических параметров (температуры воздуха, параметров ветра) на территории 400×400 км² вокруг Санкт-Петербурга.

В дальнейшем планируется провести аналогичные исследования с использованием данных с июня по сентябрь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базлова Т.А., Бочарников Н.В., Брылёв Г.Б., Каргальский А.В., Линёв А.Г., Лялюшкин А.С., Оленев В.А., Паркин Т.В., Солонин А.С., Устинов В.К., Фролов В.И., Якимайнен Н.А. (2010). Радиолокационные метеорологические наблюдения / под редакцией А.С. Солонина — СПб: Наука. 312 с.

Брылёв Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминова Г.Л. (1986) Радиолокационные характеристики облаков и осадков — Л.: Гидрометеоздат, 219 с.

Брылёв Г.Б. Кулакова Г.И. (1977). О критическом контроле данных сетевых МРЛ по статистическим характеристикам радиоэхо опасных явлений // Труды ГГО. Вып. 395. С. 106–112;

Гашина С.Б., Дивинская Б.Ш., Линев А.Г. (1977) О связи локационных характеристик, полученных комплексом МРЛ–ААОМ, с некоторыми метеорологическими параметрами // Труды ГГО. Вып. 395. С. 6–11;

Taszarek M., Allen J., Pucik T., Groenemeijer P., Czernecki B., Kolendowicz L., Langouvardos K., Kotroni V. and Schulz W. (2019) «A Climatology of Thunderstorms across Europe from a Synthesis of Multiple Data Sources» // DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0372.1, «American Meteorological Society»

**СОПОСТАВЛЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ГРОЗОВОЙ И ГРАДОВОЙ АКТИВНОСТИ
НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КAVКАЗА**

М. В. Жарашуев

Высокогорный геофизический институт
Нальчик, пр. Ленина 2

High-Mountain Geophysical Institute
360030 Nalchik, Lenin Ave., 2

mgk777@mail.ru

Поступила в редакцию 14.03.2021

Поступила после доработки 15.06.2021

Введение

В последнее десятилетие требования к качеству информации о грозах заметно возросли. Если раньше для статистических исследований грозовой активности использовались в основном радиолокационные данные или данные метеостанций и постов, то в последнее время к ним добавилась грозопеленгационная информация (Синькевич и др., 2020; Мореев и др., 2019; Князева, 2013). Перечисленные данные имеют свои преимущества и недостатки. Радиолокационная информация позволяет охватывать большие площади, при этом данные о грозах, получаемые в результате обработки такой информации, носят вероятностный характер (Активно-пассивная радиолокация, 1992; Ильин, 2020). Наблюдения за грозами на метеорологических станциях и постах дают достоверную информацию лишь в небольшом радиусе и во многом определяются человеческим фактором. Получившие развитие сравнительно недавно грозопеленгационные сети обеспечивают получение информации с обширных площадей, а также позволяют,

инструментальными методами фиксировать и определять характеристики разрядов (Аджиев 2013; Булатов 2017; Снегуров 2019). Объединение различных типов метеорологической информации и оценка степени достоверности данных наблюдений для статистических исследований грозоградовой активности является важной и актуальной задачей.

Целью данной работы является выявление сбоев работы грозопеленгационной сети (ГПС) путем сопоставления грозовой и градовой активности на Северном Кавказе в период с 2009 по 2020 гг. по грозопеленгационным и радиолокационным данным.

Методика измерений и анализ полученных материалов

Радиолокационные данные, используемые в исследованиях, получены со стабильно и непрерывно работающего МРЛ-5, на базе автоматизированных систем «Антиград» и «АСУ МРЛ».

Площадь исследуемой территории с центром в районе г. Михайловск Ставропольского Края составляет 173 км². Местность включает в себя все типы рельефов местности от низменностей до высокогорий. Неоднородный рельеф накладывает дополнительные требования к количеству датчиков участвующим в пеленге МР.

Грозопеленгационная сеть (ГПС) Северного Кавказа функционирует с 2009 г. и состоит из четырех станций LS8000 производства фирмы Vaisala и центрального пункта приема и обработки информации, который обеспечивает сбор, обработку и архивирование данных о грозовых разрядах (Аджиев и др., 2013).

Станции LS8000 расположены в г. Михайловск и Зеленакумск, Ставропольского Края, в с. Исламей (КБР) и г. Черкесск (КЧР) (Zharashuev, 2019). Каждая станция имеет два датчика: низкочастотный (LF) и высокочастотный (VHF). Низкочастотный датчик обнаруживает в основном грозовые разряды типа «облако—земля» (О—З). Высокочастотный датчик обнаруживает все разряды: О—З, «облако—облако» (О—О) и «внутриоблачные» (ВО). Диапазон обнаружения разрядов указанных типов различен.

Для разрядов О—3 максимальная дальность действия составляет 625 км от центра сети, а для разрядов О—О — 325 км.

Исследуемая территория находится в зоне устойчивого пеленга молниевых разрядов восьмью датчиками (грозорегистраторами).

При статистическом анализе любой информации, в том числе и грозопеленгационной, большую роль играет объем и достоверность обрабатываемых данных. В рамках данной работы была модифицирована и дополнена программа статистической обработки грозопеленгационной информации (Жарашуев, 2020). Для определения однородности и достоверности временных рядов грозопеленгационной информации был использован авторский алгоритм, реализованный в программном комплексе, согласно которому:

- по данным архива грозопеленгационной информации осуществляется разделение разрядов по дням их фиксации и количеству грозорегистраторов участвующих в выявлении (регистрации) молниевых разряда;

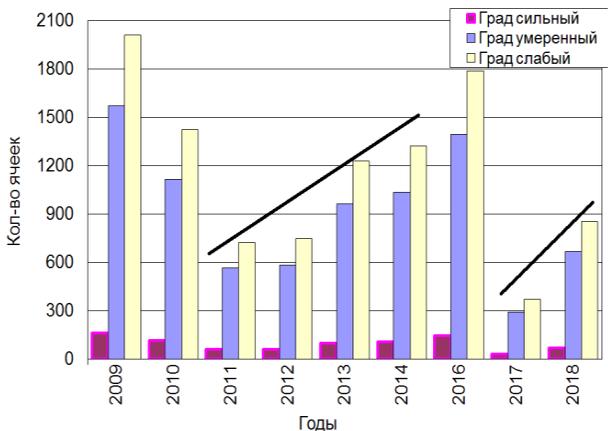
- для каждого дня с грозой выполняется сопоставление количества молниевых разрядов, зафиксированных низкочастотными (LF) и высокочастотными (VHF) датчиками (Жарашуев, 2020).

Резкие расхождения (в разы) в количестве разрядов, зафиксированных низкочастотными и высокочастотными датчиками в конкретный день, свидетельствуют о сбое работы VHF или LF составляющей ГПС. Информация за такой день требует сопоставления с радиолокационными данными.

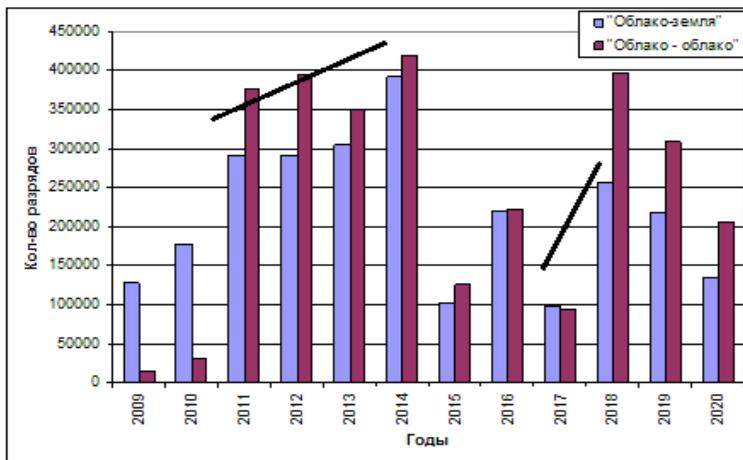
Резкое отклонение доли молниевых разрядов в конкретный месяц от его среднего значения за период с 2009–2020 гг. также является косвенным свидетельством не точной фиксации разрядов из-за сбоев работы ГПС в рассматриваемый период времени.

Накопленная к настоящему времени грозопеленгационная информация не позволяет судить о цикличности грозовой активности на Северном Кавказе. Но поскольку град и гроза — явления погоды тесно связанные между можно ожидать, что динамика временного хода грозовой активности будет идентична градовой, рассмотренной в работе автора (Жарашуев, 2020а), в которой градовые облака

на исследуемой территории за 2002–2018 гг. идентифицировались и учитывались с применением метода автоматической идентификации конвективных ячеек.



а)



б)

Рис. 1. Количество градовых ячеек по данным МРЛ-5 (а), и молниевых разрядов, зафиксированных низкочастотными датчиками LF (б) в 2009–2020 гг.

Для сопоставления грозопеленгационной и радиолокационной информации использовались данные низкочастотных датчиков, т. к. в данных, полученных VHF датчиками, были обнаружены частые сбои.

Статистический анализ грозопеленгационной и радиолокационной информации показал, что, грозовая активность подобно градовой активности нарастала с 2011 по 2014 гг., а затем была высокой в 2018 г. (рис. 1б). Теоретически, пик молниевой активности подобно градовой (рис. 1а) должен был приходиться на 2016 год, но фактически значительно больше молниевых разрядов было зафиксировано в 2014 году (рис. 1б). Это можно связать с нестабильной работой LF датчиков ГПС в 2016 году.

Сбои работы ГПС северного Кавказа

За период 2009–2020 гг. на исследуемой территории высокочастотные датчики VHF зафиксировали 35 046 305 молниевых разрядов, из них в определении 78,4 % разрядов участвовали два, в 18,6 % — три, в 2,7 % — четыре, в 0,25 % — 5 и более грозорегистраторов.

Низкочастотные датчики LF зафиксировали 6419407 молниевых разрядов, из которых 44,7 %, 35,7 %, 12,3 % разрядов было зафиксировано соответственно двумя, тремя и четырьмя датчиками.

Данные о среднем дневном количестве, зафиксированных разрядах приведены на рис. 2.

Разряды в большинстве случаев фиксировались двумя грозопеленгаторами, что свидетельствует о частых сбоях тех или иных датчиков ГПС.

По отклонениям доли МР за месяц от ее среднего многолетнего значения, можно судить о сбоях работы LF датчиков в определенные месяцы или сезоны (таблица 1). В частности, результаты, полученные в апреле 2011, 2013, 2018-2020 гг., мае 2009 и 2016 гг. июне 2015 г., июле 2009 и 2015 гг., 2018 гг., августе 2010, 2016, 2018 и 2019 гг., в сентябре 2010, 2016, 2019 гг., свидетельствуют о сбоях в работе Северо-Кавказской ГПС.

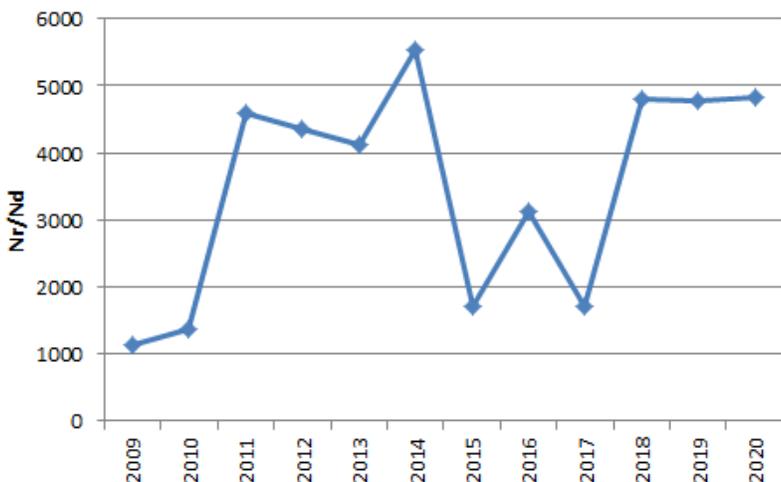


Рис. 2. Отношение количества разрядов «облако-земля» зафиксированного в период с апреля по сентябрь (Nr), к числу дней с грозой (Nd)

Таблица 1

Доля МР, зафиксированных низкочастотными датчиками, за месяц относительно общего числа разрядов за грозовой сезон

Год	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь
2009	1,3	7,6	23,4	37,7	20,6	9,5
2010	1,9	12,1	35,4	19,7	7,9	23
2011	0,1	10,3	30,3	29,2	22,1	8,1
2012	3	28,3	22,9	19,8	23,9	2,0
2013	0,2	21,6	29	25,7	18,6	4,9
2014	4,0	29,4	18,3	23,7	18	6,6
2015	2	10,2	44,4	11,9	24,8	6,8
2016	1,9	10	25,6	17,2	44,1	1,3

Продолжение таблицы 1

Год	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь
2017	1,3	13,5	27,9	22,4	29,9	5
2018	0,3	20,9	13,3	47,4	11,2	6,9
2019	5,5	19,7	31,3	33,4	9,7	0,5
2020	0	20,2	18,2	35,9	13,4	12,3
среднее	1,8	17	26,7	27	20,3	7,2

Таблица 2

Доля (%) молниевых разрядов типа «облако-облако», за месяц относительно суммарного годового количества разрядов зафиксированных на исследуемой территории за 2009–2020 гг.

Год	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь
2009	1,2	6,9	28,4	24,1	29,9	9,5
2010	5,9	22,1	29,8	20,4	11,9	10
2011	0,1	16,2	32,6	28,3	14,6	8,3
2012	6,1	31,2	19,7	18,2	23,8	1,1
2013	0,5	46,2	27,3	12,1	9,5	4,6
2014	3,6	32,6	21,6	21,0	14,1	7,1
2015	2,9	13,7	48,9	8,0	24,3	2,2
2016	2,2	12,3	30,3	17,0	37,9	0,3
2017	6,9	11,7	17,1	12,7	45,8	5,9
2018	0,3	44,5	22,2	26,0	3,8	3,2
2019	18,5	45,3	11,4	22,8	2,1	0
2020	0	55,8	17,3	10,0	9,4	7,5
среднее	4,00	28,2	25,5	18,4	18,9	5

В результате исследования молниевой активности на Северном Кавказе было выявлено, что наиболее грозоопасными месяцами для всех типов разрядов, являются июнь и июль (табл. 2). В 2012–2014 гг. наибольшее количество молниевых разрядов типа «облако-облако», приходилось на май, в 2016 г. наибольшее количество гроз было зафиксировано в августе.

Основываясь на данных о доле молниевых разрядов типа «облако-облако» за месяц относительно суммарного годового количества разрядов, по значительным отклонениям от среднестатистического распределение молниевых разрядов и по данным годового хода молниевой активности можно сделать вывод о нарушении однородности грозопеленгационных данных возможно по причине сбоев в работе датчиков VHF (табл. 2.).

Таблица 3

Отношение количества молниевых разрядов VHF к количеству разрядов LF на исследуемой территории

Год	VHF/LF					
	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь
2009	24,7	22,9	30,7	16,1	36,7	25,2
2010	55,7	33,2	15,2	18,7	27,2	7,8
2011	7,7	12,7	8,7	7,8	5,3	8,2
2012	16,3	9,1	7,1	7,5	8,2	4,6
2013	13,7	13,4	5,9	2,9	3,2	5,9
2014	3,9	4,8	5,1	3,9	3,4	4,6
2015	13,1	12,1	9,9	6,0	8,8	2,9
2016	6,4	6,8	6,5	5,4	4,7	1,1
2017	10,9	1,8	1,3	1,2	3,2	2,5
2018	1,9	4,2	3,3	1,1	0,7	0,9
2019	1,7	1,1	0,2	0,3	0,1	0
2020	1,5	2,5	0,8	0,2	0,6	0,5
среднее	13,1	10,4	7,9	5,9	8,5	5,4

В частности, в апреле 2011, 2013, 2018-2020 гг., мае 2018-2020 гг. июне, июле 2015 г, августе 2013, 2016, 2017, 2018-2020 гг. и в сентябре 2012, 2019 гг.

Количество разрядов, зафиксированных датчиком LF, не может превышать количество разрядов, зафиксированных с помощью датчика VHF в один и тот же период времени на одной и той же территории. Из таблицы 3 видно, что в августе, сентябре 2018 года, в июне, июле, августе и сентябре 2019, 2020 гг. в грозопеленгационной сети Северного Кавказа в фиксации разрядов типа «облако-облако» наблюдались явные сбои.

Заключение

Проверка достоверности временных рядов грозопеленгационной информации ГПС Северного Кавказа была выполнена по авторской методике, реализованной в программном комплексе.

В результате сопоставления грозопеленгационной и радиолокационной информации были выявлены факты сбоев работы ГПС Северного Кавказа, которые оказали существенное влияние на результаты исследования. Особо частым сбоем в работе были подвержены VHF датчики. В тоже время удалось установить, что разряды типа «облако-земля», имеют тенденцию к повторению циклов градовой активности. Фактором, препятствующим выявлению циклов молниевой активности, является малый период функционирования ГПС и частые сбои в ее работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аджиев А. Х., Стасенко В. Н., Тапасханов В. О. Система грозопеленгации на Северном Кавказе // Метеорология и гидрология. 2013. № 1. С. 2–11.

Активно-пассивная радиолокация. // Под ред. Л. Г. Качурина, Л. И. Дивинского — СПб: Гидрометеиздат. 1992. 216 с.

Булатов А. А., Кутерин Ф. А., Шлюгаев Ю. В. Региональная сеть пассивной грозопеленгации в нижегородской области // Метеорология и гидрология. 2017 № 6.

Жарашуев М. В. Программа автоматической обработки информации от грозопеленгаторов LS8000 // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. 2020а. №2020663442, 27.10.2020 г.

Жарашуев М. В. Цикличность градовой активности на Северном Кавказе // Труды ГГО. 2020. № 598. С. 197–203.

Ильин Н. В., Кутерин Ф. А. Оценка точности распознавания гроз по данным доплеровского метеорологического лоатора ДМРЛ-С // Метеорология и гидрология.2020. № 9. С. 104–112.

Князева З. М. Анализ данных, полученных с помощью инструментальных наблюдений на территории Северного Кавказа // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2013 № 2 (174). С. 63–66.

Мареев Е. А., Стасенко В. Н., Шаталина М. В., Дементьева С. О., Евтушенко А. А., Свечникова Е. К., Слюняев Н. Н. Российские исследования в области атмосферного электричества в 2015–2018 гг. // Известия РАН. ФАО. 2019. Т. 55. № 6. С. 79–93.

Синькевич А. А., Попов В. Б., Абшаев А. М., Вое В. А., Pawar S. D., Михайловский Ю. П., Торопова М. Л., Геккиева Ж. М. Радиолокационные характеристики конвективных облаков разных регионов при переходе в грозовую стадию // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 12 (383). С. 932–936.

Снегуров А.В. Снегуров В.С. Сравнение характеристик многопунктовых грозопеленгационных систем // Труды ГГО. 2019. № 595. С. 22–62.

Jarashuev M. V., Tekueva M. T. Statistical analysis of the lightning type ground-to-cloud in the North Caucasus and the Stavropol territory. // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering.2019. Nalchik.

Редакция журнала «Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова» продолжает публиковать работы, выполненные в предыдущие годы.

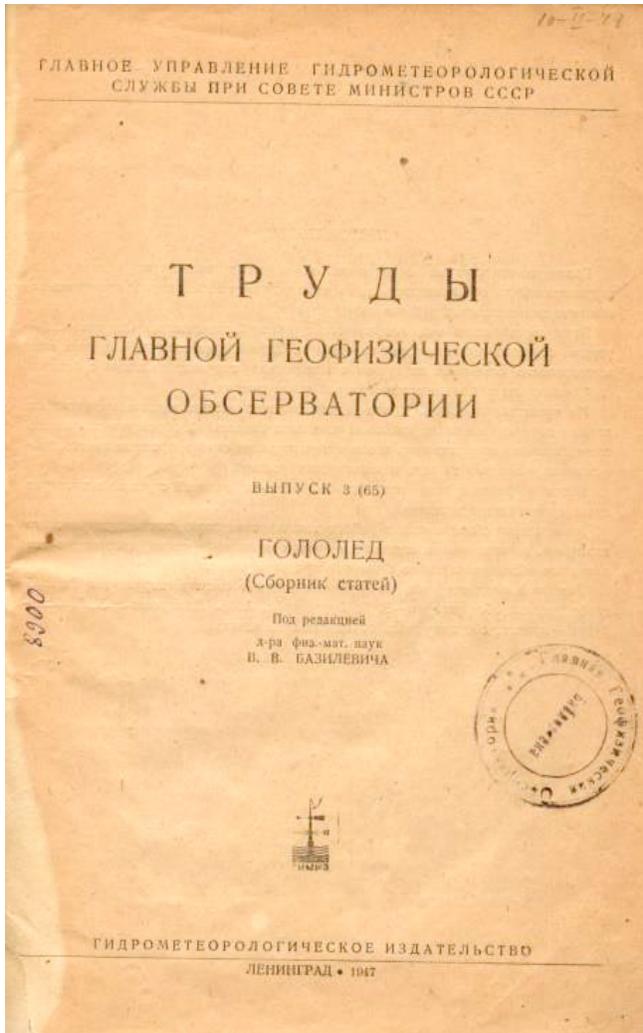
В настоящем выпуске вниманию читателей предлагаются две разноплановые статьи.

Работа Ю. Н. Андреева «К вопросу о физико-метеорологических условиях образования гололеда» была опубликована в 1947 году в сборнике «Труды ГГО», выпуск 3 (65), целиком посвященном гололеду, в котором гололедно-изморозевые явления рассматривались с самых различных сторон. В этом легко убедиться, ознакомившись с содержанием выпуска:

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Бургсдорф В.В.</i> О физике гололедно-изморозевых явлений.....
<i>Андреев Ю.Н.</i> К вопросу о физико-метеорологических условиях образования гололеда.....
<i>Дмитриев А.А.</i> Отложение изморози на проводах в связи с воздействием подстилающей поверхности.....
<i>Базилевич В.В.</i> Влияние микроструктуры тумана на обледенение проводов.....
<i>Балабуев А.Г.</i> Гололедно-изморозевые явления в Закавказье.....
<i>Дмитриев А.А.</i> Оценка точности гололедных наблюдений.....
<i>Андреев Ю.Н.</i> Эмпирическая номограмма для прогноза фронтального гололеда по местным данным.....
<i>Заморский А.Д.</i> О приборном наблюдении наземного обледенения.....
<i>Дмитриев А.А.</i> К вопросу о форме поперечного сечения отложений из капельно-жидкого переохлажденного тумана.....
<i>Заморский А.Д.</i> Своеобразный вид вредного наземного оледенения.....

В сборник вошли работы как теоретического, так и практического характера, выполненные в основном в период военного времени, которые по разным причинам не были опубликованы ранее.



Работа Л. Е. Анапольской «Основные принципы климатического районирования для строительства» была напечатана в 1963 году в сборнике «Труды ГГО», выпуск 149 «Вопросы прикладной климатологии».

В 1960-х годах остро встал вопрос о необходимости экономии энергии и естественных ресурсов. Это послужило причиной перехода прикладной климатологии на качественно новый уровень. Если раньше считалось, что запросы заинтересованных организаций формируют потребности в метеорологической информации, то в этот период климатологи начали активно изучать механизмы влияния окружающей среды на интересующие их хозяйственные объекты или процессы. Для решения новых задач прикладной климатологии потребовались специальные подходы к обработке данных, а в ряде случаев и дополнительные методы наблюдений.

В этот период в ГГО Л. Е. Анапольская и Л. С. Гандин выполнили ряд исследований по изучению влияния метеорологических факторов на тепловой режим зданий, результатом которых стало создание физико-математической модели воздействия метеорологической среды на тепловой режим зданий. Результаты этих исследований в дальнейшем широко использовались как в нашей стране, так и за рубежом.

Публикуемая в настоящем сборнике статья Л. Е. Анапольской посвящена вопросу выбора основных критериев при климатическом районировании для строительства и содержит данные об эффективных температурах, характеризующих совместное влияние температуры воздуха и скорости ветра на теплоотдачу зданий.

Ю. Н. Андреев

К ВОПРОСУ О ФИЗИКО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ГОЛОЛЕДА

*Опубликована в сборнике «Труды Главной геофизической
обсерватории», 1947, выпуск 3 (65), с. 12-19.*

Обзор современной литературы

А. Зависимость образования гололеда от различных метеорологических элементов. В последние годы наиболее детально была изучена зависимость образования гололеда от температуры воздуха. Эта зависимость изучалась с 1930 г. а научно-исследовательских станциях НКПС и на всех тех станциях, где велись наблюдения над гололедом. Для нахождения взаимосвязи между началом процесса гололедообразования и температурой, проводилось измерение температуры в момент появления гололёда. В дальнейшем различные авторы произвели статистическую обработку полученного материала, но получили расходящиеся между собой результаты.

Если по отношению к верхней температурной границе больших расхождений не наблюдалось, так как гололед очень редко начинает образовываться на $0,1—0,2^{\circ}$ выше 0° , то по отношению к нижней границе установлены значительные расхождения.

Гапонов [1], обработав данные наблюдений Одесской обсерватории, установил, что гололед образуется до температуры, — $2,2^{\circ}$. Он же, обработав данные Ринка, полученные на Шнеекоппе,¹ получил для нижней границы температуру в $-3,2^{\circ}$.

В «Климатическом описании Западной пограничной полосы» [2] устанавливается, что 89,7% случаев образования гололеда приходится на температуру от $-1,4$ до $-2,5^{\circ}$.

¹ Горная обсерватория в Германии на горе одноименного названия.

Воронцов [3] считает, что обледенения наблюдаются чаще всего до $-4,0^{\circ}$.

Муретов [4] на основании данных наблюдения, полученных на метеорологических станциях, дает нижнюю температуру образования гололеда в $-5,0^{\circ}$.

Абрамович [5] считает, что 90% всех случаев образования гололеда падает в температурную область, ограниченную снизу температурой в -6° .

Бургдорф на основании записи самописцев, установленных в горных районах, опытов лабораторного Получения гололеда считает, что ниже -6° гололед образоваться не может.

Таким образом можно считать, что нижняя температурная граница образования гололеда лежит около -5° или -6° , так как эти величины являются средними статистическими сетевых наблюдений.

В виду того, что гололед образуется из переохлажденной воды, то представится интересным определить насколько данные о температуре образования гололеда могут характеризовать температуры образования, переохлажденной воды, имея ввиду, что наблюдения, которыми пользовался Гапонов, были произведены Одесской обсерватории на берегу моря можно думать, что они не вполне характеризуют температуру, при которой происходило образование переохлажденной воды. Граница инверсий в среднем могла проходить над Одессой на такой высоте, на которой температура, измеренная на высоте 2 м, заметно отличается от температуры на границе инверсии.

Поэтому данные Бургдорфа, полученные на горах, являются наиболее полными для определения температуры образования переохлажденной воды, так как в горах температуры образования воды и гололеда не могут сильно отличаться друг от друга из-за непосредственной близости между собой.

Многочисленными наблюдениями установлено, что при образовании гололеда замечается повышение относительной влажности воздуха (Муретов [6]). В литературе нет, однако, до сих пор данных по обработке наблюдений над влажностью при образовании гололеда, и различные авторы ограничиваются только

словесным утверждением высказанного положения.

Отдельные авторы приводят также расходящиеся между собой данные о скорости ветра в момент появления гололеда.²

Абрамович считает, что 68% случаев гололеда приходится на скорость ветра до 8 м/сек, а 95% — до 15 м/сек.

Туроверов [7] на основании наблюдений за Ново-Пятигорской станции считает, что наибольшее число случаев гололеда приходится на скорость ветра от 3 до 8 м/сек.

В «Климатическом описании Западной пограничной полосы» указывается, что гололеды при скоростях ветра выше 9 м/сек., бывают в очень редких случаях.

В нормах для расчетов воздушных линий связи и электропередач принимается максимальная скорость ветра при гололеде в 20 м/сек.

Направление ветра при гололеде является для Европейской территории СССР довольно постоянным.

Еще Мультиановский [8] на основании своих теоретических положений показал, что ветер при гололеде чаще всего должен быть восточного направления.

Муретов указывает, что 68% всех случаев гололеда приходится на направления ветра SE, E и NE.

Абрамович считает, что 76% всех случаев гололеда сопровождается восточными и южными ветрами.

В «Климатическом описании Западной пограничной полосы» за преобладающее направление ветра принимается SE (36,6%) и показывается, что 71,7% гололедов сопровождается ветрами трех направлений: E, SE и S.

Ряд авторов утверждает, что перед образованием гололеда обычно наблюдается туман, морось, или переохлажденный дождь, но только у Абрамович приведена статистическая таблица соответствующей обработки. Из этой таблицы видно, что 82% случаев образования гололеда предшествовало появлению тумана, мороси или выпадение переохлажденного дождя.

Приведенные данные показывают, что в настоящее время собрано

² Имеется в виду только сравнение статистических данных, полученных для различных местностей (*прим. ред.*).

уже достаточно материала по значениям метеорологических элементов во время появления гололеда. Средние статистические величины, полученные разными исследователями, в общем, довольно близки друг к другу. Таким образом можно считать, что этот первый этап обработки материала принес сейчас уже совершенно определенные выводы, которые в дальнейшем могут быть только несколько уточнены.

Отрицательной чертой в этой обработке является то, что обработаны данные метеорологических элементов только во время гололеда, без учета средних климатических значений этих элементов по каждой станции. Вместе с тем такое сравнение является наиболее ценным, так как только оно может действительно показать насколько отличаются местные условия образования гололеда от обычных погодных условий в данной местности.

Б. Связь условий образования твердых гидrometeorov с правилом фаз Гиббса. Сейчас, на основании самых общих теоретических представлений, можно считать установленным, что гололед образуется из переохлажденной воды. Следовательно, для того, чтобы теоретически подойти к условиям образования гололеда нужно изучить условия конденсации водяного пара в атмосфере.

Работами Мальмгрена [9], Вегенера [10], Келера [11], Вейнберга [12], Тихомирова [13] и Селезневой [14] было показано, что условия конденсации водяного пара в атмосфере, приводящие к образованию твердых гидrometeorov, нужно рассматривать только с точки зрения правила фаз Гиббса, как наиболее общей закономерности, показывающей направление изменения фазового равновесия.

В работах Мальмгрена, Вегенера и Тихомирова приводится значительный экспериментальный материал, показывающий, что условия образования изморози и инея обуславливаются близостью давления водяного пара к давлению насыщения над водной поверхностью при отрицательных температурах.

Келер и Зейлинген на основании правила фаз построили диаграммы, характеризующие условия образования инея и изморози. Келер пробовал пойти еще дальше. На основании анализа применения

своей диаграммы к природным условиям он хотел провести разграничение в условиях образования инея и изморози с точки зрения правила фаз, но сделать этого ему не удалось.

Из указанных работ можно сделать два вывода:

1. Хотя метеорологические условия образования инея и изморози отличаются друг от друга, но термодинамические условия их образования (температура и давление водяного пара) полностью совпадают.

2. Термодинамические условия образования инея и изморози подчиняются, в основном, правилу фаз Гиббса [15].

Поэтому можно предположить, что хотя метеорологические условия образования гололеда и сильно отличаются от метеорологических условий образования инея и изморози, но термодинамические условия их образования могут быть очень близкими.

Условия образования гололеда

Легко видеть, что термодинамические условия образования гололеда не соответствуют теоретическим условиям конденсации водяного пара (с точки зрения однокомпонентной системы правила фаз Гиббса). Однокомпонентная система предполагает, что водяной пар начнет конденсироваться в воду только при 100% относительной влажности, тогда как гололед образуется наиболее часто при более низких значениях относительной влажности.

Такое несоответствие может быть вызвано тремя причинами:

1. Наличием неучтенных факторов, возникающих в процессе образования гололеда.

2. Недостаточностью диаграммы однокомпонентной системы правила фаз для разбора изучаемого явления.

3. Недостаточностью для данного случая классической формулировки правила фаз Гиббса.

Не касаясь в этой статье последних двух причин, попробуем установить те факторы, которые могут вызвать отклонение условий образования гололеда от условий образования переохлажденной воды,

для чего рассмотрим, хотя бы схематически, механизм процесса образования гололеда.

Фронтальный гололед образуется, как показала Абрамович, при выносе теплого воздуха на сильно охлажденную поверхность. Иными словами, гололед образуется при наличии теплого фронта или фронта окклюзии по типу теплого фронта. При контакте теплой и холодной воздушной массы в области теплого фронта наблюдается значительное повышение относительной влажности воздуха, приводящее к конденсации водяного пара с образованием тумана, мороси или выпадению дождя в переохлажденном состоянии при отрицательных температурах.

Если бы наши измерительные приборы: термометр, психрометр и гололедный станок находились в области конденсации водяного пара, то мы могли бы наблюдать гололед, условия образования которого ничем не отличались бы от условий образования переохлажденной воды. Такое соответствие мы можем ждать там, где гололед образуется в той же части воздушной массы, где происходит одновременное образование капель переохлажденной воды. Но так как наши приборы расположены на высоте 2 м, то, естественно, что все то, что мы наблюдаем на этой высоте, несколько отличается от того, что происходит на границе инверсии.

Капелька переохлажденной воды, образовавшаяся на границе инверсии под влиянием собственного веса, начинает так или иначе падать вниз, что приводит ее в холодную массу воздуха. Здесь, столкнувшись с каким-нибудь препятствием, она вызовет образование гололеда.

При падении капли вниз, с одной стороны, увеличится степень ее переохлаждения, так как она будет окружена теперь воздушной массой с более низкой температурой. С другой стороны, капелька будет находиться при меньшей относительной влажности, следствие того, что холодная масса воздуха имеет меньшую относительную влажность воздуха по сравнению с той влажностью, которая наблюдается в области теплого фронта.

Чем дальше от точки соприкосновения с землей, некоторой мысленной поверхности, характеризующей теплый фронт, будет

наблюдается образование гололеда внутри холодной массы воздуха, тем более низкой температурой и пониженной относительной влажностью он будет сопровождаться³. Здесь большее значение будет приобретать расстояние от границы инверсии.

Ввиду того, что средняя статистическая высота границы инверсии при гололеде (по Абрамович) довольно постоянна, то, можно думать, что изменение термодинамических условий образования гололеда лежит в достаточно узких пределах и отклонения их значений от этих пределов обуславливаются уже какими-то вторичными причинами.

Чем дальше от теплого фронта находится та точка, в которой было замечено образование гололеда, тем большая скорость ветра в ней наблюдается. Это объясняется тем, что в холодной массе перед теплым фронтом скорость ветра всегда несколько больше, чем у самого фронта.

Описанная схема образования гололеда дает возможность связать условие его образования из переохлажденной воды с условиями конденсаций водяного пара в переохлажденную воду. При такой, либо другой схеме становится трудным объяснить, почему довольно значительное число случаев образования гололеда приходится на сравнительно низкую относительную влажность.

Исходя из приведенной схемы образования гололеда, можно сделать следующие выводы:

1. Образованию гололеда предшествует образование тумана, мороси или выпадение дождя при отрицательных температурах.
2. Чем дальше в холодной массе воздуха от теплого фронта наблюдается появление гололеда, тем больше условия его образования должны отличаться от условия появления переохлажденной воды на границе инверсии.
3. Условия образования гололеда должны лежать в достаточно узких пределах.
4. Понижение относительной влажности при образовании гололеда сопровождается увеличением скорости ветра.

³ Если гололед будет обнаружен еще дальше, по горизонтали от теплого фронта, то это расстояние уже не будет играть заметной роли в изменении термодинамических условий

Экспериментальная проверка высказанных положений

Для проверки высказанных положений была проведена обработка архива Главной геофизической обсерватории по инструментальным наблюдениям над гололедом за 1940—1945 гг.

Прежде всего были изучены температуры образования гололеда. Результаты обработки сведены в табл. 1.

Таблица 1

Зависимость появления гололеда от температуры

Температура	Число случаев	
	абсолютное	процент к общему числу
0°	12	4,0
0—2°	126	43,0
—2—4°	83	28,8
—4—6°	43	14,9
—6°	24	8,3

Из табл. 1 видно, что 87,4% всех случаев образования гололеда наблюдается в интервале от 0 до —6°.

Эта таблица еще раз подтверждает, что за нижнюю температурную границу образования гололеда можно принять температуру в —6°.

Была проведена так же обработка архива для определения числа случаев образования гололеда, приходящихся на различные значения относительной влажности воздуха. При этом одновременно определялась скорость ветра в момент появления гололеда и бралось ее среднее значение внутри каждого интервала относительной влажности.

Из табл. 2 видно, что 71,9% всех случаев образования гололеда приходится на относительную влажность, лежащую в пределах 100—94%. т. е. в пределах не больше чем на 6%, отличающихся от теоретических условий образования переохлажденной воды. Это отклонение может быть вызвано недостаточной точностью измерения влажности при отрицательных температурах психрометром, кроме того, оно вызывается так же и изменением относительной влажности

при переносе капли, с границы инверсии в холодную массу воздуха, имеющую меньшую относительную влажность.

Общее повышение средней скорости ветра при понижении относительной влажности в момент появления гололеда подтверждает ранее высказанные положения.

Таблица 2

Зависимость образования гололеда от относительной влажности и скорости ветра в момент появления гололеда

Относительная влажность	Средняя скорость ветра	Число штилей	Число случаев	
			абсолютное	процент к общему числу
100—98	2,8	8	92	32,2
98—96	3,6	4	63	22,1
96—94	6,7	4	50	17,5
94—92	6,6	3	34	11,9
92	9,5		46	16,1

На основании сравнения табл. 1 и 2 мы можем сделать вывод, что наибольшее число случаев образования гололеда лежит при температуре от 0 до -6° и относительной влажности от 100 до 98%.

Для подтверждения найденной зависимости были обработаны «Таблицы для записи метеорологических элементов» (ТМ-I) по трем станциям, две из которых являются сильно гололедными (Ново-Пятигорск и Дебальцево), а на третьей (Артемовск) гололед почти не наблюдается. При обработке определялся вид твердых гидрометеоров, которые наблюдались при температуре от 0 до -6° и относительной влажности от 100 до 93% (табл. 3).

Из табл. 3 можно сделать следующие выводы;

1. Сильно гололедные станции отличаются большим количеством сроков, во время которых температура и влажность были в указанных выше пределах.

Таблица 3

Повторяемость (в процентах) твердых гидрометеоров при температуре от 0 до –6° и относительной влажности от 100 до 98%

Вид гидрометеоров	Ново- Пятигорск 1939—1940 гг. 289 сроков	Дебальцево 1938—1940 гг. 385 сроков	Артемовск 1939—1940 гг. 78 сроков
Гололед	67,1	42,2	2,5
Изморозь	8,6	25,2	7,5
Иней	7,2	1,3	6,7
Снегопад	8,8	7,2	30,7
Снежный покров	8,6	15,0	20,5
Отсутствие гидрометеоров	4,4	8,5	32,8

2. При указанных условиях на сильно гололедных станциях гололед образовывался в большем числе случаев, чем все другие твердые гидрометеоры.

3. Если при выбранных условиях гололед не отмечался, то отмечались другие твердые гидрометеоры. Так как мы знаем, что давление насыщенных водяных паров над жидкой поверхностью больше, чем над твердой поверхностью, то при наличии твердых-гидрометеоров происходит непрерывная перегонка образующейся переохлажденной воды на твердую фазу. Ввиду того, что скорость этой- перегонки возрастает с понижением температуры, то (по расчетам Финдейзена) при температуре –6° практически вся переохлажденная вода перегонится на твердую фазу в очень короткий промежуток времени. Если переохлажденной воды образовалось мало, то при наличии твердых гидрометеоров и низкой температуры она раньше перегонится на твердую фазу, чем приведет к образованию гололеда при кристаллизации. Только тогда, когда она образуется в значительных количествах, то, одновременно с перегонкой, может так же привести и к образованию гололеда.

По тем же станциям была проведена аналогичная обработка для жидких гидрометеоров. В табл. 4 даются результаты этой обработки, причем тогда, когда жидкие гидрометеоры не были отмечены на станции, то нами учитывались и твердые гидрометеоры.

Из табл. 4 видно, что в огромном большинстве случаев, особенно для сильно гололедных станций, при наличии температуры и относительной влажности в указанных пределах наблюдается образование тумана.

После сравнения табл. 3 и 4 можно сделать вывод, — пока только для Ново-Пятигорска и Дебальцева, — что там, при наличии указанных термодинамических условий, в большинстве случаев идет образование тумана, приводящего к появлению гололеда.

Таблица 4

Повторяемость (в процентах) гидрометеоров при температуре от 0 до -6° и относительной влажности от 100 до 98%

Вид гидрометеора	Ново-Пятигорск 1939—1940 гг. 289 сроков	Дебальцево 1938—1940 гг. 385 сроков	Артемовск, 1939—1940 гг. 75 сроков
Туман.....	60,2	77,8'	34,6
Морось	9,3	2,2	6,4
Дождь	0,3	0,6	—
Снегопад	9,3	2,2	23,0
Снежный покров	7,6	5,6	11,8
Гололед	7,5	5,6	—
Изморозь	—	2,2	1,1
Иней.....	1,6	0,7	5,1
Отсутствие гидрометеоров.....	4,5	3,1	18,0

Остается изучить вопрос о появлении гололеда при других термодинамических условиях. Результат соответствующей обработки приведен в табл. 5.

Таблица 5

**Определение условий образования твердых-гидрометеоров
(число случаев)**

Температура, °С		Относительная влажность	Станция	Гололед	Изморозь	Иней	Снег	Снежный покров	Отсутствие гидромет.	Всего
от	до									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	>0	100—94	Ново-Пятигорск	5	—	1	5	92	66	169
			Дебальцево	4	6	—	1	43	117	171
			Артемовск	2	—	10	3	28	91	132
			Астрахань	—	—	3	7	16	73	101
0	-6	100—94	Ново-Пятигорск	135	19	9	11	128	52	354
			Дебальцево	162	97	7	28	58	33	385
			Артемовск	7	20	7	19	20	19	96
			Астрахань	1	2	11	9	4	64	91
6,1	-13	100—94	Ново-Пятигорск	43	4	2	1	29	14	93
			Дебальцево	24	40	—	1	26	11	102
			Артемовск	—	2	—	4	5	3	14
			Астрахань	—	—	4	1	8	9	22
	>0	98-87	Ново-Пятигорск	1	1	4	—	42	72	120
			Дебальцево	—	1	1	—	4	44	50
			Артемовск	2	—	4	7	32	98	159
			Астрахань	—	—	7	5	12	ИЗ	137
0	-6	93—87	Ново-Пятигорск	4	3	18	4	47	29	142
			Дебальцево	—	—	—	—	—	—	—
			Артемовск	3	5	18	27	22	21	96
			Астрахань	—	—	20	14	4	98	140
-6,1	-13	93—87	Ново-Пятигорск	25	5	1	4	30	13	78

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			Дебальцево	—	3	—	2	8	6	19
			Артемовск	—	1	—	17	26	5	49
			Астрахань	—	—	20	3	7	41	71
	>0	86—80	Ново-Пятигорск	1	—	5	—	19	58	63
			Дебальцево	1	—	—	—	3	29	33
			Артемовск	1	—	4	—	17	86	109
			Астрахань	—	—	5	4	6	69	84
0	-6	86—80	Ново-Пятигорск	9	1	4	0	6	16	36
			Дебальцево	—	—	—	—	—	1	1
			Артемовск	—	3	16	2	1	26	48
			Астрахань	—	—	9	4	3	51	67
-6,1	-13	86—80	Ново-Пятигорск	14	—	3	—	8	7	32
			Дебальцево	—	—	—	1	2	1	4
			Артемовск	—	2	2	11	23	1	39
			Астрахань	—	—	4	6	16	17	47

Табл. 5 еще раз показывает правильность вобранных нами условий образования гололеда.

На основании всей проведенной обработки видно, что условия образования гололеда сравнительно мало отличаются от тех условий при образовании воды, которые определяются однокомпонентной системой правила фаз Гиббса.

Если переохлажденная вода образуется при 100% относительной влажности воздуха, то гололед образуется из нее при относительной влажности 100—94%. Небольшое понижение влажности при этом обуславливается -как неточностью ее определения, так и тем, что гололед образуется не в той же точке, где шло образование воды. Перенос капли воды с границы инверсии (либо ее появления) к

поверхности земли (место образования гололеда) приводит к тому, что у поверхности земли, во время образования гололеда относительная влажность имеет меньшее значение, чем на границе инверсии. Однако это понижение влажности не настолько велико, чтобы вызвать испарение капли до образования гололеда.

Приведенный анализ наблюдений может служить основой одного из методов определения вертикальной мощности гололедообразующего слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гапонов. Изв. АН СССР. Сер. географ, и геофиз. наук, № 2, 1939.
2. Климатическое описание Западной пограничной полосы. ГГО, 1933.
3. Воронцов. Изв. АН СССР. Сер. географ, и геофиз. наук, № 3, 1940.
4. Муретов. Гололедные образования на воздушных линиях связи и электропроводах. Гидрометеиздат, 1945.
5. Абрамович. Условия образования гололеда на Европейской территории Союза. Гидрометеиздат, 1944.
6. Муретов. Изд. Всес. бюро по высоковольтным передачам. 1932.
7. Туроверов. Организация и работа опытной гололедной станции в Ново Пятигорске. 1933.
8. 1933.
9. Мультиановский. Мет. вест., № 11, 1925.
10. Malmgren. Met. ZS. XLVII, 1912.
11. Wegener. Met. ZS. XLV, 1910.
12. Koehler. Geof. Publ. Vol. 2. № 1, 1921.
13. Вейнберг. Сб. работ по исслед. условий обледенения. 1937.
14. Тихомиров. Мет. вест., № 9—12, 1931.
15. Селезнева. Сб. работ по исслед. условий обледенения. 1937.
16. Финдлей. Правило фаз. 1935.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА

*Опубликована в сборнике «Труды Главной геофизической
обсерватории», 1963, выпуск 149, с. 3-10.*

Климатические данные, используемые при проектировании

Требования строительной практики к климатическим данным настолько многообразны, что их трудно объединить в краткий перечень. Можно лишь заметить, что практически нет таких разделов, которые не нуждались бы в тех или иных данных по климату. По мере совершенствования методов проектирования сооружений потребность в климатических данных будет возрастать и будут усложняться задачи, стоящие перед строительной климатологией.

Попытаемся выделить те основные характеристики, которые уже в настоящее время широко используются при проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений.

1. Температура. Расчетные температуры наружного воздуха для проектирования ограждений и систем отопления (средняя температура наиболее холодной пятидневки). Расчетные температуры для проектирования вентиляции. Сочетание отрицательных температур и скорости ветра. Повторяемости температур воздуха. Суточные амплитуды температуры воздуха. Продолжительность отопительного периода. Оттепели, их вероятность и температура воздуха во время оттепели.

2. Ветер. Расчетные скорости ветра при определении ветровых нагрузок на сооружения. Направление ветра. Скорости ветра по направлениям. Продолжительность действия различных скоростей ветра по направлениям.

3. Снеговые нагрузки на сооружения. Вероятности различных высот снежного покрова.

4. Количество осадков, интенсивность и продолжительность выпадения осадков. Количество осадков, выпадающих на вертикальную поверхность.

5. Относительная влажность воздуха в различные сезоны и в различные часы суток.

6. Световой климат. Облачность, туманы.

7. Гололедно-изморозевые явления и их влияние на сооружения, на состояние проезжей части дорог и т. д.

Из приведенного, далеко не полного перечня видно, насколько многообразны запросы строительной практики к климатологии.

В действующих (издания 1954 г.) и подготовленных к изданию в 1962 г. «Строительных нормах и правилах» климатические данные, приведенные для отдельных пунктов, представлены в таблицах. Для решения многочисленных вопросов необходимо обобщение отдельных климатических показателей в виде карт климатического районирования.

В «Строительных нормах и правилах» имеется карта климатического районирования, используемая при проектировании жилых и общественных зданий, при планировке городов и поселков и т. д. Эта карта составлена в Научно-исследовательском институте жилища Академии строительства и архитектуры [3]. Положенные в основу районирования характеристики слишком общи и не дают возможности правильно учесть климатические особенности места строительства. Авторы карты при выделении районов использовали следующие климатические показатели: среднюю месячную температуру января и июля, среднюю месячную относительную влажность воздуха в июле, среднюю скорость ветра за три наиболее холодных месяца. В районах с суровой зимой за основную характеристику принята температура января, в районах с жарким летом — температура июля. Так, I климатический район охватывает территории, где температура января колеблется от -14 до -40° , во II климатическом районе температура января изменяется от -7 до -14° , в III климатическом районе основной характеристикой является уже температура июля, январские же температуры учитываются лишь для некоторых подрайонов (подрайон IIIа отличается более холодной

зимой), в IV климатическом районе температуры июля достигают 25—30°.

В дальнейших работах НИИ жилища были использованы данные о скорости ветра (указаны районы, где скорость ветра за три наиболее холодных месяца равна 5 м/сек. и более) и относительной влажности более 75% в июле.

Введение дополнительных характеристик несколько уточнило районирование, но не исправило основной, с нашей точки зрения, погрешности: выделение районов по-прежнему сделано на основании различных критериев — часть по зимним условиям, часть по летним. Это привело к тому, что, например, район IIIa (северная часть Казахстана), ограниченный с севера изотермой —14°, а с юга изотермой +21°, является промежуточным, и обособление этой части территории ничем не оправдано. Несколько по-другому вопрос о климатическом районировании для жилищного строительства разрешен Г. Н. Устиновым [4]. Рассмотрев ряд вопросов, учет которых необходим при проектировании жилых домов и при привязке проекта к месту, Устинов выделил 22 района. При разделении территории СССР на климатические районы он учел влияние летних температур на перегрев помещений, влияние зимних ветров на теплоотдачу зданий и ряд других факторов. Районирование Устинова, с нашей точки зрения, более объективно учитывает влияние климата на тип жилища. Однако полученная Устиновым карта районов сильно схематизирована и, что самое главное, определение границ районов, так же как и в работе [3], в разных частях Советского Союза различно.

Ограничиваясь описанием лишь двух (наиболее полных и интересных) работ по климатическому районированию, укажем, что существует еще ряд районирований (часто в строительной литературе называемых климатическими), в которых используются данные по одному какому-нибудь метеорологическому элементу.

Описанные выше принципы климатического районирования для жилищного строительства [3], [4] страдают одним и тем же недостатком: положенные в основу районирования характеристики не определяют конструктивных особенностей зданий. Ни средняя месячная температура января, ни температура июля не используются в

расчетах при определении толщины стен, мощности отопительных систем и т. д. В качестве критерия, определяющего районы с возможным перегревом помещений летом, принимается температура воздуха в июле $+121^{\circ}$, так как южнее изотермы $+21^{\circ}$, по исследованиям гигиенистов, необходимо принимать меры по борьбе с перегревом помещений. Однако период с такой температурой не постоянен в различных частях СССР, и для правильного определения районов возможного перегрева недостаточно использовать только данные о средней температуре воздуха.

Нам представляется правильным положить в основу климатического районирования для строительства такие характеристики климата, учет которых обязателен и равновозможен на всей территории СССР. Такими величинами являются данные, используемые при определении теплопотерь зданий и при проектировании систем отопления. На всей территории Советского Союза, независимо от температурных условий лета, имеется зимний период, когда необходима защита людей от холода. Следовательно, необходимо рассчитывать толщину стен и мощность системы отопления.

В настоящее время при определении теплопотерь зданий и проектировании отопительных систем используются расчетные температуры наружного воздуха (средняя температура наиболее холодной пятидневки). Влияние ветра на теплопотери учитывается путем введения надбавки, величина которой определяется в зависимости от средней скорости ветра за три наиболее холодных месяца в году. Опыт эксплуатации зданий в различных районах Советского Союза показал, что такой учет влияния ветра на теплопотери зданий неправилен. Теплопотери зданий могут быть максимальными не при самых низких температурах, когда обычно наблюдается небольшая скорость ветра, и не при очень больших скоростях ветра, когда температуры бывают не очень низки, а в период, когда температура низка, но не минимальная, а скорость ветра велика, но не наибольшая.

Для того чтобы учесть совместное влияние отрицательных температур и скорости ветра на теплоотдачу зданий, необходимо

получить комплексную характеристику температуры воздуха и скорости ветра. Эта комплексная характеристика дает возможность судить о повторяемости различных сочетаний температуры воздуха и скорости ветра и более точно рассчитать теплопотери зданий. При обработке материалов были использованы наблюдения за период 1936—1960 гг. Выбирались все сочетания температуры воздуха от 0° и ниже и скорости ветра за все 4 срока наблюдений. Температура воздуха выписывалась по градациям через 2°, а скорость ветра — через 2 и 4 м/сек. (в соответствии с точностью определения скорости ветра по флюгеру).

Полученные сочетания температуры воздуха и скорости ветра выражены в процентах от всего числа наблюдений в год.

Для получения единого параметра, характеризующего теплоотдачу зданий, было введено понятие эффективной температуры T' . Она представляет собой такую температуру, при которой здание имело бы ту же теплоотдачу в условиях штиля, какую оно имеет в действительности при данной температуре наружного воздуха и данной скорости ветра. Влияние скорости ветра на теплоотдачу зданий, а также теоретическое обоснование использования эффективных температур дано в работе Л. С. Гандина «О расчетных метеорологических параметрах теплоотдачи зданий» (см. настоящий сборник).

В качестве одной из основных характеристик для районирования может быть принята эффективная температура T' определенной вероятности. Для опытного районирования нами использована эффективная температура с вероятностью 0,1%, т. е. T' , наблюдающаяся не менее одного-двух раз в год. Выбор этой вероятности обоснован следующими соображениями. В настоящее время расчет теплопотерь зданий производится по температуре самой холодной пятидневки, представляющей собой среднюю температуру холодных пятидневок из 16% зим 40—50-летнего периода. Следовательно, в расчет принимается температура, возможная каждые 5—6 лет. Влияние ветра учитывается надбавками по средним скоростям за три наиболее холодных месяца. После введения надбавок на величину теплопотерь вероятность расчетных температур

повышается. Однако это повышение вероятности имеет место лишь в тех районах, где скорости ветра за три наиболее холодных месяца составляют 5 м/сек. и более. В тех же районах, где эти скорости менее 5 м/сек., вероятность расчетных температур остается равной 16%. Вводя комплексную характеристику температуры и скорости ветра с вероятностью 0,1%, мы используем в расчете условия, ежегодно возможные на всей территории. Величина эффективной температуры T'' с вероятностью 0,1% изменяется на территории СССР в очень широком диапазоне — от -14° (Тбилиси) до -150° (Диксон).

На рис. 1 представлено распределение T'' на территории СССР для ряда станций, расположенных в различных климатических условиях. Как и следовало ожидать, наиболее низкие значения T'' оказались на северных и восточных побережьях, где сильные ветры наблюдаются при низких температурах воздуха.

Одинаковые значения T'' , достигающие -60 , -70° , наблюдаются в степных и пустынных районах Европейской территории СССР (ЕТС) и Казахстана, а также в Восточной Сибири.

Представляет интерес провести сравнение T'' с расчетной температурой наружного воздуха t_p , используемой для расчетов теплотерм зданий в настоящее время. Наибольшие различия наблюдаются на побережьях, в степных и полупустынных районах. Так, на северном побережье ЕТС расчетные температуры наружного воздуха (самые холодные пятнадцатидневки) не очень низки и составляют -23 . -25° . Величина T'' , учитывающая и влияние ветра, достигает здесь очень низких значений. Например, на ст. Канин Нос расчетная температура наружного воздуха t_p равна -23° , а T'' равна -80° . Следовательно, недоучет влияния ветра в этом районе приводит к большому занижению значений теплотерм и неправильному определению толщины стен и мощности систем отопления. На северном побережье Западной Сибири различие между t_p и T'' составляет 40 — 50° . Есть основания предполагать, что такое различие будет иметь место на всем северном побережье СССР.

В степных и пустынных районах Советского Союза различие между t_p и t_p достигает 20 — 30° , и теплотерм, вычисленные без учета влияния ветра, будут сильно занижены..

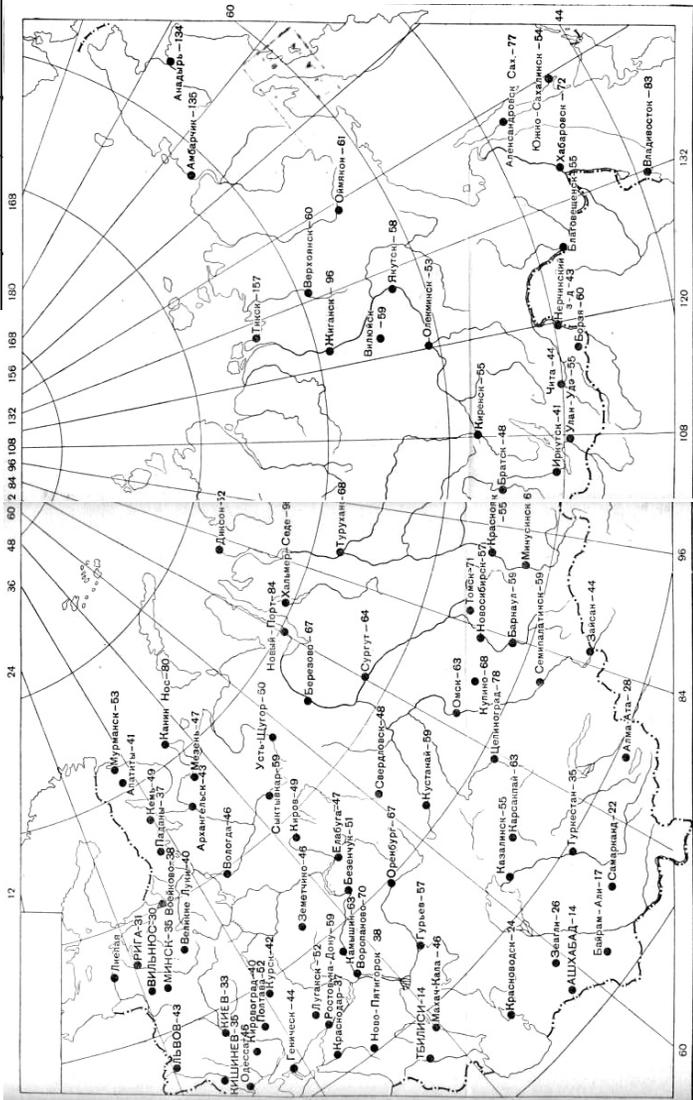


Рис. 1. Распределение эффективных температур с вероятностью 0,1% (T_{0.1%}) на территории СССР.

Если по данным t_p наиболее тяжелые условия наблюдались в Якутии, то по данным T'' наибольшие теплотери возможны на северных побережьях СССР и на побережье Дальнего Востока. Следует особо подчеркнуть, что во Владивостоке $T'' = -83^\circ$, т. е. здесь наблюдаются такие же суровые условия зимы, как на северных побережьях (T'' на ст. Канин Нос -80° , на ст. Хальмер-Седе -95° , на ст. Новый Порт -84° и т. д.).

Исследование распределения эффективных температур дало возможность объяснить тот факт, что во многих районах СССР наблюдались значительно большие теплотери зданий, чем это получилось в результате расчетов по t_p .

Исходный материал, положенный в основу определения эффективных температур, может быть использован и для решения ряда других задач. В частности, для определения условий работы «а открытом воздухе необходимы данные о возможных сочетаниях низких температур и скорости ветра. Эти материалы будут также очень полезны при некоторых расчетах линии электропередач и связи.

Наименьшие различия ($10-15^\circ$) между t_p и T'' наблюдаются во внутренних районах Восточной Сибири, где скорости ветра невелики в течение всей зимы. В этих районах Восточной Сибири изменение методики расчета теплотерь незначительно скажется на расчетных температурах.

Опытное районирование Европейской территории Советского Союза

Основными критериями при выделении климатических районов для строительства нами выбраны: эффективные температуры с вероятностью 0,1% (T''), характеристика условий увлажнения по М. И. Будыко [2], данные о снеговых и ветровых нагрузках, число дней со средней суточной температурой воздуха выше 20° .

Эффективные температуры характеризуют зимние условия эксплуатации зданий. Данные о числе дней со средней суточной температурой выше 20° позволяют выделить районы, где возможен перегрев внутри помещений в летнее время в течение 2 месяцев и

Из публикаций прошлых лет

более. Как указывалось выше, границей районов с возможным перегревом помещений служит изотерма июля $+21^{\circ}$. Положение изотермы $+21^{\circ}$ на ЕТС почти совпадает с изолинией числа дней с температурой выше 20° , равного 60. Однако вторая характеристика (число дней) более полно освещает температурный режим, так как показывает, что в течение двух месяцев возможен перегрев помещений. В южных районах может быть использована еще одна характеристика — число дней со средней суточной температурой выше $+120^{\circ}$, равное 90, т. е. три месяца в году возможен перегрев помещений. Материалы по снеговым нагрузкам использованы для уточнения характеристики зимнего периода. В табл. 1 приведены климатические показатели, использованные при районировании.

Таблица 1

Районы и подрайоны	Климатические показатели			
	эффективные температуры (°С)	условия увлажнения	снеговые нагрузки (кг/м ²)	число дней со средней суточной температурой выше 20°
I	-60 и ниже	избыточно влажный	100—160	менее 60
Ia	-60 и ниже	недостаточно влажный и сухой	50—70	60—90
II	-50, -59	влажный	160—200	менее 60
IIa	-50, -59	недостаточно влажный	100—160	50—60
IIб	-50, -59	недостаточно влажный	50—70	60—90
III	-40, -49	влажный	160	менее 60
IIIa	-40, -49	влажный	70—100	60—90
IIIб	-40, -49	недостаточно влажный	50	60—90
IV	-30, -39	влажный	100	менее 60
IVa	-30, -39	влажный	50—70	менее 60
IVб	-30, -39	недостаточно влажный	50	60—90

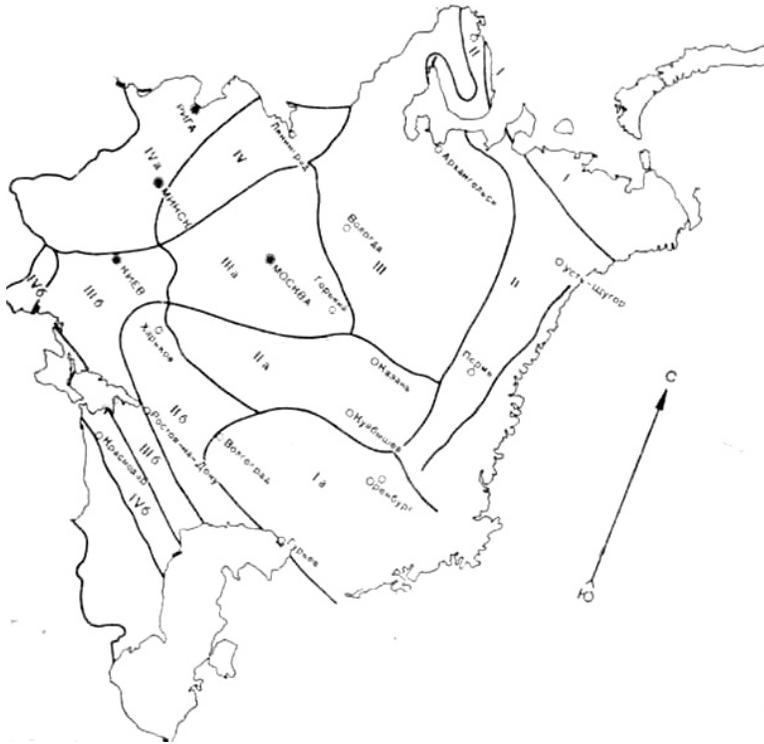


Рис. 2. Опытное климатическое районирование Европейской территории СССР для строительства.

На рис. 2 показано опытное районирование ЕТС. Вся территория разделена на 4 климатических района с подрайонами. Подрайоны выделены по термическим условиям возможного перегрева в летние месяцы и по величине снеговой нагрузки.

Наиболее суровые условия для строительства и эксплуатации зданий имеют место в районе I, где климат избыточно влажный, эффективные температуры ниже -60° , лето прохладное, снеговые нагрузки достигают $100-160 \text{ кг/м}^2$. В этом районе возможны очень сильные штормы — до $40-45 \text{ м/сек}$.

Район Ia по эффективным температурам аналогичен району I ($T'' = -60^\circ$). Сильное выхолаживание здесь обусловлено сочетанием низких температур и сильных ветров, характерных для степных районов. По летним условиям и увлажнению этот район резко отличается от района I. Для района Ia характерно недостаточное увлажнение, а в южной его части климат сухой. Лето здесь жаркое, в течение 2—3 месяцев средняя суточная температура выше 20° . Скорости ветра в этом районе очень велики и достигают 30—33 м/сек. Снежный покров невелик, и снеговые нагрузки достигают 50—70 кг/м².

Климатический район II и подрайоны IIa и IIб по зимним условиям характеризуются одинаковыми эффективными температурами—от -50 до -59° . Район II отличается влажным климатом, значительными снеговыми нагрузками (до 160—200 кг/м²) и прохладным летом. Скорости ветра здесь велики и достигают 33—38 м/сек. В районе IIa климат недостаточно влажный, снеговые нагрузки достигают 100—160 кг/м², число дней со средней суточной температурой выше 20° равно 50—60 дням. Возможны штормы, при которых наблюдаются скорости ветра до 25—28 м/сек. Район IIб характеризуется жарким летом, и перегрев помещений возможен в течение 60—70 дней.

Климатический район III и подрайоны IIIa и IIIб охватывают территории, где эффективные температуры равны -40 , -49° . Этот наиболее обширный район характеризуется влажным климатом (III и III а); недостаточное увлажнение наблюдается лишь в его южной части (III б), где возможен также перегрев помещений летом в течение 2—3 месяцев. Снеговые нагрузки в этом районе меняются в широких пределах — от 160 кг/м² в районе III до 50 кг/м² в подрайоне III б. По скоростям ветра район III и подрайоны IIIa, IIIб чрезвычайно разнообразны: в лесной зоне скорости ветра невелики и один раз в 20 лет достигают 24—25 м/сек., в лесостепной и степной зонах скорости ветра повышаются до 28—33 м/сек.

Климатический район IV и подрайоны IVa и IVб по эффективным температурам являются наиболее теплыми (-30 , -39°) и отличаются от района I на 20—30°. В районе IV и подрайоне IVa климат влажный, лето теплое, однако перегрев помещений, по-видимому, возможен лишь в самой южной части подрайона IVa. Снеговые нагрузки в районе IV

составляют 100 кг/м^2 , а в подрайоне IVa — $50\text{—}70 \text{ кг/м}^2$. Скорости ветра изменяются в довольно широких пределах: в залесенной части района IV и подрайона IVa скорости ветра невелики и редко превышают $24\text{—}25 \text{ м/сек}$. На побережье Балтийского моря скорости возрастают до $28\text{—}33 \text{ м/сек}$. Подрайон IVб характеризуется высокими летними температурами, и перегрев помещений возможен в течение 2—3 месяцев и более. Климат района недостаточно влажный, снеговые нагрузки невелики (50 кг/м^2), скорости ветра достигают в некоторых случаях $28\text{—}33 \text{ м/сек}$.

Выводы

1. Описанное выше климатическое районирование для строительства является опытным. Использованные для районирования показатели охватывают основные климатические характеристики, необходимые при проектировании зданий.

2. Введение эффективных температур дало возможность описать зимние условия более точной комплексной характеристикой, чем расчетные температуры наружного воздуха и средние скорости ветра за три наиболее холодных месяца, равные 5 м/сек и более.

3. В настоящее время в строительной практике защита от зимних ветров рекомендуется только в прибрежных районах. Однако сочетание сильных ветров и низких температур возможно и в континентальных районах страны, и лишь по комплексной характеристике (по эффективным температурам) можно правильно выделить эти районы с особенно суровыми зимними условиями.

4. Часть ЕТС, для которой необходим учет условий летнего перегрева, характеризуется очень разнообразными условиями зимы. Наряду с теплыми районами, где и зимой относительно тепло, на территории, лежащей между реками Доном и Волгой и в Заволжье, зимы очень суровы. Следовательно, при проектировании зданий здесь необходимо предусматривать надежную защиту от сильных теплопотерь и мощную отопительную систему зимой. Вместе с тем нужны устройства по борьбе с перегревом помещений летом.

5. В дальнейшей работе по климатическому районированию для строительства нами будут учтены еще некоторые климатические показатели и, в частности, длительность отопительного периода и сочетание положительных температур и относительной влажности.

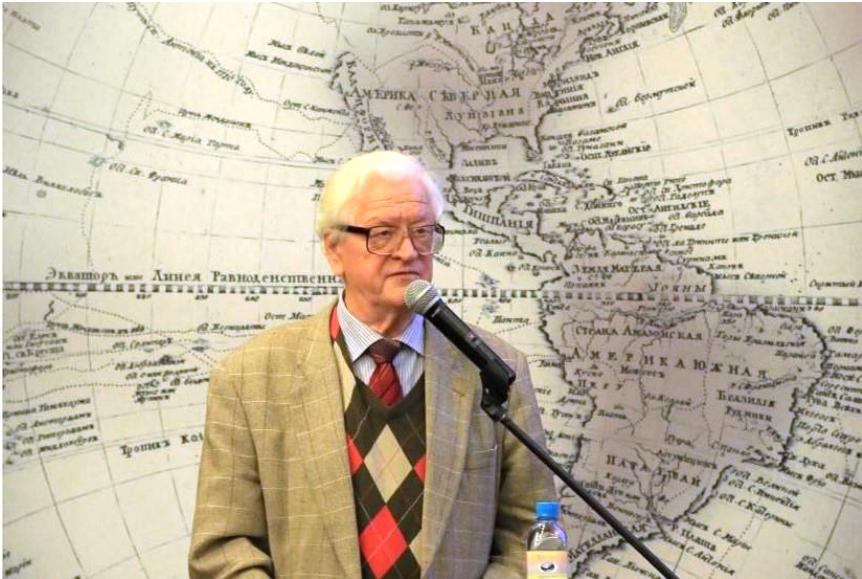
Использование данных об отопительном периоде поможет учесть термические особенности переходных сезонов. Комплекс температуры и влажности даст возможность выделить те районы, где наблюдается прохладное и влажное лето, обуславливающее неблагоприятные условия в помещениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гандин Л. С. О расчетных метеорологических параметрах теплоотдачи зданий (см. настоящий сборник).
2. Григорьев А. А., Будыко М. И. Классификация климатов СССР. Изв. АН СССР, сер. географ., № 3, 1959.
3. Кореньков В. Е. Типизация жилища и природно-климатические условия. Гос. изд. лит. по строительству и архитектуре, М., 1956.
4. Устинов Г. Н. Принципы районирования территории СССР для типового проектирования жилищ. Тр. Магнитогорского горнометаллургического института им. Г. И. Носова, вып. 18, 1959.

КАМИЛЬ ШЕЙХОВИЧ ХАЙРУЛЛИН

К 85-летию со дня рождения



14 января 2022 г. исполнится 85 лет ведущему научному сотруднику Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, специалисту в области прикладной климатологии и биометеорологии, кандидату географических наук Камиллю Шейховичу Хайруллину.

К. Ш. Хайруллин Камиль родился в городе Сретенске Читинской области в семье агрономов — специалистов в области селекции и агротехники. Его отец был удостоен звания «Герой Социалистического Труда» избирался депутатом Верховного Совета СССР, возглавлял НИИСХ Оренбурга.

В 1959 г. К. Ш. Хайруллин окончил Казанский государственный университет по специальности «метеорология и климатология» и по распределению был направлен в город Новосибирск, где работал

инженером борт-аэрологом в пункте самолетного зондирования. С 1961 по 1963 г. он — ассистент в Оренбургском педагогическом институте.

В 1963 г. К. Ш. Хайруллин поступил в аспирантуру ГГО (научный руководитель д-р геогр. наук, профессор И. А. Гольцберг), по окончании которой в 1967 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Оттепели на территории СССР», которая легла в основу его первой монографии (1969 г.).

В 1968–1971 гг. К. Ш. Хайруллин руководил группой специалистов Гидрометеослужбы СССР по оказанию помощи в развитии Гидрометеослужбы Кубы. В Гаване он окончил Академию испанского языка. В 1977–1980 гг. он — эксперт Всемирной метеорологической организации по подготовке кадров для стран бывших португалоговорящих колоний в Анголе. На протяжении ряда лет он являлся докладчиком ВМО по климатическим картам и атласам. Подготовленные им рекомендации включены в Климатический практикум ВМО.

С 1983 по 1992 гг. К. Ш. Хайруллин возглавлял лабораторию микроклимата в Отделе прикладной метеорологии ГГО, под его руководством выполнялась тема «Климаты больших городов СССР». В этот период он участвовал во многих экспедициях, организованных Академией наук СССР и ГГО, по изучению климата зоны освоения БАМ, больших городов и водохранилищ в различных физико-географических районах (Таймыр, Колыма, Якутия, Северный Кавказ, Средняя Азия).

Камиль Шейхович принимал участие в составлении монографий и справочников, таких как: Справочник по опасным природным явлениям РФ (1997), Климат России (2002), Энциклопедия климатических ресурсов РФ (2005); Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь» в 4-х томах (2008–2009).

Он — один из авторов климатических карт в «Национальном атласе России». В 2016 г. подготовленные им материалы, посвященные деятельности отечественной гидрометеослужбы в

Великой Отечественной войне, были включены в «Военно-географический альбом 1941—45».



С 2002 г. К. Ш. Хайруллин является председателем Метеорологической комиссии Русского географического общества. Он активно участвует в работе музея метеорологии ГГО: организует выставки, посвященные знаменательным и памятным датам в истории ГГО и Гидрометеослужбы России, читает лекций, проводит экскурсии, пропагандирует ее деятельности гидрометеослужбы в средствах массовой информации.

К.Ш. Хайруллин — лауреат ведомственной премии имени А. И. Воейкова (2001, 2006), он награжден знаком «Отличник Гидрометеослужбы СССР» и «Почетный работник Гидрометеослужбы РФ», грамотой Русского географического общества «За выдающиеся достижения в области географии» (2005).

За активную научно-просветительскую деятельность К. Ш. Хайруллин награжден медалями Общества «Знание» РФ: «За вклад в Российское просветительство» (2008) и «Подвизнику просвещения» (2011).

Коллектив Главной геофизической обсерватории сердечно поздравляет Камиля Шейховича с юбилеем, желает ему доброго здоровья, неиссякаемой энергии и дальнейших успехов в изучении и освещении деятельности гидрометеослужбы России.



УДК 551.510.42

Оценки статистик распределений концентраций: нормативные расчеты и метод Монте-Карло. Зив А. Д. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 6–28.

Рассматривается вопрос об оценках статистик концентраций, среднего, дисперсии, 95-й и 98-й квантилей, с помощью используемых в настоящее время в Российской Федерации стандартных моделей и с помощью метода Монте-Карло. В основу последнего положена одна из моделей, представленных в Стандарте расчета загрязнения воздуха 2017-го года и заранее известное распределение определяющих метеопараметров, применение которого также регламентировано Стандартом. Проведенные сравнения на серии модельных примеров показали в целом хорошее соответствие значений статистик, по крайней мере в тех случаях, когда статистики вычисляются подобными моделями. Одновременно с этим необходимо отметить наличие расхождений, обусловленных отчасти априорным предположением в Стандарте о логнормальном распределении концентраций. Метод Монте-Карло не использует это предположение. В статье обсуждаются возможные применения метода Монте-Карло, в частности для расчета статистик при нестационарных выбросах источников, а также для получения значений фоновых концентраций.

Ключевые слова: расчеты загрязнения воздуха, статистики концентраций, стандартные модели, метод Монте-Карло, логнормальное распределение, нестационарные выбросы, фоновые концентрации.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 18.

УДК 551.584

Микроклиматическое районирование территории Санкт-Петербурга для целей оптимизации управления водными ресурсами. Пигольцина Г. Б., Фасолько Д. В. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 29–36.

На основе данных метеорологических станций за последние два десятилетия (2000-2020 гг.) выполнено микроклиматическое районирование территории Санкт-Петербурга по комплексу специализированных климатических индексов, оказывающих влияние на состояние водных объектов и систем водоотведения

Ключевые слова: микроклиматическое районирование, специализированные показатели, водоснабжение, водоотведение.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 11.

УДК 551.58

Применение ГИС-технологий для прикладного климатического районирования (на примере Дальневосточного Федерального округа). Самойлова Е.П., Задворных В.А. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 37–48.

Проиллюстрирована целесообразность использования современных методов математико-картографического моделирования для объективного прикладного климатического районирования территории, в частности геоинформационных систем.

Построена карта климатических районов Дальневосточного федерального округа для технических целей. На территории региона уточнены границы четырех климатических районов, входящих в ГОСТ 16350–80, выделен новый район.

Ключевые слова: климатическое районирование, геоинформационная система, Дальневосточный федеральный округ, программа QGIS, ГИС-технологии.

Табл. 1. Ил. 7. Библ. 8.

УДК 551.521.9

Моделирование естественной освещенности в условиях безоблачной атмосферы. Горбаренко Е. В., Рублев А. Н., Бунина Н. А. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 49–65.

На основании модельных расчетов интегральной солнечной радиации методом Монте-Карло сделаны теоретические оценки освещенности земной поверхности для обширного набора входных параметров, определяющих ее изменчивость в безоблачной атмосфере. Путем аппроксимации данных математической модели получена аналитическая формула, позволяющая рассчитать значения освещенности для любой географической точки, в любой момент времени. На основе многолетних наблюдений, проводимых в МО МГУ, получена эмпирическая модель освещенности в безоблачных условиях. Проведена валидация моделей и формулы путем прямого сравнения получаемых по ним результатов с данными независимых измерений. Использование модели, формулы и эмпирических соотношений рекомендуется при высоте Солнца больше 15 градусов. Точность предложенных методов сопоставима с точностью измерений освещенности.

Ключевые слова: освещенность, математическое моделирование, многолетние наблюдения, эмпирические уравнения

Табл. 4. Ил. 6. Библ. 18.

УДК 556.56.124

Формирование снежного покрова на мелкозалежном болоте долинного залегания. Калюжный И. Л. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 66–78.

Ветровой поток является основным фактором, формирующим снежный покров в долине заболоченного ручья. Установлено, что на этой территории формируются зона интенсивного снегосноса и зона накопления снега. Площадь снегосноса превышает $\frac{1}{2}$ площади заболоченной долины, а средняя высота снега в ней близка к 14 см. В зоне снегонакопления, приуроченной к кустарниковой и древесной растительности, крутым склонам, руслу и прирусловой полосе – высоты снега в разы больше (от 60 до 300 см). Потенциальный снегоперенос, соответствующий открытой местности долины ручья, равен $686 \text{ м}^3/\text{пог.м}$. В реальных условиях объем переносимого снега равен $343 \text{ м}^3/\text{пог.м}$. Результаты натурных наблюдений позволяют проектировать снегозащитные мероприятия промышленных объектов или линейных сооружений, расположенных на болоте.

Ключевые слова: мелкозалежное болото, ветровой поток, снегоснос, снегонакопления

Табл. 4. Ил. 1. Библ. 10.

УДК 551.594

К экспериментальной оценке токов молний. Снегуров А. В., Снегуров В. С. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 79–129.

Рассмотрены соотношения для оценки тока молниевых разрядов в землю различной полярности. Проведен анализ токов молний в зависимости от расстояния, направления прихода электромагнитного излучения молний, числа датчиков, участвующих в расчетах и величины интервала синхронизации. Показано, что практически все перечисленные факторы влияют на оценку тока молниевых разрядов. Амплитуды напряженности электрического и магнитного поля, токи молний распределены по логарифмически нормальному закону. Разности токов молний, вычисленные по данным 2, 3 и 4 датчиков грозопеленгационной системы Вайсала и четырех индикаторов системы Алвес, равны 9.2, 2.8 и 1.4 кА.

Ключевые слова: грозопеленгационные системы, амплитуды электрического и магнитного поля, токи молний, проверка нормальности распределений, логарифмически-нормальное распределение токов, статистические параметры моделей токов, корреляционные связи между измеренными параметрами.

Табл. 11. Ил. 22. Библ. 67.

УДК 551.58; 551.509.326

Мезомасштабные особенности распределения радиолокационных характеристик кучево-дождевых облаков и их связь с приземными метеорологическими параметрами. Михайлушкин С.Ю., Глибчук С.А., Заморин И.С., Кузнецов А.Д., Солонин А.С. Труды ГГО. 2021. Вып. 603. С. 130–144.

Рассмотрены мезомасштабные особенности пространственного распределения радиолокационных характеристик (продолжительность радиозха гроз, высоты верхней границы облаков) и приземных метеорологических величин (температуры воздуха, параметров ветра) в мае по территории 400×400 км² вокруг Санкт-Петербурга с центром в аэропорту Пулково. Работа направлена на улучшение качества прогноза развития мощных конвективных облаков и связанных с этими облаками опасных для полётов авиации явлений погоды.

Ключевые слова: климатические характеристики, повторяемость гроз, автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс, автоматический метеорологический комплекс «Метеор-Метеоячейка», опасные метеоявления, краткосрочный прогноз погоды для авиации.

Табл. 6. Ил. 5. Библ. 5.

УДК 551.58

Сопоставление статистических данных грозовой и градовой активности на территории Северного Кавказа. Жарашуев М. В. Труды ГГО. 2021. Вып. 603 С. 145–154.

Представлены результаты сопоставления радиолокационных и грозопеленгационных данных о грозоградовой активности, наблюдаемой на территории Северокавказского региона в период с 2009 по 2020 гг.

Выявлены факты сбоев работы грозопеленгационной сети Северного Кавказа, которые оказали существенное влияние на результаты исследования. Особо частым сбоем в работе были подвержены VHF датчики. Удалось установить, что разряды типа «облако-земля», имеют тенденцию к повторению циклов градовой активности. Фактором, препятствующим выявлению циклов молниевой активности, является малый период функционирования ГПС и частые сбои в ее работе.

Ключевые слова: статистика, анализ, грозопеленгация, радиолокация, автоматизация, МРЛ-5.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 11.

Estimates of concentration distribution statistics: standard calculations vs the Monte Carlo simulation. Ziv A. D. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. C. 6–28.

The paper considers the issue of the estimating of the concentration statistics, mean, variance, 95th and 98th quantiles, by means of the standard models currently used in Russian Federation and by the Monte Carlo simulation. The latter is based on one of the models presented in the 2017 Air Pollution Calculation Standard and the known in advance the distributions of the determining meteorological parameters. The use of this kind distribution is also regulated by the Standard. The results of the test runs for the several examples show, in overall, a good agreement between the values of the statistics. However, some discrepancies are should be noted, which is might be partly attributed to the a priori assumption of the lognormal distribution of concentrations, which is not utilized in case of Monte-Carlo simulation. Though high computational cost, Monte Carlo simulation is advantageous in some cases. Among possible applications are the calculating statistics in the case of non-stationary emissions and evaluating of the background concentrations.

Keywords: air pollution calculations, concentration statistics, standard models, Monte Carlo method, lognormal distribution, non-stationary emissions, background concentrations

Tab. 2. Fig. 5. Ref. 18.

Microclimatic zoning of St. Petersburg area for the purpose of optimizing water resources management. Pigoltcina G.B., Fasolko D.V. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. C.29–36.

The article presents the microclimatic zoning of the territory of St. Petersburg, based on meteorological data for the period 2000-2020. The zoning was carried out according to a complex of specialized climatic indices that affect the state of water bodies and water disposal systems.

Keywords: microclimatic zoning, specialized indices, water supply, water disposal

Tab. 2. Fig. 1. Ref. 11.

Application of GIS technologies for applied climatic zoning (on the example of the Far Eastern federal district. Samoylova E. P., Zadvornyykh V. A. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. C.37–48.

The article illustrates the expediency of using modern methods of mathematical and cartographic modeling for objective applied climatic zoning of the territory.

A map of the climatic regions of the Far Eastern Federal District has been constructed for technical purposes. On the territory of the region, the boundaries of four climatic regions included in GOST 16350-80 have been clarified, a new district has been allocated.

Keywords: climatic zoning, geoinformation system, Far Eastern Federal District, QGIS program, GIS technologies.

Tab. 1. Fig. 7. Ref. 8.

Modeling natural illumination in a cloudless atmosphere. Gorbarenko E. V., Rublev A. N., Bunina N. A. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. C. 49–65.

On the basis of model calculations of the integral solar radiation by the Monte Carlo method, theoretical estimates of the illumination of the earth's surface were made for an extensive set of input parameters that determine its variability in a cloudless atmosphere. By approximating the data of a mathematical model, an analytical formula was obtained that allows calculating the illumination values for any geographical point, at any time. Based on long-term observations carried out at the Moscow State University, an empirical model of illumination in cloudless conditions was obtained. The models and formulas were validated by direct comparison of the results obtained from them with the data of independent measurements. The use of the model, formula and empirical relationships is recommended when the sun is above 15 degrees. The accuracy of the proposed methods is comparable to the accuracy of illumination measurements.

Keywords illumination, mathematical modeling, long-term observations, empirical equations.

Tab. 1. Fig. 7. Ref. 18.

Formation of snow cover in a shallow lowland swamp. Kalyuzhny I. L. Proceedings of MGO. 2021. V. 601. C. 66–78.

Wind flow is the main factor that forms the snow cover in the swampy stream valley. It has been established that in this case a zone of intense snow demolition and a zone of snow accumulation are formed. The snow-carrying area exceeds $\frac{1}{2}$ the area of the swampy valley, and the average snow depth in it is close to 14 cm. In the zone of snow accumulation, confined to shrub and woody vegetation, steep slopes, channel and riverbed, the snow height is several times higher (from 60 to 300 cm). The potential snow transfer corresponding to the open area of the stream valley is $686 \text{ m}^3/\text{linear m}$. In real conditions, the volume of transported snow is $343 \text{ m}^3/\text{linear m}$. The results of field observations make it possible to design snow protection measures for industrial facilities or linear structures located in a swamp.

Key words: shallow bog, wind flow, snow demolition, snow accumulation.

Tab. 4. Fig. 1. Ref. 10.

To the experimental evaluation of lightning currents. Snegurov A. V., Snegurov V. S. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. P. 79–129.

The paper considers the ratios for estimating the current of lightning discharges into the ground of different polarity. The analysis of lightning currents depending on the distance, the direction of arrival of electromagnetic radiation of lightning, the number of sensors involved in the calculations and the magnitude of the synchronization interval were carried out. It is shown that almost all of these factors affect the estimation of the current of lightning discharges. The amplitudes of the strength of the electric and magnetic field, the currents of lightning are distributed according to a logarithmically normal law. The lightning current differences calculated from the data of the 2, 3 and 4 sensors of the Vaisala lightning detection system and the four indicators of the Alwes system are 9.2, 2.8 and 1.4 kA.

Keywords: lightning direction finding systems, amplitudes of electric and magnetic field, lightning currents, checking the normality of distributions, logarithmic-normal distribution of currents, statistical parameters of current models, correlation between the measured parameters.

Tab. 11. Fig. 22. Ref. 67.

Mesoscale features of the distribution of radar characteristics of cumulonimbus clouds and their relationship with surface meteorological values. Mikhaylushkin S. Y. Glibchuk S. A., Zamorin I. S., Kuznetsov A. D., Solonin A. S. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. P. 130–144.

The article considers mesoscale features of the spatial distribution of radar characteristics (duration of the radio echo of thunderstorms, the height of the upper boundary of clouds) and surface meteorological values (air temperature, wind parameters) in May over the territory of $400 \times 400 \text{ km}^2$ around St. Petersburg with the center at Pulkovo airport. The work is being carried out in order to improve the quality of the forecast of the development of powerful convective clouds and weather phenomena associated with these clouds that are dangerous for aviation flights.

Keywords: climatic characteristics, frequency of thunderstorms, automated weather radar complex, AWRC, dangerous weather events, weather forecast for aviation.

Tab. 6. Fig. 5. Ref. 5.

Comparison of statistical data on thunderstorm and hail activity in the North Caucasus. Zharashuev M.V. Proceedings of MGO. 2021. V. 603. C. 145–154.

The article compares radar and thunderstorm direction finding data on thunderstorm activity observed on the territory of the North Caucasus region in the period from 2009 to 2020.

As a result of the comparison of lightning direction finding and radar information, the facts of failures of the lightning direction finding network of the North Caucasus were revealed, which had a significant impact on the results of the study. VHF sensors were particularly prone to malfunctions. At the same time, it was found that cloud-earth discharges tend to repeat cycles of hail activity. The factor preventing the detection of lightning activity cycles is the short period of lightning direction finding operation and frequent failures in its operation.

Keywords: Statistics, analysis, lightning direction finding, radar, automation, MRL-5.

Tab. 3. Fig. 2. Ref. 11

Информация для авторов, представляющих рукописи в журнал «Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова»

К публикации в журнале «Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова» (далее –Труды ГГО) принимаются статьи с результатами оригинальных исследований, сообщения и обзоры по разделам: физика атмосферы, прикладная метеорология, загрязнение атмосферы, климатология. дистанционное зондирование и активные воздействия.

Все представленные для публикации статьи рецензируются анонимно.

Библиографическое описание всех статей журнала представлено в Научно-электронной библиотеке elibrary.ru.

Публикация в журнале бесплатная.

Представляемые в журнал статьи должны быть оригинальными, не допускается дублирование ранее опубликованных рукописей или рукописей, представленных для публикации в другие издания.

Рекомендуемая структура статьи: введение, материалы и методы исследования, результаты, обсуждение, выводы (или заключение), благодарности или ссылки на гранты, при поддержке которых выполнена работа, список литературы.

В рукописи статьи должны быть приведены: индекс по универсальной десятичной классификации (УДК), название статьи, инициалы и фамилии авторов, название и адрес организации (все на русском и английском языке), электронный адрес ведущего автора. Аннотация объемом не более 12 строк, ключевые слова не более 10 на русском и английском языках.

В разделе Выводы (или Заключение) нежелательно дословное тезисное повторение текста из предыдущих разделов статьи.

Список литературы не нумеруется. Фамилия и инициалы автора (авторов) выделяются курсивом. В тексте ссылки приводятся в круглых скобках, например: (Иванов и др., 2020). При наличии ссылок на несколько работ одного автора, опубликованных в одном году, рядом с годом издания указывается буква русского алфавита,

показывающая порядок данного издания в списке литературы, например, (Иванов, 2020а).

Рисунки и таблицы помещаются в тексте. Номер и название таблицы указываются над ней, номер название рисунка – под ним.

Рукопись должна быть набрана шрифтом Times New Roman размером – 12 и напечатана через двойной интервал на одной стороне листа А4; с полями: нижнее и верхнее 20 мм, левое и правое – 15 мм.

Объем статьи не должен превышать 25 страниц формата А4, включая список литературы, таблицы и рисунки.

Рукопись должна быть подписана авторами с указанием фамилии, имени и отчества (полностью), ученой степени, звания, телефонов, адреса электронной почты.

В комплект статьи также входят экспертное заключение о возможности публикации рукописи в открытой печати (с подписью руководителя и печатью организации) и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работают авторы.

Комплект документов для публикации (текст статьи, экспертное заключение о возможности публикации рукописи в открытой печати, сопроводительное письмо) следует присылать в ФГБУ «ГГО»:

194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7.

Электронная версия всех документов **в обязательном порядке** представляется по адресам: director@main.mgo.rssi.ru и makhotk@main.mgo.rssi.ru

Редакция сохраняет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.

Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 603

Подписано в печать 25.02.22. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.

Печать офсетная. Печ. л. 12,625. Тираж 300 экз. Заказ №0220.

Изготовлено в ООО «Д'АРТ».

195030, Санкт-Петербург, Пироговская наб., д. 17 к. 6, литера А, помещ. 8.